

Max-Planck-Institut für Meteorologie

Hamburg

Gegründet 1975 zur Erforschung der physikalischen Grundlagen des Klimas. Das Institut besteht aus zwei unselbständigen Abteilungen. Eine Abteilung (Hasselmann) befaßt sich mit allgemeinen Fragen der Klimadynamik, unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen im System Atmosphäre-Ozean-Eis; die andere (Hinzpeter) untersucht vorwiegend Prozesse der Atmosphäre, insbesondere in der unteren Grenzschicht.

Direktor, Wissenschaftliches Mitglied:

Prof. Dr. Klaus Hasselmann

Direktoren am Institut,

Wissenschaftliche Mitglieder:

Prof. Dr. Hartmut Graßl (seit 1. 4. 1988)

Prof. Dr. Hans G. T. Hinzpeter

42 Mitarbeiter, davon 15 Wissenschaftler, dazu 5 Auslands-Stipendiaten, 6 Inlands-Stipendiaten und 28 Zeithilfen.

Physik des Meeres und Klimadynamik (K. Hasselmann)

Arbeitsgebiete

Veränderlichkeit und Vorhersagbarkeit des Klimas, Klimamodelle, Wechselwirkungen Atmosphäre-Ozean-Eis. Strahlungsbilanz der Atmosphäre. Erfassung kleinskaliger Austauschprozesse in Atmosphäre und Ozean, Grenzschichten, Wärmekonvektion, Interne Schwerewellen, Seegang, Turbulenz.

Ergebnisse

Das Januarklima der Atmosphäre auf dem Höhepunkt der letzten Eiszeit. Die numeri-

sche Modellierung der atmosphärischen Zirkulation während der letzten Eiszeit liefert nicht nur Erkenntnisse über einen von heute verschiedenen Zustand des Klimasystems, sondern sie besitzt auch einen aktuellen Bezug zur Frage heutiger Klimaänderungen aufgrund anthropogener Einflüsse, wie z.B. des beobachteten Anstiegs des atmosphärischen Spurengases Kohlendioxid. Nach Emissionshochrechnungen und Modellvorhersagen wird sich die Globaltemperatur der Atmosphäre bei einem weiteren Anstieg der Kohlendioxidkonzentration um mehrere Grad erhöhen („Glashauseffekt“). Die prognostizierte Temperaturerhöhung ist durchaus vergleichbar mit dem Temperaturunterschied zwischen dem heutigen Klima und der letzten Eiszeit. Nur im Eiszeitzyklus finden wir natürliche Klimaschwankungen in der Größenordnung der Klimaänderung, auf die der Mensch sich im nächsten Jahrhundert voraussichtlich wird einstellen müssen.

Von praktischem Interesse sind daher weniger die Änderungen der Globaltemperatur, sondern die regionalen Auswirkungen der Klimaänderungen. Aussagen über die regionale Verteilung atmosphärischer Klimagrößen, wie z.B. Lufttemperatur und Niederschlag, lassen sich mit einem globalen Zirkulationsmodell der Atmosphäre erzielen (wobei die nicht-atmosphärischen Komponenten des Klimasystems, wie Eis, Ozean und Biosphäre, bei diesen Rechnungen vorgegeben werden müssen).

Es stellt sich dann gleich die Frage nach der Glaubwürdigkeit der Aussagen solcher numerischen Modelle. Atmosphärische Zirkulationsmodelle wurden zunächst entwickelt zur Simulation des heutigen Klimas. Es ist nicht sichergestellt, daß vollständig andere Klimazustände, wie sie bei einer Änderung der Globaltemperatur um einige Grad zu erwarten sind, von diesen

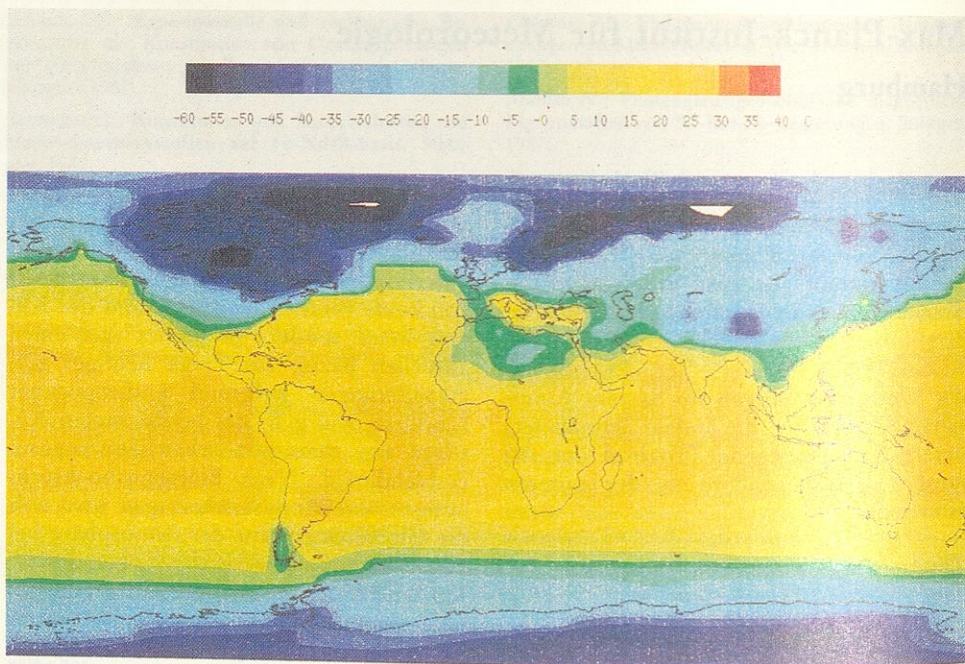


Abb. 1: Mittlere Oberflächentemperaturen im Januar 18 000 Jahre vor heute. Abstand der Isothermen: 5°C.

