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 in der Atmosphäre, insbesondere in der unteren Grenzschicht.

Direktor, Wissenschaftliches Mitglied:
Prof. Dr. Klaus Hasselmann
Direktor am Institut,
Wissenschaftliches Mitglied:
Prof. Dr. Hans G. T. Hinzpeter

44 Mitarbeiter, davon 15 Wissenschaftler, dazu 6 Stipendiaten und 22 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

Klimadynamik. Klimaschwankungen werden im allgemeinen assoziiert mit Änderungen der Eigenschaften der uns umgebenden Atmosphäre (z. B. Lufttemperatur, Niederschlagshäufigkeit). Die Ursachen für Klimaschwankungen auf längeren Zeitskalen (> 1 Monat) sind aber nicht innerhalb der Atmosphäre zu suchen, sondern sie kommen vorwiegend durch die Wechselwirkung mit den trägen Komponenten des Klimasystems (Ozean, Meereis, Landeis, Biosphäre) zustande. So induzieren die kurzperiodischen (1 bis 5 Tage) Schwankungen von Lufttemperatur und Wind langperiodische Schwankungen im Ozean und im Meereis. Änderungen der Meeresoberflächentemperatur und der Eisausdehnung wiederum führen zu Änderungen in den atmosphärischen Wetterabläufen. Um diese geschlossene Wechselwirkungsschleife zu beschreiben, muß ein Modell, das zur Klimavorhersage benutzt werden kann, die Modelle der Untersysteme Atmosphäre, Ozean, Eis und Biosphäre miteinander koppeln. Die Untersuchung solcher gekoppelter Modelle steht noch in den Anfängen, da sie nur mit sehr großen Computern zu bewerkstelligen ist. Man hat sich bisher damit beholfen, die Modelle vorwiegend für eine einzelne Komponente des Klimasystems zu konstruieren und die anderen Komponenten als konstante oder zeitlich variable, aus Beobachtungen abgeleitete Randbedingungen vorzugeben. Dies soll an zwei Beispielen (El Niño, CO_2) gezeigt werden.

Als El Niño Ereignis wird das in Abständen von 3–7 Jahren aperiodisch wiederkehrende Auftreten anormal warmen Oberflächen-Wassers im gesamten äquatorialen Pazifik bezeichnet. Während solcher Ereignisse kann die Abweichung

der Meeresoberflächentemperatur vom klimatologischen Mittel lokal bis zu 8° C erreichen. Da das warme Wasser nährstoffarm ist, kommt es während dieser Zeit zu dem bekannten katastrophalen Fischsterben vor der peruanischen Küste. Die thermische Struktur des Pazifischen Ozeans wird im wesentlichen durch die lokalen Windsysteme bestimmt. Daher vermutet man, daß El Niño Ereignisse durch Änderungen im Windsystem der Tropen hervorgerufen werden. Um diese Hypothese zu testen, wurde ein Äquatorial-Ozeanmodell konstruiert. Als atmosphärische Randbedingungen wurden eine konstante Lufttemperatur und das beobachtete Windfeld der letzten 30 Jahre vorgegeben. Die simulierte Meeresoberflächentemperatur stimmt recht gut mit den Beobachtungen überein. Dieses Modell kann natürlich keine Aussagen darüber machen, wie die beobachteten Variationen im Windfeld zustande gekommen sind.

Um den Einfluß der außergewöhnlich warmen Pazifik-Meeresoberflächentemperatur auf die Atmosphäre zu untersuchen, wurden die Winter-Ergebnisse eines hochauflösenden atmosphärischen Zirkulationsmodells vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage untersucht. In diesem Modell-Lauf wurden als ozeanische Randbedingung die anormale Meeresoberflächentemperatur des El Niño Ereignisses von 1982/83 benutzt. Durch Vergleich mit einem Standardlauf mit normalen Meeresoberflächentemperaturen wurde festgestellt, daß das El Niño Ereignis eine signifikante Änderung der Luftdruckverteilung verursacht.

Die beiden vorgestellten Modelle beschreiben jeweils nur einen Aspekt der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean. Um die geschlossene Rückkopplungsschleife zu beschreiben und damit die eigentliche Ursache, den zeitlichen Verlauf und die globalen Auswirkungen eines El Niño Ereignisses zu verstehen, ist es notwendig, ein atmosphärisches und ein ozeanisches Zirkulationsmodell miteinander zu koppeln und etwa 30 Jahre lang zu integrieren.

