

Institutsbericht

2016 / 2017



Impressum

Herausgeber:

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

Redaktion:

Dr. Timo Viehl
Monika Rosenthal
Peter Schubert
Corinna Schütt
Dr. Ralph Latteck

Fotos:

Martin Lukas Kim
IAP Mitarbeiter

Umschlaggestaltung:

Werbeagentur Piehl

Druck:

Druckhaus Berlin-Mitte GmbH

Umschlagfoto:

Luftaufnahme des IAP aus dem Jahr 2016 mit dem Erweiterungsbau in der Mitte
(Foto: Dr. Gerd Baumgarten)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	5
Einleitung	6
Überblick	10
Wissenschaftliche Arbeitsschwerpunkte	16
Forschungstransfer	22
Übersichtsartikel	25
1 Messungen von Schwerewellen mit Lidars	26
2 Die Anwendung von MIMO-Verfahren zur Verbesserung der räumlichen Auflösung atmosphärischer Radarmessungen	30
3 Turbulenzmodellierung mit konsistenter Energetik	34
Die Abteilung Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen	39
4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen	40
5 Variabilität von Schwerewellen und Gezeiten während einer 10-tägigen Lidarmessung in Kühlungsborn	42
6 Saisonale Variation von Schwerewellen und Gezeiten in mittleren Breiten	44
7 GWLcycle: Ausbreitungsrichtung und Phasenlagen von Schwerewellen	46
8 Hodographen aus Lidarbeobachtungen	48
9 Messung von Turbulenz und Schwerewellen mit Ballonen	50
10 Eine neue Beschreibung der Häufigkeitsverteilung von NLC/PMC	52
11 Horizontale und vertikale Strukturen von NLC und ihre Bedeutung für Trends	54
12 Solare und lunare Modulation von NLC über ALOMAR	56
13 WADIS Projektergebnisse: Räumliche und zeitliche Variabilität mesosphärischer Turbulenz, Vergleich turbulenter und chemischer Heizraten	58
14 Raketentragene Messungen in staubigen Plasmen während WADIS-2	60
15 Mesosphärische Temperaturstruktur während WADIS-2	62
16 Simultane Windmessungen mittels Lidar und Raketen	64
17 Mesopausensprünge: Phänomenologie und Erklärung	66
18 Mobiles Doppler-Lidar mit diodengepumptem Alexandrit-Ringlaser	68
19 Dynamik mesosphärischer Metallschichten	70
20 Stratosphärische Aerosole	72
Die Abteilung Radar Sondierungen	75
21 Technische Entwicklungen der Radars am IAP	76
22 Mesosphärische Schichten	80
23 Radarbeobachtungen dynamischer Prozesse in der Atmosphäre	84
24 Messung mesosphärischer Windfelder mit MMARIA	88
25 Vertikale Kopplung zwischen atmosphärischen und ionosphärischen Regionen	90
26 Halbtägige mesosphärische Gezeiten und deren benachbarte Frequenzbänder	94
27 Meteorbeobachtungen aus astrophysikalischer Sicht	96
Die Abteilung Theorie und Modellierung	99
28 Sekundäre Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre	100
29 Eine neue Methode zur dreidimensionalen Beschreibung von Schwerewellen	104

30	Parametrisierung von turbulenter Diffusion im nichthydrostatischen Modell	106
31	Modellierung der äquatorialen mittleren Atmosphäre mit dem KMCM	108
32	Der Ursprung von stationären planetaren Wellen in der Mesosphäre	110
33	Trends in der Zirkulation der mittleren Atmosphäre 1979 – 2100	112
34	Über die Vorhersagbarkeit des troposphärischen Signals nach starken stratosphärischen Erwärmungen	114
35	Ozon in der Mesopausenregion: Budget und photochemisches Gleichgewicht	116
36	Phasenhöhen-Messungen über Europa während der letzten 5 solaren Zyklen - Langzeitvariabilität der Mesosphäre	118
37	Ableitung turbulenter Parameter aus globalen Modellsimulationen	120
38	Globale Zirkulation in der unteren Thermosphäre	122
Anhang		125
A	Liste der verwendeten Abkürzungen	126
B	Organisation des IAP	128
C	Liste der Drittmittelprojekte	129
D	Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler	132
E	Liste der Veröffentlichungen in den Jahren 2016 bis 2018	137
F	Abschlussarbeiten	145
G	Mitarbeiter des Instituts	147
H	Mitglieder der Gremien	148
I	Vereinsatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock	149

Vorwort

Das IAP legt hiermit den dreizehnten Institutsbericht seit seiner Gründung vor. Im Berichtszeitraum haben sich am IAP wiederum einige bedeutende Ereignisse zugetragen. Dazu gehört zunächst die Stellungnahme des Senats der Leibniz-Gemeinschaft vom 17. März 2016 zur Evaluierung des IAP. Die Beurteilung des IAP ist hervorragend ausgefallen. Das IAP zähle „mittlerweile zur Spitze der weltweit ... forschenden Institute“. Wir haben uns sehr über diesen Erfolg gefreut. Ich möchte mich bei allen Mitarbeitern des Instituts bedanken und ihnen zu diesem Ergebnis gratulieren. In diesem Zusammenhang wurde auch der Sondertatbestand VAHCOLI (Vertical And Horizontal COverage by LIdar) genehmigt. Der Erweiterungsbau hat sich seit seiner Fertigstellung im Jahre 2015 bewährt. Die Verwaltung hat dadurch mehr Platz für ihre Aufgaben erhalten, und im Hauptgebäude ist die Radarabteilung erstmals in einem eigenen Flur untergebracht. Wir haben im Erweiterungsbau inzwischen eine Reihe von größeren internationalen Tagungen mit bis zu 150 Teilnehmern durchgeführt.



Die Internationalität am IAP hat in den vergangenen Jahren weiter zugenommen. Dies betrifft die zahlreichen Kooperationen mit Forschungseinrichtungen auf der ganzen Welt, aber zusehends auch die Herkunft der Mitarbeiter. Im Berichtszeitraum waren am IAP insgesamt 21 Wissenschaftler und Doktoranden aus 13 externen Nationen tätig. Die zunehmende Internationalisierung des Institutslebens belebt das wissenschaftliche und kulturelle Spektrum des IAP.

Der Standard der wissenschaftlichen Arbeiten am IAP ist nach wie vor sehr hoch. Neben der Quantität der Publikationen in international angesehenen Fachzeitschriften gibt es dafür eine Reihe von Indizien. Dazu gehört z. B., dass Manuskripte des IAP des Öfteren als „highlight“ hervorgehoben werden. Wir werden alles daran setzen, diesen hohen Standard beizubehalten.

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. In diesen Gremien sind in den letzten zwei Jahren insgesamt drei wichtige Positionen neu besetzt worden. Ich möchte mich bei den ausgeschiedenen Personen, Herrn Woldemar Venohr (MBWK), Frau Dr. Gisela Helbig (BMBF) und Herrn Prof. Dr. Thomas Leisner (Univ. Karlsruhe) herzlich für die vertrauensvolle Zusammenarbeit bedanken.

Die Mitarbeiter des IAP sind das wichtigste Kapital für die erfolgreiche Entwicklung des Instituts. Aufgrund ihres erfolgreichen und unermüdlichen Einsatzes gilt ihnen mein besonderer Dank. Dies gilt auch für diejenigen, die in den wissenschaftlichen Veröffentlichungen und den nachfolgenden Beiträgen namentlich nicht genannt werden und die im Hintergrund, oft über das Selbstverständliche hinausgehend, wirken und so wesentlich zum Erfolg des IAP beitragen. Mein besonderer Dank gilt der Verwaltung, der von externen Wirtschaftsprüfern auch im aktuellen Berichtszeitraum wieder sehr gute Arbeit bescheinigt wurde. Das IAP befindet sich auf sehr gutem Wege. Das Institut hat seine positive Entwicklung der vergangenen Jahre fortgeführt. Allen, die zu diesem Erfolg beigetragen haben, gilt mein aufrichtiger Dank.

Kühlungsborn, im Februar 2018

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.“ gegründet¹. 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. November 1975 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 149 im Anhang beigefügt. Die Organe des Vereins sind: die Mitgliederversammlung, das Kuratorium, der Direktor des Instituts und der Wissenschaftliche Beirat. Die Mitglieder dieser Gremien sind auf Seite 148 im Anhang aufgeführt. Die Mitgliederversammlung und das Kuratorium tagten im Berichtszeitraum mehrmals. Die wissenschaftlichen Arbeiten und Ergebnisse des Instituts wurden dem Wissenschaftlichen Beirat vom 6. bis 8. September 2016 und am 4./5. Oktober 2017 vorgestellt.

¹Am gleichen Standort befand sich vor der deutschen Wiedervereinigung das Observatorium für Ionosphärenforschung.

Lage und bauliche Ausstattung

Das IAP befindet sich bei 54°07'N, 11°46'O, etwa 4 km südöstlich des Ostseebades Kühlungsborn an der Straße nach Kröpelin und damit Luftlinie 24 km westlich der Hanse- und Universitätsstadt Rostock.



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

Der Institutskomplex besteht aus vier Gebäuden: (1) dem Hauptgebäude, (2) dem 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, moderne Labors, die Bibliothek, einen großen Versammlungs- und Vortragsraum sowie Werkstätten und Lagerräume. Für die Unterbringung von Gastwissenschaftlern und zur vorübergehenden Unterstützung neu eingestellter Mitarbeiter besitzt das Institut ferner zwei Gästeappartements in Kühlungsborn und 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 bei Andenes auf der Insel Andøya in Nordnorwegen (geographische Koordinaten: $69^{\circ}17'N$, $16^{\circ}01'O$, fast 3 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 raketengetragenen Messmethoden ermöglicht wird. Die im Observatorium und seiner Umgebung installierten Instrumente werden durch verschiedene internationale Forschungseinrichtungen bereitgestellt, 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 Eisen-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 Antarktis-Station Davis ($68^{\circ}35'S$, $77^{\circ}58'O$) stationiert war und dort wichtige Messungen in der Mesopausenregion durchgeführt hat. Seit 2014 befindet sich dieses Lidar auf ALOMAR.

Generelle Arbeitsmittel

Neben einer effizienten Ausstattung an eigenen Rechnern und dem Zugang zu auswärtigen Großrechnern für die numerische Modellierung stehen den Mitarbeitern des IAP weitere Arbeitsmittel zur Verfügung: 3 Rayleigh-/Mie-/Raman-Lidars, 1 transportables Kalium-/Eisen-Lidar, 2 VHF-Radars,



Abb. 2: Beliebter Tagungsort, der große Saal im Erweiterungsgebäude des IAP

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 Mikrowellenspektrometer zur Messung von Wasserdampf und eine Bodenstation für den Aufstieg von Radiosonden, Ozonsonden und sonstigen instrumentierten Ballons.



Abb. 3: Cafeteria und Erweiterung zum Vortragssaal

Art und Umfang der mit diesen 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, ICON-IAP, verschiedene Reanalysen), teilweise durch Kooperation mit externen Einrichtungen.

Das IAP verfügt über eine leistungsfähige Rechnerinfrastruktur. Ein Hochleistungsrechner mit 892 Prozessorkernen und 4,6 TByte Hauptspeicher wird für Modellrechnungen und andere aufwendige Anwendungen verwendet. Drei Abteilungsserver bilden die Schnittstelle zu diesem System. Dort werden Messdaten erfasst, Programme entwickelt und alltägliche Dienste bereitgestellt. Fast 200 Ar-

beitsplatzrechner und kleinere Server dienen den Mitarbeitern als rechentechnische Basis. Zur Speicherung von Messdaten und Modellergebnissen sowie zur Archivierung und Sicherung von Daten wird ein Bandrobotersystem eingesetzt. Inzwischen sind dort fast 4 PByte abgelegt. Der Internetanschluss des IAP ist redundant mit jeweils 500 MBit/s ausgelegt. Die Außenstelle Juliusruh ist inzwischen mit einmal 300 Mbit/s an das Wissenschaftsnetz des DFN angebunden. An beiden Standorten zusammen werden derzeit monatlich 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:

- Stratosphärenwärmungen (Leitung: Dr. Ch. Zülicke)
- Schwerewellen (Leitung: Dr. I. Strelnikova)
- Gezeiten (Leitung: Dr. G. Stober)

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. 4: Promotion von Timo Viehl an der Universität Rostock am 27. Januar 2017

wurde 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 vier Vertiefungsrichtungen eingeführt worden. Eine mögliche Schwerpunktsetzung ist erfreulicherweise „Atmosphärenphysik und Ozeanographie“.

Die Anzahl der Physikstudenten in Rostock 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 angefertigt werden. Diese Entwicklung ist zu begrüßen, führt aber auch zu einer Mehrbelastung der Professoren und Lehrkräfte am IAP, die zum Beispiel zusätzliche Vorlesungen und Übungen im Rahmen des Masterstudienganges anbieten müssen. Das IAP beteiligt sich damit erheblich an der Ausbildung von Studenten 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



Abb. 5: Andøya Rocket Range im März 2017, MAARSY-Radar, Laser ALOMAR-Observatoriums und Aurora borealis

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 37 Einrichtungen, davon 16 Universitätsinstitute, 6 Leibniz-Institute, 1 Institut der Helmholtz-Gemeinschaft, 2 Max-Planck-Institute und 12 sonstige Einrichtungen. Auf internationaler Ebene bestehen Kooperationen mit 78 ausländischen Forschungseinrichtungen. Einzelheiten zu diesen Kooperationspartnern sind am Ende des Berichtes ab Seite 132 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 Luftleuchten der Universität Nagoya, Temperaturprofile der Mesopausenregion der Colorado State University, LF-Drift- und Meteormessungen des Observatoriums Collm, Radardaten von EISCAT, Arecibo und Jicamarca, sowie Raketensondierungsdaten des Norwegian Defence Research

Establishment in Kjeller, Satellitendaten von SME, UARS, TIMED, ODIN, ENVISAT, SNOE, AIM, AURA sowie Ergebnisse des globalen MLT-Netzwerkes.

Die theoretischen Arbeiten stützen sich unter anderem 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 internationales Programm von SCOSTEP), MS-GWaves (Multi-Scale dynamics of Gravity Waves, ein Forschungsprogramm der DFG), EU-Environment Program, ALOMAR, die oben genannten Satellitenmissionen 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. Neu hinzugekommen ist im Jahr 2016 das Transregioprojekt „Energietransfers in der Atmosphäre und im Ozean“, in welchem eng mit norddeutschen Instituten von Bremen über Hamburg bis Rostock zusammengearbeitet wird.

Überblick

Evaluierung

Für das IAP war der Bericht des Senats der Leibniz-Gemeinschaft über die Evaluierung des IAP von herausragender Bedeutung. Dieser Bericht wurde am 17. März 2016 durch den Senat der Leibniz-Gemeinschaft verabschiedet und daraufhin auf deren Internetseiten öffentlich zugänglich gemacht.

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.

Die Beurteilung des IAP ist hervorragend ausgefallen, u. a. bezüglich der wissenschaftlichen Exzellenz, der gesellschaftlichen Relevanz der am IAP durchgeführten Forschung, 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 133 Mitarbeiter am IAP tätig (nicht alle über den gesamten Zeitraum), davon 35 Wissenschaftler, 18 wissenschaftlich-technische Angestellte, 11 Verwaltungsangestellte (einschließlich Bibliothek und Sekretariat), 27 Doktoranden, 9 mit der Abfassung von Bachelor-, Master- und Diplomarbeiten beschäftigte Studenten und 31 studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte. Außerdem haben 37 Schüler am IAP gearbeitet. Die Tätigkeit von Gastwissenschaftlern am IAP ist auf Seite 13 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 36 Studenten am IAP tätig, 14 haben ihre Abschlussarbeiten (Bachelor, Master, Diplom, Promotion) fertig gestellt. Hinzu kamen 83 Praktikanten und Sommerstudenten. Am IAP wird die Ausbildung von Nachwuchskräften durch die Bildung von Promotionsbeiräten und durch die Einrichtung von Matrixgruppen aktiv unterstützt.

Im Sommer 2016 wurde zum wiederholten Male eine Sommerschule der NASA und des DLR mit der Beteiligung der Universität Rostock und des IAP



Abb. 6: Foto des Hauptgebäudes (links), des Erweiterungsgebäudes (Mitte) und der Villa (rechts) im Winter

durchgeführt. Etwa 25 amerikanische und deutsche Studenten haben sich am IAP über die hier durchgeführten Forschungsarbeiten informiert.

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

Veröffentlichungen

Von besonderer Bedeutung für das IAP sind Publikationen in wissenschaftlichen Fachzeitschriften. Hier hat sich die erfreuliche Entwicklung der letzten Jahre fortgesetzt. Mehrmals wurden von IAP-Mitarbeitern erzielte Forschungsergebnisse als „Highlight“ in EOS, der Mitgliederzeitschrift der *American Geophysical Union*, oder in *Atmospheric Chemistry and Physics* genannt. Eine Veröffentlichung in *Icarus* wurde mit einem Titelbild gewürdigt (siehe Abb. 9). In den Jahren 2016/2017 erschienen insgesamt 78 Aufsätze mit Ergebnissen des IAP, davon 74 in Zeitschriften mit internationaler Begutachtung (s. Seite 137). Die Anzahl der begutachteten Publikationen pro Wissenschaftler 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. Überdies wurden zahlreiche Vorträge und Poster auf internationalen Fachkonferenzen präsentiert.

Drittmittelinwerbung, Projekte

Die Einwerbung von Drittmitteln, die gemäß Vereinsatzung zur Finanzierung eines Teils der Forschungs-



Abb. 8: IAP nimmt Stellung zum Klimawandel, Physik Journal im Juli 2017, Bild des ALOMAR-Observatoriums

arbeiten gestattet ist, spielt am IAP eine große Rolle. Wie die folgenden Kapitel und die Liste der Drittmittelprojekte ab Seite 129 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.



Abb. 7: Gruppenfoto der „ROMIC young scientists“ anlässlich des ROMIC Status Seminars am 9. Mai 2017

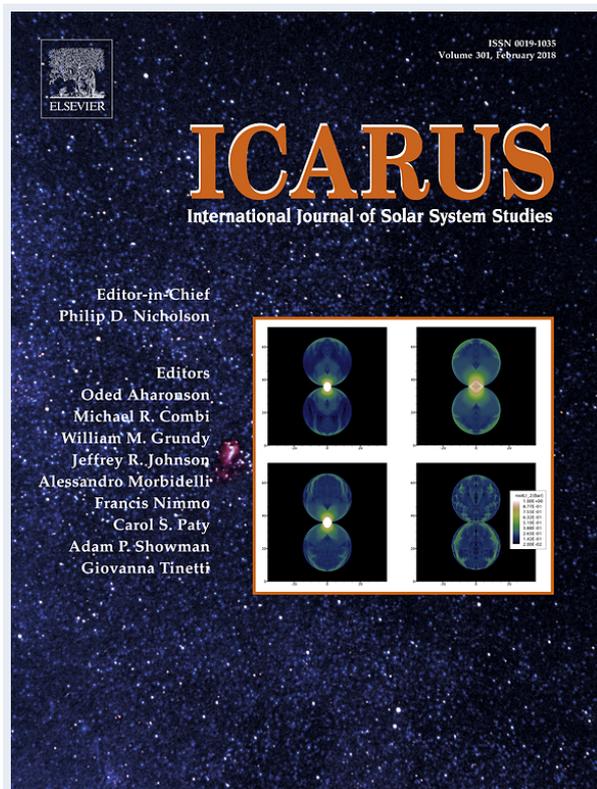


Abb. 9: Titelseite von ICARUS mit Hinweis auf eine Veröffentlichung des IAP

Die Drittmittelinwerbung des IAP hat sich im Berichtszeitraum positiv entwickelt. Das IAP wirbt weiterhin DFG-Projekte ein, und zwar sowohl in Einzelanträgen als auch im Rahmen koordinierter Aktivitäten. Hier sind insbesondere die Forschergruppe MS-GWaves der Goethe-Universität Frankfurt und der Transregio „Energietransfers in der Atmosphäre und im Ozean“ verschiedener norddeutscher Forschungseinrichtungen zu nennen. Die Fördermaßnahme „Role Of the Middle atmosphere In Climate“ (ROMIC), welche auf Initiative des IAP hin vom BMBF eingerichtet wurde, erstreckt sich auf den Zeitraum von 2014 bis 2017. Hier ist das IAP mit einigen Projekten beteiligt. Das BMBF hat im Oktober 2017 erfreulicherweise eine zweite Phase zu ROMIC ausgeschrieben. Das IAP hat in diesem Zusammenhang im Januar 2018 eine Reihe von Projektanträgen gestellt. Der Forschungsgegenstand von ROMIC ist auch im SCOSTEP-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. Im Berichtszeitraum lag der größte Teil der diesbezüglichen Aktivitäten beim Projekt

„Interactions of waves and tides at mid and high latitudes in the ionosphere“ (WaTiLa). Insgesamt hat das IAP im Wettbewerbsverfahren des Paktes wesentlich mehr Mittel eingeworben, als von den Zuwendungsgebern eingezahlt wurde. Wir beabsichtigen auch 2018 wieder einen Antrag zu stellen. Die Förderung von Projekten mit Höhenforschungsraketen (Hfr) erweist sich erfreulicherweise als sehr stabil. Zurzeit läuft das Hfr-Projekt „PMWE - Polare Mesosphärische Winterechos: Rolle der Dynamik und Spurenstoffe“. Die erste Feldmesskampagne auf Andøya ist für das Frühjahr 2018 geplant.

Die Kooperation mit Wirtschaftsunternehmen wird durch Drittmittelprojekte und durch Verwertungsmaßnahmen gefördert. Insgesamt haben die Wissenschaftler des IAP eine Reihe von Möglichkeiten zur erfolgreichen Einwerbung von Drittmitteln.

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



Abb. 10: Bauteile als 3D-Druck für das Projekt VAHCOLI

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 größerer Vortragssaal, die Bibliothek, die Kantine und die Büros der Verwaltung. Der neue Vortragssaal ist im Berichtszeitraum des Öfteren genutzt worden, um größere Tagungen am IAP stattfinden zu lassen, wie z. B. den Trend-Workshop im September 2016, an dem ca. 110 Wissenschaftler aus 16 Ländern teilgenommen haben.

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 in 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 MAARSY wurde mit einem Projekt zur Erweiterung der Flexibilität der Radarsteuerung und des Empfangssystems begonnen.

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

Herausragende Ereignisse im Berichtszeitraum waren die Ersatzbeschaffung für die inzwischen veralteten Abteilungsserver, eine weitere Steigerung der Kapazität des Fileservers und die Installation eines komplett neuen Internetanschlusses.

Die drei Abteilungsserver des Instituts sind Schnittstelle zwischen den Arbeitsplatzrechnern und dem Hochleistungsrechnersystem (HPC). Sie decken alltägliche Aufgaben wie Datenvorverarbeitung, Kommunikation, sowie Softwareentwicklung u. v. a. ab. Die Herausforderung war deshalb, einen möglichst reibungslosen Übergang für die Nutzer zu ermöglichen. Die benötigten Daten und Anwendungen wurden bei gleichzeitiger Aktualisierung der Software übernommen. Die Server erreichen eine wesentliche höhere Leistung und mehr Speicherplatz.

Wie allgemein üblich, steigt auch am IAP der Speicherplatzbedarf stetig an. Messdaten, Modellrechnungen und andere Quellen wurden so umfangreich, dass eine erneute Erweiterung des Fileservers



Abb. 11: Das Innere des Fileservers mit Bandroboter

erforderlich wurde. Die Realisierung erfolgte durch 600 zusätzliche Stellplätze für Magnetbandkassetten. Damit ist das IAP in der Lage jetzt maximal 4,8 PByte zu speichern. 3,8 PByte (1,9 PByte netto wegen doppelter Sicherung) sind zurzeit belegt.

2017 erneuerte der DFN-Verein, unser Internetanbieter, sein komplettes Leitungsnetz. In der Folge wurden auf dem Gelände des IAP zwei neue unabhängige Glasfaseranschlüsse verlegt. Diese erforderten auch die Beschaffung neuer Anschlusstechnik. Damit ist die Voraussetzung geschaffen, die zu erwartende Leistungssteigerung von 2-mal 500 MBit auf 2-mal über 1 GBit umzusetzen.

Im Berichtszeitraum wurde neben vielen anderen Aktivitäten die „IAP-Cloud“ ins Leben gerufen. Damit wird der Forderung nach weltweitem Datenzugriff, vornehmlich durch Mitarbeiter des IAP, Rechnung getragen, und zwar unter Einhaltung des Datenschutzes.

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 34 Wissenschaftler und Studenten aus 14 Ländern für einen längeren Zeitraum am IAP gearbeitet. Wissenschaftler des IAP haben auswärtige Einrichtungen besucht, um gemeinsam an Forschungsprojekten zu arbeiten und zukunftsweisende Kooperationen zu erarbeiten. Man darf feststellen, dass das IAP sowohl im nationalen als auch im internationalen Rahmen sehr gut vernetzt ist.



Abb. 12: Teilnehmer der einwöchigen 13. internationalen LPMR Tagung am 19. September 2017 am IAP

Konferenzen

Es wurden nationale und internationale Tagungen am IAP durchgeführt und Fachsitzungen auf internationalen Konferenzen organisiert, was zur positiven Darstellung des Instituts beiträgt. In den Jahren 2016/2017 fanden am IAP insgesamt 11 nationale und internationale Projekttreffen und Konferenzen statt. Außerdem haben Mitarbeiter des IAP eine Reihe von Fachsitzungen auf internationalen Tagungen, darunter in Wien (EGU), Irkutsk (VarSITI), Prag (IUGG), Albena (VarSITI), San Francisco (AGU), Bern (ISSI) und in Visby (ESA/PAC), organisiert. Hervorzuheben sind die ROMIC-Statusseminare, die seit dem Start des Forschungsprogramms regelmäßig am IAP stattfinden. Hier bewährte sich der neue Erweiterungsbau, in dem auch größere Treffen veranstaltet werden können. 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 „audit berufundfamilie“ der gemeinnützigen Hertie-Stiftung unterzogen. Das Gremium für Chancengleichheit (vormals Gleichstellungskommission), das aus einem repräsentativen Querschnitt männlicher und weiblicher Beschäftigter aus allen drei Abteilungen und der Verwaltung besteht, begleitet diesen Prozess.

Das Verfahren wurde erfolgreich am 15.12.2014 mit dem Erhalt des Zertifikats für drei Jahre absolviert. Damit ist das Institut die Verpflichtung eingegangen, bestehende Regelungen für familienfreund-



Abb. 13: Gruppenfoto der IAP-Mitarbeiter vor dem Start zum Betriebsausflug (Wanderung) am 21. Juni 2017

liche 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-Erweiterungsbau, das ebenfalls regelmäßig genutzt wird, und die Intensivierung unserer „Willkommenskultur“, die ausländischen Beschäftigten eine zügige Integration ermöglicht.

Öffentlichkeitsarbeit

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.



Abb. 14: Das IAP und die Kinder-UNI am 21. Dezember 2016 – „Warum fallen Wolken nicht vom Himmel?“

Das Institut wurde von einigen Gruppen besucht, wie z. B. von der „Wissenskarawane“, einer Gruppe von Schülern aus der näheren Umgebung, oder von Arbeitsgruppen der Universität Rostock. Das IAP beteiligt sich auch an der Broschüre „Leibniz Nordost“, in der über aktuelle Forschungsthemen aus den Leibniz-Instituten des Landes MV berichtet wird. Der internationale Newsletter von VarSITI berichtete mehrmals über Aktivitäten am IAP. Der Direktor hat Vorträge im Audimax der Universität Rostock gehalten, und zwar sowohl im Rahmen der Kinderuniversität als auch für die Seniorenakademie. Mitarbeiter des IAP beteiligen sich an öffentlichkeitswirksamen Veranstaltungen der Universität Rostock, wie z. B. dem Physiktag oder der langen Nacht der Wissenschaften. Im Zusammenhang mit dem Projekt MS-GWaves nahm im Juni 2017 eine Gruppe von Doktoranden des IAP an der langen Nacht der Wissenschaften in Berlin teil und präsentierte an der Freien Universität Geräte und Experimente.



Abb. 15: Begeisterte Besucher auf der Langen Nacht der Wissenschaften in Berlin am 24. Juni 2017



Abb. 16: Pressemitteilung zum Tag der offenen Tür

Im Januar 2017 haben wir nach längerer Pause wieder einen „Tag der offenen Tür“ durchgeführt, mit unerwartet großer Resonanz. Das IAP hat sich auch an einer Festveranstaltung in Rostock anlässlich des Leibniz-Jahres 2016 beteiligt.

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 populärwissenschaftliche Vorträge vor einem nicht fachkundigen Publikum gehalten und damit für ein besseres Verständnis der am IAP durchgeführten Forschungsarbeiten geworben.



Abb. 17: Tag der offenen Tür am 28. Januar 2017

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, Höhenforschungsraketen und Ballons 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 Tageslichtbedingungen 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 Winde und Temperaturen der Atmosphäre nicht nur zeitlich und vertikal sondern auch horizontal vermessen werden.

Messungen mesosphärischer Winde im Höhenbereich von 65 bis 110 km werden ferner kontinuierlich mit Mittelfrequenz- und Meteorradars durchgeführt. Insbesondere die Meteorradars haben in den letzten Jahren an Bedeutung gewonnen. Durch die Zusammenfassung mehrerer Radars in Deutschland und Norwegen konnten neue Netzwerke gebildet werden. Mit diesem Konzept, das als MMARIA bezeichnet wird, ist es erstmals möglich, den Höhenbereich von 85 bis 95 km tomografisch zu untersuchen und somit das Windfeld räumlich und zeitlich aufgelöst zu erfassen. Um die Meteorradarnetzwerke noch weiter zu verbessern und vor allem noch dichter zu gestalten, wird die begonnene Entwicklung der Beobachtung von Meteoriten in Vorwärtsstreuung fortgesetzt.

Die MST- und MF-Radare liefern ebenfalls wichtige Beobachtungen. So können aus der Analyse der spektralen Form und Breite von Radarechos sowie deren Dopplerverschiebung Rückschlüsse über den zugrunde liegenden Streumechanismus, die Turbulenzstärke und eventuell beteiligte atmosphärische Wellen gezogen werden. Ebenso werden die gleichzeitig gemessenen ionosphärischen Hintergrundbedingungen, wie z. B. Elektronendichte und weitere Plasmamaparameter 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. Außerdem wird Turbulenz mit speziellen Sensoren (LITOS) vermessen, die mit Hilfe von

Ballons bis in die mittlere Stratosphäre (ca. 35 km) getragen werden. 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 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 raketengetragenen Instrumenten werden Modellrechnungen unterschiedlicher Komplexität zum tieferen Verständnis dieser Phänomene durchgeführt, z. B. mit den Modellen LIMA/MIMAS und KMCM. Mit LIMA/MIMAS ist es z. B. gelungen, die langfristigen Variationen der von Satelliten gemessenen Häufigkeit und Helligkeit von NLC zu erklären.

Mit Hilfe des MAARSY-Radars werden routinemäßig PMWE beobachtet und daraus eine mehrjährige Klimatologie dieser Echos abgeleitet. Dabei stellt sich ein klarer Zusammenhang zwischen der Auftretswahrscheinlichkeit von PMWE und dem Sonnenstand heraus. Die meisten PMWE werden während der Herbstumstellung im Oktober und während der Frühjahrsumstellung im Februar/März beobachtet. Bezieht man auch noch frühere Ergebnisse und Messungen der dreidimensionalen Struktur von PMWE-Ereignissen ein, stellt sich auch ein Zusammenhang mit der Dynamik von Schwerewellen dar.

Zur Untersuchung der besonderen physikalischen Bedingungen, die zur Erzeugung von PMWE vorhan-

den sein müssen, findet im Frühjahr 2018 eine erste Feldmesskampagne am Andøya Space Center statt. Dazu werden gleichzeitig PMWE mit MAARSY beobachtet und die physikalischen Bedingungen mit einer Höhenforschungsraketen in situ erfasst.

Ein bisher nicht beantworteter Aspekt bei der Erzeugung der o. g. Schichten, insbesondere von NLC und PMSE, betrifft den Nukleationsprozess, von dem allgemein angenommen wird, dass er heterogen an Meteorstaubteilchen stattfindet. Zur Untersuchung der Eigenschaften dieser Staubteilchen wurde vor einigen Jahren am IAP der ECOMA-Detektor entwickelt. In Kooperation mit dem DLR-Institut IPA in Oberpfaffenhofen wird dieser Detektor auch im PMWE-Projekt eingesetzt, um die Bedeutung von eventuell vorhandenen Meteorstaubteilchen für PMWE zu klären.



Abb. 18: NLC mit Schwerewellen am 1. Juli 2017

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 werden in Verbindung mit dem am IAP verfügbaren Meteorablationsmodell unter Berücksichtigung der chemischen Zusammensetzung des Meteors neue Erkenntnisse über den Masseneintrag in die Atmosphäre abgeleitet.

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 Thermo-

sphäre. Die wichtigsten Fragen betreffen die Erzeugung, Ausbreitung und Brechung von Wellen sowie den Transport und die Mischung von Spurengasen.

Wellen und Turbulenz

Atmosphärische Wellen findet man auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen. Die wichtigsten Wellentypen außerhalb der Tropen sind Rossby-Wellen, interne Schwerewellen und thermische Gezeiten. Diese Wellen werden in der unteren Atmosphäre angeregt, breiten sich nach oben aus, dissipieren in unterschiedlichen Höhen und treiben so die residuelle Zirkulation an. In den letzten Jahren sind in situ generierte Wellen, auch „sekundäre Schwerewellen“ genannt, in den Fokus experimenteller und theoretischer Untersuchungen gerückt. Es handelt sich hierbei um Schwerewellen, 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. Unser Verständnis der relevanten Prozesse, insbesondere die Verknüpfung der Mesosphäre mit der Tropo- und Stratosphäre sowie mit der Thermosphäre, ist allerdings noch unzulänglich. Ein eindrucksvolles Beispiel für den Einfluss von Wellen 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 Radar Sondierungen des AAD und Modellrechnungen mit KMCM haben wichtige Details dieses Kopplungsmechanismus aufgeklärt. Mit Hilfe von Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars sowie mit Radars wird am IAP die thermische und dynamische Struktur von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre vermessen und daraus Gezeiten- und Schwerewellenparameter abgeleitet. Der vorhandene Datensatz ist inzwischen so angewachsen, dass auch jahreszeitliche Variationen der Schwerewellenaktivität und der Gezeiten untersucht werden können. Dies sind z. B. die thermischen Gezeiten in Kühlungsborn, wo aufgrund der Tageslichtfähigkeit der Lidars ganztägige Temperaturmessungen möglich wurden. Ferner werden mit Hilfe von DoRIS auf ALOMAR gleichzeitig Schwerewellen in Temperaturen und Winden gemessen, woraus man z. B. auf die Verteilung von potentieller und kinetischer Energie in diesen Wellen schließen kann. Aus den kontinuierlichen Windmessungen der

Meteorradars wurden Klimatologien für die mittlere Zirkulation, Gezeiten und Schwerewellen, sowohl in Andenes als auch in Juliusruh, erstellt. Dabei steht die systematische Untersuchung der saisonalen Variabilität vor allem während der Herbst- und Frühjahrsumstellungen und der Einfluss von Windfeldern in der Stratosphäre und Mesosphäre im Vordergrund.

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. Mit der neuen Version von KMCM wird auch die QBO explizit simuliert, sodass Studien hinsichtlich der saisonalen und interannualen Variabilität in der äquatorialen MLT möglich sind.

Plötzliche stratosphärische Erwärmungen (sudden stratospheric warmings, SSW) sowie die damit zusammenhängenden dynamischen Effekte in der MLT 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 stärkere Aktivität von planetaren Wellen Richtung Äquator dafür verantwortlich ist, dass die SSW sich bis in niedrige Breiten auswirkt. Weiterhin wurde eine umfassende Studie durchgeführt, in der die Dynamik von SSW in verschiedenen Modellen und Reanalyse-Datensätzen miteinander verglichen wurde.

Anhand von KMCM-Simulationen wurde eine *permanent wirkende* interhemisphärische Kopplung postuliert, der die bisher bekannte Kopplung durch Variabilität (typischerweise ausgelöst durch SSW) lediglich überlagert ist. Überraschenderweise ist die *permanent wirkende* interhemisphärische Kopplung im Sommer der Nordhemisphäre am stärksten und kommt vor allem durch orographische Schwerewellen zustande, die in der Südhemisphäre durch die Überströmung der Anden ausgelöst werden. Ohne diese *permanente* Kopplung wäre die Sommer-

mesopause der Nordhemisphäre deutlich wärmer. Zudem wurde ein bisher wenig bekannter Kopplungsprozess mit den am IAP verfügbaren Radarbeobachtungen, die durch Reanalysedaten ergänzt wurden, untersucht: der sogenannte „Hiccup“. Dieser Kopplungsprozess markiert den Beginn der planetaren Wellenaktivität in der mittleren Atmosphäre während der Herbstumstellung. Derzeit wird untersucht, inwieweit dieser Kopplungsprozess auch eine mögliche Erklärung für die beobachtete Phasenänderung der halbtägigen Gezeit in der Mesosphäre darstellt.

Seit kurzem beschränkt sich das IAP nicht mehr nur auf die Untersuchung von Kopplungsprozessen in der mittleren Atmosphäre, sondern erforscht auch die Kopplung der Mesosphäre mit der Thermosphäre/Ionosphäre. Insbesondere Gezeitenwellen transportieren Energie und Impuls aus der unteren und mittleren Atmosphäre in die Thermosphäre, was dort zu einer mittleren Zirkulation führt und substantiell zur Energiebilanz beiträgt. Dieser Zusammenhang wurde am IAP erstmalig theoretisch und mit KMCM-Simulation abgeschätzt. Die Ausbreitung der Gezeiten führt auch zur Kopplung des Neutralgases und ionisierten Atomen/Molekülen (Plasma). Dies hat u. a. Auswirkungen auf die satellitengestützte Kommunikation und Navigation.

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 wird die Morphologie von Schwerewellen und Turbulenz in der MLT anhand von Raketen-, Radar- und Lidarmessungen sowie von Modellrechnungen untersucht, einschließlich der räumlichen und zeitlichen Verteilung.

In der Theorieabteilung wurde ICON-IAP durch ein anisotropes Smagorinsky-Turbulenzmodell erweitert, das auch den nichthydrostatischen Fall konsistent erfasst. Damit sind regionale Simulationen bei sehr hoher Auflösung möglich, die mit Radarbeobachtungen von horizontalen Strukturen im Windfeld verglichen werden. Daneben wurde die Entropieproduktion durch turbulente Wärmeleitung theoretisch untersucht. Dies führte zu weiteren Verbesserungen bei der Modellformulierung und beim Verständnis von so genannten mesosphärischen Inversionsschichten. Die am IAP entwickelte skaleninvariante Formulierung der turbulenten horizontalen Diffusion wurde um den vertikalen Anteil

erweitert, und zwar unter der Annahme geschichteter Makroturbulenz. Insgesamt kann so mithilfe des KMCM der mesoskalige Ast des makroturbulenten Energiespektrums erstmals ohne Zuhilfenahme einer künstlichen Hyperdiffusion bei sehr hoher Auflösung simuliert werden. Im Rahmen des Transregio-Projektes „Energy Transfers in the Atmosphere and Ocean“ wird u. a. untersucht, inwieweit die Annahme geschichteter Makroturbulenz für die Schwerewellenspektren in der mittleren Atmosphäre zutrifft. Außerdem werden skaleninvariante Formulierungen für die makroturbulente Diffusion von Wärme und Spurenstoffen erarbeitet und in die IAP-Modelle (KMCM und ICON-IAP) implementiert. Für den Höhenbereich der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre wurden neue Sensoren für hochaufgelöste Wind- und Temperaturmessungen auf Ballons entwickelt und mehrfach eingesetzt (LITOS). Mit diesen Sensoren wird 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. Im Rahmen der großen internationalen Forschungskampagne GW-LCYCLE haben wir Anfang 2016 zum ersten Mal sechs erfolgreiche LITOS-Flüge in Nord-Skandinavien durchgeführt. Die Daten werden zurzeit ausgewertet.

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. Hinzu kommt das Mischen von Spurenstoffen durch Turbulenz und vor allem durch die Wellen selbst. Im Rahmen von ILWAO wurde gezeigt, dass das vertikale Mischen durch Schwerewellen in der MLT u. U. von Bedeutung ist. Dieses Mischen wird bislang in Klima-Chemiemodellen 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 Photo-

chemie wichtigen Eintrag von atomarem Sauerstoff aus der Thermosphäre in die Mesosphäre. Einige Spurengase, insbesondere Wasserdampf, spielen bei der Interpretation von NLC und PMSE eine wichtige Rolle. 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. Die dreidimensionale Mischung durch Wellen und Turbulenz in der MLT wird anhand von hochaufgelösten Modellrechnungen (KMCM, ICON-IAP und MECTM) in Kombination mit Schwerewellen- und Turbulenzmessungen genauer untersucht.

Am IAP werden Wasserdampfprofile bis ca. 80 km mit Hilfe des Mikrowellenspektrometers MISI gemessen und für die Analyse von Transportprozessen genutzt. Außerdem werden in Zusammenarbeit mit der Universität Stuttgart neuartige 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 klimapolitischem 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. Die langzeitigen Beobachtungsreihen (Reflexionshöhenmessungen im Langwellenbereich, Radar-Windbeobachtungen und Ionosondenmessungen) sowie Temperaturmessungen und NLC-Beobachtungen in der polaren Mesosphäre werden 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 20 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 die langfristige Variation der Sichtbarkeit von NLC

im Wesentlichen vom Wasserdampf bestimmt wird, wohingegen die Abnahme der Temperatur in der Mesopausenregion eine untergeordnete Rolle spielt. Zudem wird aus den Messungen mit dem Meteorradar der zeitliche Verlauf der Höhe der Meteorschicht über mehr als 16 Jahre abgeleitet. In Kombination mit dem Meteorablationsmodell ist es gelungen aus dieser Zeitreihe einen Dichtetrend sowie den Einfluss der solaren Aktivität auf die Dichte in der Mesosphäre 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 ändernden Strahlungshaushalt in Kombination mit dynamischen Variationen zustande, die von der Troposphäre ausgehen. Die Frage der langfristigen Veränderung des dynamischen Antriebs 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 deren Einfluss auf die 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 weiterentwickelt. Zur weiteren qualitativen Verbesserung der mittels Metallresonanz- und Rayleigh-Lidars gewonnenen Temperaturprofile wird die Einsatzfähigkeit bei Tageslicht weiterentwickelt. Hierzu gehören u. a. besonders schmalbandige spektrale Filter im Nachweiszweig sowie Teleskope mit kleinem Sichtfeld, deren Überlapp mit dem Laserstrahl durch geeignete Regelungstechnik gewährleistet wird. Mittelfristig soll das RMR-Lidar in Kühlungsborn mit einer Schwenkvorrichtung versehen werden, um damit auch (horizontale) Winde vermessen zu können. Die vor wenigen Jahren begonnene Neuentwicklung von Windmessungen in der Stratosphäre und Mesosphäre mit dem RMR-Lidar in ALO-

MAR (DoRIS) wird inzwischen quasi routinemäßig eingesetzt. Am IAP wird zurzeit ein neuartiges Lidarkonzept mit der Bezeichnung VAHCOLI (Vertical And Horizontal Coverage by Lidar) entwickelt. Damit soll neben der vertikalen auch die horizontale Struktur des Wind- und Temperaturfeldes vermessen werden. Wir erwarten den ersten Einsatz von VAHCOLI im Jahr 2019.

Nachdem das „Middle Atmosphere ALOMAR Radar System“ (MAARSY) mittlerweile fast 9 Jahre im Betrieb ist, wird an der Erweiterung des Radars gearbeitet. Dazu wurden neue separate Antennenfelder um die Hauptantenne herum installiert. Dadurch wird die effektive Apertur der Antenne weiter vergrößert, was zu einem noch besseren Auflösungsvermögen des Systems beiträgt. Die Entwicklungen an der Hardware wurden durch neue Softwarelösungen ergänzt. MAARSY verfügt jetzt über eine erweiterte Pulsfunktionalität, die es ermöglicht, zeitgleich verschiedene atmosphärische Schichten mit unterschiedlichen Pulsen abzutasten.

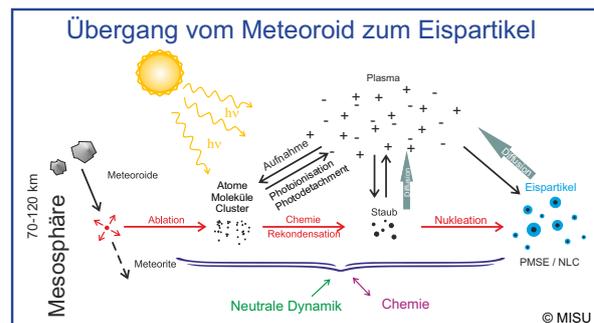
Die technischen Fortschritte der Radare werden durch neue Entwicklungen in der Analysesoftware noch effektiver genutzt. Dazu wurde ein vollständig nicht-lineares Verfahren zur Bestimmung von Winden für MAARSY und für die Meteorradare entwickelt. Diese Software beinhaltet ein umfangreiches Fehlermodell. Das umfangreichste Paket wird derzeit für MMARIA genutzt, um räumlich und zeitlich aufgelöste Windfelder abzuleiten.

Bei der Weiterentwicklung der Radartechnik werden seit einigen Jahren sogenannte USRPs verwendet. Der Vorteil dieser neuen Technologie besteht in einer vollständig digitalen Signalaufbereitung, sowohl sende- als auch empfangsseitig. Dies ermöglicht den Bau einfacher modularer und skalierbarer Radarsysteme zu geringen Kosten. Derzeit wird diese neue Technologie im JULIE-Radar eingesetzt.

Die Verwendung verfügbarer globaler und regionaler Zirkulationsmodelle (z. B. WACCM, CMAM30, HAMMONIA und WRF) 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, wer-

den mit der regionalen Version von ICON-IAP Untersuchungen zu hochfrequenten Schwerewellen und Turbulenz durchgeführt. Zum Verständnis des lokalen und instantanen Beitrages von Wellen zum Budget der Ertelschen potentiellen Wirbelstärke 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 spielen auch temperaturabhängige chemische Reaktionen und Transportprozesse für das Verschwinden von Eisenatomen eine signifikante Rolle. Diese Vermutung wurde durch Modellrechnungen in Zusammenarbeit mit der Universität Leeds weiter bestätigt. Außerdem wurde die Photochemie von FeOH als entscheidender Prozess für die tageszeitliche Variation der Eisenschicht identifiziert. Darüber hinaus werden sehr starke Gezeitenmodulationen der Fe-Dichte beobachtet, und zwar praktisch unabhängig von der Jahreszeit, was zurzeit noch nicht erklärt werden kann. Wir wollen die Interpretation der Signaturen in Metallschichten auch in Zukunft durch neue Modellrechnungen und Kooperation mit anderen Gruppen fortführen.

Forschungstransfer

R. Eixmann, F.-J. Lübken

Das IAP leistet wertvolle Beiträge zur Erforschung der Atmosphäre und damit zur Verbesserung unseres Erkenntnisstandes. Entsprechend konzentrieren sich die Arbeiten am IAP in erster Linie an der Grundlagenforschung. Die wesentlichen Zielgruppen sind hierbei die breite wissenschaftliche Öffentlichkeit sowie die Institutionen zur Forschungsförderung auf Landes-, Bundes- und europäischer Ebene. Zusätzlich werden verstärkt Anstrengungen unternommen, um das am IAP entstandene Wissen und technologische Entwicklungen mit Hilfe des Forschungstransfers für nichtwissenschaftliche Bereiche der Gesellschaft verfügbar zu machen.

Die Basisstruktur des Forschungstransfers wird am IAP in drei Bereiche unterteilt: *Wissenstransfer*, *Technologietransfer* und *Dienstleistungen* sowie *Patentkoordination* und *Vertragsgestaltung*. Dazu arbeitet das Institut mit anderen Leibniz-Instituten des Landes Mecklenburg-Vorpommern an einem Modell für den effektiven Austausch institutsübergreifender Leistungen des Forschungstransfers in Form eines regionalen Netzwerks „Leibniz Nordost“.

Wissenstransfer

Der Wissenstransfer erfolgt primär durch Publikationen, aber auch über Beratungen wissenschaftlicher und politischer Gremien. Dies gilt vor allen Dingen für derzeit relevante globale Klimafragen. Aufgrund der atmosphärenphysikalisch engen Verzahnung der verschiedenen Atmosphärenschichten stellt sich beispielsweise die Frage, inwieweit die mittlere Atmosphäre als Frühwarnsystem für Klimaänderungen angesehen werden kann. Das IAP ist in diesem Bereich ein kompetenter Ansprechpartner für Politik und Gesellschaft.

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 Ionosondenmessungen werden automatisiert am „World Data Center“ eingebunden. 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 Interessenten die ver-

fügbaren Lidar- und Radar Sondierungen einsehen und bei Bedarf anfordern können.

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 Lidars und Radars. 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.

Um den Forschungstransfer zu fördern, werden die Mitarbeiter sensibilisiert. Dazu werden regelmäßig Fachgespräche und Beratungen zu möglichen Transferleistungen durchgeführt. Ziel ist es, am IAP vorhandenes Wissen und die technologischen Entwicklungen potentiellen Nutzern außerhalb der Wissenschaftslandschaft bekannt zu machen.

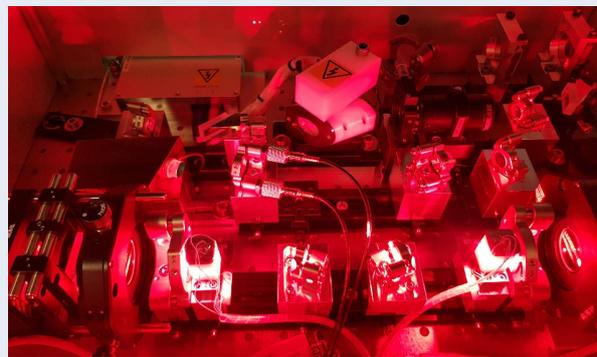


Abb. 19: Ein neuartiger diodengepumpter Alexandrit-Laser mit „Ramp-and-Fire“-Verfahren ermöglicht hohe mittlere Leistungen bei gleichzeitig breitbandiger Durchstimmbarkeit und hoher spektraler Präzision. Am IAP entwickelte Technologien können nicht nur im Bereich der Atmosphärenforschung eingesetzt werden, sondern haben ein großes Potential für wirtschaftliche Weiterverwertungen.

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 La-

sertechnik in Aachen hat die am IAP entwickelte „Ramp-and-Fire“-Technologie beim Betrieb gepulster Alexandrit-Lasern übernommen und entwickelt zusammen mit dem IAP neue diodengepumpte Leistungslaser für Lidar-Systeme. In einigen Firmen werden vom IAP angeregte Technologien entwickelt, die erfolgreich vermarktet werden, so z. B. Elektronik und Sensoren für Höhenforschungsraketen (Hörner & Sulger in Schwetzingen) und Ballons (argus electronic GmbH in Rostock), spezielle Radar-komponenten (Genesis in Australien) sowie diverse Regeltechnik und -elektronik für Diodenlaser.

Dienstleistungen

Das IAP führt auch Dienstleistungen und Berater-tätigkeiten 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).

Im Folgenden seien einige Beispiele genannt:

- Begutachtung von Projekten nationaler und internationaler Forschungsförderungsorganisationen, wie z. B. DFG, DLR, Helmholtz-Gemeinschaft, NSF, ERC, NASA
- Tätigkeiten in wissenschaftlichen Beiräten
- Mitarbeit in Berufungskommissionen an verschiedenen Universitäten
- Co- bzw. Gast-Editorenschaft u. a. in verschiedenen Fachzeitschriften
- Erstellung von Gutachten für die Einstufung von Mitarbeitern an anderen Einrichtungen (Helmholtz-Gemeinschaft, Max-Planck-Gesellschaft)

Zu den Dienstleistungen, die von den wissenschaftlichen Mitarbeitern des IAP erbracht werden, gehören auch Tätigkeiten in auswärtigen Gremien.

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 fünf Jahren zu zwei Patentanmeldungen. Es handelt sich dabei um neue Verfahren zur Spektralanalyse von Laserfrequenzen sowie zur Dopplerwindmessung. Eine weitere Patentanmeldung ist derzeit in Vorbereitung und beinhaltet die Entwicklung einer neuen Radarempfangstechnik (MMARIA), basierend auf einem programmierbaren

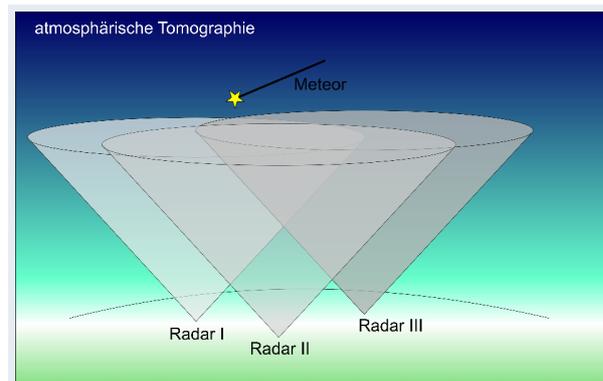


Abb. 20: Technische Entwicklungen des IAP wie das Mehrfach-Radar-Konzept MMARIA sind nicht nur im Bereich der Forschung einzigartig und werden beispielsweise im Rahmen von Patenten für kommerzielle Anwendungen vorbereitet.

integrierten Schaltkreis (FPGA-Chip) mit dem Potential einer wirtschaftlichen Verwendung. Neben der Patentkoordination hat die Beratung bei der Vertragsgestaltung für Forschungs- und Entwicklungsverträge deutlich zugenommen.

Institutsübergreifende Transferleistungen im Netzwerk Leibniz Nordost

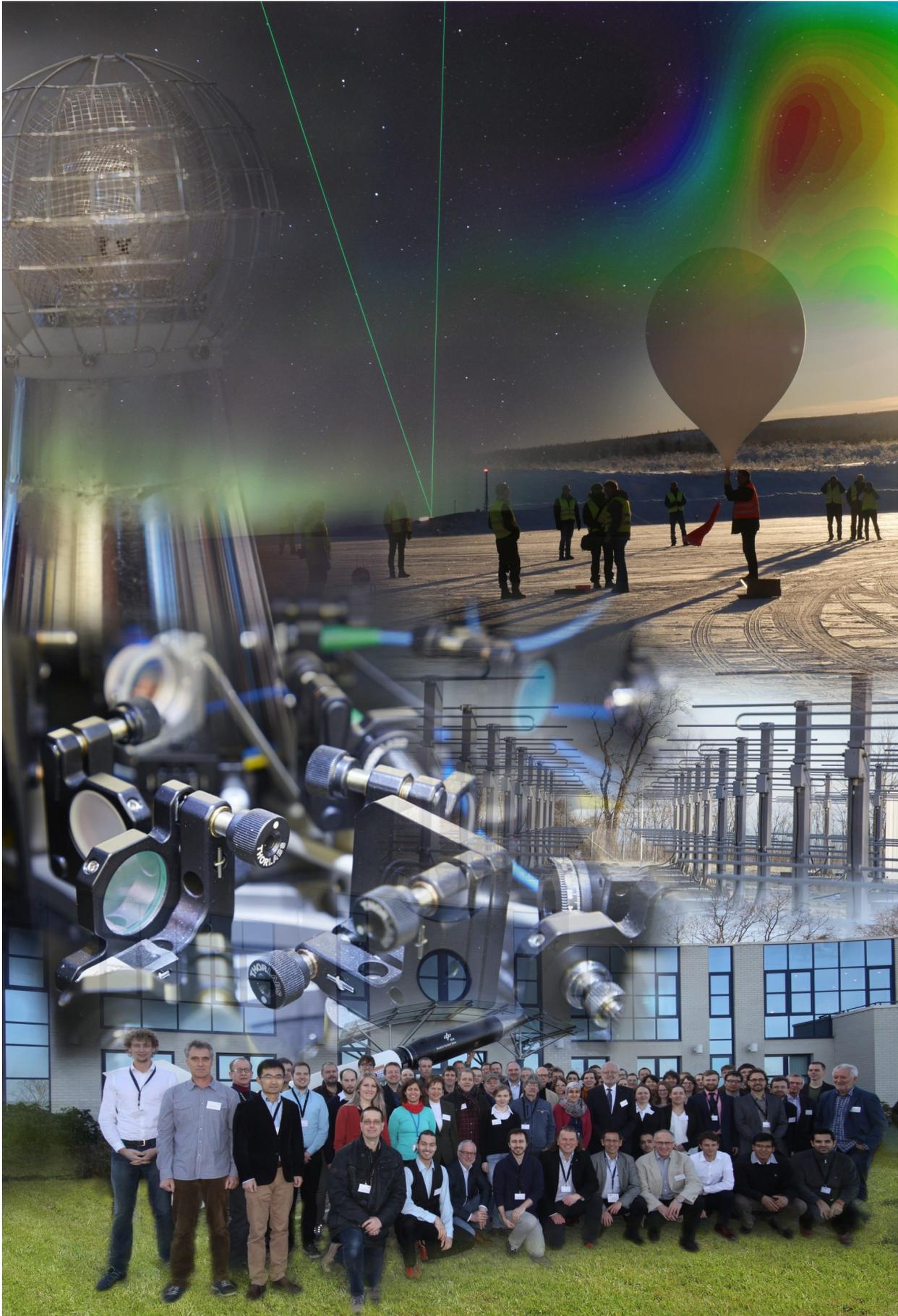
Das IAP entwickelt mit anderen Leibniz-Instituten in Mecklenburg-Vorpommern (IOW², FBN³, INP⁴ und LIKAT⁵) Strukturen, um institutsübergreifende Leistungen des Forschungstransfers gemeinsam und damit effektiver zu nutzen. Jedes der fünf Institute ist für die Entwicklung eines Leistungsmoduls verantwortlich. Das IAP erarbeitet dabei den Wissenstransfer in Schulen, um unter anderem die Nachwuchsförderung zu verbessern. Auf der Grundlage aktueller wissenschaftlicher Erkenntnisse im Bereich der Pädagogik werden in Zusammenarbeit mit dem Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften und Mathematik an der Universität Kiel (IPN) neue Methodiken zur Wissensvermittlung entwickelt. Auf diese Weise wird die eigene Forschung für Schüler adressatgerecht aufbereitet. Einerseits wird so die Entwicklung einer naturwissenschaftlich-technischen Grundbildung unterstützt und andererseits das Interesse im Bereich Naturwissenschaften und Technik geweckt.

² Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde

³ Leibniz-Institut für Nutztierbiologie

⁴ Leibniz-Institut für Plasmaforschung und Technologie

⁵ Leibniz-Institut für Katalyse

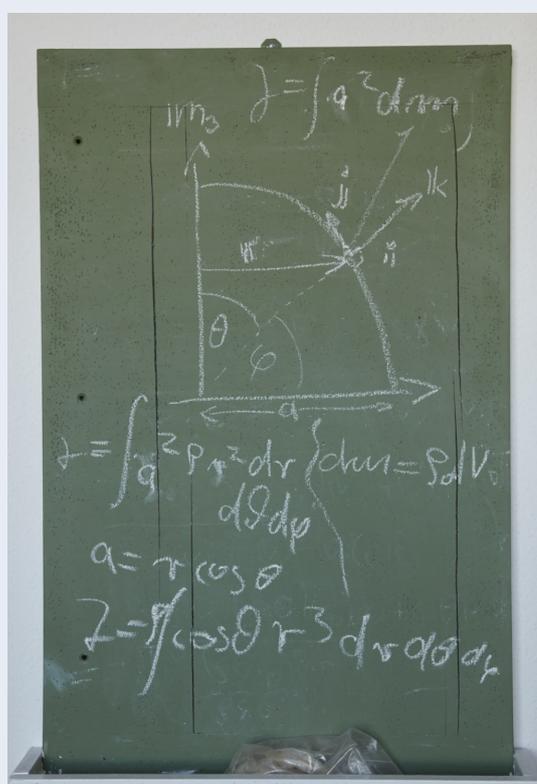
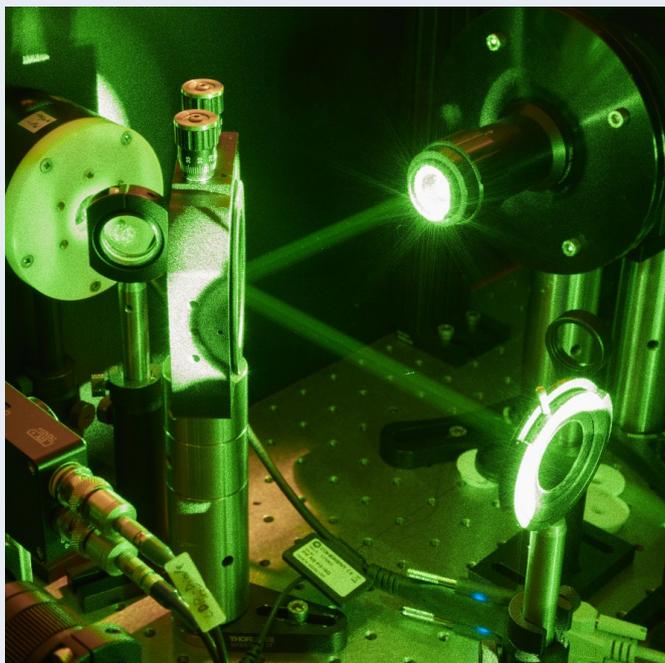


Instrumente und Aktivitäten des IAP

Übersichtsartikel

rechts: Wissenschaftliche Formeln in der theoretischen Modellierung

unten: Optische Werkbank



Übersichtsartikel



Radarrantennen und Analyseinstrumente am IAP in Kühlungsborn

1 Messungen von Schwerewellen mit Lidars

F.-J. Lübken, M. Almowafy, G. Baumgarten, K. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding, J. Höffner, I. Strelnikova, R. Wörl

Schwerewellen spielen eine wichtige Rolle für die Physik der mittleren Atmosphäre. In diesem Kapitel werden einige grundlegende Zusammenhänge rekapituliert und neueste Entwicklungen und Ergebnisse zu Messungen von Schwerewellen mit Lidars des IAP vorgestellt.

Einleitung

Schwerewellen, englisch „gravity waves“, sind periodische Schwankungen in Temperaturen, Winden etc., die auf die Auftriebskraft zurückzuführen sind. Typische Größenordnungen von Wellenparametern sind Perioden von Minuten bis Stunden sowie horizontale Wellenlängen von einigen hundert und vertikale Wellenlängen von wenigen zehn Kilometern. Die Amplituden wachsen wegen der abnehmenden Luftdichte exponentiell mit der Höhe, es sei denn, sie werden instabil und brechen. Schwerewellen werden vornehmlich in der Troposphäre angeregt, beispielsweise beim Überströmen von Bergen. Manchmal kann man Schwerewellen sogar mit bloßem Auge sehen, zum Beispiel in troposphärischen Wolken oder in leuchtenden Nachtwolken (siehe Abbildung 18 auf Seite 17). Eine Untergruppe der Schwerewellen sind Gezeiten, die Perioden mit einem ganzzahligen Bruchteil von 24 Stunden aufweisen (24 h, 12 h, 8 h etc.).

Die Bedeutung von Schwerewellen für die Atmosphäre besteht darin, dass sie u. a. eine großräumige thermische Struktur verursachen können, die teilweise massiv vom strahlungsbedingten Zustand abweicht (Abb. 1.1). In den vergangenen Jahren sind große nationale und internationale Forschungsprogramme zur Erforschung von Schwerewellen initiiert worden, z. B. MS-Gwaves, ROMIC und Deepwave. Dabei hat sich u. a. herausgestellt, dass durch Schwerewellen induzierte Instabilitäten neue Wellen erzeugen können („sekundäre Schwerewellen“), die in bestimmten Höhenschichten von besonderer Bedeutung sind.

Es gibt eine Reihe von Messmethoden zum Nachweis von Schwerewellen, z. B. mit Höhenforschungsraketen, im Luftleuchten, mit Radars und mit satellitengestützten Instrumenten. Dabei geht es in erster Linie um die Ausbreitung von Energie und

Impuls und um deren zeitliche und räumliche Variabilität sowie um die Abhängigkeit dieser Größen von Wellenparametern, wie z. B. von der zonalen Wellenzahl k . In diesem Beitrag konzentrieren wir uns auf neue Entwicklungen bei Lidarmessungen von Schwerewellen und Gezeiten am IAP.

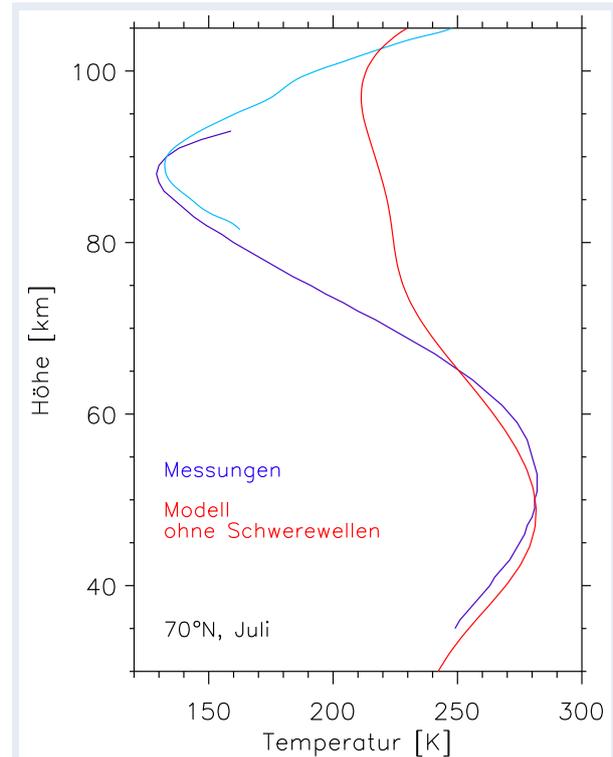


Abb. 1.1: Temperaturprofile im Sommer (Juli) bei 70°N: Messungen (blau) und Vergleich mit Modellrechnungen von KMCM (rot), wobei der Einfluss von Schwerewellen ausgeschaltet wurde. Die Messungen sind mittlere Profile von „fallenden Kugeln“ (dunkelblau) bzw. von unserem Eisenlidar (hellblau) auf ALOMAR (69°N). In der Mesopausenregion weichen Modell und Beobachtungen um bis zu ca. 100°K voneinander ab.

Methodik und Resultate

Das Ziel der Messungen von Schwerewellen besteht i. A. darin, ihre Eigenschaften und ihre Auswirkungen auf die Hintergrundatmosphäre zu charakterisieren. Die Wellen werden durch Gleichungen der folgenden Form beschrieben (hier für die zonale Geschwindigkeit, $u = \bar{u} + u'$):

$$u' = \bar{u} \cdot \exp \left[i(kx + ly + mz - \omega t) + \frac{z}{2H} \right] \quad (1.1)$$

Dabei ist u' die Störung aufgrund der Schwerewelle, \tilde{u} die Wellenamplitude, k , l und m die zonale, meridionale und vertikale Wellenzahl, H die Skalenhöhe und ω die Kreisfrequenz der Welle in einem ruhenden Bezugssystem, also z. B. wie bei Messungen vom Erdboden aus. Dagegen ist $\hat{\omega} = \omega - k\bar{u} - l\bar{v}$ die intrinsische Kreisfrequenz in einem Bezugssystem, das sich mit dem Hintergrundwind (\bar{u}, \bar{v}) mitbewegt. Mit anderen Worten, die am Boden beobachtete Frequenz ω ist durch den Hintergrundwind Dopplerverschoben. Nehmen wir der Einfachheit halber an, die Welle bewege sich nur in vertikaler und zonaler Richtung ($l = 0$). Wenn der Hintergrundwind kleiner ist als die intrinsische Phasengeschwindigkeit $(\bar{u} < -\hat{\omega}/k)$ ändert die vom Boden aus beobachtete Phasengeschwindigkeit, $\omega/k = \hat{\omega}/k + \bar{u}$, ihr Vorzeichen. Wir kommen darauf später zurück.

Die Amplituden der verschiedenen atmosphärenphysikalischen Größen sind durch sogenannte „Polarisationsrelationen“ miteinander verknüpft; Kreisfrequenz und Wellenzahlen sind durch die „Dispersionsrelation“ verbunden:

$$\tilde{\theta} = -\frac{iN^2}{\hat{\omega} \cdot g} \tilde{w} \quad (\text{Polarisationsrelation}) \quad (1.2)$$

$$\frac{\tilde{v}}{\tilde{u}} = -i \frac{f}{\hat{\omega}} \quad (\text{Polarisationsrelation}) \quad (1.3)$$

$$\frac{m}{k} = \frac{N}{\hat{\omega}} \quad (\text{Dispersionsrelation}) \quad (1.4)$$

hier für den einfachen Fall von zonaler Ausbreitung ($l = 0$) und mittleren Frequenzen ($N \gg \hat{\omega} \gg f$), d. h. Perioden von einigen Minuten bis zu einigen Stunden (θ : potentielle Temperatur, N : Brunt-Väisälä-Frequenz, f : Coriolis-Parameter). Interessanterweise kann man durch die Bestimmung der Wellenamplituden \tilde{v} und \tilde{u} mit einem bodengebundenen Instrument die intrinsische Frequenz $\hat{\omega}$ bestimmen.

Das Ziel der Auswertung besteht darin, relevante Kombinationen von Störgrößen zu bestimmen, z. B. den Impulsfluss $\overline{u'v'}$. Die Änderung von $\overline{u'v'}$ bewirkt letztlich die Modifikation des Windes und weitergehende Veränderungen in der Hintergrundatmosphäre. Man kann zeigen, dass eine Messung der Amplituden (z. B. \tilde{u}) äquivalent ist zur Messung der Störungen (u').

Mit Lidars werden quasi-kontinuierlich Messungen von Temperatur- und neuerdings auch Windprofilen (DoRIS, siehe Kap. 16) durchgeführt und daraus Schwankungen um den Mittelwert abgeleitet. Man erkennt Schwerewellen an den abwärts gerichteten Strukturen, d. h. an der nach unten gerichteten

Phasenausbreitung (Abb. 1.2). Eine Besonderheit von Schwerewellen besteht darin, dass die Ausbreitungsrichtungen von Phase und Energie senkrecht aufeinander stehen. Das bedeutet, dass die Energieausbreitung in Abb. 1.2 nach oben gerichtet ist. Man erkennt in dieser Abbildung auch, dass die Amplituden mit der Höhe anwachsen.

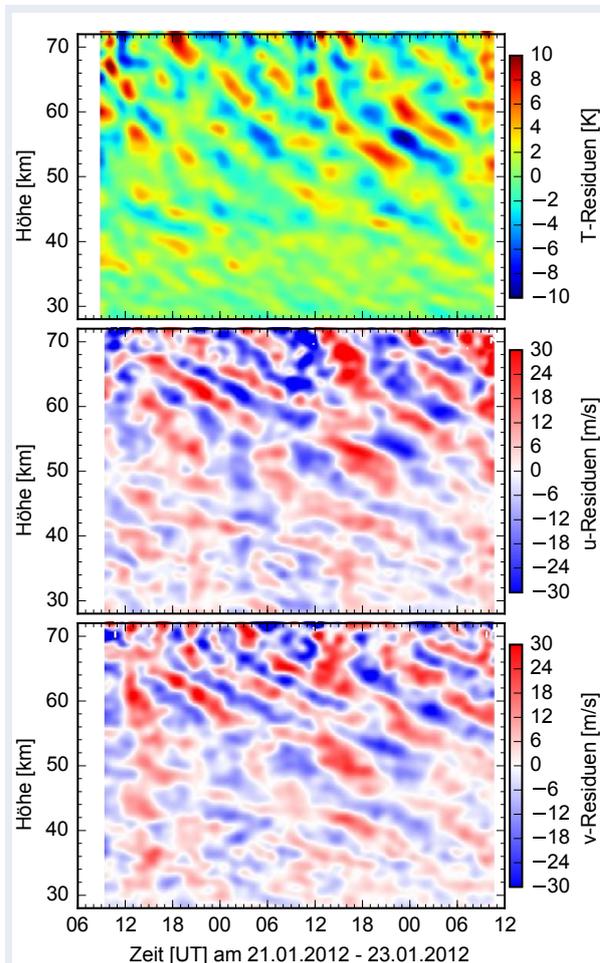


Abb. 1.2: Messungen von Schwerewellen in Temperaturen (oben) sowie in zonalen (Mitte) und meridionalen (unten) Winden mit dem RMR-Lidar auf ALOMAR. Die nach unten laufenden Phasen sind typisch für Schwerewellen. Wegen der abnehmenden Luftdichte wächst die Stärke der Störungen mit zunehmender Höhe an.

Der Vorteil von Messungen mit Lidars besteht in der hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung, womit auch kleinskalige Komponenten des (vertikalen) Wellenspektrums erfasst werden. Aus den Messungen werden zunächst die Ausbreitungsrichtung der Phasen sowie die Amplitude der Temperaturstörung als Funktion der Wellenlänge λ_z und der Periode P_{GW} abgeleitet. Man erhält somit den quasi-kontinuierlichen Verlauf der Morphologie von Schwerewellen in einem großen Höhenbereich von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre. In Kapitel 6 wird zum ersten Mal die jahreszeitliche

Variation von Schwerewellen und Gezeiten in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre vorgestellt. In diesem Zusammenhang ist die am IAP entwickelte Fähigkeit, mit Lidars auch bei Tageslicht messen zu können, von besonderer Bedeutung, weil man damit beispielsweise tageszeitliche Schwankungen von Schwerewellen und Gezeiten vollständig erfassen kann. Aus den Temperaturmessungen wird unter anderem die potentielle Energie von Schwerewellen E_{pot} abgeleitet. Mit DoRIS ergibt sich nun erstmals die Möglichkeit, auch Windschwankungen zu analysieren und daraus die kinetische Energie E_{kin} abzuleiten (Abb. 1.2).

Wir haben aus den Messungen mit dem RMR-Lidar auf ALOMAR zum ersten Mal E_{pot} und E_{kin} bestimmt und gesehen, dass E_{kin} deutlich größer ist als E_{pot} . Dies ist zunächst überraschend, wenn man andere Schwingungen in der Physik, z. B. den harmonischen Oszillator, vor Augen hat. Hier ist im Mittel $E_{\text{pot}} = E_{\text{kin}}$. Die Theorie der Schwerewellen zeigt jedoch, dass man für Wellen mit großen Perioden (d. h. kleinen Frequenzen, genauer: $\hat{\omega} \rightarrow f$) $E_{\text{kin}} > E_{\text{pot}}$ zu erwarten hat.

Bei der Auswertung von Lidarmessungen ist zu beachten, dass man zunächst nur die Projektion der Wellen auf die Blickrichtung des Lidars erfasst, also ein eindimensionales Bild eines dreidimensionalen Phänomens erhält. Wenn das Lidar schwenkbar ist oder wenn man mehrere Lidarstrahlen zur Verfügung hat (wie bei ALOMAR), lässt sich das Bild vervollständigen. Bei langperiodischen Schwerewellen kann man Schwankungen der vertikalen Windkomponente w' vernachlässigen, sodass man eine gute Abschätzung des horizontalen Impulsflusses $\overline{u'v'}(\omega)$ als Funktion der Frequenz erhält. Da wir außerdem T' messen, kann man auch den horizontalen Wärmefluss $\overline{u'T'}(\omega)$ und $\overline{v'T'}(\omega)$ bestimmen. Aus Lidarmessungen ist es dagegen i. A. schwierig, die Abhängigkeit dieser Flüsse von horizontalen Wellenzahlen zu bestimmen, da man dazu einen größeren horizontalen Bereich abtasten müsste, was mit Lidars in der Regel (noch) nicht möglich ist. Kommen wir zurück zur Phasenausbreitung von Schwerewellen. In den letzten Jahren hat sich herausgestellt, dass sekundäre Schwerewellen von großer Bedeutung sein können. Deren Existenz wird oft aufgrund einer aufwärts gerichteten Phasenausbreitung (abwärts gerichteten Ausbreitung der

Energie) postuliert, weil die Quellen hierbei oberhalb der beobachteten Höhe liegen müssen. Hier ist allerdings Vorsicht geboten, denn vom Boden aus misst man die Doppler-verschobene Ausbreitung von Schwerewellen im Hintergrundwind (s. o.). Falls die Windgeschwindigkeit in der gleichen Größenordnung wie die Phasengeschwindigkeit der Schwerewelle ist, ändert sich die vertikale Lage der Phasen grundlegend (siehe Abb. 1.3). In diesem Fall wäre die Annahme, es handle sich bei aufwärts gerichteter Phasenausbreitung um sekundäre Wellen, ein Trugschluss.

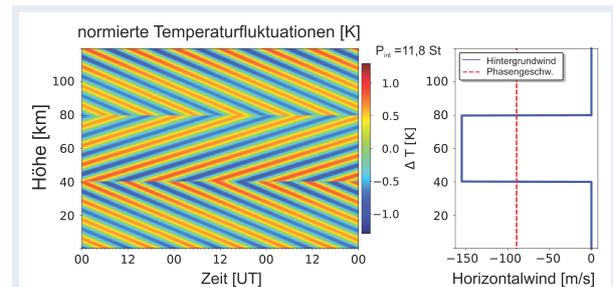


Abb. 1.3: Simulation einer nach oben propagierenden Phase einer Schwerewelle in Höhenbereichen mit unterschiedlichen Zonalwinden: Man erkennt, dass die übliche Ausbreitungsrichtung der Phasen von Schwerewellen (von oben nach unten) sich in Höhenbereichen mit starken Winden umkehrt, d. h. von unten nach oben gerichtet ist.

Mit dem RMR-Lidar auf ALOMAR sind wir in der glücklichen Lage, dieses Problem zu umgehen, in dem wir eine sogenannte Hodographenanalyse durchführen. Dabei werden meridionale und zonale Windschwankungen gegeneinander aufgetragen (Abb. 1.4) und daraus Wellenparameter abgeleitet, wie z. B. λ_z (aus dem Höhenintervall einer vollständigen Umdrehung), die horizontale Richtung der Phasenausbreitung (aus der Richtung der großen Halbachse) und die intrinsische Frequenz (aus dem Verhältnis der Halbachsen und der Polarisationsrelation in Gleichung 1.2). Da wir außerdem Temperaturschwankungen messen, kann man daraus auch noch die Amplitude der vertikalen Störung bestimmen (siehe Gleichung 1.2). Außerdem wird die Zweideutigkeit der Richtung der Phasengeschwindigkeit durch die zusätzliche Information von T' behoben. In Kapitel 8 werden weitere Ergebnisse zu Hodographen und eine statistische Analyse der Ausbreitungsrichtungen vorgestellt.

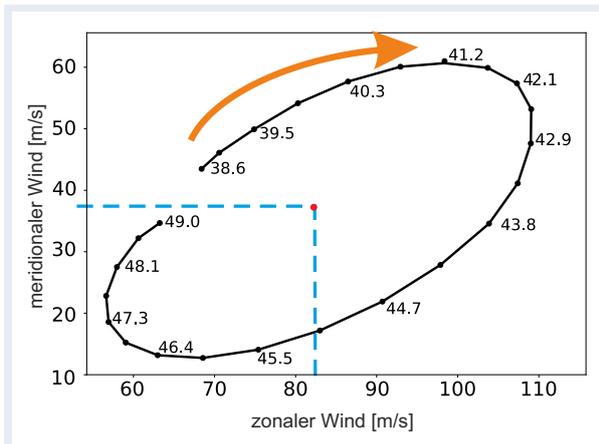


Abb. 1.4: Hodograph aus Messungen mit DoRIS: Es ergeben sich ein mittlerer Wind von $\bar{u} = 82,2$ m/s und $\bar{v} = 37,2$ m/s, eine vertikale Wellenlänge von ca. $49,0$ km – $38,6$ km = $10,4$ km und eine intrinsische Frequenz von $\hat{\omega} = 2,4 \cdot 10^{-4}$ /s, d. h. eine Periode von ca. 7 Stunden ($f = 1,36 \cdot 10^{-4}$ /s). Die Phase der Welle breitet sich nach Südwesten aus.