Modellen noch zutreffend beschrieben werden. Um dies zu prüfen, muß man einen Klimazustand wählen, der sich deutlich vom heutigen Klima unterscheidet und über den ausreichend Informationen aus Beobachtungen zur Verfügung stehen. Ein geeigneter Kandidat ist das Klima während des Höhepunktes der letzten Eiszeit ca. 18 000 Jahre vor heute. In einem mehrjährigen, größeren paläoklimatischen Forschungsprojekt CLIMAP wurden für dieses Vereisungsmaximum alle vorhandenen Daten über die Oberflächentemperatur der Ozeane und der Ausdehnung des Land- und Meereises zu einem vollständigen Bild der eiszeitlichen Erdoberfläche zusammengetragen.

Die Ausbildung dieser Eiszeit war bekanntlich kein isoliertes Phänomen in der Klimageschichte der Erde. Vereisungsperioden traten in der letzten Million Jahre regelmäßig mit einer Periode von ca. 100 000 Jahren auf (Hauptklimazyklus) mit überlagerten, größeren Schwankungen in einem

breiten Periodenbereich. Untersuchungen an Sedimentbohrkernen weisen auf einen Zusammenhang zwischen einigen dieser Schwankungen und den Variationen der solaren Einstrahlung als Folge von Änderungen der Erdbahnparameter (Milankowitsch - Theorie). Eine befriedigende Theorie der Eiszeiten existiert aber bis heute nicht.

Während des Höhepunktes der letzten Eiszeit waren weite Teile Nordamerikas, Europas und Sibiriens mit einer bis zu 4000 m mächtigen Eisschicht bedeckt. Auch das in den Subtropen gelegene Hochland von Tibet war vergletschert. Neben den heutigen Eisschilden Grönlands und der Antarktis lagen 28,5 Mio. km², d.h. 20% der gesamten Landoberfläche der Erde, unter dem Inlandeis. In den Eisschilden war soviel Wasser gespeichert, daß sich der Meeresspiegel gegenüber heute um 100 m senkte. Dabei wurden zusätzliche Landflächen frei, wie z.B. die Landbrücke zwischen Sibirien und Alaska. Das Meereis erstreckte sich in beiden Hemisphären ca. 10° weiter zum Äquator hin als heute. Diese gewaltige Veränderung der Erdoberfläche war verbunden mit ei-

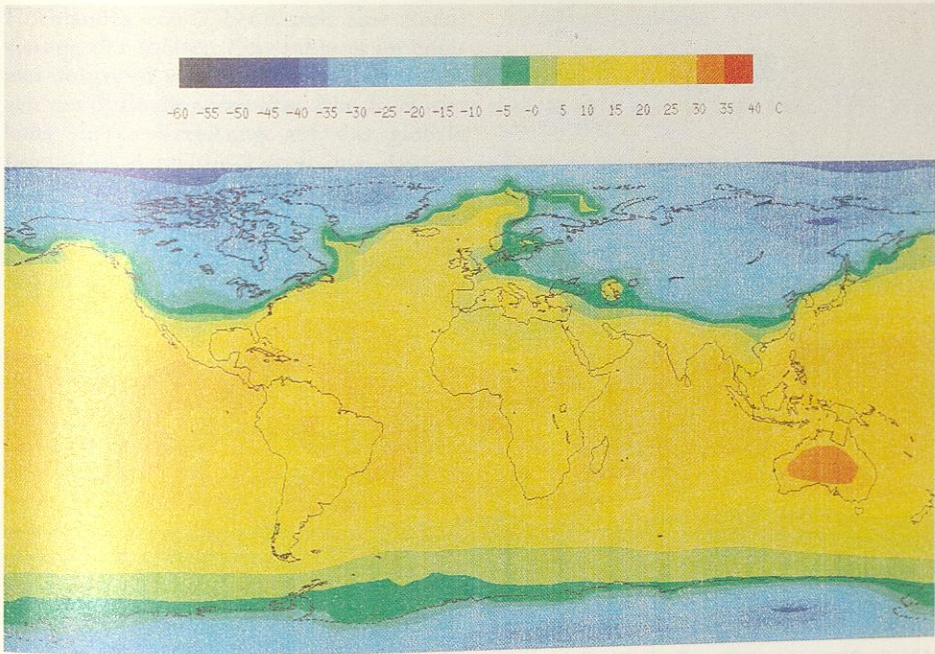


Abb.2: Mittlere Oberflächentemperaturen heute. Abstand der Isolinien: 5°C.

ner globalen Absenkung der Oberflächentemperaturen über Land von 5–10°C und einem deutlichen Rückgang des Niederschlags.