Seit 1958 stieg der CO_2-Partialdruck (P_{CO_2}) der Atmosphäre um etwa 8%. Im selben Zeitraum brachte der Ausstoß von CO_2 bei der Energieerzeugung aber den doppelten Wert. Diese Tatsache zeigt, daß das anthropogen erzeugte CO_2 nicht vollständig in der Atmosphäre bleibt, sondern durch den natürlichen Kohlenstoffkreislauf in andere Reservoire (Ozean, Biosphäre) gebracht wird. Wichtig für den CO_2-Anstieg in der Luft (und damit für Klimaveränderungen) ist nur der Anteil der Emission, der in der Atmosphäre verbleibt: die airborne fraction. Dieser Wert hängt u. a. davon ab, wieviel CO_2 der Ozean speichern kann. Um die Aufnahmekapazität des Ozeans zu bestimmen, wurde ein ozeanisches Zirkulationsmodell mit einem Modell der Biomasse auf dem Land und im Ozean gekoppelt. Der CO_2-Transport in der Atmosphäre wurde dabei vereinfacht durch Diffusion dargestellt. Es zeigte sich, daß mit diesem Modell die beobachtete geographische Verteilung von P_{CO_2} an der Meeresoberfläche recht gut modelliert werden kann. Ferner zeigen die Resultate, daß bei der gegenwärtigen Zunahme der CO_2 Emission die airborne fraction 57% beträgt.

Änderungen im CO_2-Gehalt der Luft verursachen über die Strahlungsbilanz (Glashauseffekt) Variationen in der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre, dies wiederum beeinflußt die Zirkulation des Ozeans und damit seine Speicherkapazität und dadurch rückwirkend die airborne fraction. Begründete Aussagen über die Auswirkung der Erhöhung des anthropogenen CO_2 lassen sich daher nur durch eine Kopplung des ozeanischen Zirkulationsmodells (inklusive Biosphäre) mit einem atmosphärischen Zirkulationsmodell gewinnen.

Aus den genannten Beispielen wird deutlich, daß ein umfassendes Verständnis und damit die Möglichkeit einer Klima-

vorhersage nur möglich ist durch die Untersuchung von gekoppelten Modellen. Gekoppelte Zirkulationsmodelle für Atmosphäre, Ozean, Eis und Biosphäre sind sehr rechenaufwendig und können nur auf den größten zur Zeit existierenden Rechenanlagen betrieben werden. Das Bundesministerium für Forschung und Technologie hat aus diesem Grund für die Klimaforschung in Deutschland einen Vektorrechner „CYBER 205" im Institut eingerichtet, mit dem die Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten des Klimasystems näher untersucht werden sollen *(Brandt, Kruse, Latif, Maier-Reimer, Oberhuber, Olbers).*

Veröffentlichungen

Alpers, W.: On the detection of underwater bottom topography by imaging radars. In: Proc. URSI-Symp. Frontiers of Remote Sensing of the Oceans and Troposphere from Air and Space Platforms, Shoresh, Israel, May 14–23, 1984. NASA Conf. Publ. 2303, 403–413 (1984).

Alpers, W. and *I. Hennings:* A Theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar. J. Geophys. Res. **89**, 10529–10546 (1984).

Atanassov, V., W. Rosenthal and *F. Ziemer:* Removal of ambiguity of 2-dimensional grey level variance spectra obtained by processing ship radar images of ocean waves. IGARS Digest, Remote sensing – from research towards operational use. ESA Scientific and Techn. Publ. Branch, ESTEC, Nordwijk, The Netherlands, 1984.

Barnett, T. P., H. D. Heinz and *K. Hasselmann:* Statistical prediction of seasonal air temperature over Eurasia. Tellus **36A**, 132–146 (1984).

Bouws, E., H. Günther, W. Rosenthal and *C. Vincent:* A similarity based spectral form for finite depth water. Wave growth relationship for finite depth TMA spectral form. Proc. 20th Congress of the Int. Association for Hydraulic Research, Moskow, USSR, Sept 5–9, 1983.

Dolata, F. and *W. Rosenthal:* Wave set up and wave induced currents in coastal zones. J. Geophys. Res. **89**, 1973–1982 (1984).