Ein besonders eindrucksvolles Beispiel von Lidarmessungen von Schwerewellen gelang im Mai 2016, als am IAP in Kühlungsborn zehn Tage lang durchgehend gemessen wurde (siehe Abb. 1.5 und Kap. 5). Die Messreihe zeigt eine beeindruckende kurz- und mittelfristige Variabilität, und zwar sowohl von Gezeiten als auch von Schwerewellen. So verschwinden Gezeiten nach einigen Tagen praktisch vollständig, und Schwerewellen treten zu diesem Zeitpunkt verstärkt auf. Solche Messungen sind nur mit Lidars möglich. Sie demonstrieren, dass Annahmen über eine zeitliche und räumliche Stationarität und Homogenität von Schwerewellen und Gezeiten im Allgemeinen nicht gerechtfertigt sind.

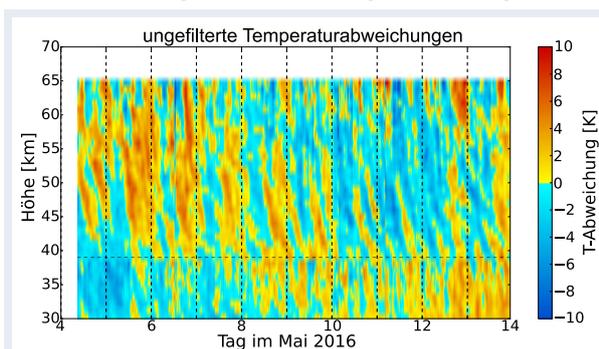


Abb. 1.5: Die längste ununterbrochene Messreihe von Schwerewellen und Gezeiten mit Lidars, die weltweit existiert. Aufgenommen vom 4. bis 14. Mai 2016 am IAP in Kühlungsborn.

Aussichten

Die Bedeutung von Schwerewellen in der Atmosphärenphysik wird in den letzten Jahren immer deutlicher, auch in großskaligen Klimamodellen, wie ein Zitat von Ted Shepherd in Nature Geoscience (2014) belegt:

„... the most uncertain aspect of climate modelling lies in the representation of subgridscale processes such as ... gravity waves“.

Das IAP hat sich diesbezüglich in den letzten Jahren eine weltweit einzigartige Kombination von Expertisen erarbeitet. Dies betrifft nicht nur Messungen mit Lidars und Radars, sondern auch Turbulenzmessungen mit Sensoren auf Höhenforschungsraketen und Ballons. Von besonderer Bedeutung sind dabei auch Modellrechnungen mit KMCM, einem der wenigen globalen Modelle mit expliziter Beschreibung von Schwerewellen. Die experimentellen Untersuchungen haben sich bisher auf Fallstudien konzentriert, werden aber sukzessive auf die Erstellung von Klimatologien und auf die Analyse von langzeitlichen Modulationen und Trends erweitert. In den nächsten Jahren steht die systematische Optimierung und Erweiterung der vorhandenen Methoden im Vordergrund. Selbstverständlich wird dabei auch die Kooperation mit anderen nationalen und internationalen Forschungseinrichtungen eine wichtige Rolle spielen.

Der offensichtliche Nachteil von Lidars besteht darin, dass sie nur von einem Ort aus messen können. Immerhin erlaubt die Schwenkbarkeit einiger Lidars eine gewisse horizontale Abdeckung, z. B. auf ALOMAR. Außerdem gewinnt man zusätzliche Informationen durch Kombination mit anderen Messungen, z. B. aus Luftleuchten oder durch flugzeug- oder satellitengestützte Sondierungen. Diese Methoden weisen ihrerseits allerdings Einschränkungen bezüglich der zeitlichen/räumlichen Auflösung und des erfassten Höhenbereichs auf. Mit der Entwicklung einer neuen Technologie am IAP, genannt VAHCOLI (Vertical And Horizontal Coverage by Lidar), soll dieser Nachteil von Lidars behoben und ein größerer horizontaler Bereich abgedeckt werden. Die Erforschung von Schwerewellen wird auch in Zukunft eine wichtige Rolle im wissenschaftlichen Rahmenprogramm des IAP spielen.

2 Die Anwendung von MIMO-Verfahren zur Verbesserung der räumlichen Auflösung atmosphärischer Radarmessungen

J. L. Chau, J. M. Urco, R. Latteck

Bei herkömmlichen Atmosphärenradaren werden meist eine Sende- und mehrere Empfangsantennen genutzt, um die räumliche Auflösung der Messung innerhalb des beleuchteten Volumens zu verbessern. Dabei ist eine Kombination aus kurzen und langen Abständen der Empfangsantennen zueinander (Basislinien) erforderlich, die in der Regel durch die Installation zusätzlicher Antennen zum bereits vorhandenen Empfangssystem realisiert wird. Beim kohärenten MIMO-Verfahren (MIMO = Multiple Input Multiple Output) werden mehrere, separate Antennengruppen zum Senden unabhängiger, individueller Wellenformen und ebenfalls mehrere, separate Antennengruppen für den Empfang der Signale genutzt. Wenn N Sende- und K Empfangsantennengruppen eingesetzt werden, ergeben sich somit $N \cdot K$ virtuelle Empfangselemente mit einer vergrößerten virtuellen Öffnungsweite, die wiederum eine höhere räumliche Auflösung gegenüber den Standardsystemen ermöglicht. In diesem Kapitel werden mehrere Methoden vorgestellt, wie sich mit Atmosphärenradarsystemen solche voneinander unabhängigen Sendewellenformen erzeugen lassen. Wir zeigen erstmals Ergebnisse der Anwendung des kohärenten MIMO-Systems in Atmosphärenradars zur Untersuchung äquatorialer ionosphärischer Irregularitäten sowie polarer mesosphärischer Sommerechos.

Konzept und Umsetzung

In Atmosphärenradars werden in der Regel mehrere räumlich verteilte Antennen oder Antennengruppen zum Empfang in Kombination mit nur einer Sendeantenne oder -antennengruppe eingesetzt, um die räumliche Auflösung der atmosphärischen Messungen zu verbessern. Dies geschieht entweder durch die Anwendung von Radarinterferometrie oder mittels bildgebender Verfahren (Imaging) unter Verwendung einer Sende-Empfangs-Konfiguration, die aus einem Eingang und mehreren Ausgängen (SIMO = Single Input Multiple Output) besteht. Im Bereich der Kommunikation und der Radarfernerkundung sind auch Konfigurationen mit jeweils mehreren

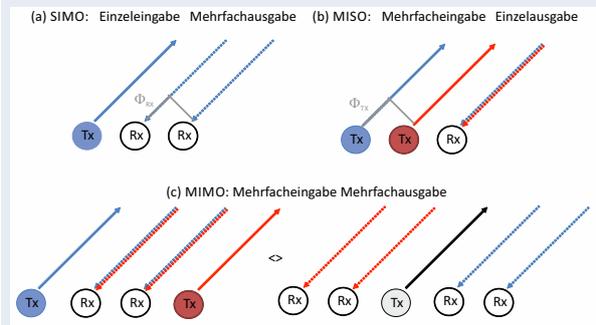


Abb. 2.1: Schematische Darstellung der MIMO-Konfigurationen

Ein- und Ausgängen (MIMO) weit verbreitet. Sind Sender und Empfänger fast nebeneinander angeordnet oder befindet sich das Ziel im Fernfeld, so bezeichnet man diese Konfiguration als kohärentes MIMO-System.

In Abbildung 2.1 sind die verschiedenen Konfigurationen schematisch dargestellt. Bei der SIMO-Konfiguration lässt sich die Position des Ziels ermitteln, indem die Signale der beiden Empfangsantennen des von einem Sender beleuchteten Ziels miteinander kombiniert werden. Dies ist die herkömmliche Vorgehensweise. Bei zwei räumlich getrennten Sendern mit zwei voneinander unabhängigen Wellenformen kann die Position mithilfe eines einzelnen Empfängers (MISO) ermittelt werden, also durch Kombination der Empfangssignale der einzelnen Sender. Die MIMO-Konfiguration ist eine Mischform aus den beiden zuvor beschriebenen Konfigurationen. Aus dem Produkt der Anzahl der Sender und Empfänger ergeben sich virtuelle Empfänger (in diesem Fall 4), die sich über einen größeren räumlichen Bereich (Apertur) erstrecken. Wie wir später zeigen werden, ist es mithilfe der MIMO-Konfiguration auch möglich, vorhandene Lücken in der Apertur zu schließen.

Zur Umsetzung einer MIMO-Konfiguration müssen voneinander räumlich getrennte Sendeantennengruppen mit separaten Signalen gespeist werden können. Außerdem müssen die Sendewellenformen voneinander unabhängig sein, d. h., beim Senden ist eine gewisse Diversität erforderlich. Je nach den Eigenschaften des Ziels können unabhängige Wellenformen durch Variation der Zeit, der Frequenz,

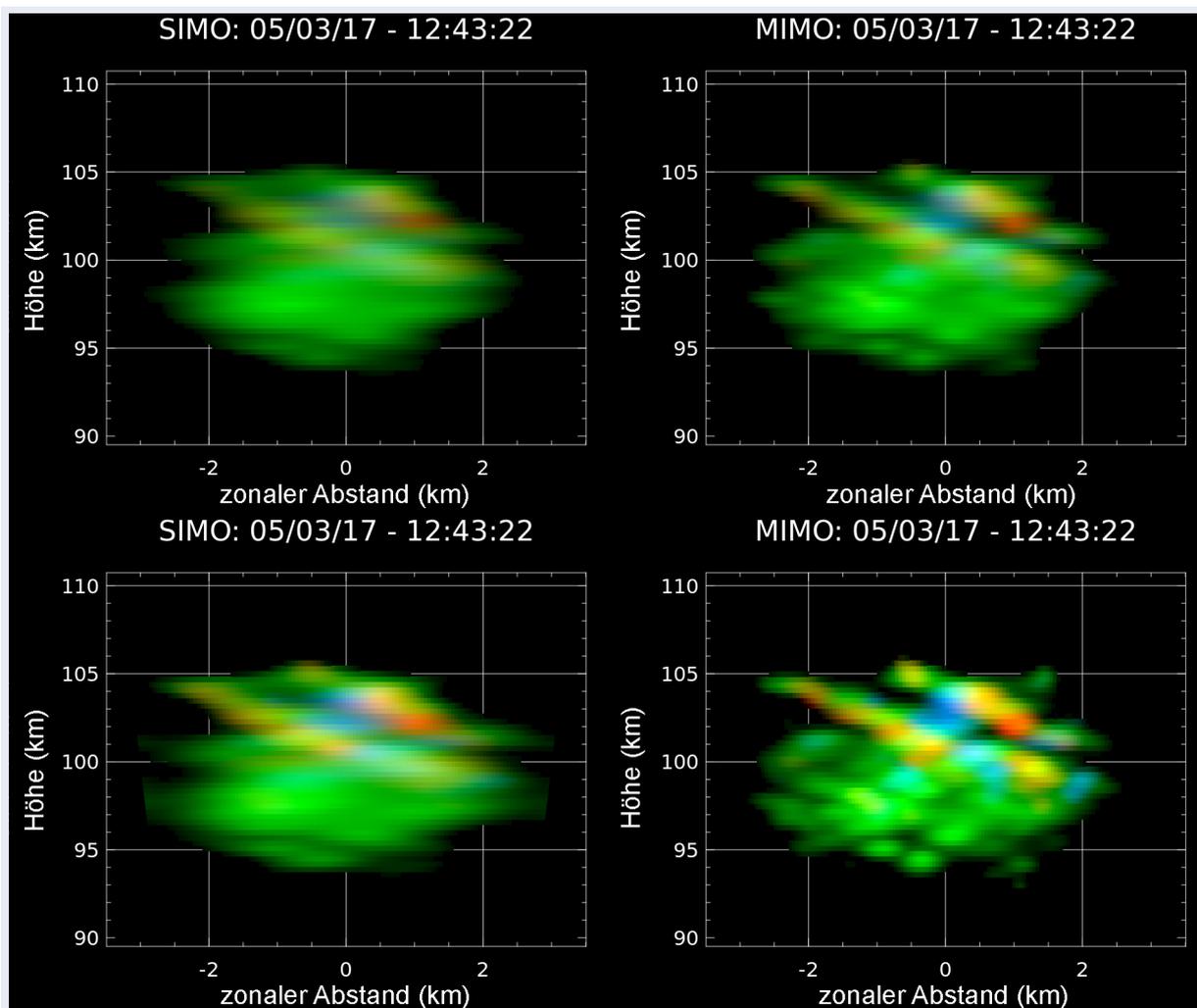


Abb. 2.2: Ergebnisse der kohärenten SIMO- und MIMO-Konfiguration zur Untersuchung der Struktur und Dynamik des äquatorialen Elektrojets mittels der Capon-Methode (oben) und Maximum-Entropie-Methode (unten)

der Polarisation und des Codes erzeugt werden. Wenn zum Beispiel das Ziel das Sendesignal depolarisiert, dann können zwei orthogonale Polarisationen verwendet werden.

Ergebnisse der Beobachtung ionosphärischer Irregularitäten mittels eines kohärenten MIMO-Systems

Zur Erprobung des Konzepts haben wir erstmals eine kohärente MIMO-Konfiguration am Jicamarca-Radioobservatorium (JRO) in Lima (Peru) implementiert. Auf Grund der Modularität und Flexibilität des JRO-Radars, die auch den separaten Empfang beider Polarisationen ermöglicht, konnten im Mai 2017 drei verschiedene Arten des Sendespektrums getestet werden. Konkret führten wir Experimente mit Variation der Zeit, der Polarisation und des Codes durch, um Irregularitäten des äquatorialen Elektrojets (EEJ = equatorial electrojet) zu untersuchen. In allen drei Fällen wurden zwei räumlich getrennte

Sender und vier Empfänger eingesetzt.

Die Radaraufnahmen, die mittels SIMO und MIMO mit zeitlicher Variation gewonnen wurden, sind in Abbildung 2.2 dargestellt. Jede Grafik zeigt eine zweidimensionale Abbildung der EEJ-Irregularitäten in zonaler Entfernung und Höhe. Die Farben enthalten Informationen zur Dopplerverschiebung, spektralen Breite und Intensität. So repräsentieren zum Beispiel die Grundfarben Strukturen mit geringen spektralen Breiten und den entsprechenden Dopplerverschiebungen, d. h., Rot steht für sich schnell auf das Radar zu bewegend Strukturen, Blau für sich schnell vom Radar weg bewegend Strukturen und Grün für sich langsam bewegend Strukturen. Die Radaraufnahmen in Abbildung 2.2 entstanden mittels zweier verschiedener Methoden: Capon (obere Reihe) und Maximum-Entropie (MaxEnt, untere Reihe). Aus den Bildern ist ersichtlich, dass die Methode SIMO-MaxEnt eine vergleichbare Leistung aufweist wie die Methode MIMO-Capon. In beiden

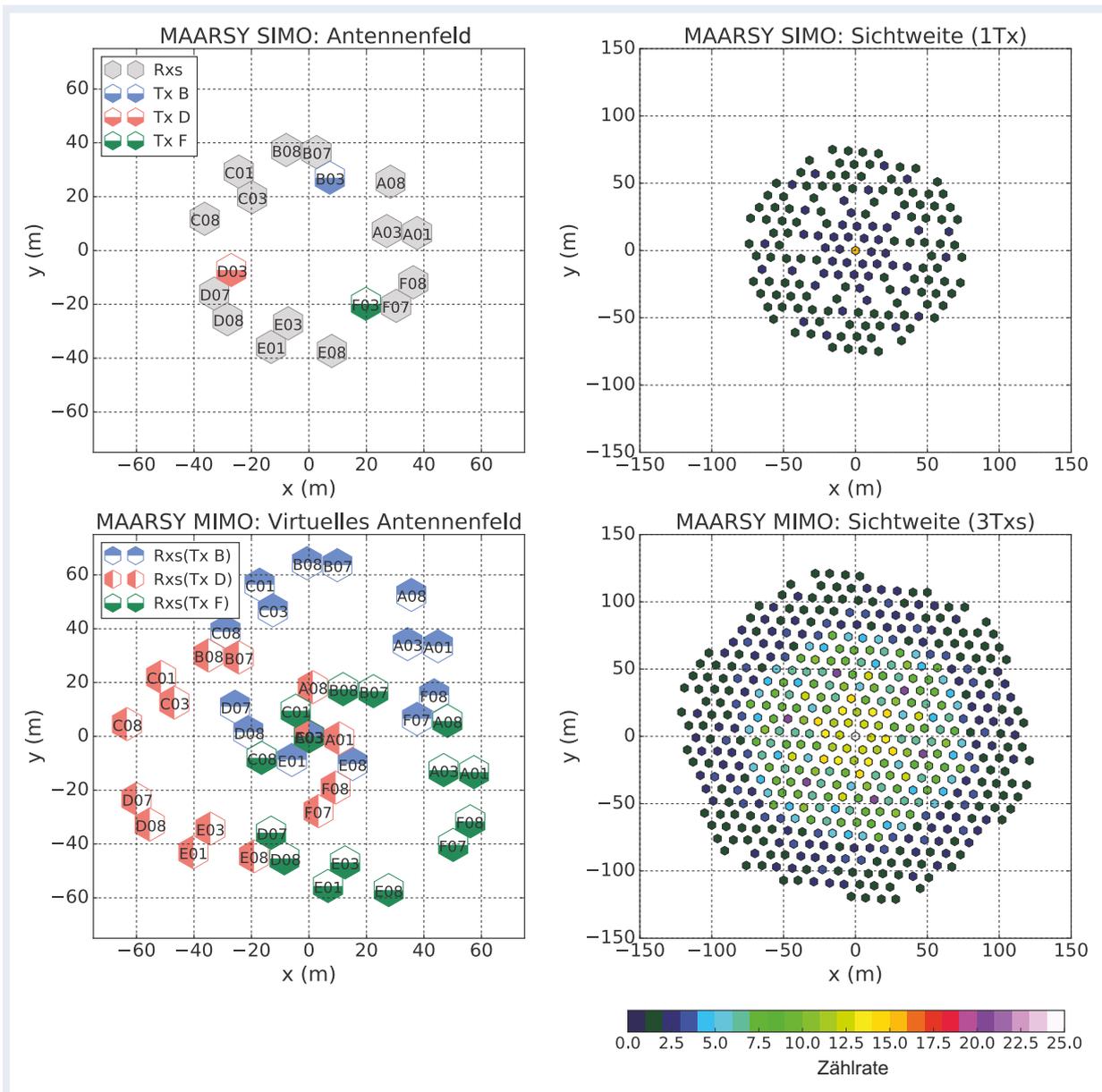


Abb. 2.3: Mit MAARSY erprobte kohärente MIMO-Konfiguration mit drei Sendern

Fällen übertrifft die MIMO-Konfiguration die SIMO-Konfiguration, da sie mehr räumliche Strukturen der EEJ-Irregularitäten zeigt und eine höhere Auflösung ermöglicht. Die besten Ergebnisse werden mit MIMO-MaxEnt erzielt.

Realisierung einer kohärenten MIMO-Konfiguration mit MAARSY

Nach der erfolgreichen Umsetzung der MIMO-Konfiguration am JRO implementierten wir eine kohärente MIMO-Konfiguration im Juli 2017 in das MAARSY, um polare mesosphärische Sommerechos (PMSE) zu untersuchen. Das Antennenfeld des MAARSY umfasst 433 Antennenelemente, die in Gruppen von je 7 Antennen angeordnet sind. Zur MIMO-Realisierung wurde ein Firmware-Upgrade durchgeführt, um das

Senden in voneinander unabhängigen Abschnitten des gesamten Antennenfeldes zu ermöglichen. Auf der Grundlage dieses Upgrades konnten wir eine MIMO-Konfiguration mit drei separaten Sendeantennengruppen mit zeitlicher Variation einrichten. Bei PMSE ist die zeitliche Korrelation groß und liegt in der Größenordnung einiger Sekunden, weswegen eine zeitliche Variation von mehreren Millisekunden angemessen ist und umgesetzt werden konnte. Abbildung 2.3 zeigt die Anordnung der Sender und Empfänger sowie das entsprechende Aperturfeld (Sichtbarkeit) für die SIMO-Konfigurationen (oben) und die MIMO-Konfigurationen (unten). In beiden Fällen wurden jeweils 15 Empfangsantennengruppen verwendet. Die MIMO-Konfiguration umfasst drei separate Sendeantennengruppen (je 3x7 An-

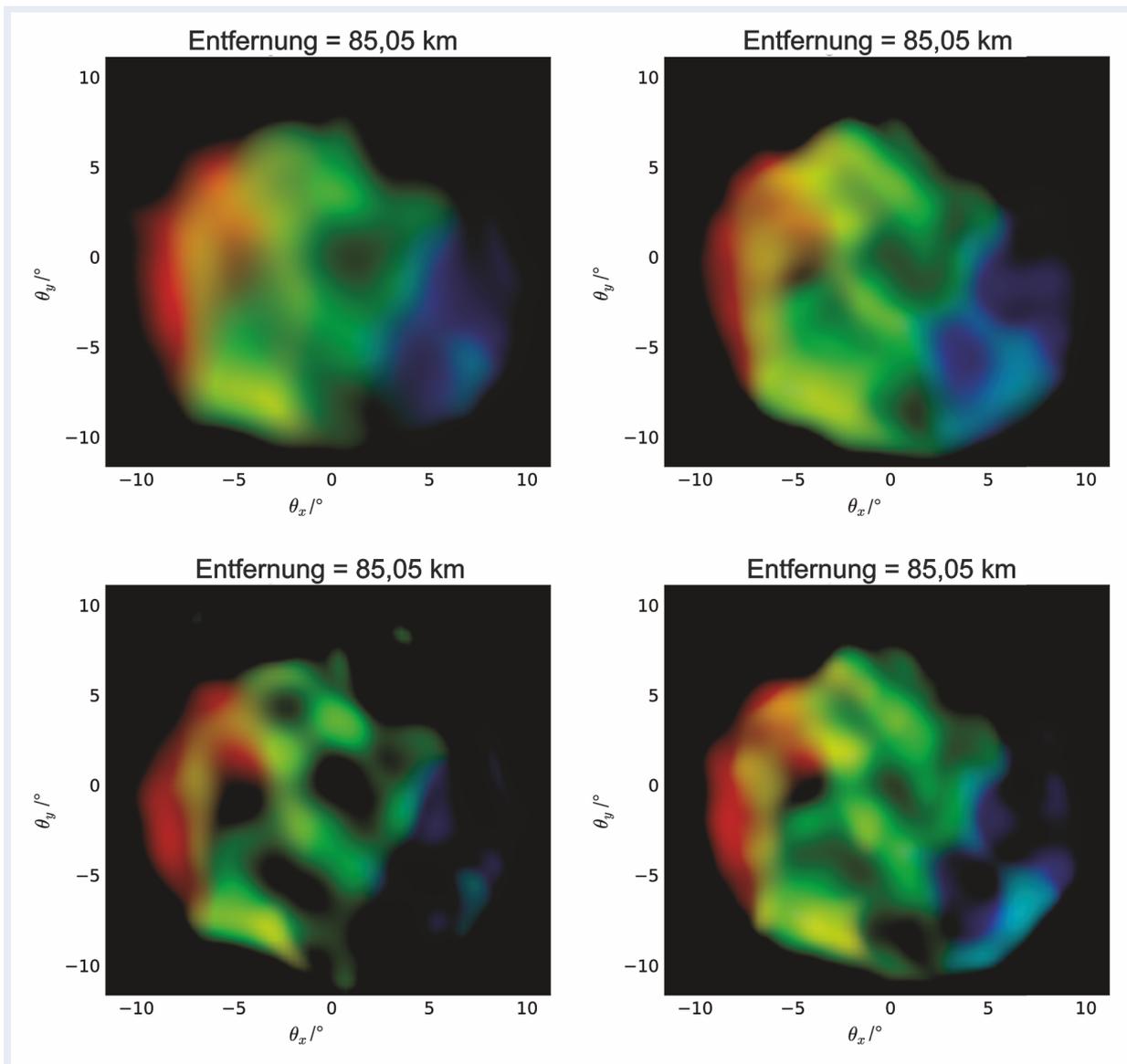


Abb. 2.4: Ergebnisse der kohärenten MIMO-Konfiguration (rechts) im Vergleich zu SIMO (links) zur Untersuchung polarer mesosphärischer Sommerechos, oben mit Capon-Methode und unten mit MaxEnt-Methode

tennen), deren Mittelpunkt in der ersten Grafik durch die Farben Rot, Blau und Grün gekennzeichnet sind. Dadurch ergeben sich insgesamt 45 virtuelle Empfänger. Die daraus resultierende virtuelle Apertur ist nicht nur über 50 % größer als die SIMO-Konfiguration, sondern weist auch weniger Lücken in der Abbildungsfunktion auf. Die vorläufigen Ergebnisse dieser Konfiguration sind in Abb. 2.4 dargestellt. Auch hier wurden die Ergebnisse für SIMO (links) und MIMO (rechts) wieder mit den Methoden Capon (oben) und MaxEnt (unten) ermittelt. In diesem Fall zeigt jede Grafik die horizontale Struktur einer PMSE in einer Höhe von 85 km. Die MIMO-Ergebnisse sind dank der höheren Auflösung der räumlichen Strukturen erneut besser als die SIMO-Ergebnisse.

Unsere vorläufigen Ergebnisse zeigen, dass sich die räumliche Auflösung der Messungen atmosphärischer und ionosphärischer Irregularitäten, die mit Radars gewonnen werden, durch die kohärente MIMO-Konfiguration tatsächlich verbessern lässt. Dabei ist jedoch zu beachten, dass die Realisierung einer MIMO-Konfiguration nicht nur spezielle Eigenschaften des Systems (z. B. Modularität und Pulsflexibilität), sondern auch spezielle Eigenschaften des Ziels voraussetzt. Der Radarquerschnitt des Ziels muss so groß sein, dass Sendediversität möglich ist bzw. dass das Ziel mit einer geringeren Leistung und einer geringeren Antennenfläche beobachtet werden kann. In den kommenden Jahren beabsichtigen wir, MIMO-Ansätze auf weitere atmosphärische Radarziele anzuwenden.

3 Turbulenzmodellierung mit konsistenter Energetik

U. Schaefer-Rolffs, E. Becker, C. Schütt

Die mesoskalige Energiekaskade in der Atmosphäre oberhalb der Grenzschicht lässt sich im statistischen Mittel durch das Konzept geschichteter Makroturbulenz beschreiben. In der mittleren Atmosphäre entspricht dies einer stochastischen Überlagerung von kleinskaligen Schwerewellen. Basierend auf dieser Hypothese wurde eine am IAP entwickelte Turbulenzparametrisierung hinsichtlich physikalischer Konsistenz entscheidend verbessert. Außer den Erhaltungssätzen wird nun auch die Skaleninvarianz erstmalig erfüllt. Weiterhin sind vertikale und horizontale Mischungslängen über die Skalengesetze geschichteter Turbulenz miteinander verknüpft. Mit dieser neuen Parametrisierung kann das globale Energiespektrum in der oberen Troposphäre bis zur Auflösungsgrenze realistisch simuliert werden. In Kombination mit neuen Lidar- und Radartechniken soll die Gültigkeit dieses Konzeptes auch für die Mesosphäre nachgewiesen werden. Dies geschieht u. a. im Rahmen eines SFBs/Transregios zur Verbesserung von Atmosphären- und Ozeanmodellen. Ziel ist eine beobachtungs-basierte und allgemein gültige Turbulenzparametrisierung für hochaufgelöste Modelle der gesamten Atmosphäre, die allen bekannten physikalischen Bedingungen genügt.

Die Wechselwirkung zwischen den kleinsten turbulenten Skalen und der globalen Dynamik gehört zu den Prozessen in der Energetik der Atmosphäre, die bislang nur rudimentär verstanden sind. Es ist klar, dass die Energiekaskaden in der Troposphäre durch das Wettergeschehen aufrechterhalten werden (Lorenz'scher Energiezyklus). Ebenfalls ist unbestritten, dass mesoskalige Schwerewellen für den größten Anteil des Transports von Impuls und Energie von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre verantwortlich sind. Die Energiekaskade in der Stratosphäre sowie in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (MLT) beruht dann auf ähnlichen Prozessen wie in der Troposphäre. Der Unterschied liegt darin, dass hier brechende Schwerewellen die Energiekaskade induzieren, so dass diese Energiekaskade erst bei viel kleineren Skalen als in der Troposphäre wesentlich ist. Daher kann man die Kaskade in der MLT mit globalen Modellen nicht befriedigend auflösen (also explizit

beschreiben) – so jedenfalls die bisherige Annahme. Kürzlich hat sich jedoch herausgestellt, dass diese Annahme für die Winter-MLT nicht zutrifft.

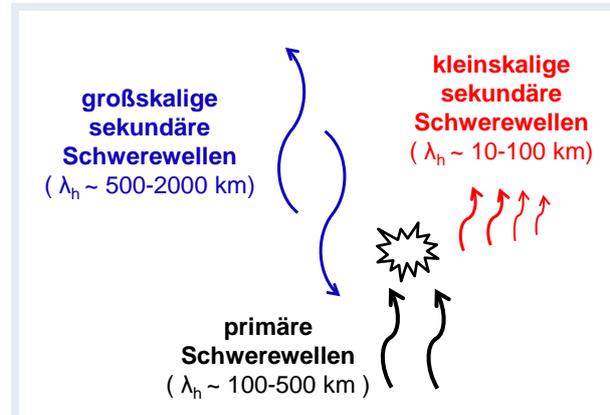


Abb. 3.1: Das Brechen primärer Schwerewellen ermöglicht die Anregung zweier unterschiedlicher Formen sekundärer Schwerewellen.

Im Bereich der winterlichen Stratosphäre und unteren Mesosphäre spielen vor allem westwärts propagierende Schwerewellen, die größtenteils orographisch angeregt werden, eine wesentliche Rolle. Die Impulsdeposition durch das Brechen dieser Wellen ist räumlich und zeitlich hochgradig intermittierend und verursacht sekundäre Schwerewellen. Generell gibt es, wie konzeptionell in Abbildung 3.1 veranschaulicht, zwei Kategorien sekundärer Schwerewellen: (1) Kleinskalige Wellen mit Wellenlängen von 10 km bis 100 km entstehen direkt aus dem Brechen der primären Schwerewellen; sie entsprechen der makroturbulenten Energiekaskade. (2) Großskalige Schwerewellen mit Wellenlängen von 500 km bis 2000 km entstehen indirekt durch großräumige Imbalancen des Polarwirbels, die durch die Impulsdeposition primärer Wellen ausgelöst werden. Diese (großskaligen) sekundären Wellen haben wesentlich größere Wellenlängen und (intrinsische) Perioden als die primären Wellen. In dem sich nach oben abschwächenden Polarwirbel können vor allem die ostwärts laufenden sekundären Schwerewellen gut bis in die Mesopausenregion bzw. in die untere Thermosphäre propagieren. Damit sind sehr große Wind- und Temperaturfluktuationen in der winterlichen MLT verbunden, wo die sekundären Wellen schließlich brechen und großskalige tertiäre Schwerewellen auslösen.

	Steigung	Höhenbereich	spektraler Bereich	Methode
k	-5/3	9 ... 14 km	2,4 ... 400 km	Flugzeug
m	-3	14 ... 20 km	0,1 ... 1 km	Ballon
m	-3	20 ... 50 km	2 ... 10 km	Lidar
m	-3	80 ... 100 km	1 ... 20 km	Lidar
ω	-1,9	17 ... 19 km	15 ... 1440 Minuten	Ballon
ω	-2	80 ... 90 km	20 ... 720 Minuten	Radar
ω	-2	80 ... 100 km	10 ... 120 Minuten	Lidar

Tab. 3.1: Bisherige Messergebnisse für die exponentielle Steigung von Wellenzahl- bzw. Frequenzspektren von Schwerewellen von der oberen Troposphäre bis in die Mesopausenregion

Das bedeutet, dass dort die durch Schwerewellen ausgelöste Energiekaskade bereits bei sehr viel größeren Skalen einsetzt (typischerweise 1000 km bis 2000 km Wellenlänge), als wir dies von den dominierenden primären Wellen (100 km bis 200 km Wellenlänge) erwarten würden.

Die entsprechenden kleinskaligen dynamischen Prozesse sind daher messtechnisch mit Radars und Lidars prinzipiell gut zugänglich. Im Bereich der Wintermesopausenregion erwarten wir zudem, dass wir die Energiekaskade, die durch das Brechen großskaliger sekundärer Schwerewellen ausgelöst wird, im Modell zum Teil noch auflösen können. Diese hängt wiederum sensibel von der verwendeten Turbulenzparametrisierung ab. Die winterliche Mesopausenregion ist somit ein ausgezeichnete Bereich der Atmosphäre, wo wir das grundsätzliche Problem der Makroturbulenz in den Mesoskalen sowohl experimentell als auch theoretisch erforschen und die Ergebnisse aus beiden Disziplinen zur gegenseitigen Validierung verwenden können.

Makroturbulenz als statistische Überlagerung von Schwerewellen

Bei Mittelung über genügend lange Zeiträume (wenige Tage im Falle der mesoskaligen Energiekaskade) kann man mit guter Näherung von einer stochastischen Verteilung der kleinskaligen Wellen, d. h. einem stochastischen „Rauschen“, ausgehen, die die makroturbulente Energiekaskade über einen weiten Wellenzahl- und Frequenzbereich hin zu kleinskaliger isotroper Kolmogorov-Turbulenz mit andauernden Wechselwirkungen beschreibt. Diese Überlagerung erlaubt die Betrachtung charakteristischer Größen wie die spektrale Verteilung der kinetischen Energie mit einem bestimmten spektralen Potenzgesetz, nämlich -5/3 für die horizontale Wellenzahl k und -3 für die vertikale Wellenzahl m . Dabei sind die Potenzgesetze für die horizontalen und vertikalen Wellenzahlen nicht zufällig: Es zeigt sich, dass man mithilfe der Theorie der geschichteten Makroturbulenz ein $k^{-5/3}$ -Spektrum

in ein m^{-3} -Spektrum umrechnen kann, was einem skalenabhängigen Aspektverhältnis von $m \sim k^{1/3}$ entspricht. Mithilfe der Polarisations- und Dispersionsrelationen von Schwerewellen ergibt sich daraus ein ω^{-2} -Gesetz für das Frequenzspektrum.

In experimentell basierten Studien wurden genau diese Potenzgesetze in verschiedenen Höhenbereichen und mit unterschiedlichen Instrumenten, vgl. Tabelle 3.1, nachgewiesen. Außerdem konnten in Simulationen mit dem KMCM direkte Nachweise auf geschichtete Turbulenz in der oberen Troposphäre gefunden werden. Grundlage für den Nachweis war unter anderem eine möglichst konsistente Behandlung der dissipativen Subskalprozesse in Form des Smagorinskymodells in Verbindung mit einer Hyperdiffusion, welche nur bei den kleinsten aufgelösten Skalen wirksam war. Problematisch bei diesem Ansatz war jedoch, dass Hyperdiffusionen nicht im Einklang mit den Erhaltungssätzen stehen. Daher war es nicht ausgeschlossen, dass die gewonnenen Erkenntnisse nicht zwangsläufig den realen Prozessen entsprechen.

Das konsistente Turbulenzmodell

Dennoch stellte die Anwendung des Smagorinskymodells als Turbulenzparametrisierung im KMCM einen wesentlichen Schritt zu einem physikalisch konsistenten Turbulenzmodell dar, da die Hyperdiffusion im Gegensatz zu vielen anderen globalen Zirkulationsmodellen (GCMs) nur eine untergeordnete Rolle spielte. Der Vorteil des klassischen Smagorinskymodells ist, dass es auf dem harmonischen Diffusionsansatz beruht und daher im Einklang mit dem Zweiten Hauptsatz formuliert werden kann. In den vergangenen Jahren wurde es daher kontinuierlich weiterentwickelt. Eine erste Erweiterung des dynamischen Smagorinskymodells (DSM) entstand, indem der horizontale Mischungsweg nicht als konstanter Parameter vorgegeben, sondern aus dem im Modell aufgelösten Geschwindigkeitsfeld bestimmt wurde. Dieser Ansatz sorgt für eine Erhöhung des Diffusionskoeffizienten im Bereich großer

Windscherung, vgl. Abbildung 3.2. Hierdurch wird lokal die Diffusion genügend verstärkt, so dass nun im KMCM keine zusätzliche Hyperdiffusion mehr notwendig ist. Ein weiterer Vorteil ist die Erhaltung der Skaleninvarianz, welche im klassischen Smagorinskymodell nicht gegeben ist.

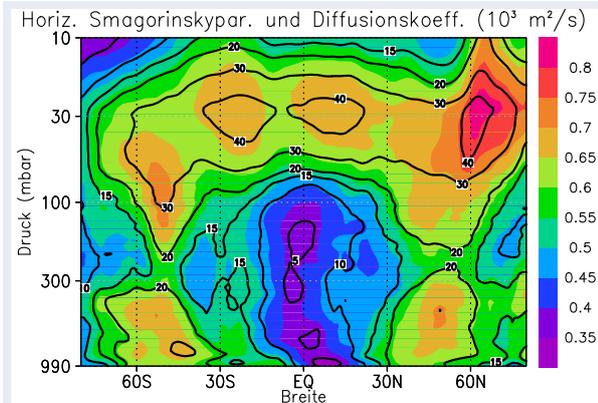


Abb. 3.2: Zonales Mittel des Smagorinskyparameters (Farben) und horizontaler Diffusionskoeffizient (Konturlinien bei $5, 10, 15, 20, 30, 40, 50 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$).

Auch wenn der horizontale Mischungsweg nun konsistent berechnet wurde, gab es noch zwei weitere Aspekte, in denen das Turbulenzmodell nicht wirklich konsistent formuliert war: Der Filter zur Bestimmung des horizontalen Mischungswegs deckte überdies die gerade noch aufgelösten Skalen an der Auflösungsgrenze ab. Zwar ist dies aus mathematischer Sicht keine Inkonsistenz, aus physikalischer Sicht fehlen jedoch für diese Skalen die Wechselwirkungen mit den nicht mehr aufgelösten Skalen, den sogenannten Subgrid-Skalen. Um diesen möglichen Fehler auszuschließen, wurde der Filterbereich des DSM von den Subgrid-Skalen abgetrennt und liegt nun vollständig im Bereich der aufgelösten Skalen.

Zum anderen beruhte der vertikale Mischungsweg noch immer auf dem klassischen Smagorinskymodell. Um eine dynamische Beschreibung des vertikalen Mischungswegs zu erreichen, wurde nun angenommen, dass man die Regionen der Atmosphäre, in denen die mesoskalige Dynamik durch Schwerewellen dominiert wird, statistisch durch geschichtete Makroturbulenz beschreiben kann. Diese Hypothese wird, wie oben erläutert, durch die Universalität der beobachteten Schwerewellenspektren entscheidend gestützt. Daher ist es möglich, das bekannte Aspektverhältnis der geschichteten Turbulenz zu nutzen, um die vertikale Mischungslänge als Funktion der dynamischen horizontalen Mischungslänge zu definieren.

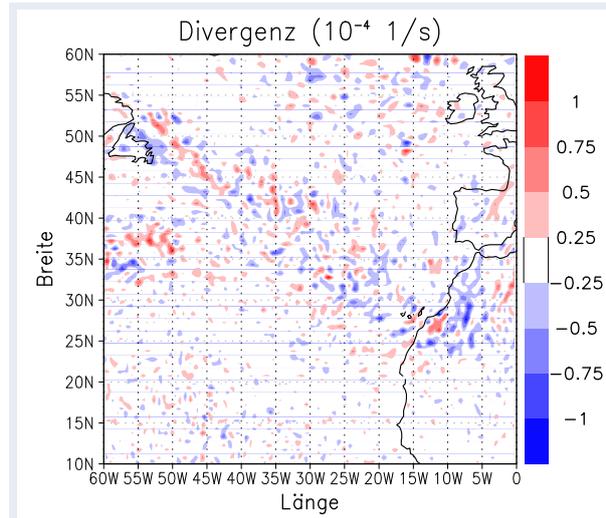


Abb. 3.3: Schnappschuss der horizontalen Winddivergenz in Einheiten von $10^{-4} \times \text{s}^{-1}$ bei 100 hPa

Mit diesen beiden neuen Entwicklungen des DSM und seiner Implementierung im KMCM ist es nun möglich, die mesoskalige Makroturbulenz bis nahe an die Auflösungsgrenze realistisch zu beschreiben. Abbildung 3.3 zeigt einen Schnappschuss der horizontalen Winddivergenz bei 100 hPa (15 km) über dem Nordatlantik: Man erkennt die instantanen Schwerewellen, die durch Imbalancen in baroklinen Rossbywellen induziert werden.

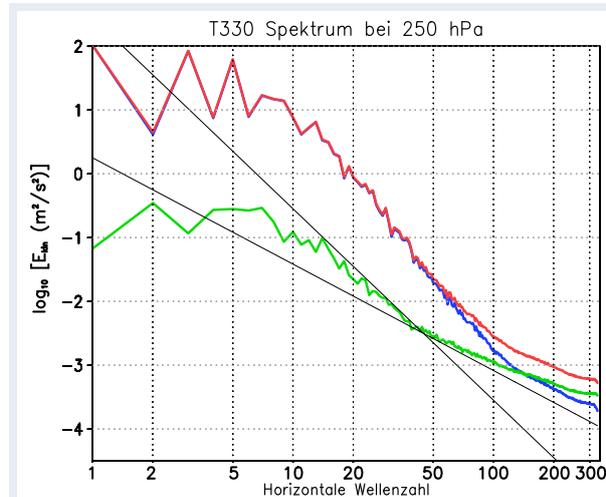


Abb. 3.4: Spektrum der kinetischen Energie in der oberen Troposphäre bei 250 hPa. Die rote, blaue und grüne Linie kennzeichnen Gesamtenergie sowie den Rotations- und Divergenzanteil.

Gleichermaßen zeigt sich bei der statistisch gemittelten Betrachtung ein plausibles Verhalten des Modells, zu sehen in Abbildung 3.4. Das globale Spektrum der kinetischen Energie in der oberen Troposphäre zeigt bei einer dimensionslosen Wellenzahl von 140 den Übergang von einer synoptischen -3 -Steigung zum mesoskaligen $-5/3$ -Verhal-

ten, welches sich annähernd konstant bis zur Auflösungs-grenze fortsetzt und dem experimentellen Nastrom-Gage-Spektrum entspricht.

Geschichtete Turbulenz in der MLT-Region

Ein Höhenbereich, in dem die Bedingungen für geschichtete Turbulenz gemäß der stochastischen Überlagerung von Schwerewellen sehr gut erfüllt sein sollten, ist, wie oben erwähnt, die winterliche MLT-Region. Da hier die makroturbulente Schwerewellenspektren einen größeren Skalenbereich als etwa in der Stratosphäre oder der Sommermesosphäre umfassen, sind diese Spektren mithilfe von Radar- und Lidarmessungen im Prinzip zugänglich. Die technischen Anforderungen an die Beobachtungen sind jedoch enorm, insbesondere im Falle der horizontalen Wellenausbreitung. Bislang liegen entsprechende Frequenzspektren auf Basis von Radarmessungen vom IAP vor. Diese sollen zukünftig vor allem durch dreidimensionale Messungen mittels VAHCOLI, MMARIA und MAARSY ergänzt werden, so dass erstmalig das theoretisch erwartete $k^{-5/3}$ -Gesetz für die Schwerewellenspektren in der MLT nachgewiesen werden kann.

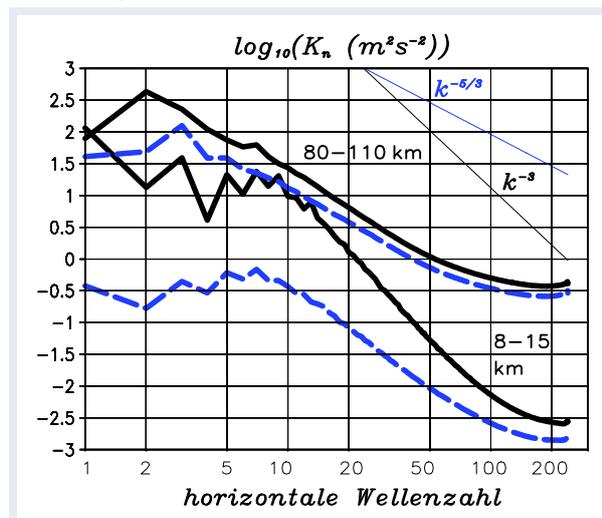


Abb. 3.5: Globale horizontale Energiespektren für 8 km–15 km (untere Kurven) und 80 km–110 km (obere Kurven) aus der aktuellen Klimamodellversion des KMCM. Schwarze und blaue Kurven entsprechen jeweils der Gesamtenergie des horizontalen Windes und deren divergentem Anteil.

Abbildung 3.5 zeigt, gemittelt über den Monat Juli, die globalen horizontalen Energiespektren der Tropo- und Mesopausenregion aus einer hochaufgelösten Klimasimulation (kleinste aufgelöste Wellenlänge: 165 km), bei der noch das klassische Smagorinskymodell, ergänzt durch Hyperdiffusi-

on, verwendet wurde. Im Vergleich zum DSM (siehe Abb. 3.4) zeigt sich, dass hiermit das in den Mesoskalen erwartete $k^{-5/3}$ -Gesetz in der Tropopause nicht befriedigend beschrieben werden kann. Ein vergleichbares Abflachen des Spektrums erkennt man deutlich im Mesopausenspektrum, in dem zu diesem Zeitpunkt sekundäre Schwerewellen in mittleren und polaren südlichen Breiten dominieren sollten. Zukünftig sollen diese Simulationen mit dem DSM durchgeführt werden, um lokal m - und ω -Spektren zu ermitteln.

Der hier verfolgte Ansatz, die Universalität der Schwerewellenspektren als geschichtete Makroturbulenz zu interpretieren, hat weitreichende Konsequenzen für das Verständnis der Dynamik der MLT. Unsere Hypothese impliziert, dass es nicht, wie sonst angenommen, hochfrequente und sehr kleinskalige Schwerewellen sind, die Impuls und Energie von der Troposphäre in die MLT transportieren, sondern vielmehr Schwerewellen mit Skalen von wenigen 100 km und Perioden im Bereich von Stunden. Die in der MLT oft beobachteten kleinskaligen Wellen resultieren dann aus dem Brechen der primären Wellen. Das m^{-3} -Gesetz in den gemessenen Schwerewellenspektren konnte bislang nur unter der Annahme von saturierten (marginal statisch instabilen) Schwerewellen, die nicht miteinander wechselwirken, erklärt werden. Für das ω^{-2} -Gesetz gab es bislang keine Erklärung. Das am IAP verfolgte Projekt zur Makroturbulenz soll diese Problematik aufklären.

Energietransfers in Atmosphäre und Ozean

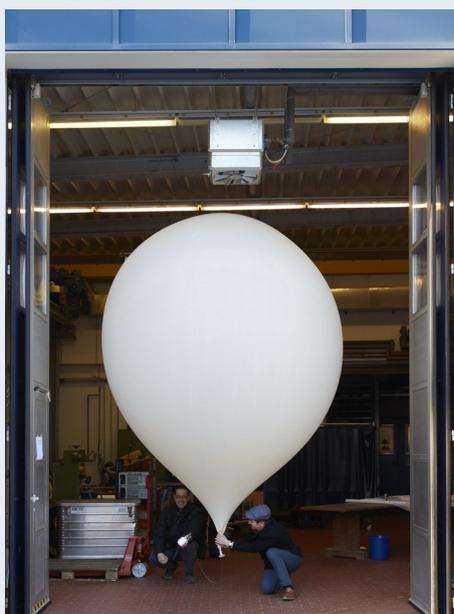
Im Rahmen des SFB/Transregio (TRR) 181 der DFG beteiligt sich das IAP seit 2016 an einem Forschungsverbund zur Erforschung der Energietransfers von Atmosphäre und Ozean. Da diese Wechselwirkungen zwischen den drei dynamischen Bereichen (geostrophisch balancierte Bewegung, Schwerewellen sowie kleinskalige Turbulenz) nicht einseitig zu kleineren Skalen gerichtet sind, sondern auch die kleinsten Skalen Auswirkungen auf globalen Skalen haben, ist ein verbessertes Verständnis aller dynamischen Bereiche wichtig, um die mathematische und physikalische Konsistenz von Atmosphären- und Klimamodellen zu erhöhen. Mit den verallgemeinerten DSM leistet das IAP dazu einen wichtigen Beitrag. Diese Erkenntnisse werden im Rahmen des TRR 181 auf andere Modelle wie das ICON-IAP übertragen und auf die Makroturbulenz in Temperatur- und Tracerfeldern erweitert.



Laserstrahlen des ALOMAR RMR-Lidars in der Nähe des Andøya Space Centers in Nordnorwegen (69°N)

Die Abteilung Optische Sondierungen und Höhenforschungsraketen

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



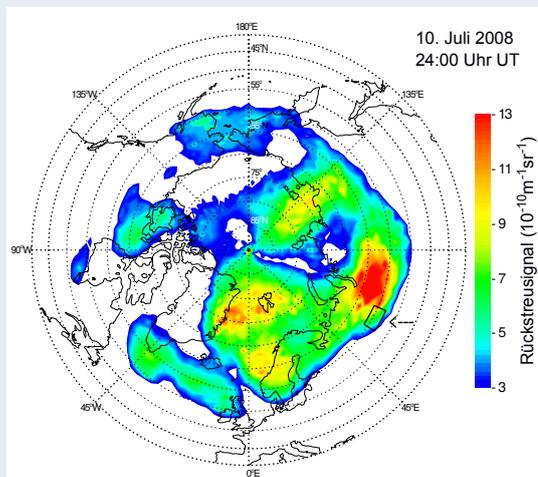
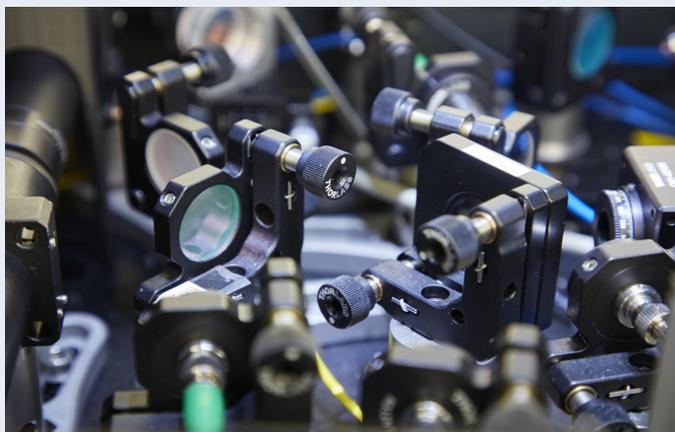
Oben: Labor für Höhenforschungsraketen in Kühlungsborn
Links: Vorbereitungen eines Ballonstarts

Darüber hinaus werden Instrumente für Höhenforschungsraketen und ballongetragene Nutzlasten zur Bestimmung stratosphärischer und mesosphärischer Turbulenz und anderer Parameter entwickelt, eingesetzt und fortlaufend verbessert.

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: Optische Elemente eines Lidars

Rechts: Modellierung mesosphärischer Eiswolken



4 Stationen der optischen Sondierung mit Lidar-Systemen

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

Das IAP betreibt stationäre RMR-Lidarsysteme in Kühlungsborn (54°N) und auf ALOMAR (69°N). Das mobile Fe-Lidar 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 km 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, Wind und ihrer Variation sowie geschichteter Strukturen in der Meso- und unteren Thermosphäre, wie leuchtender Nachtwolken (NLC) oder Metallschichten, eingesetzt.



Abb. 4.1: Das IAP-Hauptgebäude in Kühlungsborn mit dem Laserstrahl des RMR-Lidars

Die Messungen mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn finden ganzjährig bei Tag und Nacht statt, wann immer die Wettersituation dies erlaubt. Sie ermöglichen die Bestimmung der Temperatur in der Stratosphäre und Mesosphäre. Ein Hauptaugenmerk der Auswertung liegt auf den Temperaturvariationen aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten. Hierfür eignen sich vor allem mehrtägige Messungen. Im Mai 2016 gelang mit 10 Tagen Dauer eine außergewöhnlich lange Messung, die detaillierte Studien zur Wechselwirkung von Schwerewellen und Gezei-

ten auf kurzen Zeitskalen ermöglicht (siehe Kap. 5). Jedes Jahr entsteht darüber hinaus ein Datensatz von rund 1000 Stunden Temperaturdaten aus der Stratosphäre und Mesosphäre. Dieser erlaubt insbesondere die Untersuchung der saisonalen Variation der Wellenaktivität (siehe Kap. 6).



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

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 sowie gelegentlich auch in mittleren Breiten beobachtet werden. NLC treten bei Nacht und trotz ihres Namens auch bei Tag auf. Die Messungen in Kühlungsborn finden ganzjährig statt und haben insbesondere nachts ein gutes Signal-zu-Rausch-Verhältnis. Auf diese Weise können seit 1997 auch schwächste NLC und deren Jahr-zu-Jahr-Variation erfasst werden. Kontinuierliche Weiterentwicklungen der Lidarsysteme ermöglichen seit 2010 Messungen mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn unabhängig von der Tageszeit und dem Sonnenstand. Dies erlaubt Aussagen über die tageszeitlichen Variationen von NLC in mittleren Breiten und der Abhängigkeit von Wind und Temperatur. Ein besonderer Aspekt sind Unterschiede der Wolkenparameter zu polaren Breiten, die Hinweise auf den „Lebenslauf“ der Eiswolken geben.

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 15 800 Stunden an Lidarmessungen.

Da das Lidar ähnlich wie das Kühlungsborner RMR-Lidar bei Tag und Nacht betrieben werden kann und einen weiten Höhenbereich abdeckt, sind auch hier Untersuchungen der zeitlichen Variation von Temperatur und Wind aufgrund von Schwerewellen und Gezeiten möglich (siehe Kap. 6). Die hohe zeitliche Auflösung erlaubt darüber hinaus statistisch aussagekräftige Auswertungen, mit denen Phänomene erkannt werden können, die ansonsten in der Variabilität durch 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 und 21). 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. 15).

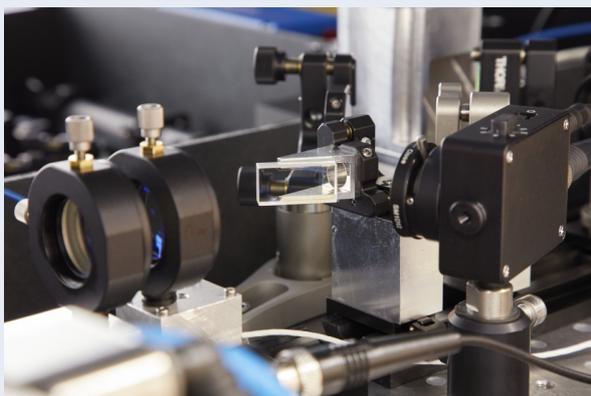


Abb. 4.3: Am IAP werden fortlaufend Entwicklungen an hochmodernen Lidar-Systemen durchgeführt.

Neben den stationären Lidar-Systemen in Kühlungsborn und Andenes betreibt das IAP ein mobiles Doppler-Resonanz-Lidar, das seit 1995 an diversen Standorten rund um die Welt eingesetzt wird. Der Schwerpunkt sind Temperaturmessungen im Höhenbereich 80 km – 105 km, die anhand der Dopplerverbreiterung einer Metalllinie durchgeführt werden. Bis 2004 wurden so anhand der Kaliumlinie bei 770 nm (K-Lidar) in mehrjährigen Kampagnen Messungen auf Spitzbergen (69°N), in Kühlungsborn (54°N), auf Teneriffa (28°N) und an Bord der MS Polarstern auf einer Reise von Südafrika über die Antarktis und Südamerika zurück nach Deutschland (71°S – 54°N) durchgeführt.

Da in den Polregionen im Sommer Messungen nur am Tage stattfinden können, wurde das mobile System 2004 auf die Eisen-Wellenlänge von 386 nm umgestellt (Fe-Lidar). Bei dieser Wellenlänge ist der solare Untergrund am Tag wesentlich geringer als bei allen anderen Doppler-Lidars weltweit. Daher kann das mobile Fe-Lidar selbst bei hohem Sonnenstand und ungünstigen Wetterbedingungen (z. B. Cirrus-Bewölkung) Messungen durchführen, die kaum noch vom Tageslicht beeinflusst werden.

Nach ersten Messungen am ALOMAR in den Jahren 2008 – 2009 wurde das mobile Fe-Lidar nach etwa einem Jahr Vorbereitung 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. 19 und 17). Trotz der widrigen klimatischen Bedingungen in der Antarktis konnten in nur zwei Jahren annähernd 3000 Stunden an Daten gesammelt werden, wobei der gesamte Jahresgang erfasst wurde. Zusammen mit den von der 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.



Abb. 4.4: Im Jahr 2014 wurde das mobile Fe-Lidar in Nordnorwegen (ALOMAR, 69°N) in Betrieb genommen.

Seit 2014 befindet sich das Fe-Lidar wieder am ALOMAR, wo bisher ca. 2500 Stunden Messungen durchgeführt wurden. Obwohl die laufenden Messungen weitergeführt werden, um eine möglichst gute Messabdeckung über mehrere Jahre zu erhalten, steht bereits ein vergleichbarer Datensatz zu Davis zur Verfügung. Die ähnliche geographische Lage erlaubt zukünftig einen genaueren Vergleich der beiden Polregionen.

5 Variabilität von Schwerewellen und Gezeiten während einer 10-tägigen Lidarmessung in Kühlungsborn

K. Baumgarten, M. Gerding, T. Köpnick, F.-J. Lübken, R. Ostermann, M. Priester

Im Mai 2016 gelang während einer Schönwetterperiode am Standort Kühlungsborn eine einzigartig lange RMR-Lidarmessung über 10 Tage. Diese Messung zeigt eine unerwartet starke Variabilität von Wellen in der Atmosphäre innerhalb weniger Tage. Insbesondere Gezeiten werden aber häufig als gleichmäßiges Phänomen gesehen, dessen Amplitude und Phase über einen längeren Zeitraum konstant bleibt. Da Gezeiten den Hintergrund für die Ausbreitung von Schwerewellen bilden, ist es sehr wichtig, die Variabilität von Gezeiten richtig zu erfassen. Mit dieser 230 h langen Messung kann die Wechselwirkung zwischen Schwerewellen und Gezeiten hervorragend studiert werden.

Atmosphärische Wellen, wie Gezeiten und Schwerewellen, koppeln die einzelnen Schichten der Atmosphäre, indem die Wellen ihre Energie vom Ursprung ihrer Entstehung weiter transportieren und ihren Impuls an die Hintergrundatmosphäre abgeben, wenn sie brechen bzw. gefiltert werden (siehe Kap. 1). Dabei werden Gezeiten global durch die Sonne angeregt und haben Perioden von 24 h, 12 h oder auch 8 h, während Schwerewellen lokal angeregte Wellen sind, die Perioden von wenigen Minuten bis hin zu wenigen Stunden aufweisen können. Gezeiten modulieren aufgrund ihrer großen horizontalen Wellenlängen und ihren festen Perioden den Hintergrundwind, in dem sich wiederum die kurzskaligen Schwerewellen ausbreiten. Die Wechselwirkung beider Wellenarten ist jedoch bisher nur wenig verstanden und in herkömmlichen Zirkulationsmodellen nicht ausreichend implementiert. Um ein besseres Verständnis darüber zu erhalten, ist es daher wichtig, beide Wellenphänomene möglichst gleichzeitig und hochaufgelöst zu untersuchen. Satellitenmessungen liefern zwar globale Gezeiteninformationen, jedoch wird dazu ein Mittelungszeitraum von rund zwei Monaten benötigt. Dies wiederum wirkt sich auch auf die Auswertung von Schwerewellen aus Satelliten aus. Deshalb sind solche Messungen ungeeignet, um die Variation auf kurzen Zeitskalen zu betrachten. Radars sind in der Lage, mit deutlich besserer zeitlicher Auflösung Variationen im Wind zu messen, jedoch wird hier nur

ein Höhenbereich von etwa 70 km bis 100 km abgedeckt. Mit dem RMR-Lidar in Kühlungsborn ist es demgegenüber möglich, Temperaturvariationen bis hinunter zu 30 km Höhe zu detektieren. Damit lässt sich die Variation der Wellen über einen großen Höhenbereich von der mittleren Stratosphäre bis in die obere Mesosphäre untersuchen.

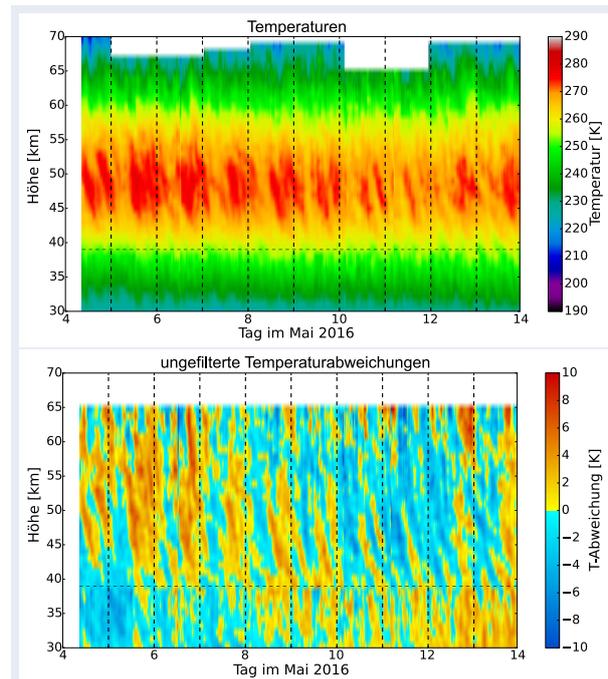


Abb. 5.1: Lidar-Temperaturen vom 4. bis 13. Mai 2016 über Kühlungsborn (oben). Die Abweichungen von einem gemittelten Temperaturprofil über die 10 Tage (unten) zeigen deutlich variable Wellenstrukturen.

Eine außergewöhnliche Lidarmessung im Mai 2016 hatte eine Dauer von etwa 230 h und liefert damit die längste jemals gemessene Temperaturzeitreihe dieses Höhenbereichs in mittleren Breiten. In Abbildung 5.1 oben ist die Temperaturentwicklung über den Höhenbereich von 30 km bis 70 km im Verlauf der 10 Tage dargestellt. Am wärmsten ist die Stratopausenregion in ca. 50 km Höhe. Um Wellenstrukturen hervorzuheben, wurde von diesen Temperaturen ein mittleres Temperaturprofil abgezogen. Die resultierenden Temperaturabweichungen sind in Abb. 5.1 unten dargestellt. Die Strukturen umfassen dabei Wellen mit sehr unterschiedlichen Perioden von wenigen Stunden bis zu mehreren Tagen.

Deutlicher lässt sich dies zeigen, wenn die Perioden zeitaufgelöst mithilfe einer Wavelet-Transformation berechnet werden. Dies ist exemplarisch in Abbildung 5.2 für die Höhe von 50 km zu sehen.

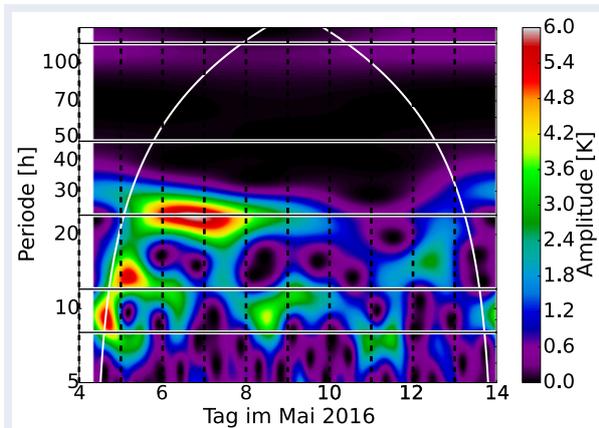
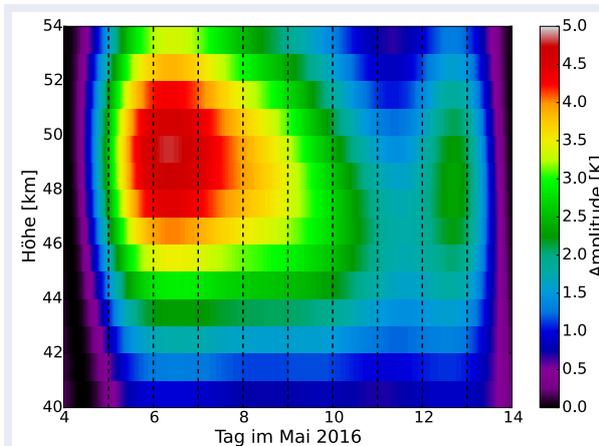


Abb. 5.2: Wavelet-Spektrum der Temperaturabweichungen aus Abb. 5.1 in 50 km Höhe. Die horizontalen Linien markieren typische Gezeitenperioden. Die vertikalen Linien zeigen den Beginn eines neuen Tages. Die Amplituden am Beginn und Ende der Messung (außerhalb der weißen Kurve) sind durch Randeffekte beeinflusst.

Es traten diverse Wellen mit unterschiedlichsten Perioden von 5 h bis hin zu 120 h auf. Die größten Amplituden werden durch Wellen mit 24 h, 12 h und 10 h Periode verursacht. Insbesondere die 24-h-Welle lässt sich als Gezeitensignal interpretieren. Auffällig ist, dass die Amplitude dieser Welle, im Gegensatz zu den Erwartungen, sehr variabel ist und zwischen 0,5 K bis 6 K schwankt. Die Amplitude der 5-Tage-Welle ist im Gegensatz dazu nur sehr schwach ausgeprägt.

Um die Amplitudenvariation der 24-h-Welle näher zu beleuchten, ist es notwendig, Gezeiten und Schwerewellen voneinander zu unterscheiden.



Dazu wurde ein eindimensionaler Filter zum einen als Hochpass für Schwerewellen und zum anderen als Tiefpass für Gezeiten verwendet, der die Wellen hinsichtlich ihrer vertikalen Wellenlänge und ihrer Periode separiert. Anschließend können dann die Amplituden der Wellen analog wie in Abbildung 5.2 betrachtet werden. Da hier insbesondere die ganztägige Gezeit von Interesse ist, wird ausschließlich deren Amplitude mit der Amplitude der Schwerewellen mit kleineren Perioden als 8 h verglichen (siehe Abb. 5.3).

Die Amplitude der ganztägigen Gezeit ist zunächst bis zu einer Höhe von 41 km zeitlich konstant. Sie wächst erwartungsgemäß mit zunehmender Höhe an, da die Luftdichte mit der Höhe abnimmt. Das Anwachsen der Amplitude erfolgt jedoch nicht an allen Tagen gleich. Am 11. Mai 2016 nimmt die Gezeitenamplitude nur sehr wenig zu. Wenige Stunden zuvor treten genau in diesem Höhenbereich plötzlich Schwerewellen mit Perioden von 4 h bis 8 h auf (Abb. 5.3 rechts). Es muss also eine Wechselwirkung beider Wellentypen stattgefunden haben, die dazu führte, dass die Gezeit ein Minimum in der Amplitude zeigte.

Anhand von hochaufgelösten ECMWF-Modelldaten konnten Ozonänderungen als alternative Erklärung für die Variabilität der Gezeit ausgeschlossen werden. Winddaten zeigen jedoch eine Windumkehr am 10. Mai, die Ursache dafür ist, dass sich Schwerewellen mit kleinen Perioden besser ausbreiten konnten und so zu einer Abschwächung der Gezeit geführt haben. Um den genauen Mechanismus zu verstehen, werden in Zukunft verstärkt Modellsimulation solcher Wechselwirkungen durchgeführt.

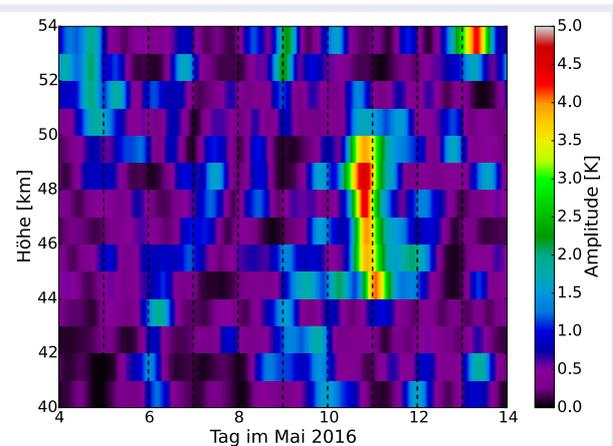


Abb. 5.3: Wavelet-Amplituden der 24-h-Gezeit (links) und der Schwerewellen mit Perioden von 4 h bis 8 h (rechts) im Vergleich über einen Höhenbereich von 40 km bis 54 km.

6 Saisonale Variation von Schwerewellen und Gezeiten in mittleren Breiten

K. Baumgarten, M. Gerding, J. Höffner, T. Köpnick, F.-J. Lübken, R. Ostermann, M. Priester

Neben der Kurzzeitvariabilität von Schwerewellen und Gezeiten lässt sich durch den kontinuierlichen Messbetrieb des Kühlungsborner RMR-Lidars auch die saisonale Variation der verschiedenen Wellen untersuchen. Dabei zeigte sich, dass sich Schwerewellen mit verschiedenen Periodenbereichen sehr unterschiedlich über das Jahr verhalten.

Atmosphärische Wellen treiben die Zirkulation in der Atmosphäre an. Es ist wichtig, sie zu charakterisieren und ihren Einfluss über das Jahr zu quantifizieren. Dazu bedarf es kontinuierlicher Messungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung (siehe Kap. 1). Das RMR-Lidar am Standort Kühlungsborn bietet die Möglichkeit, tageslichtunabhängig und ganzjährig Temperaturen in der mittleren Atmosphäre zu bestimmen, sofern die Wetterbedingungen es erlauben. Die Temperaturen schwanken dabei im Jahresverlauf sowohl durch Änderungen der solaren Einstrahlung als auch aufgrund unterschiedlicher Wellenaktivität. Sowohl die Quellen der Schwerewellen als auch ihre Ausbreitung können sich durch die in verschiedenen Wettersystemen vorherrschenden Windfelder verändern. Daher bedarf es einer Methodik, um Klassen von Wellen in den Daten zu identifizieren.

Für diese Studie sind besonders Schwerewellen und Gezeiten relevant, da diese in Lidarmessungen aufgelöst werden können. Planetare Wellen, die Perioden von einigen Tagen aufweisen, können nur in Ausnahmefällen mit einem Lidar aufgelöst werden, wie während der in Kapitel 5 beschriebenen 10-tägigen Messung.

Durch solare Absorption angeregte Gezeiten beeinflussen die Hintergrundbedingungen, in der sich lokal angeregte Schwerewellen ausbreiten können. Um Schwerewellen aus Temperaturdaten zu extrahieren, bedarf es einer Trennung der Temperatur in einen sich langsam ändernden Hintergrund und eine sich schnell ändernde Störung aufgrund der Schwerewelle. Aus den daraus resultierenden Temperaturabweichungen lässt sich dann die potentielle Energiedichte der Schwerewellen berechnen.

Die Skalen von Gezeiten und Schwerewellen überlappen sich zum Teil. Es ist daher notwendig, eine Filterung der Daten vorzunehmen, um Schwerewellen separat von Gezeiten zu betrachten. Als Basis dafür wird zum einen ausgenutzt, dass Gezeiten größere vertikale Wellenlängen als 15 km aufweisen, während z. B. Trägheitsschwerewellen nur vertikale Wellenlängen von rund 5 km haben. Zum anderen weisen Gezeiten Perioden von 8 h, 12 h und 24 h auf, während Schwerewellen zusätzlich auch kleinere Perioden als 8 h haben. Auf Grundlage dieser Unterschiede wurden ein vertikaler und ein zeitlicher Filter definiert, welche Schwerewellen mit vertikalen Wellenlängen kleiner als 15 km und solche mit Perioden kleiner als 8 h extrahieren.

Für die einzelnen Schwerewellengruppen lässt sich die potentielle Energiedichte berechnen, die ein Maß für die Ausbreitung der Wellen ist (Abb. 6.1). Als Vergleich wurde die Energiedichte auch aus ungefilterten Daten berechnet, die sowohl Schwerewellen als auch Gezeiten enthalten.

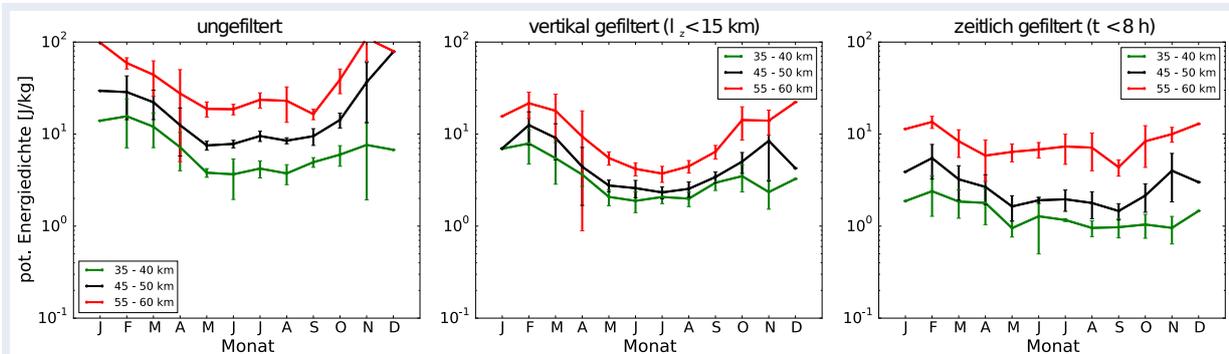


Abb. 6.1: Potentielle Energiedichte von Schwerewellen und Gezeiten aus ungefilterten Temperaturabweichungen (links), von Trägheitsschwerewellen (mit Perioden um 12 h) aus vertikal gefilterten Daten (Mitte) und von Schwerewellen mit Perioden kleiner 8 h aus zeitlich gefilterten Daten für drei verschiedene Höhenbereiche

Die ungefilterten Daten zeigen, dass sich die Wellen im Sommer weniger gut ausbreiten können als im Winter. Dieser Effekt ist bei Trägheitsschwerewellen aus den vertikal gefilterten Daten sogar noch stärker ausgeprägt. Ein Sommerminimum ist theoretisch begründet, da sich der vorherrschende Zonalwind im Sommer oberhalb von 30 km umkehrt, sodass sich nur noch wenige Schwerewellen nach oben ausbreiten können. Überraschenderweise zeigen Schwerewellen mit mittleren Perioden von 4 h bis 8 h aus den zeitlich gefilterten Daten eine eher konstante Aktivität über das gesamte Jahr. Diese Wellen werden im Sommer also kaum gefiltert und erreichen damit ebenso große Höhen wie im Winter. Erklären lässt sich das unter anderem damit, dass diese Wellen meist größere Phasengeschwindigkeiten aufweisen als Trägheitsschwerewellen, sodass erstere durch den westwärtigen Zonalwind im Sommer nicht gefiltert werden. Das deutet wiederum darauf hin, dass die Schwerewellen auch unterschiedlich angeregt wurden. Da sich kurzperiodische Schwerewellen offensichtlich anders verhalten als Trägheitsschwerewellen mit größeren Perioden, zeigt das außerdem, wie wichtig zeitlich hochaufgelöste Messungen sind. Aus diesem Grund sollen in Zukunft statt Temperaturdaten auch Dichtedaten des Lidars verwendet werden, da diese eine noch bessere Auflösung ermöglichen.

Da die Messdaten sowohl Gezeiten als auch Schwerewelleninformationen enthalten, wurde ebenso die saisonale Variation der Gezeiten berechnet. Dazu stehen insgesamt über 7500 h an Lidardaten zur Verfügung. Es lässt sich neben der oben genannten Filterung auch eine unabhängige Methode verwenden,

die jedoch nur Monatsmittelwerte der Gezeiten liefert. Diese sogenannte Kompositmethode basiert auf der Überlagerung der ungefilterten Temperaturabweichungen und einer anschließenden harmonischen Analyse der Daten. Dabei wird vorausgesetzt, dass Gezeiten feste Perioden und eine stabile Phasenlage über diesen Zeitraum haben. Da Schwerewellen eine zeitlich variable Phasenlage haben, mitteln sich ihre Effekte nach einem Monat Messzeit typischerweise heraus, so dass die Analyse nur Gezeitenvariationen liefert. Die Ergebnisse dieser Methode für die Gezeitenaktivität im Vergleich zur Filtermethode sind in Abbildung 6.2 zu sehen. Für beide Methoden ist zu erkennen, dass auch Gezeiten, wie schon die Trägheitsschwerewellen, eine geringere Aktivität im Sommer zeigen. Im Höhenbereich von 35 km bis 40 km ist die Gezeitenaktivität sogar kleiner als die der Trägheitsschwerewellen. In den Höhen darüber nimmt die Gezeitenaktivität zu, oberhalb der Stratopausenregion jedoch weniger stark. Daraus lässt sich ableiten, dass auch Gezeiten analog zu Schwerewellen in größeren Höhen gefiltert werden. Außerdem liefern beide Methoden eine ähnliche Größenordnung der Aktivität. Kleinere Unterschiede sind u. a. darin begründet, dass die Kompositmethode die Gezeiten bei Änderung der Phasenlage unterschätzen kann.

Allgemein lässt sich aber schlussfolgern, dass bei der Betrachtung von Schwerewellen die Gezeiteninformation nicht zu vernachlässigen ist, da die Aktivität beider Wellentypen ähnlich groß ist. Dies wird zukünftig bei der Interpretation von Messdaten eine größere Rolle spielen.

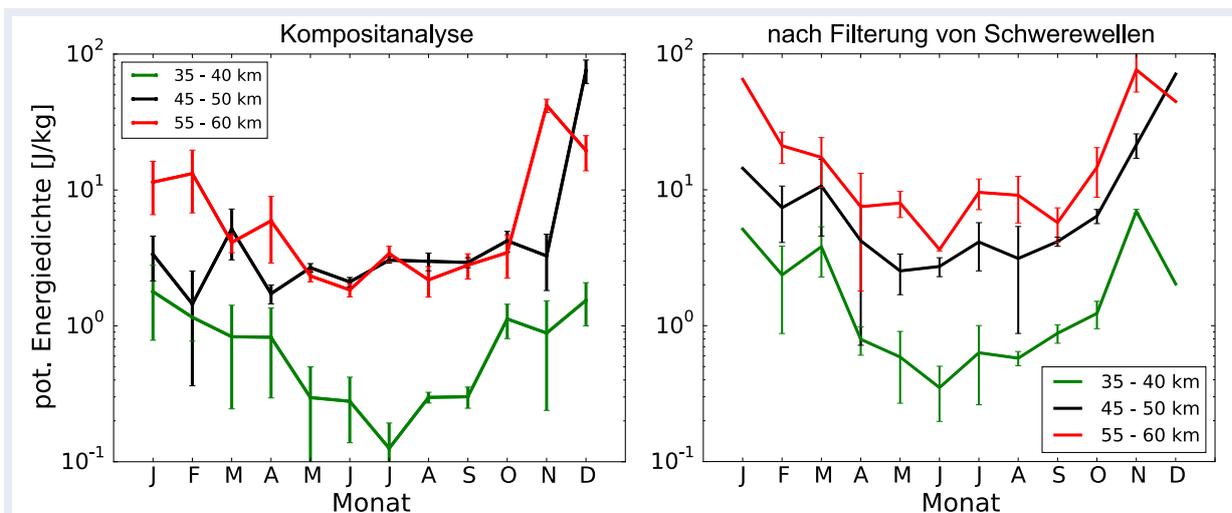


Abb. 6.2: Potentielle Energiedichte für Gezeiten aus einer Kompositanalyse (links) und durch Abzug der gefilterten Schwerewellen von der Gesamtvariabilität (rechts)

7 GWLcycle: Ausbreitungsrichtung und Phasenlagen von Schwerewellen

I. Strelnikova, G. Baumgarten, A. Brand, J. Fiedler, F.-J. Lübken, J. Höffner, G. Stober

Der Datensatz einer mehrtägigen Messkampagne in Nord-Norwegen wurde hinsichtlich der Wellenaktivität untersucht. Die Phasenlage von Temperatur- und Windfluktuationen in Zeitreihen von Lidar- und Radarmessungen ist ein Hinweis auf die Ausbreitungsrichtung von Wellen. Im Allgemeinen wurden abwärts propagierende Phasen beobachtet, was typisch für aufwärts propagierende Schwerewellen ist. Während eines Zeitraums hoher Windgeschwindigkeiten im Zusammenhang mit dem Polarwirbel kehrte sich die Phasenlage um. Das könnte ein Indiz für abwärts propagierende Wellen sein, die in großen Höhen angeregt wurden.