Zur Simulation des Klimas vor 18 000 Jahren wurde als globales Zirkulationsmodell der Atmosphäre ein grob auflösendes Wettervorhersagemodell des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) verwendet. Wegen des hohen Rechenzeitaufwandes (mehr als 1 Stunde für 1 Modellmonat) wurde das Zirkulationsmodell nicht im Jahresgang, sondern zunächst nur unter permanenten Januarbedingungen betrieben. Die Eigenschaften der Erdoberfläche, die als vorgegebene Randbedingungen in das Modell eingehen, und die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre wurden dabei auf ihren Januarwerten festgehalten. Das Klimamittel über zwölf Modelljanuare (wie in der Wirklichkeit ist auch im Modell nicht jeder Januar gleich) ist in den Bildern am Beispiel der Oberflächentemperaturen dargestellt. Abb.1 gibt die Modellergebnisse

während der letzten Eiszeit wieder, Abb.2 zeigt die heutigen Oberflächentemperaturen und in Abb.3 ist die Differenz der Januartemperaturen für die letzte Eiszeit und für heute dargestellt.

Deutlich zu erkennen sind die starken Temperaturabsenkungen zur letzten Eiszeit über den Eisschilden von Nordamerika, Europa/Sibirien und Tibet und die etwas schwächeren Temperaturabsenkungen im äquatorialen Bereich. Auch die Antarktis zeigt deutlich niedrigere Temperaturen im Vergleich zu den heutigen mittleren Januartemperaturen. Die daraus resultierenden größeren meridionalen Temperaturgradienten führen zu einer wesentlichen Verstärkung der Windaktivität während der Eiszeit. Ein Blick auf die Darstellung der Differenzen (Abb.3) in den Oberflächentemperaturen (Eiszeit minus heute) bestätigt die aus geologischen Untersuchungen ermittelte globale Temperaturabnahme von 5–10°C. Die Simulationsergebnisse des Niederschlags befinden sich ebenfalls in Übereinstimmung mit den geologischen Befunden (Abnahme des Niederschlags über Land während der letzten Eiszeit). In Übereinstimmung mit

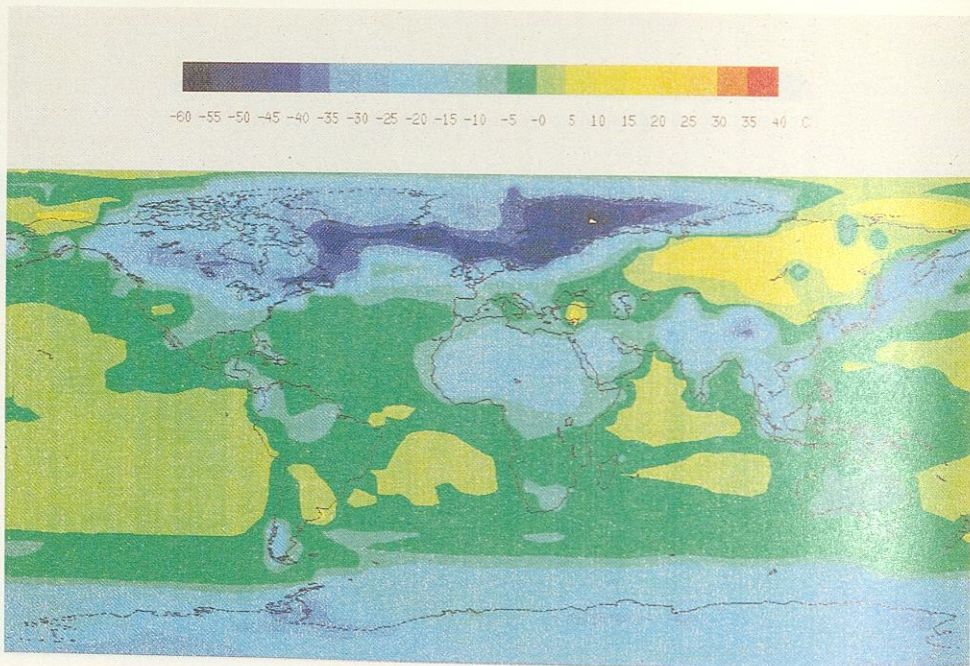


Abb.3: Differenz der mittleren Oberflächentemperaturen im Januar (18 000 Jahre vor heute minus heute). Abstand der Isolinien: 5°C.

meeresgeologischen Untersuchungen ist der Wintermonsun im Modell verstärkt ausgebildet (sichtbar an der Niederschlagserrhöhung im indisch-arabischen Raum). Auf den ersten Blick überraschend ist die Zunahme der Oberflächentemperatur im Januarmittel während der Eiszeit in Alaska und Sibirien. Dieses Ergebnis des Modells deckt sich jedoch mit der Tatsache, daß Alaska während der letzten Eiszeit nicht vergletschert war und daß in Sibirien große Schmelzwasserseen zum Ausgang der letzten Eiszeit existierten. Eine detaillierte statistische Untersuchung der Modellergebnisse erlaubt eine genauere Bestimmung der statistisch signifikanten Unterschiede zwischen der letzten Eiszeit und dem heutigen Klima. Sie gibt insbesondere auch Hinweise auf den globalen Einfluß der Himalayavereisung, die nach einer neueren Hypothese eine entscheidende Rolle in der Auslösung einer Eiszeit spielen könnte.