Im Januar 2016 fand die internationale Kampagne „GWLcycle“ in Nord-Norwegen statt, während der das IAP Lidar- und Radarbeobachtungen durchführte. In diesem Bericht konzentrieren wir uns auf Daten, die zwischen dem 9. und 12. Januar 2016 gemessen wurden. Bemerkenswert war in diesem Zeitraum der besonders stark ausgeprägte Polarwirbel über dem ALOMAR.

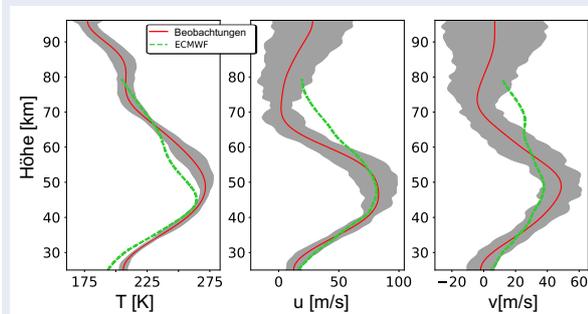


Abb. 7.1: Mittlere Temperaturen und Winde (rot) sowie deren Variabilitäten (grau) vom 9. bis 12. Januar 2016. Links: Temperaturen aus kombinierten RMR- und Fe-Lidar-Messungen. Mitte: Zonalwinde aus kombinierten RMR-Lidar- und Radar-Messungen. Rechts: Meridionalwinde aus kombinierten RMR-Lidar und Radar-Messungen. Zum Vergleich sind Höhenprofile aus ECMWF-Analysen gezeigt (grün).

Abbildung 7.1 zeigt die mittleren Temperatur- und Windprofile sowie deren Variabilitäten durch Schwerewellen- und Gezeiteneinflüsse. Nach Abzug der Mittelwerte können die Amplituden dieser Schwankungen in potentielle und kinetische Energiedichten umgerechnet werden (Abb. 7.2). Ein Vergleich

mit Daten der Jahre 2012, 2014 und 2015 zeigt, dass die während der Kampagne gemessenen Energiedichten deutlich über den mehrjährigen Mittelwerten liegen. Teilweise übersteigen sie sogar die Maxima der früheren Jahre.

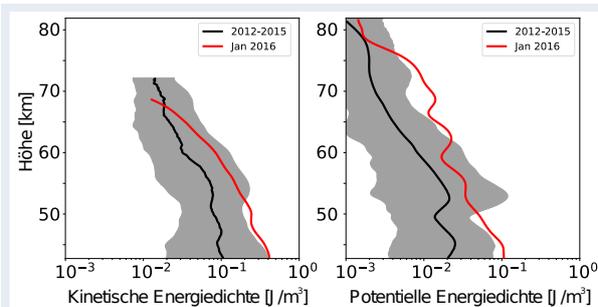


Abb. 7.2: Kinetische (links) und potentielle (rechts) Energiedichten der Wellen aus dem Kampagnenzeitraum (rot) im Vergleich mit mittlerem Zustand (schwarz) und Variabilität (grau) der Januar-Monate in den Jahren 2012, 2014 und 2015.

Da bodengebundene Instrumente an einem festen Ort messen, werden die durch das Beobachtungsvolumen laufenden Wellen in ihrer kumulativen Wirkung erfasst. Aus einer Einzelmessung kann somit keine Aussage über die eigentliche Anregungsquelle getroffen werden. In der Schwerewellentheorie wird üblicherweise von Wellen ausgegangen, die am Boden erzeugt werden und nach oben propagieren. Allerdings können Schwerewellen auch in der Atmosphäre erzeugt werden und dann in diverse Richtungen propagieren. Solche Wellen werden als *sekundäre* Wellen bezeichnet. Ein Indiz für den Fall einer Ausbreitung nach unten wäre eine veränderte Phasenlage der Fluktuationen einer gemessenen Zeitreihe. Die Anregung würde dann oberhalb der Höhe der beobachteten Wellensignatur liegen. Abbildung 7.3 (oben) zeigt Temperaturfluktuationen aus Lidarmessungen in Abhängigkeit von Höhe und Zeit. Gut zu erkennen sind Bereiche unterschiedlicher Phasenlage. Da die Ausbreitungsrichtungen von Phase und Energie von Schwerewellen senkrecht aufeinander stehen, zeigen abwärts gerichtete Phasen im Allgemeinen aufwärts propagierende Wellen an (und umgekehrt). Dies gilt allerdings nur für den Fall, dass die Phasengeschwindigkeit größer als der Hintergrundwind ist (siehe Abb. 1.3 in Kapitel 1 und Erklärungen in Text).

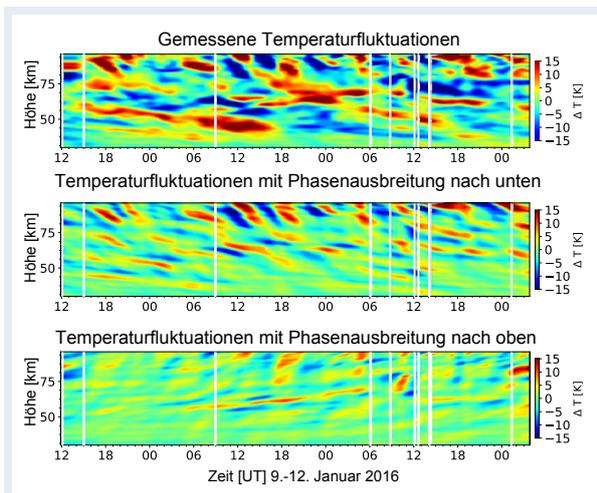


Abb. 7.3: Oben: Temperaturfluktuationen aus Lidarmessungen vom 9. bis 12. Januar 2016. Mitte: Separierte Daten mit ausschließlich abwärts gerichteter Phasenausbreitung. Unten: Separierte Daten mit ausschließlich aufwärts gerichteter Phasenausbreitung.

Für die getrennte Beschreibung von auf- und abwärts propagierenden Wellen müssen die Messdaten entsprechend separiert werden. Die gemessenen Temperaturfluktuationen werden hauptsächlich von Gezeiten (Fluktuationen mit vertikaler Wellenlänge über 15 km und Perioden von 8 h, 12 h und 24 h) und Schwerewellen mit auf- und abwärts propagierenden Phasen verursacht. Mit Hilfe der zweidimensionalen Fourier-Transformation ist es möglich, alle Komponenten voneinander zu entkoppeln. Die Ergebnisse für die Temperatur sind in Abbildung 7.3 (Mitte, unten) gezeigt. Hierbei sind die Gezeiten nicht rekonstruiert worden. Es ist zu erkennen, dass auf- und abwärts propagierende Wellen im gesamten Höhen- und Zeitbereich vorkommen. Die Analyse wurde ebenfalls für beide Windkomponenten durchgeführt (nicht dargestellt). Die Energie der auf- und abwärts propagierenden Wellen kann getrennt betrachtet werden. Die Gesamtenergie ist die Summe aus kinetischer und potentieller Energie und wurde für jede der beiden Ausbreitungsrichtungen berechnet. Das sich daraus ergebende Verhältnis der Gesamtenergiedichten ist in Abbildung 7.4 dargestellt. Unter der Annahme, dass die Phasengeschwindigkeit der Wellen größer ist als der Hintergrundwind, können durch solche Analysen Zeit- und Höhenbereiche identifiziert werden, in denen die Energie abwärts propagierender Wellen gegenüber aufwärts propagierenden Wellen überwiegt. Ein Nachteil dieser Methode ist, dass auf diese Weise ein möglicher Effekt der Phasenumkehr durch starke Winde nicht identifiziert werden kann.

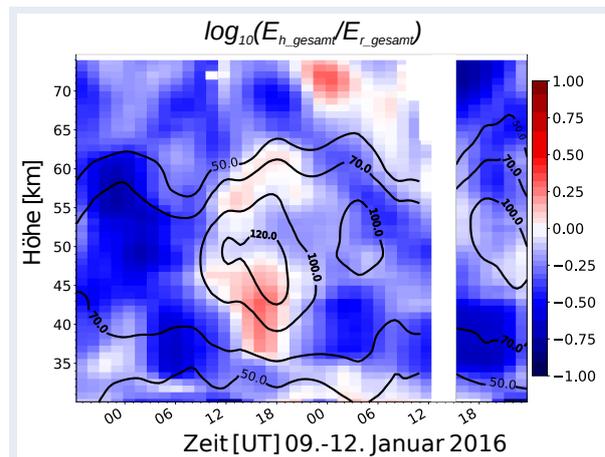


Abb. 7.4: Verhältnis der Gesamtenergiedichten von Schwerewellen mit auf- und abwärts propagierenden Phasen. Konturlinien zeigen die horizontale Windgeschwindigkeit in m/s.

In Abbildung 7.4 ist zu erkennen, dass im Allgemeinen Wellen mit abwärts propagierenden Phasen überwiegen (blaue Bereiche). Ungefähr zur Mitte der Zeitreihe ist es umgekehrt (rote Bereiche). Zusätzlich ist im Bereich zwischen 35 km und 55 km auch der Hintergrundwind mit über 100 m/s besonders stark. Dies weist darauf hin, dass das Randgebiet des Polarwirbels bei den Messungen erfasst wurde. Die Bereiche mit aufwärts propagierenden Phasen (rot) könnten einerseits durch eine Umkehr der Phaselage, verursacht durch zu hohe Windgeschwindigkeiten im Vergleich zur Phasengeschwindigkeit der Wellen, erzeugt worden sein. Die andere Möglichkeit ist, dass die Wellen oberhalb von ca. 60 km erzeugt wurden und nach unten propagierten. Da der Wind in der oberen Mesosphäre nicht ungewöhnlich stark war, kamen die Wellen in diesem Fall wahrscheinlich aus der Thermosphäre. Diese Unsicherheiten in der Interpretation der Messungen demonstrieren die Notwendigkeit Analysen zu entwickeln, mit denen sich die Ausbreitungsrichtung von Wellen eindeutig bestimmen lässt. Diese sogenannte Hodographen-Methode wird in Kapitel 8 erläutert.

8 Hodographen aus Lidarbeobachtungen

I. Strelnikova, G. Baumgarten, A. Brand, J. Fiedler, F.-J. Lübken

Eine neu entwickelte Methode zur detaillierten Schwerwellenuntersuchung erlaubt die statistische Analyse unterschiedlicher Wellenparameter. Dazu werden sogenannte Hodographen der Wind- und Temperaturfluktuationen ausgewertet.

Propagierende Schwerwellen verursachen Fluktuationen im Ausbreitungsmedium. Diese Schwingungen können in Wind- und Temperaturdaten beobachtet werden. Die Bewegungen eines Luftpaketes beschreiben dabei eine Ellipse in einer Fläche, die einen geringen Winkel zum Horizont hat und lassen sich in sogenannten Hodographen darstellen. Aus der Analyse dieser Hodographen lassen sich relevante Schwerwellenparameter ableiten, was am besten an einem Beispiel erläutert werden kann.

Vom 9. bis 12. Januar 2016 konnten mit dem ALOMAR RMR-Lidar 64 Stunden lang kontinuierlich Winde und Temperaturen beobachtet werden. Der polare Vortex war zu diesem Zeitraum besonders stark ausgeprägt. Abbildung 8.1 zeigt horizontale Winde, die aus ECMWF-Reanalysen für den 10. Januar 2016 berechnet wurden. In einer Höhe von 37,6 km betrug die Windstärke mehr als 100 m/s. Über dem ALOMAR-Observatorium in Nordnorwegen herrschten Winde aus südwestlicher Richtung vor.

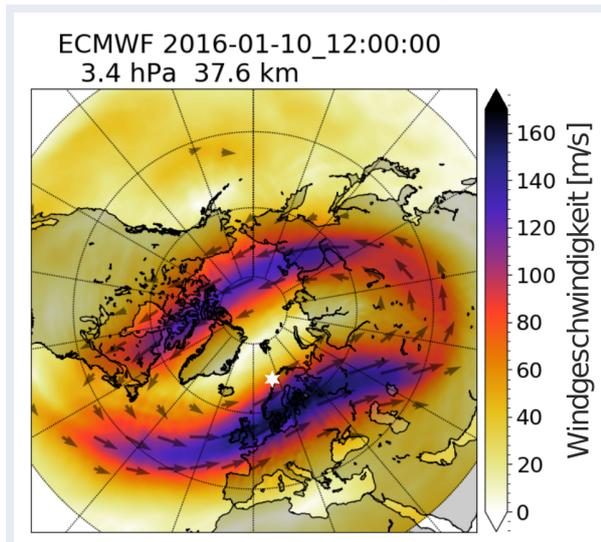


Abb. 8.1: ECMWF-Winde. Der weiße Stern zeigt die Position des ALOMAR Observatoriums.

Eine beispielhafte Hodographen-Analyse aus diesen Messungen ist in Abb. 8.2 dargestellt. Die vertikalen Profile der Fluktuationen von Wind und Tem-

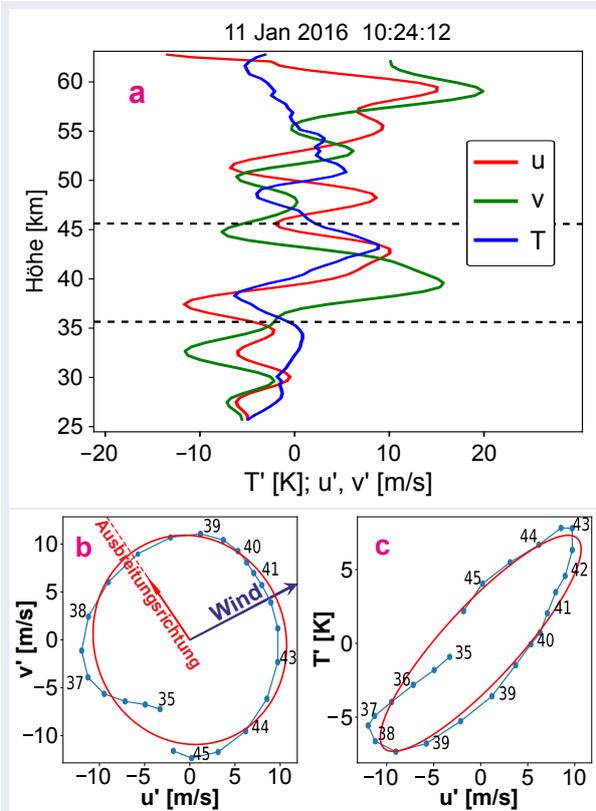


Abb. 8.2: Schwerwellenuntersuchungen mit der Hodographen-Methode. **a:** Gemessene Profile von Wind- und Temperaturfluktuationen. Horizontale Linien markieren den analysierten Höhenbereich. **b** und **c:** Hodographen der horizontalen Windrichtungen sowie zwischen Temperatur und Zonalwind. Der blaue Pfeil zeigt die Richtung des Windes an, der rote die Ausbreitungsrichtung der Schwerwelle.

peratur sind in Abb. 8.2a gezeigt. Im gesamten Höhenbereich sind Fluktuationen in den Windkomponenten u' und v' sowie der Temperatur T' sichtbar, oft als Überlagerung mehrerer Wellen. Als erstes muss ein Höhenbereich identifiziert werden, in dem eine dominierende Welle als quasi monochromatische Welle vorkommt. Die Variationen in allen drei Messgrößen mit der gleichen Wellenlänge werden dann für die weitere Hodographen-Analyse genutzt.

Zunächst betrachten wir die Windhodographen (Abb. 8.2b). Trägt man die zonalen und meridionalen Windkomponenten aus dem gewählten Höhenbereich gegeneinander auf, erkennt man, wie sich der Windhodograph mit der Höhe dreht. Daraus lässt sich ableiten, ob eine Auf- oder Abwärtsbewegung der Wellen vorlag. In unserem Beispiel

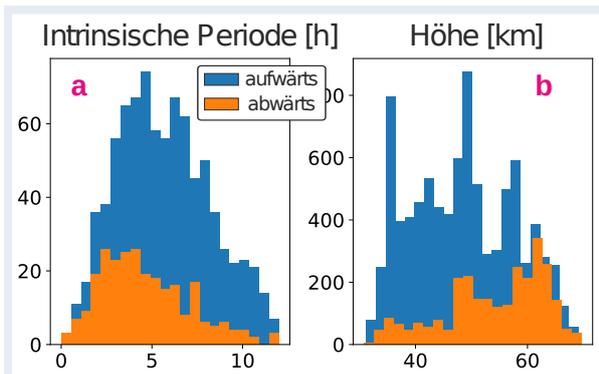


Abb. 8.3: Links: Verteilung der intrinsischen Periode. Rechts: Verteilung der Mittenhöhe von Hodographen. Blau: aufwärts propagierende Wellen. Orange: abwärts propagierende Wellen.

dreht sich der Hodograph im Uhrzeigersinn. Das bedeutet, dass sich die zugrundeliegende Welle nach oben ausgebreitet hat. Die Exzentrizität (das Verhältnis der Achsen) der Ellipse ist nur von der intrinsischen Frequenz der Welle abhängig.

Die Phasengeschwindigkeit einer Welle hat einen horizontalen Anteil, der entlang der Hauptachse der Ellipse liegt. Aus dem Windhodographen allein ist die horizontale Ausbreitungsrichtung der Welle nicht eindeutig zu bestimmen, es bleibt eine Zweideutigkeit von 180°. Bei unseren Lidarbeobachtungen sind jedoch gleichzeitige Messungen von Wind und Temperatur vorhanden. Damit lässt sich ein weiterer Hodograph der Variationen von zonalem Wind und Temperatur erstellen (Abb. 8.2c). Eine Drehung gegen den Uhrzeigersinn wie in diesem Fall bedeutet, dass die Welle in Westrichtung propagiert.

Die quasi monochromatische Welle im gewählten Höhenbereich zwischen ca. 35 km bis 45 km hat eine vertikale Wellenlänge von ca. 10,3 km und breitet sich nach oben in Richtung Nordwesten aus. Die intrinsische Periode der Welle beträgt 12 Stunden, was in der Nähe der lokalen Inertial-Frequenz liegt. Aus diesem Grund ist der Hodograph in Abb. 8.2b fast kreisförmig, die Halbachsen der Ellipse sind nahezu identisch (11,2 m/s und 10,5 m/s).

Aus der 64 Stunden langen Lidarmessung mit einer zeitlichen Auflösung von 10 Minuten ergaben sich 355 vertikale Profile, die für die Hodographen-Auswertung geeignet sind. Daraus wurden weitere 879 einzelne Hodographen abgeleitet und ausgewertet, von denen etwa ein Drittel nach unten propagierende Wellen zeigte (Abb. 8.3).

Am häufigsten wurden vertikale Wellenlängen zwischen 5 km und 10 km identifiziert. Die daraus abge-

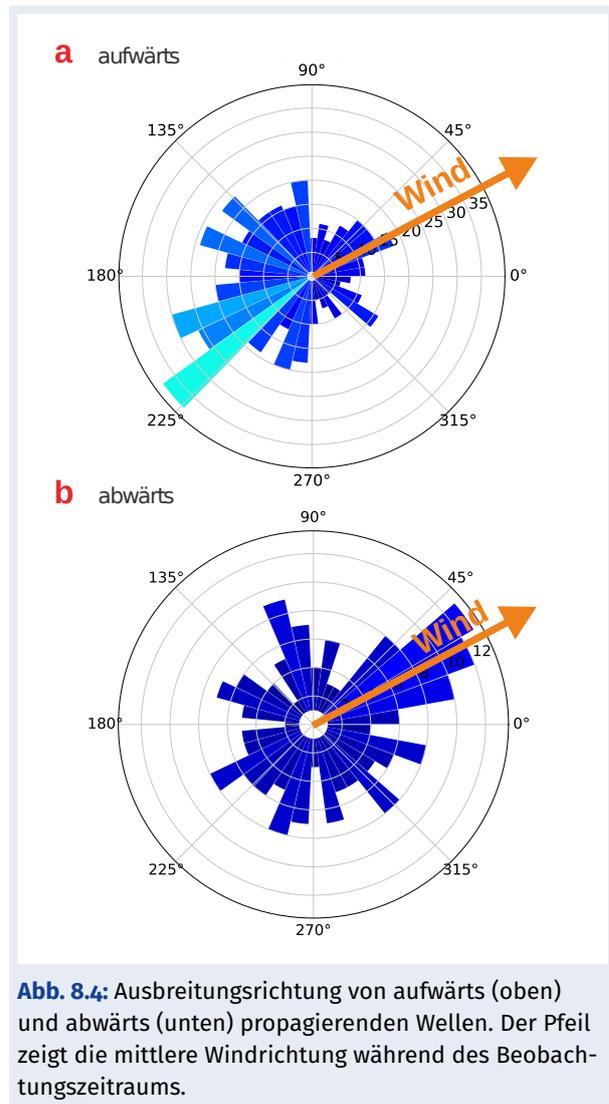


Abb. 8.4: Ausbreitungsrichtung von aufwärts (oben) und abwärts (unten) propagierenden Wellen. Der Pfeil zeigt die mittlere Windrichtung während des Beobachtungszeitraums.

leiteten intrinsischen Perioden sind als Histogramm in Abb. 8.3a dargestellt. Die häufigsten gefundenen Perioden liegen zwischen 3 und 10 Stunden. Die abwärts propagierenden Wellen haben dabei im Mittel eine kürzere Periode. Die Höhenverteilung des Mittelpunkts der Hodographen reicht von 35 km bis 65 km für aufwärts propagierende Wellen (Abb. 8.3b). Für abwärts propagierende Wellen verkleinert sich dieser Bereich und liegt zwischen 50 km und 65 km.

Die Ausbreitungsrichtungen der Schwerewellen sind in Abb. 8.4 dargestellt. Der mittlere Wind wurde aus Lidarbeobachtungen abgeleitet und zeigt in nord-östlicher Richtung. Die meisten aufwärts gerichteten Wellen propagieren also gegen den Wind. Die abwärts propagierenden Wellen zeigen zahlreiche Ausbreitungsrichtungen, ein großer Anteil propagiert jedoch in die vorherrschende Windrichtung.

9 Messung von Turbulenz und Schwerwellen mit Ballonen

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

Schwerwellen haben einen entscheidenden Einfluss auf die Dynamik der Mesopausenregion. Doch nicht alle in der Troposphäre erzeugten Wellen kommen auch dort an. Ein Teil von ihnen bricht bereits in der Troposphäre und Stratosphäre und gibt dort ihre Energie ab. Das ballongetragene Instrument LITOS bietet zusammen mit hochaufgelösten Wettermodellen die Möglichkeit, ein detailliertes Bild vom Brechen dieser Wellen bis in eine Höhe von über 30 km zu bekommen.



Abb. 9.1: Startvorbereitung während der METROSI-Kampagne im Januar 2016. Foto: G. Baumgarten

In großen Feldmesskampagnen der letzten Jahre wurde deutlich, dass sich Schwerwellen aus der Troposphäre oft nicht verlustfrei bis in die Mesosphäre ausbreiten können. In der Stratosphäre wurden dabei Höhenbereiche identifiziert, in denen die Temperaturverteilung auf eine Durchmischung der Luft durch Turbulenz hindeutet. Das am IAP entwickelte Instrument LITOS (Leibniz Institute Turbulence Observations in the Stratosphere) bietet nun die Möglichkeit nicht nur diese indirekten Effekte der Turbulenz auf die Atmosphäre zu beobachten, sondern die turbulenten Fluktuationen der Windgeschwindigkeit selbst zu untersuchen.

Dazu verwenden wir ein so genanntes Konstant-Temperatur-Anemometer, das die Windgeschwindigkeit aus der Abkühlung eines beheizten Drahtes berechnet. Durch die hohe räumliche Auflösung unseres Instruments (~ 1 mm) können wir das Wellenlängen-Spektrum der atmosphärischen Wirbel von einigen Metern bis hinunter zu wenigen Millimetern beobachten. Hieraus berechnen wir die

turbulente Energiedissipationsrate, also die Menge kinetischer Energie des Windes, die pro Zeiteinheit durch Turbulenz in Wärme umgewandelt wird.

Die kleinskalige Messung von LITOS erfordert hierbei die Berücksichtigung von besonderen Effekten. So können beispielsweise der Ballon selbst oder die Halteschnüre des Instruments in ihrem Nachlauf künstliche Turbulenz erzeugen. Die Turbulenz kleinerer Objekte können wir wegen der hohen räumlichen Auflösung unserer Daten erkennen und aussortieren. Die Auswirkungen des Ballons werden durch einen Abstand von 180 m zwischen dem Ballon und dem Turbulenzsensor minimiert. Zusätzlich berechnen wir die dreidimensionale Bewegung der Wirbelschleppe des Ballons und entfernen alle Messpunkte, bei denen die Wirbelschleppe dem Sensor zu nahe kam. Wir vermeiden dadurch Artefakte in den Messdaten und Analysen.

Zukünftig werden wir diese Beeinflussungen unserer Messung ganz vermeiden, indem wir nicht mehr im Aufstieg, sondern im Abstieg der Nutzlast messen. Dazu verwenden wir zwei Ballone. Der erste dient zum Aufstieg und wird am höchsten Punkt des Fluges von der Nutzlast getrennt. Der zweite ist gerade so weit gefüllt, dass sich anschließend im Abstieg eine konstante Sinkrate von ca. 5 m/s ergibt. Ein im Berichtszeitraum durchgeführter Testflug bestätigt, dass keine Beeinflussung der Turbulenzmessungen durch den Ballon oder die Schnüre mehr stattfindet.

Von besonderem geophysikalischen Interesse sind sechs Flüge, die wir während der LITOS-METROSI-Kampagne im Januar 2016 in Nordskandinavien durchgeführt haben. Abbildung 9.2 zeigt die Daten einer Sonde, die im Rahmen einer Kooperation mit dem DLR-IPA in Kiruna gestartet wurde. In den Dissipationsraten fallen drei Schichten mit verstärkter Turbulenz ins Auge, die hier farblich hinterlegt sind. Der gelb markierte Bereich liegt im Lee des Gebirges, was sich in einer halbierten Windgeschwindigkeit gegenüber der freien Troposphäre äußert. Solche Zonen sind im Allgemeinen geprägt von starken Vertikalwinden und rotierenden Luftbewegungen. Deswegen ist es nicht unerwartet, dass LITOS hier verstärkt Turbulenz misst.

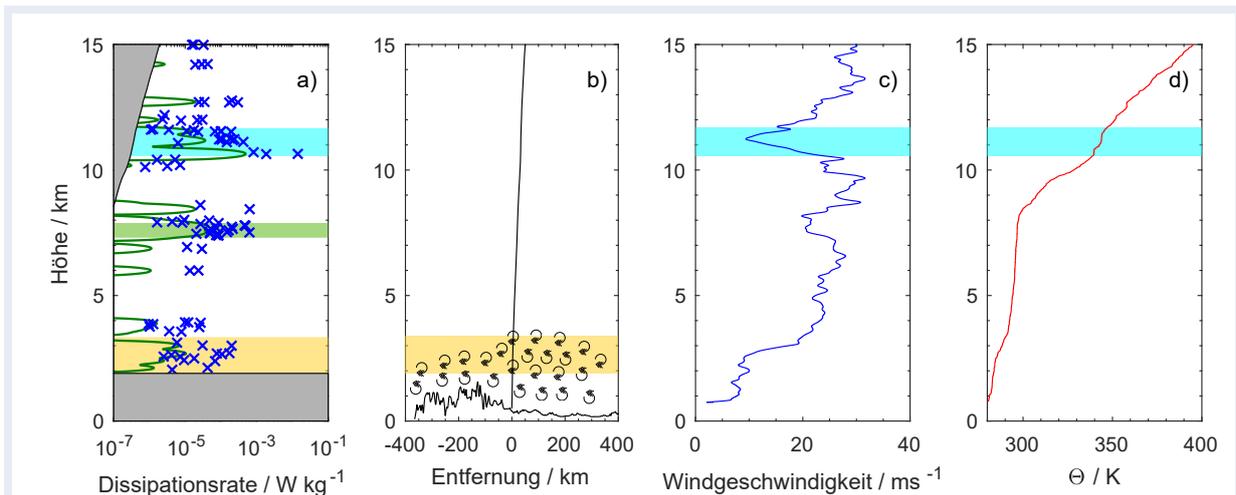


Abb. 9.2: a) Energiedissipationsrate aus LITOS-Messungen. In den logarithmisch aufgetragenen Dissipationsprofilen entsprechen die blauen Kreuze den Einzelwerten (10 m Auflösung) und die grüne Kurve gibt ein gleitendes Mittel über 500 m an. b) Bodennahe Lee-Zone hinter dem Gebirge (schematisch), Flugbahn des Ballon in Schwarz. c) und d) Windgeschwindigkeit und potentielle Temperatur gemessen von der Radiosonde auf dem LITOS-Ballon.

Eine weitere turbulente Schicht (blau) ist in etwa 11 km Höhe zu finden. Deren Entstehung hängt jedoch, im Gegensatz zur oben genannten, mit Gebirgswellen zusammen. Zur Verdeutlichung dieser Wellen sind in Abb. 9.3 Vertikalwinde aus einem hochaufgelösten regionalen Wettermodell für den Zeitpunkt des Fluges gezeigt. In der Region der Flugbahn von LITOS ist von 8 km – 15 km Höhe eine Gebirgswelle mit einer sehr kleinen horizontalen Wellenlänge von nur etwa 15 km zu sehen. Diese Welle zeigt in den Modelldaten unterbrochene Phasenlinien in etwa 12 km Höhe, d. h. im Minimum des horizontalen Windes. Das entspricht dem blau hinterlegten turbulenten Bereich in Abb. 9.2 c) und d).

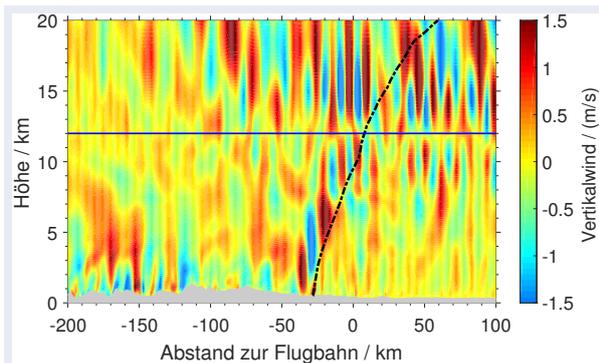


Abb. 9.3: Vertikalwinde aus dem regionalen Wettermodell WRF (in Zusammenarbeit mit J. Wagner, DLR). Horizontale Linie: Höhe der minimalen horizontalen Windgeschwindigkeit entlang der Flugbahn.

Grundsätzlich spricht man von einem kritischen Niveau, wenn der Wind in einer bestimmten Höhe über einem Gebirge bis auf Null zurückgeht. Darin werden Gebirgswellen gefiltert und ihre Energie über Turbulenz in Wärme umgewandelt. In unserem

Fall reduziert sich die Windgeschwindigkeit auf etwa ein Drittel gegenüber der unbeeinflussten Strömung. Wir gehen davon aus, dass der reduzierte Hintergrundwind über lokale Instabilitäten die Amplitude der Gebirgswelle dämpft, sie aber nicht vollständig auslöscht. Dies geht einher mit kleinskaligen Windfluktuationen und einer erhöhten Dissipationsrate. Das wiederum erhöht die Durchmischung und gleicht die Temperatur über dem turbulenten Bereich an. Somit sind die zwei Bereiche mit verringertem Anstieg der potenziellen Temperatur (Abb. 9.2 d, blau markiert) eine Auswirkung der Turbulenz.

Simulationen legen nahe, dass auch die Turbulenz im grün hinterlegten Bereich von 7 km – 8 km Höhe mit Gebirgswellen zusammenhängt. Dies ist jedoch noch Gegenstand laufender Untersuchungen und kann deshalb nicht näher ausgeführt werden.

Zusammenfassend ist es im Rahmen des LITOS-Projekts erstmals gelungen, verschiedene turbulente Schichten einzelnen Entstehungsmechanismen wie Wellenbrechen oder bodennahen Lee-Zonen zuzuordnen. Dazu wurde die Qualitätskontrolle der Turbulenzdaten deutlich verbessert. Die direkte Beobachtung der turbulenten Fluktuationen mit LITOS fördert dabei das Verständnis von Prozessen, die in Klimamodellen gar nicht und in regionalen Wettermodellen nur begrenzt aufgelöst werden können.

10 Eine neue Beschreibung der Häufigkeitsverteilung von NLC/PMC

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

Gemessene NLC-Eisparameter wie Eismasse, Rückstreusignal, Größe und Anzahl von Eisparkeln unterliegen einer statistischen Häufigkeitsverteilung, die bisher in vielen Fällen nur unzureichend mathematisch beschrieben werden konnte. In diesem Kapitel wird eine neue Klasse von theoretischen Verteilungen vorgestellt, die Messgrößen des ALOMAR-Lidars statistisch gut beschreibt. Außerdem erlaubt die neue Theorie eine Konstruktion von nicht gemessenen Datensätzen verschiedener Eisparameter, die unsere Lidardaten mit Satellitendaten verbinden.

Mit Hilfe des ALOMAR-Lidars werden seit 1997 Eisschichten (NLC/PMC) in der sommerlichen Mesopausenregion untersucht. Bildung und Intensität dieser Eiswolken reagieren sehr empfindlich auf Änderungen der Temperatur und des Wasserdampfgehalts der Mesopausenregion. Daher belegt das Langzeitverhalten von NLC/PMC einen Klimawandel in der Mesopausenregion. Die zugrundeliegenden Methoden zur Trendbestimmung basieren auf einer statistischen Analyse aus Datensätzen des ALOMAR-Lidars. Folgende Eisparameter werden aus Lidarmessungen abgeleitet: 1) integriertes Rückstreusignal, welches aus der kompletten über ALOMAR liegenden Eissäule resultiert, 2) maximales Rückstreusignal, das einer bestimmten Höhenschicht der Eissäule zugeordnet werden kann, 3) Eismassendichte und 4) Eispartikelgröße und Anzahl. Der jeweilige saisonale Datensatz repräsentiert eine Stichprobe mit einer empirischen Häufigkeitsverteilung, die mit Zufälligkeiten behaftet ist. Deshalb sucht man nach einer theoretischen Verteilung, die unabhängig von der jeweiligen Stichprobe ist. Bei der statistischen Analyse von NLC/PMC-Parametern wurde bisher versucht, jeder empirischen Verteilung eine exponentielle Verteilung als zugrundeliegende Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) zuzuordnen, weil diese vielen Stichprobenverteilungen am „ähnlichsten“ ist.

Auch ALOMAR-Daten wurden bisher immer durch Exponentialverteilungen angepasst. Abbildung 10.1 zeigt die empirische Häufigkeitsverteilung aller Daten des integrierten Rückstreusignals (u). Alle Daten von 1997 bis 2016 wurden in einen Datensatz zusammengefasst, um den Umfang der Stichprobe zu

vergrößern und damit die Stichprobenunsicherheit möglichst klein zu halten. Des Weiteren wurde ein Schwellenwert $u_{th} = 3$ eingeführt, der eine Sensitivitätsschranke des Lidarinstrumentes beschreibt. Das Histogramm zeigt eine typische Verteilung von vielen schwachen und relativ wenigen starken Ereignissen, die auch für viele andere Eisparameter gilt. Abbildung 10.1 zeigt, dass eine Exponentialfunktion die empirische Datenverteilung **nicht** hinreichend gut beschreibt. Es existieren systematische Abweichungen, wo die Fitwerte zu niedrig ($3 < u < 10$) bzw. zu hoch ($15 < u < 30$) sind. Weiterhin stimmen Mittel und Median von Verteilung und Daten nicht überein. Daraus resultiert ein großer relativer Fehler von 23,6% zwischen Fit und Daten.

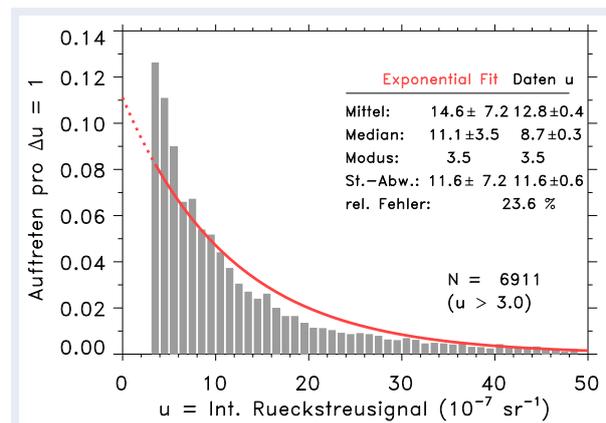


Abb. 10.1: Häufigkeitsverteilung aller Messungen des integrierten Rückstreusignals (u) mit einem Schwellenwert $u_{th} = 3$. Man erkennt, dass der Fit einer exponentiellen Funktion (rot) nicht gut zu den Daten passt.

Wir fassen zusammen, dass bei einer Vielzahl sowohl von Satelliten- als auch Lidardatensätzen eine Exponentialverteilung die empirisch beobachtete Verteilung häufig nur unzureichend beschreibt.

Neue Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF)

Die neue Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung $Z(z \geq z_{th}, a > 0, b \neq 0)$ wird durch die Zufallsvariable z beschrieben:

$$Z(z) = A \cdot a|b|z^{b-1}e^{-az^b} \quad (10.1)$$

Die Verteilung besitzt die beiden freien Konstanten a (Streuparameter) und b (Formparameter), durch die eine breite Anzahl von Möglichkeiten des Ver-

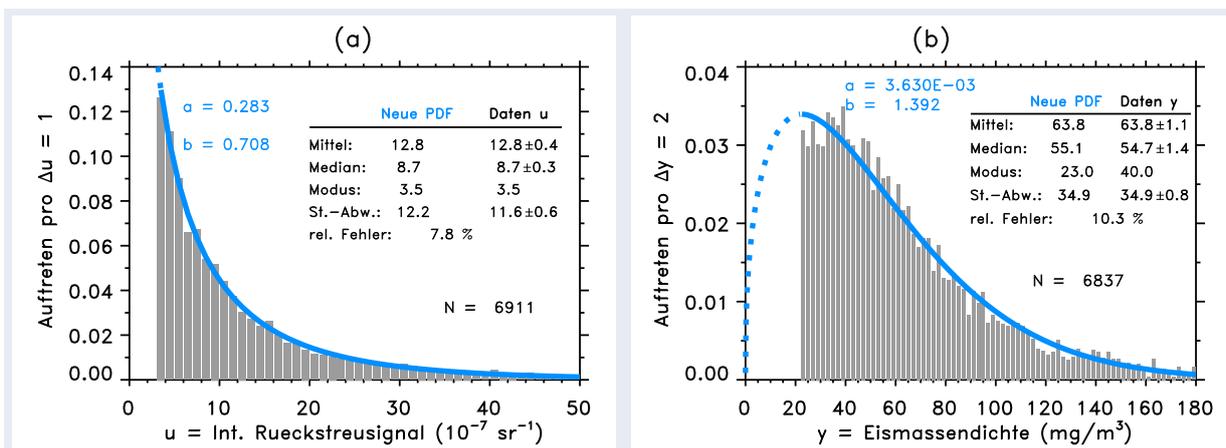


Abb. 10.2: Neue Verteilungen (Gl. 1) mit (a,b) -Werten und Mittel, Median, Modus und Standard-Abweichung (blau). Die Übereinstimmung mit den Daten ist sehr gut. (a) Häufigkeitsverteilung des integrierten Rückstreusignals u mit Schwellenwert $u_{th} = 3$, (b) Eismassen-Dichte (y) mit $y_{th} = 22$

teilungstyps zugelassen wird. Für $b = 1$ geht die neue PDF in die altbekannte Exponentialverteilung über. Der Skalierungsfaktor $A = \exp(az_{th}^b)$ berücksichtigt die Abhängigkeit von einem Schwellenwert z_{th} , für $z_{th} = 0$ ist $A = 1$. Die Verteilung besitzt die folgenden Kenngrößen unter Anwendung der unvollständigen Gammafunktion $\Gamma(a,x)$:

$$\text{Mittelwert } \mu = \frac{A|b|\Gamma\left(\frac{b+1}{b}, az_{th}^b\right)}{ba^{\frac{1}{b}}} \quad (10.2)$$

$$\text{Median } v = \left(\frac{\ln 2}{a} + z_{th}^b\right)^{1/b} \quad (10.3)$$

Abbildung 10.2 zeigt Beispiele für die Anwendung der neuen Verteilungsfunktion auf zwei Lidardatensätze: integriertes Rückstreusignal und Eismassendichte. Die Bestimmung der freien Parameter (a,b) erfolgt mit den zwei Gleichungen von Mittel (Gl. 10.2) und Median (Gl. 10.3), die nach (a,b) gelöst werden können. Dazu benötigt man die Werte von Mittel μ und Median v , die aus der Datenstichprobe berechnet werden. Wie die Beispiele in Abbildung 10.2 zeigen, sind alle Datensätze durch die \mathcal{Z} -PDF unter Einbeziehung der Schwellenwerte hervorragend beschrieben. Mittel, Median, Modus und Standardabweichung stimmen überein und die Güte (Signifikanz) des Fits ist durch den kleinen relativen Fehler belegt, siehe auch den Vergleich Abbildung 10.2a mit Abbildung 10.1. Ähnlich gute Ergebnisse zeigen sich für die Anwendung der neuen statistischen Verteilung auf Eispartikelgröße und Anzahl. Aus der umfangreichen Herleitung von \mathcal{Z} folgt: Wenn zwei Eisparameter (v,w) eine \mathcal{Z} -Häufigkeitsverteilung annehmen, dann besitzt diese notwendigerweise den funktionalen Zusammenhang $w = cv^d$

mit den Konstanten (c,d) . Die Konstanten (c,d) lassen sich wiederum aus den freien Verteilungsparametern der \mathcal{Z} -Verteilung bzgl. (v,w) berechnen. Dies erlaubt die Konstruktion künstlicher \tilde{w} -Daten (aus vorhandenen v -Daten), die mit den wahren w -Daten fast perfekt korreliert sind ($r = 0,99$). Wir zeigen eine Anwendung dieser Methode für den von Satelliten gemessenen Eisparameter der integrierten Eismasse (IWC), eine Größe, die nicht vom Lidar gemessen worden ist. Aus der Kenntnis der (a,b) -Paare aus (y,u) , siehe Abbildung 10.2, lassen sich künstliche IWC-Daten erstellen, deren Saisonmittel mit Satellitenanalysen verglichen werden können, siehe Abbildung 10.3. Die Übereinstimmung ist sehr gut. Die neue Methode erlaubt auch eine Transformation von Satellitendaten auf von Lidars gemessene Größen. Damit ist zum ersten Mal die Möglichkeit gegeben, die unterschiedlichen Trendanalysen von NLC/PMC basierend auf den verschiedensten Instrumenten zu vereinheitlichen.

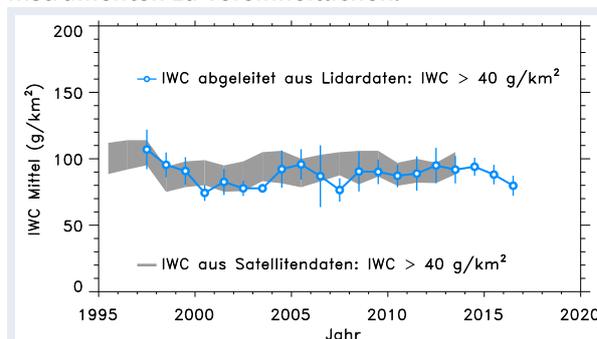


Abb. 10.3: Zeitreihe der saisonalen Mittel der Eismasse (IWC) aus Satellitendaten (SBUV) und abgeleitete Eismassen aus Messungen des max. Rückstreusignals

11 Horizontale und vertikale Strukturen von NLC und ihre Bedeutung für Trends

G. Baumgarten, J. Fiedler, M. Gerding

Leuchtende Nachtwolken werden seit 130 Jahren anhand ihrer markanten, teils wellenförmigen Strukturen identifiziert. Schon damals wurde durch die gleichzeitige Beobachtung dieser Strukturen, von unterschiedlichen Orten aus, die Höhe der NLC bestimmt. Mit modernen Lidarmethoden wird sowohl die Schwerpunkthöhe als auch die Höhe der Strukturen in NLC vermessen. Es zeigt sich, dass die Höhe der Strukturen ca. 300 m tiefer liegt als die Schwerpunkthöhe der NLC. Die Untersuchung der NLC-Strukturen liefert wichtige Erkenntnisse sowohl zu Trends, aber auch zu schnellen Prozessen in der mittleren Atmosphäre.

Die Strukturen in NLC sind seit den ersten Beobachtungen im Jahr 1885 von großem Interesse. So wurde anhand der zeitlichen Änderungen der kleinsten Strukturen in NLC von wenigen 10 m bereits frühzeitig erkannt, dass NLC aus Eis bestehen müssen und dabei relativ schnellen (einige Minuten dauernden) mikrophysikalischen Prozessen unterliegen. Es hat jedoch noch über 100 Jahre gedauert, bis der Nachweis der Form und Beschaffenheit der Partikel mittels Lidar und Satellitentechnik zweifelsfrei die Existenz von Wasser in NLC belegte.

Der Nutzen von hochaufgelösten Beobachtungen von Strukturen in NLC (< 10 m) wurde erst in den letzten Jahren erkannt und wird seitdem zur Untersuchung von allgemeinen dynamischen Vorgängen in der Höhe der NLC genutzt, die mit keiner anderen Fernerkundungsmethode erforscht werden können. Aufgrund der teils sehr geringen vertikalen Ausdehnung von NLC kann ihre Höhe besonders gut gemessen und für die Untersuchung des Übergangs von Wellen in Turbulenz genutzt werden. Mittels Lidar konnte erstmalig gezeigt werden, dass die NLC in einigen Fällen weniger als 100 m dick sind. Satellitenmessungen ergeben häufig eine scheinbar größere vertikale Ausdehnung, insbesondere wenn Messungen über mehrere 100 km horizontal gemittelt werden. Dies liegt an der Vertikalbewegung der NLC durch Schwerewellen, die selbst auf horizontalen Skalen von einigen Kilometern bzw. auf Zeitskalen von Minuten schon mehrere hundert Meter betragen kann. Durch die Verbesserung der Lidartechnik und der Analyseverfahren konnte ein größerer Datensatz von Beobachtungen auf diese

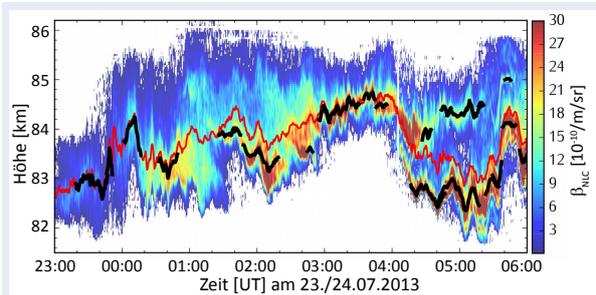


Abb. 11.1: Zeitliche Entwicklung der vertikalen Struktur einer NLC aus Lidarbeobachtung. Die rote Linie markiert die sogenannte Schwerpunkthöhe, die schwarze Linie die Höhe von markanten Strukturen.

Variationen der NLC-Höhe („Strukturen“) hin analysiert werden. Ein Beispiel für eine Lidarmessung von NLC ist in Abbildung 11.1 gezeigt. Im Zeit-Höhenverlauf der NLC wurden lokalisierte v-förmige Strukturen mittels Mustervergleichs gesucht. Diese Muster wurden in ihrer Länge und Höhe variiert und vertikal gespiegelt, um sie an die gemessene Struktur der NLC anzupassen. Die Höhen dieser Muster stimmen nicht immer mit der Schwerpunkthöhe der NLC überein, insbesondere beim Auftreten von Doppelschichten (ca. 04:00 Uhr bis 05:45 Uhr). Die Auswertung der Daten der Jahre 2008 bis 2015 ergab eine statistische Höhenverteilung für diese Strukturen, die in Abbildung 11.2 dargestellt ist. Die Schwerpunkthöhe liegt meist im Bereich von 80,5 km bis 85,5 km. Strukturen finden sich häufig im unteren Teil der Wolke, so dass die Strukturhöhe im Mittel ca. 300 m tiefer liegt als die Schwerpunkthöhe. Für NLC, die Strukturen aufweisen, stimmen Schwerpunkthöhe und Strukturhöhe überein.

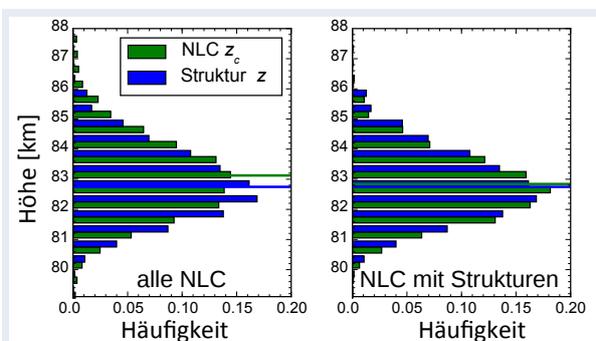


Abb. 11.2: Verteilung der Schwerpunkt- und Strukturhöhe von NLC, rechts beschränkt auf NLC in denen Strukturen identifiziert wurden.

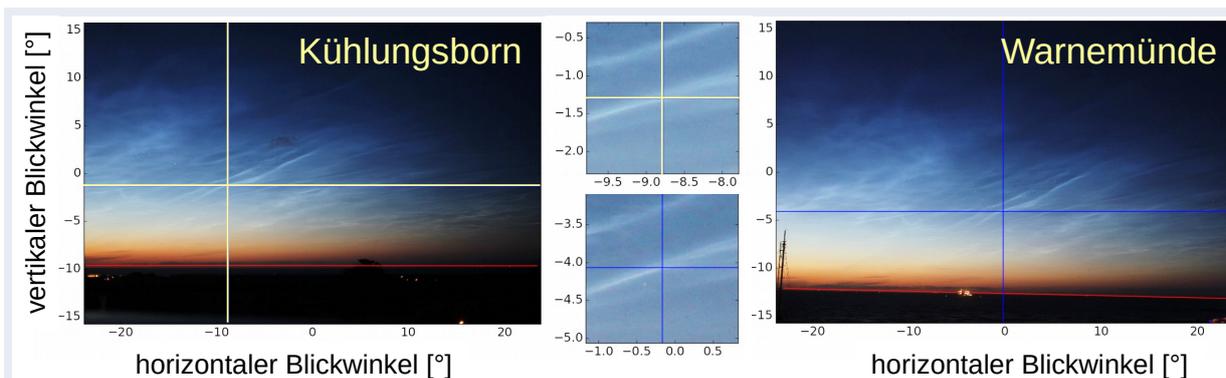


Abb. 11.3: Beobachtung einer NLC am 10. Juli 2015 mittels Kameras in Kühlungsborn und Warnemünde. Anhand der Winkel, unter denen eine Struktur (siehe Vergrößerung in der Mitte der Abbildung) in der NLC beobachtet wird, bestimmen wir die Höhe dieser Struktur in der Wolke.

NLC-Höhenbestimmungen bilden die längste für Trendanalysen aus der Mesopausenregion nutzbare Beobachtungsreihe überhaupt. NLC-Höhen werden regelmäßig seit ca. 130 Jahren mittels Triangulation aus der gleichzeitigen Beobachtung von NLC-Strukturen von mindestens zwei Orten vermessen. Ein Beispiel für eine solche Beobachtung ist in Abbildung 11.3 gezeigt. Mittels moderner Kameratechnik in Kühlungsborn und Warnemünde sowie einer neu entwickelten Analyseverfahren wurden die Genauigkeit und die Interpretation der früheren Ergebnisse überprüft. Von großer Bedeutung für die Genauigkeit sind hier insbesondere die Synchronisation der Zeit zwischen den Beobachtungen an den unterschiedlichen Standorten, das Erkennen identischer Strukturen und die Berücksichtigung der Refraktion des Lichtes durch die Atmosphäre zwischen Beobachter und Wolke. Die absolute Uhrzeit ist ebenfalls wichtig, da sie für die Bestimmung der Ausrichtung der Kamera anhand von Sternpositionen notwendig ist. Werden diese Einflüsse richtig berücksichtigt, kann die NLC-Höhe mit einer Genauigkeit von ca. 100 m bestimmt werden.

Wie zuvor anhand der Lidarmessungen von NLC-Strukturen gezeigt, liegen diese auch für die Triangulation wichtigen Helligkeitsmuster meist systematisch unterhalb der NLC-Schwerpunkthöhe. Nur wenn die NLC eine geringe Schichtdicke aufweist, stimmen diese Höhen überein. Einen solchen Fall haben wir am 10. Juli 2015 beobachtet. An diesem Tag wurde die horizontale Struktur und deren Höhe mittels Kameras beobachtet und gleichzeitig (weiter südlich) die vertikale Struktur mittels Lidar. In Abbildung 11.4 sind die zeitliche Entwicklung eines ausgeprägten Bandes in NLC sowie die Veränderung der Höhe aus Lidarmessungen dargestellt. Ein Vorteil der Lidarmethode ist hierbei, dass die Beobachtungen nicht nur auf wenige Nachtstunden beschränkt sind, sondern den kompletten Tagesgang abdecken. Dadurch können die Änderungen der Strukturen in den Wolken über einen größeren Zeitraum untersucht werden.

Hieraus folgt, dass das Verständnis von Strukturen in NLC sowohl für Trenduntersuchungen als auch für die Interpretation dynamischer Vorgänge in NLC wichtig ist.

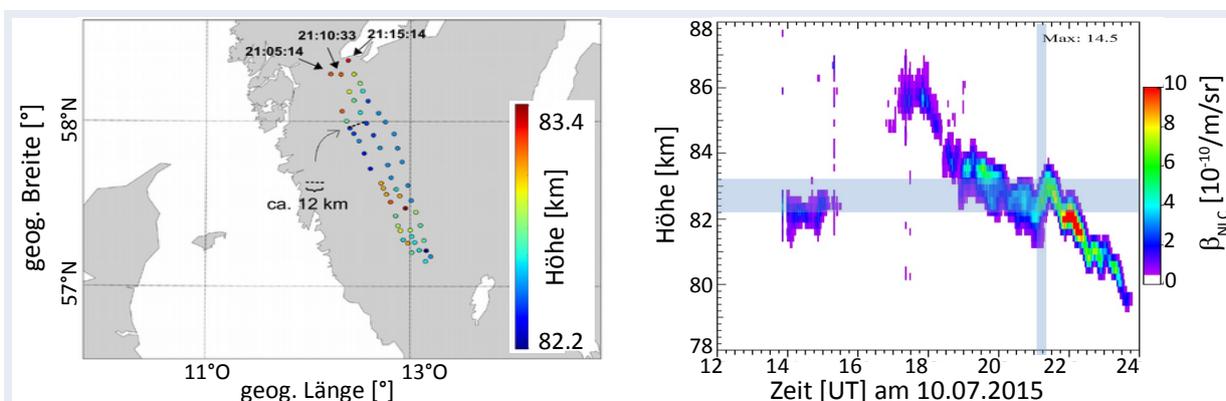


Abb. 11.4: Links: Höhe und Bewegung der Bandstruktur in der NLC vom 10. Juli 2015. Rechts: Lidarbeobachtung in Kühlungsborn. Zeit und Höhe der NLC aus den Kamerabeobachtungen sind mit graublauen Balken markiert.

12 Solare und lunare Modulation von NLC über ALOMAR

J. Fiedler, G. Baumgarten, A. Brand, F.-J. Lübken

NLC über ALOMAR zeigen deutliche Variationen im Verlauf der Tageszeit, die von solar induzierten thermischen Gezeiten verursacht werden. Erstmals wurde der NLC-Datensatz nun auch hinsichtlich lunarer Einflüsse untersucht. Die deutliche Signatur der lunaren halbtägigen Gezeit ist mit 50 % der Amplitude der solaren halbtägigen Gezeit überraschend groß.

Seit 1997 erfolgen NLC-Beobachtungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar auf regulärer Basis. Durch den engagierten Einsatz von IAP-Mitarbeitern, norwegischen Operateuren und Studenten wurde das Lidar seitdem über 6400 Stunden während der Sommermonate betrieben. Auf diese Weise sind während 3100 Stunden NLC detektiert worden. Dies ist ein einzigartiger Datensatz bodengebundener NLC-Beobachtungen.

Abbildung 12.1 zeigt die stündliche, höhenaufgelöste NLC-Häufigkeit und -Helligkeit als Komposit über 20 Jahre. Als Maß für die Helligkeit wird der Volumenrückstreukoeffizient der NLC-Teilchen verwendet. NLC über ALOMAR können praktisch im gesamten Höhenbereich von 78 km bis 90 km existieren, wobei die größte Häufigkeit und Höhengausdehnung zwischen Mitternacht und 7 Uhr auftritt. Die Höhe der maximalen Häufigkeit sinkt in den Morgenstunden um ca. 1 km ab. NLC bestehen aus Eisteilchen, deren Bildung und Existenz stark von der Umgebungstemperatur und dem vorhandenen Wasserdampf abhängen. Modellsimulationen mit LIMA/MIMAS haben gezeigt, dass das beobachtete Häufigkeitsmaximum vermutlich auf niedrige Temperaturen zurückzuführen ist. Die Antikorrelation ist nahezu perfekt, sodass die in den NLC-Beobachtungen gefundenen Variationen mit Perioden von 24 und 12 Stunden thermischen Gezeiten zugeordnet werden können. Diese werden durch tägliche zyklische Absorption solarer Strahlung durch die Atmosphäre verursacht.

Die NLC-Helligkeit ist in den unteren Höhen des Existenzbereiches am höchsten. Dies ist mit dem Entwicklungsprozess der Eisteilchen gut erklärbar: Sie bilden sich in der Mesopausenregion (Temperaturminimum bei ca. 88 km) und nehmen durch die Aufnahme von Wasserdampf an Größe zu, wodurch

sie absinken. Die beobachtete Helligkeit hängt stark von der Teilchengröße ab ($\propto r^6$). Mit abnehmender Höhe steigt die Temperatur im Mittel an und die Eisteilchen schmelzen, was zur schnellen Abnahme der Helligkeit am unteren Rand des Existenzbereiches führt.

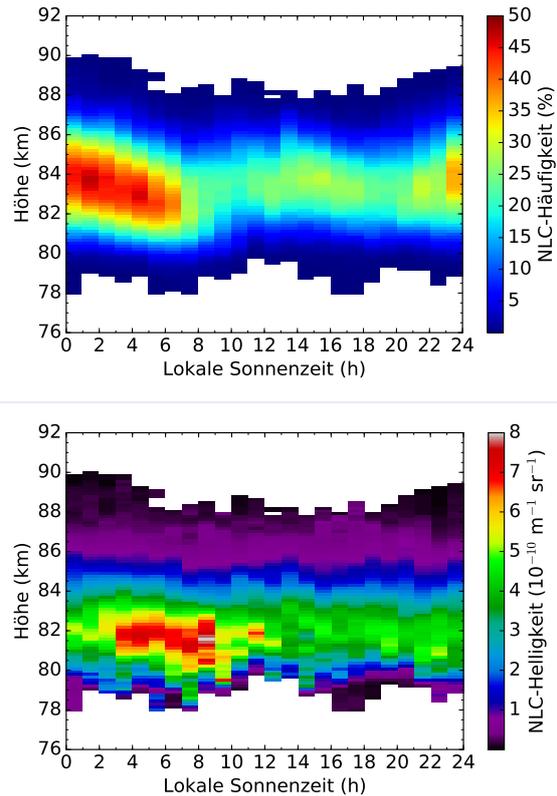


Abb. 12.1: Komposite der stündlichen höhenaufgelösten NLC-Häufigkeit (oben) und -Helligkeit (unten) über den Zeitraum von 1997 bis 2016

Abbildung 12.2 zeigt die tageszeitlichen Variationen der maximalen Helligkeit und der Schwerpunkthöhe als stündliche Mittelwerte der gemessenen Höhenprofile. Hierbei wurde der Gesamtzeitraum halbiert, sodass jeweils das mittlere Verhalten einer Dekade dargestellt wird (1997–2006, 2007–2016). Es werden nur Daten oberhalb einer Helligkeitsschwelle von $4 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ verwendet. Zusätzlich sind harmonische Fits mit Perioden von 24, 12, 8 und 6 Stunden an die Messwerte eingezeichnet. Die NLC-Höhe variiert im Tagesverlauf um ca. 1 km und die Helligkeit bis zu einem Faktor 2. Am Vormittag zeigt sich in beiden Zeiträumen eine Anti-Korrelation

von Helligkeit und Höhe, größere (hellere) Eisteilchen sind im Mittel in geringeren Höhen zu finden. Dieser Zusammenhang besteht auch während der Abendstunden der ersten Dekade, jedoch nicht in der zweiten Dekade. Dies weist auf eine Phasenverschiebung bzw. Amplitudenänderung der den Variabilitäten zugrunde liegenden Perioden hin.

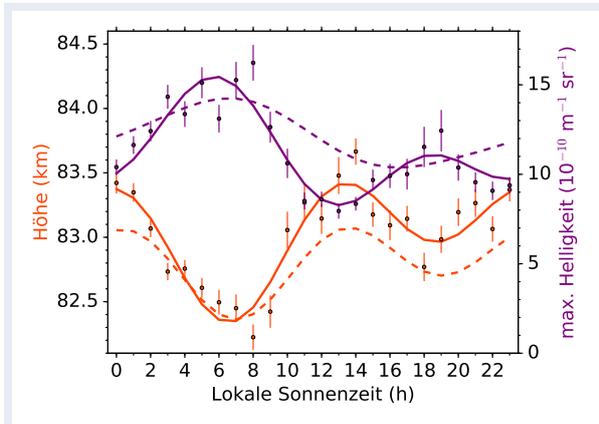


Abb. 12.2: Tageszeitliche Variationen der maximalen Helligkeit und der Schwerpunkthöhe aus NLC-Höhenprofilen als Mittelwerte über zwei Dekaden, sowie harmonische Fits an die Daten: 1997–2006 (Stundenmittel und Fehler, durchgezogene Linien) und 2007–2016 (gestrichelte Linien)

Neben der Sonne übt auch der Mond Gezeiteneinflüsse auf die Erdatmosphäre aus. Während es sich bei der Sonne um Strahlungsanregung handelt, ist es beim Mond die Gravitationskraft, die auf die Erdatmosphäre einwirkt. Die lunare Gezeitensignatur wurde bereits 1842 in Bodendruckmessungen gefunden. Auch in der mittleren Atmosphäre wurden Effekte nachgewiesen, z. B. in Temperaturen, Winden und Luftleuchten. Das Prinzip der lunaren Gezeitenanregung der Erdatmosphäre ist bis jetzt nicht vollständig verstanden. Es existieren nur sehr wenige Studien zum lunaren Gezeiteneinfluss auf NLC. Nach teils widersprüchlichen Ergebnissen in visuellen NLC-Beobachtungen, wurden lunare Gezeitensignale erst im Jahre 2017 in Zeitreihen satellitengestützter NLC-Beobachtungen gefunden. Die große Datenbasis unserer NLC-Beobachtungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar erlaubt auch die Untersuchung hinsichtlich lunarer Einflüsse. Dazu müssen die Mondzeiten der jeweiligen Messungen berechnet werden. Diese ergeben sich, analog zur Sonnenzeit, aus dem Azimuth des Himmelskörpers bezüglich des Beobachters. Der Mond umkreist die Erde innerhalb von 27,32 Tagen in Bezug auf die Fixsterne. Aus der Sicht des Beobachters umkreist er die Erde wegen ihrer viel schnelleren Rotation

scheinbar innerhalb von 24 Stunden und 50 Minuten. Daher werden im Verlauf eines Monats zu jeder Sonnenzeit alle Mondzeiten durchlaufen.

Im Vergleich zu den Satellitenmessungen, die bei sonnensynchroner Umlaufbahn zu einer festen Sonnenzeit erfolgen, sind aus unseren Lidarmessungen solare und lunare Gezeiten aus einem identischen Datensatz gleichzeitig bestimmbar. Abb. 12.3 zeigt die mittlere stündliche NLC-Häufigkeit über 20 Jahre als Funktion solarer und lunarer Tageszeiten. Zusätzlich sind harmonische Fits mit Perioden von 24, 12, 8 und 6 Stunden an die Messwerte eingezeichnet. Beim solaren Einfluss überwiegt die ganztägige Gezeit, deren Amplitude (A₂₄) doppelt so groß wie die der halbtägigen Gezeit ist (A₁₂). Wir finden eine klare Signatur der halbtägigen lunaren Gezeit, die ganztägige Periode ist dagegen sehr klein und statistisch nicht signifikant. Es ist bemerkenswert, dass die Amplitude der lunaren halbtägigen Gezeit mit ca. 50 % der Amplitude der solaren halbtägigen Gezeit überraschend groß ist.

Im Hinblick auf die sehr kleinen Trends in NLC-Parametern über mehrere Dekaden erscheint es sinnvoll, die lunaren Gezeiteneinflüsse näher zu untersuchen, um deren diesbezügliche Rolle zu quantifizieren.

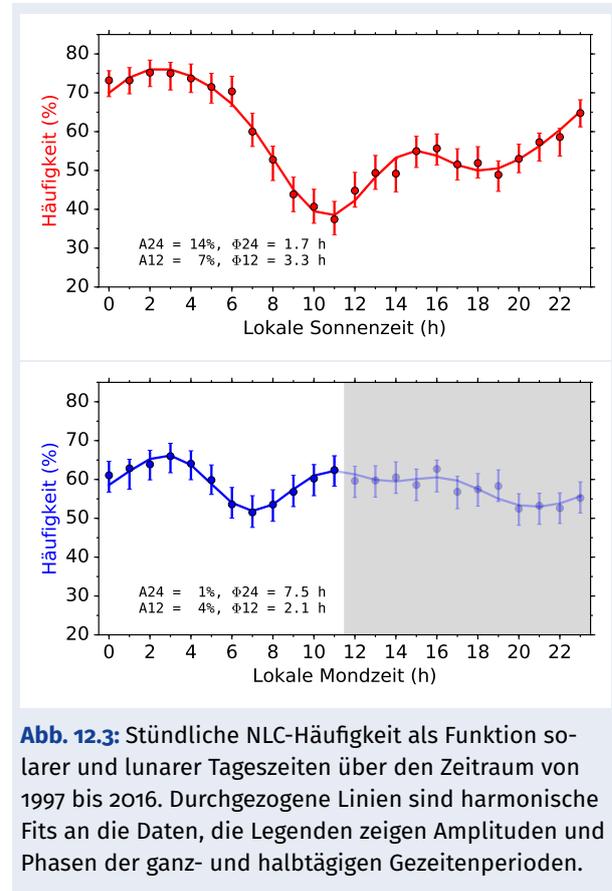


Abb. 12.3: Stündliche NLC-Häufigkeit als Funktion solarer und lunarer Tageszeiten über den Zeitraum von 1997 bis 2016. Durchgezogene Linien sind harmonische Fits an die Daten, die Legenden zeigen Amplituden und Phasen der ganz- und halbtägigen Gezeitenperioden.

13 WADIS Projektergebnisse: Räumliche und zeitliche Variabilität mesosphärischer Turbulenz, Vergleich turbulenter und chemischer Heizraten

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

In-situ-Messungen mittels Höhenforschungsraketen (HFR) ergänzen die kontinuierlich durchgeführten Atmosphärensondierungen mit bodengebundenen Lidars und Radars. Die Vorteile von Raketenmessungen bestehen in einer sehr hohen räumlichen Auflösung und in der Möglichkeit, physikalische Größen in der Mesosphäre zu messen, die dort auf andere Weise entweder gar nicht oder nur ungenau messbar sind. Ein Beispiel dafür ist Turbulenz, deren Einfluss auf geladene und ungeladene Bestandteile der Mesosphäre mit einer Vielzahl von verschiedenen Instrumenten im Rahmen des WADIS-Projekts untersucht wurde.

Das WADIS Raketenprojekt

Das WADIS-Projekt bestand aus zwei Feldkampagnen, die im Juni 2013 bzw. im März 2015 vom Andøya Space Center (ASC) erfolgreich durchgeführt wurden. Das wissenschaftliche Ziel des Projektes bestand u. a. darin, die Dissipation von Schwerewellen (Turbulenz) in der oberen Mesosphäre zu untersuchen. Anhand dieser Beobachtungen soll das Verständnis vom Einfluss dynamischer Prozesse auf das Energiebudget der Atmosphäre verbessert werden. Eine wichtige Rolle nimmt dabei die durch Schwerewellenbrechen erzeugte Turbulenz ein.

Turbulente Strukturen im atmosphärischen Plasma führen bei Radarbeobachtungen zu einer erhöhten Rückstreuung. Die im Sommer in polaren Breiten entstehenden starken Rückstreusignale werden PMSE genannt. Aus der Spektralanalyse rückgestreuter Radiowellen werden ebenfalls Turbulenzparameter bestimmt. Der wesentliche Vorteil von Radarbeobachtungen besteht darin, dass sie wetterunabhängig und kontinuierlich durchgeführt werden können. Turbulenzmessungen mittels Radars in der Mesosphäre sind aber zurzeit noch sehr ungenau. Die während der WADIS-Kampagne durchgeführten In-situ-Messungen von turbulenten Energiedissipationsraten wurden erstmals dafür verwendet, Turbulenzmessungen eines Radars zu skalieren. Die Instrumente der WADIS-Nutzlast

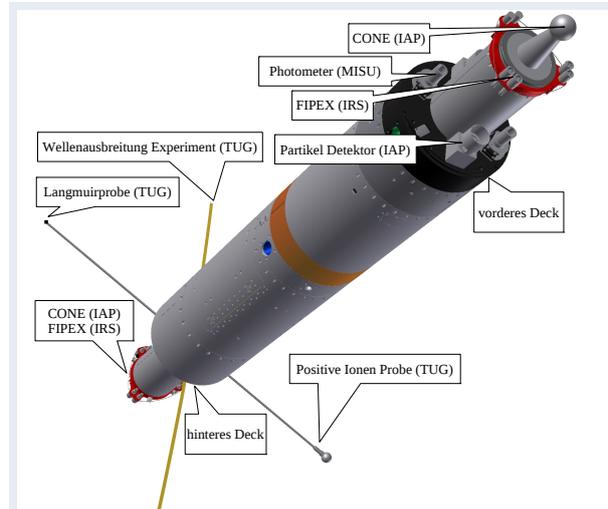


Abb. 13.1: WADIS-Nutzlast während der Messphase, d. h. mit offener Instrumentierung

wurden so aufgebaut, dass hochaufgelöste Turbulenzmessungen sowohl während des Auf- als auch Abstiegs möglich waren (Abb. 13.1). Eine Validierung und Korrektur der Radarmessungen war deshalb möglich, weil Raketen- und Radarmessungen mittels MAARSY gleichzeitig und im selben Volumen durchgeführt wurden. Mit zusätzlichen Messungen des EISCAT-VHF-Radars in Tromsø wurde die horizontale Ausdehnung der Messung um ca. 100 km erweitert.

Räumliche Oszillation mesosphärischer Turbulenz

Abbildung 13.2 stellt ein wichtiges Ergebnis des WADIS-Projektes dar: Die räumliche Oszillation der mesosphärischen Turbulenz.

Dank zuverlässiger Skalierung der Radarmessungen wird deutlich, dass die turbulenten Energiedissipationsraten in der Mesosphäre über mehr als eine Größenordnung variieren. Die simultan durchgeführten Temperaturmessungen mit den RMR- und Fe-Lidars zeigen übereinstimmend mit den In-situ-Messungen (horizontaler Abstand des Auf- und Abstiegs ≈ 30 km), dass das Turbulenzfeld synchron mit dem Temperaturfeld oszilliert. Die Amplitude dieser Temperaturvariation beträgt ca. 35 K auf einer horizontalen Skala von 30 km.

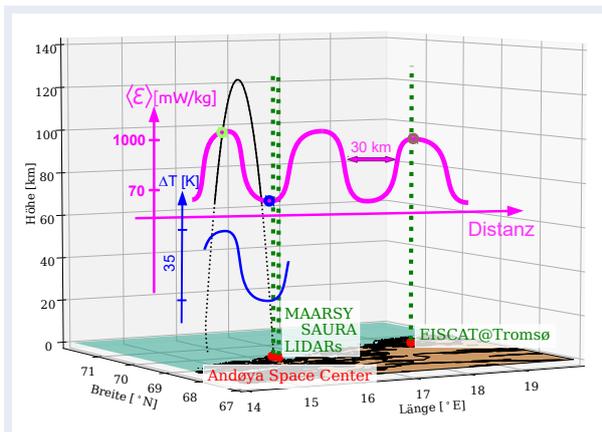


Abb. 13.2: Graphische Darstellung der Ergebnisse des WADIS-Experiments: ~ räumliche Oszillation des Turbulenzfeldes; ● Abstiegsmessung (in situ); ○ Aufstiegsmessungen (in situ und MAARSY); ○ EISCAT-Messungen

Zeitliche Oszillation mesosphärischer Turbulenz

Die Skalierung der Radarmessungen erfolgt über eine Mittelwertbildung des gesamten Radarvolumens. Dieses Mittel stimmt sehr gut mit den Mittelwerten der In-situ-Turbulenzmessungen überein. Die so korrigierten Turbulenzmessungen von EISCAT und MAARSY weisen deutliche Variationen im Laufe der PMSE-Saison auf.

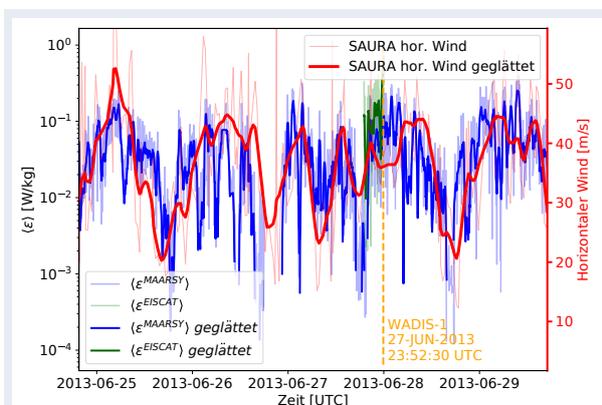


Abb. 13.3: Messergebnisse des WADIS Projektes: Oszillation des Turbulenzfeldes mit der Zeit. — von MAARSY abgeleitete mittlere Energiedissipationsraten. — skalierte Turbulenzmessungen des EISCAT Radars. — Mittel des Horizontalwindes zwischen 80 km und 90 km Höhe (d. h. $\sqrt{u^2 + v^2}$), gemessen mit dem SAURA-Radar. Die turbulenten Energiedissipationsraten sowie der horizontale Wind sind über einen Höhenbereich von 80 km bis 90 km gemittelt.

Den größten Anteil haben dabei Oszillationen mit einer Periode von 24 Stunden, die eine Variation von mehr als zwei Größenordnungen aufweisen. Die 12-stündige Variation zeigt Änderungen der Dissipationsraten von über einer Größenordnung. Es

zeigt sich, dass turbulente Energiedissipationsraten mit kleineren Periodendauern (ca. einigen Stunden) auch kleinere Amplituden (bis zu 30 %) aufweisen (Abb. 13.3). Wind und Turbulenzoszillationen mit Perioden von 12 h bzw. 24 h sind phasengleich – ein Hinweis auf die Modulation des Turbulenzfeldes durch den Wind in der Mesosphäre.

Vergleich turbulenter und chemischer Heizraten

Neben der Dissipation von Energie durch Turbulenz haben auch chemische Prozesse einen Einfluss auf das Energiebudget der Atmosphäre. Dabei spielt atomarer Sauerstoff in der oberen Mesosphäre eine besondere Rolle. Für die Dichtebestimmung von atomarem Sauerstoff waren die WADIS-Nutzlasten mit einem Photometer und den Sauerstoffsensoren FIPEX ausgerüstet. Letztere wurden vom Institut für Raumfahrtssysteme der Universität Stuttgart (IRS) entwickelt und betrieben. Das Photometer wurde vom Meteorologischen Institut an der Universität Stockholm (MISU) betreut. Mit gleichzeitigen Messungen von Neutralgasdichte und -temperatur sowie Dichten von atomarem Sauerstoff im selben Volumen war es erstmalig möglich, auch die chemischen Heizraten abzuleiten. Der direkte Vergleich in Abbildung 13.4 zeigt, dass chemische und turbulente Heizraten von gleicher Größenordnung sind.

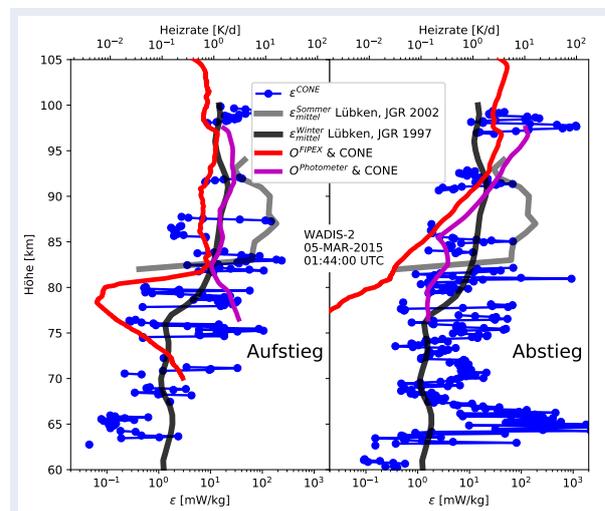


Abb. 13.4: Turbulente (blau, grau und schwarz) und chemische (rot und magenta) Energiedissipationsraten und entsprechende Heizraten

14 Raketentragene Messungen in staubigen Plasmen während WADIS-2

H. Asmus, B. Strelnikov, T. Staszak, H.-J. Heckl, T. Köpnick, F.-J. Lübken

Durch eine einzigartige Instrumentenkonstellation war es möglich die Größenverteilung von geladenen Meteorstaubpartikeln zu bestimmen. Dazu wurden Flugdaten der WADIS-2 Höhenforschungsrakete ausgewertet. Es zeigte sich, dass ein Großteil der geladenen Teilchen kleiner als 1 nm ist. Dies deckt sich mit vorigen Erkenntnissen zu Partikelgrößen. Offen bleibt die Frage nach der Ladung kleinster Partikel.