Um den Einfluß der Tibetvereisung auf das Eiszeitklima genauer zu untersuchen,

wurde ein weiteres Simulationsexperiment mit dem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell unter permanenten Januarbedingungen durchgeführt mit den gleichen Eiszeitbedingungen, aber ohne Tibetvereisung. Die globalen Unterschiede zwischen den beiden Eiszeitsimulationen mit und ohne Tibetvereisung fallen nicht so drastisch aus wie die Unterschiede zwischen eiszeitlichem und heutigem Januar-klima. Der globale Einfluß ist wesentlich schwächer als der lokale Effekt in der Nähe von Tibet. Relativ deutlich sind jedoch eine Reduzierung des Wintermonsuns im indisch-arabischen Raum und eine Reduzierung der Oberflächentemperatur in Alaska als Folge eines eisfreien Tibet-hochlands. Der Temperaturrückgang in Alaska wird verursacht durch die Abschwächung des nordpazifischen Aleutentiefs und der damit verbundenen Abschwächung der zyklonischen Luftströmung, die warme Luft vom Ozean aufs Land transportiert. Eine statistische Untersuchung zeigt, daß die Vergletscherung Tibets insgesamt einen schwachen, aber signifikant nachweisbaren Einfluß auf das Eiszeitklima ausübt. Nach der neuen Hypothese entsteht die Vereisung des subtropischen

Hochlandes von Tibet durch eine Reduzierung der solaren Einstrahlung im Sommer aufgrund von periodischen Änderungen der Erdbahnparameter. Die Rückwirkung dieser Vereisung auf das globale Klima löst dann die Eiszeit aus. Zur genaueren Überprüfung dieser Theorie ist ein weiteres Modellexperiment mit Tibetvereisung im Jahresgang geplant.

Die Untersuchungen zur letzten Eiszeit wurden erweitert durch Simulationsrechnungen des Aufbaus der kontinentalen Eisschilde mit zwei- und drei-dimensionalen Eisschildmodellen. Das tibetanische und das nordamerikanische Eisschild wurden in realistischen Zeiträumen von 10 000 bzw. 35 000 Jahren aufgebaut. Als Antrieb benötigen die Eismodelle Angaben über die Jahresschneebilanz und die Atmosphärentemperatur, die aus Simulationen mit allgemeinen Zirkulationsmodelle der Atmosphäre gewonnen werden. Insbesondere ergaben die numerischen Experimente zum Eisaufbau, daß sich die großen Eisschilde wie das nordamerikanische Inlandeis im Verlauf der Eiszeiten nie im stationären Gleichgewicht befunden haben. Zum Erreichen des Gleichgewichts sind Zeiträume von ca. 100 000 Jahren mit konstanten Randbedingungen erforderlich, während die Sonneneinstrahlung aufgrund der Erdbahnvariation bereits mit Perioden von 20 000 und 40 000 Jahren schwankt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß das verwendete globale Zirkulationsmodell der Atmosphäre die aus geologischen Befunden bekannten Eigenschaften des Eiszeitklima zumindest für den Januar reproduziert. Damit kann man davon ausgehen, daß das Modell allgemein in der Lage ist, größere Abweichungen von unserem heutigen Klima realistisch zu beschreiben. Die Arbeiten auf dem Gebiet der Eiszeitklimaforschung sollen fortgesetzt werden zum einen mit einer detaillierten Untersuchung des gesamten Klimasystems (Eis - Ozean - Atmosphäre) während des Höhepunktes der letzten Eiszeit (18 000 Jahre vor heute) und zum anderen mit der Simulation eines vollständigen Eiszeitzyklus von 100 000 Jahren (Carlov, Esch, Herterich, Lautenschlager).

Veröffentlichungen

- Behrend, H.*: Teleconnections of rainfall anomalies and of the Southern Oscillation over the entire tropics and their seasonal dependence. *Tellus* 39A, 138-151 (1987).
- Biercamp, J.* and *H. von Storch*: Exchange of energy and momentum at the ocean's surface - a comparison of modelled and analysed data. Climate simulations with the ECMWF T21-model in Hamburg, Ed. G. Fischer. Large Scale Atmospheric Modelling Report 1, 83-94 (1987).
- Bruns, T., H. von Storch* and *I. Fischer-Bruns*: The structure and propagation of seasonal and intraseasonal oscillations in the tropical T21-model atmosphere. Climate simulations with the ECMWF T21-model in Hamburg, Ed. G. Fischer. Large scale Atmospheric Modelling Report 1, 95-121 (1987).
- Glowienka-Hense, R.* and *H. von Storch*: North Atlantic Oscillation (NAO), Observation and Simulation of the T21 general circulation model. Contribution to „Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling“. WMO Report 1987, 7.2-3 (1987).
- Guoxiong, W.* and *U. Cubasch*: The impact of El Niño anomaly on mean meridional circulation and transfer properties of the atmosphere. *Scientia Sinica (Ser. B)* 30, 533-545 (1987).
- Herterich, K.*: On the flow within the transition zone between ice sheet and ice shelf. In: Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet, Eds. C. J. van der Veen and J. Oerlemans: Reidel, Dordrecht 1987, 185-202.
- Die astronomische Theorie der Eiszeiten. *Sterne u. Weltraum* 5, 272-276 (1987).
- Herterich, K.* and *K. Hasselmann*: Extraction of mixed layer advection velocities, diffusion coefficients, feedback factors and atmospheric forcing parameters from the statistical analysis of North Pacific SST anomaly fields. *J. Phys. Oceanogr.* 17, 2145-2156 (1987).
- Hollingsworth, A., U. Cubasch, S. Tibaldi, C. Brankovic, T. N. Palmer* and *L. Campbell*: Mid-Latitude atmospheric prediction on time scales of 10-30 days. In: Atmospheric and oceanic variability, Ed. H. Cattle, Royal Met. Society, Berkshire, England 1987, 117-151.
- Latif, M.*: Tropical Ocean Circulation Experiments, *J. Phys. Oceanogr.* 17, 246-263 (1987).
- Lemke, P.*: Sea ice-ocean interaction. In: Irreversible Phenomena and Dynamical Systems Analysis in Geosciences, Eds. C. Nicolis and G. Nicolis. Reidel, Dordrecht 1987, 439-451.
- Some aspects of ocean circulation models. In: Irreversible Phenomena and Dynamical Systems Analysis in Geosciences, Eds. C. Nicolis and G. Nicolis. Reidel, Dordrecht 1987, 453-466.
- Sea ice observations and models. In: Climatology and Space Observations. Centre National d'Etudes Spatiales, Paris 1987, 885-895.
- A coupled one-dimensional sea ice-ocean model. *J. Geophys. Res.* 92, 13164-13172 (1987).
- Maier-Reimer, E., I. Fischer-Bruns* and *H. von Storch*: Patterns of oceanic variability on time scales of a few