Die D-Schicht der Ionosphäre ist ein natürliches Labor für die Untersuchung staubiger Plasmen. Als Teil der Mesosphäre und unteren Thermosphäre, der sogenannten MLT-Region, unterliegt das Plasma der Wechselwirkung mit dem Neutralgas des Hintergrunds. Plasmaphänomene wie zum Beispiel Polare Mesosphärische Sommerechos (PMSE) werden unter anderem für die Charakterisierung von dynamischen Prozessen in der Atmosphäre genutzt. Ein grundsätzliches Verständnis der Physik des Phänomens ist daher essentiell. Dank des leistungsfähigen MAARSY-Radars ist es mittlerweile möglich, auch außerhalb des Sommers ähnliche Echos zu beobachten. Die Frage, ob geladene Meteorstaubteilchen (MSP) bei der Bildung der Echos eine Rolle spielen, ist noch nicht geklärt. Deshalb ist die Untersuchung der Eigenschaften von Staubteilchen sowie ihrer Wechselwirkung mit Plasma und Neutralgas von großer Bedeutung. Zu diesem Zweck wurden während der Raketenkampagne WADIS-2 neben Neutralgasturbulenz und Spurengasen auch alle Plasmakomponenten studiert. Die instrumentierte Höhenforschungsrakete startete am 5. März 2015 vom Andøya Space Center in Nordnorwegen. Eine ungeklärte Frage ist die Größenverteilung geladener aber auch ungeladener MSP. Für einen neuen Ansatz zur Beleuchtung dieser Frage wurden verschiedene Messungen kombiniert. Diese werden im Folgenden vorgestellt. Abbildung 14.1 zeigt zunächst gemessene Plasmadichten. In der linken Grafik sieht man eine Schicht negativ geladener schwerer Aerosole, bei denen es sich um MSP handelt. Die Schicht befindet sich zwischen 92 km und 75 km, wobei der Abfall der sogenannten Ladungsdichte unterhalb von 82 km vor allem auf aerodynamische Effekte zurückzuführen ist. Oberhalb von 82 km ist die kleiner werdende Dichte durch Abwesenheit

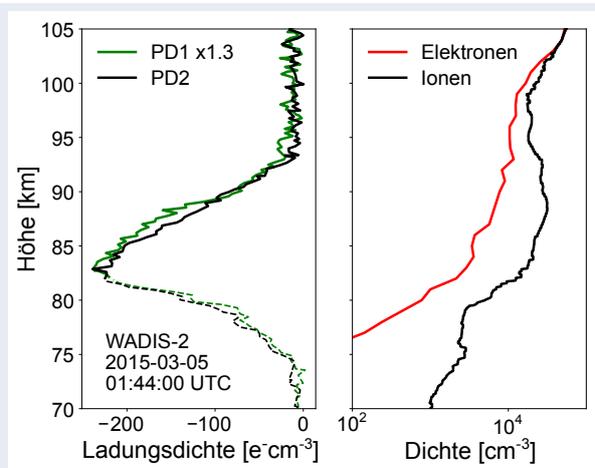


Abb. 14.1: Links: Gemessene Ladungsdichten von zwei Partikeldetektoren. Die gestrichelten Linien markieren den Bereich, in dem aerodynamische Effekte eine wichtige Rolle spielen. Rechts: Gemessene Dichten von Elektronen (rot) und positiven Ionen (schwarz)

großer MSP erklärbar. Der rechte Graph zeigt Elektronen und Ionendichte. Es fällt auf, dass die Dichten unterhalb von 100 km nicht übereinstimmen, sondern sich vielmehr um ca. eine Größenordnung unterscheiden. Aufgrund der Quasi-Neutralität der Ionosphäre lässt sich ein Zusammenhang zwischen geladenen MSP und Ladungsdifferenz zwischen Elektronen und Ionen herstellen. So kann die Differenz oberhalb von 80 km durch die Anwesenheit der negativ geladenen MSP erklärt werden. Unterhalb von 80 km spielen neben den Staubteilchen auch negative Ionen eine Rolle in der Ladungsbilanz. Es fällt auf, dass der absolute Unterschied zwischen Elektronen und positiven Ionen nicht durch die gemessene Anzahl der MSP erklärt werden kann. Dies hängt mit der Detektionseffizienz, also der Wahrscheinlichkeit der Detektion pro Partikelgröße des Partikeldetektors (PD) zusammen. Um diese Effizienz einschätzen zu können, wurden kombinierte elektro- und aerodynamische Simulationen durchgeführt und Partikeltrajektorien für den WADIS-2 Raketenflug berechnet.

Des Weiteren wurden Dichtefluktuationen in Neutralgas und Elektronen ausgewertet. Das staubige Plasma der D-Region ist durch Stöße an die Dynamik des Neutralgases gekoppelt. So werden u. a. turbulente Strukturen auf das Plasma übertragen. Dabei können die Fluktuationen in der Elektronen-

dichte kleinere räumliche Skalen aufweisen als z. B. Fluktuationen in der Neutralgasdichte. Dies ist der Coulomb-Kopplung an schweren geladenen Teilchen geschuldet. Der Umstand, dass es diese Wechselwirkung gibt, ermöglicht es uns aus den Elektronendichtefluktuationen Informationen der geladenen Partikel abzuleiten. So kann man z. B. aus der sogenannten Schmidt-Zahl, einem Maß der Diffusivität der Elektronen, den mittleren MSP-Radius bestimmen. Abb. 14.2 zeigt die aus den Elektronendichtefluktuationen abgeleiteten Schmidt-Zahlen Sc und die korrespondierenden Partikelradien.

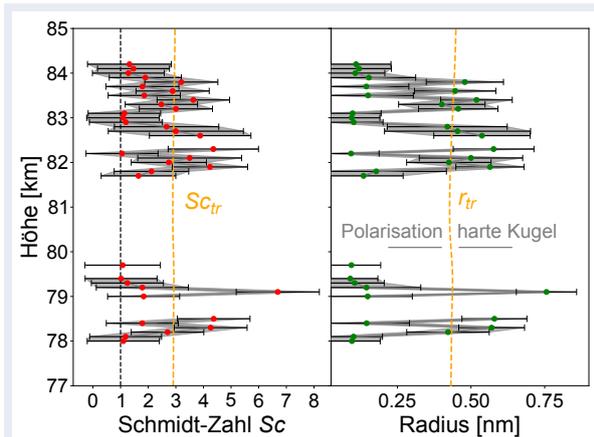


Abb. 14.2: Links: Abgeleitete Schmidt-Zahlen. Rechts: Zugehörige Partikelradien. Die gestrichelten gelben Linien markieren den Übergang zwischen den Wechselwirkungsarten „Polarisation“ und „harte Kugel“. Eine sinnvolle Bestimmung der Partikelgröße ist nur im Fall „harte Kugel“ gegeben.

Schmidt-Zahlen größer als eins bedeuten, dass der Tracer, in diesem Fall die Elektronendichtefluktuationen, nicht mehr die Fluktuationen im neutralen Geschwindigkeitsfeld (Turbulenz) widerspiegeln. Das bedeutet, es gibt einen Einfluss durch schwere geladene Teilchen. Es konnte gezeigt werden, dass die Umrechnung von Schmidt-Zahlen zu Partikelradien nur bis zu einer bestimmten unteren Grenze sinnvoll ist. Unterhalb dieser Grenze ist die Unterscheidung zwischen Partikel und Molekül/Ion anhand der Schmidt-Zahl nicht mehr möglich. Diese Grenze liegt im Winter bei einer Schmidt-Zahl von 3 und einem Radius von 0,45 nm und beschreibt den Übergang der Interaktion zwischen Partikeln und Luftmolekülen von einem Modell harter Kugeln zu einem Polarisationsmodell.

Unter der Annahme, dass die Größenverteilung der geladenen MSP durch eine Lognormalverteilung beschrieben werden kann, ist es möglich, mit den gemessenen Größen die Parameter der Verteilung zu bestimmen. Diese Verteilung wurde gewählt, da

mit ihr die Messergebnisse am besten beschrieben werden können. Die wesentlichen Messgrößen sind hierbei der mittlere Partikelradius \bar{r} , die Gesamtanzahl der geladenen Partikel sowie die Anzahl der gemessenen geladenen Teilchen. Eine zusätzliche Information erhält man aus der größenabhängigen Detektionseffizienz des Partikeldetektors. Die unbekannte Größe ist dann nur noch die Verteilungsbreite σ . Diese kann durch Iteration gefunden werden, indem die Verteilungsbreite so gewählt wird, dass die Verteilung zum einen die Differenz zwischen Elektronen und Ionen sowie zum anderen die mit der Detektionseffizienz gewichtete, gemessene Anzahl der MSP ergibt. Die resultierende Verteilung ist für 82 km in Abbildung 14.3 dargestellt, wobei hier die blaue Kurve die Größenverteilung aller geladener Teilchen zeigt und die grüne Kurve ist der durch den PD gemessene Anteil. 90 % der geladenen MSP sind kleiner als 1,5 nm.

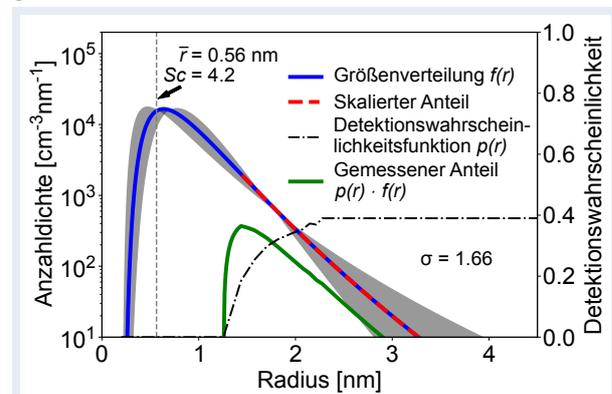


Abb. 14.3: Abgeleitete Größenverteilung der MSP für 82 km in blau. Der mittlere Partikelradius ist durch die senkrechte gestrichelte graue Linie markiert. Der gemessene Größenbereich ist in rot markiert. Grün zeigt die Größenverteilung der MSP, die durch den PD gemessen wurden. Die Detektionswahrscheinlichkeit einzelner Partikelgrößen ist durch die gestrichelte schwarze Linie dargestellt. Mit ihrer Hilfe lässt sich die blaue in die grüne Kurve skalieren.

Die abgeleitete Größenverteilung ist im Einklang mit Partikelgrößen, die durch andere Studien gefunden wurden. Die Annahme, dass die MSP-Radien lognormal verteilt sind impliziert, dass nur sehr wenige kleinste MSP ($r < 0,3$ nm) geladen sind. Durchaus möglich sind aber auch andere Verteilungsformen, z. B. Verteilungen mit mehreren Maxima. Modellrechnungen zeigen, dass es durchaus auch sehr viele kleinste geladene MSP geben kann. Hier ist eine nähere Untersuchung der Ladungsprozesse von kleinsten MSP bzw. Clustern notwendig.

15 Mesosphärische Temperaturstruktur während WADIS-2

R. Wörl, G. Baumgarten, J. Höffner, F.-J. Lübken, B. Strelnikov, T. P. Viehl

Der Vergleich verschiedener Instrumente während der WADIS-2-Kampagne zeigt großräumige Wellen (Gezeiten) in der Mesopausenregion. Kleinskalige Schwerewellen spielen nur eine untergeordnete Rolle, wodurch Temperaturmessungen an unterschiedlichen Orten mit hoher Genauigkeit miteinander verglichen werden können.

Im Rahmen der WADIS-2-Kampagne wurde am 5. März 2015 kurz nach Mitternacht eine Rakete in der Nähe des ALOMAR-Observatoriums in Nordnorwegen gestartet (siehe auch Kapitel 14 und 13). Zur besseren Einordnung der Messungen in die Gesamtsituation ist die Kenntnis der großräumigen thermischen Struktur während des Starts der Rakete notwendig. Der Raketenstart wurde von Messungen bodengebundener Instrumente begleitet, die über einen längeren Zeitraum hinweg Temperaturen in unterschiedlichen Volumina gemessen haben. Durch den Vergleich der bodengebundenen Instrumente mit Messungen von CONE an Bord der Rakete können sowohl die dreidimensionale Temperaturstruktur in der Mesopausenregion bestimmt als auch die Instrumente gegeneinander verglichen werden. Abbildung 15.1 zeigt die Messvolumina der unterschiedlichen Instrumente.

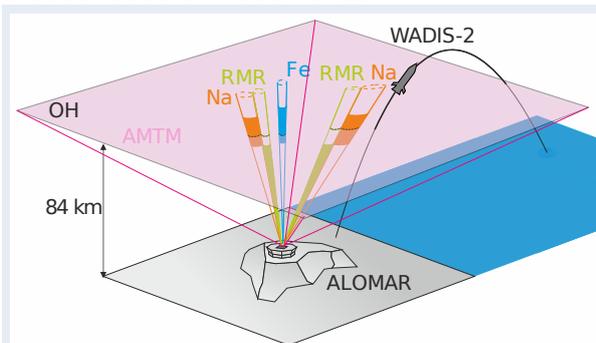


Abb. 15.1: Darstellung verschiedener bei WADIS-2 beteiligter Instrumente

Neben Messungen von CONE haben drei Lidars (Fe-Lidar, Na-Lidar und RMR-Lidar) kontinuierliche Messungen durchgeführt. Aufgrund der Tageslichtfähigkeit konnten das Fe- und das RMR-Lidar mehr als 24 Stunden vertikale Temperaturprofile über ALOMAR bestimmen. Sowohl das RMR-Lidar als auch das Na-Lidar haben in zwei unterschiedlichen Volumina Messungen durchgeführt, wobei

eines davon deutlich näher an der Flugbahn der Rakete lag. Während Lidars hochaufgelöste vertikale Profile messen, kann die horizontale Temperaturstruktur anhand der OH-Schicht bestimmt werden. Die Messungen des AMTM (Advanced Mesospheric Temperature Mapper) erlauben insbesondere die Beobachtung kleinskaliger Schwerewellen und verbinden aufgrund ihrer horizontalen Abdeckung die Messungen der anderen Instrumente miteinander.

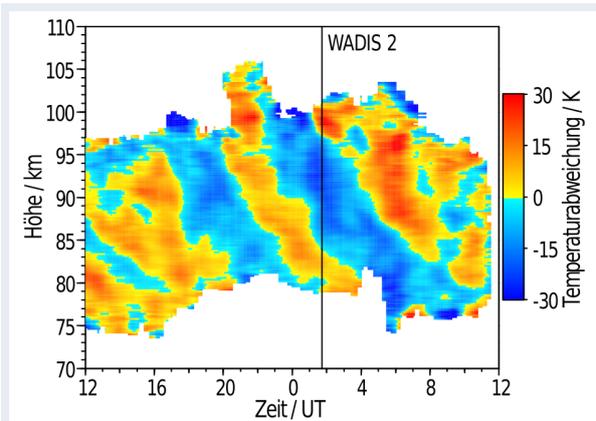


Abb. 15.2: Mit dem Fe-Lidar gemessene Temperaturabweichungen vom Mittelwert während WADIS-2

Abbildung 15.2 zeigt die gemessenen Abweichungen der Temperatur von der mittleren Temperatur des Fe-Lidars über einen Zeitraum von 24 Stunden um den Raketenstart herum. Die Messungen sind geprägt von langperiodischen, starken Variationen von teilweise mehr als 40 K. Die harmonische Analyse der Daten zeigt neben 24 h und 12 h eine prägnante 8-h-Komponente, wodurch ein Großteil der beobachteten Temperaturvariationen erklärt werden kann. Kleinskalige Schwerewellen sind zwar zu finden, im Vergleich dazu aber nur schwach ausgeprägt und hier kaum sichtbar. Ein sehr ähnliches Bild zeigt sich trotz der horizontalen Abweichung von ca. 30 km in den Messungen des Na-Lidars. Die großen Strukturen lassen sich ebenfalls in den Temperaturmessungen des RMR-Lidars finden, die eine Erweiterung der zugänglichen Höhe nach unten in die Stratosphäre hin erlauben.

Im Gegensatz zu den Lidars ist der AMTM ein rein passives Instrument, welches das Leuchten der OH-Schicht in ca. 84 km Höhe nutzt, um horizontal aufgelöste Temperaturen zu bestimmen. Die genaue Höhe ist dabei a priori nicht bekannt und die Mes-

sungen repräsentieren eine vertikal über die OH-Schicht gemittelte Temperatur mit vergleichsweise schlechter vertikaler Auflösung. Der Vorteil besteht in der Auflösung der horizontalen Struktur über ca. $200 \times 160 \text{ km}^2$, wodurch kurzperiodische Wellen mit horizontalen Wellenlängen kleiner als 200 km direkt beobachtet werden können. Abbildung 15.3 zeigt das Temperaturfeld während des Raketenstartes. Die vergleichsweise schwachen Variationen sind typisch für den gesamten Messzeitraum während der WADIS-2-Kampagne.

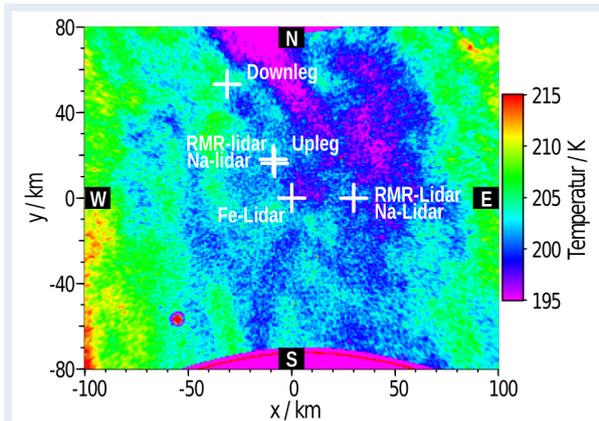


Abb. 15.3: Mit dem AMTM gemessene OH-Temperaturen und Positionen der anderen Instrumente

In Abbildung 15.4 sind die Temperaturen von Fe-Lidar und AMTM am Ort des Fe-Lidars miteinander verglichen. Als passives Instrument ist der AMTM auf Messungen bei Nacht beschränkt. Die Temperaturen des Fe-Lidars sind in vertikaler Richtung über einen Bereich von ca. 9 km gewichtet gemittelt, um die vertikale Ausdehnung der OH-Schicht zu berücksichtigen und damit zu den AMTM-Messungen vergleichbare Temperaturen zu erhalten. Die Übereinstimmung beider Temperaturmessungen ist sehr gut. Sowohl der Temperaturverlauf als auch die absoluten Temperaturen stimmen für eine angenommene Höhe der OH-Schicht von ca. 84 km im Rahmen der Messunsicherheiten überein.

Der Vergleich der bodengebunden Instrumente und die Analyse der Messungen des Fe-Lidars zeigen vor allem starke Gezeiten. Dies erlaubt die Messungen des Fe-Lidars mit den In-situ-Messungen von CONE zu vergleichen, obwohl die Messungen an sehr weit auseinanderliegenden Orten stattfanden. Die beiden aus den CONE-Daten gewonnenen Profile in Abbildung 15.5 wurden in einem Abstand von ca. 50 km zueinander aufgenommen. Das Profil des Fe-Lidars ist noch einmal ca. 20 km weiter entfernt. Ab einer Höhe von ca. 80 km stimmen die Messungen in weiten Teilen sehr gut überein. Die gute Über-

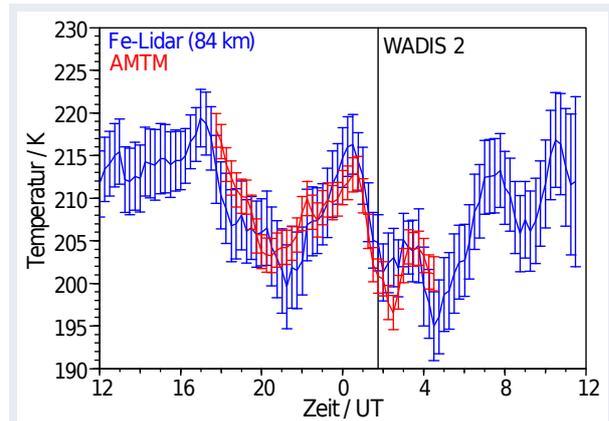


Abb. 15.4: Vergleich der gemessenen Temperaturen von Fe-Lidar und AMTM. Die gezeigten Temperaturen sind in Höhen- und Zeitauflösung aneinander angepasst.

einstimmung lässt ebenfalls auf eine großräumig ausgedehnte Temperaturstruktur und einen sehr geringen Schwerwelleneinfluss schließen, was ein konsistentes Bild mit den horizontalen Temperaturfeldern des AMTM ergibt. Dies ist genau der Höhenbereich, in dem sich auch die OH-Schicht befindet. Die stärkeren Abweichungen zwischen Aufstieg und Sinkflug der Rakete (Upleg und Downleg) unterhalb von 80 km deuten auf einen verstärkten Einfluss kleinskaliger Wellen in diesem Höhenbereich hin.

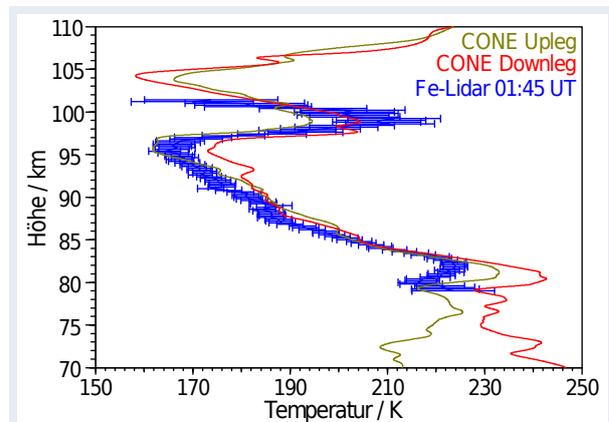


Abb. 15.5: Temperaturprofile von CONE (Up-/Downleg) und Fe-Lidar. Alle Profile stimmen trotz einer räumlichen Messdistanz von bis zu 70 km gut überein.

Der Vergleich der Messungen während der WADIS-2-Kampagne zeigt neben unerwartet starken Gezeiten vor allem auch eine hervorragende Übereinstimmung der verschiedenen Messmethoden. Aufgrund der unterschiedlichen Messvolumina ist ein genauer Vergleich nur aufgrund der vernachlässigbaren Schwerwellenaktivität möglich. Durch die Kombination der verschiedenen Instrumente konnte so erstmals die großräumige Struktur in der Mesopausenregion sehr genau bestimmt werden.

16 Simultane Windmessungen mittels Lidar und Raketen

G. Baumgarten, F.-J. Lübken, J. Fiedler, B. Strelnikov

Messungen der thermischen und dynamischen Struktur der mittleren Atmosphäre sind für das Verständnis der globalen Zirkulation der Atmosphäre unerlässlich. Während die thermische Struktur an der Stratopause (ca. 50 km) seit Jahren vom Boden und von Satelliten aus beobachtet wird, ist die Fernerkundung des Windes vergleichsweise neu. Windmessungen mit dem ALOMAR RMR-Lidar wurden anhand gleichzeitiger In-situ-Messungen überprüft.

Die Vermessung des Windes im Höhenbereich von 20 km bis 70 km ist nur mit wenigen Instrumenten möglich. Das IAP hat hierfür die Lidartechnik weiterentwickelt, sodass regelmäßige Messungen des Windes auf der Forschungsstation ALOMAR durchgeführt werden. Um die neu entwickelte Methode zu überprüfen, wurden simultane Messungen mit meteorologischen Raketen durchgeführt. Diese Raketen werden seit den 1960er Jahren für Temperatur- und Windmessungen eingesetzt, dabei wurde die Qualität dieser Messmethode regelmäßig überprüft und dokumentiert. In Zusammenarbeit mit der NASA konnten 24 meteorologische Raketen während der WADIS-Kampagne für die Validation der Lidarmessungen eingesetzt werden. Am 14./15. März 2015 wurden 10 Raketen des Typs Super Loki, mit Datensonden als Nutzlast, während der Lidarmessungen gestartet. Die Nutzlast wurde bis in eine Höhe von ca. 70 km gebracht und sank anschließend an einem Fallschirm zu Boden. Dieser spezielle Fallschirm ist in Abbildung 16.1 skizziert und wird Starute genannt (**Stable retardation parachute**).

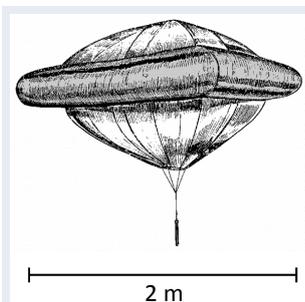


Abb. 16.1: Zeichnung eines aufgeblasenen Starute

Während der Starute durch die Atmosphäre fällt, hängt die horizontale Bewegung von der Windgeschwindigkeit ab. Zur Bestimmung der Flugbahn wird der Ort des Starute mit einem Radar vom Boden aus ständig vermessen.

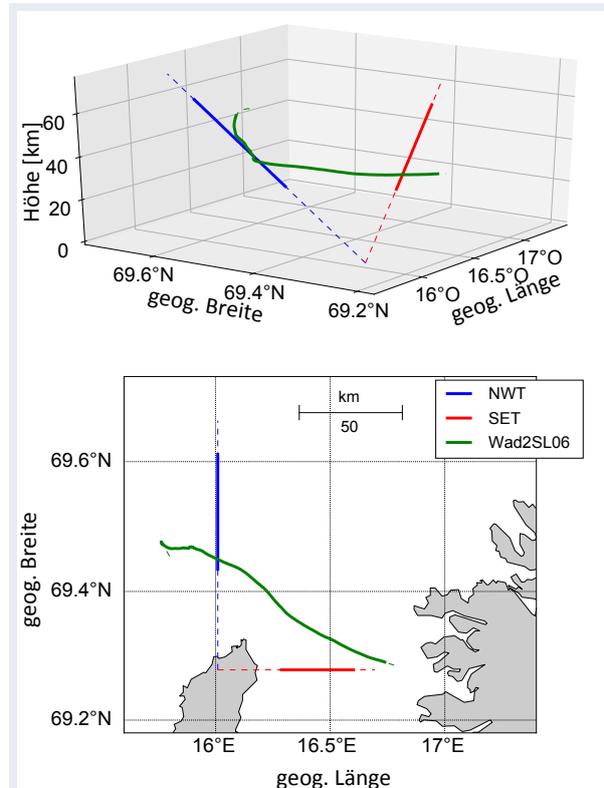


Abb. 16.2: Trajektorie einer Windmessung mittels Starute (grün). Die Lidarstrahlen sind in blau und rot dargestellt. Der Messbereich von 30 km bis 65 km ist mit dickeren Linien angedeutet.

Eine typische Trajektorie ist in Abbildung 16.2 dargestellt. Die Messung mit einem Starute dauert ca. 15 bis 20 Minuten. In dieser Zeit driftete der Fallschirm um ca. 100 km Richtung Osten. Für eine möglichst gute Vergleichbarkeit der Messungen wurden die Blickrichtung des Nord-West-Teleskops (NWT) und die Startrichtung der Raketen so gewählt, dass die Messvolumina von Lidar und Starute bei ca. 50 km bis auf wenige Kilometer übereinstimmen. Bei der Auswertung der Starutenmessungen haben wir eine genaue Fehleranalyse vorgenommen, da die Qualität der Messung stark von der Dichte der Atmosphäre, d. h. von der Höhe, abhängt. Dies äußert sich in der Höhenauflösung, die in 70 km Höhe ca. 10 km beträgt und sich in 40 km Höhe auf ca. 100 m verbessert. Die Messungsgenauigkeiten betragen dabei insgesamt ca. 20 m/s bzw. 1 m/s.

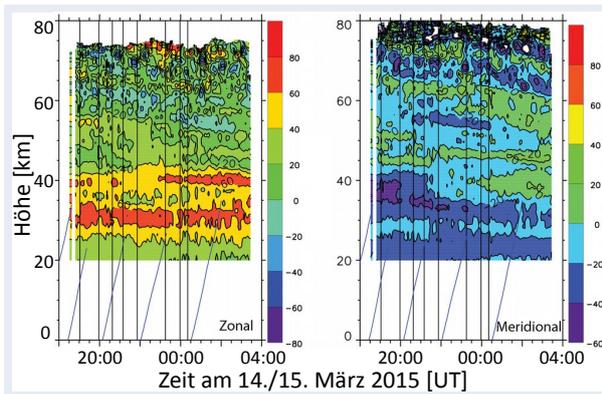


Abb. 16.3: Farbkonturen des Windes [m/s] aus Lidarmessungen in Ost-West-Richtung (zonal) und Nord-Süd-Richtung (meridional). Die vertikalen Linien geben die Zeiten von Messungen mittels Raketen an. Die geneigten Linien zeigen die Messzeiten von Radiosonden.

Abbildung 16.3 zeigt Lidarmessungen des Zonal- und Meridionalwindes zu Startzeiten der meteorologischen Raketen. Zusätzlich wurden 5 Radiosonden gestartet, um den Wind vom Boden bis ca. 30 km Höhe zu vermessen. Die Lidarmessungen zeigen relativ kleinskalige Fluktuationen, wie z.B. die quasistationären Maxima im Zonalwind (ca. +60 m/s) bei 30 km bzw. 40 km Höhe. Im Meridionalwind zeigt sich im Höhenbereich von 50 km bis 70 km eine Wellenstruktur mit langsam absinkender Phase, einer Amplitude von ca. 20 m/s und einer vertikalen Wellenlänge von 10 km. Die Strukturen in den Windprofilen und deren Entwicklung belegen, dass ein Vergleich der Messmethoden nur sinnvoll ist wenn die Beobachtungen gleichzeitig und am selben Ort erfolgen. Beim Vergleich mit den Radiosonden ist zu beachten, dass diese im Höhenbereich von 25 km bis 30 km bereits über 100 km vom Lidar entfernt sind.

Die Windprofile in Abbildung 16.4 zeigen, dass Starute und Lidar sehr gut übereinstimmen. Beide Methoden lösen starke Windscherungen von 10 m/s pro km auf, z. B. im Zonalwind zwischen 42 km und 45 km. Bei 30 km stimmen Starute, Radiosonde und Lidar teilweise sehr gut überein, darunter gibt es Unterschiede. Im Höhenbereich der größten Annäherung von Starute und Lidarstrahl (< 10 km Abstand) sind die Windabweichungen beider Messungen kleiner als 1 m/s.

Abbildung 16.5 zeigt, dass die Differenzen zwischen Lidar- und Staruten-Daten Oszillationen mit einer Wellenlänge im Bereich von einigen Kilometern aufweisen. Dies spricht dafür, dass die verbleibenden Abweichungen durch Schwerewellen in der Atmosphäre, die unterschiedlichen Messorte bzw. zeit-

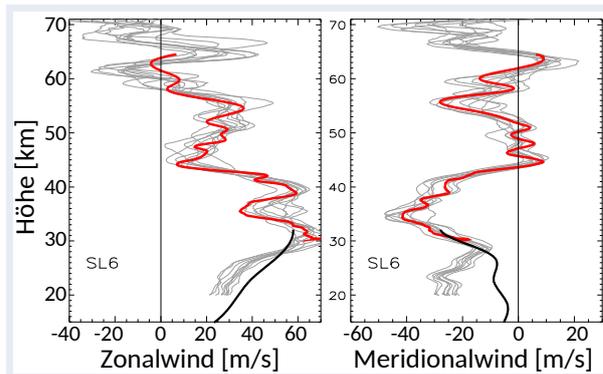


Abb. 16.4: Windmessung mit Starute (rot), Startzeit 20:36, und Lidarmessungen (grau) innerhalb von 20 Minuten um die Raketenmessung. Die schwarze Linie zeigt das Mittel aus allen Radiosonden.

lichen und räumlichen Auflösungen entstehen. Systematische Unterschiede unterhalb von 30 km Höhe werden durch Aerosole verursacht (siehe Kapitel 20), was noch nicht bei der Windberechnung aus den Lidardaten berücksichtigt ist.

Die simultanen Wind-Messungen mittels Lidar und Raketen sind weltweit einzigartig, womit das ALOMAR RMR-Lidar als Standard für Windmessungen im Stratopausenbereich dient. So wurde z.B. das WIRA-Instrument der Universität Bern im Rahmen des ARISE-2-Projekts auf die Forschungsstation ALOMAR gebracht, um die Fähigkeiten der radiometrischen Bestimmung der Windgeschwindigkeit zu überprüfen. Beide Instrumente ergänzen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen Auflösung und Messabdeckung gut. So ist das WIRA-Instrument zur Untersuchung von planetaren Wellen und saisonaler Änderungen geeignet, während das Lidar aufgrund der hohen zeitlichen und räumlichen Auflösung Schwerewellenstudien ermöglicht.

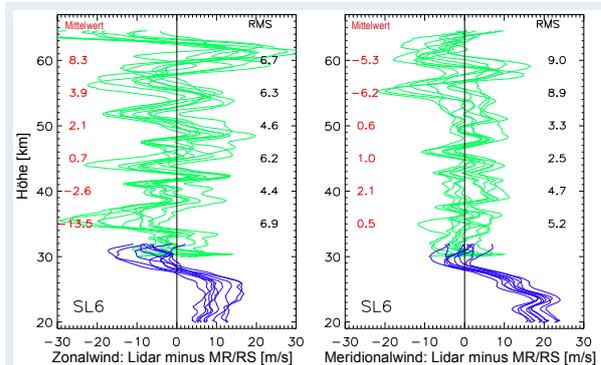


Abb. 16.5: Wind-Differenzen zwischen Lidar und Starute (MR, grün), Startzeit 20:36 Uhr, sowie Lidar und Radiosonden (RS, blau). Mean: mittlere Abweichung in einem 5 km Höhenintervall. RMS: mittlere quadratische Abweichung.

17 Mesopausensprünge: Phänomenologie und Erklärung

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

Mesopausensprünge treten beim Übergang vom Sommer- zum Winterzustand nur in der Südhemisphäre auf. Sie wurden durch Messungen mit dem Fe-Lidar des IAP in Davis (69°S) entdeckt und entstehen durch ein raffiniertes Zusammenspiel von Winden in der Strato- und Mesosphäre und deren Einfluss auf die Ausbreitung von Schwerewellen.

Phänomenologie

In den Messungen mit dem Fe-Lidar des IAP in Davis (69°S) zeigte sich ein bis daher unbekanntes Phänomen: Mesopausensprünge. Diese äußern sich darin, dass für einige Tage um die Sommersonnenwende herum die Mesopause um einige Kilometer höher und um typischerweise 10 – 15 Grad kälter ist als üblich (Abb. 17.1). Mit „üblich“ sind hier die aus der Nordhemisphäre bekannten Werte gemeint (88 km, 130 K). Einige Modellrechnungen deuteten darauf hin, dass die Mesopause in der Südhemisphäre (SH) höher als in der Nordhemisphäre (NH) sein kann, aber dann wärmer (!) sein sollte. Mesopausensprünge waren bisher nicht beobachtet worden, weil es vergleichbare Messungen mit ausreichender Höhen- und Zeitauflösung nicht gab. Mit unseren Messungen von Dezember 2010 bis Januar 2013 haben wir eine Sommersaison vollständig (2011/2012) und zwei teilweise erfasst.

Es stellte sich schnell heraus, dass Mesopausensprünge an die Zirkulation in der Stratosphäre gekoppelt sind. Je nach Zeitpunkt des Zusammenbruchs des polaren Vortex in der Südhemisphäre unterscheidet man zwischen „frühen“ und „späten“ Übergängen vom Winter- zum Sommerzustand. Danach waren 2010/2011 und 2011/2012 Beispiele für einen späten und 2012/2013 für einen frühen Übergang. Interessanterweise wurde 2010/2011 und 2011/2012 ein Mesopausensprung beobachtet, während in 2012/2013 die Mesopause bei den üblichen Werten der NH zu finden war. Die Zirkulation in der Stratosphäre ist entscheidend für das Auftreten von Mesopausensprüngen. Hinzu kommt eine systematische Variation des Zonalwindes in der Mesosphäre. Wie Messungen des MF-Radars des AAD (Australian Antarctic Division) zeigten, waren die Winde in der oberen Mesosphäre im Zeitraum

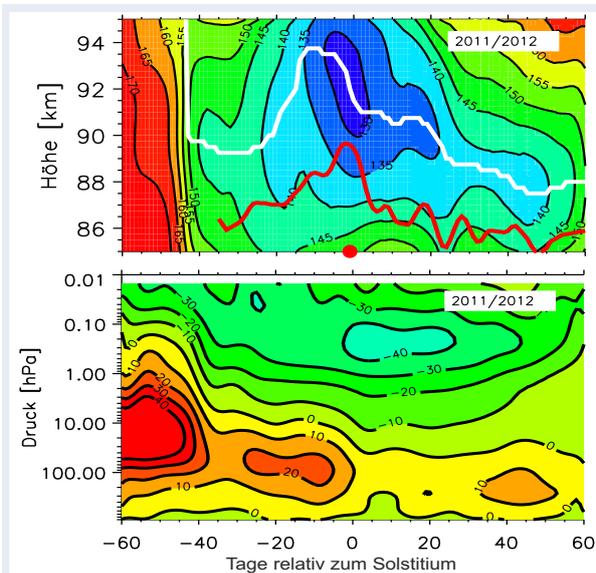


Abb. 17.1: Zeitlicher Verlauf der Temperatur in der oberen Mesosphäre (oben) und des zonalen Windes in der Stratosphäre (unten) in Davis (69°S) während des Übergangs vom Winter zum Sommer in 2011/2012. Die weiße bzw. rote Linie im oberen Plot charakterisiert die Höhe der Mesopause bzw. der PMSE.

um die Sommersonnenwende 2010/2011 und 2011/2012 stark westwärts, während sie 2012/2013 deutlich schwächer waren.

Erklärung

Mesopausensprünge treten nur bei späten Übergängen vom Winter- zum Sommerzustand auf. Dies bedeutet, dass der zonale Wind in der Stratosphäre um die Sonnenwende herum noch positiv (ostwärts) ist. Der größte Teil der Schwerewellen mit ostwärts gerichteten Phasengeschwindigkeiten wird daher absorbiert und nur solche mit relativ großen positiven Phasengeschwindigkeiten können in die mittlere Atmosphäre vordringen. Dort finden sie dann starke Ostwinde (negative Winde) vor (Abb. 17.2). Insgesamt ist also der Unterschied $u_\varphi - \bar{u}$ zwischen der Phasengeschwindigkeit der Schwerewellen u_φ und dem Hintergrundwind \bar{u} verhältnismäßig groß. Dies führt zu großen vertikalen Wellenlängen, da für Schwerewellen in erster Näherung $\lambda_z \sim u_\varphi - \bar{u}$ gilt ($\lambda_z =$ vertikale Wellenlänge). Der kleinste Temperaturgradient in einer Schwerewelle ist näherungsweise $(dT/dz)_{min} \sim -A/\lambda_z$ ($A =$ Amplitude der Welle). D. h. die Wahrscheinlichkeit, den

adiabatischen Temperaturgradienten $\Gamma = -10 \text{ K/km}$ zu unterschreiten, also Instabilitäten zu erzeugen, nimmt für große Wellenlängen ab. Mit anderen Worten: Große Differenzen $u_\varphi - \bar{u}$ stabilisieren die Ausbreitung von Schwerewellen.

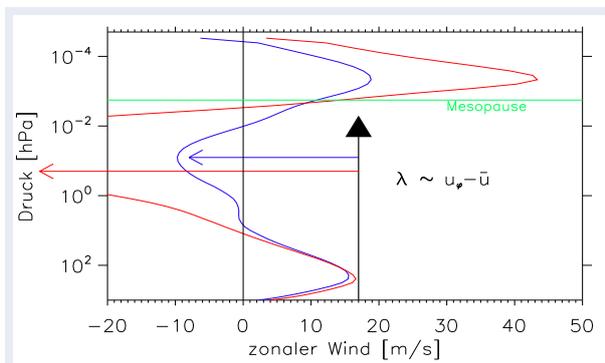


Abb. 17.2: Wellenlängen von Schwerewellen bei schwachen (blau) und starken (rot) Winden (s. Text)

Diese Situation liegt bei Mesopausensprüngen vor. Schwerewellen können damit in deutlich größere Höhen vordringen und deponieren ihren Impuls erst in der unteren Thermosphäre. Der aufwärts gerichtete Teil der residuellen Zirkulation erreicht damit deutlich größere Höhen als in der NH und die Mesopause liegt höher und ist kälter als üblich. In der Nordhemisphäre findet der Übergang der stratosphärischen Zirkulation vom Winter- zum Sommerzustand immer sehr früh statt (ca. März/April), d. h. die Bedingungen für Mesopausensprünge sind nicht gegeben. Der Grund hierfür liegt in der unterschiedlichen Morphologie von planetaren Wellen (NH/SH). Tatsächlich sind Mesopausensprünge in der NH noch nie beobachtet worden.

Weitere Beobachtungen und Relevanz

Es gibt weitere experimentelle Indizien dafür, dass Mesopausensprünge in der SH auftreten. Dies betrifft z. B. so genannte PMSE. Es handelt sich hierbei um starke Rückstreuerechos von Radars aus der Mesopausenregion, die die Existenz von (geladenen) Eisteilchen erfordern und somit ein Hinweis auf sehr niedrige Temperaturen sind. Das VHF-Radar des AAD in Davis misst PMSE seit der Sommersaison 2003/2004. PMSE treten in Jahren mit später stratosphärischer Zirkulationsumkehr in besonders großer Höhe auf (Abb. 17.3). Außerdem sind die Westwinde in der oberen Mesosphäre in diesen Jahren besonders stark. Diese Kombination weist auf eine hohe (und kalte) Mesopause hin, so wie bei Mesopausensprüngen.

Die allerersten Sondierungen der sommerlichen Mesopausenstruktur in der SH fanden 1997/1998 mit Hilfe von raketengestützten Messungen statt („fallende Kugeln“). Ein Mesopausensprung wurde damals nicht beobachtet, was aus heutiger Sicht auch nicht zu erwarten war, denn die Zirkulationsumkehr fand in dieser Saison sehr früh statt (Mitte November 1997) und war zum Zeitpunkt des ersten Raketenstarts (5. Januar 1998) bereits abgeschlossen. Die Bedingungen für einen Mesopausensprung waren in dieser Saison also nicht gegeben.

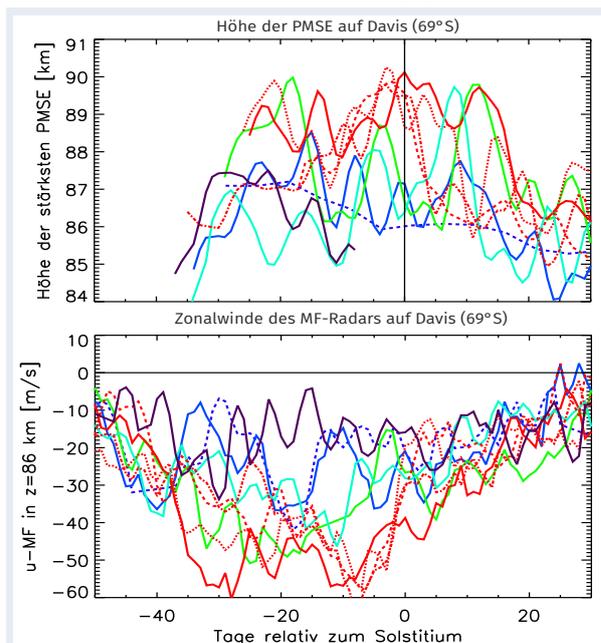


Abb. 17.3: Zeitlicher Verlauf der Höhe der PMSE (oben) und des Zonalwindes in der oberen Mesosphäre (unten). Rote (blaue) Linien charakterisieren Jahre mit späten (frühen) Übergängen vom Winter- zum Sommerzustand des Windes in der Stratosphäre.

Die Relevanz von Mesopausensprüngen ergibt sich z. B. aus dem Vergleich von mesosphärischen Eisschichten zwischen der NH und SH. Dies betrifft u. a. auch Satellitenbeobachtungen von Eisschichten. Bevor man einen entsprechenden Vergleich anstellen kann, muss man in der SH die Jahre mit später Zirkulationsumkehr aussortieren. Mesopausensprünge stellen ein markantes Beispiel für den Einfluss von Schwerewellen auf die thermische Struktur der Mesopausenregion dar. Eine vollständige theoretische Beschreibung erfordert nicht nur möglichst realistische Quellen in der Troposphäre, sondern auch die korrekte zeitabhängige Filterung von Schwerewellen in einem zeitlich variierenden Hintergrundwind. Mesopausensprünge sind somit ein empfindlicher Test für die Theorie von Schwerewellen und deren Einfluss auf die Atmosphäre.

18 Mobiles Doppler-Lidar mit diodengepumptem Alexandrit-Ringlaser

J. Höffner, J. Froh, F.-J. Lübken, A. Mauer

Die Entwicklung eines neuartigen, diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers bildet die Grundlage zur Entwicklung eines kompakten Lidars für Dopplermessungen in der mittleren Atmosphäre. Die hohe Effizienz ermöglicht es erstmals, die Technik eines gesamten Lidars auf die Größe eines Schreibtisches zu reduzieren.

Doppler-Resonanz-Lidars erfordern extrem aufwendige, gepulste Laser. Sie müssen bei hoher Leistung in der Lage sein, eine von der Atomphysik vorgegebene, absolute Wellenlänge präzise zu erreichen. Gleichzeitig müssen solche Laser sehr hohe Anforderungen an die Frequenzstabilität, Linienbreite, spektrale Reinheit etc. erfüllen. Da die Frequenz von Puls zu Puls mit hoher Genauigkeit verändert wird, sind auch die Anforderungen an die elektronische Ansteuerung und Messtechnik deutlich höher als bei den weit verbreiteten Rayleigh-Lidars. Bisher existieren weltweit nur wenige Systeme, die all diese Anforderungen erfüllen. Das mobile Fe-Lidar des IAP ist bisher als einziges Doppler-Resonanz-Lidar kompakt genug, um als transportables System eingesetzt werden zu können. Zum Einsatz kommt hierbei 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 Kapitel 4, 19 und 17).

Auch wenn das Fe-Lidar seit vielen Jahren von Ferne oder von Technikern vor Ort betrieben werden kann, ist der technologische Aufwand hoch und der Betrieb schwierig und aufwendig. Abbildung 18.1 zeigt den Ringlaser des mobilen Fe-Lidar während der Inbetriebnahme im Jahre 2010 in Davis, Antarktis (69°S). Insbesondere an entlegenen Orten stellt der Betrieb einer derart komplexen Anlage eine besondere Herausforderung dar. Ein wesentlicher Nachteil dieses Systems ist der hohe Leistungsbedarf des Lasers, der eine aufwendige Kühlung erfordert. Das mobile Fe-Lidar benötigt zwei extern aufzustellende Rückkühler, um die Abwärme von ca. 30 KW abzuführen. Dafür musste für die Messungen in Davis ein eigener Stromgenerator aufgestellt und betrieben werden. Ausfälle der Rückkühler sind unter solchen Extrembedingungen unvermeidlich.



Abb. 18.1: Blitzlampengepumpter Alexandrit-Ringlaser des mobilen Fe-Lidars in Davis (69°S)

Alexandrit-Laser sind die einzigen Festkörperlaser, die ohne zusätzliche nichtlineare Frequenzkonversion eine der drei für Dopplermessungen genutzten Wellenlängen direkt erreichen können (mobiles Kalium-Lidar 1995–2003, 770 nm). Das heutige Fe-Lidar (seit 2004, 386 nm) nutzt eine Wellenlänge von Eisen, die erst durch zusätzlichen Aufwand einer Frequenzverdopplung erreicht wird. Durch seine einzigartigen Eigenschaften, wie hohe Leistung, geringe Linienbreite und insbesondere Durchstimmbarkeit in der Wellenlänge, eignet sich Alexandrit für Lidars aller Art.

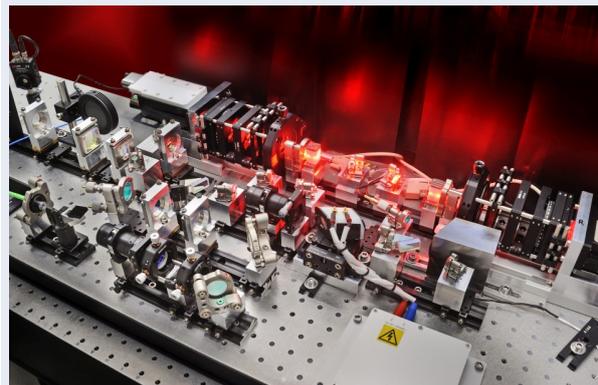


Abb. 18.2: Mobiler diodengepumpter Alexandrit-Ringlaser am ILT

Moderne, diodengepumpte Laser haben bei entsprechend ausgelegter Konstruktion wesentlich bessere Eigenschaften als blitzlampengepumpte Laser. Ein Großteil der bisher für Doppler-Lidars notwendigen Messtechnik kann damit grundsätzlich entfallen. In mehrjähriger Kooperation mit dem

Fraunhofer Institut für Lasertechnik in Aachen (ILT) wurde daher der weltweit erste diodengepumpte Alexandrit-Ringlaser entwickelt. Der in Abbildung 18.2 gezeigte Prototyp wurde anschließend am IAP in ein neuartiges mobiles Lidar integriert und getestet, das weit weniger Messtechnik benötigt als vergleichbare Systeme.

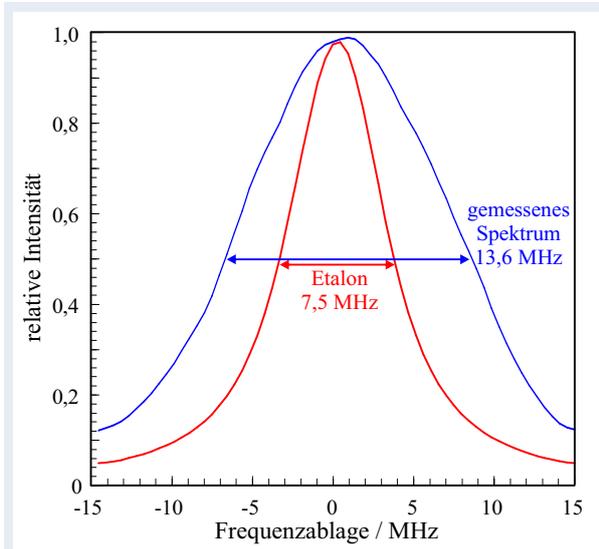


Abb. 18.3: Abtastung eines extrem schmalbandigen spektralen Filters zur Bestimmung der spektralen Eigenschaften des diodengepumpten Alexandrit-Ringlasers

Die spektralen Eigenschaften und die Stabilität des Lasers von Puls zu Puls lassen sich durch Abtastung eines genau bekannten Spektrums im Labor ermitteln. Abbildung 18.3 zeigt eine solche Messung, bei der ein spektraler Filter mit nur 7,5 MHz spektraler Breite abgetastet wurde. Im Vergleich dazu beträgt die spektrale Breite von Rayleigh- und Resonanz-Streuung ca. 1000 MHz. Bei Doppler-Resonanz-Messungen ändert sich die Linienbreite nur um ca. 0,85 MHz pro 1 Grad. Die Labormessung hier zeigt, dass sich erstmals die Frequenz eines gepulsten Lasers von Puls zu Puls absolut und genau steuern lässt und zudem die Linienbreite geringer ist als bei allen vergleichbaren Lasern. Die hieraus berechnete Linienbreite beträgt nur 6 MHz.

Für Tageslichtmessungen müssen weitere Anforderungen erfüllt sein. Insbesondere muss der Laser eine möglichst geringe Divergenz und eine hohe räumliche Stabilität von Puls zu Puls aufweisen, um überhaupt in das sehr kleine Sichtfeld des Teleskops projiziert werden zu können. Das Sichtfeld des mobilen Fe-Lidars beträgt in 100 km Höhe nur 6,5 m und jeder Laserpuls muss auf ca. 10 cm genau

im Sichtfeld gehalten werden. Umgerechnet muss die Achse des Lasers jederzeit auf ca. 0,0003° relativ zur optischen Achse des Teleskops ausgerichtet sein. Nur durch Messungen unter realen Bedingungen lässt sich überprüfen, ob diese Eigenschaften erfüllt sind.

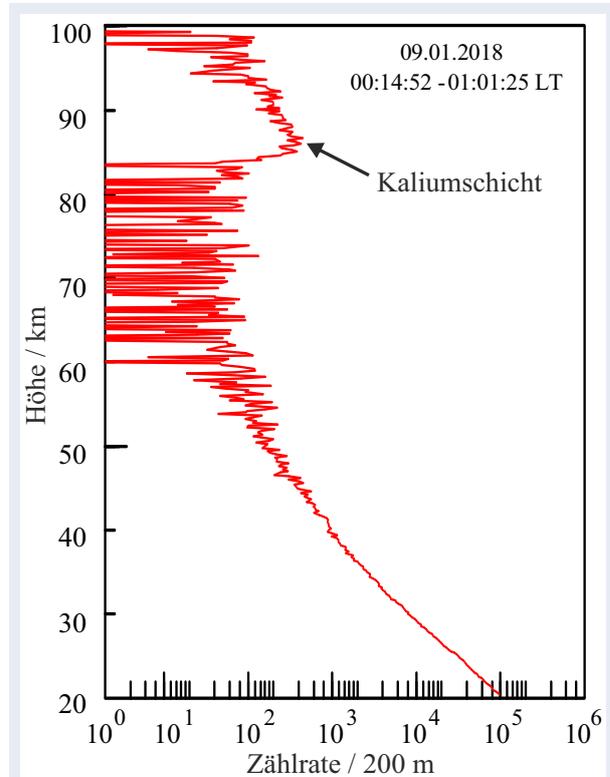


Abb. 18.4: Testmessung von Kalium bei 769,898 nm mit Tageslichtfilter und einem Sichtfeld von 50 µm.

Der neu entwickelte diodengepumpte Laser ist beugungsbegrenzt und erreicht damit die theoretisch minimal mögliche Divergenz. Zur Überprüfung der im Labor gemessenen Eigenschaften zeigen erste Testmessungen, dass alle Anforderungen erfüllt sind (Abb. 18.4). 80 % des Signals wurden für Doppler-Aerosolmessungen in der Stratosphäre genutzt, um die spektralen Eigenschaften, wie in Abb. 18.3 gezeigt, zu überprüfen. Nur 20 % des Signals dienten als Referenzmessung. Die Kaliumschicht in 80 km bis 100 km Höhe ist deutlich sichtbar, wobei das Sichtfeld in 100 km Höhe nur 5 m betrug und weiter verkleinert werden kann. Eine verbesserte Version des Lasers, der im Rahmen des Innovationsprojektes Alise (BMW) für den Weltraum entwickelt wird, liefert die Grundlage für zukünftige Systeme. Innerhalb des Sondertatbestandes VAHCOLI plant das IAP den Bau mehrerer kompakter Systeme auf der Basis dieser Lasertechnik.

19 Dynamik mesosphärischer Metallschichten

T. P. Viehl, M. Gerding, M. Grygalashvly, J. Höffner, F.-J. Lübken, G. Stober

Beim Eintritt in die Erdatmosphäre verglühen Meteore und bilden dabei Schichten verdampfter Metalle, die dauerhaft in der Mesopausenregion vorhanden sind. Die Konzentrationen dieser Metalle können mit bodengebundenen Lidars mit sehr viel höherer Präzision vermessen werden als andere Parameter wie Temperaturen oder Winde. Aus den hochaufgelösten Beobachtungen lassen sich dynamische Parameter ableiten, wenn die temperaturabhängige Chemie der Metalle in passenden Modellen mitberechnet wird.

Die atmosphärenphysikalisch besonders interessante Region der Mesopause ist auch der Höhenbereich, in dem Meteore beim Eintritt in die Erdatmosphäre verglühen. Während nur große Meteore als Sternschnuppen vom Boden aus beobachtet werden können, treten global zwischen 5×10^3 kg und $2,7 \times 10^5$ kg meteorischen Materials täglich durch einen kontinuierlichen Fluss kleiner Meteoroiden in die Atmosphäre ein. Diese Meteoroiden gehören größtenteils zur Klasse der Chondrite – Siliziumoxid-Mineralen mit einem relativ hohen Anteil an Metalloxiden von Eisen (Fe), Magnesium (Mg), Kalium (K) und anderer Metalle. Beim Verglühen der Meteoroiden werden diese Metalle frei und liegen in einem Gleichgewicht von Oxidation mit Ozon und Reduktion mit atomarem Sauerstoff kontinuierlich als freie Atome, Oxide und Hydroxide in Spurenkonzentrationen vor. Die so entstandenen Metallschichten in der oberen Mesosphäre und unteren Thermosphäre können von spektral hochaufgelösten Resonanz-Lidars das ganze Jahr über detektiert werden, wie das Beispiel der Fe-Schicht über der Antarktis in Abbildung 19.1 zeigt.

Die Resonanz-Rückstreuung ist um viele Größenordnungen stärker als die Rayleigh-Streuung der Luft. Dadurch können Metallichten mit einem wesentlich besseren Signal-zu-Rausch-Verhältnis und damit mit deutlich höherer Zeit- und Höhenauflösung gemessen werden als beispielsweise Temperaturen oder Winde. Am IAP wurden verschiedene Metall-Resonanzlidars entwickelt, die sogar bei Tageslicht und damit hohem Signaluntergrund die Absolutdichten der Metallschichten als atmosphärische Tracer messen können. Beobachtungen von Metallichten ermöglichen daher besonders hoch

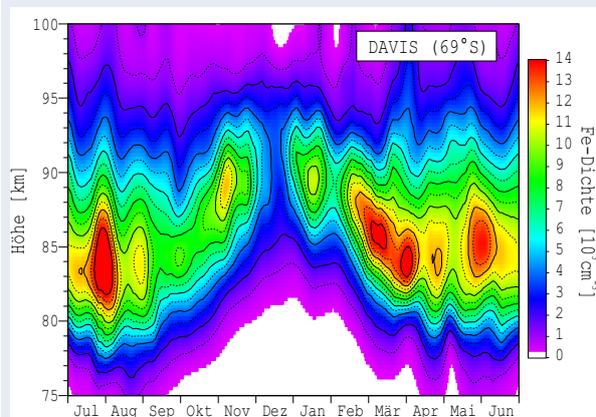


Abb. 19.1: Lidar-Messungen des Jahresganges der Fe-Schicht in polaren Breiten. In der Mesopausenregion entstehen durch die kontinuierliche Verdampfung von Meteoroiden Schichten atomarer Metalle.

aufgelöste Messungen der Atmosphärendynamik. Eine beispielhafte Messung in Abbildung 19.2 zeigt 3 Tage einer Lidarmessung in nördlichen polaren Breiten. Dabei werden verschiedene dynamische Strukturen wie Gezeiten und Signaturen von Schwerkwellen sowohl innerhalb der Schicht als auch an der Unterkante zwischen 75 km und 80 km Höhe beobachtet.

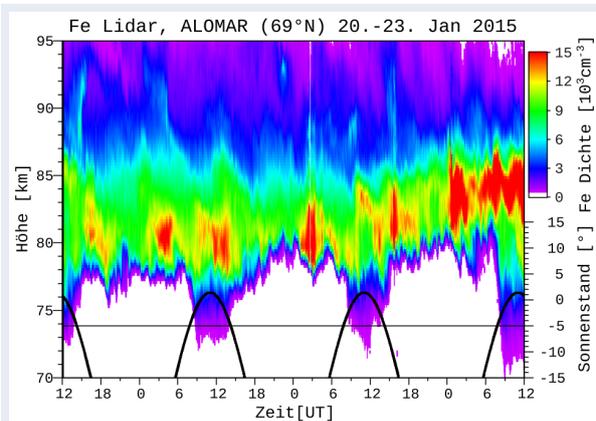


Abb. 19.2: Beispiel einer Lidar-Messung der Fe-Schicht. Atmosphärische Wellen erzeugen dynamische Strukturen in Metallschichten.

Auf längeren Zeitskalen zeigen Messungen des mobilen Fe-Lidars in der Antarktis, dass die Fe-Schicht bis in große Höhen von etwa 130 km eine klare gezeitenartige Variation aufweist. Darüber hinaus konnte durch die Kombination der Modellierung der Fe-Schicht in polaren Breiten und dem Vergleich mit Messungen des mobilen Fe-Lidars gezeigt

werden, dass die in Abbildung 19.2 dargestellte tägliche Ausdehnung der Unterkante der Fe-Schicht eine Dichteerhöhung ist, die bei steigendem Sonnenstand durch die direkte Photolyse des Reservoirs Eisen(I)-hydroxide (FeOH) verursacht wird. Dieser Effekt hat einen maßgeblichen Einfluss auf das zeitartige Verhalten der Metallschicht in allen Höhen und muss bei der Interpretation von Messungen berücksichtigt werden.

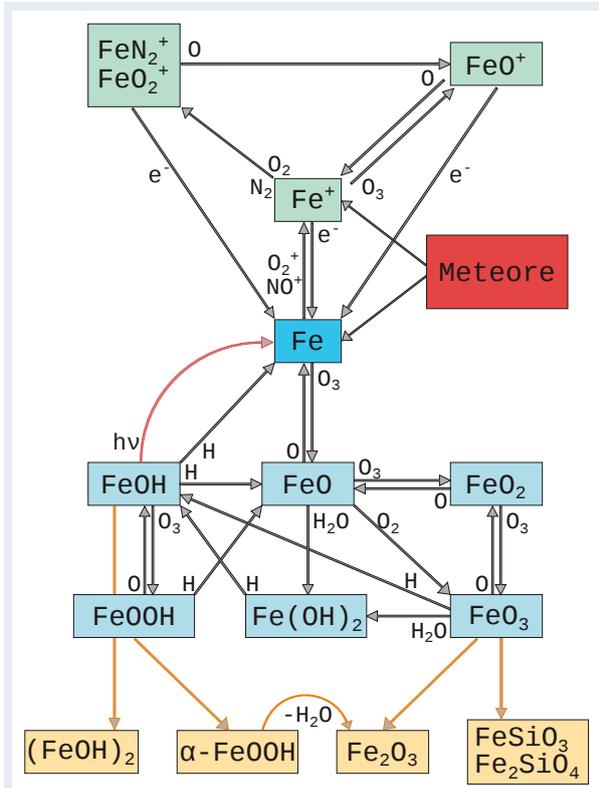


Abb. 19.3: Vereinfachtes Chemie-Schema in der Mesopausenregion am Beispiel von Eisen (Fe)

Insbesondere auf kürzen Zeitskalen von weniger als einigen Stunden zeigen unsere Analysen deutlich, dass Metallatome und Moleküle keine passiven Tracer dynamischer Bewegung sind, sondern einer Reihe chemischer Reaktionen unterliegen (Abb. 19.3). Dichteänderungen einer Spezies können folglich sowohl durch dynamische Transportprozesse als auch durch chemische Reaktionen verursacht werden. Diese Reaktionen hängen einerseits von der Temperatur und andererseits von den Reaktanten wie atomarem Sauerstoff oder Ozon ab. Der Jahresgang der Temperatur und der Konzentrationen der reaktiven Spezies sowie deren Höhenverteilung wirken sich damit auf das Gleichgewicht zwischen den Metallen und deren Reservoir-Spezies aus. Beispielsweise kehrt sich zwischen etwa 80 km und 100 km Höhe die positive Korrelation zwischen Temperaturen und den Dichten mehrerer Metalle

in eine Anti-Korrelation um. Besonders auf kurzen Zeitskalen und zu größeren Höhen werden chemische Effekte relevant, was eine exakte Analyse von Schwerwellensignaturen verhindert.

Am IAP wird zur Lösung dieses Problems derzeit das Metall-Chemie-Modell (MCM) entwickelt. Das Modell berechnet den meteorischen Eintrag der Metalle auf Basis aktueller Radarbeobachtungen, alle chemischen Reaktionen zwischen den Metallen, Ionisationsprozesse sowie die Kondensation von Meteorstaubteilchen. Erste Ergebnisse der Modellrechnungen, die gut mit Beobachtungsdaten übereinstimmen, sind in Abbildung 19.4 dargestellt.

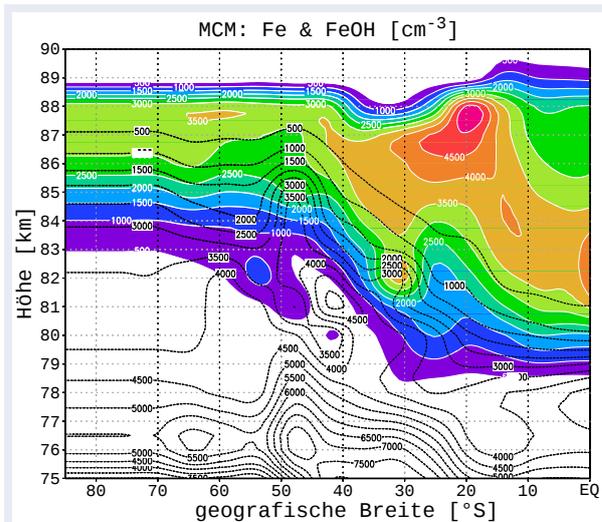


Abb. 19.4: Berechnungen des neuen Metall-Chemie-Modells: die Dichten von Fe (Farbskala) und des wichtigen Reservoirs FeOH (schwarze Konturlinien). Das Modell reproduziert die Höhenverteilung und Absolutdichten der Fe-Schicht in Übereinstimmung mit Beobachtungen aus Lidar- und Satellitenmessungen.

Das MCM kann mit verschiedenen dynamischen Atmosphärenmodellen wie dem KMCM des IAP angetrieben werden. Insbesondere die explizite Auflösung von Schwerwellen in KMCM ermöglicht es, die Auswirkung kurzperiodischer atmosphärischer Variationen auf die Metallschichten in 3 Dimensionen zu verstehen. Auf diese Weise können temperatur- und höhenabhängige Parameter bestimmt werden, die es erlauben, aus hochaufgelösten Metallbeobachtungen mit Resonanz-Lidars auf die Dynamik der Hintergrundatmosphäre zu schließen.

An diesem Thema arbeiten Wissenschaftler aus allen drei Abteilungen des IAP zusammen. Das zeigt, wie durch die Kombination der am IAP vorhandenen Kompetenzen neue Methoden entwickelt und einzigartige Erkenntnisse über die Dynamik der Atmosphäre gewonnen werden können.

20 Stratosphärische Aerosole

A. Brand, G. Baumgarten, J. Fiedler, F.-J. Lübken

Der langjährige Datensatz des ALOMAR RMR-Lidars ermöglicht die detaillierte Analyse der stratosphärischen Aerosolschicht. Mit einer neuen Methode, die unterschiedliche Wellenlängen und Streuprozesse nutzt, können bisher unbekannte Aerosoleigenschaften bestimmt werden. Es handelt sich um den ersten Langzeitdatensatz von stratosphärischem Aerosol in nördlichen polaren Breiten.

In der unteren Stratosphäre, zwischen ungefähr 15 km und 30 km, existiert eine globale Aerosolschicht mit einer maximalen Ausprägung bei 20 km. Diese, nach ihrem Entdecker auch Junge-Schicht genannte, Aerosolschicht besteht aus Lösungströpfchen mit 75-prozentiger Schwefelsäure (H_2SO_4). Sie ist nach unten durch die Tropopause und nach oben durch die steigenden Temperaturen und damit dem Verdampfen der Tröpfchen begrenzt. Das Maximum der Anzahlgrößenverteilung liegt zwischen 100 nm und 300 nm. Die Aerosolpartikel beeinflussen den Strahlungshaushalt sowie die Temperaturverteilung in der Stratosphäre durch Absorption und Rückstreuung. Sie sind somit relevant für globale Klimaänderungen am Erdboden. Die Aerosolpartikel dienen darüber hinaus als Nukleationskeime für polare Stratosphärenwolken und sind damit ein wesentlicher Faktor bei der Bildung des Ozonlochs.

Aus den Messdaten, die mit Hilfe des ALOMAR RMR-Lidars in Nordnorwegen gewonnen werden, kann die Aerosolbeladung der Stratosphäre bestimmt werden. Dazu wird das Rückstreuverhältnis R bestimmt, welches den Anteil aus Molekül- und Aerosolstreuung im Verhältnis zur Molekülstreuung beschreibt. In Abbildung 20.1 ist beispielhaft ein Zeit-Höhen-Schnitt des Rückstreuverhältnisses über 24 Stunden gezeigt.

Um das rückgestreute Licht in diese Anteile aufteilen zu können, werden unterschiedliche Streuprozesse genutzt sowie die Möglichkeit, mit dem Lidar Licht unterschiedlicher Wellenlängen auszusenden und zu empfangen. Die Laser des Lidar-Systems emittieren auf drei Wellenlängen gleichzeitig (355, 532 und 1064 nm). Das rückgestreute Licht bei 1064 nm stellt den gemeinsamen Anteil aus Molekül- und Aerosolstreuung dar. Von dem

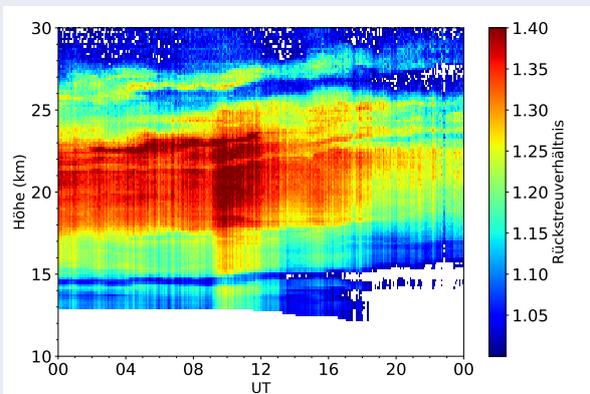


Abb. 20.1: Zeit-Höhen-Schnitt des Rückstreuverhältnisses von stratosphärischem Aerosol bei 1064 nm am 7. März 2017. Man erkennt deutlich die Junge-Schicht mit einem Maximum bei 20 km.

auf 355 nm ausgesendeten Licht wird auch die durch Ramanstreuung an Stickstoffmolekülen in der Atmosphäre verschobene Wellenlänge (387 nm) empfangen und zur Bestimmung der Molekülstreuung benutzt. Das Rückstreuverhältnis ist dann der Quotient der Signale bei 1064 nm und 387 nm, wobei eine Normierung im praktisch aerosolfreien Höhenbereich oberhalb von 35 km vorgenommen wird. Abbildung 20.2 zeigt ein Höhenprofil des Rückstreuverhältnisses. Werte größer als 1 bedeuten die Anwesenheit von Aerosolen.

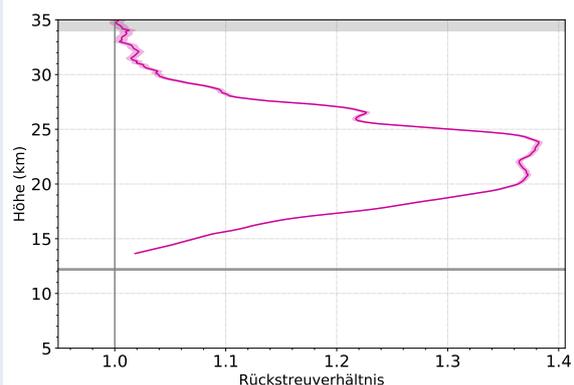


Abb. 20.2: Mittleres Profil des Rückstreuverhältnisses von stratosphärischem Aerosol bei 1064 nm am 13. März 2015. Die horizontale Linie bei 12 km markiert die Tropopause. Im grau hinterlegten Bereich bei 35 km wurden die Messdaten der unterschiedlichen Wellenlängen aufeinander normiert.

Das Rückstreuprofil in Abbildung 20.2 ist bereits bezüglich einiger Effekte korrigiert, die bei der

Ausbreitung von Licht durch die Atmosphäre berücksichtigt werden müssen. Einer davon ist die Extinktion des Laserlichtes durch Rayleigh-Streuung auf dem Weg zum Streuzentrum und zurück zur Erdoberfläche. Sie ist wellenlängenabhängig (größer bei kürzerer Wellenlänge) und nimmt wegen der geringeren Luftdichte mit der Höhe ab. Dieser Einfluss wird mittels einer Referenzatmosphäre korrigiert. Weiterhin spielt das stratosphärische Ozon und dessen Extinktion eine Rolle für die Berechnung der Aerosolbeladung. Für die Korrektur des Ozon-Einflusses werden stundenaktuelle Ozonmischungsverhältnisse aus ECMWF-Daten genutzt.

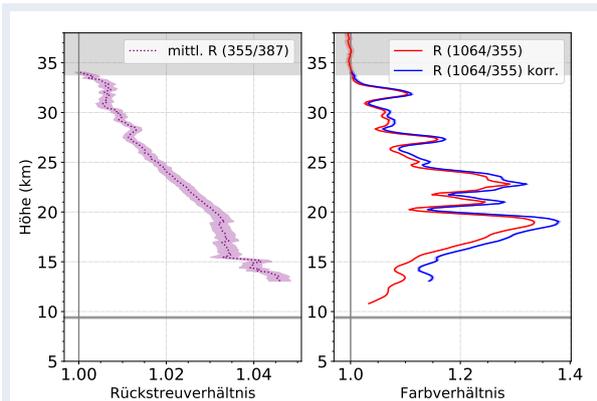


Abb. 20.3: Mittlere Profile von Rückstreu- und Farbverhältnissen einer Lidar-Messung vom 8. Mai 2015. Das Farbverhältnis 1064/355 nm (rot) im rechten Bild wurde mit dem Rückstreuverhältnis 355/387 nm im linken Bild korrigiert. Das Ergebnis ist die blaue Kurve im rechten Bild. Die horizontale Linie bei 9,5 km markiert die Tropopause. Im grau hinterlegten Bereich bei 35 km wurden die Messdaten der unterschiedlichen Wellenlängen aufeinander normiert.

Der Raman-Streuquerschnitt ist um mehrere Größenordnungen kleiner als der von Molekülstreuung, sodass Messungen auf 387 nm nur bei Dunkelheit ein gutes Signal-zu-Rauschverhältnis haben. Durch die Lage des ALOMAR-Observatoriums nördlich des Polarkreises können während des Sommers keine Raman-Kanäle benutzt werden. Daher wird in diesen Fällen anstatt der Raman-verschobenen Wellenlänge die entsprechende Sendewellenlänge

(355 nm) verwendet, die allerdings ebenfalls für Aerosole empfindlich ist. Es handelt sich dann nicht mehr um ein echtes Rückstreuverhältnis, sondern eher um ein Farbverhältnis. Um den Anteil an Aerosolstreuung bei 355 nm zu bestimmen, wird das Rückstreuverhältnis von 355/387 nm verwendet. Aus dem Mittel von 148 geeigneten Höhenprofilen dieses Verhältnisses wird dann das 1064/355 nm Farbverhältnis korrigiert. Dies ist beispielhaft für eine Messung in Abbildung 20.3 dargestellt.

Mittels dieser Korrektur ist es nun möglich, den Datensatz der Rückstreuverhältnisse so zu erweitern, dass sich eine ganzjährige Abdeckung ergibt. Winter-Messungen mit sehr hohen Rückstreuverhältnissen sind typisch für polare Stratosphärenwolken und werden nicht berücksichtigt, weil in diesen Fällen das Hintergrund-Aerosol überlagert wird. Daraus ergibt sich der in Abbildung 20.4 gezeigte jährlich gemittelte Verlauf der stratosphärischen Aerosol-Rückstreuung von 2000 bis 2017.

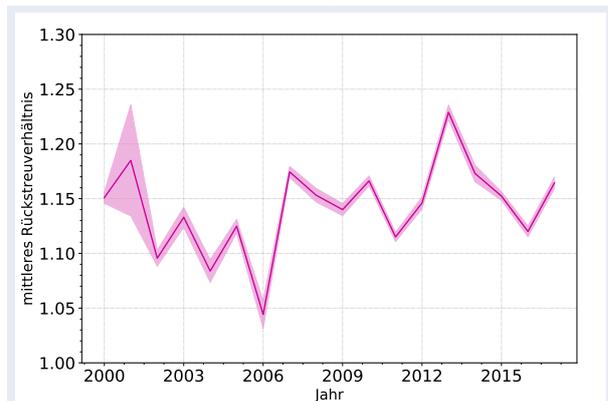
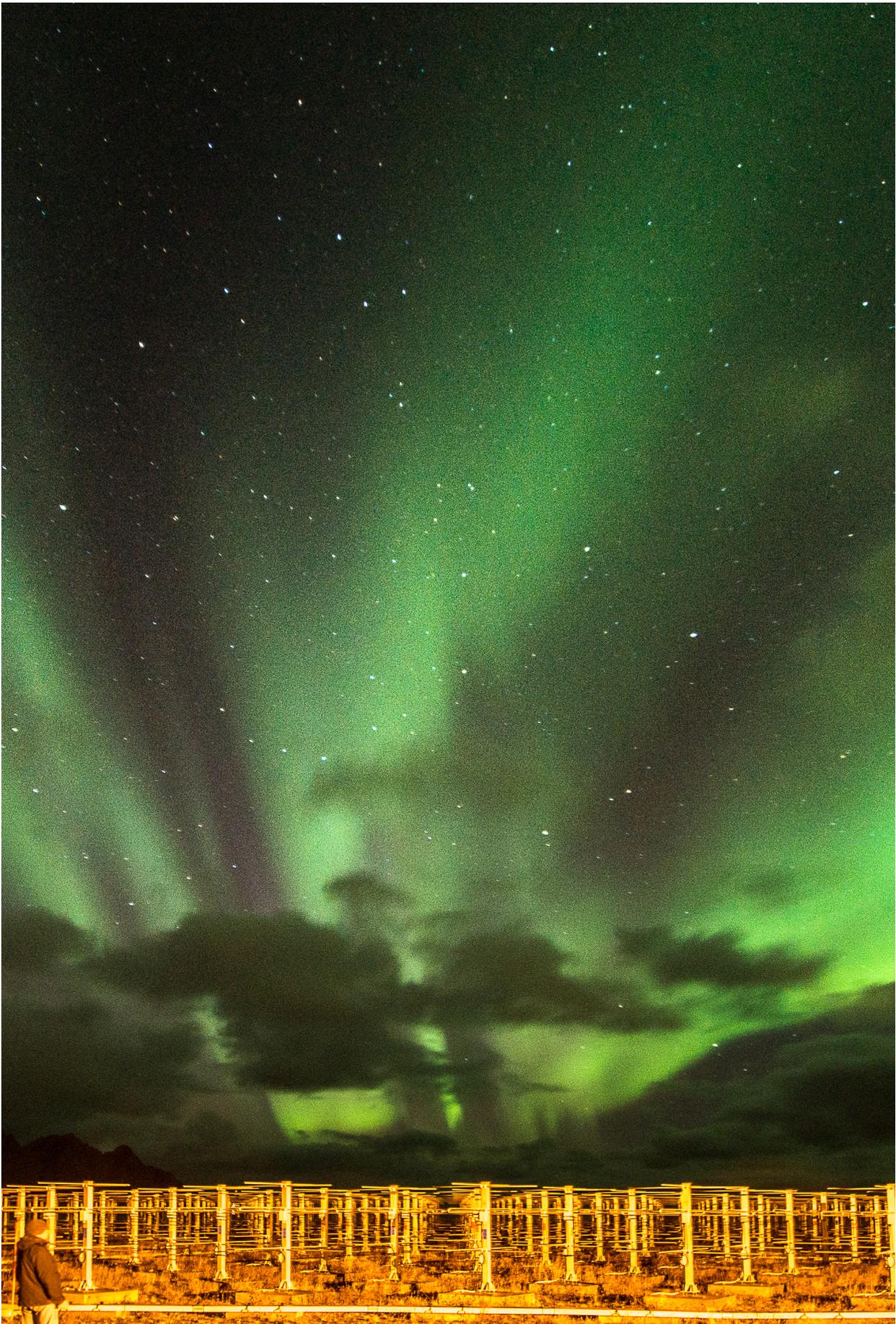


Abb. 20.4: Jahresmittelwerte von stratosphärischen Aerosol-Rückstreuverhältnissen bei 1064 nm zwischen Tropopause und 34 km über ALOMAR von 2000 bis 2017.

In den Jahren 2000 bis 2006 ist eine Abnahme der stratosphärischen Aerosolbeladung zu erkennen, danach schwankt das Rückstreuverhältnis um 1,15 mit einem Maximum im Jahr 2013. Zukünftig sollen aus diesen Daten Rückstreu- und Extinktionskoeffizienten des stratosphärischen Aerosols bestimmt werden.



Blick auf die MAARSY-Antennen während geomagnetisch gestörter Bedingungen mit Polarlicht

Die Abteilung Radarsondierungen

Die Abteilung Radarsondierungen beschäftigt sich hauptsächlich mit kontinuierlichen Messungen dynamischer und thermischer Größen in der Troposphäre und unteren Stratosphäre sowie in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre. Dazu werden MF- und VHF-Radarsysteme sowie Meteorradare in mittleren und polaren Breiten eingesetzt.



Das Saura-Radar auf der Insel Andøya ermöglicht als einziges MF-Radar weltweit das elektronische Schwenken des Radarstrahls. Aus den Messungen werden das horizontale und vertikale Windfeld sowie Elektronendichten abgeleitet.

Blick auf die Station in Juliusruh und den Sendemast der Ionosonde. Mit dem Juliusruher Meteor-Radar, als Teil des MMARIA-Projektes in Deutschland, werden kontinuierliche Messungen im Höhenbereich von etwa 75 km bis 105 km durchgeführt.



21 Technische Entwicklungen der Radars am IAP

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

Das IAP betreibt seit vielen Jahren verschiedene Radarsysteme zur bodengebundenen, kontinuierlichen Fernerkundung der unteren, vor allem aber der mittleren Atmosphäre. In Abhängigkeit vom verwendeten Radarsystem und dessen Betriebsfrequenz sowie der zugehörigen Streuprozesse werden Messungen in der Troposphäre und der unteren Stratosphäre sowie in der Mesosphäre bzw. der Ionosphäre ermöglicht. Im Höhenbereich von etwa 1 km bis 20 km werden dabei vornehmlich VHF-Radare benutzt, während für die mittlere Atmosphäre von etwa 50 km bis 120 km MF- und Meteorradare Verwendung finden, die, wenn möglich, durch die VHF-Radarmessungen ergänzt werden. Mit der Kombination dieser Systeme ist die Abteilung Radarsondierungen in der Lage, wetterunabhängig Untersuchungen zur Struktur, Dynamik sowie Kopplung der Atmosphärenschichten in mittleren und polaren Breiten durchzuführen. Die verwendeten Radarsysteme werden in unbeaufsichtigtem und meist permanentem Betrieb in unterschiedlichen Frequenzbereichen genutzt und ermöglichen so die Ausnutzung verschiedener Streuprozesse und Radarziele in der Atmosphäre. Die Kombination benachbarter Systeme mit ähnlicher Höhenabdeckung ermöglicht es, geophysikalisch oder technisch bedingte Datenlücken zu schließen. Die räumliche Nähe der Radarsysteme zu anderen Messinstrumenten wie Lidars, ballongestützten Instrumenten und Höhenforschungsraketen erlaubt koordinierte Messungen in nationalen und internationalen Kampagnen sowie die Kombination der jeweiligen Messergebnisse und die gegenseitige Validierung. Die am IAP verwendeten Radarsysteme und deren technische Entwicklung in den letzten Jahren wird nachfolgend vorgestellt.