decades: Principal Oscillation Pattern analysis of ocean GCM data. Contribution to „Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling“. WMO Report 1987, 8.27–29 (1987).

Maier-Reimer, E. and K. Hasselmann: Transport and storage of CO₂ in the ocean – an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dynamics* 2, 63–90 (1987).

Müller, D.: Bispectra of sea-surface temperature anomalies, *J. Phys. Oceanogr.* 17, 26–36 (1987).

Roeckner, E., U. Schlese, J. Biercamp and P. Löwe: Cloud optical depth feedback and climate modelling. *Nature* 329, 138–140 (1987).

Stähler, U., A. Hense and H. von Storch: Comparison of Atlantic SST-Anomaly experiments. Contribution to „Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling“. WMO Report 1987, 7.7–9 (1987).

Storch, H. von: Principal Oscillation Pattern analysis: 30–60 day oscillation in GCM equatorial troposphere. In: Proc. 10th Conf. on probability and statistics, Edmonton, Oct. 6–9, 1987, 204–207 (1987).
– A statistical comparison with observations of control and El Niño simulations using the NCAR GCM. *Beitr. Phys. Atmos.* 60, 464–477 (1987).

Storch, H. von and J.-S. Xu: Southern Hemisphere: Intercomparison with observed sea level pressure. Climate simulations with the ECMWF T21-model in Hamburg, Ed. G. Fischer. Large scale Atmospheric Modelling Report 1, 57–74 (1987).

Tibaldi, S., C. Brankovic and U. Cubasch: 30 day integrations using the operational ECMWF spectra model. ECMWF Techn. Memo. 138, 53 S. (1987).

Zwiers, F. W. and H. von Storch: Multivariate recurrence analysis. In: Proc. 10th Conf. on probability and statistics, Edmonton, Oct. 6–9, 1987, 116–118 (1987).

– Inter-Annual Variability Simulated in Coupled Tropical Ocean Global Atmosphere General Circulation Model. Contribution to „Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling“. WMO Report 1987, 8.21–23 (1987).

Dissertationen

Biercamp, J.: Untersuchung eines gekoppelten Systems bestehend aus einem Modell der allgemeinen Zirkulation und einem Modell des oberen Ozeans. Hamburg 1987.

Latif, M.: Modelltheoretische Untersuchung der niederfrequenten Variabilität der äquatorialen pazifischen Ozeanzirkulation. Hamburg 1987.

Fischer-Bruns, I.: Untersuchungen zur Ausbreitung spontan freigesetzter schwerer Gase. Hamburg 1987.

Diplomarbeiten

Hedrich, D.: Die Reaktion des äquatorialen Ozeans auf Windanomalien über dem Westpazifik. Hamburg 1987.

Xu, J.: Klimatologie der Süd-Hemisphäre. Hamburg 1987.

Physik der Atmosphäre (H. G. T. Hinzpeter)

Arbeitsgebiete

Turbulente und konvektive Felder in der unteren Troposphäre, insbesondere geordnete konvektive Phänomene (Wolkenstraßen und zelluläre Struktur von Wolken); Fernerkundungsverfahren zur Bestimmung meteorologischer Zustandsgrößen in der Grenzschicht; Wechselwirkung Strahlung-Atmosphäre, insbesondere der Einfluß der Wolken, der Aerosolteilchen sowie atmosphärischer Spurengase.

Ergebnisse

Die Fernerkundungssysteme und -methoden sind im Hinblick auf ihre Nutzung für die Untersuchung konvektiver Prozesse in der Atmosphäre entwickelt worden. Da diese Vorgänge zu einem großen Teil in den unteren 1000 m der Atmosphäre ablaufen, Satelliten die Strukturen jener Schicht aber völlig unzureichend auflösen, können nur bodengebundene Systeme benutzt werden. Diese sollen die meteorologisch wichtigen Größen Temperatur, Wasserdampf und den dreidimensionalen Windvektor liefern. Um die konvektiven Prozesse, z. B. bei der Bildung einer Cumulus-Wolke, untersuchen zu können, müssen die meteorologischen Parameter mit einer hohen Auflösung von 20–50 m und einer Zeitauflösung von 5–30 Sekunden ermittelt werden.
Zu diesem Zweck wurden in den letzten Jahren entwickelt:

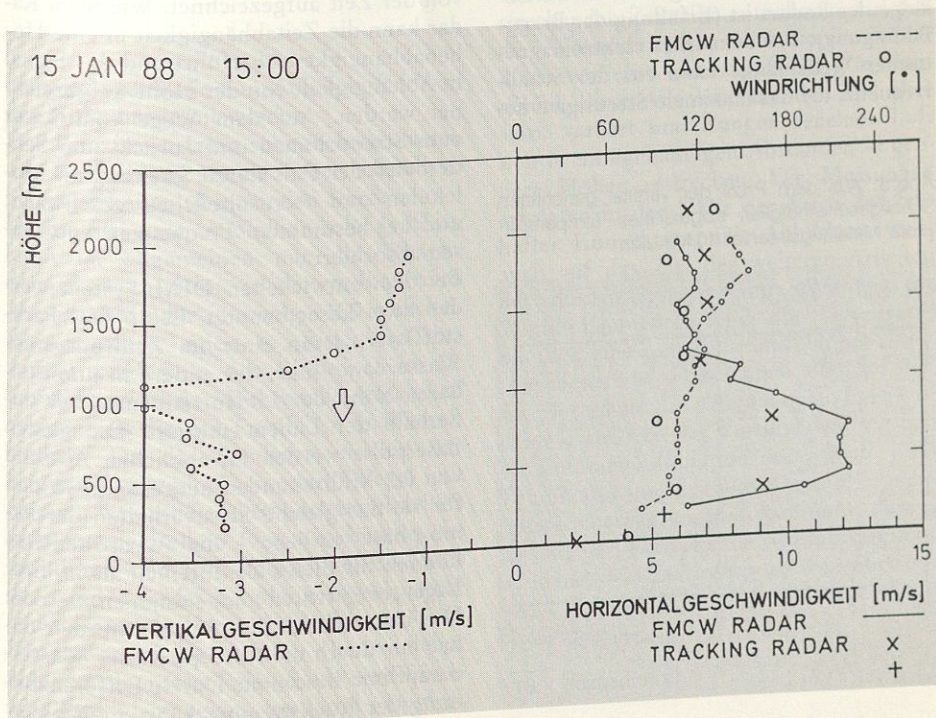
- ein FMCW (Frequency Modulated Continuous Wave)-Radar für den Windvektor,
- ein RASS (Radio-Acoustic Sounding System) für die Temperatur,
- ein DIAL (Differential Absorption LIDAR)-System für den Wasserdampf (LIDAR – Light Detection and Ranging)

Die Systeme und einige Ergebnisse sollen im folgenden kurz beschrieben werden:

Das FMCW-Radar. Die Bestimmung des Windvektors mit dem FMCW-Radar nutzt die durch kleinräumige (einige Dezimeter) Variationen der Lufttemperatur und der Luftfeuchte hervorgerufenen Schwankungen des Brechungsindex für elektromagnetische Wellen aus. Diese Variationen reichen aus, um eine elektromagnetische Welle zu streuen, also auch in Richtung des Senders (Radar) zurückzustrahlen. Da die kleinräumigen Felder der Brechungsindexschwankungen mit der großräumigen Strömung mitgeführt werden, erfährt die rückgestreute elektromagnetische Welle eine Dopplerverschiebung, aus der die Radialkomponente der großräumigen Strömung (des Windvektors) abgeleitet werden kann. Das FMCW-Radar ist als ein Array von 64 Sendern (Hornstrahler) in einem 20-Fuß-Container aufgebaut. Dieses hat den Vorzug, daß durch Phasenschaltung der Radarstrahl schnell geschwenkt werden kann, so daß - anders als beim klassischen Radar mit mechanisch geschwenktem Spiegel - die gewünschte zeitliche Auflösung erreicht werden kann.

Das kontinuierlich sendende FMCW-Radar kommt mit einer wesentlich geringeren Leistung als ein gepulstes Radar aus, so daß Fremdechos weit weniger stören und somit schon aus 50m Höhe verlässliche Windwerte erhalten werden können. Im Falle von Niederschlag findet auch Streuung an den Tropfen statt, die dann sogar den überwiegenden Beitrag zum Empfangssignal liefert. Da Regentropfen jedoch ähnlich wie ein Radiosondenballon mit der horizontalen Windgeschwindigkeit mitgeführt werden, stören Wolken und Niederschlag die Messung der Horizontalkomponente des Windvektors nicht. Die vom Radar gemessene Vertikalkomponente ist dann allerdings die Fallgeschwindigkeit der Regentropfen. Aus dem Spektrum der Vertikalkomponente lassen sich dann aber Aussagen über das Größenspektrum der Regentropfen gewinnen. Abb.4

Abb.4: Profil der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung. Vergleich mit einem Ballonverfolgungsradar. Messung bei Regen, die linke Seite zeigt die Fallgeschwindigkeit des Niederschlags in der Wolke und unterhalb derselben.



zeigt einen Vergleich der bei Regen mit dem FMCW-Radar abgeleiteten Windgeschwindigkeit mit der von einem klassischen Windverfolgungsradar gewonnenen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß das klassische System etwa 30 km vom FMCW-Radar entfernt stand.