VHF-MST-Radare

VHF-Radare werden seit 1994 am IAP zur Beobachtung der Meso-, Strato- und Troposphäre (MST) sowohl in mittleren Breiten in Kühlungsborn mit dem OSWIN-Radar als auch in polaren Breiten auf der Insel Andøya mit dem MAARSY genutzt. Aufgrund der verwendeten Frequenz von 53,5 MHz ist

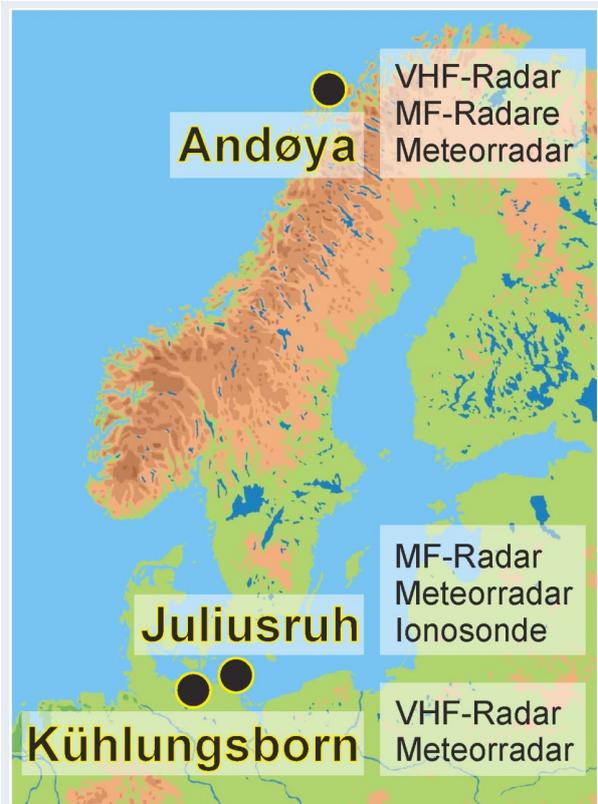


Abb. 21.1: Standorte der IAP-Radarsysteme

es möglich, kontinuierliche Windmessungen in der Troposphäre sowie der unteren Stratosphäre durchzuführen. Diese Messungen sind von besonderem Interesse bei gemeinsamen Messkampagnen wie z. B. während der GW-Lcycle2 2016 mit der Kombination aus In-situ- und Fernerkundungsmethoden mittels instrumentierter Ballons und Flugzeuge sowie bodengebundener Radar- und Lidarmessungen. Der wesentliche Teil der Messzeit des polaren Radars MAARSY wird vor allem zur Beobachtung der

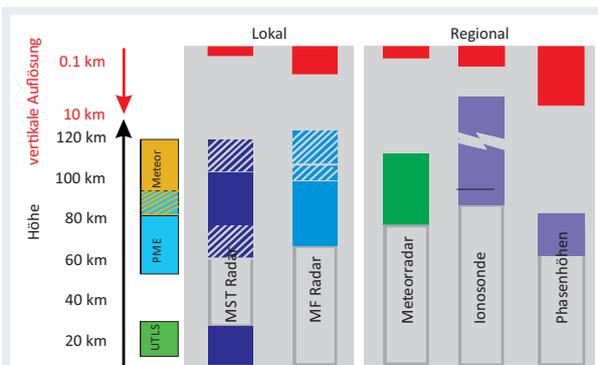


Abb. 21.2: Abdeckung der IAP-Radarsysteme



Abb. 21.3: Blick in das MAARSY-Antennenfeld während geomagnetisch gestörter Bedingungen mit Polarlicht

Mesosphäre verwendet. Das Hauptantennenfeld des MAARSY besteht aus 433 Antennen, die mit jeweils 2 kW Pulsleistung und einer freien Schwenkbarkeit des minimal $3,6^\circ$ breiten Radarstrahls eine Vielzahl von Messmodi erlauben. Aufgrund der Leistungsfähigkeit und Empfindlichkeit ermöglicht dieses Radar nahezu ganzjährig die Beobachtung von Echos aus der Mesosphäre, wobei die äußerst starken polaren Sommerechos von Mai bis August und zwischen 78 km und 92 km Höhe auftreten und die deutlich schwächeren sogenannten Winterechos zwischen 50 km und 85 km Höhe vom Herbst bis zum Frühsommer beobachtet werden. Die statistische Auswertung zur Auftrittshäufigkeit dieser Echos in Abhängigkeit von solaren und geophysikalischen Parametern ist dabei ein Beitrag zu den langfristigen Beobachtungen der mittleren Atmosphäre. Bei ausreichender Signalstärke der Echos werden zudem auch Windfelder abgeleitet und komplementieren die kontinuierlichen, aber meist räumlich und zeitlich schlechter aufgelösten Daten anderer Radarsysteme. Zur weiteren Verbesserung der Leistungsfähigkeit des MAARSY wurde es um eine Pulsfunktionalität ergänzt, durch die es nun möglich ist, zu einem Messzeitpunkt zwei aufeinander folgende Pulse auszusenden. Die jeweiligen Pulse können dabei verschiedene Längen und damit Höhenauflösung sowie Kodierung beinhalten, was eine optimale Anpassung an die jeweiligen Radarziele ermöglicht. So ist es nun möglich, für Schichten mit einem typisch hohen Rückstreukoefizienten, wie der unteren Troposphäre, einen

kurzen Puls und für die rückstreuärmere, obere Troposphäre als auch die untere Stratosphäre und die Mesosphäre einen langen kodierten Puls, mit höherer mittlerer Leistung, auszusenden. Durch diese Maßnahme werden nun Messungen in der Troposphäre von 1,5 km Höhe mit 150 m Auflösung und ab 6 km mit 300 m Auflösung durchgeführt, was den Messbereich sowohl nach unten aber vor allem nach oben erweitert, da die Ergebnisse beider Messungen kombiniert werden. Der wesentliche Zugewinn ist allerdings die Verbesserung der Zeitauflösung, da nun keine speziell für einen Höhenbereich angepassten Experimente sequentiell genutzt werden müssen, sondern zeitgleich der gesamte Bereich von der unteren Troposphäre bis zur Mesosphäre abgedeckt werden kann. Zur Erweiterung der interferometrischen Möglichkeiten des MAARSY

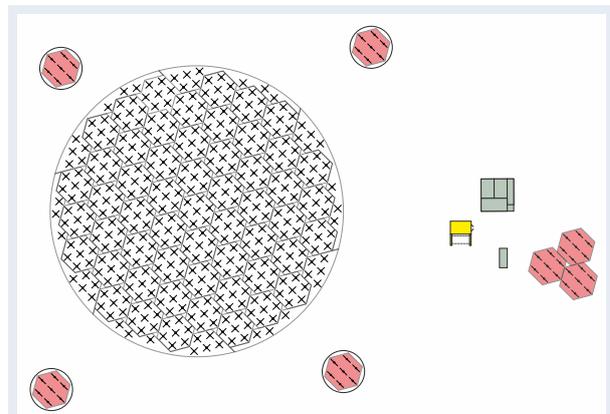


Abb. 21.4: Übersichtskarte des MAARSY-Radars, rötlich markiert sind die neuen Antennen abseits des Hauptantennenfeldes.

wurden zusätzliche Antennengruppen außerhalb des Antennenfeldes errichtet, die zur verbesserten räumlichen Auflösung der bildgebenden Analyseverfahren führen (Abb. 21.4). Des Weiteren wurden dabei die wartungsaufwändigen bereits 20 Jahre alten Antennen des früheren ALWIN-Antennenfeldes durch neue Antennen ersetzt, welche nun wieder für den Empfang mit dem MAARSY verwendet werden können. Das OSWIN-VHF-Radar am Standort Kühlungsborn wurde innerhalb der letzten Jahre vornehmlich zur Beobachtung mesosphärischer Sommer- und Winterechos in mittleren Breiten verwendet. Es besteht aus einem 6-Kanal-Empfangssystem und einem Antennenfeld aus 19 Gruppen mit jeweils 7 Antennen, die mit einer Gesamtpulsleistung von etwa 60 kW gespeist werden.

MF-Radare

Radarsysteme, die im Frequenzbereich zwischen 2 MHz und 3,5 MHz betrieben werden, ermöglichen es, in Abhängigkeit von der Aktivität und dem Einstrahlungswinkel unserer Sonne, ganzjährige kontinuierliche Messungen in der mittleren Atmosphäre in einem Höhenbereich von etwa 50 km bis 100 km durchzuführen. Dabei werden das höhen aufgelöste horizontale und vertikale Windfeld sowie die jeweilige Elektronendichte abgeleitet. MF-Radare ermöglichen dabei Untersuchungen von verschiedenen Wellentypen, wie Schwerewellen, Gezeiten und planetare Wellen, deren Kopplung und Wechselwirkung miteinander sowie der Hintergrundzirkulation. Somit sind diese Radarsysteme gut für Studien zur Atmosphärendynamik geeignet. Da der vorhandene Datensatz mittlerweile aus über 20 Jahren für Nordnorwegen sowie bald 30 Jahren Messungen in Juliusruh besteht, dienen sie aber auch zur Untersuchung langfristiger Veränderungen sowie des solaren Einflusses auf die mittlere Atmosphäre.

Das Saura-MF-Radar wird auf der nordnorwegischen Insel Andøya auf der Frequenz 3,17 MHz mit einer Pulsleistung von 116 kW betrieben und konnte mit der zum Jahresende 2014 begonnenen Modernisierung deutlich in seiner Flexibilität und Leistungsfähigkeit gesteigert werden. So wurde bei verbesserter Kühlung die mittlere Pulsleistung durch Verwendung von kodierten Pulsen erhöht, um vor allem Messungen in der unteren Mesosphäre zu verbessern. Des Weiteren wurde die Möglichkeit geschaffen, die eigenen Echos nicht nur mit dem gesamten Antennenfeld, sondern zeitgleich ohne



Abb. 21.5: Foto des Saura-MF-Radars in Nordnorwegen

Eingriff in das System mit einzelnen Antennen beobachten zu können. Diese Architektur ermöglicht die gleichzeitige Anwendung klassischer Verfahren wie das Doppler-Beam-Swinging als auch interferometrischer Methoden innerhalb eines Experimentes. Das MF-Radar in Juliusruh auf der Insel Rügen wurde ebenfalls zum Jahresende 2015 entsprechend modernisiert, um eine ähnliche Leistungsfähigkeit und Flexibilität zu erreichen. Nach Erprobung dieser neuen interferometrischen Möglichkeiten wurde 2016 das Empfangssystem des Saura-Radars um weitere drei auf nun neun Empfängerkanäle erweitert. Seither werden die empfangenen Echos nicht nur in Bezug auf Signalstärke und Dopplerverschiebung untersucht, sondern auch die Lokalisierung der Streuer vorgenommen. Dieses Verfahren ermöglicht die Zuordnung der detektierten Radialwinde zu deren räumlichen Position und verbessert somit die Bestimmung des Windfeldes. Zudem wurden beide MF-Radare einer ausgiebigen Wartung unterzogen, um optimale Parameter der Sender und Empfänger und damit zum Beispiel eine minimale Strahlbreite sowie eine verbesserte Strahlpositionierung und ein maximales Signal-Rausch-Verhältnis zu erreichen. Beide Radarsysteme sind nun GPS-synchronisiert und ermöglichen den koordinierten Betrieb verschiedener Radare im gleichen Messvolumen und am gleichen Standort. Das MF-Juliusruh-Radar wurde mit der dortigen Ionosonde über GPS synchronisiert, sodass für beide Systeme nahezu keinerlei Totzeit mehr nötig ist und somit die Zeitauflösung verbessert wurde. Zusätzlich wurde 2017 nach einem Sturmschaden eine Antenne des Hauptantennenfeldes erneuert, um die nominalen Betriebseigenschaften wieder zu erreichen.

Meteorradar

IAP-Meteorradarsysteme werden sowohl an der Außenstelle in Juliusruh als auch auf der Insel Andøya betrieben und ermöglichen in Abhängigkeit von der jeweiligen Meteoranzahl kontinuierliche Messungen im Höhenbereich von etwa 75 km bis 105 km. Klassische Meteorradare auf Pulsbasis müssen auf unterschiedlichen Frequenzen betrieben werden, um gegenseitige Störungen zu vermeiden. Somit ist für jedes Radar eine jeweils für diese Frequenz angepasste Antennengruppe von mindestens fünf Empfangsantennen nötig. Für die Meteorradarsysteme wurden am IAP entwickelte, breitbandige Antennen mit dem Ziel erprobt, die Anzahl der notwendigen Empfangsantennen zu verringern, oder ältere wartungsintensive Konstruktionen abzulösen bzw. zu ergänzen. Diese Antennenkonstruktionen werden sowohl für die aktiven als auch die passiven Radarstandorte verwendet. Neben Pulsradaren wurden zur Meteorbeobachtung zu bestimmten Kampagnen auch zeitgleich mehrere regional verteilte, sogenannte „Continuous-wave-Sender“ (CW) erprobt. Dabei verwendet jeder Sender eine eigene Codesequenz, um die Signale an einem oder mehreren Empfangsstandorten wieder trennen und den jeweiligen Sendern und Meteorpositionen zuordnen zu können. Eine Karte mit den derzeit genutzten sowie geplanten aktiven und passiven Standorten des Meteorradarnetzwerkes ist in Abbildung 21.6 dargestellt.

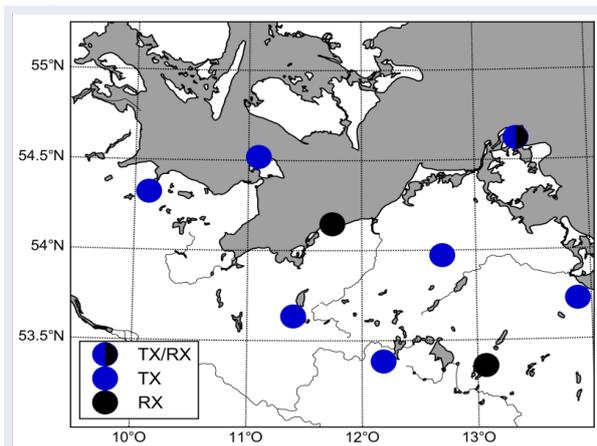


Abb. 21.6: Karte der aktuellen und geplanten Standorte der IAP-Meteorradarsysteme in Norddeutschland

SANDRA

Das SANDRA-System besteht aus kommerziell verfügbaren USRP-Komponenten, die auf der Basis

sogenannter „software-defined Radios“ (SDR) beruhen. Diese netzwerkfähigen Baugruppen sind flexibel für verschiedene Frequenzen und Anwendungen einsetzbar und werden sowohl im JULIE-Radar an den Standorten Kühlungsborn und Juliusruh, als auch in den eigenentwickelten Meteorradarsystemen verwendet. Das SANDRA-System kann dabei sowohl als Sender als auch als Empfänger für Pulsanwendungen und kontinuierliche CW-Signale verwendet werden. Für dieses modulare System werden Parameter wie Pulsform, Frequenz, Bandbreite, Abtastrate usw. durch entsprechende Programmierung der USRP erreicht und durch äußere Komponenten zur Sende- und Empfangsverstärkung sowie Filterung ergänzt. Bei dem SANDRA-System wurden Verbesserungen in der Detektions- und Analysesoftware sowie zum autonomen Betrieb des Systems erreicht, wobei das Ziel der Aufbau verschiedener Sende- und/oder Empfangsstationen z. B. zur Beobachtung von Meteoren ist.

Ionosonde

Zur Beurteilung des Zustandes der Ionosphäre liefert die Ionosonde in Juliusruh seit über 60 Jahren nahezu kontinuierlich wertvolle Daten. Aufgrund des beobachteten Höhenbereiches von etwa 100 km bis 300 km besitzt die Ionosonde ein Alleinstellungsmerkmal bei den am IAP verwendeten Radarsystemen. Verwendung findet seit 2011 eine Digisonde DPS-4D mit der sowohl Standard-Ionogramme als auch Driftmessungen in den ionosphärischen E- und F-Schichten durchgeführt werden. Seit 2014 ist die Ionosonde Juliusruh Bestandteil von Projekten zur Identifizierung und Verfolgung von wandernden ionosphärischen Störungen. Dabei werden sowohl vertikale Ionogramme mit deren abgeleiteten Parametern erstellt, als auch passiv im Schrägeinfall andere Ionosonden beobachtet. Durch die zuvor bereits genannte GPS-Synchronisation mit dem dortigen MF-Radar und zeitlicher Verschiebung der Sendepulse konnte ein ungestörter gleichzeitiger Betrieb beider Systeme sowie auch eine ebenfalls verbesserte Zeitauflösung von 5 min für Standard Ionogramme erreicht werden. Bei der Ionosonden-Sendeantenne wurden die Lastwiderstände am 70 m hohen Antennenträger erneuert, um die nominellen Eigenschaften der Antenne und somit auch optimale Bedingungen für die Sendemodule der Ionosonde wiederherzustellen.

22 Mesosphärische Schichten

R. Latteck, T. Renkwitz, G. Stober, N. Gudadze, 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. Die PMSE-Häufigkeitsraten der Messungen der vergangenen 21 Jahre weisen einen positiven Trend von 0,33%/Jahr auf, der durch eine Abkühlung der Atmosphäre im Mesopausenbereich und/oder eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes gedeutet werden kann. Mit dem Saura-MF-Radar wurden Untersuchungen zur Häufigkeit deutlich erhöhter Ionisationszustände der Mesosphäre, ausgelöst durch den Eintrag energetischer Partikel, durchgeführt. Solche Zustände beeinflussen die Chemie der mittleren Atmosphäre und wurden im Zusammenhang mit der geomagnetischen und solaren Aktivität während der abnehmenden Phase der letzten beiden solaren Zyklen gehäuft beobachtet. Die Auswirkungen der horizontalen Schichtung und Neigung der PMSE und deren zeitlicher Verlauf auf die aus den Radardaten abgeleiteten Parameter im Zusammenhang mit der Schwerewellenaktivität in der Atmosphäre sind Ziel neuerer Untersuchungen.

Polare Mesosphärische Echos

Polare Mesosphärische Echos sind starke Radar-rückstreuungen aus der polaren Mesopausenregion. Die während der Sommermonate im Bereich von 78 km bis 92 km beobachteten sogenannten Polaren Mesosphärischen Sommerechos (PMSE, Abb. 22.1, oben) 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 Sommer-Mesopausenregion existieren können.

VHF-Radarechos können auch während der Winterzeit unterhalb der Mesopausenregion im Höhenbereich von etwa 50 km bis 85 km beobachtet werden. Die Ursachen der als Polare Mesosphärische Winterechos (PMWE, Abb. 22.1, unten) bezeichneten Strukturen sind noch nicht vollständig erforscht

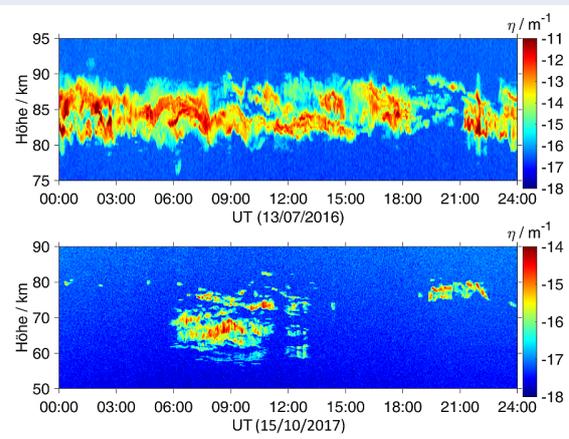


Abb. 22.1: Zeitlicher Verlauf der Intensität einer PMSE (oben) und PMWE (unten)

und stellen den Gegenstand aktueller und zukünftiger Untersuchungen dar.

Langfristige Variationen polarer mesosphärischer Sommerechos

PMSE werden auf der Insel Andøya seit über 20 Jahren mit VHF-Radaren beobachtet. Die Stärke der Echos und die Häufigkeit ihres Auftretens hängt von der Ionisation, der Temperatur, dem Wasserdampfgehalt und der Turbulenz in der Mesopausenregion ab. Langfristige PMSE-Beobachtungen können somit Informationen über Veränderungen in der Mesosphäre liefern. VHF-Radarmessungen begannen auf Andøya 1994 mit dem ALOMAR-SOUSY-Radar, welches 1999 durch das ALWIN-Radar abgelöst wurde. Seit 2010 werden diese Beobachtungen durch das Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY) weitergeführt. Auf der Südhalbkugel wurden entsprechende Messungen mit einem VHF-Radar auf der antarktischen Station Davis (2004–2013) durchgeführt. Abbildung 22.2 zeigt die gemessenen Jahressgänge der PMSE-Häufigkeiten an diesen Standorten. Die jährlichen PMSE-Häufigkeitsraten sind auf vergleichbarer geographischer Breite in der südlichen Hemisphäre deutlich geringer und über die Saison variabler als auf der Nordhalbkugel.

Für die Untersuchung langfristiger Veränderungen im Auftreten der PMSE über Andenes wurden für die Jahre 1994 bis 2016 Mittelwerte des PMSE-Auftretens

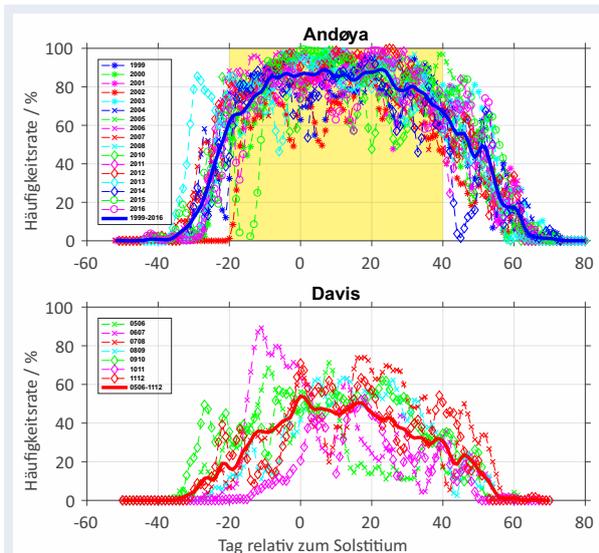


Abb. 22.2: Jahreszeitliche Variation der PMSE-Häufigkeiten über Andenes und Davis

für den Zeitraum vom 1. Juni bis zum 31. Juli (gelb markierter Bereich im oberen Teil der Abb. 22.2) berechnet. ALWIN und MAARSY wurden regelmäßig kalibriert, so dass die seit 1999 aufgezeichneten PMSE-Daten in Volumenreflektivität η konvertiert werden konnten, was einen direkten Vergleich der mittleren Häufigkeitsraten ermöglicht. Für die von 1994 bis 1997 mit dem ALOMAR-SOUSY-Radar beobachteten PMSE liegen keine Kalibrierungsdaten vor. Die einer Volumenreflektivität entsprechenden Mittelwerte dieser Jahre wurden daher aus den Häufigkeitsraten geschätzt, die mit dem Alomar SOUSY-Radar (1994–1997) und ALWIN (1999–2008) auf der Basis des gemessenen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses der PMSE ermittelt wurden.

Die resultierende, 21 Jahre umfassende PMSE-Häufigkeitsdatenreihe (schwarze Kurve im mittleren Teil der Abb. 22.3) weist einen positiven linearen Trend mit einer statistischen Signifikanz von 80 % auf, der allerdings noch vom Verlauf der solaren und geomagnetischen Aktivität beeinflusst ist. Im oberen Teil der Abb. 22.3 ist die solare Aktivität (Lyman- α , blau) sowie der globale geomagnetische Aktivitätsindex (A_p , rot) für den gleichen Zeitraum dargestellt. Detaillierte vergleichende Untersuchungen der Datenreihen zeigen eine ausgeprägte Korrelation der PMSE-Häufigkeitsrate mit der geomagnetischen Aktivität (A_p), deren Ursache der direkte positive Zusammenhang der Radarechos mit der Ionisation in der Mesopausenregion ist. Die Abhängigkeit des PMSE-Auftretens von der Sonnenaktivität (Lyman- α) ist allerdings gering. Eine wachsende solare Lyman- α -Strahlung erhöht zwar ebenfalls die

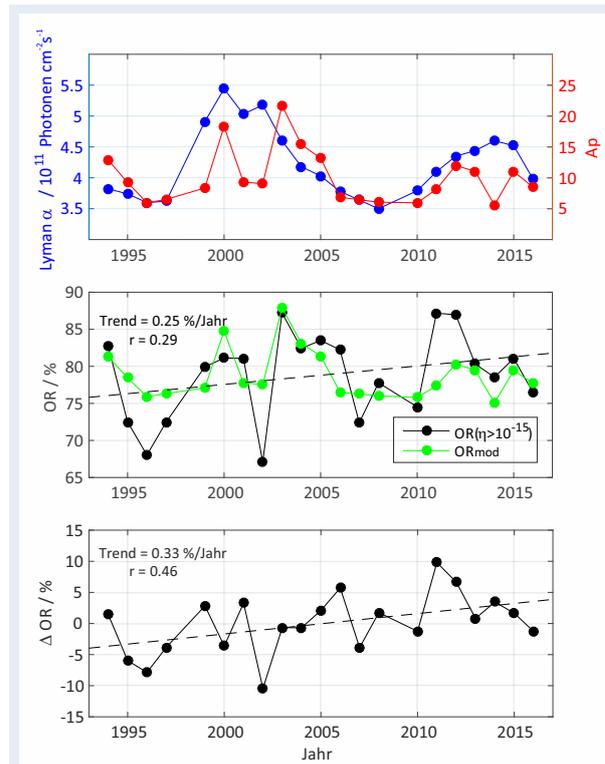


Abb. 22.3: Oben: Variation der solaren Lyman- α -Strahlung und des geomagnetischen Aktivitätsindex A_p , Mitte: PMSE-Häufigkeitsraten und dessen als Funktion von Lyman- α und A_p geschätzter Anteil, unten: Langfristige Veränderung der PMSE-Häufigkeitsraten nach Abzug der solar und geomagnetisch verursachten Anteile

mesosphärische Ionisation, führt aber gleichzeitig zu einer Reduktion des mesosphärischen Wasserdampfs und zu einer erhöhten mesosphärischen Temperatur. Diese drei Prozesse scheinen sich gegenseitig zu kompensieren und somit den geringen Einfluss der solaren Aktivität auf die PMSE-Häufigkeit zu erklären.

Mit Hilfe einer Zweifachregression wurden die solar und geomagnetisch bedingten Anteile der PMSE-Häufigkeitsraten-Reihe bestimmt (grüne Kurve im mittleren Teil der Abb. 22.3) und von den beobachteten Werten abgezogen. Der verbleibende Rest ist im unteren Teil der Abbildung 22.3 dargestellt. Die bereinigten PMSE-Häufigkeitsraten der untersuchten 21 Jahre weisen einen positiven Trend von 0,33%/Jahr mit einem Signifikanzniveau von über 90 % auf. Dies kann durch eine Abkühlung der Atmosphäre im Mesopausenbereich und/oder eine Zunahme des Wasserdampfgehaltes gedeutet werden. Untersuchungen des Wasserdampf-mischungsverhältnisses über Andøya zeigen aber eine Abnahme dieses Wertes im Sommer. Diese Messungen sind zwar auf eine Höhe bis zu etwa 80 km beschränkt, geben aber dennoch einen starken Hin-

weis, dass der positive PMSE-Trend auf einen negativen Temperaturtrend und nicht auf eine Erhöhung der Wasserdampfkonzentration zurückzuführen ist.

Beobachtungen von Partikeleintrag in die mittlere Atmosphäre und dessen Variabilität

Aufgrund der polaren Position des MF-Saura-Radars werden seit dessen Inbetriebnahme auch besondere Ionisationszustände der Mesosphäre beobachtet. Die Ionisation und damit die mit dem Saura-Radar beobachtete Rückstreuungsfähigkeit der D-Region der Ionosphäre (ca. 50 km bis 100 km Höhe) wird durch den Sonnenstand und die jeweilige Sonnenaktivität, vorwiegend durch Einstrahlung von Röntgen- und ultraviolettem Frequenzspektrum (Lyman- α -Serie), bestimmt. Die Strahlungsintensität schwankt mit dem etwa 11-jährigen Sonnenzyklus, wobei die Sonne im jeweiligen Maximum deutlich erhöhte Mengen an Radio-, UV- und Röntgenstrahlung, sowie einen Strom geladener Teilchen abgibt. Trifft dieser Sonnenwind auf das Erdmagnetfeld, wird ein Großteil davon abgelenkt, wobei allerdings ein Teil davon die höhere und mittlere Atmosphäre der polaren Breiten erreichen kann und dort dann u. a. Polarlichter erzeugt. Während sich in ruhigen geomagnetischen Zeiten die Eholeistung des Saura-Radars bei etwa 90 km Höhe maximiert, werden bei gestörten Zuständen Echos aus der unteren D-Schicht für wenige Minuten bis mehrere Stunden beobachtet, die auf den Eintrag von geladenen Teilchen und der damit verbundenen erhöhten Ionisation zurückzuführen sind.

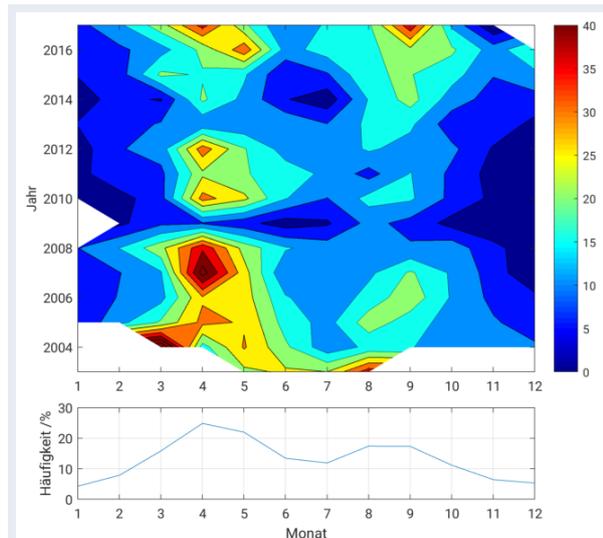


Abb. 22.4: Auftrittshäufigkeit von detektiertem Partikeleintrag in die Mesosphäre von 2003 bis 2016

Durch gleichzeitige Dämpfung der Radarwelle im ionisierten Medium werden aus der oberen D-Schicht allerdings nur noch schwache oder keine Echos mehr beobachtet, wodurch sich die detektierte Eholeistung in einer Schicht bei z. B. 60 km maximiert. Beobachtungen derartiger Schichtung von MF-Radarechos wurden bislang auf den seltenen Eintrag von äußerst energiereichen solaren Protonen zurückgeführt. Bei der jetzigen Untersuchung wurden Zeiten solcher Extreme mit Energien größer 10 MeV ausgeschlossen und die Häufigkeit und Abhängigkeit vom Sonnenwind, geomagnetischem Zustand, der Tageszeit sowie der bevorzugten Echohöhe statistisch untersucht. Die Häufigkeit und Intensität des Partikeleintrages spielt eine wichtige Rolle für die Chemie der mittleren Atmosphäre, da die Produktion von NO_x und HO_x und damit die katalytische Zerstörung von Ozon beeinflusst wird. Des Weiteren wird angenommen, dass durch diese Prozesse auch die Dynamik in dieser Atmosphärenregion modifiziert werden könnte, was allerdings noch durch Beobachtungen gestützt werden muss. Bei den Untersuchungen konnte festgestellt werden, dass diese Schichten in einigen Jahren mit einer Häufigkeit von bis zu 40 % der Messzeit um die Äquinoktien beobachtet werden. Die relative Häufigkeit dieser Echos ist in Abbildung 22.4 für die Jahre 2003 bis 2016 dargestellt. Die Auftretswahrscheinlichkeit der Echos korreliert mit der Geschwindigkeit des Sonnenwindes sowie dem lokalen geomagnetischen Index *k*, wobei sich bei größeren geomagnetischen Störungen die Präzipitationszone aus dem Sichtfeld des Radars hinaus nach Süden verschiebt. Allgemein können diese Echos als Tageslichtphänomen bezeichnet werden, da sie vorwiegend während positiver Sonnenerhebungswinkel auftreten, was den Zusammenhang von Teilcheneintrag bei gleichzeitiger Ionisation durch Röntgen- und UV-Einstrahlung aufzeigt. Des Weiteren wurde eine dominante Höhe von 65 km gefunden, die der charakteristischen Eindringtiefe der energetischen Partikel entspricht. Die größten Häufigkeiten wurden zu den Frühjahrsäquinoktien von 2004 bis 2008 beobachtet, wobei auch eine erhöhte Häufigkeit für 2016 gefunden wurde, was im Zusammenhang zur jeweils abnehmenden Phase des solaren Zyklus steht.

Zeitgleich zu diesen Echos konnten außerdem erhöhte Häufigkeiten von Polaren Mesosphärischen Winterechos (PMWE) beobachtet werden (Abb. 22.5). Die Unterkante der PMWE liegt dabei meist im Be-

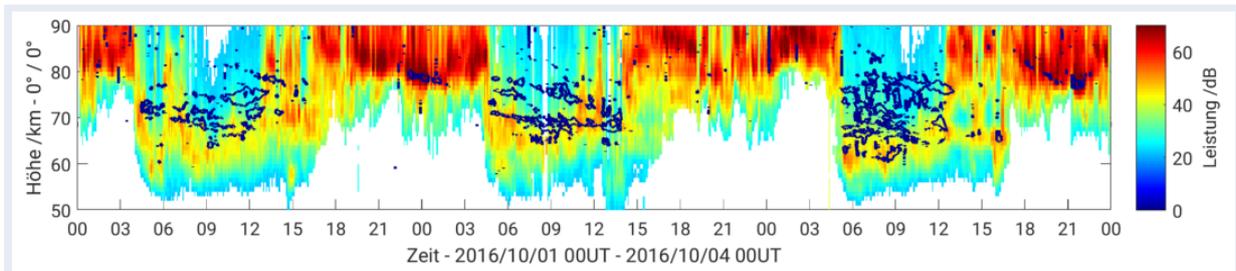


Abb. 22.5: Aufgrund erhöhter Ionisation werden oft zeitgleich Radarechos mit dem Saura-MF-Radar und MAARSY (PMWE) in der unteren D-Schicht beobachtet.

reich der maximalen Intensität der MF-Radar-Messungen. Da mit dem Saura-Radar auch höhenaufgelöste Elektronendichten bestimmt werden, kann somit eine minimale Elektronendichte für das Auftreten von PMWE abgeleitet werden.

Mehrfachschichtung mesosphärischer Echos

Bis heute ist die Morphologie der Schichten als mikrophysikalischer Prozess und ihre Modulation durch Wellen ein zentraler Forschungsschwerpunkt am IAP. Die polare sommerliche Mesopausenregion ist der kälteste Ort auf unserem Planeten. Die extrem kalten Temperaturen von 110 K–140 K entsprechen nicht dem zu erwartenden Strahlungsgleichgewicht für diese Höhe und Jahreszeit, sondern sind das Resultat einer wellengetriebenen residuellen Zirkulation. Dabei spielt der Energietransfer zwischen den verschiedenen Wellenskalen und dem Grundstrom eine besondere Rolle. Vor allem Trägheitsschwerewellen mit Wellenlängen von 100 km bis 1000 km und Perioden von mehreren Stunden lassen sich noch gut mit den Meteorradaren beobachten. Für die Energiedissipation sind aber vor allem die kleineren Skalen und höher frequente Wellen von Bedeutung. Dies kann durch den Lorenzischen Energiezyklus beschrieben werden, welcher ausdrückt, wie die Energie von den größeren auf die kleineren Skalen übertragen wird.

Die mit MAARSY beobachteten PMSE weisen dabei häufig Modulationen auf, die mit Schwerewellen verschiedener Skalen verbunden sind. Auffallend sind vor allem die kurzperiodischen Strukturen im Vertikalwind mit Perioden von wenigen Minuten. Dabei kann beobachtet werden, dass die Morphologie der PMSE den Phasen des Vertikalwindes zu folgen scheint. Zur genaueren und systematischen Untersuchung dieser Strukturen wurde eine statistische Untersuchung der Schichten und ihrer Modulation durchgeführt.

Polare mesosphärische Sommerechos bestehen typischerweise aus mehreren horizontalen Schichten. Insbesondere der Zusammenhang sogenannter geneigter Schichten mit der Schwerewellenaktivität ist noch nicht ausreichend verstanden. Solche geneigten Schichten sind vor allem für die Bestimmung von 3D-Wellen von Bedeutung und können zu substantiellen systematischen Überschätzungen der Windgeschwindigkeit führen. Ziel dieser Arbeiten ist es, die Effekte durch die Schichtung und vor allem der Neigung dieser Schichten der PMSE auf die abgeleiteten Parameter genauer zu untersuchen. Als erster Schritt wurde dazu ein sogenannter „Local-enhancement-Algorithmus“ angewendet. Abbildung 22.6 zeigt, wie aus dem beobachteten Signal die Anzahl der Schichten und ihr zeitlicher Verlauf abgeleitet wird. Dabei wird deutlich, dass PMSE sehr häufig aus zwei bis drei Schichten im Abstand von 1 km bis 3 km bestehen. Zudem ist zu erkennen, wie im Laufe der Zeit diese Schichten in der Höhe absinken. Aus der Neigung der Schicht können auch Rückschlüsse auf die Vertikalgeschwindigkeit gezogen werden.

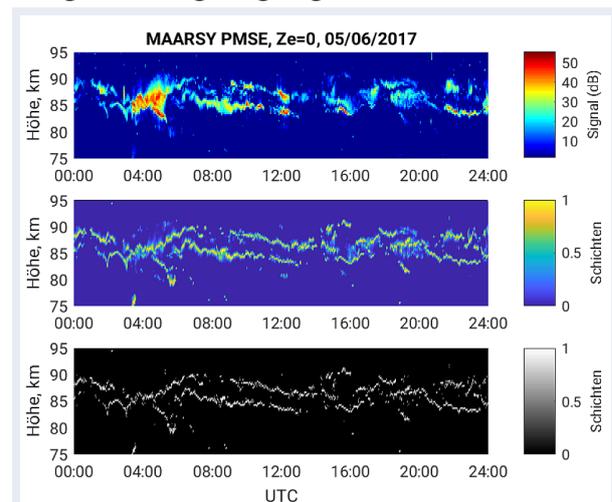


Abb. 22.6: Zeitlicher Verlauf einer PMSE (oben) und der daraus detektierten Schichten (Mitte, unten)

23 Radarbeobachtungen dynamischer Prozesse in der Atmosphäre

S. Wilhelm, N. Gudadze, V. Matthias, G. Stober, S. Sarkhel, J. L. Chau

Die Untersuchung atmosphärischer Dynamik gehört zu den zentralen Forschungsschwerpunkten der Abteilung. Dabei erstrecken sich diese Untersuchungen über verschiedene Skalen. Aus den kontinuierlichen Beobachtungen lassen sich sehr gut langfristige Änderungen der mittleren Winde der Mesosphäre und unteren Thermosphäre ableiten. Die Radarsysteme bieten die Möglichkeit, physikalische Prozesse auf sehr kleinen Skalen zu untersuchen. Ein wichtiger Bestandteil der letzten Jahre war die quantitative Validierung der unterschiedlichen Radarsysteme hinsichtlich der Möglichkeit in einem bestimmten Höhenbereich zuverlässig Wind zu beobachten. Aus diesen umfangreichen Vergleichen konnten viele Rückschlüsse zur Verbesserung der Datenanalyse gezogen werden. Insbesondere die Untersuchungen zum Vertikalwind innerhalb von PMSE sind von besonderer Bedeutung, da sie neue interessante Rückschlüsse auf den Streuprozess und die Dynamik von Eisteilchen erlauben. Zur Ergänzung der Messungen mit dem MMARIA-Meteorradarnetzwerk wurde Ende 2016 ein neuer OH-Imager am IAP installiert. Aus dem Zusammenspiel der beiden Messgeräte lassen sich die intrinsischen Eigenschaften von Schwerwellen auf der Skala von wenigen Kilometern bestimmen.

GW-LCycle Kampagne im Winter 2015/16

Im Winter 2015/16 wurde in Andenes die GW-LCycle Messkampagne durchgeführt. Zur besseren Einordnung und Charakterisierung der allgemeinen Zirkulation wurden Daten von drei Meteorradaren und Satelliten zur Untersuchung der planetaren Wellenaktivität eingesetzt. Eine umfangreiche Beschreibung der planetaren Wellen und ihrer zeitlichen Variabilität ist im Kapitel 32 beschrieben.

Der Winter 2015/16 war in vielerlei Hinsicht außergewöhnlich. Im Dezember 2015 konnte sich ein kalter und besonders starker Polarwirbel in der Stratosphäre, aufgrund einer Verschiebung der planetaren Wellenaktivität in niedrige Breiten, ausbilden. Im Januar 2016 führte die in die Subtropen verschobene planetare Wellenaktivität zu einer besonderen Situation in der Mesosphäre. So konnte im Zonal-

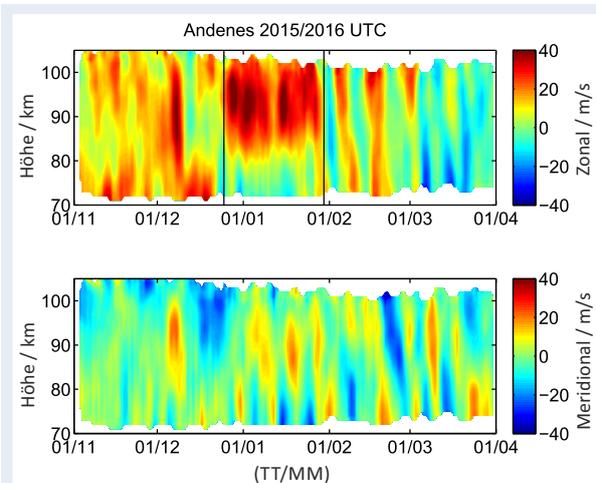


Abb. 23.1: Beobachteter zonaler und meridionaler Wind für den Winter 2015/16 mit dem Andenes-Meteorradar

wind eine persistente Windumkehr mit westwärtigem Wind unterhalb von 80 km Höhe und einem starken ostwärtigen Jet oberhalb beobachtet werden (siehe Abb. 23.1).

Diese besondere vertikale Struktur im Zonalwind wird besonders deutlich im Vergleich zum klimatologischen Mittel. Abbildung 23.2 veranschaulicht den ungewöhnlichen Zustand des mesosphärischen Zonalwindes im Januar 2016. Das klimatologische Mittel aus den Meteorradarbeobachtungen für den Januar zeigt einen schwach ostwärtigen Wind im gesamten Höhenbereich von 75 km–100 km. Das vertikale Profil im Januar 2016 wiederum weist auf

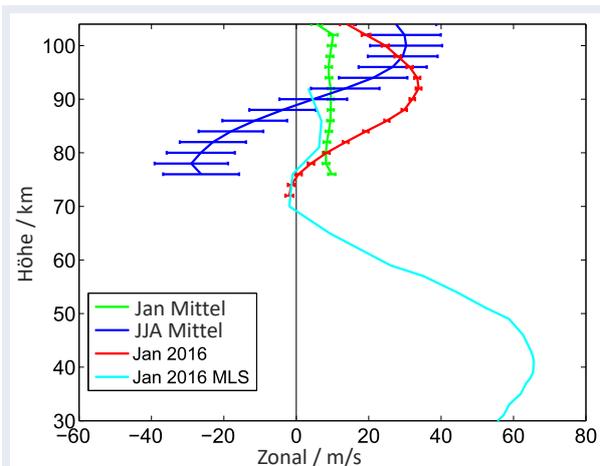


Abb. 23.2: Kombiniertes vertikales Windprofil aus den geostrophischen Winden der MLS-Satellitenbeobachtungen und des Andenes-Meteorradars für den Januar 2016

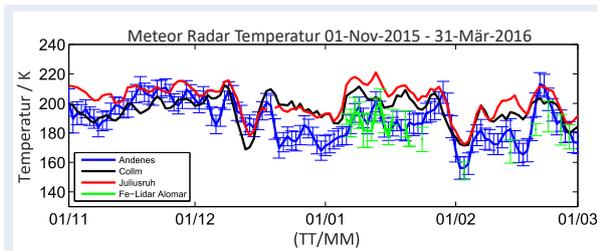


Abb. 23.3: Vergleich der mesosphärischen Temperatur von drei Meteorradaren (Andenes, Juliusruh und Collm) und dem Eisenlidar

eine Windumkehr in ca. 78 km bis 80 km Höhe auf. Ein sich mit der Höhe ändernder Zonalwind wird gewöhnlich in den Sommermonaten (Juni, Juli, August) in hohen und mittleren Breiten im Bereich der MLT beobachtet. Vergleicht man das Profil im Januar 2016 mit einem typischen Sommer, so fällt auf, dass die Windumkehr ca. 10 km tiefer zu finden ist. Ursächlich für die ungewöhnliche vertikale Struktur des Zonalwindes sind stationäre planetare Wellen. Bis Mitte Januar ist die stationäre Welle 1 und später die stationäre Welle 2 dominierend über Andenes. Aufgrund ihrer räumlichen Lage zu Andenes kommt es zu einer Umkehr des Temperaturgradienten zwischen den mittleren und hohen Breiten (siehe Abb. 23.3). Dies wiederum führt zu einer Abschwächung des Zonalwindes und schließlich zu der beobachteten Windumkehr zwischen 70 km und 80 km Höhe.

Das mesosphärische sommerliche Vertikalwindparadoxon

Die sommerliche polare Mesopause ist der kälteste Ort auf unserem Planeten. Der Grund für diese extremen Temperaturen liegt in einer wellengetriebenen Zirkulation, welche zu einer großskaligen Aufwärtsbewegung, von der Stratosphäre bis zur Mesosphäre, in der Polregion führt. Diese Zirkulation wird auch als residuelle Zirkulation bezeichnet. Aufgrund der Aufwärtsbewegung kommt es zu einer adiabatischen Expansion der Luftmassen und infolgedessen zu einer starken Abkühlung. Dieser Prozess ist so effizient, dass die Mesopause bis zu 100°C kälter ist, als es durch das Strahlungsgleichgewicht zu vermuten wäre.

Zu den großen messtechnischen Herausforderungen zählt der experimentelle Nachweis einer im Mittel aufwärtsgerichteten Luftbewegung. Mit dem MAARSY haben wir uns dieser Problematik genähert. Während der letzten beiden Sommer 2016/17 hat MAARSY nahezu kontinuierlich in einem Modus

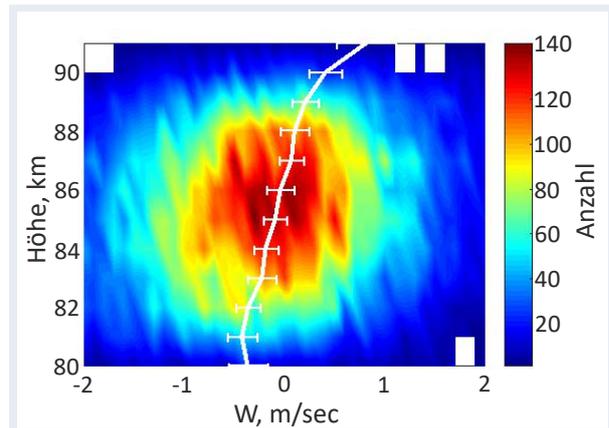


Abb. 23.4: Beobachtetes mittleres Vertikalwindprofil und höhenabhängige Dichteverteilung der vertikalen Geschwindigkeiten. Das mittlere Profil wurde hinsichtlich der Sedimentationsgeschwindigkeit korrigiert.

gemessen, der eine gezielte Untersuchung dieses Phänomens ermöglicht. Interessanterweise zeigen die beobachteten vertikalen Winde eine Abwärtsbewegung von ca. 17 cm/s für die sommerliche Mesopausenregion. Eine solche Abwärtsbewegung wurde auch schon mit anderen Radaren so gemessen, aber häufig als geophysikalische Ausnahmen interpretiert, da die Messungen meist nur wenige Stunden beinhalteten. Die beobachtete Abwärtsbewegung lässt sich nicht physikalisch quantitativ durch die Sedimentation der Eisteilchen bzw. durch Schwerewellen erklären. Aufgrund der umfangreichen Statistik (siehe Kapitel 22) über zwei volle Sommer, kann nicht davon ausgegangen werden, dass nur eine bevorzugte Phase von Schwerewellen beobachtet wird, welche unter Umständen zu einem systematischen Effekt führen könnte.

Derzeit wird untersucht, inwieweit nicht-hydrostatische Effekte von Bedeutung sind. Auffallend ist vor allem die Korrelation des Vertikalwindes mit dem vertikalen Profil des Zonalwindes. In der Höhe der sommerlichen Zonalwindumkehr verschwindet auch der abwärtsgerichtete Vertikalwind.

Validierung und Vergleich der Radarsysteme MF-Saura und MR anhand von Wind- und Gezeitenmessungen

Weltweit werden Atmosphärenradare dazu verwendet, um mit gemessenen Windzeitreihen geophysikalische Prozesse zu untersuchen. Oft werden dabei die Daten von Radarsystemen an verschiedenen Standorten, die zudem auf unterschiedlichen Frequenzen arbeiten, kombiniert. Auch die Radarsysteme des IAP ermöglichen es, kontinuierliche Wind-

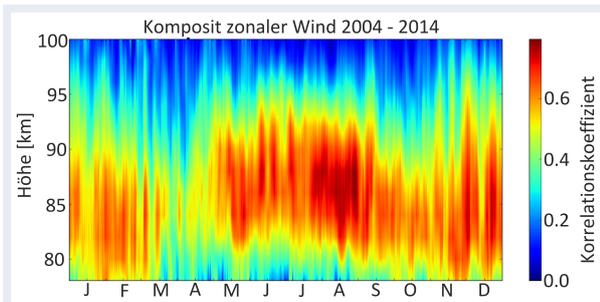


Abb. 23.5: Das für die Jahre 2004 - 2014 berechnete Komposit der Korrelationskoeffizienten des zonalen Windes zwischen beiden Radargeräten.

messungen am gleichen Ort und in einem überlappenden Höhenbereich durchzuführen. Hierfür verwenden wir das auf der Insel Andøya positionierte Meteorradar und das Saura-MF-Radar. Beide Systeme sind, obwohl sie auf unterschiedlichen Frequenzen arbeiten, in der Lage Windmessungen in einem Höhenbereich von 78 km bis 100 km durchzuführen. Diese werden zum einen dafür verwendet um Messdifferenzen zwischen beiden Systemen zu analysieren und zum anderen, um aus den Datenreihen beider Systeme eine qualitativ hochwertige Zeitreihe zu erzeugen.

Als Grundlage für die Validierung beider Systeme verwenden wir gemittelte Windmessungen für die Jahre 2004 bis 2014. Aus den Windmessungen lassen sich in einem Zwischenschritt Gezeitensignaturen extrahieren, welche ebenfalls innerhalb der Studie miteinander verglichen wurden. Anhand der Windmessungen ergeben sich die unter Abbildung 23.5 dargestellten Korrelationskoeffizienten, welche im Höhenbereich zwischen 80 km und 92 km gute Werte mit einer Korrelation von bis zu 0,78 für den zonalen Wind und bis zu 0,70 für den meridionalen Windanteil zeigen. Ober- und unterhalb dieser Höhe fällt die Korrelation ab, was zum einen ihre Ursache in einer Verringerung der Meteordichte unter 80 km hat und zum anderen an Messungenauigkeiten des MF-Radarsystems oberhalb von

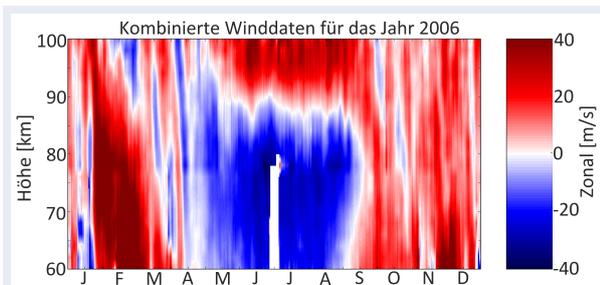


Abb. 23.6: Kombination der zonalen Winddaten des Jahres 2006, unter der Berücksichtigung der Korrekturfaktoren

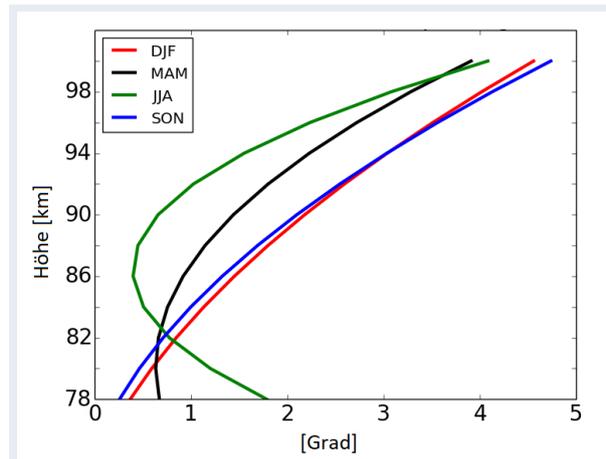


Abb. 23.7: Theoretische Abweichung des mittleren Beobachtungsstrahls für das Saura-Radar anhand der Windunterschiede zum Meteorradar

92 km liegt. Anhand dieser Erkenntnis wurde empirisch ein Korrekturwert ermittelt, welcher verwendet werden kann, um Windwerte von einem System auf das andere anzupassen. Somit sind wir in der Lage, aus den Messungen beider Radarsysteme einen kontinuierlichen Datensatz zu erzeugen, welcher eine Höhenabdeckung von 60 km bis 100 km erreicht, was in Abbildung 23.6 dargestellt ist. Neben den empirisch ermittelten Korrekturfaktoren können anhand der gewonnenen Ergebnisse Rückschlüsse zur Verbesserung für die einzelnen Systeme gewonnen werden, wie z. B. auf Abbildung 23.7 dargestellt. Dort ist die sich aufgrund der Strahlrichtung theoretisch ergebene Abweichung der MF-Messungen erkennbar.

Untersuchung des Signals der Tageslängenänderung in der oberen Atmosphäre

Eine komplette Umdrehung der Erde dauert nicht exakt 24 Stunden, sondern variiert täglich um einige Millisekunden. Diese Änderung der Tageslänge, für einen Zeitraum von bis zu wenigen Jahren betrachtet, wird hauptsächlich durch großskalige geophysikalische Prozesse in der Troposphäre verursacht.

Zu diesen zählen unter anderem stark ausgeprägte Hoch- und Tiefdruckgebiete, aber auch Ereignisse wie der El Niño. So beschleunigt eine global gemittelte Zunahme der nach ostwärts gerichteten Winde die Erdrotation, was dazu führt, dass aufgrund von Reibung zwischen der Atmosphäre und der Erde es zu einer Verringerung der Tageslänge kommt. Diese Änderungen der Tageslänge werden durch den Internationalen Dienst für Erdrotation und Re-

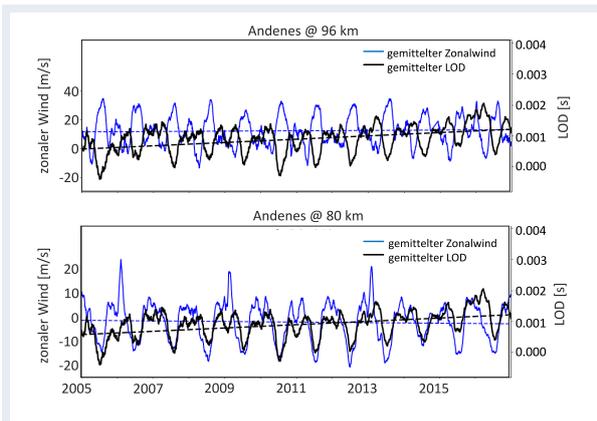


Abb. 23.8: Zeitreihen der Tageslängenänderung (schwarz) und des zonalen Windes (blau) für 96 km (oben) und 80 km (unten).

ferenzsysteme (IERS) unter Verwendung von Radioteleskopen ermittelt. Diese messen die globale Änderung in der Erdrotationsgeschwindigkeit, sowie Polbewegungen anhand von sternartigen Radioquellen. Diese Radioquellen sind so weit entfernt, dass sie als Fixpunkte dienen. Jegliche Änderung in der Erdrotation kann somit vom IERS im Bereich von Nanosekunden wahrgenommen werden.

Das Signal der hauptsächlich in der Troposphäre generierten Änderungen der Tageslänge kann mit Hilfe von Windmessungen durch Radar- und Satellitensystemen auch lokal in Höhen von bis zu 100 km nachvollzogen werden (Abb. 23.8). Es zeigt sich, dass neben dem dominierenden saisonalen Muster auch kurzzeitige Schwankungen in beiden Zeitreihen gleichzeitig auftreten können. Dieses zeitliche Auftreten ist jedoch abhängig von der betrachteten Höhe, sowie der geographischen Breite des Messortes. Während sich in den Sommermonaten der Nordhalbkugel eine deutliche Übereinstimmung von ostwärtigen Winde, zusammen mit einer Beschleunigung der Erdrotation oberhalb von 90 km ergibt, kommt es unterhalb dieser Höhe zu entgegengesetzten Verhältnissen. Im Großen und Ganzen ist der Einfluss von den Winden oberhalb der Troposphäre jedoch vernachlässigbar klein in Bezug auf eine Veränderung der Tageslänge.

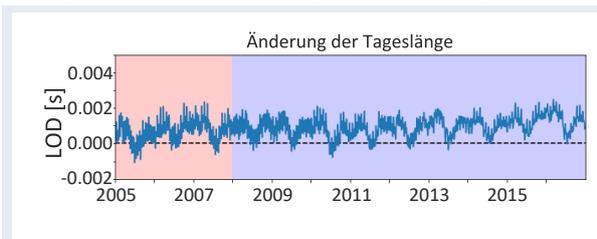


Abb. 23.9: Zeitreihe der Tageslängenänderung seit dem Jahre 2005

Airglow-Messungen am IAP

Im Dezember 2016 wurde am IAP ein Airglow-Imager von der Universität Boston erworben. Dieser beobachtet mit sechs verschiedenen Filtern unterschiedliche Spektralbereiche des Nachtleuchtens verschiedener Moleküle in der Atmosphäre. Aus den Aufnahmen kann man vor allem kleinskalige Schwerwellen mit einer horizontalen Wellenlänge von 10 km–100 km erfassen. In der Kombination mit dem Meteorradar Netzwerk MMARIA-Deutschland sind diese Beobachtungen weltweit einzigartig. Zur Bestimmung der intrinsischen Welleneigenschaften aus den Bildern benötigt man gleichzeitig Messungen des horizontalen Windfeldes. In Abbildung 23.10 ist ein Beispiel für ein Bild des Imagers für die OH-Bande gezeigt. Die gelben Pfeile beschreiben den mesosphärischen Wind in der Höhe der OH-Schicht in einer Höhe von ca. 87 km. Das Bild zeigt die für monochromatische Schwerwellen zu erwartenden kohärenten Wellenstrukturen. Diese Welle bewegt sich in Richtung des langen Pfeils, welcher senkrecht zur Phasenfront der Welle eingezeichnet ist. Ebenfalls gut zu erkennen ist, dass sich dort, wo die Welle im OH-Bild verschwindet, auch das Windfeld verändert. Ein solches divergentes Windfeld ist typisch für eine sogenannte „Body Force“ einer brechenden Schwerwelle.

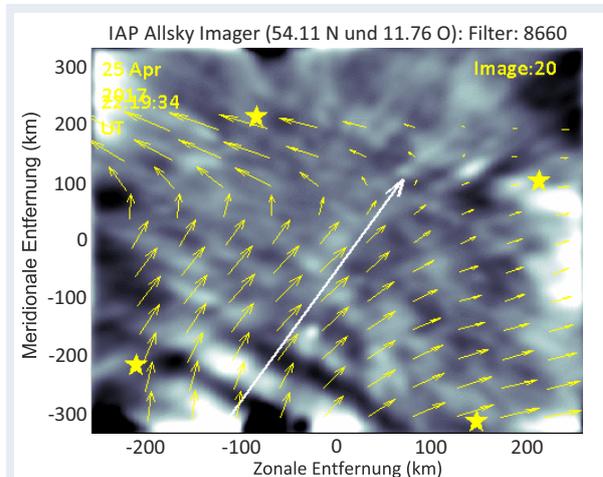


Abb. 23.10: Durch die Kombination des OH-Imagers mit den MMARIA-Windfeldern kann man noch besser die intrinsischen Eigenschaften von Schwerwellen bestimmen.

24 Messung mesosphärischer Windfelder mit MMARIA

F. Laskar, G. Stober, P. Hoffmann, H. Charuvil, J. L. Chau

2014 haben wir mit der Entwicklung und dem Aufbau unseres neuen Konzepts MMARIA (Multi-static Multi-frequency Agile Radar for Investigations of the Atmosphere) begonnen. Mittlerweile gibt es verschiedene technische Entwicklungen im Bereich der Hardware und der Berechnung der Windfelder. Durch eine Kooperation mit norwegischen Kollegen von der Universität in Tromsø war es möglich, aus den zwölfjährigen Beobachtungen mit den beiden Meteorradaren in Nordnorwegen, unter Annahme einer linearen Störung des horizontalen Windfeldes, eine Zeitreihe der Wirbelstärke und horizontalen Divergenz abzuleiten. Ein weiterer Schwerpunkt des MMARIA-Projektes lag in der Erweiterung der bestehenden Systeme durch Erschließung neuer Standorte.

Meteorradare sind weltweit verbreitet und werden häufig zur Beobachtung des Windes in der Mesosphäre eingesetzt. Die kommerziell verfügbaren Radare bestehen meist aus einer Sendeantenne und 5 Empfangsantennen zur interferometrischen Auswertung, welche zur Positionsbestimmung der detektierten Meteore benötigt wird. Die Systeme verfügen über ein sehr großes Sichtfeld mit einem Radius von ca. 200 km. Dabei stellt sich die Frage, inwieweit die Annahme eines homogenen Windfeldes in einem so großen Volumen gerechtfertigt ist. In den letzten Jahren haben wir daher sukzessive die Windanalyse verbessert und ein neues Retrievalverfahren eingeführt, das es erlaubt, diese Effekte zu minimieren und zu quantifizieren. Des Weiteren ist es möglich die Annahme eines homo-

genen Windfeldes abzuschwächen und lineare Gradienten im Windfeld aus den Messungen zu bestimmen. Dazu sind multistatische Messungen, d. h. die Beobachtung desselben Raumvolumens aus verschiedenen Blickwinkeln, notwendig. Dies wurde mit dem MMARIA-Konzept umgesetzt und auf bereits existierende Daten der beiden nur 130 km voneinander entfernt stehenden Meteorradare in Andenes und Tromsø in Norwegen übertragen. Abbildung 24.1 zeigt Meteor detektionen und ihre räumliche Verteilung für beide Radare.

Die Kombination beider Instrumente resultiert in einer deutlich verbesserten Mess-Statistik und einer viel gleichmäßigeren räumlichen Verteilung der detektierten Meteore. Ferner wurde der Wind und seine räumliche Variabilität durch Einbeziehung der horizontalen Gradienten im Windfeld abgeschätzt. Dieses Verfahren erlaubt es, zusätzliche Informationen über die räumliche Struktur des Windes in Form der horizontalen Divergenz und der Wirbelstärke abzuschätzen. Abbildung 24.2 zeigt die Klimatologie aus den zwölfjährigen Messungen für den mittleren zonalen Wind, die horizontale Divergenz und die relative Wirbelstärke.

Ein Vergleich der Temperaturmessungen von MLS (MicroWave Limb Sounder) an Bord des Aura-Satelliten zeigt eine Korrelation zu den gemessenen horizontalen Divergenzen auf. Des Weiteren wurde auf Grundlage dieser Messungen versucht, den vertikalen Wind unter Berücksichtigung der Kontinuitätsgleichung zu berechnen. Dabei konnte eine mittlere Aufwärtsbewegung von ca. 2 cm/s bis 15 cm/s ermit-

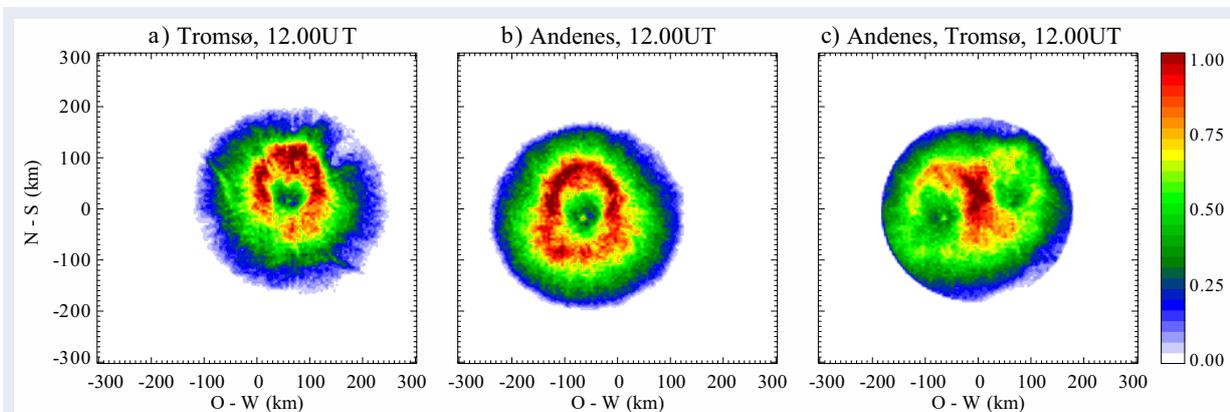


Abb. 24.1: Zweidimensionales Histogramm der Meteor detektionen über Tromsø und Andenes und der Kombination Andenes-Tromsø

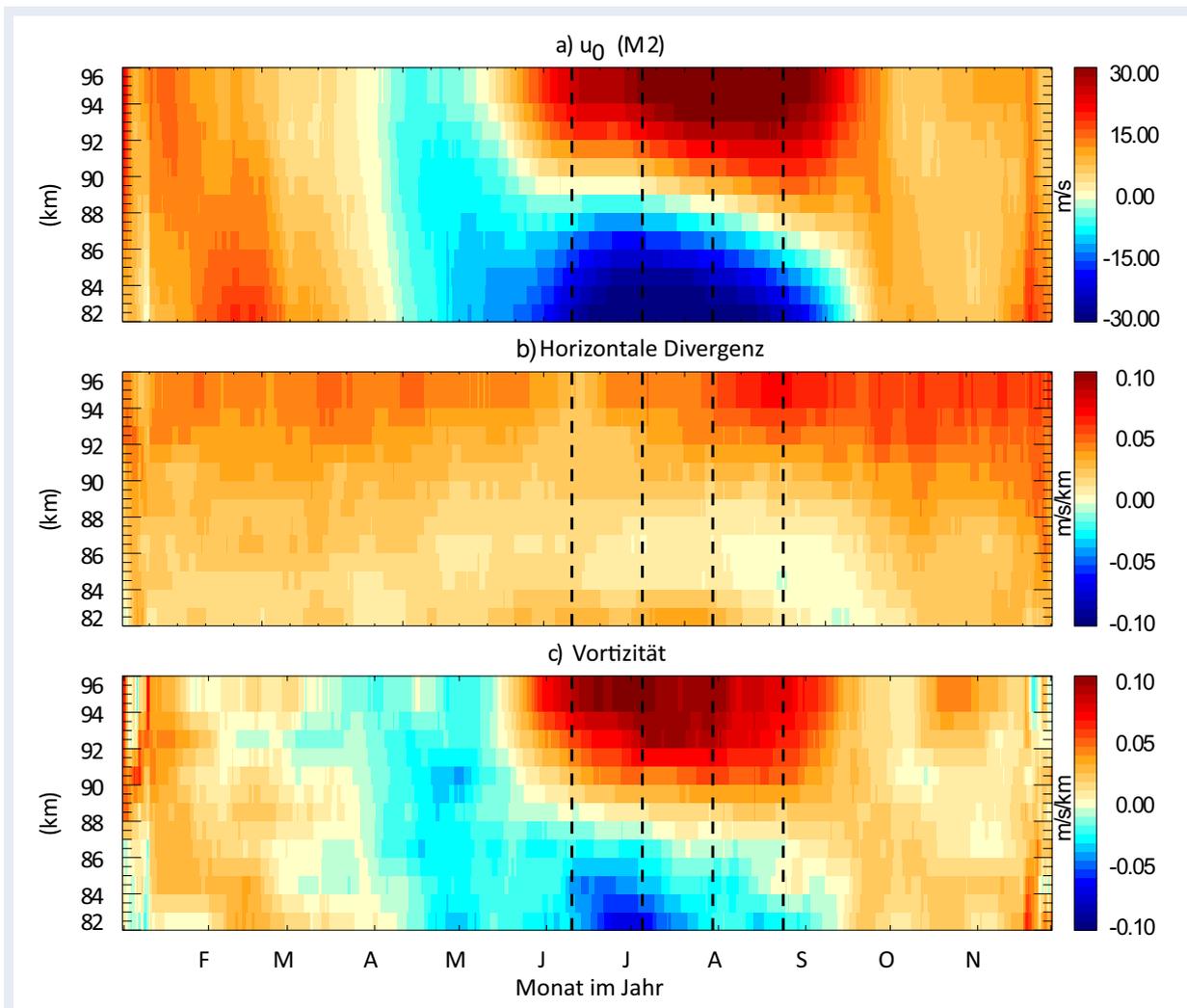


Abb. 24.2: Klimatologie zonaler Winde über Nordnorwegen, zusammen mit der neu abgeleiteten horizontalen Divergenz und relativen Wirbelstärke

telt werden. Unter der Annahme der Energieerhaltung, d. h. dass diese Vertikalbewegung mit einer adiabatischen Abkühlung verbunden ist, konnte eine Kühlrate von 125 K/Tag abgeschätzt werden.

Im Vergleich zu den theoretischen Erwartungen scheint dieser Wert jedoch zu hoch. Bei einem sommertypischen Temperaturprofil und den ermittelten vertikalen Winden ergibt sich ein advektiver Energietransport von nur ca. 20 K/Tag, welcher nicht ausreicht, um die offensichtlich zu hohe Abkühlrate zu kompensieren. Allerdings könnte es sein, dass Schwerwellen und Gezeiten ihre Energie in Form von Wärme abgeben und so zur Kompensation der hohen Abkühlrate beitragen, was zu einer Nettoabkühlung der sommerlichen Mesosphäre führt. Eine detaillierte Untersuchung des horizontalen Transports von Impuls und Energie durch Wellen kann mithilfe räumlich und zeitlich aufgelöster Temperatur- und Windfelder erfolgen.

Neben diesen ersten geophysikalischen Ergebnissen wird auch der Ausbau und die Erschließung neuer möglicher Standorte für das MMARIA-Netzwerk in Deutschland vorangetrieben. Dabei werden zwei unterschiedliche Technologien verfolgt, zum einen der Ausbau neuer Stationen zum Empfang der gepulsten Sender in Juliusruh und am Collm. Zum anderen wird an einer Realisierung eines MMARIA-CW-Systems (CW-continuous wave) gearbeitet. Ziel ist es, sobald als möglich ein Netzwerk aus gepulsten und CW-Radaren in Deutschland zur Verfügung zu haben. Die dazu notwendigen mathematischen Verfahren zum Trennen orthogonaler Codes bzw. zur Inversion beliebiger Windfelder sind Teil eines Patentes.

25 Vertikale Kopplung zwischen atmosphärischen und ionosphärischen Regionen

D. Pokhotelov, J. F. Conte, J. Czarnecki, J. Mielich, G. Stober, J. L. Chau, E. Becker

Einer der Forschungsschwerpunkte des IAP liegt auf der Untersuchung der Dynamik der oberen Atmosphäre, insbesondere der Mesosphäre (50 km bis 90 km) und der unteren Thermosphäre (90 km bis 250 km). Durch kosmische Strahlung z. B. der Sonneneinstrahlung werden einige Atome/Moleküle ionisiert, wobei die Anzahl der ionisierten Teilchen und damit auch die Anzahl der freien Elektronen mit der Höhe zunehmen. Dieser Bereich wird als Ionosphäre bezeichnet. Die Ionosphäre lässt sich mit Hilfe von Funkwellen und durch Fernerkundung mit Satelliten untersuchen. Dabei spielen insbesondere die freien Elektronen, bzw. die Elektronendichte, eine wichtige Rolle. Aus der ionosphärischen Dynamik lassen sich auch Rückschlüsse auf die Neutralgasbewegungen (Winde und Wellen) in der oberen Atmosphäre ableiten, welche sonst nicht beobachtbar sind.

Die Dynamik der Ionosphäre ist von oben durch die solare Strahlung und von unten durch die vertikale Ausbreitung von Wellen aus der unteren/mittleren Atmosphäre gekennzeichnet. Bei der Kopplung von unten ist vor allem die Wellendynamik innerhalb der mittleren Atmosphäre von Bedeutung. In der Troposphäre und Stratosphäre werden Wellen unterschiedlicher Skalen angeregt. So entstehen beim Überströmen von Bergketten oder entlang von Wetterfronten kleinskalige Schwerewellen. Durch Absorption solarer Strahlung innerhalb der Troposphäre und Stratosphäre werden atmosphärische Gezeiten und großskalige planetare Wellen ange-

regt. Das Zusammenspiel der verschiedenen Skalen wird vor allem bei vertikalen Kopplungsprozessen, wie den plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen (SSWs), deutlich. Die Auswirkungen, wie etwa eine drastische Veränderung der Zirkulation der mittleren Atmosphäre, sind bis in die Ionosphäre nachweisbar.

Neben der Anregung (dynamische Kopplung) von unten wird die Ionosphäre auch von oben durch den solaren Wind angeregt. Aufgrund der Wechselwirkungen des Solarwindes mit dem Erdmagnetfeld werden ionisierte Atome/Moleküle und vor allem Elektronen entlang der Feldlinien in die Thermosphäre transportiert. Dabei wird die kinetische Energie der einströmenden Teilchen in Wärme umgewandelt. Dieses sporadische Heizen in der Thermosphäre führt zu einer Anregung von Schwerewellen, ähnlich der Anregung der Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre. Letztendlich tragen beide Anregungsmechanismen zu der komplexen Dynamik in der Ionosphäre bei (siehe Abb. 25.1).

In der Abteilung Radarsondierungen wird das Forschungsprojekt „Die Bedeutung der Dynamik der MLT in mittleren und hohen Breiten für das ionosphärische/thermosphärische Wetter“ (DYNAMITE) im Zeitraum 2016–2018 von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanziell gefördert. Die Förderung erfolgt im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „DynamicEarth“. Das Hauptziel des Projekts besteht darin, die Anregung der Ionosphäre von unten durch Wellen aus der mittleren

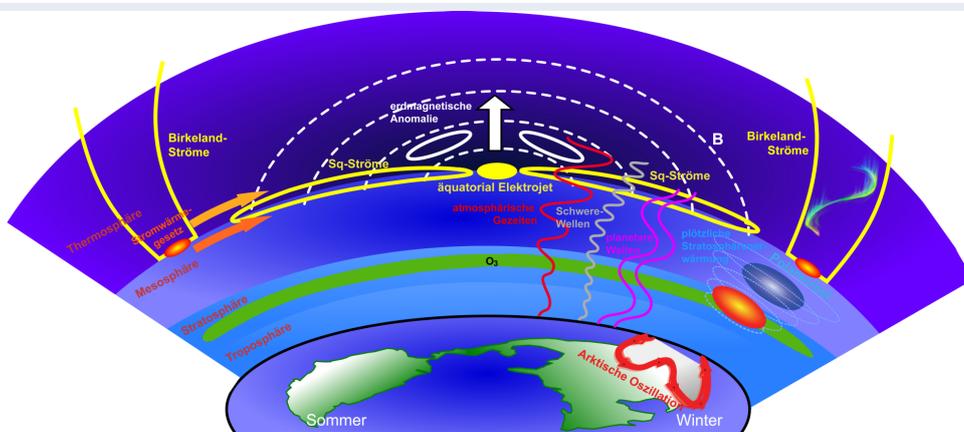


Abb. 25.1: Schematische Darstellung der Anregung der Ionosphäre von oben und unten

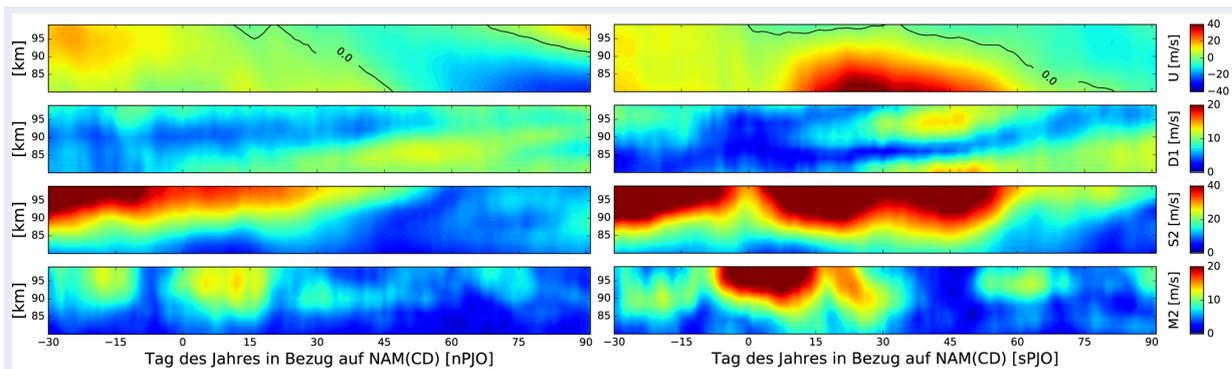


Abb. 25.2: Zusammenstellung des mittleren zonalen Windes (U), der eintägigen Sonnengezeit (D1), der halbtägigen Sonnen- (S2) und Mondgezeit (M2) über Juliusruh, gemessen mit dem Meteorradar in Jahren mit starken SSWs (rechte Seite) und Jahren ohne SSWs (linke Seite)

Atmosphäre zu untersuchen. Dazu werden Meteorradardaten aus mittleren (Deutschland) und hohen Breiten (Skandinavien) herangezogen sowie mithilfe numerischer Simulationen weiter analysiert.

Derzeit wird an der zweiten Phase des DYNAMITE-Projektes gearbeitet (DYNAMITE-2). Zudem wurde ein neues Projekt „Globale Analyse und Modellierung der ionosphärischen Reaktion auf die Anregung von oben und unten in niedrigen Breiten“ (GLAMOR) beantragt, welches derzeit von der DFG geprüft wird. Das Projekt GLAMOR befasst sich schwerpunktmäßig mit der Anregung der Ionosphäre von oben und unten. Dazu werden satelliten- und bodengebundene Beobachtungen in subäquatorialen Breiten ausgewertet und durch globale numerische Modelle ergänzt mit dem Ziel einer genaueren Beschreibung/Quantifizierung der einzelnen Antriebe auf die Zirkulation in der Ionosphäre (siehe auch Kap. 28, 38). Im zweiten Teil des DYNAMITE-Projektes wird der Schwerpunkt auf großskaligen Kopplungsprozessen, wie stratosphärischen Erwärmungen, liegen und wie diese die

Bedingungen in der Ionosphäre verändern. In Abbildung 25.2 ist gezeigt, wie sich die Jahre mit und ohne SSWs auf die Ausbreitung atmosphärischer Gezeiten in der MLT auswirken.

Atmosphärische Gezeiten als Bindeglied zwischen der unteren und der oberen Atmosphäre

Atmosphärische Gezeiten sind ein wesentlicher Mechanismus der ionosphärischen Anregung von unten. Sie entstehen hauptsächlich in der Troposphäre und Stratosphäre durch Absorption von Sonnenstrahlung und breiten sich dann nach oben aus, wobei die Amplitude zunimmt, je höher die Wellen kommen. Aufgrund ihres globalen Auftretens sollen atmosphärische Gezeiten aus einer Kombination von globaler numerischer Modellierung sowie aus Boden- und Satellitenbeobachtungen analysiert werden. Abbildung 25.3 veranschaulicht die Variabilität halbtägiger Gezeiten in der Mesosphäre, die mithilfe des in der IAP-Abteilung Theorie und Modellierung entwickelten globalen atmosphärischen Zirkulationsmodells KMCM reproduziert wurde. Aus dem Vergleich der Modelldaten mit den Beobachtungen der Meteorradare in Juliusruh und Andenes konnten Rückschlüsse über die Ausbreitung und Klimatologie von atmosphärischen Gezeiten gewonnen werden.

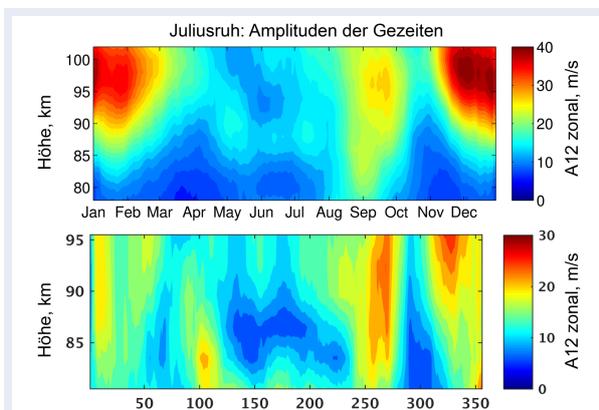


Abb. 25.3: Amplituden der zonalen Komponente der halbtägigen Gezeiten: Messung durch das Meteorradar Juliusruh (oben) und Simulation mit dem numerischen Modell KMCM (unten)

Auswirkung atmosphärischer Schwerewellen auf die Ionosphäre

Atmosphärische Schwerewellen spielen bei der vertikalen Kopplung zwischen der unteren und der oberen Atmosphäre eine wesentliche Rolle, da sie mit Winden und atmosphärischen Gezeiten in der

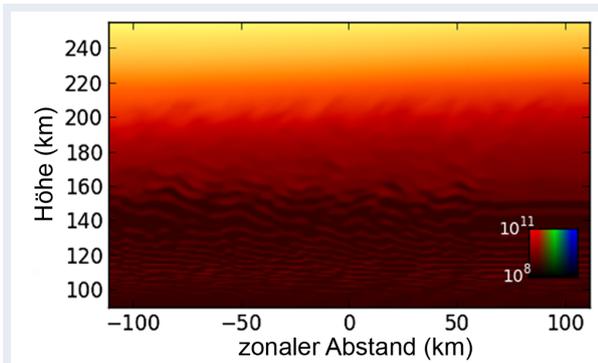


Abb. 25.4: Numerische Simulation von Talregionsschichten nach dem Einleiten von Schwerwellenpaketen mit Darstellung der Plasmadichte und -zusammensetzung, rote, grüne und blaue Farbtöne stehen für Molekülonen, Atomionen oder Protonen

Mesosphäre und der unteren Thermosphäre wechselwirken. Die Untersuchung von Signaturen kurzperiodischer (weniger als eine Stunde) Schwerwellen gestaltet sich jedoch schwierig, da ihre kleinen räumlichen Skalen mittels Satellitenbeobachtungen oder numerischer Modelle nicht aufgelöst werden können. Unter bestimmten Umständen rufen die Schwerwellen jedoch Plasmainstabilitäten hervor, so dass die Wellen als bestimmte Radarechos sichtbar werden. Beispiele für solche durch Schwerwellen verursachten Radarechos werden vom Radar des Jicamarca-Radioobservatoriums (Peru) in der äquatorialen Ionosphäre beobachtet.

Abbildung 25.4 zeigt numerische Simulationen, die die Radarbeobachtungen aus Jicamarca stützen. Darin ist zu sehen, dass sich nach dem Einleiten von Schwerwellen in die Simulationsbox in unterschiedlichen Höhen verschiedene Arten von Plas-

mainstabilitäten bilden. Ursache dafür ist das unterschiedliche Maß der Plasmamagnetisierung durch das Hauptmagnetfeld der Erde. Die festgestellten Unregelmäßigkeiten entsprechen diversen Typen von Echos, die vom Radar beobachtet wurden.

Ionosphäre als Tracer für Schwerwellen

Die horizontale Ausbreitung großskaliger Schwerwellen (mit Perioden von mehreren Stunden und Wellenlängen von einigen hundert Kilometern) kann mithilfe von Netzen aus ionosphärischen Bodeninstrumenten über große Entfernungen (von kontinentalem Ausmaß) verfolgt werden. Zu den Quellen solcher Wellen, die auch als wandernde ionosphärische Störungen (travelling ionospheric disturbances, TIDs) bezeichnet werden, gehören geomagnetische Störungen, die zur Abgabe von Energie in die Thermosphäre und damit zur Anregung der Ionosphäre von oben führen. Wir beteiligten uns am NATO-finanzierten Projekt „Pilotnetzwerk zur Erkennung von TIDs“ (Net-TIDE, Zeitraum 2015–2017) sowie am neuen EU-finanzierten Horizont-2020-Rahmenprojekt „Warn- und Folgenabschwächungstechnologien für TID-Effekte“ (TechTIDE, Zeitraum 2017–2020). Die wichtigsten Hilfsmittel zur Erkennung von TIDs sind Netze aus Bodenempfangsstationen für Satellitenpositionierungssignale sowie Ionosondennetze. Ein Beispiel für die TID-Erkennung mithilfe des Ionosondennetzes, zu der auch die vom IAP betriebene Ionosonde in Juliusruh gehört, ist in Abbildung 25.5 dargestellt.

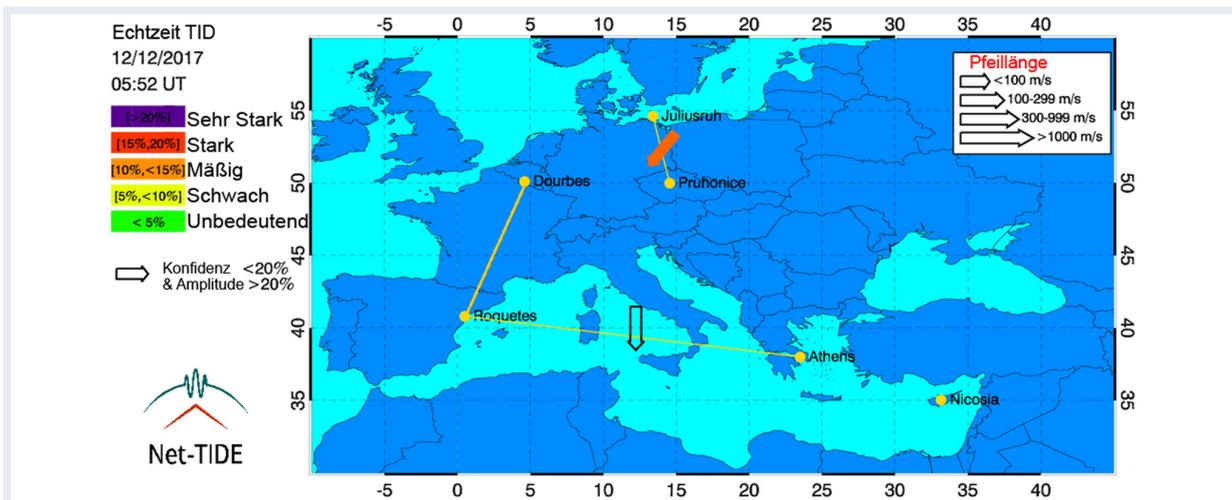


Abb. 25.5: Europäisches Ionosondennetz zur Erkennung von TIDs. Farbe, Breite und Richtung der Pfeile spiegeln die Eigenschaften der TIDs wider.



Abb. 25.6: Empfangsantenne des Andenes-Meteor-Radars auf der Insel Andøya

26 Halbtägige mesosphärische Gezeiten und deren benachbarte Frequenzbänder

M. He, J. F. Conte, G. Stober, P. Hoffmann, J. L. Chau

Die mittleren und hohen Breiten zeigen im Winter ein sehr charakteristisches Windsystem in der Stratosphäre und Mesosphäre. Die Stratosphäre ist durch einen sehr starken ostwärtigen Strahlstrom gekennzeichnet, der als Polarwirbel bezeichnet wird. In der Mesosphäre wird dagegen meist nur ein schwacher mittlerer ostwärtiger Wind beobachtet. Gleichzeitig treten in der gesamten mittleren Atmosphäre planetare Wellen auf, die einen der bekanntesten vertikalen Koppelungsprozesse, die stratosphärische Erwärmung (sudden stratospheric warming, SSW) auslösen. Während einer SSW ändert sich der mittlere Wind in der Stratosphäre und Mesosphäre von ostwärts auf westwärts. Dabei kommt es zu einer starken Erwärmung in der Stratosphäre bei gleichzeitiger Abkühlung der Mesosphäre. Aufgrund des veränderten Windregimes ändert sich die Ausbreitung von Gezeiten und Schwerewellen. In den letzten Jahren rückte dabei vor allem die halbtägige Gezeit in den Vordergrund. Während einer SSW werden verschiedene Seitenbänder um die halbtägige Gezeit angeregt. So lässt sich eine Verstärkung bei 12,4 Stunden finden, welche einer lunaren oder quasi lunaren Gezeit entspricht. Zudem treten weitere symmetrische Seitenbänder um die halbtägige Gezeit auf.

26.1 Existenz der M2-Verstärkung

Atmosphärische Wellen können sich mit einer Phasengeschwindigkeit ausbreiten und werden von einem Betrachter an einem festen Ort auf der Erde als Oszillation wahrgenommen. Je nach Wellenzahl, welche ein Maß für die räumliche Skala einer Welle ist, sind diese an zwei beliebigen Stellen des Wellenverlaufs synchron, weisen aber eine konstante Zeitverzögerung auf. Die Messung dieser Zeitverzögerung ergibt den Phasenunterschied zwischen den Oszillationen. Wir haben mithilfe dieses Verfahrens die räumlichen Strukturen der Gezeitenvariation während der SSW 2013 untersucht. Dazu wurde der mesosphärische Wind in 96 km Höhe mit Meteorradaren in Juliusruh (54,63°N, 13,37°O, Deutschland) und Mohe (52,98°N, 122,5°O, China) beobachtet. Ab-

bildung 26.1a zeigt ein Leistungsspektrum, wobei die Seitenbänder (quasi-halbtägig-westwärts-wandernde-Welle 1, qSW1) und (quasi-halbtägig-westwärts-wandernde-Welle 3, qSW3) als durchgehende blaue und rote Linien und die Mondgezeit (M2) durch eine gestrichelte Linie dargestellt sind. Bei der 12,4-stündlichen Periodizität liegt die Anzahl der Wellenmuster in zonaler Richtung nahe 2. Dies entspricht der theoretischen Anzahl des Mondgezeitenmodus und belegt die zonale Struktur der lunaren Gezeitenverstärkung.

26.2 Identität von spektralen Seitenbändern und qSW1/qSW3

In Abbildung 26.1b entspricht die Anzahl der zonalen Wellenzahl der 11,6-stündlichen Periode dem Wert 3. Dies kann auf die Anregung einer Sekundärwelle als Resultat einer nichtlinearen Wechselwirkung der halbtägigen Gezeit und einer planetaren Welle erklärt werden. Die Frequenz und die zonale Struktur der Sekundärwellen werden den sogenannten Resonanzbedingungen entsprechend durch die ursprünglichen Wellen bestimmt. Unsere Analyse legt nahe, dass die theoretischen Sekundärwellen hinsichtlich Frequenz und zonaler Struktur mit den Grafiken in Abbildung 26.1b übereinstimmen. Allerdings wurden die Signaturen der Übereinstimmungen hinsichtlich Frequenz und zonaler Struktur unabhängig voneinander als Seitenbänder bzw. qSW1/qSW3 ausgewiesen.

Nichtlineare Interaktion ist ein urtypisches Verhalten von Wellen, das die Energieerhaltungssätze der Manley-Rowe-Beziehungen (MRRs) zwischen Frequenz und Leistung erfüllt. Unter der Annahme, dass die MRRs in der Atmosphäre gelten, ist es möglich, dass die Hauptenergie der Sekundärwellen aus der Gezeit selbst stammt, wohingegen die Energie aus der planetaren Welle während der nichtlinearen Wechselwirkung vernachlässigbar ist. Allerdings ist die Beteiligung planetarer Wellen für die Interaktion von entscheidender Bedeutung, denn bei einer Unterbrechung des Energieflusses durch planetare Wellen würde auch keine Interaktion stattfinden.

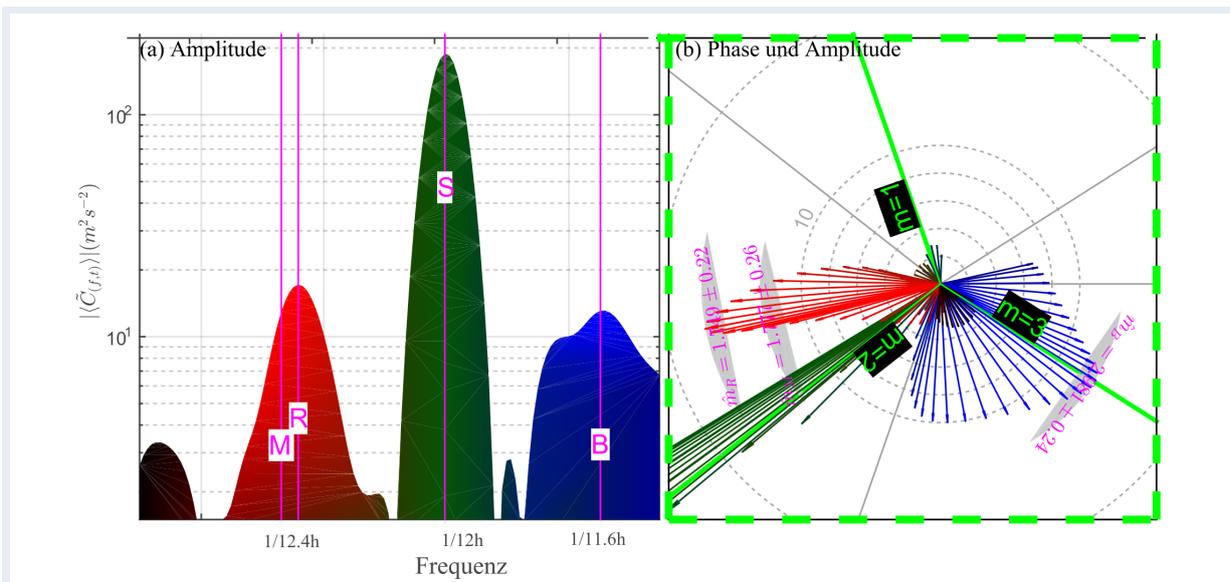


Abb. 26.1: (a) Leistungsspektrum des zonalen Windes in 96 km Höhe und (b) geschätzte Anzahl der zonalen Wellenmuster entsprechend der Phasendifferenz zwischen Deutschland und China. An den farbigen Pfeilen sind die Wellenzahlen der gleichfarbigen Frequenzen aus (a) angegeben.

26.3 Quasi-lunare Gezeiten (M2) auf der Südhalbkugel

Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass sich die Aktivitäten der halbtägigen Mondgezeit auf der Nordhalbkugel deutlich von denen auf der Südhalbkugel unterscheiden, wenngleich Ähnlichkeiten in der Klimatologie der mittleren Winde feststellbar sind. Beispielsweise sind auf der Südhalbkugel die M2-Amplitude und -Variabilität in den mittleren Breiten stärker ausgeprägt als in den hohen Breiten. Auch der Jahresgang der quasi-lunaren Gezeit unterscheidet sich auf der südlichen Hemisphäre

von der auf der nördlichen. Auf Grundlage von Radarmessungen (siehe Abb. 26.2) und Modellsimulationen ist es gelungen, den angegebenen Zusammenhang zwischen der SSW und der M2-Gezeit zu bestätigen. In der Anfangsphase starker SSWs tritt auf der Südhalbkugel in mittleren und etwas abgeschwächter in hohen Breiten ebenfalls eine deutliche Verstärkung der M2-Gezeit auf. Vor allem in mittleren Breiten kommt es nur im Zeitraum der SSW zu einer signifikanten Verstärkung der M2-Amplituden. Dies lässt sich auch mit Modellsimulationen bestätigen.

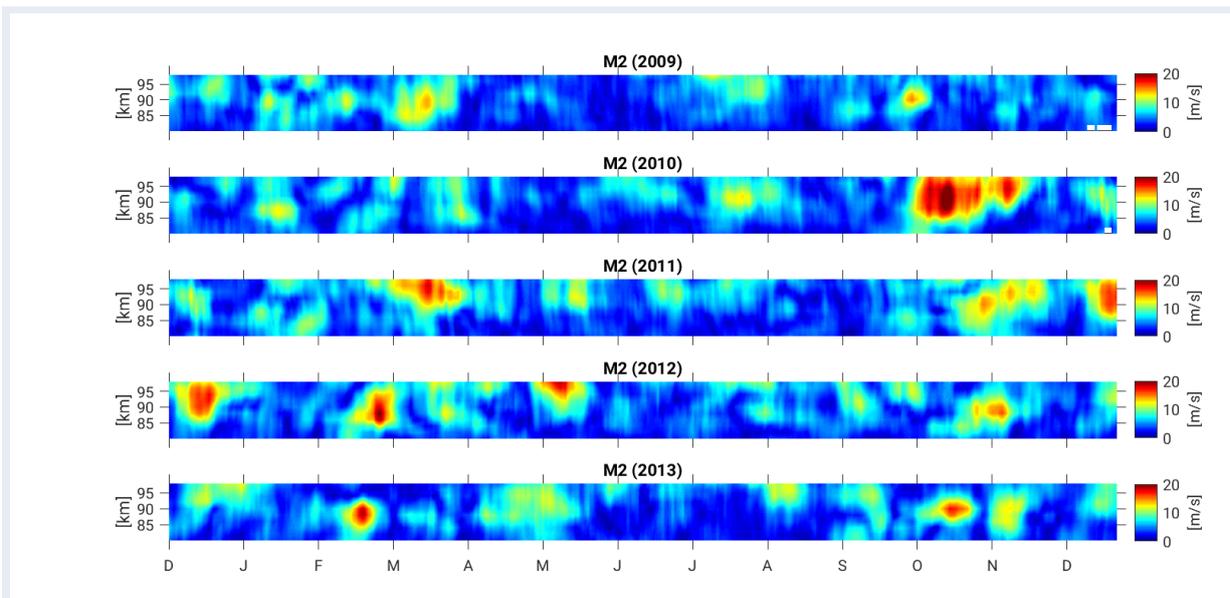


Abb. 26.2: Halbtägige Mondgezeiten (M2) im Zeitraum 2009–2013, ermittelt durch Meteorradarmessungen über Davis (69°S, Antarktis)

27 Meteorbeobachtungen aus astrophysikalischer Sicht

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

Die Meteorbeobachtungen mit dem Radarsystem MAARSY werden hauptsächlich für astrophysikalische Untersuchungen verwendet. Sowohl die Verteilung der Eintrittsgeschwindigkeiten von Meteoroiden in die Erdatmosphäre, sowie die Massenverteilung sind bis heute nur unzureichend bestimmt. Optische Beobachtungen erweitern die Radarmessungen und werden genutzt um den Verdampfungsprozess von Mikrometeoroiden genauer zu modellieren.

Verteilung der Meteorgeschwindigkeiten in Radarmessungen

Seit November 2013 werden mit dem Radarsystem MAARSY tägliche Messungen zur Beobachtung von Meteorkopfechos durchgeführt. Diese Messungen sind einzigartig, da sowohl die Anzahl der Radarsysteme, welche diese Messungen durchführen können sowie deren Messzeit stark begrenzt sind. Im Gegensatz zu Meteorschweifechos, die ebenfalls mit kleineren Radarsystemen detektiert werden können, liefert das Rückstreusignal des Meteorkopfes detaillierte Informationen über die Meteortrajektorie, woraus astrophysikalische Eigenschaften ermittelt werden können. Je nach Beobachtungsart (Kopfecho, Schweifecho oder optisch), Position und Uhrzeit der Beobachtung werden verschiedene Massenbereiche und Geschwindigkeitsverteilungen gemessen. Dieser Umstand erschwert die Bestimmung der Verteilungen der Gesamtpopulation, welche für verschiedenste physikalische Fragestellungen von Bedeutung ist. So gibt sie Aufschluss über die Verteilung der Staubpartikel innerhalb unseres Sonnensystems und lässt Rückschlüsse auf Staubproduktions- und Evolutionsprozesse zu. Auch für die Raumfahrt ist es von entscheidender Bedeutung, das Gefahrenpotential durch Mikrometeoroiden genauer abschätzen zu können. Die quasi-kontinuierlichen Meteorkopfechomessungen mit MAARSY sollen helfen diese Lücke zu schließen. Abbildung 27.1 zeigt die gemessenen Meteorgeschwindigkeiten mit MAARSY und dem Jicamarca-Radar in Peru. Des Weiteren ist eine Vergleichskurve mit einer Modellfunktion des Meteorflusses gezeigt, welche auf die MAARSY-Parameter angepasst wurde.

Ein recht großer Unterschied ist vor allem bei geringeren Meteorgeschwindigkeiten zu erkennen, was darauf hindeutet, dass die Modellfunktion in diesem Bereich den realen Meteorfluss unterschätzt. Die Jicamarca-Messungen zeigen eine Verteilung hin zu schnelleren Meteoren, was an der erhöhten Sensitivität und der äquatornahen Lage des Radarsystems liegt. Korrigiert man die Messungen mit der geschwindigkeitsabhängigen Ionisationseffizienz erhält man eine Verteilung, die hauptsächlich durch langsamere Meteore geprägt ist. Ein großer Teil der eintretenden Meteore bleibt aufgrund ihrer geringen Geschwindigkeiten unterhalb der Detektionsgrenze. Um einen Gesamtüberblick zu erhalten, müssen die Messungen mit Modellen, Laborexperimenten und weiteren Beobachtungsmethoden ergänzt werden.

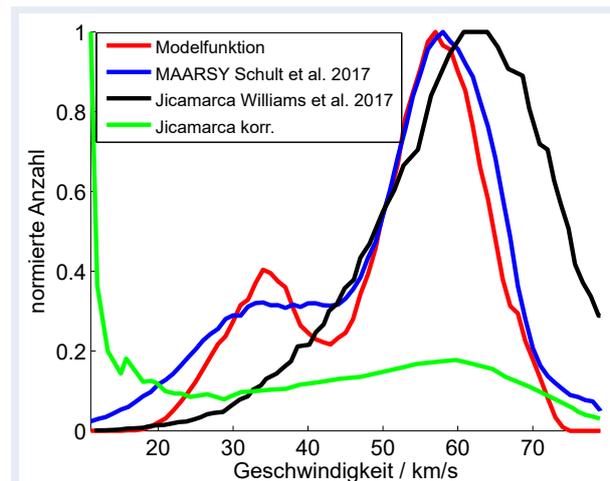


Abb. 27.1: Gemessene Meteorgeschwindigkeitsverteilungen mit den Radarsystemen MAARSY und Jicamarca

Kombinierte Beobachtungen von Meteoren mit Kamera- und Radarsystemen

Die Kontinuität der Meteorkopfechomessungen mit MAARSY bieten eine gute Möglichkeit für ergänzende optische Beobachtungen, da im Gegensatz zu kampagnenbasierten Messungen, Schlechtwetterperioden von mehreren Wochen überbrückt werden können. So wurden über einen Zeitraum von zwei Jahren die Radarmessungen bei guten Wetterbedingungen durch optische Meteorbeobachtungen erweitert.



Abb. 27.2: Optische Beobachtung eines Meteors über dem MAARSY-Radar in Nordnorwegen. Die rechte Abbildung zeigt den Vergleich mit den Radarbeobachtungen.

Ermöglicht werden diese Messungen durch eine Kooperation mit der Universität Western Ontario (UWO, Kanada) und der NASA. Dabei wurden mehrere hundert Meteore gleichzeitig mit zwei Kamerasystemen und dem Radar erfasst. Abbildung 27.2 (links) zeigt die optische Leuchtspur eines Meteors, der ebenfalls mit dem Radar detektiert wurde. Ein Vergleich mit der Beobachtung des Radarsystems ist auf der rechten Abbildung zu sehen. Eine erste Übersicht der gemeinsamen Messungen zeigt eine gute Übereinstimmung aller gewonnenen Trajektorienparameter. Die zusätzliche Information über die Leuchtcurve des Meteors ermöglicht es, die Verdampfung des Meteoroiden in der Atmosphäre mittels eines Ablationsmodells noch genauer nachzuvollziehen. Die Ergebnisse eines solchen Modells in Bezug auf die Messungen sind in Abbildung 27.3 für einen Meteor mit der Eintrittsgeschwindigkeit von 35,1 km/s und einem steilen Eintrittswinkel von 81° dargestellt. Sowohl die Abbremskurve aus den Radarmessungen sowie die Leuchtcurve können für diesen Fall zufriedenstellend reproduziert werden. Auch weitere Parameter, wie die Dichte des Meteoroiden oder die chemische Zusammensetzung können so abgeschätzt werden. Die große Parameter Vielfalt in Bezug auf Masse, Zusammensetzung, Dichte, Fragilität und das daraus resultierende, unterschiedliche Fragmentationsverhalten erfordert ein aufwendiges Modellierungsverfahren für jeden detektierten Meteor. Die Vielzahl der gemeinsam beobachteten Meteore soll helfen, den Parameterraum einzuengen, wodurch die Automatisierung der Modellierung für alle Meteorbeobachtungen vereinfacht wird. Weitere kombinierte Messungen wurden mit dem EISCAT-UHF-Radar in Tromsø durchgeführt. Das Radar arbeitet mit einer weitaus höheren Fre-

quenz als MAARSY. Durch die Beobachtung desselben Meteoroiden mit unterschiedlichen Frequenzen kann die Verteilung der Elektronen innerhalb des Meteorplasmas genauer analysiert werden. Die Erkenntnisse aus diesen Messungen sollen genutzt werden, um aus der Signalstärke des Meteors die Verdampfungsrates abzuleiten.

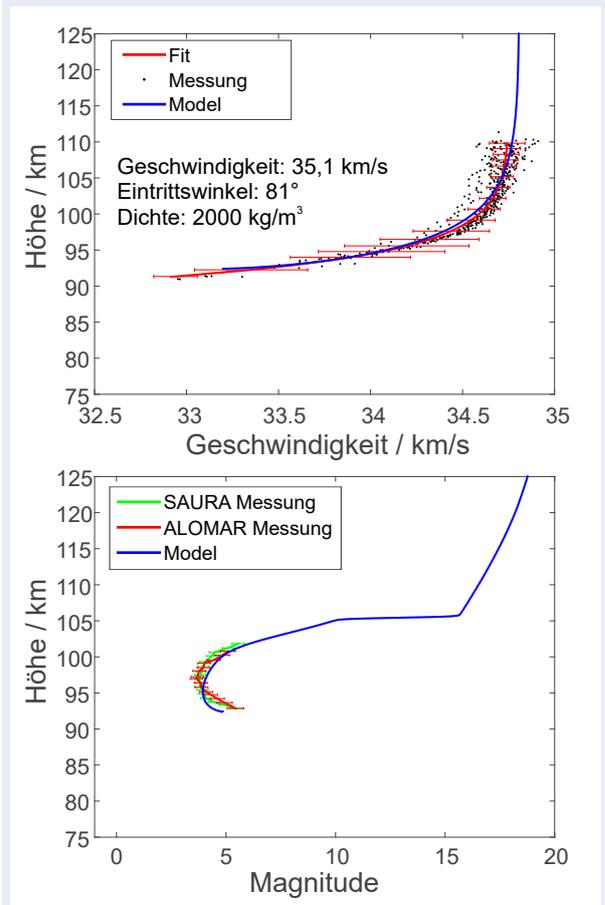


Abb. 27.3: Vergleich eines modellierten Meteors mit den gemessenen Daten aus Radar und Kamera

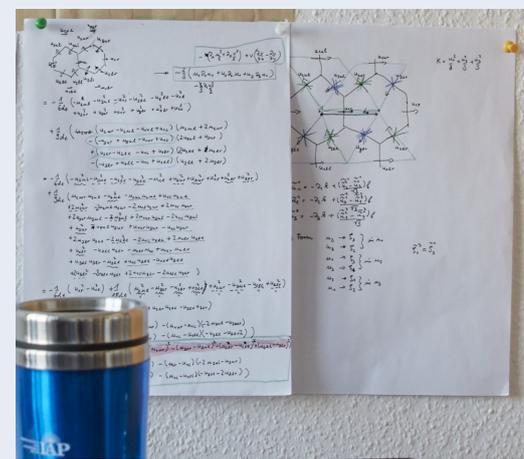
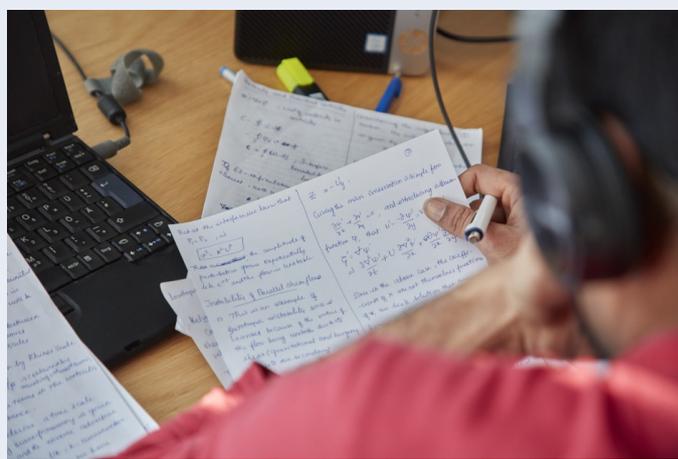


Computergestützte Modellierung in der Abteilung Theorie und Modellierung

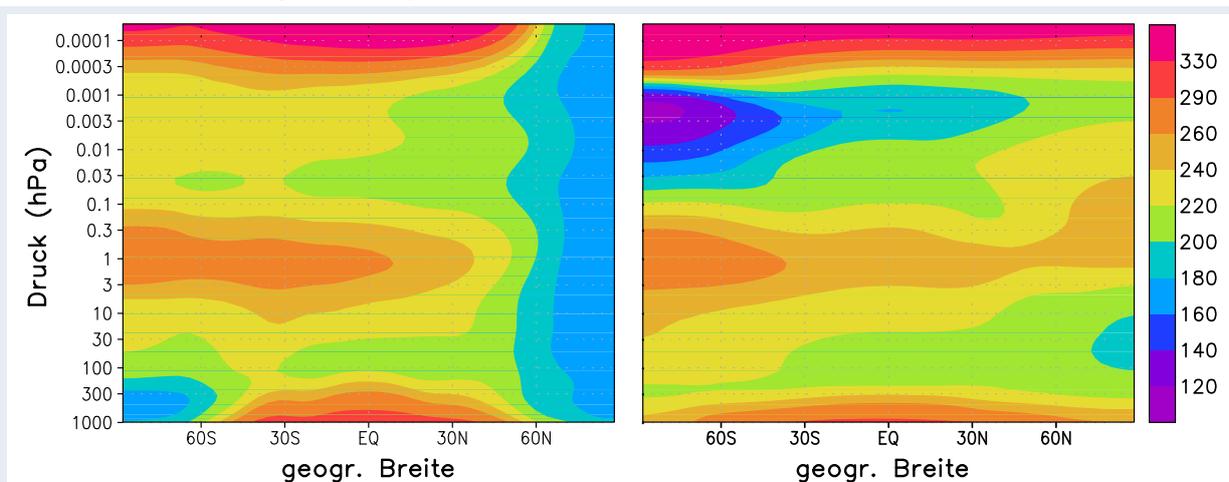
Die Abteilung Theorie und Modellierung

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.



Simulationsergebnisse des am IAP entwickelten KMCM für die mittlere Temperatur im Januar: links – bedingt durch Strahlungstransfer (inklusive Oberflächenbilanz und Feuchtezyklus in jeder Säule), rechts – unter voller Einbeziehung der Dynamik

28 Sekundäre Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre

E. Becker, G. Stober, V. Matthias, V. Avsarkisov

Auswirkungen sogenannter *sekundärer Schwerewellen*, die erst in der mittleren Atmosphäre generiert werden, waren bislang nur für die Thermosphäre/Ionosphäre bekannt. Neuere Modellrechnungen mit hoher Auflösung belegen in Kombination mit existierenden Messungen jedoch, dass sekundäre Schwerewellen die globale Zirkulation in der Wintermesosphäre maßgeblich beeinflussen, und zwar in beiden Hemisphären.

Interne Schwerewellen sind bekanntlich von grundlegender Bedeutung für die globale Zirkulation in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (MLT). Unser gängiges Verständnis ist, dass diese Wellen in der Troposphäre generiert werden und sich dann nach oben in die MLT ausbreiten. Zu diesen Generierungsprozessen gehören die Überströmung von Bergen (orographische Schwerewellen), Vertikalbe-

wegungen im Zusammenhang mit Konvektion sowie starke horizontale Beschleunigungen in der großräumigen Zirkulation, sogenannte Imbalancen. Solche Imbalancen und die damit einhergehende Generierung von Schwerewellen treten in der Troposphäre aufgrund großer Amplituden synoptischer Rossby-Wellen (Wetterwirbel) auf. In der Strato- und Mesosphäre können ebenfalls Imbalancen auftreten, und zwar aufgrund der Impulsdeposition von primären (in der Troposphäre generierter) Schwerewellen. Dies führt dann zur Abstrahlung sogenannter sekundärer Schwerewellen (s. Kap. 3). Bislang ging man allgemein davon aus, dass solche sekundären Schwerewellen in der Strato- und Mesosphäre keine Rolle spielen.

Wir haben in den vergangenen 2 Jahren die neue Klimamodellversion des KMCM (mit expliziter Be-

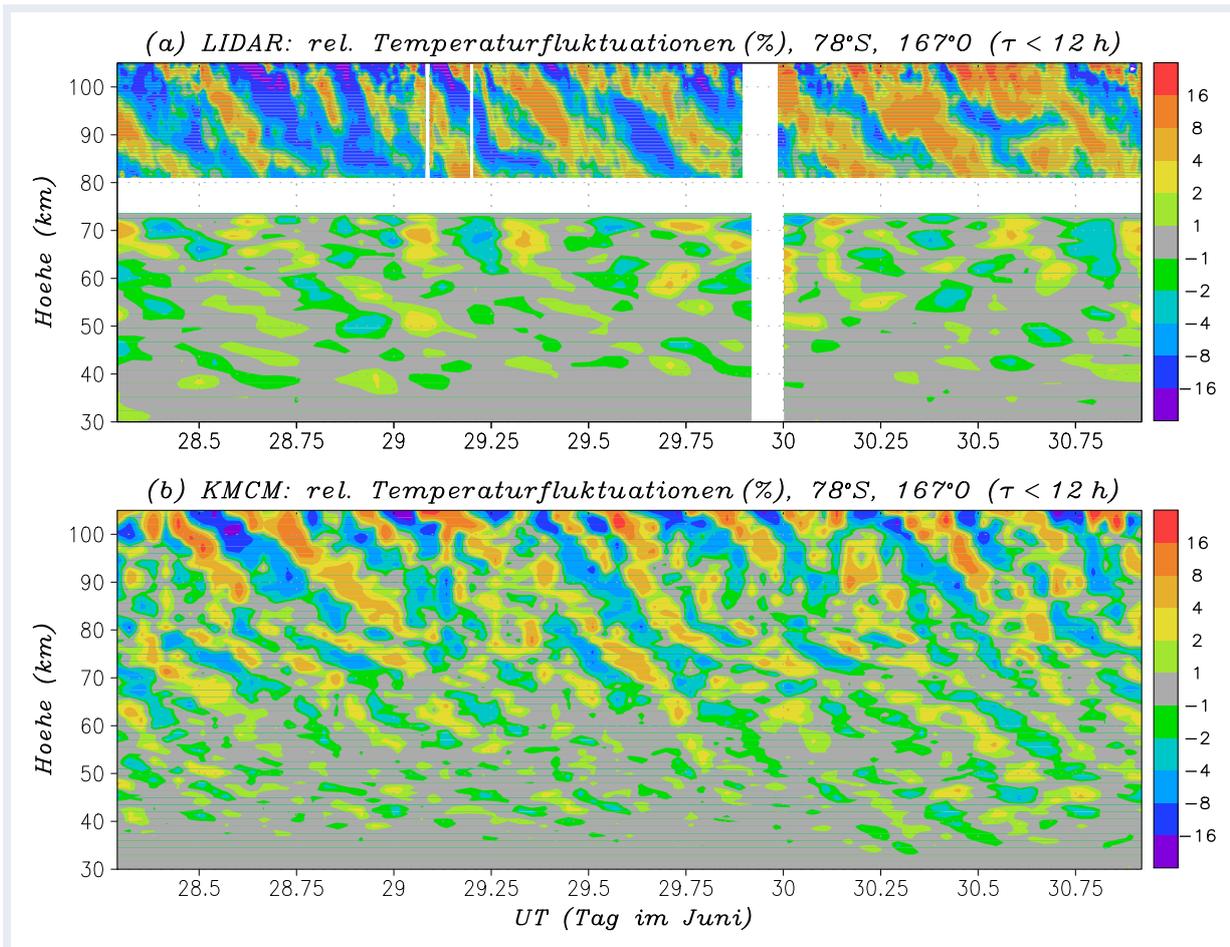
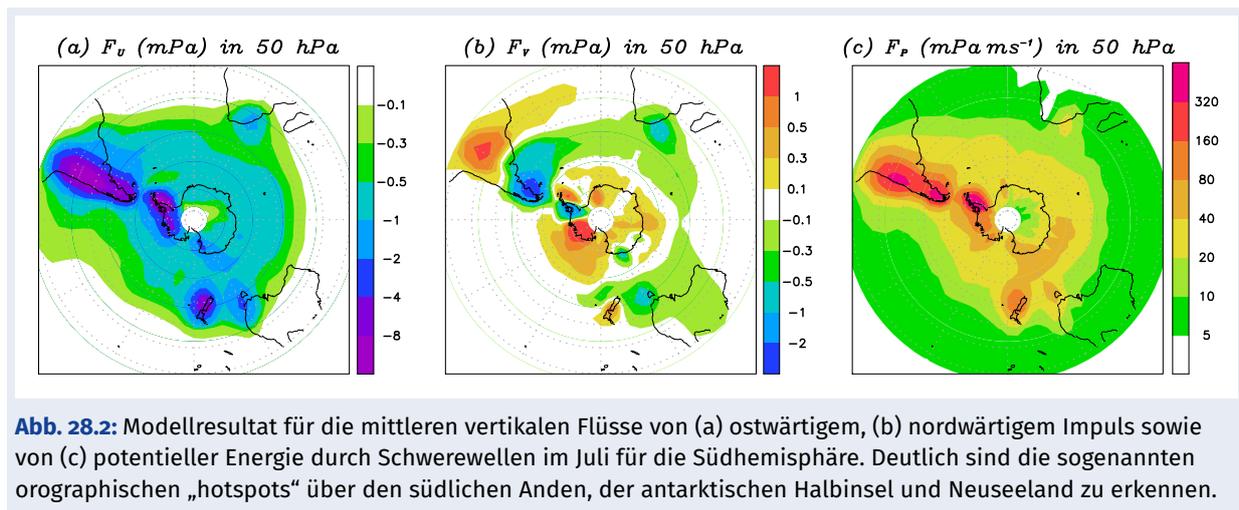


Abb. 28.1: Temperaturfluktuationen im Winter durch Schwerewellen (Perioden kleiner als 12 h) über McMurdo (Antarktis) in Prozent: (a) Lidarmessungen amerikanischer Kollegen, (b) KMCM-Simulation



rechnung von Strahlungstransfer und troposphärischem Feuchtezyklus sowie unter Berücksichtigung eines einfachen Ozeanmodells) so weiterentwickelt, dass die Atmosphäre bis etwa 130 km Höhe mit aufgelösten Schwerewellen realitätsnah simuliert werden kann. Die entsprechenden horizontalen und vertikalen Gitterweiten entsprechen 55 km und 600 m. Damit können insbesondere die Effekte orographischer Schwerewellen simuliert werden. Das KMCM ist weltweit eines von nur drei globalen Zirkulationsmodellen, die die Mesopausenregion mit aufgelösten Schwerewellen beschreiben.

Mit dieser Modellversion gelang es die Schwerewellenmessungen der Gruppe von Prof. Xinzhao Chu (University of Colorado, USA) über McMurdo in der Antarktis zu interpretieren. Abbildung 28.1a zeigt gemessene relative Temperaturfluktuationen über den gesamten Höhenbereich von der Stratosphäre bis in die untere Thermosphäre während einer typischen Messperiode im antarktischen Winter. Auffallend ist, dass die vertikalen Wellenlängen mit der Höhe zunehmen und dass die Schwerewellenamplituden im Bereich der Mesopause (bei etwa 90 km bis 100 km Höhe) am größten sind. Ein solches Verhalten kann mit komplexen Klimamodellen, bei denen die Schwerewellen parametrisiert sind, nicht simuliert werden. Man findet vielmehr in diesen Modellen, dass die vertikalen Wellenlängen parametrisierter Schwerewellen in der winterlichen Mesosphäre mit zunehmender Höhe immer kürzer werden und dass die Amplituden im Bereich der Mesopause praktisch verschwinden. Hinzu kommt, dass in konventionellen Modellen der mittlere Zonalwind in der polaren winterlichen MLT meist ein falsches Vorzeichen im Vergleich zu Beobachtungen besitzt. Abbildung 28.1b zeigt das den Messungen entsprechende KMCM-Resultat. Offenbar werden

die wesentlichen charakteristischen Eigenschaften der Messung richtig wiedergegeben. Hervorzuheben ist ebenfalls, dass das dargestellte Verhalten typisch für die gesamte Winterperiode ist, das heißt, die großen vertikalen Wellenlängen und großen Schwerewellenamplituden im Bereich der oberen polaren Wintermesosphäre sind *persistent*.

Ein genaue Analyse der Modelldaten ergab, dass die Schwerewellenaktivität in der winterlichen MLT im Wesentlichen durch Anregung sekundärer Schwerewellen im Bereich der Stratopause zustande kommt. Die dafür notwendigen horizontalen Beschleunigungen resultieren aus der Impulsdeposition orographischer Schwerewellen, die in der Südhemisphäre vor allem durch die starke ostwärtige Überströmung der südlichen Anden, der antarktischen Halbinsel und Neuseeland ausgelöst werden (siehe Abb. 28.2). Orographische Wellen werden auch über McMurdo und dem Ross-See durch katabatische Winde ausgelöst. Sie zeichnen sich vor allem durch eine hohe Intermittenz aus, eine Eigenschaft, die für die Anregung sekundärer Schwerewellen sehr wichtig ist und im KMCM erfasst wird. Die sekundären Schwerewellen können sich oberhalb des Polarwirbelmaximums in alle Richtungen ausbreiten. Wegen der Abschwächung des Polarwirbels in der Mesosphäre erreichen vor allem ostwärtige sekundäre Schwerewellen die Mesopausenregion. Im Modell führt dies zu einer ostwärtigen Impulsdeposition. Dieser Effekt kann bei Schwerewellenparametrisierungen nicht auftreten, da ostwärtige Schwerewellen nur in der Troposphäre *gestartet* werden und unterhalb des Polarwirbelmaximums gefiltert werden. Die ostwärtige Impulsdeposition durch sekundäre Schwerewellen in der oberen Wintermesosphäre führt dazu, dass der Zonalwind im Einklang mit Beobachtungen simuliert

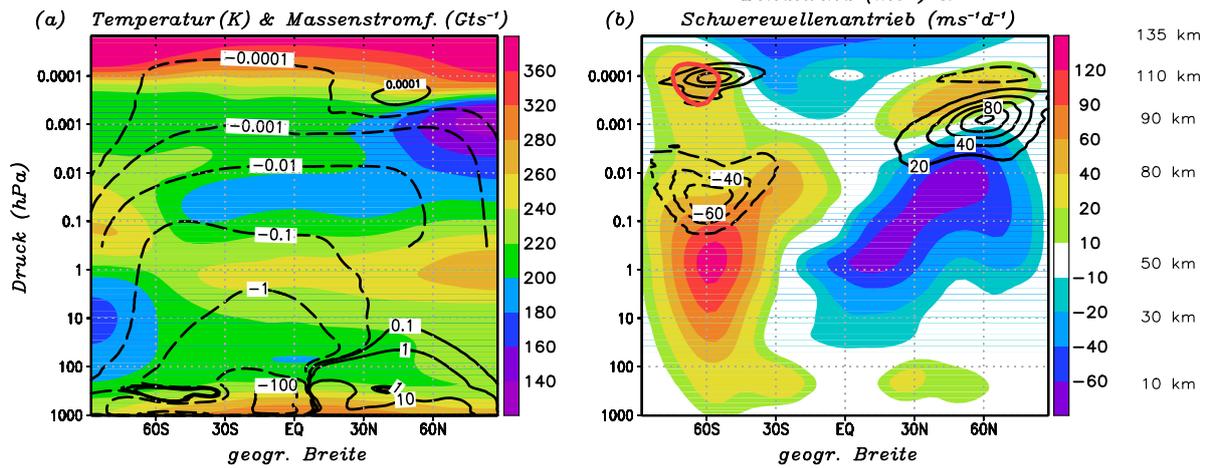


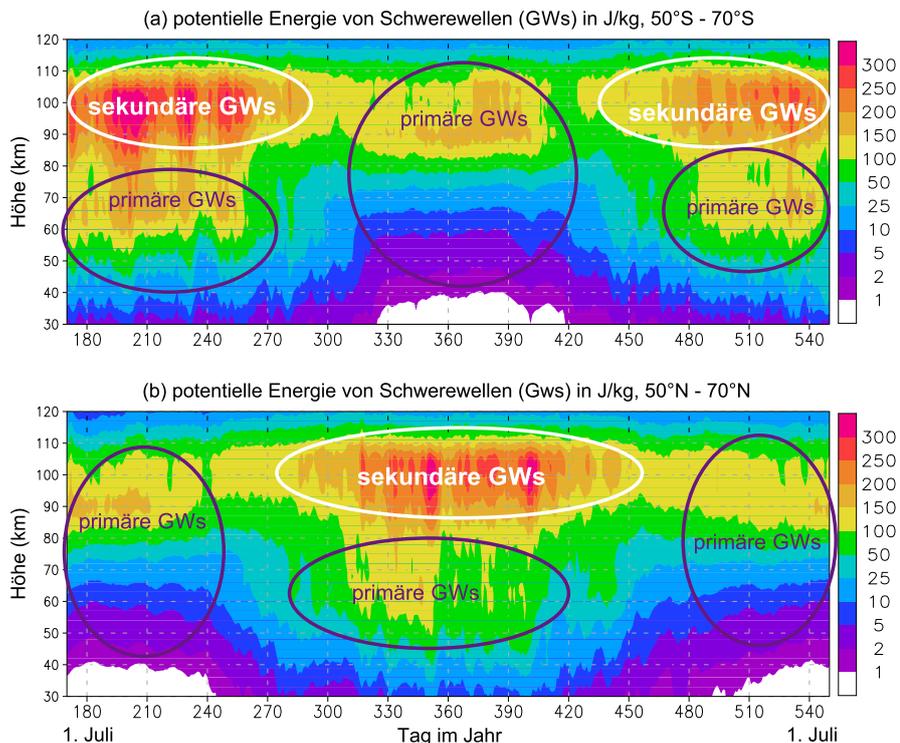
Abb. 28.3: Modellresultat der mittleren Temperatur und des mittleren Zonalwinds während des südhemisphärischen Winters (Farben). Die residuelle Zirkulation (Massenstromfunktion) ist der Temperatur mit Isolinien (für $\pm 0.0001, -0.001, -0.01 \times 10^9$ kg/s oberhalb 0,3 hPa und für $\pm 0.1, \pm 1, \pm 10, -100 \times 10^9$ kg/s darunter) überlagert. Der Antrieb dieser Zirkulation durch aufgelöste Schwerewellen ist dem Zonalwind mit Isolinien (für $\pm 20, 40, 60, 80$ m/s/d) überlagert. Ein separates Zonalwindmaximum ist in (b) durch die rote Kontur bei 40 m/s markiert.

wird (siehe Abb. 28.3). Im Modell zeigt sich sogar ein separates Maximum. Insgesamt wird die Sommer-Winter-Polzirkulation zusammen mit der kalten Sommermesopause im Modell realistisch ohne Schwerewellenparametrisierung beschrieben.

Abbildung 28.4 zeigt die simulierten Jahresgänge der Schwerewellenaktivität für beide Hemisphären in mittleren bis hohen Breiten. Es fällt auf, dass die Aktivität im Bereich der winterlichen Mesopause generell maximal ist (weiß umrandet). Die anderen,

violett markierten Maxima treten auch in Simulationen mit Schwerewellenparametrisierungen auf und entsprechen primären Schwerewellen. Da die primären Schwerewellen sich vor allem im Winter bei einem starkem Polarwirbel gut ausbreiten und so sekundäre Wellen induzieren können, kann man in Reanalysen nach Ereignissen eines starken Polarwirbels im Winter der Nordhemisphäre suchen und dazu den mit Radars gemessenen Wind in der Mesopausenregion in Relation setzen. Abbildung 28.5

Abb. 28.4: Jahresgang der potentiellen Energie für die Breitenbänder von 50° bis 70° aus einer KCM-Simulation gezeigt für die Südhemisphäre (a) und die Nordhemisphäre (b). Die Zeitreihe erstreckt sich über etwa 13 Monate und reicht von Mitte Juni bis Juli des folgenden Modelljahres. Die Maxima aufgrund von primären Schwerewellen (GWs) sind violett markiert und die durch sekundäre Schwerewellen sind weiß gekennzeichnet.



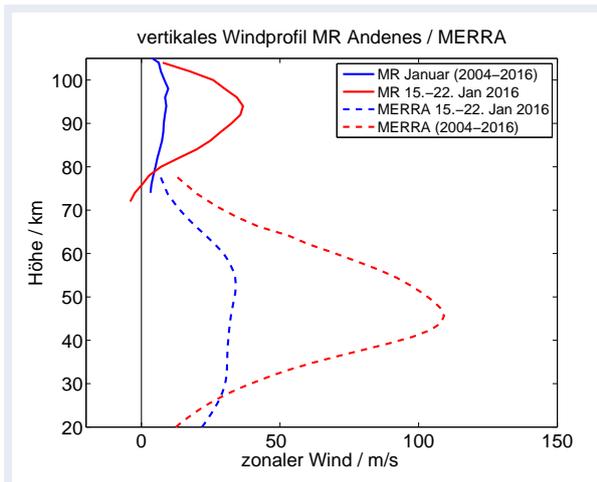


Abb. 28.5: Mittlere Zonalwindprofile über Andenes (69°N, 17°O) im Januar; Resultate des Andenes Meteororadars von 75 km bis 105 km (durchgezogene Linien) sind durch MERRA-Reanalysen (gestrichelt) vervollständigt.

zeigt ein solches Beispiel für den Januar 2016 (rote Kurven) und im Vergleich dazu die langjährigen Mittel (blaue Kurven). Es ist deutlich erkennbar, dass das Ereignis eines sehr starken Polarwirbels mit einem zusätzlichen Windmaximum in der Region um 90 km bis 100 km Höhe einhergeht. Letzteres hängt vermutlich, wie oben beschrieben, mit sekundären Schwerewellen zusammen. Der Kopplungsmechanismus sekundärer Schwerewellen impliziert, dass auch tertiäre Schwerewellen usw. in der Atmosphäre generiert werden. Abbildung 28.6 illustriert dies

anhand eines Schnappschusses des simulierten Vertikalwindes in unterschiedlichen Höhen über der südlichen Polarkappe. Für diese Simulation wurde eine bis auf 200 km Höhe ausgedehnte Modellversion verwendet. In 50 km Höhe erkennt man deutlich orographisch induzierte Schwerewellen über den südlichen Anden. Im Bereich der Mesopause (100 km) wirkt die Aktivität sekundärer Schwerewellen eher chaotisch, was mit der Wechselwirkung dieser Wellen mit der halbtägigen Gezeit zusammenhängt. Nichtsdestotrotz werden in diesem Höhengebiet durch die Impulsdeposition der sekundären Schwerewellen nun tertiäre Schwerewellen erzeugt, die sich in Form konzentrischer Ringe stromabwärts (östlich) der südlichen Anden in 120 km und 140 km Höhe zeigen.

Die Erkenntnis über die Relevanz sekundärer Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre führt zu einem signifikant modifiziertem Bild über die großräumige Zirkulation in diesem Höhenbereich. Erst wenige Aspekte dazu sind bislang untersucht. Mit Sicherheit kann man jedoch feststellen, dass globale Modelle der Thermosphäre, bei denen Schwerewellen parametrisiert werden, die Schwerwelleneffekte oberhalb der Mesopause kaum beschreiben können. Wir erwarten, dass sekundäre und tertiäre Schwerewellen die Schwerwellenaktivität in mittleren und hohen Breiten der Thermosphäre dominieren.

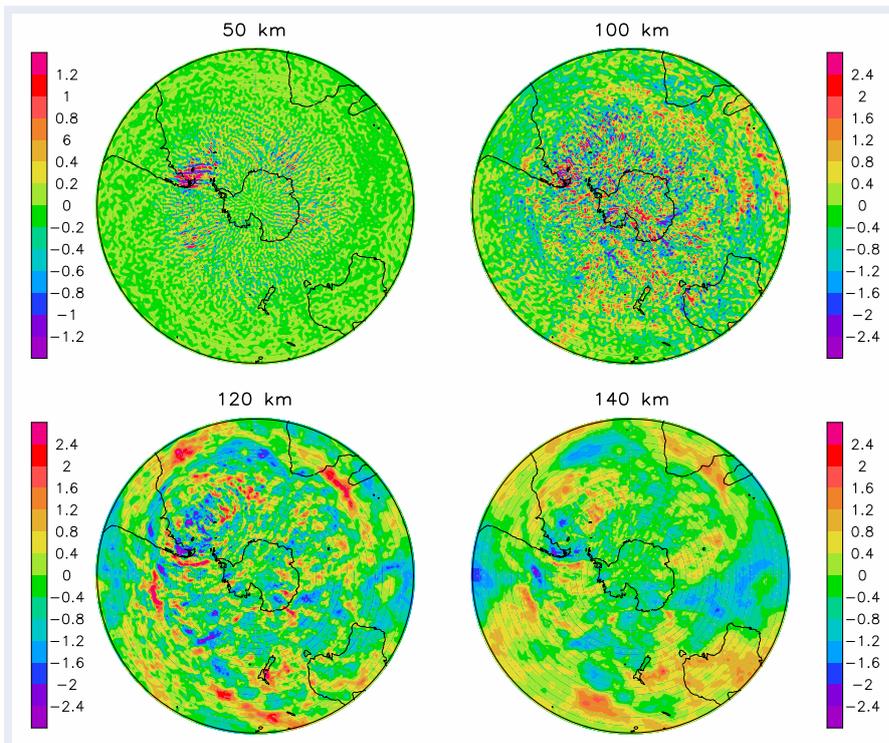


Abb. 28.6: Schnappschuss des mit KMCM simulierten Vertikalwindes (in m/s) in unterschiedlichen Höhen über der südlichen Polarkappe während eines Ereignisses starker Generierung orographischer Schwerewellen über den südlichen Anden im Juli

29 Eine neue Methode zur dreidimensionalen Beschreibung von Schwerewellen

L. Schoon, Ch. Züllicke

Für die Beschreibung von Schwerewellen müssen lokale Eigenschaften der Wellen diagnostiziert werden. Von besonderem Interesse sind dabei Regionen, in denen sich Starkwindbänder krümmen oder abschwächen. Dies tritt besonders während plötzlicher Stratosphärenwärmungen auf. Die hier vorgestellte neue Methode zur dreidimensionalen Beschreibung von Schwerewellen liefert dafür lokale und phasenunabhängige Wellencharakteristiken.

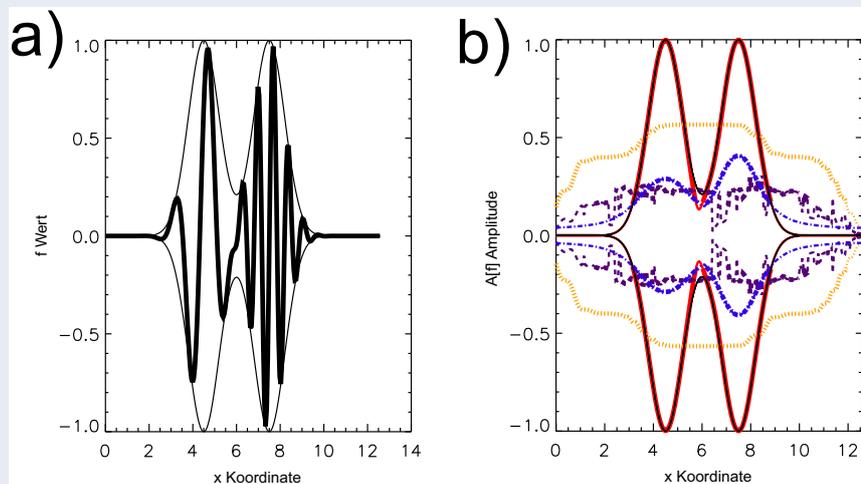
Um ein Wellenpaket zu kennzeichnen werden die Amplitude und die Wellenzahl in drei Dimensionen lokal bestimmt. Die zugrunde liegende Methodik basiert auf einer räumlichen Hilbert-Transformation, die aus einer diskreten Fourier-Transformation (DFT), einem Bandpassfilter und einer inversen DFT zusammengesetzt wird. Hierbei wird die gegebene realwertige Funktion mit ihrer imaginären Hilbert-Transformierten ergänzt. Die Methode ist eingebettet in einen Algorithmus, der die Eingangsdaten automatisch vorbereitet, die Hilbert-Transformation durchführt und die wichtigsten Parameter bildlich darstellt. Der Algorithmus ist mit quelltextoffener Software (NCL und Fortran) programmiert und kann von einem beliebigen Nutzer mit Hilfe einer zur Verfügung stehenden Anleitung, sowie einer Parameterliste gesteuert werden. Insgesamt ist das Programmpaket so konzipiert, dass eine Einschränkung auf einen gewissen charakteristischen Skalenbereich von Wellen vom Nutzer vorgenommen wird. Deshalb nennen wir dieses Paket UWaDi (Unified Wave Diagnosis).

Ein Methodenvergleich mit anderen Schwerewellendiagnostiken wird für eine eindimensionale Funktion durchgeführt (Abb. 29.1a). Diese besteht aus zwei aufeinanderfolgenden Wellenpaketen mit der Amplitude 1 und den jeweiligen Wellenzahlen 4 und 9. UWaDi bestimmt die Amplitude der Wellenpakete perfekt (Abb. 29.1b, rot). Die DIV-Methode (harmonische Analyse der Kovarianzfunktion in einzelnen Kontrollvolumen, orange) und die S-3D Methode (Sinus-Fitting in einzelnen Kontrollvolumen, lila) zeigen jeweils ein Verschmieren der beiden Wellenpakete. Die 3D-ST Methode (blau), basierend auf dem Peak einer Stockwell-Transformation, bildet die voneinander getrennten Wellenpakete ab, weist allerdings eine zu geringe Amplitude auf. Für diesen Testfall bildet UWaDi die Wellenpakete am besten ab.

Als praktische Anwendung wird eine plötzliche Stratosphärenwärmung am 30.01.2016 betrachtet. Zugrunde liegen Analysedaten des ECMWF. Es stellt sich die Frage, wie sich die aufgelösten Schwerewellen in diesen Daten verteilen. Bei unseren Anwendungen beschränken wir den Skalenbereich der untersuchten Schwerewellen mit Hilfe des Bandpassfilters auf horizontale Wellenlängen zwischen 100 km und 1500 km, sowie vertikal von 1 km bis 15 km. Dies umfasst den Bereich von hydrostatischen Schwerewellen mittlerer und niedriger Frequenz, wie sie in Austrittsgebieten von Strahlströmen erwartet werden.

Abbildung 29.2 zeigt die meteorologische Situation der Nordhemisphäre auf 10 hPa (≈ 30 km) am

Abb. 29.1: Methodenvergleich: a) eindimensionale Testfunktion (dicke Linie) und ihre Amplitude (dünne Linie), b) Amplituden aus UWaDi (rot), DIV (orange gepunktet), S-3D (violett gestrichelt) und 3D-ST (blau gestrichpunktet)



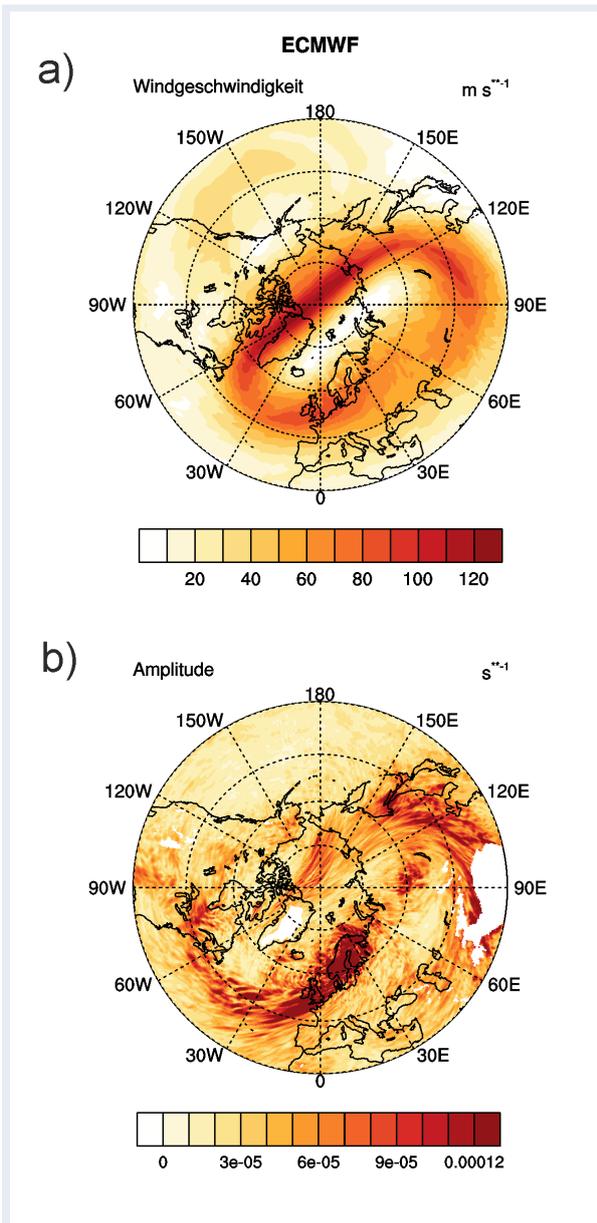


Abb. 29.2: Meteorologische Situation auf 10-hPa-Karten am 30. Januar 2016: a) Windgeschwindigkeit – verschobener Polarwirbel sowie b) Wellenamplitude – stark inhomogene Schwerewellenaktivität

30.01.2016. In der Windgeschwindigkeit (Abb. 29.2a) wird deutlich, dass der Polarwirbel in Richtung Norwaja Semlja verschoben ist. Damit sind die Filterbedingungen für Schwerewellen nicht mehr zonal symmetrisch verteilt. Dies wird in der Verteilung der Schwerewellenamplitude ebenfalls deutlich (Abb. 29.2b). Intensive Wellenaktivität lässt sich über Nordeuropa ausmachen, wo der Polarwirbel in ein Schwachwindgebiet übergeht. Ein weiteres intensives Wellengebiet ist über Nordsibirien zu finden, wo der Polarwirbel stark gekrümmt ist.

Die vertikale Schwerewellenausbreitung wird anhand von Schnitten entlang des 60. nördlichen Breitenkreises untersucht (Abb. 29.3). Als Größen dienen hier der zonale Wind (Abb. 29.3a) und die Wellenwirkung für hydrostatische Schwerewellen (Abb. 29.3b). Dabei kann man unterschiedliche Filterbedingungen erkennen. ① beschreibt eine Situation mit durchgehendem starkem Westwind, in dem sich die Schwerewellen bis in die mittlere Stratosphäre ungehindert ausbreiten können. Im vertikalen Schnitt ② ist eine Starkwindzunge von der mittleren bis zur unteren Stratosphäre zu sehen, die zu dem Austrittsgebiet des Strahlstromes über Nordsibirien gehört. An dieses Phänomen werden sich weitere Untersuchungen anknüpfen. Um ③ erkennt man sich vertikal drehende schwache Windverhältnisse, wobei in Höhe der Windumkehr alle Schwerewellen herausgefiltert werden.

Diese Arbeit ist ein Beitrag zur DFG-Forschergruppe „Multiscale Dynamics of Gravity Waves“ (MS-GWaves) im Projekt „Spontaneous Imbalance“ (SI). Die Beschreibung und Anwendung von UWaDi wurde zur Veröffentlichung eingereicht. Die Zusammenarbeit mit der Goethe-Universität Frankfurt führte zur Veröffentlichung einer weiteren Anwendung von UWaDi.

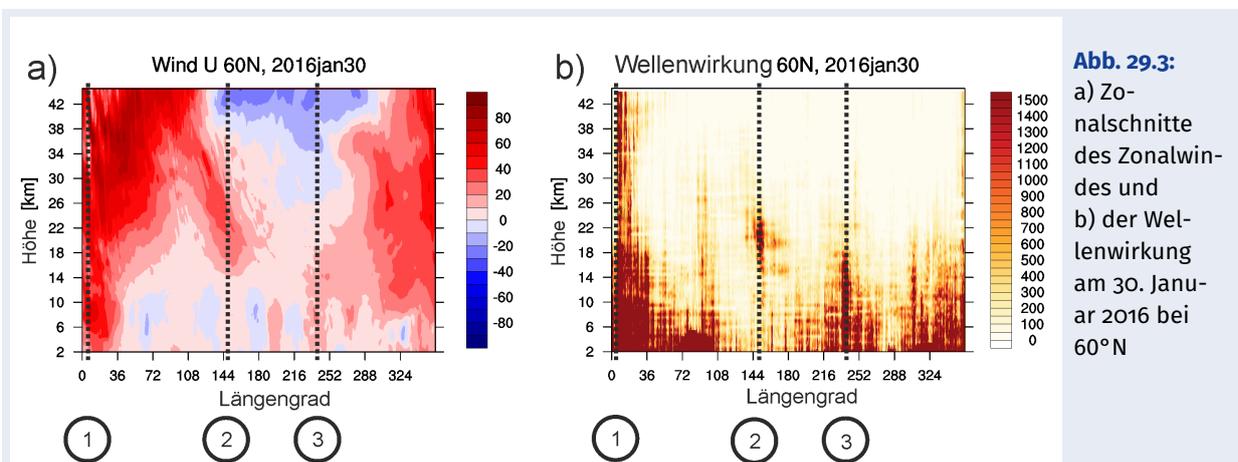


Abb. 29.3: a) Zonalschnitte des Zonalwindes und b) der Wellenwirkung am 30. Januar 2016 bei 60°N

30 Parametrisierung von turbulenter Diffusion im nichthydrostatischen Modell

A. Gassmann

Eine neue Parametrisierung des Wärmeflusses bei stabiler Schichtung ist notwendig, um das Brechen explizit aufgelöster Schwerewellen physikalisch richtig zu modellieren.

Atmosphärenmodelle simulieren numerisch aufgelöste und numerisch nicht aufgelöste Prozesse. Der dynamische Kern modelliert reversible Energieumwandlungen, wie sie bei der Schwerewellenausbreitung durch die ständige Umwandlung von kinetischer Energie in verfügbare potentielle Energie und wieder zurück stattfinden. Erreicht eine Schwerewelle ihr Brechniveau, wo die vertikale Wellenlänge sehr klein wird und/oder die Schichtung instabil wird, kann die Wellenenergie nur noch irreversibel auf nicht mehr aufgelöste kleinere Skalen übertragen werden. Diese Prozesse werden in einem Modell parametrisiert.

Reibung ist der Impulsfluss von aufgelösten Skalen auf nicht mehr aufgelöste Skalen. Dabei wird numerisch nicht aufgelöste turbulente kinetische Energie (TKE) erzeugt. Diese produzierte TKE ist für die aufgelösten Skalen nicht von der inneren Energie unterscheidbar und muss deshalb zu einer Temperaturzunahme führen.

Subskalige TKE kann bei instabiler Schichtung auch durch den Auftrieb entstehen. Dadurch wird ein turbulenter Wärmefluss angefacht und Wärme nach oben transportiert. Da dabei die Luft für nach oben verschobene Luftpakete expandiert und für nach unten verschobene Luftpakete kontrahiert, erscheint dieser Prozess als Diffusion der potentiellen Temperatur θ . Der Wärmefluss wird als $-c_p \rho K^\theta \Pi \partial_z \theta$ parametrisiert, wobei c_p die Wärmekapazität bei konstantem Druck, ρ die Dichte, $\Pi = (\rho/\rho_{ref})^{R/c_p}$ der Exner-Druck und K^θ der Diffusionskoeffizient sind.

Die beiden bisher beschriebenen Prozesse Reibung und Wärmefluss bei instabiler Schichtung werden in numerischen Modellen meist richtig als irreversible Prozesse beschrieben. Für den Wärmefluss bei stabiler Schichtung wurde bisher derselbe Ansatz wie bei instabiler Schichtung verfolgt. Dies führt aber – wie schon seit langem in der Literatur bekannt – fälschlicherweise zu einer negativen Entropieproduktion. Subskalige Vertikalbewegungen entstehen bei stabiler Schichtung nur durch

äußere Kräfte. Die Energie dafür kommt aus der aufgelösten kinetischen Energie der Vertikalbewegung $\rho w^2/2$. Daher muss in der vertikalen Bewegungsgleichung ein zusätzlicher subskaliger Druckgradientterm eingeführt werden, der kinetische Energie in innere Energie umwandelt und einen turbulenten Wärmefluss antreibt. Es kann dabei nur maximal so viel kinetische Energie in innere Energie umgewandelt werden, wie vorhanden ist. Dies führt dazu, dass der Diffusionskoeffizient K^θ proportional zu w^2 sein muss. Zusammenfassend ergeben sich folgende subskalige Terme

$$\begin{aligned} \partial_t w|_{sub} &= -R_w w \\ \partial_t(\rho\theta)|_{sub} &= -\partial_z(-\rho K^\theta \partial_z \theta) \end{aligned}$$

mit

$$K^\theta = R_w \frac{w^2}{N^2} = K^m \frac{w^2}{N^2} \frac{\pi^2}{(\Delta z)^2}.$$

Hierbei sind N^2 die Brunt-Vaisala-Frequenz, Δz der vertikale Schichtabstand, K^m der vertikale Impulsdiffusionskoeffizient und R_w ein Rayleighdämpfungskoeffizient.

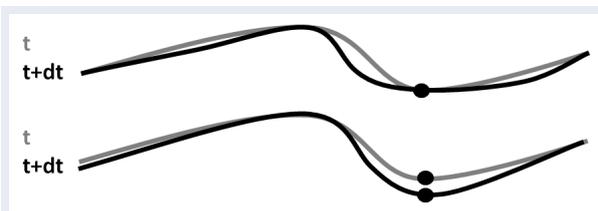


Abb. 30.1: Zeitliche Entwicklung der Isentropen oben mit neuer und unten mit herkömmlicher Parametrisierung

Die Beziehung $K^\theta \propto w^2$ ist ausschlaggebend, um das Brechen von Schwerewellen richtig zu simulieren. Abbildung 30.1 zeigt im Vergleich mit der herkömmlichen Parametrisierung den damit hervorgerufenen Effekt für die Entwicklung der Isentropen während des Wellenbrechens. Beim Höhenminimum der Isentrope (schwarzer Punkt) verschwindet die Vertikalgeschwindigkeit. Dort findet mit dem neuen Ansatz kein abwärts gerichteter diffusiver Fluss der potentiellen Temperatur statt und die Isentrope wird nicht nach unten verschoben. Im herkömmlichen Fall wird dort ein großer Diffusionskoeffizient diagnostiziert, weil die vertikale Windscherung groß ist (nicht gezeigt). Aufgrund der üblichen Annahme einer Prandtl-Zahl von $O(1)$ wird aber ein großer abwärts gerichteter potentieller Temperaturfluss

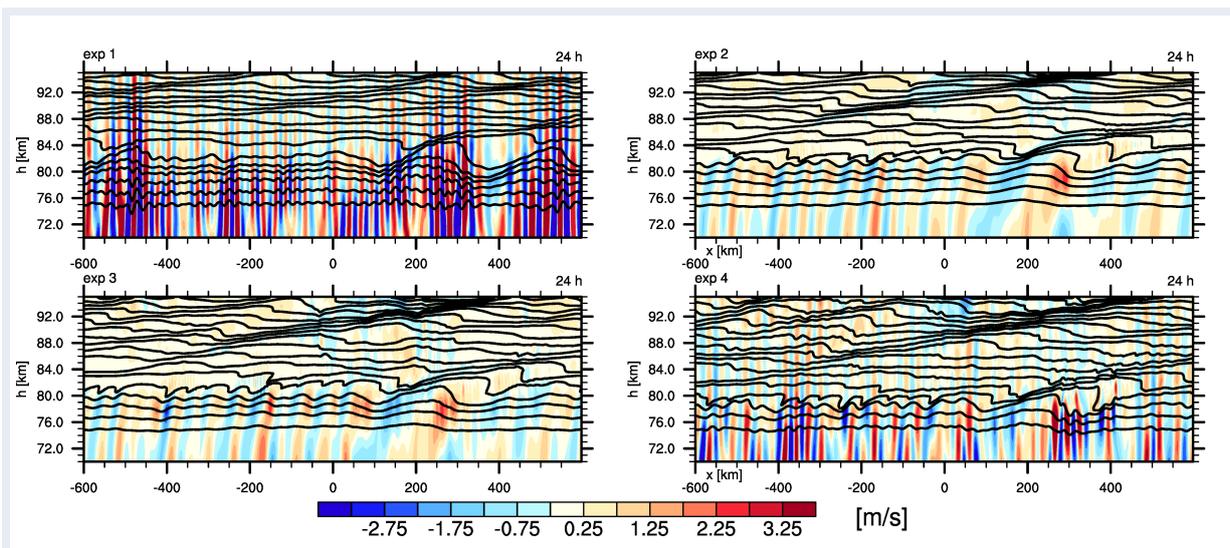


Abb. 30.2: Vertikalwind (farbig) und Isentropen (Konturlinienabstand 300 K) nach 24 Std. für die vier Experimente

generiert, der die Isentrope nach unten drückt. Dabei wird die Amplitude der Welle vergrößert, was der Intention widerspricht, mittels subskaliger Parametrisierungen die Welle zu dämpfen.

Mit dem ICON-IAP-Modell wurden vier zweidimensionale Experimente durchgeführt, bei denen Schwerwellen in der Troposphäre ausgelöst werden, sich durch eine typische Sommerhemisphäre ausbreiten und in etwa 80 km Höhe brechen. Experiment 1 nutzte die herkömmliche Parametrisierung. Experimente 2 und 3 nutzten die neue Parametrisierung, wobei in Experiment 3 die Tendenz für den Vertikalwind weggelassen wurde.

In Experiment 4 wurde auf eine Parametrisierung des Wärmeflusses bei stabiler Schichtung verzichtet. Abbildung 30.2 zeigt die Felder der Vertikalgeschwindigkeit und der Isentropen nach 24 Stunden Integrationszeit. Wie aus dem unteren Bild der Abbildung 30.1 zu erwarten ist, entwickeln sich in Experiment 1 stehende Wellen, deren Amplituden mit der Zeit zunehmen. Das Experiment 4 ohne Parametrisierung des Wärmeflusses zeigt auch stehende Wellen, aber bei weitem nicht in dem Ausmaß wie in Experiment 1. Die Experimente 2 und 3 zeigen dissipierende Wellen im Brechungsniveau. Die Ähnlichkeit der Resultate der beiden Experimente 2 und 3 zeigt, dass bei der Modellierung des Brechungsprozesses der abwärts gerichtete potentielle Temperaturfluss wichtiger ist als die explizite Dämpfung der Vertikalgeschwindigkeit.

Die zur Entropieproduktion proportionalen Dissipationsraten zeigt Abbildung 30.3. Experiment 1 generiert auch negative Dissipationsraten. Positive Werte werden dadurch erzeugt, dass bei sehr

stabiler Schichtung sowohl Temperatur als auch potentielle Temperatur mit der Höhe zunehmen. Trotz dieser Positivität ist die zugehörige Physik nicht plausibel. Die beiden unteren Abbildungen für das Experiment 2 zeigen, dass die Dissipationsraten bei stabiler Schichtung größer sind als bei instabiler Schichtung. Beide sind jedoch viel kleiner als die hier nicht gezeigte Reibungsdissipation.

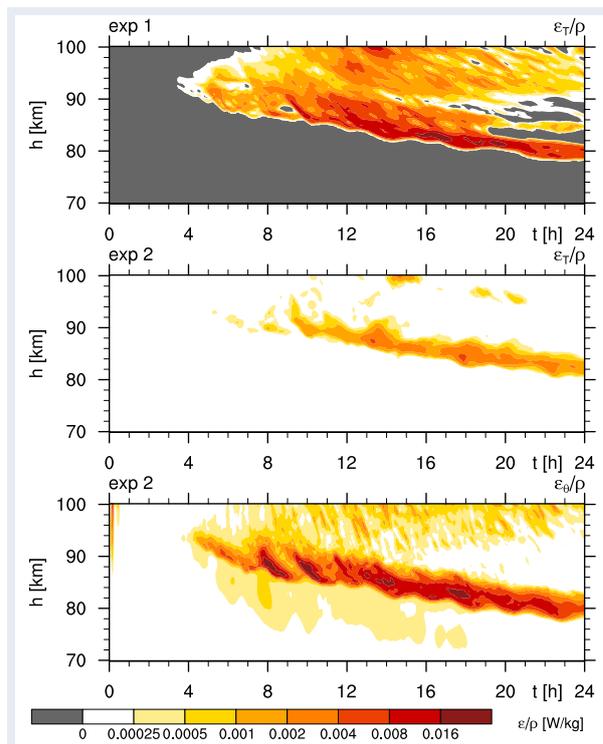


Abb. 30.3: Zeitliche Entwicklung der horizontal gemittelten Dissipationsraten für Experiment 1 (oben), für Gebiete mit instabiler Schichtung in Experiment 2 (Mitte) und für Gebiete mit stabiler Schichtung in Experiment 2 (unten)

31 Modellierung der äquatorialen mittleren Atmosphäre mit dem KMCM

Ch. Zülicke, E. Becker

Die äquatoriale mittlere Atmosphäre ist ein ausgezeichnete Untersuchungsgegenstand für Fragen der dynamischen Meteorologie, weil sie eine Vielzahl von wellengetriebenen Erscheinungen zeigt. Beispiele sind die zweijährige Oszillation (QBO) und die halbjährliche Oszillation (SAO - Semi-Annual Oscillation), die durch die direkte Beschleunigung des Grundwindes zustandekommen. In den mittleren Breiten bewirken die Wellen eine bis in die Tropen reichende residuelle Zirkulation, beispielsweise bei plötzlichen Stratosphärenwärmungen (SSW). Diese Variabilitätsmoden haben auch einen Einfluss auf die Dynamik der äquatorialen Mesopausenregion (MLT - Mesosphäre/Lower Thermosphäre). Ausgangspunkt für die hier dargestellten Untersuchungen ist die Beobachtung von Ostwindausbrüchen in der MLT zur Frühlingszeit, die meist in der QBO-West-Phase stattfinden. Allerdings nicht in jedem Jahr – die Ausnahmen, so wurde anhand der Beobachtungen spekuliert, sind mit einem schwachen Polarwirbel bzw. nach dem Auftreten von SSWs korreliert. Hier soll dieser Zusammenhang in Modellsimulationen kausal analysiert werden.