Das RASS-Verfahren. Sendet man einen Schallstrahl vertikal in die Atmosphäre, dann bewirkt die Schallwelle ebenfalls Dichteänderungen, die jetzt periodisch auftreten. Auch von dem sich mit Schallgeschwindigkeit ausbreitenden Dichtegitter wird der vertikal gerichtete Radarstrahl zurückgestreut. Da aber die Schallgeschwindigkeit um etwa zwei Größenordnungen über der natürlichen Vertikalgeschwindigkeit der Luft liegt, ist die Dopplerverschiebung der an der Schallwelle rückgestreuten elektromagnetischen Welle wesentlich größer als die der mit dem Windfeld verdrifteten natürlichen Brechungsindexinhomogenitäten. Beide Signale können daher leicht getrennt werden. Die Rückstreuung ist dann am stärksten, wenn die Schallwellenlänge halb so groß wie die elektromagnetische Wellenlänge des Radars ist (Erfüllung der Bragg-Bedingung). Bei bekannter elektromagnetischer Wellenlänge kann aus der Schallfrequenz, die das maximale Streusignal lie-

fert, die Schallgeschwindigkeit und damit die Temperatur abgeleitet werden. Mit einer Schallquelle, die acht verschiedene Frequenzen aussendet, kann die Verteilung der Temperatur in den unteren 500–1000 Metern der Atmosphäre mit einem Fehler von nur wenigen Zehntel Grad bestimmt werden.

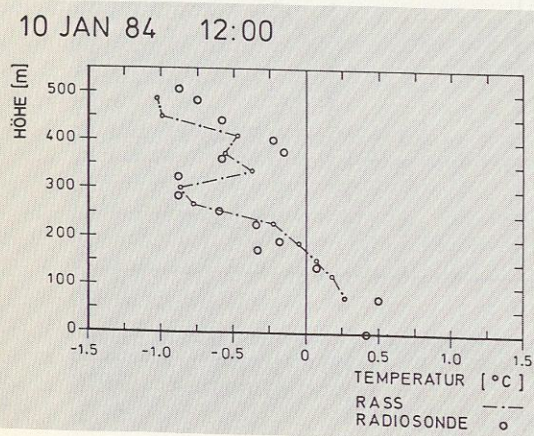
Abb. 5 zeigt den Vergleich der RASS-Temperatur mit der von einer klassischen Radiosonde bestimmten. Die ältere Messung wurde ausgewählt, da zu dieser Zeit die RASS-Messungen am Ort der Radiosonde durchgeführt wurden.

Mit dem FMCW-Radar und dem durch Zuordnung eines Schallsenders gegebenen RASS werden Temperatur und Windvektor in demselben Volumen bestimmt. Beide Messungen werden durch Wolken und Niederschlag nicht beeinflusst.

Das DIAL-Verfahren. Das Verfahren zur Bestimmung des Wasserdampfes nutzt die Rückstreuung eines Laserpulses in Aerosolteilchen. Die Laserpulse werden senkrecht abgestrahlt und die rückgestreute Strahldichte (das Signal) in Abhängigkeit von der Zeit aufgezeichnet. Wie beim Radar kann die Zeitabhängigkeit in eine Höhenabhängigkeit überführt und das Signal in Abhängigkeit von der Höhe aufgezeichnet werden. Auf dem Wege vom Laser zum Streuvolumen und zurück zum Sender wird der Puls durch Streuung an Molekülen und Aerosolteilchen geschwächt und bei bestimmten Frequenzen von Gasen absorbiert.

Bei dem entwickelten DIAL-System werden zwei Laser benutzt. Beide sind Farbstofflaser, deren einer im Zentrum einer Wasserdampflinie, der andere in unmittelbarer Nähe der Linienfrequenz, aber außerhalb der Linien emittiert. Die beiden Laserpulse werden im zeitlichen Abstand von 0,2 Millisekunden ausgesandt, so daß für sie das gleiche Streuverhalten der Atmosphäre vorliegt – die Aerosolteilchen können für dieses Zeitintervall als in ihrer Lage „eingefroren“ angenommen werden. Die Unterschiede der Signale werden daher nur durch die Absorption der Wasserdampflinie bestimmt. Durch Differenzbildung der Rückstreuung kann die Wasser-

Abb. 5: Aus dem Profil der vertikal gerichteten Schallgeschwindigkeit abgeleitetes Temperaturprofil. Mittelungsintervall 10 Minuten.