Zu diesem Zweck wurde eine 18 Jahre lange Simulation mit dem KMCM (Kühlungsborn Mechanistic general Circulation Model) ausgewertet. Dafür wurde es mit einer effektiven vertikalen Schichtdicke von ca. 330 km und einem effektiven Höhenabstand von ca. 650 m konfiguriert. Der Strahlungstransfer

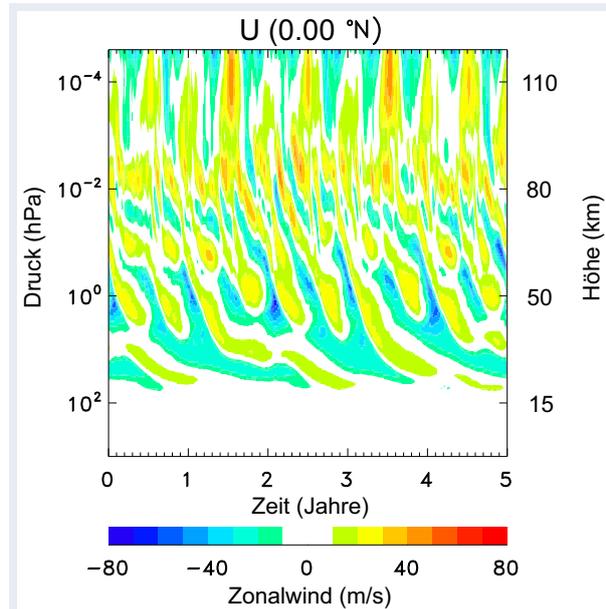
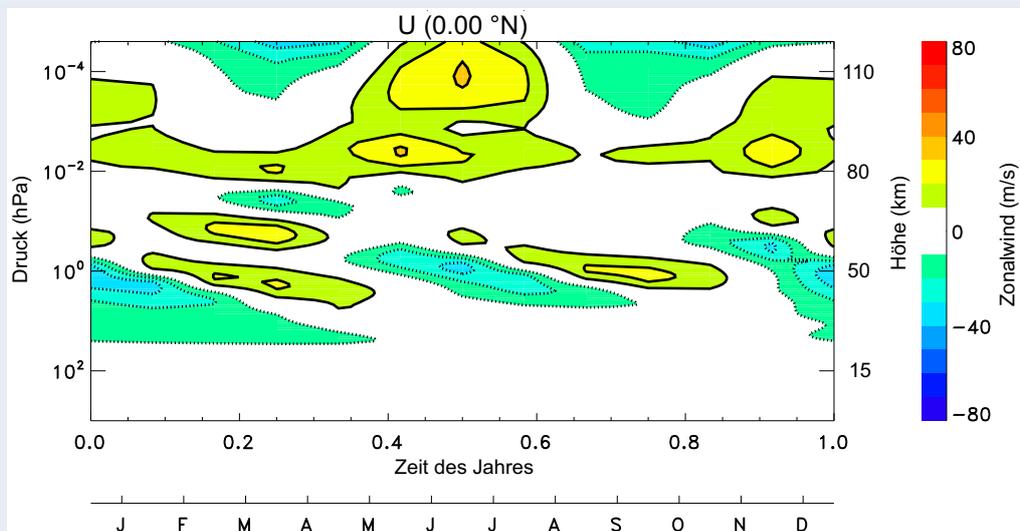


Abb. 31.2: Zeit-Höhen-Schnitt des äquatorialen zonal-gemittelten Zonalwinds in den ersten fünf Jahren der Simulation. Die Farbe wechselt alle 10 m/s.

und Feuchtezyklus wurden mit der Dynamik gekoppelt, orographische und nichtorographische Schwerkwellen wurden parametrisiert. Der Zeitverlauf des äquatorialen Zonalwinds ist in Abbildung 31.2 gezeigt: Man erkennt auf 10 hPa eine zweijährliche Variabilität, die auf die QBO hindeutet. Sie ist mit 22 Monaten etwas kürzer als die beobachtete, deren Periode sich im Mittel auf 28 Monate beläuft. Davon unabhängig findet sich auf 1 hPa eine halbjährliche Schwingung - die SAO.

Abb. 31.1: Mittlerer Jahresgang des äquatorialen zonal-gemittelten Zonalwinds (Konturen alle 20 m/s, durchgezogene Linien: positive Werte, d. h. von West nach Ost, gepunktete Linien: negative Werte, d. h. von Ost nach West)



Der mittlere Jahresgang des äquatorialen Zonalwindes ist in Abbildung 31.1 dargestellt. Wie schon in der Zeitreihe, erkennt man klar die halbjährlichen Variabilität auf 1 hPa mit dominantem Westwind im Frühling (Februar – April) und im Herbst (August – Oktober), während im Sommer (Mai – Juli) und Winter (November – Januar) Ostwind vorherrscht. Die darüber befindlichen Strukturen sind nicht besonders ausgeprägt, bis sich auf 0,01 hPa im Frühling und Herbst Minima im Westwind ausmachen lassen. In diesen Phasen begünstigt der Jahresgang also östliche Windanomalien.

Um den Zusammenhang dieser SAO-Anomalien mit der QBO und SSWs aufzulösen, wurden die simulierten Frühlings-Mittelwerte in vier Gruppen mit QBO-Ost/QBO-West bzw. starker/schwacher SSW im vorhergehenden Winter eingeteilt. Damit gebildete Differenzdarstellungen sind in Abbildung 31.3 gezeigt. Die mehrfach alternierenden QBO-typischen Muster sind in Jahren mit schwacher SSW anders als in Jahren mit starken SSWs. Während sich unterhalb von 1 hPa allenfalls schwach positive Veränderungen zeigen, sind sie um 0,1 hPa negativ und um 0,01 hPa positiv. Also kann man aus den Simulationen ableiten, dass sich in Jahren mit starken SSWs auf 0,01 hPa ein um 9,5 m/s stärkerer Zonalwind zeigt, was den zu erwartenden Ostwindausbrüchen entgegenläuft.

Wir interpretieren diese Strukturen im Zusammenhang mit der residuellen Zirkulation: SSWs in der Nordhemisphäre sind mit einer Verstärkung der polwärtigen Zirkulation in der äquatorialen Stratosphärenregion verbunden, die mit der Advektion von östlichem Impuls einhergehen. Dieser Ostwind filtert östliche Schwerewellen heraus, weshalb die dann in der MLT brechenden westlichen Schwerewellen mehr Westwind zur Folge haben. Aufgrund der Trägheit der atmosphärischen Zirkulation bei der Umstellung vom Winter auf den Sommer kann man die Folgen der Mittwinter-SSWs auch noch im Frühling feststellen.

Mit diesem Beitrag wurde gezeigt, dass mit dem KMCM bekannte stratosphärische Zirkulationsmuster der niederen Breiten wie SAO und QBO simuliert werden können. Diese Daten wurden zur kausalen Interpretation von mesosphärischen Beobachtungen herangezogen. Dabei stellte sich heraus, dass dabei auch ein Zweig der stratosphärischen residuellen Zirkulation eine Rolle spielt, der mit der Dynamik in den hohen Breiten zusammenhängt. Insofern haben wir hier ein Beispiel für ein Phänomen, das sich nur bei globaler Betrachtung verstehen lässt.

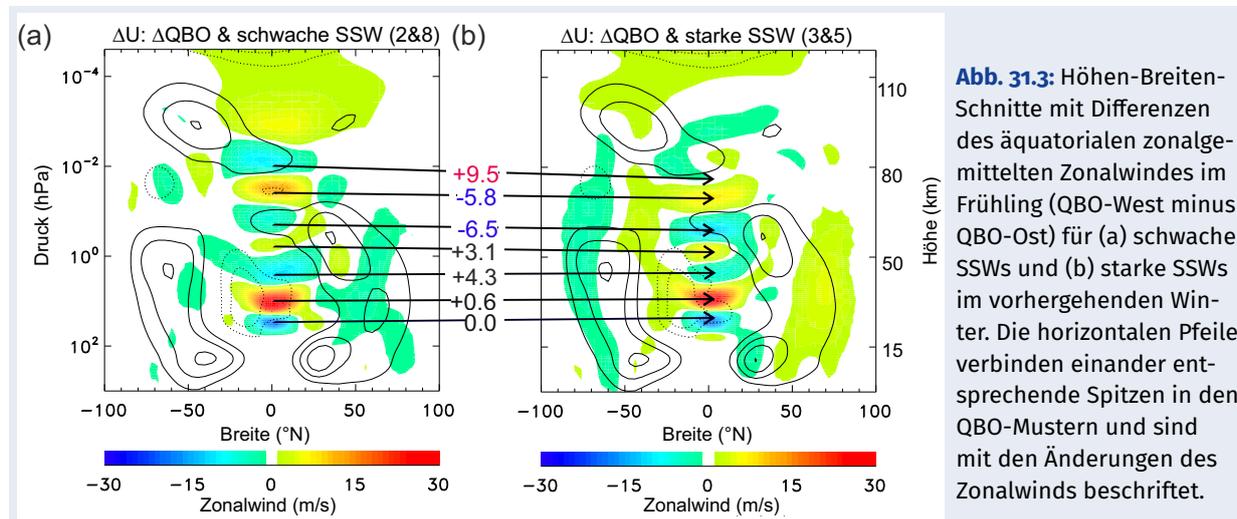


Abb. 31.3: Höhen-Breiten-Schnitte mit Differenzen des äquatorialen zonalgemittelten Zonalwindes im Frühling (QBO-West minus QBO-Ost) für (a) schwache SSWs und (b) starke SSWs im vorhergehenden Winter. Die horizontalen Pfeile verbinden einander entsprechende Spitzen in den QBO-Mustern und sind mit den Änderungen des Zonalwinds beschriftet.

32 Der Ursprung von stationären planetaren Wellen in der Mesosphäre

V. Matthias

Nach heutigem Stand des Wissens gibt es drei Möglichkeiten, wie quasi-stationäre planetare Wellen in die Mesosphäre gelangen können: Sie breiten sich von unten nach oben aus oder sie werden in situ angeregt, entweder durch brechende Schwerewellen oder durch Instabilitäten. Im Folgenden wird gezeigt, dass alle drei Möglichkeiten auch zeitgleich auftreten können.

Der arktische Winter 2015/16 war in vielerlei Hinsicht außergewöhnlich. Das wohl markanteste Merkmal war der ungewöhnlich starke und kalte Polarwirbel. Aber auch eine sommer-ähnliche Windumkehr in der polaren Mesosphäre wurde beobachtet, die in keinem Zusammenhang mit einer SSW steht (siehe Kapitel 23). Ursache für diese Windumkehr war eine ungewöhnlich hohe Amplitude von stationären planetaren Wellen (SPW) in der subtropischen Mesosphäre. Wie es dazu kommen konnte und warum SPW auch in polaren Breiten zu finden waren, wo eine Ausbreitung theoretisch nicht möglich war, wird im Folgenden erläutert.

Nach heutigem Stand des Wissens gibt es drei Prozesse, wie SPW in die Mesosphäre gelangen können:

1. Sie propagieren vertikal von der Stratosphäre in die Mesosphäre.
2. Sie werden in situ von brechenden Schwerewellen angeregt, die in der Stratosphäre von SPW longitudinal gefiltert werden.
3. Sie werden in situ angeregt von barotropen und/oder baroklinen Instabilitäten.

Breitet sich eine SPW von unten nach oben aus, so beobachtet man eine westwärtige Phasenverschiebung mit der Höhe und einen 180°-Phasensprung im Wind in der mittleren Atmosphäre, die durch die große vertikale Wellenlänge der SPW verursacht werden. Den gleichen Phasensprung sieht man aber auch bei SPW, die in situ durch brechende Schwerewellen angeregt werden. Hier filtert eine stratosphärische SPW die Schwerewellen so, dass oberhalb des Teils der SPW, wo stärkerer ostwärtiger Wind herrscht weniger Schwerewellen mit ostwärtiger Phasengeschwindigkeit in der Mesosphäre ankommen. Somit wird mehr westwärtiger Impulsfluss an den Hintergrundwind abgegeben und der Wind

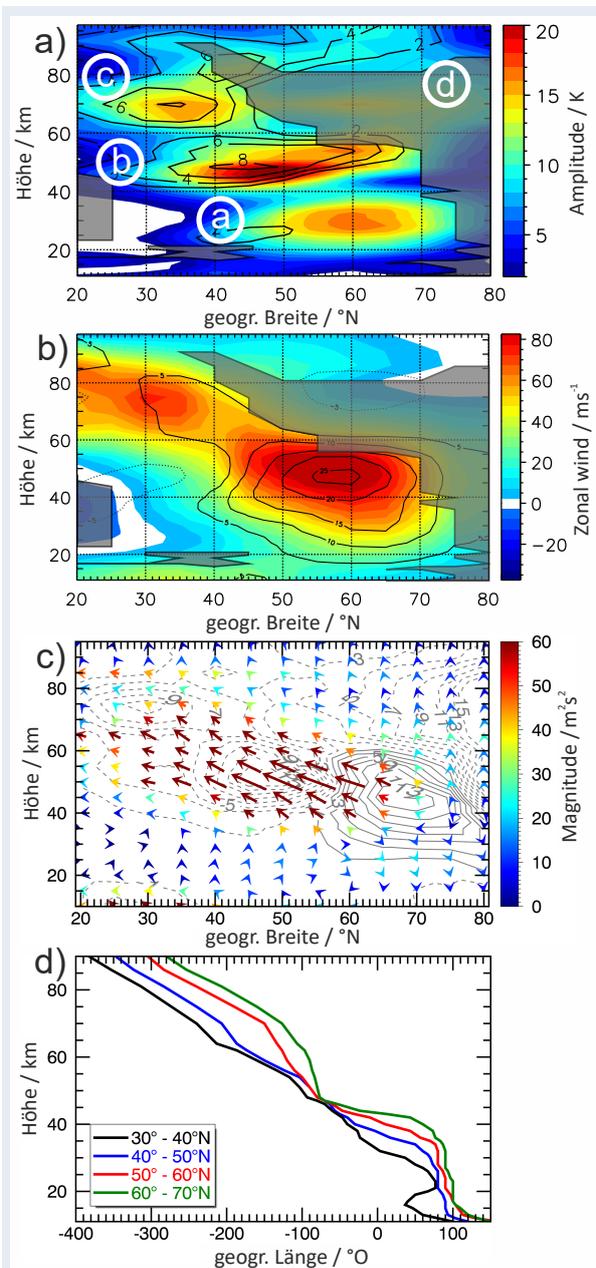


Abb. 32.1: **a)** Amplitude der SPW 1 und deren Abweichung vom 12-Jahres-Mittel (Linien); grau schattiert: der Bereich wo die SPW 1 sich theoretisch nicht ausbreiten kann, **b)** Zonalwind und dessen Abweichung vom 12-Jahres-Mittel (Linien), **c)** Eliassen-Palm-Flussvektoren der SPW 1 und deren Divergenz (Konturlinien), **d)** Phaseninformation der SPW 1 für verschiedene Breitenbänder (alle Daten aus Satellitenbeobachtungen)

stärker abgebremst. Der Prozess der In-situ-Anregung von SPW durch Instabilitäten ist noch nicht klar, wurde aber schon des Öfteren beobachtet.

Der Zeitraum, in dem eine ungewöhnlich hohe SPW-Aktivität in der subtropischen Mesosphäre beobachtet wurde, lässt sich in zwei Hälften teilen: In der ersten Hälfte dominiert die SPW 1 während in der zweiten Hälfte die SPW 2 dominiert. Hier werden wir uns aus Platzgründen nur der ersten Hälfte widmen, in der die SPW 1 dominiert.

Abbildung 32.1a zeigt den Breiten-Höhen-Schnitt der Amplitude der SPW 1 und deren Abweichung vom 12-Jahres-Mittel sowie den Bereich, wo die Welle sich theoretisch nicht ausbreiten kann (grau schattiert). In der Stratosphäre liegt das Maximum der SPW 1 bei 60°N welches sich mit zunehmender Höhe immer weiter Richtung Äquator verschiebt. Die Amplitude der mesosphärischen SPW 1 liegen dabei bis zu 8 K über dem Durchschnitt und sind damit ungewöhnlich hoch. Zusätzlich gibt es noch eine erhöhte Amplitude der SPW 1 in mittleren und polaren Breiten bei ca. 70 km. In diesem Bereich ist eine Ausbreitung der Welle theoretisch gar nicht möglich, da der Brechungsindex hier negativ ist (Schattierung).

Es scheint so, als würde sich die stratosphärische Welle vertikal und äquatorwärts ausbreiten. Diese Vermutung wird durch den zonal gemittelten Zonalwind unterstützt (siehe Abb. 32.1b). Die Bereiche, wo eine erhöhte Amplitude der SPW 1 beobachtet wurde, stimmen mit den Bereichen eines erhöhten Zonalwindes überein. Die SPW 1 scheint also durch den starken Polarwirbel in die subtropische Mesosphäre abgelenkt zu werden.

Anhand der Eliassen-Palm-Fluss-Vektoren (siehe Abb. 32.1c) kann man erkennen, dass sich die SPW 1 in der Stratosphäre zunächst nur vertikal ausbreitet. Oberhalb der oberen Stratosphäre breitet sich die SPW dann vertikal und äquatorwärts aus bis sie in der subtropischen Mesosphäre angekommen ist. Um zu beweisen, dass Welle ① und ③ dieselben sind, haben wir uns in Abb. 32.1d die Phase der SPW 1 in verschiedenen Breitenbändern in Abhängigkeit von der Höhe angesehen. Die beiden südlichsten Breitenbänder zeigen eine kontinuierliche westwärtige Phasenverschiebung mit der Höhe oberhalb von 20 km. Das heißt, dass die stratosphärische Welle ③ aus den mittleren Breiten aufgrund des starken Polarwirbels in die subtropische Mesosphäre abgelenkt wurde.

Die Welle ① in 70 km Höhe in den mittleren und polaren Breiten kann sich nicht von unten nach oben ausgebreitet haben, da sie in einem Bereich liegt, wo eine Ausbreitung theoretisch nicht mög-

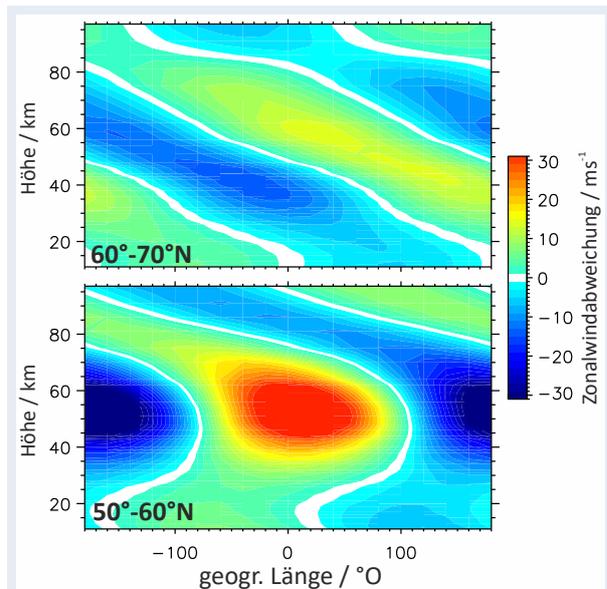


Abb. 32.2: Längen-Höhen-Schnitt des gefilterten Zonalwindes nach der SPW 1 für die Breitenbänder 60°N – 70°N und 50°N – 60°N aus MLS-Daten.

lich ist, die Eliassen-Palm-Fluss-Vektoren vor allem in den polaren Breiten nach unten zeigen und in 50 km bis 70 km fast keine westwärtige Ausbreitung mit der Höhe stattfindet. Der Längen-Höhen-Schnitt des gefilterten Zonalwindes (siehe Abb. 32.2) zeigt für 60°N bis 70°N eine Antikorrelation zwischen dem stratosphärischen und mesosphärischem Wind. Dies deutet entweder auf eine nach oben propagierende SPW hin, was bereits ausgeschlossen wurde, oder auf eine In-situ-Anregung einer SPW durch Schwerewellen. Diese Vermutung kann durch den longitudinal variablen absoluten Schwerewellendrag aus SABER-Daten bestätigt werden (nicht gezeigt).

In dem Breitenband 50°N – 60°N findet man keine Antikorrelation im Zonalwind, so dass die SPW hier wahrscheinlich auch nicht von Schwerewellen angeregt wurde. Dafür befindet sich die SPW hier in einem Bereich, wo der meridionale Gradient der potentiellen Vorticity negativ ist (nicht gezeigt). Dies deutet auf eine barokline oder barotrope Instabilität hin und somit auf eine mögliche In-situ-Anregung der SPW durch eben diese Instabilität.

In dem zweiten Teil des Beobachtungszeitraumes, wo die SPW 2 dominiert, konnten ähnliche Ergebnisse gefunden werden. Hier konnte allerdings die Vermutung, dass die polare SPW in situ durch brechende Schwerewellen angeregt wurde, noch stärker bestätigt werden, da sich SABER zu diesem Zeitpunkt in der nördlichen Hemisphäre befand.

33 Trends in der Zirkulation der mittleren Atmosphäre 1979 – 2100

A. Gabriel, E. Becker

Der Anstieg von anthropogenen Treibhausgasen führt zu deutlich stärkeren Änderungen in der mittleren Atmosphäre als bislang vermutet, da natürliche Schwankungen wie die quasi-zweijährige Oszillation (QBO) über den Tropen das Trendverhalten beeinflussen. Dies zeigen neue Analysen von Modellrechnungen zum 5. IPCC-Klimabericht, die die mittlere Atmosphäre mit einbeziehen.

Generell führt der Anstieg anthropogener Treibhausgase wie Kohlendioxid (CO_2) aufgrund der Änderung im Strahlungsbudget zu einer Erwärmung der Troposphäre und einer Abkühlung der mittleren Atmosphäre. Das hier vorgestellte DFG-Projekt (BEDOC) zeigte aber auch eine prägnante Erwärmung der Stratosphäre und stärkere Abkühlung der Mesosphäre in polaren Breiten während der Wintermonate, und zwar aufgrund der CO_2 -bedingten Änderung der Massenzirkulation (residuelle Zirkulation) und den zugehörigen dynamischen Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten (bei absinkenden bzw. aufsteigenden Strömungen). Grundlage der Arbeiten sind die CMIP5-Simulationen mit dem Erd-System-Modell MPI-ESM-MR (bis 80 km Höhe; Daten von M. Giorgetta, MPI Hamburg, zur Verfügung gestellt).

Neue Trendanalysen zeigen nun, dass die QBO, d. h. der innerhalb von 28 Monaten von oben nach unten verlaufende Wechsel der Windrichtung in der äquatorialen Stratosphäre, das polare Trendmuster erheblich beeinflusst: Es ist sehr viel stärker während der Westphase der QBO (s. Abb. 33.1, moderates CO_2 -Szenario RCP4.5). Die Phasen der QBO werden dabei durch den Wind in der unteren Stratosphäre definiert. Die Wirkung der QBO auf die extra-tropische Zirkulation unter aktuellen Klimabedingungen (s. Differenz QBO-Ost minus QBO-West, Abb. 33.2) sowie die linearen Trends der letzten Jahrzehnte wurden sorgfältig mit ECMWF-Reanalysen validiert. Das polare Trendmuster ist besonders prägnant in der Mitte des Winters (Januar), und wurde von Modellrechnungen für 1979–2008 mit vorgegebener Ozeantemperatur sowie für 2006–2100 mit doppeltem CO_2 -Szenario (RCP8.5) bestätigt. Die große Ähnlichkeit zwischen Abb. 33.2 und Abb. 33.1 (oben, links) deutet auf einen Wechsel zur polaren QBO-Ost-Signatur während der Westphase der QBO. Verstehen kann man dieses überraschende Trendverhalten nur über eine Analyse der lokalen Änderungen und der großräumigen, stationären und transienten Wellen. Generell bildet sich

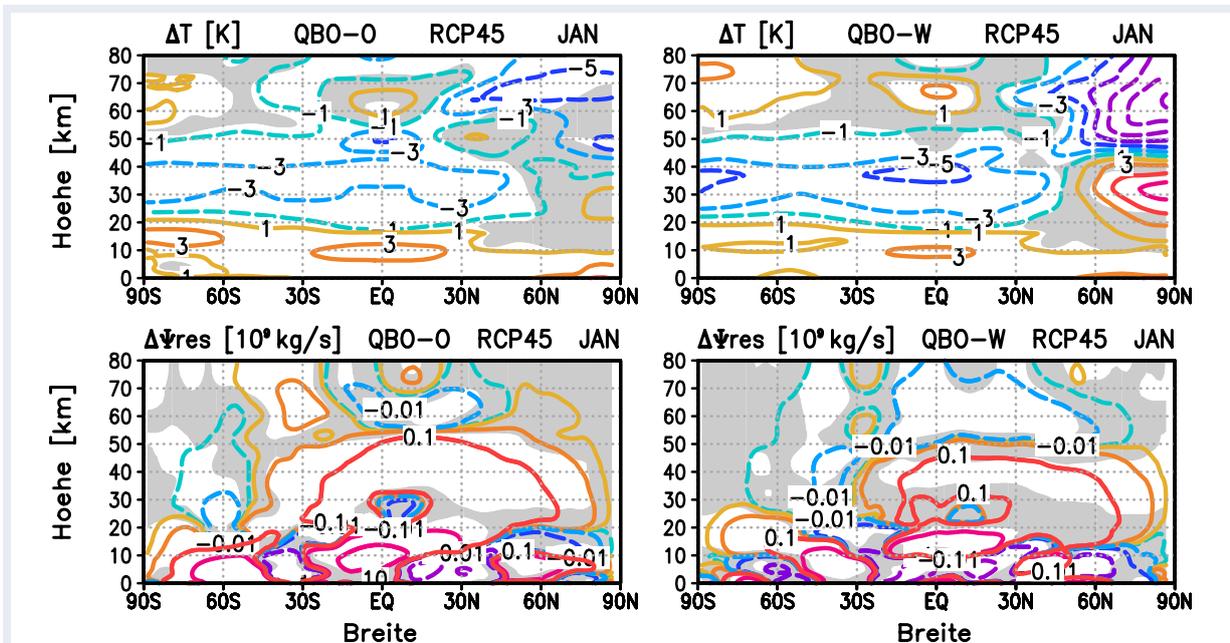


Abb. 33.1: Linearer Trend der zonal gemittelten Temperatur (oben) und residuellen Stromfunktion (unten), für Januar 2006–2100, rechts: QBO-Ost, links: QBO-West, graue Flächen: nicht signifikant; Klimamodell MPI-ESM-MR mit Szenario RCP4,5; Anstieg von CO_2 auf ca. 650 ppm, Anstieg der global gemittelten Bodentemperatur um ca. 2°C .

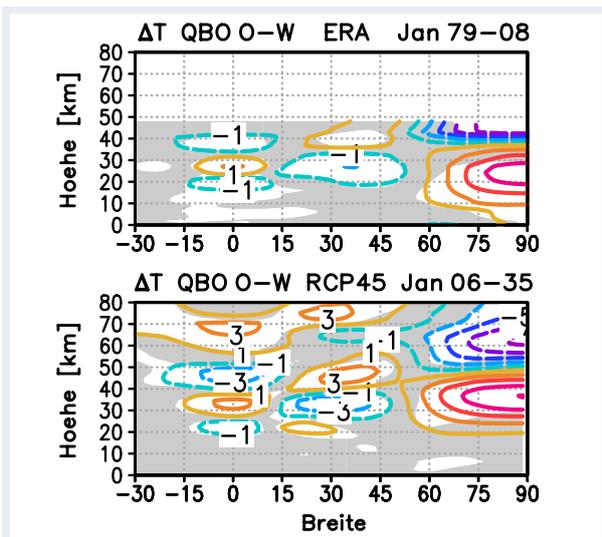


Abb. 33.2: Temperaturdifferenz QBO-Ost – QBO-West (Januar), oben: ECMWF-Reanalysen (ERA) 1979–2008, unten: MPI-ESM-MR, Szenario RCP4.5, 2006–2035; die typische QBO-Signatur wird vom Modell gut erfasst.

ab Januar bei QBO-Ost eine stationäre Welle-1 (ein Extremum bei 0°–120°W über Nordeuropa/Sibirien deutet auf die Position des stratosphärischen Polarwirbels), bei QBO-West jedoch eine Welle-2 (zweites Extremum, im zonalen Wind bei 60°W und im vertikalen residuellen Wind bei 120°W, s. Abb. 33.4). Bei ansteigenden CO₂-Emissionen verzeichnen wir jedoch bei QBO-West ein Anwachsen der Welle-1 auf Kosten der Welle-2, d. h. schwächere Westwinde bei 180°–60°W und stärkeres Absinken im Zentrum des Polarwirbels (Abb. 33.4, gestrichelte Linien).

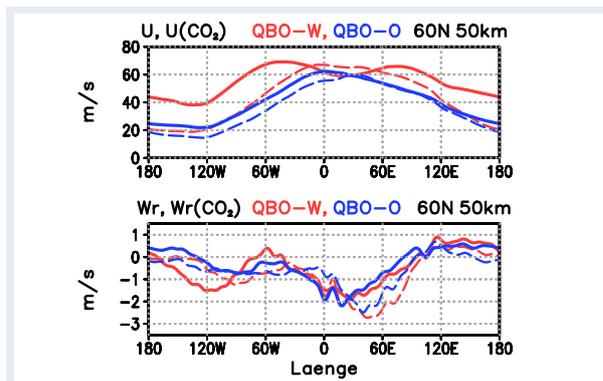


Abb. 33.4: Oben: zonaler Wind, unten: vertikaler residueller Wind, 60°N, 50 km Höhe, Januar, gemittelt über die ersten (durchgezogen) und letzten (gestrichelt) 20 Jahre des Szenario RCP4.5; rot: QBO-West, blau: QBO-Ost

Die Aktivität kleinerer, transienter Wellen verstärkt sich dagegen über Nordamerika sowohl beim Übergang von QBO-West nach QBO-Ost als auch im CO₂-bedingten Trend (Abb. 33.3). Daher wird dort der zonale Wind schwächer und die großen, planetaren Wellen, die bei Überströmung der Westwinde über die Rocky Mountains angeregt werden und wesentlich zur Welle-2-Signatur beitragen, können sich nicht mehr frei entfalten. Weitere Analysen zeigen, dass die Verstärkung der Welle-1 (also des Polarwirbels) aufgrund der Abkühlung der mittleren Atmosphäre zu einer Veränderung im meridionalen Transport von Wirbelstärke (Vorticity) führt, die den geschilderten Prozess und damit den Trend bei QBO-West erheblich verstärkt.

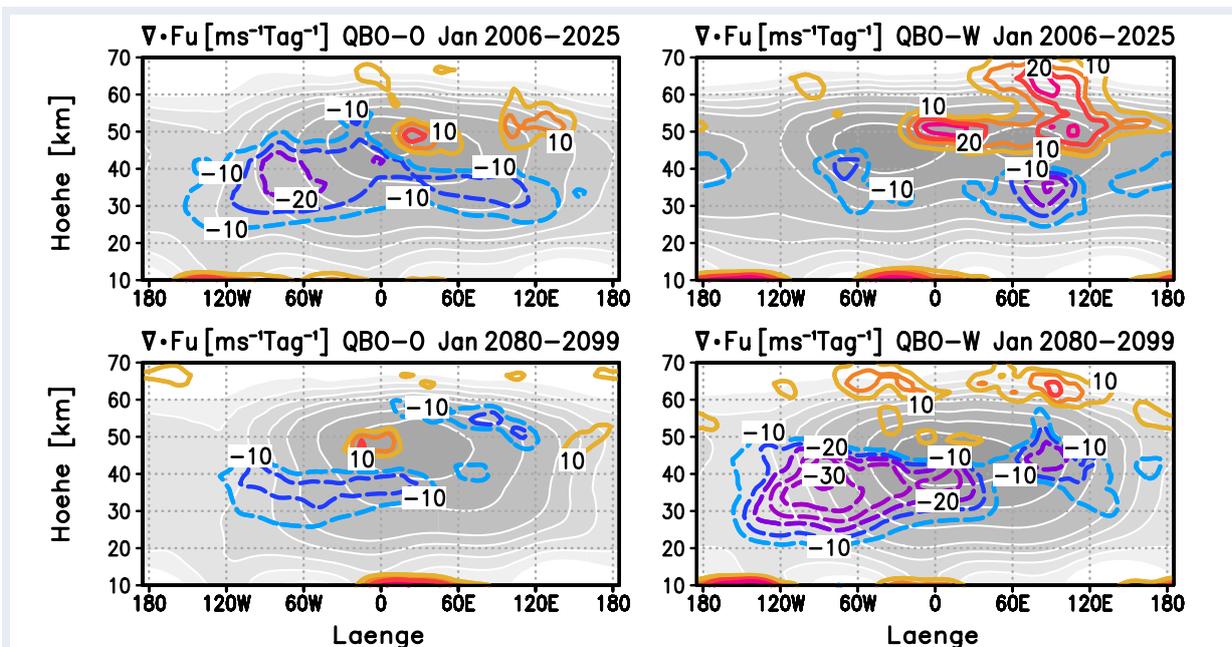


Abb. 33.3: Wellenflussdivergenz $\nabla \cdot \mathbf{Fu}$ (farbige Isolinien, forciert als „Wellenantrieb“ die residuelle Strömung) und zonaler Wind (schattiert, nicht beschriftete weiße Isolinien 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60 m/s), 60°N, Januar, gemittelt über die ersten (oben) und letzten (unten) 20 Jahre des Szenario RCP4.5; links QBO-Ost, rechts: QBO-West.

34 Über die Vorhersagbarkeit des troposphärischen Signals nach starken stratosphärischen Erwärmungen

A. Schneidereit, D. H. W. Peters

Einige starke stratosphärische Erwärmungen weisen im weiteren Verlauf einen signifikanten Einfluss auf die troposphärische Zirkulation von bis zu zwei Monaten auf. Ob mit dem Einsetzen der Erwärmung Vorboten existieren, welche für die Vorhersage genutzt werden können, ist Ziel dieser Untersuchung. Die Methodik und weitere wesentliche Ergebnisse sind in der Arbeit Karpechko, Peters, Hitchcock und Schneidereit (QJRM, 2017) im Detail nachzulesen. Starke stratosphärische Erwärmungen werden in zwei Gruppen unterteilt: (i) mit einem signifikantem, langanhaltenden Einfluss auf die Troposphäre (dSSW) und (ii) ohne Einfluss (nSSW). Es kann gezeigt werden, dass die normierte Geopotentialanomalie in der unteren Stratosphäre genutzt werden kann, um den weiteren Verlauf des troposphärischen Signals vorherzusagen.

Bei plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen (SSWs) erwärmt sich die Stratosphäre innerhalb weniger Tage um mehrere Grad. Gleichzeitig kommt es zu einer starken Abbremsung des westlichen Strahlstromes. Stellt sich der zonal gemittelte Westwind in etwa 30 km Höhe auf Ostwind um, spricht man von starken (major) plötzlichen stratosphärischen Erwärmungen (kurz: MSSWs). Der Tag der Windumkehr wird als zentraler Tag bezeichnet.

Einige MSSWs sind mit einer deutlichen negativen Phase der NAM („Northern annular mode“) in der unteren Troposphäre (auch arktische Zirkulationsanomalie genannt) verbunden. Der NAM-Index bezeichnet das normierte Polarkappenmittel der Geopotentialanomalie. Einhergehend mit der negativen NAM kommt es zur polaren Zunahme der Bodenruckanomalie und zur deutlichen Verschiebung des Polarfrontjets in der Troposphäre zum Äquator hin, wodurch sich Hochdruckgebiete und Kaltluftausbrüche verlagern. Diese Verlagerungen können bis zu zwei Monate bestehen bleiben. Jedoch zeigen nicht alle MSSWs dieses troposphärische Signal.

Vorhergehende Studien zeigten, dass der weitere Verlauf einer MSSW und den damit verbundenen stratosphärischen Anomalien abhängig von dem vertikalen Ausmaß der Erwärmung innerhalb der

Stratosphäre, verbunden mit höherer planetarer Wellenaktivität um den zentralen Tag herum, erscheint. In diesem Zusammenhang spielen die Polarnacht-Strahlstrom-Oszillationen (PJO) eine Rolle. PJOs weisen ebenfalls eine starke positive polare Temperaturanomale auf, welche die untere Stratosphäre erreicht. PJO werden in zwei Gruppen unterteilt: (i) sPJO, Polarwirbel baut sich wieder vollständig auf, (ii) nPJO, keine vollständige Rückkehr des Polarwirbels. Jedoch wird nicht jede MSSW von einer starken PJO begleitet, da PJOs nicht durch die Windumkehr definiert sind. Dennoch weisen PJOs einen starken troposphärischen Einfluss auf.

Die weitere Analyse fokussiert sich auf den NAM-Verlauf. Hierfür werden die MSSWs in zwei Gruppen unterteilt: (i) diejenigen mit einem signifikanten, langanhaltenden Einfluss auf die Troposphäre (dSSW) und (ii) jene ohne Einfluss (nSSW). Die folgenden Ergebnisse beruhen auf Daten des EZMW von 1979 bis 2014 sowie auf drei 150-Jahre-Ensemble-Simulationen des kanadischen Chemie-Mittelatmosphärenmodells CMAM. Der Einfluss der Stratosphäre auf die Troposphäre wird mittels des vorgenannten NAM-Indexes analysiert. Drei Kriterien müssen gleichzeitig erfüllt sein, um dSSW- von nSSW-Fällen zu unterscheiden: (i) der über die 45-Tage-Periode (Tag 8–52 nach dem zentralen Tag) gemittelte NAM-Index (NAM1000) auf 1000 hPa muss negativ sein, (ii) der Anteil an Tagen mit negativer NAM, während der 45-Tages-Periode, darf nicht geringer als 50 % sein und (iii) der Anteil an Tagen, während der 45-Tages-Periode, in denen der NAM-Index auf 150 hPa (NAM150) negativ ist, darf nicht geringer als 70 % sein. Wird eines oder mehrere Kriterien nicht erfüllt, so wird die MSSW der Kategorie nSSW (keinen Einfluss auf die Troposphäre) zugeteilt. Die 45-Tages-Periode startet eine Woche nach dem zentralen Tag, um signifikante troposphärische Autokorrelationen des zentralen Tages mit dem weiteren troposphärischen Signal zu vermeiden.

In den Wintern der Jahre 1979 bis 2014 werden 23 MSSWs erkannt, davon 13 dSSWs und 10 nSSWs. Die zeitliche Entwicklung des NAM-Indexes (Abb. 34.1a) zeigt das von vorhergehenden Studien bekannte

Muster des abwärts gerichteten Signals. Die dSSW-Fälle (Abb. 34.1b) sind durch negative NAM-Anomalien in der unteren Stratosphäre am zentralen Tag gekennzeichnet. Im Gegensatz dazu verschwinden die negativen Anomalien in der unteren Stratosphäre schnell und sind in der Troposphäre bei nSSW nicht vorhanden (Abb. 34.1c). Die Differenz zwischen den beiden Gruppen (Abb. 34.1d) ist in der unteren Stratosphäre um den zentralen Tag signifikant. Dies erscheint bemerkenswert, da der Zeitraum um den zentralen Tag herum nicht direkt in den Kriterien enthalten ist.

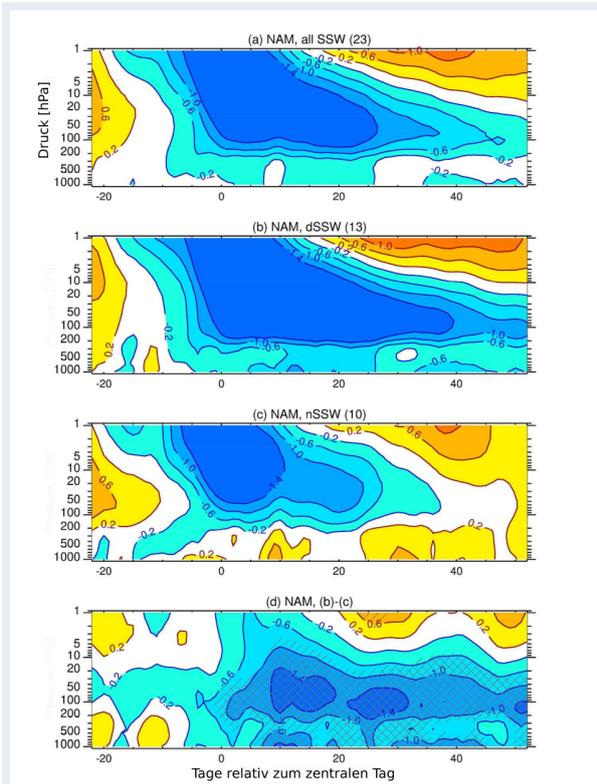


Abb. 34.1: Entwicklung des NAM-Indexes in den Daten des EZMW um den zentralen Tag (Tag 0) der MSSWs herum für (a) alle MSSWs, (b) dSSWs, (c) nSSWs und (d) Differenz zwischen (b) und (c). Die Schraffur in (d) zeigt signifikante Differenzen ab dem 0,1-Niveau.

Das Ergebnis wird ebenfalls durch die CMAM-Modellsimulationen bestätigt, bei denen 326 MSSWs in den 450 Wintern identifiziert wurden. Dieses Ergebnis weist darauf hin, dass die Anomalien um den zentralen Tag in der unteren Stratosphäre wichtig für den weiteren Verlauf der MSSW und ihres troposphärischen Einflusses sind und zur Vorhersage nutzbar gemacht werden können.

Um die verbesserte Vorhersagbarkeit zu verdeutlichen, werden bedingte Wahrscheinlichkeiten berechnet (Abb. 34.2). Die bedingten Wahrscheinlichkeiten geben an, mit welcher Wahrscheinlichkeit

eine dSSW eintritt, wenn NAM150 um den zentralen Tag herum (hier: Tag 0 bis 4) geringer als ein kritischer Wert ist. Weisen die NAM-Anomalien auf 150 hPa um den zentralen Tag starke negative Werte auf (Abb. 34.2), steigt die bedingte Wahrscheinlichkeit einer MSSW mit troposphärischem Einfluss auf ca. 70 % (EZMW) bzw. 80 % (CMAM). Besitzt der NAM150-Index hohe positive Werte und überschreitet den maximalen NAM-Wert, entspricht die bedingte Wahrscheinlichkeit der Eintrittswahrscheinlichkeit einer dSSW, im Falle des EZMW 57 % und des CMAM 45 %.

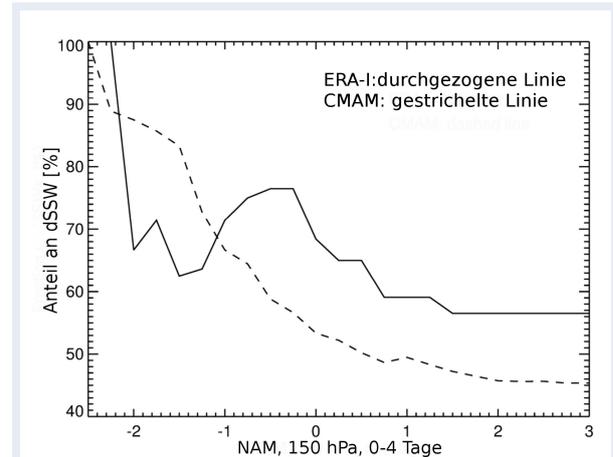


Abb. 34.2: Anteil (%) der dSSW in EZMW (durchgezogene Linie) und CMAM (gestrichelte Linie) als Funktion des NAM150-Indexes um den zentralen Tag herum.

Die Einteilung in PJO und nPJO erfasst den weiteren Verlauf besser als der NAM150-Index um den zentralen Tag herum. Jedoch ist für diese Einteilung die Kenntnis über den weiteren Verlauf notwendig, weshalb sich die PJO nicht als Vorbote für die Vorhersagbarkeit des Verlaufs einer MSSW eignet.

Zusammenfassend erweist sich der NAM150-Index, um den zentralen Tag herum, als ein guter Indikator für den weiteren Verlauf einer MSSW. So steigt die Wahrscheinlichkeit einer dSSW auf nahezu 70 %, wenn der NAM150-Index negativ ist. Die dSSW-Fälle zeichnen sich weiterhin durch einen erhöhten Wellenaktivitätseintrag in die untere Stratosphäre um den zentralen Tag aus. Aufgrund der schwachen Korrelation miteinander ergeben sich verschiedene Mechanismen, welche zum dSSW-Verlauf beitragen: (i) die Persistenz der anfänglichen NAM-Anomalien in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre und (ii) ein verstärkter Antrieb von der Stratosphäre durch planetare Wellen. Der zweite Mechanismus führt zu einer längeren Persistenz der stratosphärischen Anomalien und trägt somit zum verzögerten Minimum des NAM150-Indexes bei.

35 Ozon in der Mesopausenregion: Budget und photochemisches Gleichgewicht

M. Grygalashvyly, G. R. Sonnemann

Basierend auf den Rechnungen unseres 3D-chemischen Transportmodells wurden Annahmen bezüglich des photochemischen Gleichgewichts des Ozons (OPG) in der erweiterten Mesopausenregion (70 km–100 km) während der Nacht überprüft. Ozon befindet sich oberhalb von 82 km – 92 km, abhängig von der geographischen Breite und der Saison, im quasi-photochemischen Gleichgewicht befindet. Unterhalb dieser Grenzhöhe weicht jedoch die Ozonkonzentration erheblich vom Gleichgewicht ab. Wir fanden in den 3D-Simulationen, dass die Höhe der Schicht des angeregten Hydroxyl (OH^*) sehr gut mit der Grenze des photochemischen Gleichgewichts des Ozons übereinstimmt. Damit kann die durch Satelliten messbare Höhe der OH^* -Schicht als Indikator für die Grenze der Gültigkeit des OPG genutzt werden. Es wurde weiter gefunden, dass man die Reaktion des Ozons mit dem atomaren Wasserstoff auch am Tage nicht vernachlässigen darf, was gewöhnlich getan wird. Die Berücksichtigung dieser Reaktion beeinflusst die Ableitung der Konzentration des atomaren Sauerstoffs, des atomaren Wasserstoffs und der chemischen Erwärmungsrate aus Ozonmessungen teilweise erheblich.

Die Ableitung von atomarem Sauerstoff (O), atomarem Wasserstoff (H) und der chemischen Erwärmungsrate in der erweiterten Mesopausenregion ($\approx 70 \text{ km} - 100 \text{ km}$) über die Messung des Ozons (O_3) basiert auf zwei Voraussetzungen: 1.) O_3 ist näherungsweise im photochemischen Gleichgewicht und 2.) in den photochemischen Bilanzgleichungen müssen die Hauptreaktionen berücksichtigt werden. Während des Tages befindet sich O_3 auf Grund der starken Photodissoziation ($\tau_{\text{O}_3} \approx 100 \text{ s}$) annähernd im photochemischen Gleichgewicht. Während der Nacht gilt diese Annahme wegen fehlender Photodissoziation nicht. Der einzig effektive Verlustprozess für O_3 besteht dann in der Reaktion von O_3 mit H, der natürlich auch am Tage wirksam ist. Bei der Ableitung von O, H und der chemischen Erwärmung unter Tagesbedingungen wird die Verlustreaktion von O_3 mit H gewöhnlich vernachlässigt. Es wurden zwei Szenarios auf der Basis eines 3D-chemischen Transportmodells (CTM) untersucht. Zum einen wurde OPG während der Nacht ange-

nommen, zum anderen OPG während des Tages. Wir berechneten den Jahresgang der raum-zeitlichen Verteilung des Verhältnisses von O_3 , berechnet auf der einen Seite durch das CTM und auf der anderen Seite unter der Annahme des photochemischen Gleichgewichts.

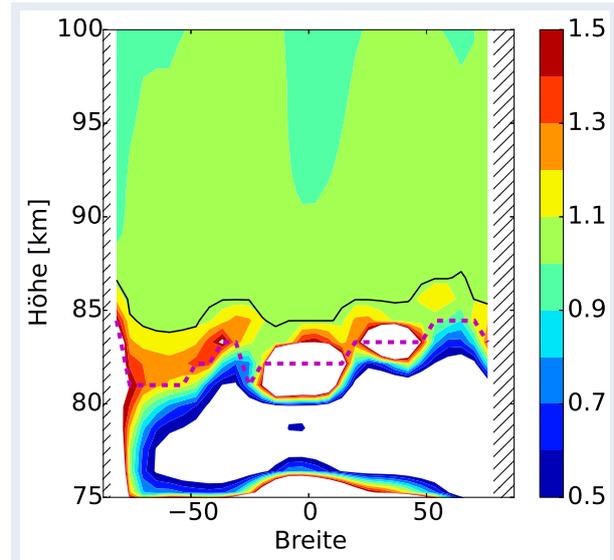


Abb. 35.1: Nächtlicher Durchschnitt des mittleren Verhältnisses $\text{O}_3/\text{O}_{3\text{Gl}}$. Die schwarze durchgezogene Linie bildet die Grenze z_{Gl} zum chemischen Gleichgewicht, die rote gestrichelte Linie kennzeichnet das Maximum der OH -Schicht.

Abbildung: 35.1 stellt ein Ergebnis für das Nachtzeitszenario im September dar. Die schmalen grauschattierten Bereiche entsprechen einem Zenitwinkel von $\chi \leq 100^\circ$. Die schwarze durchgezogene Linie zeigt die Grenze zum Quasigleichgewicht z_{Gl} an, in dem die Ozonwerte aus dem CTM besser als 10% in Übereinstimmung mit ihren Gleichgewichtswerten $\text{O}_{3\text{Gl}}$ sind. Die magentafarbene gestrichelte Linie kennzeichnet das Maximum der Hydroxylschicht (OH). Diese Kurve folgt 3 km–4 km tiefer etwa der Jahreszeit-Breitenvariation der Grenze des OPG. In einem Höhenintervall von $z_{\text{Gl}} \leq z \leq 100 \text{ km}$ ist O_3 etwa im photochemischen Gleichgewicht. Die Grenze des Gleichgewichts hängt von der geographischen Breite und der Jahreszeit ab und variiert innerhalb eines Höhenbereichs von etwa 82 km bis 92 km. Die saisonale und breitenabhängige Variation von O_3 , und damit auch die des photochemischen Gleichgewichts, hängt von der residualen Zirkulation ab

und damit vom Fluss von O (abwärtsgerichtet im Winter und aufwärtsgerichtet im Sommer). Für die Anwendung des OPG-Konzepts ist es notwendig, entweder nur ausschließlich den Höhenbereich oberhalb von etwa 90 km zu nutzen oder ein Kriterium zu finden, welches auf der Grundlage gemessener Daten erlaubt, die korrekte Höhe der Gültigkeit des OPG zu bestimmen. Wie erwähnt spiegelt das Maximum der OH-Konzentration etwa 3 km–4 km tiefer die untere Grenze des OPGs wider. Es ist eine bekannte Tatsache, dass die OH*-Schicht des angeregten OH während der Nacht 3 km–4 km höher als die OH-Schicht liegt. Die Reaktion von O₃ mit H ist während der Nacht die wichtigste Verlustreaktion für O₃. Sie ist der primäre Produktions-term für das angeregte OH*. Damit ist die Höhe des stärksten Verlusts von O₃ mit der OH*-Schicht gekoppelt. Demzufolge befindet sich der Höchstwert des angeregten OH* (der durch Satelliten gemessen werden kann) in der Nähe der Grenze des chemischen Gleichgewichts für O₃ und dient damit als ein Marker für die Grenze des OPG. Oberhalb dieser Grenze der OH*-Schicht befindet sich O₃ während der Nacht im chemischen Gleichgewicht.

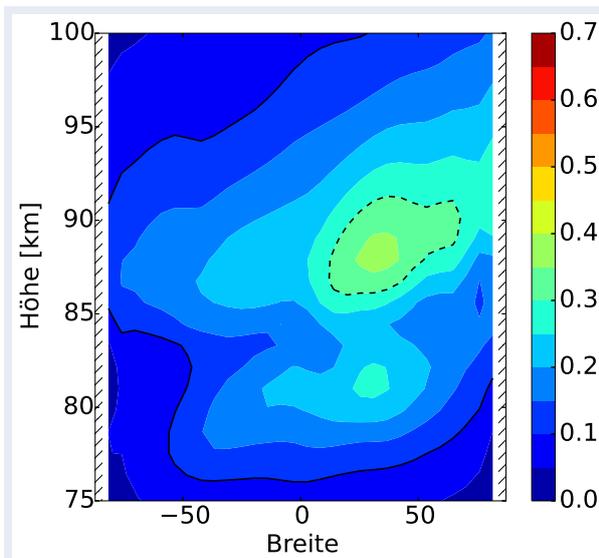


Abb. 35.2: Tageszeitliches Mittel des monatlichen Durchschnitts des Verhältnisses der Reaktion von H mit O₃ zu dem Verlustterm durch Photodissoziation im Höhen-Breiten-Schnitt für September

Abbildung 35.2 zeigt das tageszeitliche Mittel über den September gemittelt eines Höhen-Breiten-schnitts des Verhältnisses (V) des Verlustterms der Reaktion von H mit O₃ zu dem Verlustterm durch Photodissoziation von O₃. Die schwarze durchgezogene Linie bzw. die gestrichelte Linie zeigen an, wo dieses Verhältnis 0,1 bzw. 0,3 oder der relative

Verlust bezogen auf die Photodissoziation von O₃ 10 % bzw. 30 % ist. Augenscheinlich ist die Reaktion mit H auch während des Tages für alle Jahreszeiten wichtig. Im Höhenbereich zwischen 75 km und 100 km hat dieses Verhältnis überwiegend einen Wert von $V > 0,1$. Das Maximum dieses Verhältnisses liegt in äquatorialen bis hin zu niederen Breiten der jeweiligen Winterhemisphäre in 85 km bis 90 km Höhe und erreicht dort einen Wert von 0,2 bis 0,7 in Abhängigkeit von der Jahreszeit. Das Verhältnis ist im Januar und Februar bzw. Juni und Juli am Größten, weil u. a. die durchschnittliche Photodissoziation um die Wintersonnenwende am geringsten ist. Minimale Werte treten im April und Oktober auf, wenn einerseits die mittlere Sonneneinstrahlung hoch ist und andererseits durch Photolyse H gebildet wird, der durch Gezeiten bedingt abwärts transportiert wird.

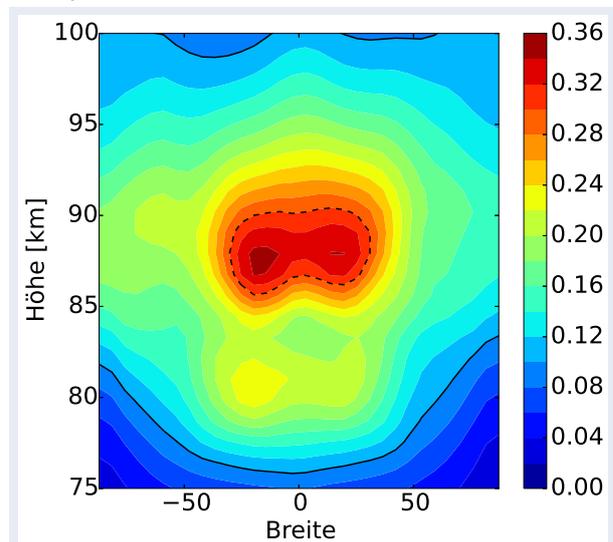


Abb. 35.3: Tägliches Mittel des jährlichen Durchschnitts des Verhältnisses V

Die Abbildung 35.3 zeigt das tägliche Mittel des jahreszeitlichen Durchschnitts von V im Höhen-Breiten-schnitt. Der Vergleich dieser Abbildung mit SABER-Messungen demonstriert, wie stark die Vernachlässigung der Reaktion von O₃ mit H die Analyse beeinflusst. Beispielsweise zeigen die SABER-Konzentrationen von O unterhalb von 92 km eine fast uniforme meridionale Verteilung. Berücksichtigt man jedoch die Reaktion von O₃ mit H, dann tritt ein Maximum von O in äquatorialen bis niederen Breiten im Höhenbereich zwischen 84 km und 92 km auf. Damit müssen u. a. die veröffentlichten exothermen chemischen Erwärmungsraten korrigiert werden, die aus den abgeleiteten Konzentrationen von O berechnet wurden.

36 Phasenhöhen-Messungen über Europa während der letzten 5 solaren Zyklen - Langzeitvariabilität der Mesosphäre

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

Die Auswertemethodik der Phasenhöhen-Messungen wurde verbessert: So wurde die Geradenbestimmung aus den gemessenen Eintrittszeiten durch ein objektives Verfahren abgelöst, sowie saisonale Höhengewichte in der Bewertung der Eintrittszeiten berücksichtigt und die Reihe um 8 Jahre verlängert. Für die neue Reihe (Standardphasenhöhe-R4) zeigt sich ein signifikanter Trend über dem gesamten Zeitraum mit einer Abnahme von 121 m pro Dekade (vorher 114 m pro Dekade). Der Schichtmitteltemperaturtrend über 5 solare Zyklen mit Berücksichtigung eines Stratopausentrends beträgt etwa -1 K/dek und ist konsistent mit der Literatur. Der Schichtmitteltemperaturtrend für die solaren Zyklen 23 und 24 liegt bei -1,6 K/dek, was auf eine Zunahme der mesosphärischen Abkühlung in den letzten 2 Dekaden über Europa hinweist.

Indirekte Phasenhöhen-Messungen mit Hilfe niederfrequenter Rundfunkwellen der französischen Radiostation Allouis (47°N, 2°O) werden in Kühlungsborn (54°N, 12°O) seit 1959 durchgeführt, um die Variabilität der ionosphärischen D-Region im Höhenbereich von 70 km bis 90 km zu untersuchen. Diese Messungen sind wichtig für die Gesellschaft, da die Ergebnisse als ein Indikator für Klimaveränderungen in der Mesosphäre genutzt werden können. Steht ein Rundfunksender im Langwellenbereich zur Verfügung, liegen die Vorteile der Methode in der Einfachheit ihrer Anwendung, der Messung der Feldstärke. Die Methode zur Ermittlung der daraus abgeleiteten Eintrittszeiten wird in Peters und Entzian (ASR 2015) ausführlich beschrieben und in Peters und Entzian (JASTP 2017) daraus die Schichtmitteltemperatur berechnet. Basierend auf den Eintrittszeiten wird eine neue objektive Auswertemethode zur Geradenbestimmung benutzt und getestet sowie eine Verlängerung der Messperiode um 8 Jahre durchgeführt, so dass nun Ergebnisse über 5 solare Zyklen zur weiteren Auswertung der Periode 1959–2016 zur Verfügung stehen. Erste Ergebnisse für den linearen Trend der neuen R4-Reihen für Standardphasenhöhe (SPH) und Plasmaskalenhöhe (PSH) sowie für den Sommertrend der mesosphärischen Schichtmitteltemperatur werden präsentiert.

Neue Auswertemethodik

Die täglichen Eintrittszeiten (maximal 5 am Vormittag und 5 am Nachmittag) entsprechen eindeutig der jeweiligen Zenitdistanz χ , die die Stärke der NO-Ionisierung durch die Sonnenstrahlung in der D-Schicht bestimmt. Dabei kann der mittlere logarithmische Tagesgang der Reflexionshöhe durch eine Gerade approximiert werden, wenn die Abszisse als eine Funktion vom natürlichen Logarithmus der Chapman-Funktion von χ angesetzt wird. Die Geradenparameter sind folgende: der Ordinatenwert ist die Höhe definiert bei der Abszisse 1,6 ($\chi = 78,4^\circ$), der auch als die SPH bezeichnet wird, sowie der Höhenanstieg bei einer Änderung der Abszissenwerte um 1, welcher als PSH bekannt ist. Diese Parameter werden hier mittels Geradenanpassung nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Zusätzlich wurde, basierend auf Beobachtungen, eine saisonale Wichtung der Höhenzuordnung eingeführt, um das Absinken der Schicht konstanter Elektronendichte vor allem im Sommer besser zu erfassen. Die Wichtungsparameter wurden anhand einer gemessenen Jahresreihe bestimmt und getestet. Weiterhin wurde die Auswertung um weitere 8 Jahre ausgedehnt, nun aber unter Verwendung eines Bildschirm-gestützten Arbeitsplatzes. Im folgenden werden Ergebnisse der neuen Reihe (R4) angegeben und diskutiert.

Linearer Trend

In Abbildung 36.1 sind die Verläufe über 58 Jahre der für Kühlungsborn bestimmten SPH- und PSH-Reihen dargestellt. Die Reihen sind monatlich und mit 2,7 Jahre gleitend geglättet worden, um interannuale Schwingungen zu identifizieren. Der Mittelwert für SPH beträgt 81,7 km mit einer Standardabweichung von etwa 0,48 km und für PSH 4,9 km $\pm 0,42$ km. Der SPH Trend über die gesamte Zeit beträgt -121 m pro Dekade und ist mit 95 Prozent signifikant nach Anwendung einer Pre-Whitening-Prozedur, um den Einfluss des solaren Zyklus zu reduzieren. Im Vergleich zur alten R3-Reihe ist der Trend etwas stärker (vorher -114 m/dek für 50 Jahre). Der PSH Trend ist mit -47 m/dek negativ aber nicht si-

gnifikant, vorher war er positiv (68 m/dek) und auch nicht signifikant. Für die solaren Zyklen 20–21 beträgt die dekadische Änderung der SPH -289 m/dek aber für die solaren Zyklen 23–24 etwa die Hälfte (-151 m/dek). Dies deutet auf eine Abschwächung des SPH-Trends nach dem solaren Zyklus 21 hin, was sich durch den noch schwächeren dekadischen Trend der solaren Zyklen 22–23 mit -98 m/dek belegen lässt. D. h. der Trend der letzten 2 solaren Zyklen nimmt wieder zu.

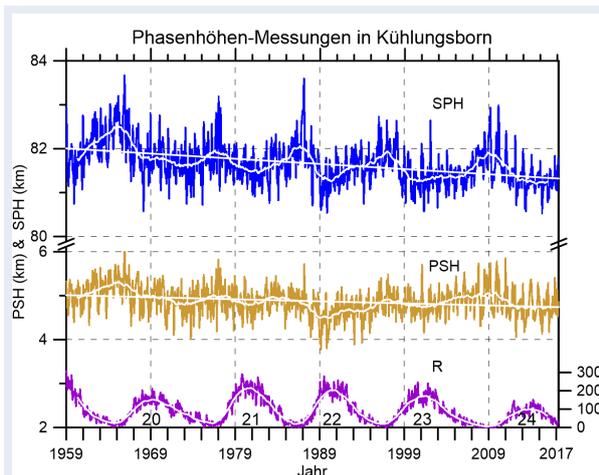


Abb. 36.1: R4: 58-jährige Reihen der SPH, PSH und der Sonnenflecken-Relativzahl (R) jeweils monatlich und mit 2,7 Jahren (weiße Linie) gleitend geglättet sowie der lineare Trend

Dieses Ergebnis ist mit der Annahme einer sich als Folge der globalen Erwärmung zusammenziehenden mittleren Atmosphäre in Übereinstimmung. Die lineare Abnahme der SPH von 289 m pro Dekade während der ersten zwei solaren Zyklen ist um etwa einen Faktor 2 größer als die für die letzten zwei solaren Zyklen (etwa 151 m pro Dekade). Ein zusätzlicher Trend in der Mesosphäre in der letzten Dekade stimmt mit der starken globalen Erwärmung des letzten Jahrzehnts gut überein.

Mesosphärische Schichtmitteltemperatur

Aus der Phasenhöhenmessung eines Tages lässt sich unter bestimmten Annahmen für die Ionisation der Luftdruck in 82 km Höhe über dem Messstreckenmittelpunkt (Eifelregion) zwischen der Radiostation Allouis und Kühlungsborn approximieren. Ist auch der Druckwert der Stratopause (1 hPa, ca. 48 km Höhe) bekannt, erlaubt die hydrostatische Beziehung die Berechnung der Schichtmitteltemperatur der Mesosphäre als integrale Größe zwischen diesen Druckwerten. Wegen der Winteranomalie werden nur Sommertage berücksichtigt.

Die Winteranomalie der Elektronendichte resultiert aus einer erhöhten NO-Konzentration in der D-Schicht durch verstärkten abwärts gerichteten Transport von NO aus der unteren Thermosphäre heraus in die Mesosphäre im Winter; verbunden mit der Photoionisation durch die Lyman-Alpha-Strahlung der Sonne.

Weiterhin wurde der lineare Trend einer Druckabnahme der Stratopause auf Basis der Reanalysen des EZMW bestimmt, wobei die Absenkung der Stratopause hauptsächlich durch die globale Abkühlung der Stratosphäre verursacht ist. Dies wird in der Berechnung der Schichtmitteltemperatur mit berücksichtigt. In der Abbildung 36.2 ist die so ermittelte Schichtmitteltemperatur der Mesosphäre für 5 solare Zyklen für Juni, Juli und August dargestellt.

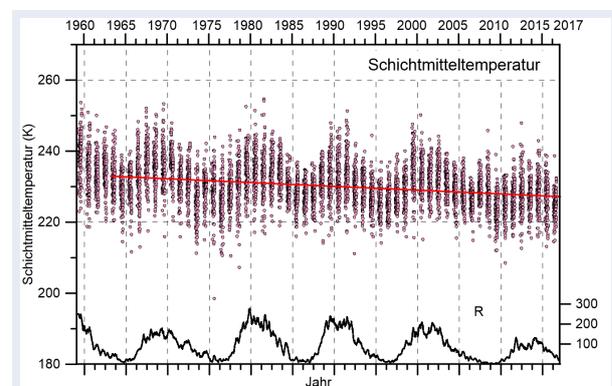


Abb. 36.2: Schichtmitteltemperatur der Mesosphäre über der Eifelregion für Sommertage und deren linearer Trend über 5 solare Zyklen sowie die monatlich gleitend gemittelte Sonnenflecken-Relativzahl (R)

Die Schichtmitteltemperatur zeigt eine erwartete Korrelation mit der Sonnenaktivität (R). Der Trend ist negativ über 5 solare Zyklen und beträgt etwa -1 K/dek wobei ein konstanter linearer Stratopausentrend mit einer zusätzlichen Abnahme von $0,34$ K/dek nicht berücksichtigt wurde. Dieser mittlere mesosphärische Temperaturtrend stimmt mit den bekannten Trends aus der Literatur gut überein. Weiterhin beträgt der lineare dekadische Trend der Schichtmitteltemperatur $-0,8$ K/dek für die solaren Zyklen 20–21, er ist schwächer, $-0,5$ K/dek, für die solaren Zyklen 22–23, aber wieder stärker mit $-1,6$ K/dek für die solaren Zyklen 23–24. Diese erneute Zunahme der Abkühlung wird auch in der Literatur diskutiert und steht mit der starken globalen troposphärischen Erwärmung des letzten Jahrzehnts in Zusammenhang.

37 Ableitung turbulenter Parameter aus globalen Modellsimulationen

V. Avsarkisov, E. Becker, T. Renkwitz

In bisherigen Verfahren zur Bestimmung turbulenter Parameter aus Radarmessungen wird der Übergang von geschichteter Makroturbulenz (GMT) zu kleinskaliger Kolmogorov-Turbulenz (KT) durch die sogenannte Auftriebskala beschrieben. Wir stellen eine neue Skalenanalyse für hochaufgelöste numerische Simulationen der Atmosphäre vor, in der dieser Übergang durch die Ozmidov-Skala gekennzeichnet ist. Insbesondere ermöglicht es diese Theorie, die RMS-Geschwindigkeit (RMS = root mean square) im KT-Regime zu berechnen, obwohl diese Skalen im Modell weder aufgelöst noch parametrisiert werden. Unsere Ergebnisse aus einer hochaufgelösten KMCM-Simulation stimmen sehr gut mit entsprechenden Abschätzungen aus Radarmessungen überein.

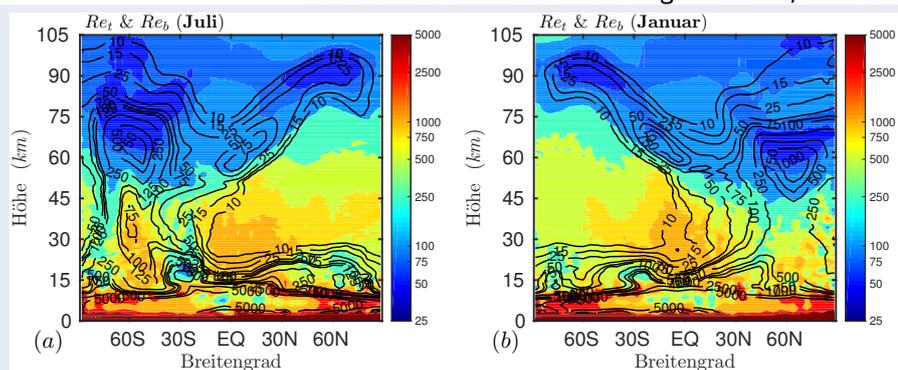
Es gibt drei verschiedene Arten der Turbulenz in der Atmosphäre. Der erste Typ ist die bekannte kleinskalige Kolmogorov-Turbulenz, die in allen drei Dimensionen homogen ist. Der zweite Typ ist die geschichtete Makroturbulenz, die sich generell auf die Mesoskalen und Schwerewellen bezieht. Der dritte Typ ist die sogenannte geostrophische Turbulenz und beschreibt die horizontalen Energiespektren der Wetterwirbel in der Troposphäre. Wir beschäftigen uns in dieser Studie mit dem Zusammenhang von GMT und KT. Diese beiden Typen sind vor allem in der mittleren Atmosphäre von Bedeutung. GMT wird vorwiegend durch das Brechen von primären (oder großskaligen sekundären) Schwerewellen induziert (siehe Kap. 3 und 28). Die damit verbundene Energiekaskade geht schließlich bei der Ozmidov-Skala in KT über.

Eine hilfreiche Kennzahl zur Charakterisierung von Turbulenz ist die Reynolds-Zahl. Wir verwenden die

sogenannte effektive Reynolds-Zahl $Re_t = U_h^4 / \nu_t \epsilon$ für GMT und für KT die Auftriebs-Reynolds-Zahl $Re_b = \epsilon / \nu N^2$. Hierin sind ϵ die skalenunabhängige Dissipationsrate, ν_t die turbulente Viskosität, U_h die typische horizontale Windfluktuation im GMT-Regime, ν die molekulare Viskosität und N die Auftriebsfrequenz.

Wir haben eine neue Theorie entwickelt, die es gestattet sowohl Kenngrößen im GMT-Regime als auch im KT-Regime aus hochaufgelösten globalen Windfeldern abzuleiten. Wir verwenden dazu als Basis die neue Klimamodellversion des KMCM (siehe Kap. 28), wodurch uns insbesondere die Dissipationsrate sowie die horizontalen und vertikalen turbulenten Diffusionskoeffizienten zur Verfügung stehen. Abbildung 37.1 zeigt Abschätzungen für die mittleren Reynolds-Zahlen. Diese Zahlen geben die Stärke des jeweiligen Turbulenzregimes an. Es ist zu sehen, dass das GMT-Regime (Farben) sehr stark unterhalb von 60 km ausgeprägt ist ($Re_t > 250$). Oberhalb von 75 km ist das GMT-Regime dagegen schwach ($Re_t < 100$). Der Grund hierfür ist, dass GMT in der Mesopausenregion erst bei kleineren Skalen als in der Troposphäre einsetzt, so dass hier nur ein kleiner Skalenbereich der GMT vom Modell erfasst wird. Die Konturlinien in Abbildung 37.1 zeigen Re_b . Hier zeigt sich, dass die KT in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (MLT, 50 km – 105 km) am stärksten ausgeprägt ist. Die großen Werte von Re_b in der unteren winterlichen Mesosphäre kommen auch durch die schwache Schichtung (Abnahmen der Temperatur mit Höhe) in diesem Bereich zustande. Seit den 80er Jahren werden Radarmessungen von Windfluktuationen in der MLT verwendet, um die Stärke der KT und die Dissipationsrate zu bestimmen. Dabei wird u. a. angenommen, dass der

Abb. 37.1: Reynolds-Zahlen (a) im Juli und (b) im Januar. Die Farben stellen die effektive Reynolds-Zahl (Re_t) dar, die charakteristisch für das GMT-Regime ist, die Konturen entsprechen der Auftriebs-Reynolds-Zahl (Re_b), die charakteristisch für das KT-Regime ist.



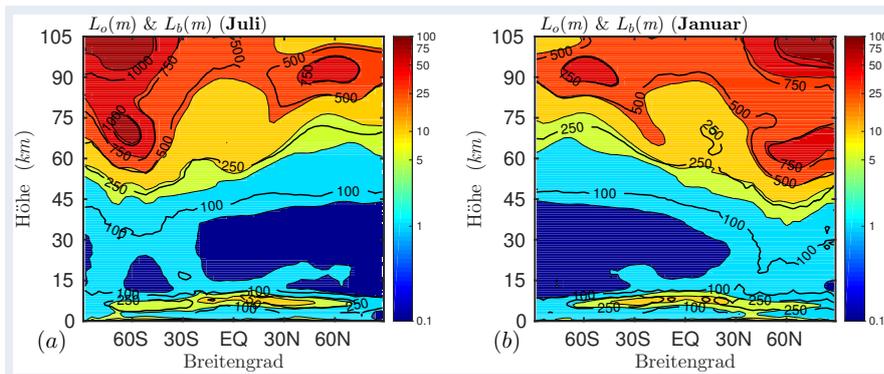


Abb. 37.2: Höhen-Breiten-Schnitt einer KMCM-Simulation für die Ozmidov-Skala (L_o farbig dargestellt) und die Auftriebskala ($L_b = U/N$ durch Konturlinien gekennzeichnet) für Juli (a) und Januar (b)

Übergang von GMT zu KT bei der sogenannten Auftriebskala $L_b = U/N$ stattfindet. Spätere Studien zur Makroturbulenz in der unteren Atmosphäre ergaben jedoch, dass die Ozmidov-Skala $L_o = \epsilon^{0.5}/N^{1.5}$ diesen Übergang charakterisiert. Wir haben beide Skalen aus der KMCM-Simulation theoretisch abgeleitet. Das Ergebnis (s. Abb. 37.2) zeigt, dass die Ozmidov-Skala in der MLT etwa eine Größenordnung kleiner ist als die Auftriebskala.

Das aus dem Modell abgeleitete Verhalten für die KT kann mit Messungen bestätigt werden. Turbulente Wirbel mit Abmessungen der Ozmidov-Skala haben eine typische Lebensdauer von etwa $\tau = N^{-1}$. Daraus folgt, dass eine typische Windgeschwindigkeit in einem solchen Wirbel etwa $U_{rms} = \sqrt{\epsilon/N}$ beträgt. Diese turbulente RMS-Geschwindigkeit lässt sich leicht aus den Modelldaten ableiten. Um zu prüfen, ob das Ergebnis mit Radarmessungen übereinstimmt, verwenden wir Daten vom MF-Radar des IAP in Andenes und berechnen die RMS-Geschwindigkeit mithilfe der FCA-Methode (FCA = Full Correlation Analysis).

Abbildung 37.3 stellt die Ergebnisse im Jahresgang dar: Im Sommer findet man maximale Werte der RMS-Geschwindigkeit in ca. 80 km bis 100 km Höhe. Diese KT wird durch das Brechen primärer Schwere-

wellen und der so induzierten GMT hervorgerufen. In den Wintermonaten sehen wir in beiden Datensätzen ein Maximum der RMS-Geschwindigkeit in der unteren Mesosphäre, welches wiederum aus dem Brechen primärer Schwerewellen bei etwa 60 km bis 75 km resultiert.

Wie in den Kapiteln 3 und 28 beschrieben, werden durch das Brechen primärer Schwerewellen großskalige sekundäre Schwerewellen ausgelöst, die dann in größeren Höhen GMT und KT erzeugen. Dieser vertikale Kopplungsmechanismus wurde erst in jüngster Zeit in Zusammenarbeit mit amerikanischen Kollegen entdeckt. Aufgrund des Brechens der sekundären Schwerewellen im Winter in Höhen oberhalb von 90 km besitzt die turbulente RMS-Geschwindigkeit hier ein ausgeprägtes absolutes Maximum. Dieses Maximum findet sich auch in den Radardaten, was eine weitere beobachtungs-basierte Bestätigung der Bedeutung sekundärer Schwerewellen in der MLT darstellt. Hervorzuheben ist ebenfalls die sehr gute quantitative Übereinstimmung von Modell- und Messergebnissen. Die polare Wintermesopause kann somit als die Region in der gesamten Atmosphäre mit der stärksten Schwerewellenaktivität, GMT und KT betrachtet werden.

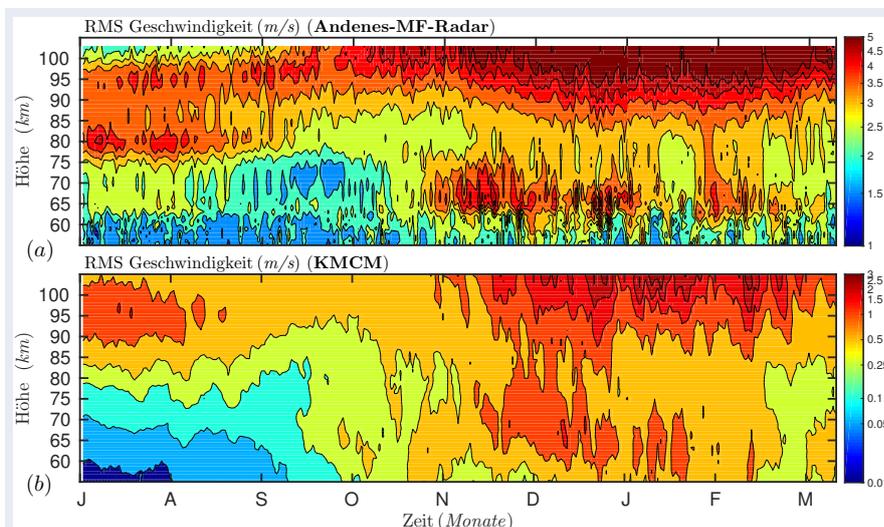


Abb. 37.3: Meridionale ganztägige RMS-Geschwindigkeit aus (a) Radarmessungen und (b) einer KMCM-Simulation

38 Globale Zirkulation in der unteren Thermosphäre

E. Becker

In dieser Studie wurde erstmals der Einfluss von Gezeiten auf die globale Zirkulation in der unteren Thermosphäre bestimmt. Aufgrund ihres vertikalen Flusses von westwärtigem Pseudo-Impuls treiben Gezeiten eine polwärtige Zirkulation in jeder Hemisphäre der unteren Thermosphäre. Der vertikale Energietransport durch Gezeiten ist substantiell und bestimmt maßgeblich die thermische Struktur oberhalb der Mesopause.

Für die dynamische Kontrolle der Strato-, Meso- und Thermosphäre ist die vertikale Ausbreitung von Wellen und die damit einhergehende Welle-Grundstromwechselwirkung als Antrieb der residuellen Zirkulation entscheidend. Vor allem die kalte Sommermesopause und die warme Winterstratopause sind Folge dieses Mechanismus. Hier betragen die Abweichungen von einem allein durch Strahlung bestimmten Zustand mehr als 100 Grad. Die bekannten Windmuster, Abschwächung des Polar-nachtjets mit der Höhe oberhalb der Stratopause sowie die Umkehr von westwärtigem auf ostwärtigen Wind im Bereich der Sommermesopause, sind mit der Temperaturstruktur, aufgrund der thermischen Windrelation, verknüpft. Diese *mechanische* (durch vertikale Pseudo-Impulsflüsse bedingte) Welle-Grundstromwechselwirkung ist im Prinzip sehr gut bekannt. Aktuelle Forschungen verwenden dieses Konzept vor allem, um dynamische Kopplungsmechanismen in der mittleren Atmosphäre

zu interpretieren. Jedoch wurde dieses Konzept bisher nicht für die untere Thermosphäre angewendet. Da für Schwerewellen und thermische Gezeiten neben dem vertikalen Transport von Pseudo-Impuls auch der vertikale Energietransport und die zugehörige Energiedeposition wesentlich sind, wurde die Rolle der Gezeiten für die globale Zirkulation in der unteren Thermosphäre theoretisch und mittels Modellsimulationen untersucht. Bislang existierte keine theoretische Beschreibung der Energiedeposition für Wellen, die in Modellen explizit simuliert werden, wie zum Beispiel Gezeiten. Lediglich für parametrisierte Schwerewellen gibt es eine entsprechende Theorie, die unter anderem auf frühere Arbeiten am IAP zurückgeht. Es stellte sich heraus, dass die Energiedeposition durch Wellen, die explizit im Modell beschrieben werden, sich erst über die Subskalparametrisierung ergibt. Sie entspricht der Summe aus mechanischer und thermischer Dissipation. Diese Entropieproduktionsraten sind allerdings in Zirkulationsmodellen meist unzureichend bzw. falsch berücksichtigt. Die im KMCM berücksichtigten Parametrisierungen sind dagegen konsistent und führen dazu, dass die Energiedeposition im Modell tatsächlich simuliert wird. Hinzu kommt, dass die neue Version des KMCM die freie Ausbreitung von aufgelösten Wellen bis über 150 km Höhe erlaubt. Weiter oberhalb werden die Wellen vor allem durch Ionenreibung gedämpft.

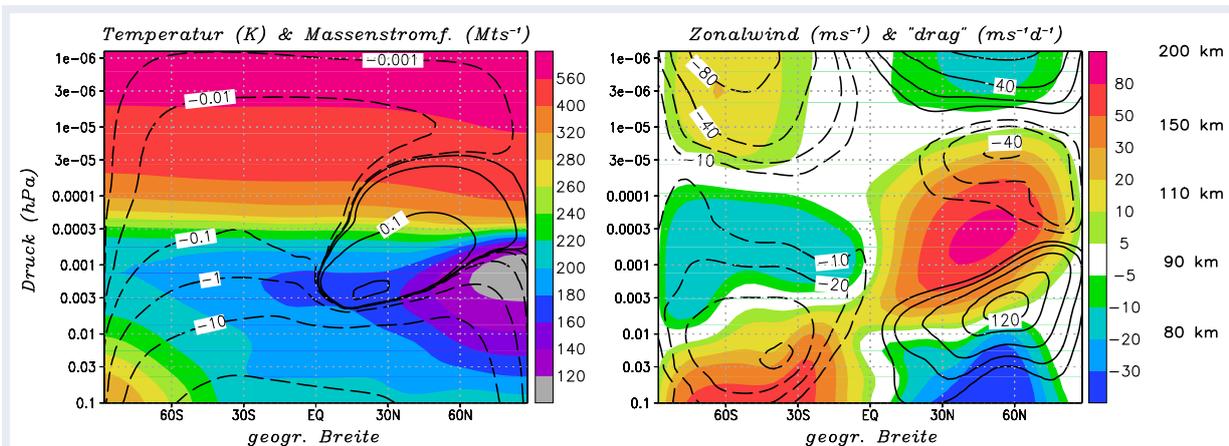


Abb. 38.1: Globale Zirkulation in der Mesosphäre und unteren Thermosphäre (im Höhenbereich von ca. 50 km bis 200 km) im Juli aus einer KMCM-Simulation. Temperatur und Zonalwind sind jeweils mit Farben dargestellt. Die Isolinien zeigen die residuelle Massenstromfunktion (links) und den Antrieb dieser Zirkulation durch Wellen und Ionenreibung (rechts, mit „drag“ abgekürzt).

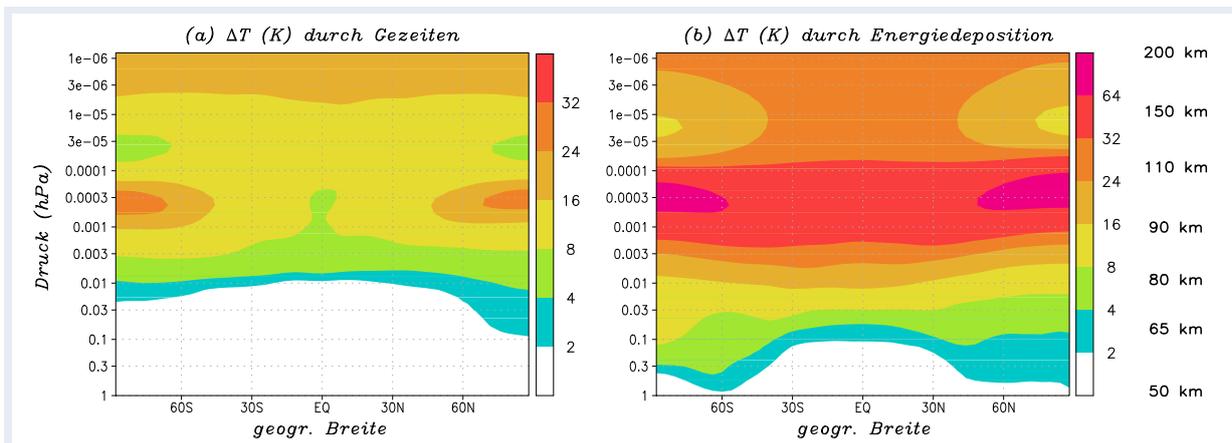


Abb. 38.2: Mit KMCM simulierte Temperaturunterschiede im Jahresmittel für den Höhenbereich von ca. 60 km bis 200 km, die sich aus der Berücksichtigung (a) der thermischen Gezeiten oder (b) der Energiedeposition ergeben.

Wir haben die neue Version des KMCM bis 200 km Höhe verwendet, um die Rolle thermischer Gezeiten für die globale Zirkulation in der unteren Thermosphäre zu bestimmen. Dabei wird eine konventionelle räumliche Auflösung verwendet und Schwerewellen sind wie sonst üblich parametrisiert. Daher gibt es in dieser Simulation keine Schwerewelleneffekte im Bereich der Wintermesopause und in der unteren Thermosphäre (siehe Kap. 28). Abbildung 38.1 zeigt die simulierte thermische und dynamische Struktur von etwa 60 km bis 200 km Höhe im Juli. Auffallend sind die alternierenden Muster im Zonalwind (Farben im rechten Bild). Diese sind qualitativ mit der Temperatur (Farben im linken Bild) thermisch balanciert. Die Windumkehr in der Mesopausenregion entspricht der von den Schwerewellen getriebenen Sommer-Winter-Polzirkulation (wie in Kapitel 28 berichtet, sind im Winter die Modellresultate unterschiedlich, je nachdem ob Schwerewellen parametrisiert oder aufgelöst werden). Im Bereich von etwa 100 km bis 150 km treiben die thermischen Gezeiten eine polwärtige Zirkulation in jeder Hemisphäre. Diese führt zu einer inversen Zirkulationszelle in der sommerlichen Hemisphäre zwischen 100 km und 150 km (Konturlinien im linken Bild). Oberhalb von 110 km folgt der meridionale Temperaturgradient qualitativ der solaren Einstrahlung, d. h. Temperaturzunahme vom Winter- zum Sommerpol. Entsprechend stellt sich eine zweite Windumkehr bei etwa 160 km (Sommer) bzw. 130 km (Winter) ein. In diesem Höhenbereich gewinnt die Ionenreibung zunehmend an Bedeutung und treibt eine Sommer-Winter-Polzirkulation.

Um die Bedeutung der Energiedeposition in der Thermosphäre durch Gezeiten abzuschätzen, haben wir zwei weitere KMCM-Simulation durchgeführt: Zum einen wurde der Gezeitenantrieb ausgeschaltet, indem die Strahlungserwärmungsraten durch ihre zonalen Mittelwerte ersetzt wurden und zum anderen wurden alle Dissipationsraten auf Null gesetzt wurden (keine Energiedeposition). Abbildung 38.2 zeigt die Differenzen im Kontrolllauf relativ zu den beiden *künstlichen* Rechnungen für die jahresgemittelte Temperatur. Die Strukturen beider Modellantworten sind qualitativ ähnlich und zeigen eine substantielle Erwärmung in der Thermosphäre, die durch die Energiedeposition der Gezeiten hervorgerufen wird. Die Erwärmungen sind maximal in den Polarregionen aufgrund der von den Gezeiten getriebenen polwärtigen Zirkulationszellen. Im rechten Bild beginnt die Erwärmung bereits in der unteren Mesosphäre aufgrund der Energiedeposition durch parametrisierte Schwerewellen.

Diese Studie ist weiterer Beleg dafür, dass die physikalische Konsistenz von Subskalenparametrisierungen für numerische Modelle der MLT essentiell ist, um belastbare Aussagen abzuleiten. Aber auch in der unteren Atmosphäre ist die Konsistenz der Subskalenparametrisierungen entscheidend, wenn anthropogene Klimaänderungen verlässlich abgeschätzt werden sollen (siehe dazu auch Kap. 3).



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 Arbeitsumgebung.



Langfristige Verankerungen in der mittleren Atmosphäre.

Die Zielsetzungen des IAP sind im **Wissenschaftlichen Rahmenprogramm** festgelegt.

Netzwerke (ALOMAR, ILVAO) und Stellenausschreibungen

Forschungstransfer gefördert

WISSENSTRANSFER

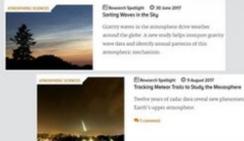


TECHNOLOGIETRANSFER

(07.09.2017) 1.5 Mio. Euro für die fünf Leibniz-Institute im Nordosten. Für den Wissens- und Technologietransfer in regionalen Netzwerken ... [mehr](#)

EOS Research Spotlight

EOS Earth & Space Science News



(15.08.2017) Zwei Artikel von IAP-Autoren im Zentrum der Aufmerksamkeit. Die Identifizierung von Wellenmustern in Lidar- und Radarbeobachtungen der mittleren Atmosphäre... [mehr](#)

Physik-Journal-Aufmacher



(04.07.2017) ALOMAR auf dem Deckblatt und IAP in ausführlichen Berichten. Atmosphärenphysik war der Schwerpunkt des Juli-Heftes des Physik-Journals, ... [mehr](#)

Die aktualisierte Homepage und das Haupt- und Erweiterungsgebäude des IAP

Anhang

Unten: Cafeteria im Erweiterungsgebäude

Rechts: Verwaltungsmitarbeiterin Jessica Linde mit Auszubildender Jessica Trede



Start eines Messballons in Kühlungsborn vor dem Hauptgebäude

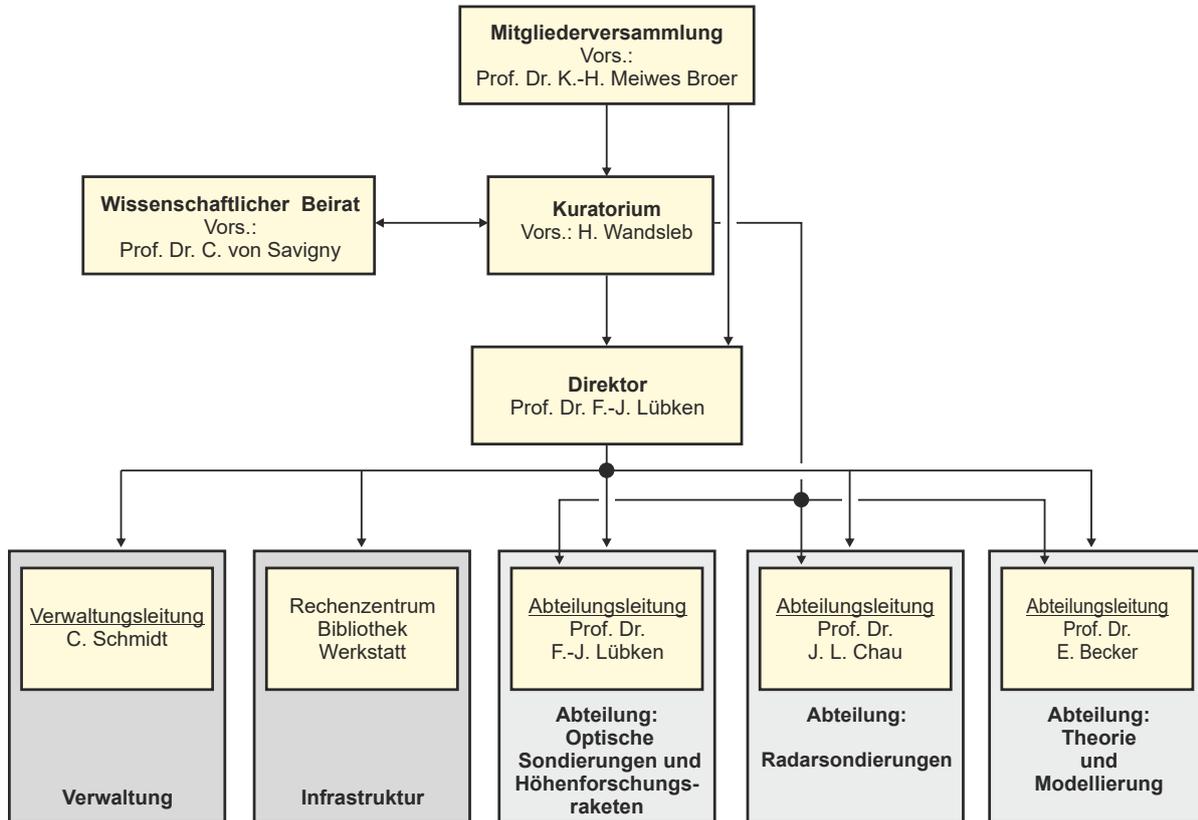
A Liste der verwendeten Abkürzungen

AAD	Australian Antarctic Division
AGU	American Geophysical Union
AIM	Aeronomy of Ice in the Mesosphere
ALOMAR	Arctic Lidar Observatory for Middle Atmosphere Research
ALWIN	ALOMAR-WIND-Radar
AURA	Satellit der NASA - aura (lat.) Lufthauch/Brise
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CMAM	Climate Middle Atmosphere Model
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DFN	Deutsches Forschungsnetz
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
EGU	European Geosciences Union
EISCAT	European Incoherent SCATter scientific association
ENVISAT	Environmental Satellite
ERC	European Research Council
ESA	European Space Agency
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
HAMMONIA	HAMBURG Model of the Neutral and Ionized Atmosphere
Hfr	Höhenforschungsraketen
HGF	Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren
HPC	High-Performance Computing
IAP	Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik
ICON-IAP	ICOSahedral Non-hydrostatic model at IAP
ILT	Fraunhofer-Institut für Lasertechnik
ILWAO	International Leibniz Graduate School for Gravity Waves and Turbulence in the Atmosphere and Ocean
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISSI	International Space Science Institute
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
JRO	Jicamarca Radio Observatory
JULIE	JULiusruh E-layer radar
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
MAARSY	Middle Atmosphere ALOMAR Radar SYSTEM
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
MIMO	Multiple Input Multiple Output
MISI	Microwave Spectrometer at IAP

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
MST	Mesosphäre, Stratosphäre, Troposphäre
NAM	Northern Annular Mode
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NH	Nördliche Hemisphäre
NLC	NoctiLucent Clouds
NSF	National Science Foundation
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
SanDRA	Software Defined Radio in Atmospheric research
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet instrument
SCOSTEP	Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics
SH	Südliche Hemisphäre
SIMO	Single Input Multiple Output
SNOE	Student Nitric Oxide Explorer
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
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UHF	Ultra High Frequency
UKMO	UK Meteorological Office
USRP	Universal Software Radio Peripheral
UV	Ultra-Violett
VAHCOLI	Vertical And Horizontal COverage by Lidar
VarSITI	Variability of the Sun and Its Terrestrial Impact
VHF	Very High Frequency
WACCM	Whole Atmosphere Community Climate Model
WADIS	WellenAusbreitung und -DISSipation in der mittleren Atmosphäre
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 und Höhenforschungsraketen“, „Radarsondierungen“ 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

Antragsteller am IAP: Peters

Laufzeit: 01.04.2008 – 30.09.2018

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

DFG Förderkennzeichen GA 1996/1-1

Antragsteller am IAP: Gabriel

Laufzeit: 01.04.2014 – 30.06.2018

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

DFG Förderkennzeichen STO 1053/1-1

Antragsteller am IAP: Stober

Laufzeit: 01.01.2014 – 31.12.2016

MSG-Waves-PACOG: Prozesse und Klimatologie von Schwerewellen

DFG Förderkennzeichen LU 1174/8-1,2

Antragsteller am IAP: Lübken, Chau, G. Baumgarten, Strelnikova, Gerding, Stober

Laufzeit: 01.12.2014 – 30.11.2020

MSG-Waves-SI: Spontanes Ungleichgewicht

DFG Förderkennzeichen ZU 120/2-1

Antragsteller am IAP: 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

Antragsteller am IAP: Chau

Laufzeit: 15.01.2016 – 14.01.2019

LESAP: Langzeitvariation der stratosphärischen Aerosolteilchengrößen bei mittleren und hohen nördlichen Breiten

DFG Förderkennzeichen LU 1174/9-1

Antragsteller am IAP: Lübken, G. Baumgarten

Laufzeit: 01.08.2016 – 31.07.2019

Transregio: Energietransfer in der Atmosphäre und im Ozean (3 Teilprojekte)

DFG Förderkennzeichen TRR 181/Mo4

Antragsteller am IAP: Gaßmann

DFG Förderkennzeichen TRR 181/To1

Antragsteller am IAP: Becker, Gaßmann, Lübken

DFG Förderkennzeichen TRR 181/Wo1

Antragsteller am IAP: Becker

Laufzeit: 01.06.2016 – 30.06.2020

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

BMBF Förderkennzeichen 031O1445

Antragsteller am IAP: Eixmann

Laufzeit: 01.09.2016 – 30.06.2017

LeiNetz: Verbundvorhaben: Modell zur Bereitstellung institutsübergreifender Leistungen für den Wissens- und Technologietransfer in regionalen Netzwerken - Teilvorhaben: Wissenstransfer in die Schulen zur Nachwuchsförderung

BMBF Förderkennzeichen 011O1714

Antragsteller am IAP: Eixmann

Laufzeit: 01.07.2017 – 30.06.2020

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

Antragsteller am IAP: Lübken

BMBF Förderkennzeichen 01 LG 1204 A

Laufzeit: 01.06.2013 – 31.12.2017

ROMIC-TIMA: ROMIC - Trends in der mittleren Atmosphäre

Antragsteller am IAP: Lübken, Becker, Berger, Hoffmann

BMBF Förderkennzeichen 01LG1210A

Laufzeit: 01.09.2014 – 31.08.2017

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

Antragsteller am IAP: Becker, Gerding, Stober

BMBF Förderkennzeichen 01LG1218A

Laufzeit: 01.09.2014 – 31.08.2017

ALISE: Diode-Pumped Alexandrite Laser Instrument for Next Generation Satellite-Based Earth Observation - Demonstrator

BMBF Förderkennzeichen 50RP1606

Antragsteller am IAP: Höffner

Laufzeit: 01.08.2016 – 31.07.2018

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

BMBF Förderkennzeichen D/553/67210010

Antragsteller am IAP: Baumgarten, Lübken

Laufzeit: 01.09.2015 – 31.08.2017

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

Antragsteller am IAP: Lübken

Laufzeit: 01.11.2011 – 30.10.2017

ARISE2: Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe

EU Förderkennzeichen 653980

Antragsteller am IAP: Baumgarten, Chau, Lübken, Strelnikova

Laufzeit: 01.09.2015 – 31.08.2018

TechTIDE: Warning and Mitigation Technologies for Travelling Ionospheric Disturbances Effects

EU Förderkennzeichen 776011

Antragsteller am IAP: Chau

Laufzeit: 01.11.2017 – 30.04.2020

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

SAW-Verfahren Förderkennzeichen SAW-2012-IAP-4

Antragsteller am IAP: Lübken, Becker

Laufzeit: 01.07.2012 – 30.06.2017

MaTMeLT: Mixing and Transport in the Mesosphere/Lower Thermosphere

SAW-Verfahren SAW-2014-IAP-1

Antragsteller am IAP: Becker, Lübken, Latteck

Laufzeit: 01.07.2014 – 30.06.2018

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

SAW-Verfahren SAW-2015-IAP-1

Antragsteller am IAP: Chau, Lübken, Becker

Laufzeit: 01.06.2015 – 30.05.2019

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

DLR Förderkennzeichen 50OE1402

Antragsteller am IAP: Strelnikov, Lübken

Laufzeit: 01.12.2016 – 31.12.2018

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

*Vereinbarung mit **BMVg***

Antragsteller am IAP: Lübken, Chau, Mielich

Laufzeit: 01.01.1994 – ...

NATO-IM: Ionospheric Monitoring

NATO Förderkennzeichen Sfp 984894

Antragsteller am IAP: Mielich

Laufzeit: 01.01.2015 – 19.11.2017

D Liste der kooperierenden Institutionen und Wissenschaftler

Deutsche Institutionen:

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
Universität Hamburg, CEN - Centrum für Erdsystemforschung und Nachhaltigkeit	R. Blender, S. Brune, C. Eden
Bergischen Universität Wuppertal, Institut für Atmosphären- und Umweltforschung	R. Koppmann, D. Offermann
Goethe-Universität Frankfurt, Institut für Atmosphäre und Umwelt	U. Achatz
Christian-Albrechts-Universität Kiel, Institut für Experimentel- le und Angewandte Physik	C. T. Steigies
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Physik	C. v. Savigny
Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Institut für Physik der Atmosphäre	F. Gierth, M. Riemer, V. Wirth, P. Spichtinger
Universität Stuttgart, Institut für Raumfahrtssysteme	S. Fasoulas
Universität Bremen, Institut für Umweltphysik	J. P. Burrows, J. Notholt, M. Palm
Freie Universität Berlin	R. Klein, U. Langematz
Ludwig-Maximilians-Universität München, Meteorologisches Institut	J. Craig
Universität Köln, Rheinisches Institut für Umweltforschung	H. Elbern, A. Kliouchnikova
Universität Leipzig, Institut für Meteorologie, Hochschule Wismar	Ch. Jacobi A. Ahrens, S. Pawletta
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Potsdam	P. von der Gathen
Deutscher Wetterdienst, Offenbach	S. Jones, G. Zängl
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Lindenberg	D. Engelbart, V. Lehmann
Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg	P. Lenzen
DLR, Neustrelitz, Fernerkundungsdatenzentrum	B. Fichtelmann, N. Jakowski, J. Berdermann
DLR, Oberpfaffenhofen	
Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum (DFD)	M. Bittner
Institut für Physik der Atmosphäre	A. Dörnbrack, B. Kaifler, N. Kaifler, M. Rapp, H. Wilms, S. Giesinger
Forschungszentrum Jülich	M. Riese, R. Spang, P. Preusse, M. Ern, M. Kaufmann
Fraunhofer Institut für Lasertechnik (ILT), Aachen	D. Hoffmann
Helmholtz-Zentrum Potsdam - Deutsches GeoForschungsZen- trum (GFZ)	J. Wickert, H. Lühr, P. Ritter, C. Stolle, J. Matzka
Karlsruher Institut für Technologie (KIT)	T. Leisner, S. Jones, M. Sinnhuber, D. Anwender
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
Leibniz-Institut für die Pädagogik der Naturwissenschaften und Mathematik	K. Neumann
Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung, Göttingen	S. Solanki, P. Hartogh, C. Jarchow, A. Medvedev, Song Li, J. Röttger
Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg	H. Schmidt
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Potsdam, Leibniz-Institut	G. Feulner, V. Matthias
Weierstraß-Institut für Angewandte Analysis und Stochastik, Leibniz-Institut im Forschungsverbund Berlin e.V.	A. Linke, V. John
Zentrum für Sonnenenergie- und Wasserstoff-Forschung Stuttgart	A. Kaifel



Ausländische Institutionen (nach Ländern sortiert):

Boston University, MA, USA	M. Oppenheim, C. Martinis
University of Massachusetts, Center for Atmospheric Research, Lowell, MA, USA	B. Reinisch
Cornell University, Ithaca, NY, USA	D. Hysell
Pennsylvania State University, Department of Electrical Engineering, PA, USA	C. Croskey, J. Mitchell, J. Urbina, F. Galindo
Clemson University, Department of Physics and Astronomy, SC, USA	M. Larsen, G. Lehmacher, J. Oberheide
University of Alaska Fairbanks, Geophysical Institute, AK, USA	A. Chandran, R. L. Collins
Hampton University, Hampton, VA, USA	J. M. Russell
New York University, NY, USA	E. Gerber
Stony Brook University, The State University of New York, NY, USA	M. Geller, E. Chang
University of Colorado, Boulder, CO, USA	X. Chu, S. Dickson, J. Forbes, K. Geer, L. Harvey, S. Palo, C. Randall, S. Robertson, D. Rusch, Z. Sternovsky, J. Thayer
University of California, Davis, CA, USA	T. Nathan
Utah State University, Logan, UT, USA	M. Taylor, D. Pautet, B. Fejer
State University, Virginia Polytechnic Institute, Blacksburg, VA, USA	S. Bailey
Colorado Research Associates(CoRA), Boulder, CO, USA	S. Vadas
Arecibo Observatory, Puerto Rico, USA	J. Lautenbach, S. Raizada, J. Friedman, M. Sulzer
GATS Inc., Driggs, ID, USA	M. E. Hervig
GATS Inc., Boulder, CO, USA	D. C. Fritts, B. Williams
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, N. Pedatella, 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, A. Kutepov
National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, USA	V. Yndin, T. Fuller-Rowell
Naval Research Laboratory, Washington, DC, USA	M. Stevens, D. Siskind, M. Fromm, P. Bernhard
Science Systems and Applications Inc. (SSAI), Lanham, MD, USA	M. T. DeLand
SRI International, Menlo Park, CA, USA	M. Nicolls, H. Bahcivan
The Aerospace Corp., Los Angeles, CA, USA	J. H. Hecht
Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, Norwegen	P. Lillebekken, O. Grandum, P. Espy
University of Oslo, Norwegen	Y. La Casce, J. E. Kristjansson, K. Krüger, J. Moen, Y. Orsolini
University of Tromsø, Norwegen	C. Baumann, I. Mann

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

University of 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, Vereinigtes Königreich	H.-F. Graf
University of Bath, Department of Electronic and Electrical Engineering, 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
School of Physical Sciences, University of Adelaide, Australien	I. M. Reid, B. Dolman, R. A. Vincent
Australian Antarctic Division, Kingston, Tasmania, Australien	D. J. Murphy, R. J. Morris
Technische Universität Graz, Österreich	M. Friedrich
University of Innsbruck, Institute of Meteorology and Geophysics, Österreich	J. Wagner
Universität Bern, Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Schweiz	O. Romppainen-Martins
China Medical University, Center for General Education, Taichung, Taiwan	J.-S. Chen
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
University of Teheran, Institute of Geophysics, 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 2016 bis 2018

- 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 simulations with ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, *121*, 1156–1169, doi:10.1002/2015JD023673.
- Asmus, H., T. Staszak, B. Strelnikov, F.-J. Lübken**, M. Friedrich, and M. Rapp (2017), Estimate of size distribution of charged MSPs measured in situ in winter during the WADIS-2 sounding rocket campaign, *Ann. Geophys.*, pp. 979–998, doi:10.5194/angeo-35-979-2017.
- Baumgarten, K., M. Gerding**, and **F.-J. Lübken** (2017), Seasonal variation of gravity wave parameters using different filter methods with daylight lidar measurements at mid-latitudes, *J. Geophys. Res.*, *122*, 2683–2695, doi:10.1002/2016JD025916.
- Baumgarten, K., M. Gerding, G. Baumgarten**, and **F.-J. Lübken** (2018), Temporal variability of tidal and gravity waves during a record long 10 day continuous lidar sounding, *Atmos. Chem. Phys.*, *18*, 371–384, doi:10.5194/acp-18371-2018.
- Becker, E.** (2017), Mean-flow effects of thermal tides in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Atmos. Sci.*, *74*, 2043–2063, doi:10.1175/JAS-D-16-0194.1.
- Becker, E.**, and S. L. Vadas (2018), Secondary gravity waves in the winter mesosphere: Results from a high-resolution global circulation model, *J. Geophys. Res.*, *123*, 2605–2627, doi:10.1002/2017JD027460.
- Belikov, M. V., M. Y. Kulikov, **M. Grygalashvyly, G. R. Sonnemann**, T. S. Ermakova, A. A. Nechaev, and A. M. Feigin (2018), Ozone chemical equilibrium in the extended mesopause under the nighttime conditions, *Adv. Space Res.*, *61*, 426–432, doi:10.1016/j.asr.2017.10.010.
- Blanc, E., K. Pol, A. L. Pichon, A. Hauchecorne, **G. Baumgarten, J. Höffner**, R. Hibbins, P. Espy, M. Rapp, L. Ceranna, P. Hupe, and P. Smets (2017), Middle atmosphere variability and model uncertainties as investigated in the framework of the arise project, in *Infrasound and middle-atmospheric monitoring: Challenges and Perspectives*, edited by A. L. Pichon, Springer.
- Bones, D. L., **M. Gerding, J. Höffner**, J. C. Gómez Martín, and J. M. C. Plane (2016), A study of the dissociative recombination of CaO^+ with electrons: Implications for Ca chemistry in the upper atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, pp. 12,333–12,339, doi:10.1002/2016GL071755.
- Borries, C., N. Jakowski, K. Kauristie, O. Amm, **J. Mielich**, and D. Kouba (2017), On the dynamics of large-scale traveling ionospheric disturbances over Europe on 20 November 2003, *J. Geophys. Res.*, *122*, 1199–1211, doi:10.1002/2016JA023050.
- Brown, P., **G. Stober, C. Schult**, Z. Krzeminski, W. Cooke, and **J. L. Chau** (2017), Simultaneous optical and meteor head echo measurements using the Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY): Data collection and preliminary analysis, *Planet. Space Sci.*, *141*, 25–34, doi:10.1016/j.pss.2017.04.013.
- Chau, J. L.**, and J. P. St. Maurice (2016), Unusual 5 m *E* region field-aligned irregularities observed from Northern Germany during the magnetic storm of 17 March 2015, *J. Geophys. Res.*, *121*, 10,316–10,340, doi:10.1002/2016JA023104.
- Chau, J. L., G. Stober**, C. M. Hall, M. Tsutsumi, **F. I. Laskar**, and **P. Hoffmann** (2017), Polar mesospheric horizontal divergence and relative vorticity measurements using multiple specular meteor radars, *Radio Sci.*, *52*, 811–828, doi:10.1002/2016RS006225.
- Chau, J. L.**, D. McKay, J. P. Vierinen, C. L. Hoz, T. Ulich, M. Lehtinen, and **R. Latteck** (2018), Multi-static spatial and angular studies of polar mesospheric summer echoes combining MAARSY and KAIRA, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, doi:10.5194/acp-2018-210.

- Chu, X. X., J. Zhao, X. Lu, V. L. Harvey, R. M. Jones, **E. Becker**, C. Chen, W. Fong, Z. Yu, B. R. Roberts, , and A. Dörnbrack (2018), Lidar observations of stratospheric gravity waves from 2011 to 2015 at McMurdo 77.84S, 166.69E, Antarctica: Part II. potential energy densities, lognormal distributions and seasonal variation, *J. Geophys. Res.*
- Conte, J. F.**, and C. Brunini (2017), Ingestion of FORMOSAT-3/COSMIC GPS data into la plata ionospheric model: a preliminary assessment, *Adv. Space Res.*, 60, 677–691, doi:10.1016/j.asr.2017.04.025.
- Conte, J. F., J. L. Chau, G. Stober**, N. Pedatella, A. Maute, **P. Hoffmann**, D. Janches, D. Fritts, and D. Murphy (2017), Climatology of semidiurnal lunar and solar tides at middle and high latitudes: Interhemispheric comparison, *J. Geophys. Res.*, 122, doi:10.1002/2017JA024396.
- Conte, J. F., J. L. Chau, F. I. Laskar, G. Stober**, H. Schmidt, and P. Brown (2018), Semidiurnal solar tide differences between fall and spring transition times in the northern hemisphere, *Ann. Geophys.*
- Dawkins, E. C. M., J. M. C. Plane, M. P. Chipperfield, W. Feng, D. R. Marsh, **J. Höffner**, and D. Janches (2016), Solar cycle response and long-term trends in the mesospheric metal layers, *J. Geophys. Res.*, 121, 7153–7165, doi:10.1002/2016JA022522.
- Dörnbrack, A., S. Gisinger, N. Kaifler, T. Portele, M. Bramberger, M. Rapp, **M. Gerding, J. Söder**, N. Žagar, and D. Jelić (2018), Gravity waves excited during a minor sudden stratospheric warming, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*
- Fang, K., D. Chen, Z. Guo, Y. Zhao, D. Frank, **M. He**, F. Zhou, F. Shi, H. Seppä, P. Zhang, and R. Neukom (2018), An interdecadal climate dipole between northeast asia and antarctica over the past five centuries, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-018-4161-z.
- Feng, W., B. Kaifler, D. R. Marsh, **J. Höffner**, U.-P. Hoppe, B. P. Williams, and J. M. C. Plane (2017), Impacts of a sudden stratospheric warming on the mesospheric metal layers, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 162, 162–171, doi:10.1016/j.jastp.2017.02.004.
- Fernandez, S., **R. Rüfenacht**, N. Kämpfer, T. Portafaix, F. Posny, and G. Payen (2016), Results from the validation campaign of the ozone radiometer GROMOS-C at the NDACC station of Réunion island, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 7531–7543, doi:10.5194/acp-16-7531-2016.
- Fiedler, J., G. Baumgarten, U. Berger**, and **F.-J. Lübken** (2017), Long-term variations of noctilucent clouds at ALOMAR, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 162, 79–89, doi:10.1016/j.jastp.2016.08.006.
- Fritts, D. C., L. Wang, **G. Baumgarten**, A. D. Miller, M. A. Geller, G. Jones, M. Limon, D. Chapman, J. Didier, C. B. Kjellstrand, D. Araujo, S. Hillbrand, A. Korotkov, G. Tucker, and J. Vinokurov (2017), High-resolution observations and modeling of turbulence sources, structures, and intensities in the upper mesosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 162, 57–78, doi:10.1016/j.jastp.2016.11.006.
- 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*, vol. 220, John Wiley & Sons.
- Fytterer, T., S. Bender, **U. Berger**, H. Nieder, M. Sinnhuber, and J. M. Wissing (2016), Model studies of short-term variations induced in trace gases by particle precipitation in the mesosphere and lower thermosphere, *J. Geophys. Res.*, 121, 10,431–10,447, doi:10.1002/2015JA022291.
- Gabriel, A.** (2018), Long-term changes in the northern mid-winter middle atmosphere in relation to the quasibiennial oscillation, *J. Geophys. Res.*
- Gassmann, A.** (2018a), Entropy production due to subgrid-scale thermal fluxes with application to breaking gravity waves, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 144, 499–510, doi:10.1002/qj.3221.

- Gassmann, A.** (2018b), Discretization of generalized coriolis and friction terms on the deformed hexagonal c-grid, *Quart. J. R. Met. Soc.*, doi:10.1002/qj.3294.
- Gerding, M., M. Kopp, J. Höffner, K. Baumgarten, and F.-J. Lübken** (2016), Mesospheric temperature soundings with the new, daylight-capable IAP RMR lidar, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 3707–3715, doi:10.5194/amt-9-3707-2016.
- Giono, G., **B. Strelnikov, H. Asmus, T. Staszak**, N. Ivchenko, and **F.-J. Lübken** (2017), Detailed photocurrent characterization for meteor smoke particle detectors onboard the PMWE sounding rockets, in *Proceedings of the 23th ESA Symposium on European Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 11 June–15 June 2017, Visby, Sweden*.
- Gisinger, S., A. Dörnbrack, **V. Matthias**, J. D. Doyle, S. D. Eckermann, B. Ehard, L. Hoffmann, B. Kaifler, C. G. Kruse, and M. Rapp (2017), Atmospheric conditions during the Deep Propagating Gravity Wave Experiment (DEEPWAVE), *Mon. Weather Rev.*, pp. 4249–4275, doi:10.1175/MWR-D-16-0435.1.
- Gross, M., H. Wan, P. J. Rasch, P. M. Caldwell, D. L. Williamson, D. Klocke, C. Jablonowski, D. R. Thatcher, N. Wood, M. Cullen, B. Beare, M. Willett, F. Lemarié, E. Blayo, S. Malardel, P. Termonia, **A. Gaßmann**, P. H. Lauritzen, H. Johansen, C. M. Zarzycki, K. Sakaguchi, and R. Leung (2018), Recent progress on issues related to physics dynamics coupling in geophysical models, *Mon. Weather Rev.*
- He, M.**, and J. Vogt (2017), Empirical modeling of planetary magnetospheres in response to solar wind dynamics using EOF analysis and multivariate linear regression, in *Magnetic Fields in the Solar System*, edited by H. Lühr, Springer.
- He, M., J. L. Chau, G. Stober**, C. M. Hall, M. Tsutsumi, and **P. Hoffmann** (2017a), Application of Manley-Rowe relation in analyzing nonlinear interactions between planetary waves and the solar semidiurnal tide during 2009 sudden stratospheric warming event, *J. Geophys. Res.*, 122, 10,783–10,795, doi:10.1002/2017JA024630.
- He, M.**, J. Vogt, D. Heyner, and J. Zhong (2017b), Solar wind controls on Mercurys magnetospheric cusp, *J. Geophys. Res.*, 122, 6150–6164, doi:10.1002/2016JA023687.
- He, M., J. L. Chau, G. Stober**, G. Li, B. Ning, and **P. Hoffmann** (2018), Relations between semidiurnal tidal variants through diagnosing the zonal wavenumber using a phase differencing technique based on two ground-based detectors, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1002/2018JD028400.
- Hervig, M. E., **U. Berger**, and D. E. Siskind (2016a), Decadal variability in PMCs and implications for changing temperature and water vapor in the upper mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 121, 2383–2392, doi:10.1002/2015JD024439.
- Hervig, M. E., **M. Gerding**, M. H. Stevens, R. Stockwell, S. M. Bailey, J. M. Russell III, and **G. Stober** (2016b), Mid-latitude mesospheric clouds and their environment from SOFIE observations, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 149, 1–14, doi:10.1016/j.jastp.2016.09.004.
- Hien, S., J. Rolland, S. Borchert, **L. Schoon, C. Züllicke**, and U. Achatz (2018), Spontaneous inertia-gravity wave emission in the differentially heated rotating annulus experiment, *J. Fluid Mech.*, 838, 5–41, doi:10.1017/jfm.2017.883.
- Hildebrand, J., G. Baumgarten, J. Fiedler, and F.-J. Lübken** (2017), Winds and temperatures of the Arctic middle atmosphere during January measured by Doppler lidar, *Atmos. Chem. Phys.*, 17, 13,345–13,359, doi:10.5194/acp-17-13345-2017.
- Hysell, D. L., D. C. Fritts, B. Laughman, and **J. L. Chau** (2017), Gravity wave-induced ionospheric irregularities in the postsunset equatorial valley region, *J. Geophys. Res.*, 122, 11,579–11,590, doi:10.1002/2017JA024514.

- Jacobi, C., N. Samtleben, and **G. Stober** (2016), Meteor radar observations of mesopause region long-period temperature oscillations, *Adv. Radio Sci.*, 14, 169–174, doi:10.5194/ars-14-169-2016.
- Jakowski, N., M. M. Hoque, **J. Mielich**, and C. Hall (2017), Equivalent slab thickness of the ionosphere over Europe as an indicator of long-term temperature changes in the thermosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 163, 91–102, doi:10.1016/j.jastp.2017.04.008.
- Karlsson, B., and **E. Becker** (2016), How does interhemispheric coupling contribute to cool down the summer polar mesosphere?, *J. Climate*, 29, 8807–8821, doi:10.1175/JCLI-D-16-0231.1.
- Karpechko, A., P. Hitchcock, **D. H. W. Peters**, and **A. Schneidereit** (2017), Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings, *Quart. J. R. Met. Soc.*, doi:10.1002/qj.3017.
- Kulikov, M. Y., M. V. Belikovich, **M. Grygalashvyly**, **G. R. Sonnemann**, T. S. Ermakova, A. A. Nechaev, and A. M. Feigin (2017), Daytime ozone loss term in the mesopause region, *Ann. Geophys.*, 35, 677–682, doi:10.5194/angeo-35-677-2017.
- Kulikov, M. Y., M. V. Belikovich, **M. Grygalashvyly**, **G. R. Sonnemann**, T. S. Ermakova, A. A. Nechaev, and A. M. Feigin (2018), Nighttime ozone chemical equilibrium in the mesopause region, *J. Geophys. Res.*, 123, 3228–3242, doi:10.1002/2017JD026717.
- Lainer, M., K. Hocke, **R. Rüfenacht**, F. Schranz, and N. Kämpfer (2017), Quasi 18-hour wave activity in ground-based observed mesospheric H₂O over Bern, Switzerland, *Atmos. Chem. Phys.*, pp. 14,905–14,917, doi:10.5194/acp-17-14905-2017.
- Laskar, F. I., J. L. Chau, G. Stober, P. Hoffmann**, C. M. Hall, and M. Tsutsumi (2016), Quasi biennial oscillation modulation of the middle- and high-latitude mesospheric semidiurnal tides during August - September, *J. Geophys. Res.*, 121, 4869–4879, doi:10.1002/2015JA022065.
- Laskar, F. I., J. L. Chau**, J. P. St-Maurice, **G. Stober**, C. M. Hall, M. Tsutsumi, **J. Höffner**, and **P. Hoffmann** (2017), Experimental evidence of Arctic summer mesospheric upwelling and its connection to cold summer mesopause, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 9151–9158, doi:10.1002/2017GL074759.
- Latteck, R.**, and J. Bremer (2017), Long-term variations of polar mesospheric summer echoes observed at Andøya 69°N, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 163, 31–37, doi:10.1016/j.jastp.2017.07.005.
- Lautenbach, J., **J. Höffner, F.-J. Lübken, M. Kopp**, and **M. Gerding** (2017), Ten-year climatology of potassium number density at 54°N, 12°E, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 162, 172–177, doi:10.1016/j.jastp.2017.06.010.
- Laštovička, J., and **F.-J. Lübken** (2017), Preface to long-term trends in the upper atmosphere and ionosphere, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 163, 1, doi:10.1016/j.jastp.2017.09.020.
- Li, Q., M. Rapp, **A. Schroen, A. Schneider**, and **G. Stober** (2016), Derivation of turbulent energy dissipation rate with the Middle Atmosphere Alomar Radar SYstem MAARSY and radiosondes at Andøya, Norway, *Ann. Geophys.*, 34, 1209–1229, doi:10.5194/angeo-34-1209-2016.
- Lieberman, R. S., D. M. Riggan, V. Nguyen, S. E. Palo, D. E. Siskind, N. J. Mitchell, **G. Stober, S. Wilhelm**, and N. J. Livesey (2017), Global observations of 2 day wave coupling to the diurnal tide in a high-altitude forecast-assimilation system, *J. Geophys. Res.*, 122, 4135–4149, doi:10.1002/2016JD025144.
- Lübken, F.-J., G. Baumgarten, J. Hildebrand**, and F. J. Schmidlin (2016), Simultaneous and co-located wind measurements in the middle atmosphere by lidar and rocket-borne techniques, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 3911–3919, doi:10.5194/amt-9-3911-2016.
- Lübken, F.-J., R. Latteck, E. Becker, J. Höffner**, and D. Murphy (2017a), Using polar mesosphere summer echoes and stratospheric/mesospheric winds to explain summer mesopause jumps in Antarctica, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 162, 106–115, doi:10.1016/j.jastp.2016.06.008.

- Lübken, F.-J.**, M. Dameris, and M. Rapp (2017b), Wandelbare Atmosphäre, *Physik Journal der DFG*, 16, 37–41.
- Lübken, F.-J.**, **U. Berger**, and **G. Baumgarten** (2018), On the anthropogenic origin of noctilucent clouds, *Geophys. Res. Lett.*
- Matthias, V.**, and M. Ern (2018), On the origin of the mesospheric quasi-stationary planetary waves in the unusual Arctic winter 2015/16, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 4803–4815, doi:10.5194/acp-18-4803-2018.
- Matthias, V.**, A. Dörnbrack, and **G. Stober** (2016), The extraordinary strong and cold polar vortex in the early northern winter 2015/16, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 12,287–12,294, doi:10.1002/2016GL071676.
- McCormack, J., K. Hoppel, D. Kuhl, R. deWit, **G. Stober**, P. Espy, N. Baker, P. Brown, D. Fritts, C. Jacobi, D. Janches, N. Mitchell, B. Ruston, S. Swadley, K. Viner, T. Whitcomb, and R. Hibbins (2017), Comparison of mesospheric winds from a high-altitude meteorological analysis system and meteor radar observations during the boreal winters of 2009–2010 and 2012–2013, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 154, 132–166, doi:10.1016/j.jastp.2016.12.007.
- Mirzaei, M., A. R. Mohebalhojeh, **C. Zülicke**, and R. Plougonven (2017), On the quantification of imbalance and inertia-gravity waves generated in numerical simulations of moist baroclinic waves using the WRF model, *J. Atmos. Sci.*, pp. 4241–4263, doi:10.1175/JAS-D-16-0366.1.
- Munk, A., B. Jungbluth, M. Strothkamp, H.-D. Hoffmann, R. Poprawe, and **J. Höffner** (2016), Diode-pumped alexandrite ring laser for lidar applications, in *Proc. SPIE 9726, Solid State Lasers XXV: Technology and Devices*, 97260I (April 18, 2016), doi:10.1117/12.2212578.
- Munk, A., B. Jungbluth, M. Strothkamp, H.-D. Hoffmann, R. Poprawe, **J. Höffner**, and **F.-J. Lübken** (2018), Diode-pumped alexandrite ring laser in single-longitudinal mode operation for atmospheric lidar measurements, *Optics Express*.
- Pedatella, N. M., T.-W. Fang, H. Jin, F. Sassi, H. Schmidt, **J. L. Chau**, T. A. Siddiqui, and L. Goncharenko (2016), Multimodel comparison of the ionosphere variability during the 2009 sudden stratosphere warming, *J. Geophys. Res.*, 121, 7204–7225, doi:10.1002/2016JA022859.
- Pedatella, N. M., H.-L. Liu, D. R. Marsh, K. Raeder, J. L. Anderson, **J. L. Chau**, L. P. Goncharenko, and T. A. Siddiqui (2018a), Analysis and hindcast experiments of the 2009 sudden stratospheric warming in WAC-CMX+DART, *J. Geophys. Res.*, 123, doi:10.1002/2017JA025107.
- Pedatella, N. M., **J. L. Chau**, H. Schmidt, L. P. Goncharenko, C. Stolle, K. Hocke, V. L. Harvey, B. Funke, and T. A. Siddiqui (2018b), How sudden stratospheric warming affects the whole atmosphere, *EOS Earth & Space Science News*, 99, doi:10.1029/2018EO092441.
- Peters, D. H. W.**, **G. Entzian**, and P. Keckhut (2017), Mesospheric temperature trends derived from standard phase-height measurements, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 163, 23–30, doi:10.1016/j.jastp.2017.04.007.
- Reinisch, B., I. Galkin, A. Belehaki, V. Paznukhov, X. Huang, D. Altadill, D. Buresova, **J. Mielich**, T. Verhulst, S. Stankov, E. Blanch, D. Kouba, R. Hamel, A. Kozlov, I. Tsagouri, A. Mouzakis, M. Messerotti, M. Parkinson, and M. Ishii (2018), Pilot ionosonde network for identification of travelling ionospheric disturbances, *Radio Sci.*, 53, 365–378, doi:10.1002/2017RS006263.
- Renkowitz, T.**, and **R. Latteck** (2017), Variability of virtual layered phenomena in the mesosphere observed with medium frequency radars at 69°N, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 163, 38–45, doi:10.1016/j.jastp.2017.05.009.
- Renkowitz, T.**, **C. Schult**, and **R. Latteck** (2017), VHF antenna pattern characterization by the observation of meteor head echoes, *Atmos. Meas. Tech.*, 10, 527–535.

- Renkwitz, T., M. Tsutsumi, F. I. Laskar, J. L. Chau, and R. Latteck** (2018), On the role of anisotropic MF/HF scattering in mesospheric wind estimation, *Earth Plan. Space*.
- Ridder, C., G. Baumgarten, J. Fiedler, F.-J. Lübken, and G. Stober** (2017), Analysis of small-scale structures in lidar observations of noctilucent clouds, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, *162*, 48–56, doi:10.1016/j.jastp.2017.04.005.
- Rüfenacht, R., and N. Kämpfer** (2017), The importance of signals in the doppler broadening range for middle-atmospheric microwave wind and ozone radiometry, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, pp. 77–88, doi:10.1016/j.jqsrt.2017.05.028.
- Rüfenacht, R., G. Baumgarten, J. Hildebrand, F. Schranz, V. Matthias, G. Stober, F.-J. Lübken, and N. Kämpfer** (2018), Intercomparison of middle-atmospheric wind in observations and models, *Atmos. Meas. Tech.*, *11*, 1971–1987, doi:10.5194/amt-11-1971-2018.
- Schaefer-Rolffs, U.** (2017), A generalized formulation of the dynamic Smagorinsky model, *Meteor. Z.*, *26*, 181–187, doi:10.1127/metz/2016/0801.
- Schaefer-Rolffs, U.** (2018), A comparison of different solutions for the dynamic smagorinsky model applied in a GCM, *Meteor. Z.*
- Schaefer-Rolffs, U., and E. Becker** (2018), Scale-invariant formulation of momentum diffusion for high-resolution atmospheric circulation models, *Mon. Weather Rev.*, *146*, 1045–1062, doi:10.1175/MWR-D-17-0216.1.
- Schmidt, F., G. Baumgarten, U. Berger, J. Fiedler, and F.-J. Lübken** (2018), Local time dependence of polar mesospheric clouds: A model study, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*
- Schneider, A., J. Wagner, J. Söder, M. Gerding, and F.-J. Lübken** (2017), Case study of wave breaking with high-resolution turbulence measurements with LITOS and WRF simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, *17*, 7941–7954, doi:10.5194/acp-17-7941-2017.
- Schneidereit, A., D. H. W. Peters, C. M. Grams, J. Quating, J. H. Keller, G. Wolf, F. Teubler, M. Riemer, and O. Martius** (2017a), Enhanced tropospheric wave forcing of two anticyclones in the pre-phase of January 2009 major stratospheric sudden warming event, *Mon. Weather Rev.*, doi:10.1175/MWR-D-16-0242.1.
- Schneidereit, A., D. H. W. Peters, C. M. Grams, J. Quating, J. H. Keller, G. Wolf, F. Teubler, M. Riemer, and O. Martius** (2017b), Supplemental material: Enhanced tropospheric wave forcing of two anticyclones in the pre-phase of January 2009 major stratospheric sudden warming event, *Mon. Weather Rev.*
- Schoon, L., and C. Zülicke** (2018), Diagnosis of local gravity wave properties during a sudden stratospheric warming, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, doi:10.5194/acp-2017-472.
- Schult, C., G. Stober, D. Janches, and J. L. Chau** (2017), Results of the first continuous meteor head echo survey at polar latitudes, *Icarus*, pp. 1–13, doi:10.1016/j.icarus.2017.06.019.
- Schult, C., P. Brown, P. Pokorny, G. Stober, and J. L. Chau** (2018), A meteoroid stream survey using meteor head echo observations from the Middle Atmosphere Alomar Radar System (MAARSY), *Icarus*, *309*, 177–186, doi:10.1016/j.icarus.2018.02.032.
- Shpynev, B. G., M. A. Chernigovskaya, V. I. Kurkin, K. G. Ratovsky, A. Y. Belinskaya, A. E. Stepanov, V. V. Bychkov, S. A. Grigorieva, V. A. Panchenko, N. A. Korenkova, V. S. Leschenko, and **J. Mielich** (2016), Spatial variations of the ionosphere parameters over the northern hemisphere winter jet streams, *ResearchGate*, *13*, 204–215, doi:10.21046/2070-7401-2016-13-5-204-215.
- Singh, D., S. Gurubaran, and **M. He** (2018), Evidence for the influence of DE3 tide on the occurrence of equatorial counter-electrojet, *Geophys. Res. Lett.*, *45*, 2145–2150, doi:10.1002/2018GL077076.

- Sinnhuber, M., **U. Berger**, B. Funke, H. Nieder, T. Reddmann, G. Stiller, S. Versick, T. Clarmann, and J. M. Wis-
sing (2018), NO_y production, ozone loss and changes in net radiative heating due to energetic particle
precipitation in 2002–2010, *Atmos. Chem. Phys.*, pp. 1115–1147, doi:org/10.5194/acp-18-1115-2018.
- Smith, S. M., **G. Stober**, C. Jacobi, **J. L. Chau**, **M. Gerding**, M. G. Mlynczak, J. M. Russell, J. L. Baumgardner,
M. Mendillo, M. Lazzarin, and G. Umbriaco (2017), Characterization of a double mesospheric bore over
Europe, *J. Geophys. Res.*, pp. 9738–9750, doi:10.1002/2017JA024225.
- Sommer, S.**, and **J. L. Chau** (2016), Patches of polar mesospheric summer echoes characterized from radar
imaging observations with MAARSY, *Ann. Geophys.*, *34*, 1231–1241, doi:10.5194/angeo-34-1231-2016.
- Sommer, S.**, **G. Stober**, and **J. L. Chau** (2016a), On the angular dependence and scattering model of polar
mesospheric summer echoes at VHF, *J. Geophys. Res.*, *121*, 278–288, doi:10.1002/2015JD023518.
- Sommer, S.**, **J. L. Chau**, and **C. Schult** (2016b), On high time-range resolution observations of PMSE: Statisti-
cal characteristics, *J. Geophys. Res.*, *121*, 6713–6722, doi:10.1002/2015JD024531.
- Spurny, P., J. Borovička, **G. Baumgarten**, H. Haack, D. Heinlein, and A. N. Sorensen (2017), Atmospheric tra-
jectory and heliocentric orbit of the Ejby meteorite fall in Denmark on February 6, 2016, *Planet. Space
Sci.*, *143*, 192–198, doi:10.1016/j.pss.2016.11.010.
- St. Maurice, J. P., and **J. L. Chau** (2016), A theoretical framework for the changing spectral properties of
meter-scale Farley-Buneman waves between 90 and 125 km altitudes, *J. Geophys. Res.*, *121*, 10,341–
10,366, doi:10.1002/2016JA023105.
- Staszak, T.**, **H. Asmus**, **B. Strelnikov**, **F.-J. Lübken**, and G. Giono (2017), A new rocket-borne meteor smoke
particle detector (MSPD) for d-region ionosphere, in *Proceedings of the 23th ESA Symposium on Euro-
pean Rocket and Balloon Programmes and Related Research, 11 June–15 June 2017, Visby, Sweden*.
- Stober, G.**, **V. Matthias**, C. Jacobi, **S. Wilhelm**, **J. Höffner**, and **J. L. Chau** (2017), Exceptionally strong summer-
like zonal wind reversal in the upper mesosphere during winter 2015/16, *Ann. Geophys.*, *35*, 711–720, doi:
10.5194/angeo-35-711-2017.
- Stober, G.**, **S. Sommer**, **C. Schult**, **R. Latteck**, and **J. L. Chau** (2018a), Observation of Kelvin-Helmholtz insta-
bilities and gravity waves in the summer mesopause above Andenes in Northern Norway, *Atmos. Chem.
Phys. Discuss.*
- Stober, G.**, **J. L. Chau**, J. Virinen, C. Jacobi, and **S. Wilhelm** (2018b), Retrieving horizontally resolved wind
fields using multi-static meteor radar observations, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*
- Strelnikov, B.**, **A. Szewczyk**, **I. Strelnikova**, **R. Latteck**, **G. Baumgarten**, **F.-J. Lübken**, M. Rapp, S. Fasou-
las, S. Löhle, M. Eberhart, U.-P. Hoppe, T. Dunker, M. Friedrich, J. Hedin, M. Khaplanov, J. Gumbel, and
A. Barjatya (2017), Spatial and temporal variability in mlt turbulence inferred from in situ and ground-
based observations during the wadis-1 sounding rocket campaign, *Ann. Geophys.*, *35*, 547–565, doi:
10.5194/angeo-35-547-2017.
- Triplett, C. C., J. Li, R. L. Collins, G. A. Lehmacher, A. Barjatya, D. C. Fritts, **B. Strelnikov**, **F.-J. Lübken**, B. Thu-
rairajah, V. L. Harvey, D. Hampton, and R. H. Varney (2018), Observations of reduced turbulence and wa-
ve activity in the Arctic middle atmosphere during the January 2015 sudden stratospheric warming, *J.
Geophys. Res.*
- Urco, J. M.**, **J. L. Chau**, M. A. Milla, J. Vierinen, and T. Weber (2018), Coherent MIMO to improve aperture syn-
thesis radar imaging of field-aligned irregularities: First results at Jicamarca, *IEEE Transactions on Geos-
cience and Remote Sensing*.
- Vadas, S. L., and **E. Becker** (2018), The excitation, propagation, and dissipation of primary and secondary
gravity waves during wintertime at McMurdo station in the Antarctic, *J. Geophys. Res.*

- Vadas, S. L., J. Zhao, X. Chu, and **E. Becker** (2018), The excitation of secondary gravity waves from body forces: Theory and observation, *J. Geophys. Res.*
- Vaudrin, C., S. E. Palo, and **J. L. Chau** (2018), Complex plane specular meteor radar interferometry, *Radio Sci.*, 53, 112–128, doi:10.1002/2017RS006317.
- Verhulst, T., D. Altadill, **J. Mielich**, B. Reinisch, I. Galkin, A. Mouzakis, A. Belehaki, D. Buresova, S. M. Stankov, E. Blanch, and D. Kouba (2017), Vertical and oblique HF sounding with a network of synchronized ionosondes, *Adv. Space Res.*, 60, 1644–1656, doi:org/10.1016/j.asr2017.06.033.
- 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.*, 43, 1373–1381, doi:10.1002/2015GL067241.
- Viehl, T. P.**, **J. Höffner**, **F.-J. Lübken**, J. M. C. Plane, B. Kaifler, and R. J. Morris (2016b), Corrigendum to „Summer time Fe depletion in the Antarctic mesopause region“ [*J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* 127(2015)97-102], doi:10.1016/j.jastp.2015.04.013.
- Vierinen, J., **J. L. Chau**, **N. Pfeffer**, **M. Clahsen**, and **G. Stober** (2016), Coded continuous wave meteor radar, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 829–839, doi:10.5194/amt-9-829-2016.
- Wagner, J. S., A. Dörnbrack, M. Rapp, S. Gisinger, B. Ehard, M. Bramberger, B. Witschas, F. Chouza-Keil, S. Rahm, C. Mallaun, **G. Baumgarten**, and P. Hoor (2018), The impact of model resolution on simulation of mountain waves during the Gravity Wave Life Cycle I campaign, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*
- Wilhelm, S.**, **G. Stober**, and **J. L. Chau** (2017), A comparison of 11 year mesospheric and lower thermospheric winds determined by a meteor and MF radar at 69 °N, *Ann. Geophys.*, 35, 893–906, doi:10.5194/angeo-35-893-2017.
- Williams, E. R., Y.-J. Wu, **J. L. Chau**, and R.-R. Hsu (2017), Intercomparison of radar meteor velocity corrections using different ionization coefficients, *Geophys. Res. Lett.*, pp. 5766–5773, doi:10.1002/2017GL073610.
- Wilms, H., M. Rapp, and **A. Kirsch** (2016), Nucleation of mesospheric cloud particles: Sensitivities and limits, *J. Geophys. Res.*, 121, 2621–2644, doi:10.1002/2015JA021764.
- Wüst, S., T. Offenwanger, C. Schmidt, M. Bittner, C. Jacobi, **G. Stober**, J.-H. Yee, M. G. Mlynczak, and J. M. Russell III (2017), Derivation of horizontal and vertical wavelengths using a scanning OH(3-1) airglow spectrometer, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*
- Zülicke, C.**, and **E. Becker** (2017), Relation between equatorial mesospheric wind anomalies during spring and middle atmosphere variability modes, *Sci. Online Lett. Atmos.*, 13A, 31–35, doi:10.2151/sola.13A-006.
- Zülicke, C.**, **E. Becker**, **V. Matthias**, **D. H. W. Peters**, H. Schmidt, H.-L. Liu, L. de la Torre-Ramos, and D. M. Mitchell (2018), Coupling of stratospheric warmings with mesospheric coolings in observations and simulations, *J. Climate*, pp. 1107–1133, doi:10.1175/JCLI-D-17-0047.1.

F Abschlussarbeiten

Dissertationen

Svenja Sommer

Resolving the horizontal structure of mesospheric echoes applying modern radar approaches
Universität Rostock, Dezember 2016

Timo P. Viehl

Lidar observations of the Fe layer and temperatures in the polar mesopause region
Universität Rostock, Februar 2017

Maren Kopp

Ein neues tageslichtbasiertes RMR-Lidar: technischer Aufbau sowie geophysikalische Analyse von Temperaturgezeiten und NLC über Kühlungsborn (54°N, 12°O)
Universität Rostock, Mai 2017

Kathrin Baumgarten

Charakterisierung von Schwerewellen und Gezeiten aus Lidar-Messungen in der mittleren Atmosphäre
Universität Rostock, Dezember 2017

Diplomarbeiten

Michael Borgwedel

Vergleich der langjährigen Temperaturmessungen des alten und des neuen RMR-Lidars in Kühlungsborn
Universität Rostock, November 2017

Masterarbeiten

Helen Schneider

Seasonal variation and short-term variability during SSWs of the gravity wave momentum flux
Universität Rostock, September 2016

Kai Budde

Modellierung von langwelligem Strahlungstransfer bei kleinen Graueitsparametern
Universität Rostock, Oktober 2016

Bastian Sommerfeld

Parameterisation of Momentum Transport due to Cumulus-Convection
Universität Rostock, Oktober 2016

Patrick van der Thuesen

Interferometrische Untersuchungen der Mesosphäre und dessen Variabilität mittels eines MF-Radarsystems
Hochschule Wismar, Juni 2016

Sven Geese

Entwicklung eines multistatischen kodierten CW-Radars mittels USRP zur Analyse der mittleren Atmosphäre
Hochschule Wismar, Juni 2016

Nico Pfeffer

Robust Software-Defined-Radar Cluster applied to the MMARIA approach
Hochschule Wismar, Oktober 2017

Matthias Clahsen

Error analysis of wind estimates in specular meteor radar systems
Universität Rostock, Januar 2018

Bachelorarbeiten

Britta Schäfer

Bestimmung von Höhe und horizontaler Struktur leuchtender Nachtwolken (NLC) aus Kamerabildern durch Triangulation

Universität Rostock, Oktober 2016

Christoph Jürss

Untersuchung von Schwerewellen über Andenes im Januar 2016

Universität Rostock, September 2017

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. K. Baumgarten, Dr. U. Berger, Dr. F. Conte, Dr. R. Eixmann, Dr. J. Fiedler, Dr. A. Gabriel, Dr. A. Gaßmann, Dr. M. Gerding, Dr. M. Grygalashvily, Dr. M. He, Dr. J. Hildebrand, Dr. J. Höffner, D. Keuer, Dr. F. Laskar, Dr. R. Latteck, Dr. V. Matthias, PD Dr. D. H. W. Peters, Dr. M. Placke, Dr. D. Pokhotelov, Dr. R. Püstow, Dr. T. Renkwitz, Dr. U. Schaefer-Rolffs, Dr. A. Schneider, Dr. A. Schneiderei, Dr. G. Stober, Dr. B. Strelnikov, Dr. I. Strelnikova, Dr. T. P. Viehl, Dr. M. Zecha, Dr. Ch. Zülicke
Infrastruktur/Techniker	Th. Barth, H.-J. Heckl, C. Hilpert, T. Köpnick, Th. Linow, A. Mauer, N. Meesen, J. Mielich, R. Ostermann, M. Priester, R. Schattschneider, 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 ¹ , M. Strate ¹ , C. Schmidt, J. Trede, R. von Rein
Doktoranden	M. Almowafy, H. Asmus, A. Brand, S. Can, H. Charuvil Asokan, J. Czarnecki, J. Froh, N. Gudadze, A. Kirsch, L. Leitert, M. Mai, C. Ridder, F. Schmidt, L. Schoon, A. Schrön, C. Schult, J. Söder, S. Sommer, B. Sommerfeld, T. Staszak, J. M. Urco, S. Wilhelm, B. Wolf, R. Wörl
Diplomanden, Master- Studenten, Bachelor-Studenten	M. Borgwedel, K. Budde, M. Clahsen, S. Geese, C. Jürß, N. Pfeffer, B. Schäfer, H. Schneider, P. von der Thüsen
31 studentische und wissenschaftliche Hilfskräfte	
Gastwissenschaftler ²	Prof. C. La Hoz, UiT, Arctic University Tromsø, Norwegen Dr. R. Rüfenacht, MeteoSwiss, University of Bern, Schweiz Dr. D. Singh, Indian Institute of Geomagnetism (SCOSTEP "fellow")

¹ATZ-Ruhephase

²Aufenthalt länger als ein Monat

H Mitglieder der Gremien

Mitglieder des eingetragenen Vereins „IAP“:

Prof. Dr. Karl-Heinz Meiwes-Broer (Vorsitz)	Universität Rostock
Woldemar Venohr ¹	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
Holger Wandsleb	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR'in Dr. Gisela Helbig ¹	BMBF Bonn
Prof. Dr. Rene Haak	BMBF Bonn
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	Schulleiterin Schulzentrum Kühlungsborn
Knut Wiek	Ostseebad Kühlungsborn

Mitglieder des Kuratoriums:

Woldemar Venohr (Vorsitz) ¹	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
Holger Wandsleb (Vorsitz)	MBWK Mecklenburg-Vorpommern
MR'in Dr. Gisela Helbig ¹	BMBF Bonn
Prof. Dr. Rene Haak	BMBF Bonn
Prof. Dr. Klaus Neymeyr	Universität Rostock
Prof. Dr. Hans Peter Schmid	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Christian von Savigny	Universität Greifswald

Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirats:

Prof. Dr. Thomas Leisner ² (Vorsitz)	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Christian von Savigny (Vorsitz)	Universität Greifswald
Prof. Dr. John Burrows ²	Universität Bremen
Dr. Stephan Buchert	Swedish Institute of Space Physics, Uppsala
Prof. Dr. Georg Craig	Meteorologisches Institut der Universität München
Prof. Dr. Joachim Curtius	Institut für Atmosphäre und Umwelt, Frankfurt
Prof. Dr. Ralf Koppmann	Universität Wuppertal
Prof. Dr. Gerald Lehmacher	Clemson University, USA
Prof. Dr. Katja Matthes	GEOMAR Kiel
Prof. Dr. Jens Oberheide	Clemson University, USA
Prof. Dr. Johannes Orphal ²	Karlsruher Institut für Technologie (KIT)
Prof. Dr. Claudia Stolle	GFZ Potsdam
Prof. Dr. William Ward	University of New Brunswick, Kanada

¹bis 2017

²bis 2016

I Vereinsatzung des Leibniz-Instituts für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock (IAP)

§ 1 Name, Sitz, 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 Geschäftsjahr des Instituts ist das Kalenderjahr.

§ 2 Zweck, Gemeinnützigkeit

- (1) Das Institut verfolgt ausschließlich und unmittelbar gemeinnützige Zwecke im Sinne des Abschnitts „Steuerbegünstigte Zwecke“ der Abgabenordnung. Zweck des Vereins ist die Förderung von Wissenschaft und Forschung (§ 52 Abs. 2 S. 1 Nr. 1 Abgabenordnung). Der Satzungszweck wird insbesondere verwirklicht durch die Durchführung von Forschung auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik und die Förderung von wissenschaftlichen Erkenntnissen auf diesem Gebiet. Das Institut arbeitet mit in- und ausländischen Einrichtungen und Arbeitsgruppen auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zusammen.
- (2) Das Institut hat eine enge Verbindung mit den Einrichtungen der Universität Rostock. Es stellt sein Personal und seine Einrichtungen für die Ausbildung von Studenten¹ auf dem Gebiet der Atmosphärenphysik zur Verfügung.
- (3) Die Mittel des Instituts dürfen nur für die satzungsgemäßen Zwecke verwendet werden. Die Mitglieder des eingetragenen Vereins erhalten keine Zuwendungen aus Mitteln des Instituts.
- (4) 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. Der Direktor ist per Amt Mitglied des Vereins.
- (2) Über die Aufnahme und den Ausschluss von Mitgliedern entscheidet das Kuratorium. Der Vorsitzende der Mitgliederversammlung, die Vertreter von Bund und Land und der Direktor können neue Mitglieder vorschlagen.
- (3) Die Mitgliedschaft ist beitragsfrei.
- (4) Die Mitglieder können mit einer Frist von drei Monaten zum Ende 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.

¹Status- und Funktionsbezeichnungen, die in diesem Dokument in der männlichen oder weiblichen Sprachform verwendet werden, schließen die jeweils andere Sprachform ein.

§ 5 Mitgliederversammlung

- (1) Die Mitgliederversammlung findet mindestens einmal jährlich statt. Außerdem ist eine außerordentliche Mitgliederversammlung einzuberufen, wenn dies vom Bund oder vom Land oder von mindestens einem Drittel der Mitglieder verlangt wird.
- (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.
- (4) Beschlüsse mit finanziellen Auswirkungen, Satzungsänderungen oder die Auflösung des Vereins bedürfen der Zustimmung von Bund und Land.
- (5) In Eilfällen kann die Mitgliederversammlung auch Beschlüsse im schriftlichen, im elektronischen (per E-Mail) oder im telegrafischen (per Telefax) Umlaufverfahren fassen.
- (6) Die Mitgliederversammlung kann beschließen, Gäste zur Sitzung zuzulassen.
- (7) Über die Beschlüsse der Mitgliederversammlung ist eine Niederschrift anzufertigen, die vom Vorsitzenden der Mitgliederversammlung zu unterzeichnen ist; sie ist den Mitgliedern innerhalb von höchstens sechs Wochen nach der Sitzung zuzusenden.

§ 6 Aufgaben der Mitgliederversammlung

Die Mitgliederversammlung hat folgende Aufgaben:

- (1) Wahl eines Vorsitzenden aus ihrer Mitte. Bei seiner Verhinderung bestimmt der Vorsitzende der Mitgliederversammlung aus dem Kreis der Mitglieder des Vereins einen Stellvertreter.
- (2) Entgegennahme des jährlichen Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit und die weitere Planung, sowie über die Jahresrechnung und das Ergebnis der Rechnungsprüfung.
- (3) Beschlussfassungen über:
 - (a) die Feststellung der Jahresrechnung auf Empfehlung des Kuratoriums;
 - (b) die Entlastung des Direktors auf Empfehlung des Kuratoriums;
 - (c) die Entlastung des Kuratoriums;
 - (d) die Wahl des Abschlussprüfers;
 - (e) Satzungsänderungen;
 - (f) die Auflösung gemäß § 16;
 - (g) sonstige Anträge;
 - (h) Wahl des Kuratoriumsmitgliedes gemäß § 7 Abs. 1 Buchstabe c.

Bei Beschlussfassungen nach a) bis c) steht dem Direktor kein Stimmrecht zu. Beschlussfassungen nach e) und f) bedürfen der Zustimmung des Landes und des Bundes.

§ 7 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, stellvertretender Vorsitzender ist der Vertreter des Bundes.
 - (4) Das Kuratorium tritt in der Regel zweimal 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 des Instituts zu Fragen von forschungs- und wissenschaftspolitischer Bedeutung, mit erheblichen finanziellen Auswirkungen oder in Bezug auf das Leitungspersonal des Instituts 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. Diese Niederschriften sind vom Vorsitzenden zu unterzeichnen. Sie sind den Kuratoriumsmitgliedern innerhalb von sechs Wochen zu übersenden.
 - (7) Der Direktor 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 Direktor gemäß § 9 Abs. 10.
 - (9) Das Kuratorium ist beschlussfähig, wenn alle Mitglieder des Kuratoriums ordnungsgemäß geladen sind und mindestens die Hälfte der Mitglieder des Kuratoriums anwesend oder in Ausnahmefällen durch geeignete Telekommunikationsmittel (z. B. Videokonferenz) zugeschaltet sind. Das Kuratorium ist nur dann beschlussfähig, wenn der Vertreter des Bundes und des Landes anwesend sind oder wenn der Vertreter von Bund oder Land seine Stimme auf den jeweilig anderen Vertreter übertragen hat, eventuell nur für einzelne Tagesordnungspunkte. Die Stimmübertragung soll schriftlich erfolgen und dem Vorsitzenden (bzw. dem stellvertretenden Vorsitzenden) des Kuratoriums vor Beginn der Kuratoriumssitzung vorliegen. Unabhängig von der Stimmübertragung kann bei Verhinderung des Vertreters von Bund oder Land ein Mitglied der jeweiligen Verwaltung an der Kuratoriumssitzung mit Rederecht, aber ohne Stimmrecht teilnehmen.

§ 8 Aufgaben des Kuratoriums

- (1) Das Kuratorium überwacht die Rechtmäßigkeit, Zweckmäßigkeit und Wirtschaftlichkeit der Führung der Geschäfte.
- (2) Das Kuratorium berät in grundsätzlichen Angelegenheiten und solchen 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 Programmbudget, die mittelfristige Finanzplanung, das Ausbau- und Investitionsprogramm sowie die Prüfung der Jahresrechnung und die Erarbeitung einer Empfehlung an die Mitgliederversammlung zu deren Feststellung;
 - (c) außergewöhnliche, über den Rahmen des laufenden Betriebes hinausgehende Rechtsgeschäfte und Maßnahmen;
 - (d) die Errichtung und Auflösung von Abteilungen im Benehmen mit dem Direktor;
 - (e) die Prüfung und Genehmigung des jährlichen Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit;
 - (f) die Prüfung und Genehmigung des vom Direktor alle zwei Jahre vorzulegenden Instituts-

- berichtes und des Arbeitsplans für die folgenden zwei Jahre;
- (g) die Prüfung und Genehmigung des mehrjährigen wissenschaftlichen Rahmenprogramms;
 - (h) die Einwilligung zum Abschluss, zur Änderung oder Kündigung von Anstellungsverträgen mit leitenden Mitarbeitern des Instituts sowie zur Gewährung über- oder außertariflicher Leistungen;
 - (i) die Berufung der Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirates;
 - (j) die Erarbeitung von Vorschlägen für die Mitgliederversammlung zu Satzungsfragen und zur Institutsauflösung;
 - (k) die Aufnahme und der Ausschluss von Mitgliedern des eingetragenen Vereins gemäß § 3 Abs. 2;
 - (l) die Erarbeitung einer Empfehlung für die Mitgliederversammlung zur Entlastung des Direktors.

§ 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 einen geschäftsmäßigen Vertreter, der nach Anhörung des Direktors vom Kuratorium zu bestellen ist. Über Dauer und Neu- bzw. Abberufung entscheidet das Kuratorium.
- (2) Zwischen dem Institut und der Universität Rostock besteht eine Kooperationsvereinbarung. Danach wird für den Direktor des Instituts ein gemeinsames Berufungsverfahren nach Maßgabe der an der Universität geltenden Berufsordnung durchgeführt. Für die Abteilungsleiter des Instituts kann ein gemeinsames Berufungsverfahren durchgeführt werden.
- (3) Der Direktor wird für höchstens fünf Jahre bestellt; Wiederbestellung ist zulässig.
- (4) 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.
- (5) Der Direktor hat das Kuratorium über alle wichtigen Angelegenheiten zu unterrichten. Er ist verpflichtet, dem Kuratorium über alle Angelegenheiten des Instituts Auskunft zu erteilen.
- (6) Der Direktor erarbeitet mit den Abteilungsleitern unter angemessener Beteiligung der wissenschaftlichen Mitarbeiter das wissenschaftliche Rahmenprogramm.
- (7) Zu den weiteren Aufgaben des Direktors gehören insbesondere:
 - (a) die Planung der Zusammenarbeit mit universitären und 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 jährlichen Berichtes des Direktors über die Institutsarbeit;
 - (f) die Vorlage eines Institutsberichtes alle zwei Jahre und des Arbeitsplans für die folgenden zwei Jahre;
 - (g) die Vorlage eines wissenschaftlichen Rahmenprogramms über die mittelfristigen Zielsetzungen des Instituts;
 - (h) die Vorbereitung der Sitzung des Kuratoriums;
 - (i) die Wahrnehmung der personalrechtlichen Befugnisse für die Mitarbeiter des Instituts unter Beachtung des § 8 Abs. 2 Buchstabe h.

- Weitere Regelungen zu c) und d) hinsichtlich der Beteiligung des Beauftragten für den Haushalt sind in der Geschäftsordnung des Instituts festgelegt.
- (8) Der Direktor beruft mindestens einmal jährlich eine Versammlung der Institutsangehörigen ein, in der über Institutsangelegenheiten berichtet und diskutiert wird.
 - (9) Der Direktor ist auf der Grundlage eines mit dem Vorsitzenden des Kuratoriums geschlossenen Dienstvertrages für den Verein tätig und erhält eine angemessene Vergütung.
 - (10) In unaufschiebbaren und begründeten Eilfällen kann der Direktor oder sein Vertreter in Abstimmung mit dem Vorsitzenden und dem stellvertretenden Vorsitzenden des Kuratoriums Entscheidungen gemäß § 7 Abs. 8 treffen.

§ 10 Wissenschaftlicher 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. Der Vorsitzende kann aus dem Kreise der Beiratsmitglieder einen Stellvertreter ernennen. Der Wissenschaftliche Beirat kann sich eine Geschäftsordnung geben.
- (2) Der Wissenschaftliche Beirat tritt in der Regel einmal pro Jahr zusammen. Der Vorsitzende des Wissenschaftlichen 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.
- (5) Über die Sitzungen des Wissenschaftlichen Beirates ist eine Niederschrift anzufertigen, die vom Vorsitzenden zu unterzeichnen ist; diese ist den Mitgliedern des Wissenschaftlichen Beirates und des Kuratoriums sowie dem Direktor zu übersenden.

§ 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 Verbindungen des Instituts mit Einrichtungen im In- und Ausland. Er ist in seiner Beratungstätigkeit unabhängig.
- (2) Er gibt Empfehlungen zu den Arbeitsprogrammen des Instituts einschließlich der geplanten Zusammenarbeit mit in- und ausländischen Einrichtungen.
- (3) Der Wissenschaftliche Beirat berät das Kuratorium in Berufungsangelegenheiten und nimmt Stellung zum Bericht des Direktors sowie zum Institutsbericht, zum Arbeitsplan und zum wissenschaftlichen Rahmenprogramm.
- (4) Er bewertet die wissenschaftliche Arbeit des Instituts und berichtet dem Kuratorium darüber.

§ 12 Abteilungsleiter

- (1) Die Abteilungsleiter arbeiten im Rahmen des geltenden wissenschaftlichen Rahmenprogramms 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 Programmbudgets sowie die Ausführung des Programmbudgets.
- (3) Der Beauftragte für den Haushalt ist bei allen Maßnahmen von finanzieller Bedeutung zu beteiligen. Bei der Ausführung des Programmbudgets oder bei Maßnahmen von finanzieller Bedeutung hat der Beauftragte für den Haushalt ein Widerspruchsrecht gemäß § 9 Abs. 2 Satz 2 der Landeshaushaltsordnung Mecklenburg-Vorpommern (LHO-MV).
- (4) Einzelheiten der Aufgaben und Verantwortlichkeiten des Beauftragten für den Haushalt richten sich nach § 9 LHO-MV. Darüber hinausgehende Regelungen sind in der Geschäftsordnung des Instituts festgelegt.

§ 14 Projektförderung durch Dritte

- (1) Das IAP ist berechtigt, im Rahmen seines Zweckes gemäß § 2 Abs. 1 auch solche wissenschaftlichen Tätigkeiten und Projekte durchzuführen, die nicht aus den im Rahmen der Grundfinanzierung zur Verfügung gestellten Zuwendungsmitteln, sondern aus Mitteln Dritter finanziert werden. Das IAP kann im Rahmen seiner wissenschaftlichen Forschungen an Entwicklungs- und Forschungsprogrammen mitwirken.
- (2) 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 Jahresrechnung mit dem Geschäftsbericht ist von einer Wirtschaftsprüfungsgesellschaft zu prüfen, die von der Mitgliederversammlung bestellt wird.
- (2) Die Rechte des Landes und des Bundes sowie des Landesrechnungshofes, des Bundesrechnungshofes und anderer Einrichtungen bleiben davon unberührt.

§ 16 Auflösung des Vereins

- (1) Die Mitgliederversammlung entscheidet bei Verlust der Rechtsfähigkeit oder bei Wegfall des in § 2 Abs. 1 genannten Zweckes über die Auflösung des Vereins.
- (2) Bei Auflösung oder Aufhebung des Vereins oder bei Wegfall steuerbegünstigter Zwecke 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 Rückforderungspflichten bestehen, sind diese vorrangig zu beachten.

Kühlungsborn, den 05. Oktober 2017

Prof. Dr. Franz-Josef Lübken, Direktor
Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e.V. an der Universität Rostock