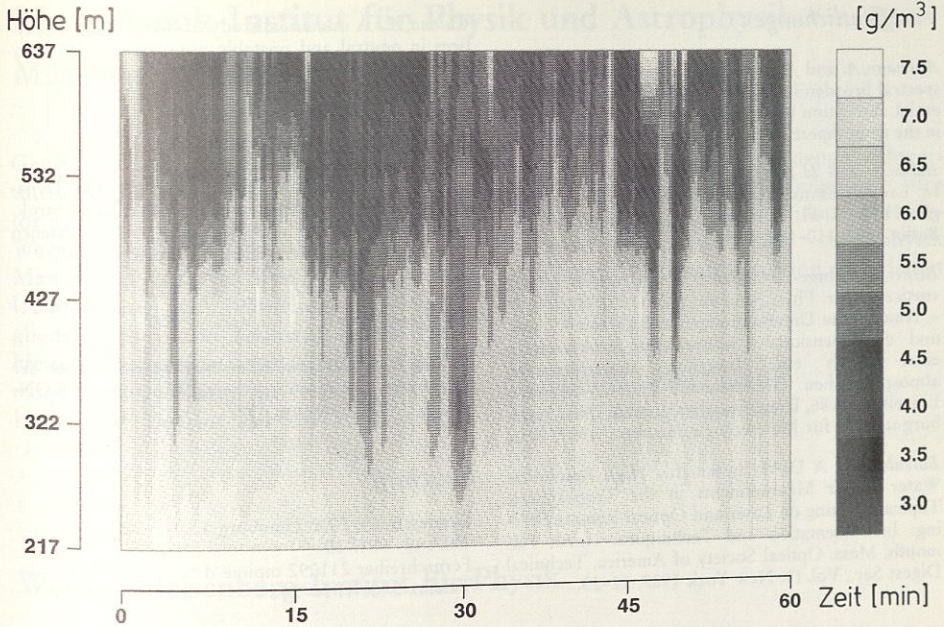


Abb. 6: Wasserdampfkonzentration aus Messungen am 18.9.87, 14 Uhr GMT. Vertikale Auflösung 50m, Zeitauflösung 25 Sekunden, Signalglättung 150 m.

Abb. 6 zeigt daher als Beispiel nur die Wasserdampfkonzentration in der atmosphärischen Grenzschicht von etwa 200m bis zu 650m. Aus der sich über eine Stunde erstreckenden Zeitreihe entnehmen wir, daß die Wasserdampfkonzentration mit der Höhe von etwa sieben auf drei g m^{-3} abnimmt, diese Abnahme mit der Zeit aber stark variiert und Zungen feuchter Luft sich in unregelmäßigen Abständen in größere Höhen erstrecken. Die Messungen erfolgten in der Nähe der Küste bei lebhafter Konvektion. Die Abbildung weist auch auf das Ziel der weiteren Arbeiten mit diesen Systemen hin. Werden die Windkomponenten und die Temperatur mit der gleichen Zeit- und Höhenauflösung bestimmt – tatsächlich sind mit diesen Systemen die Auflösungen besser –, dann lassen sich der Vertikalwind mit den Horizontalwindkomponenten, mit der Temperatur und der Wasserdampfkonzentration korrelieren, und man kann daraus die mit den konvektiven Strömungen verbundenen Vertikaltransporte von horizontalem Impuls, Wärme und Wasserdampf bestimmen.

dampfkonzentration in Abhängigkeit von der Höhe bestimmt werden. Das Prinzip ist damit sehr einfach, zu seiner Realisierung müssen aber erhebliche Schwierigkeiten überwunden werden. Da die Streuung in Wolken sehr groß ist, kann im allgemeinen nur die Wasserdampfkonzentration in der wolkenfreien Atmosphäre oder in wenige 100m dicken Wasserwolken oder in Eiswolken bestimmt werden. In den Eiswolken ist die Konzentration der Eiskristalle wesentlich geringer als die der Tröpfchen in Wasserwolken. Da das Sendesystem und das Empfangssystem (Cassegrain-Spiegel mit einem Sekundärelektronenvervielfacher) nicht an demselben Ort sein können, ist das durch den Öffnungswinkel des Senders und den des Empfängers bestimmte gemeinsame Volumen begrenzt, und die Wasserdampfkonzentration kann daher nicht in einer vertikalen Säule von 50m-10000m gleichzeitig bestimmt werden.

Veröffentlichungen

Ansmann, A. and J. Bösenberg: Correction scheme for spectral broadening by Rayleigh scattering in differential absorption lidar measurements of water vapor in the troposphere. *Appl. Opt.* **26**, 3026-3032 (1987).

Bakan, S. and H. Hinzpeter: Atmospheric Radiation. In: Landolt-Börnstein, Neue Serie, V40, Meteorologie, Hrsg. K.-H. Hellwege, O. Madelung, Springer, Berlin 1987, 110-186.

Becker, P.: Three-dimensional investigations of roll vortices. *Beitr. Phys. Atm.* **60**, 170-179 (1987).

- Numerische Untersuchungen zur Dynamik zwei- und dreidimensionaler konvektiver Strukturen in einer durch eine Inversion abgeschlossenen atmosphärischen Grenzschicht. *Hamb. Geophys. Einzelschr. A 86*, Hrsg. Geophys. Inst. d. Univ. Hamburg u. MPI für Meteorologie Hamburg 1987, 90 S.

Bösenberg, J.: A DIAL System for High Resolution Water Vapor Measurements in the Troposphere. Topical Meeting on Laser and Optical Remote Sensing: Instrumentation and Techniques, North Falmouth, Mass. Optical Society of America, Technical Digest Ser., Vol. 18, New York 1987, 22-25.

Chlond, A.: A numerical study of horizontal roll vortices in neutral and unstable atmospheric boundary layers. *Beitr. Phys. Atm.* **60**, 144-169 (1987).

Dissertation

Becker, P.: Numerische Untersuchungen zur Dynamik zwei- und dreidimensionaler konvektiver Strukturen in einer durch eine Inversion abgeschlossenen atmosphärischen Grenzschicht. Hamburg 1987.

Diplomarbeit

Stelling, U.: Fallstudie einer Nebelperiode über der Deutschen Bucht während des Experiments KONTROL 1984. Hamburg 1987.

Anschrift

Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13
Tel. 040/41 1730
Fernschreiber 211092 mpime d
Telefax 040/41 14-298