Grassl, H., E. Maier-Reimer u. *E. T. Degens:* CO_2, Kohlenstoff-Kreislauf und Klima, I. Globale Kohlenstoffbilanz. Naturwiss. **71**, 129–136 (1984).
– CO_2, Kohlenstoff-Kreislauf und Klima, II. Strahlungsbilanz und Wasserhaushalt. Naturwiss. **71**, 234–238 (1984).

Günther, H., G. J. Komen and *W. Rosenthal:* Semi-empirical comparison of two parametrical wave prediction models. Dt. Hydrogr. Z. **37**, 89–106 (1984).

Günther, H. and *W. Rosenthal:* Shallow water surface wave model based on the TEXEL-MARSEN-ARSLOE (TMA) wave spectrum. Proc. 20th Congress of the Int. Association for Hydraulic Research, Moskow, USSR, Sept 5–9, 1983.

Hannoschöck, G.: A multivariate signal-to-noise analysis of the response of an atmospheric circulation model to sea surface temperature anomalies. Hmb. Geophys. Einzelschr., **A 67**, 100 S. (1984).

Herterich, K. and *M. Sarnthein:* Brunhes timescale: tuning by rates of calcium-carbonate dissolution and cross-spectral analysis with solar insolation. In: Milankovitch and climate, Part 1, Eds. A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla and B. Saltzman. Reidel, Dordrecht 1984, 510 S.

Jentsch, V.: The radial distribution of radiation belt protons. J. Geophys. Res. **89**, 1527–1539 (1984).

Komen, G. J., S. Hasselmann and *K. Hasselmann:* On the eixstence of a fully developed wind-sea spectrum. J. Phys. Ocean. **14**, 1271–1285 (1984).

Latif, M.: A primitive equation model for the equatorial Pacific Ocean. Ocean Modelling **55**, 1–3 (1984).

Lehner, S.: The use of SAR for large scale wind measurements over the ocean. Hmb. Geophys. Einzelschr., **A 68**, 95 S. (1984).

Lemke, P.: Natural variability of sea ice on the basis of available observations. In: Report of the CAS/JSC meeting of experts on sea ice and climate modelling, Geneva, 12–16 December 1983. World Climate Program Report WCP-77 (1984).

Lemke, P. and *T. O. Manley:* The seasonal variation of the mixed layer and the pycnocline under polar sea ice. J. Geophys. Res. **89**, 6494–6504 (1984).

Maier-Reimer, E.: Towards a global ocean carbon model. Prog. Biomet. **3**, 295–310 (1984).

Olbers, D. J.: A simple equatorial wave model based on potential vorticity equation. Ocean Modelling **58**, 3–5 (1984).

Olbers, D. J. and *J. Willebrand:* The level of no motion in an ideal fluid. J. Phys. Ocean. **14**, 203–212 (1984).
– Reply. J. Phys. Ocean. **14**, 214 (1984).

Olbers, D. J., J. Willebrand and *M. Wenzel:* Mixing of potential vorticity in the North Atlantic. Ocean Modelling **59**, 1–4 (1984).
– Estimates of cross-spectral diffusivities from climatological hydrographic data. In: Proc. of the 'Aha Huliko'a Hawaiian winter workshop on "Internal Gravity Waves and small scale turbulence", Eds. P. Müller and Rita Pujalet, 163–169 (1984).

Sausen, R.: Übertragung der Theorie der zweidimensionalen Turbulenz auf die rotierende Kugel mit Orographie. Hmb. Geophys. Einzelschr., **A 66**, 359 S. (1983).

Schröter, J.: An optimization approach to a finite difference ocean circulation model. Ocean Modelling **55**, 4–7 (1984).

Young, I. R., W. Rosenthal and *F. Ziemer:* Three-dimensional description of the sea surface by means of marine navigation radar. IGARS-Digest, Remote sensing – from research towards operational use. ESA Scientific and Tech. Publ. Branch, ESTEC, Nordwijk, The Netherlands, 1984.

Habilitation

Jentsch, V.: Über Plasmaphysikalische Prozesse in der Magnetosphäre der Erde. Kiel 1984.

Dissertationen

Hannoschöck, G.: A multivariate signal-to-noise analysis of the response of an atmospheric circulation model to sea surface temperature anomalies. Hamburg 1984.

Lehner, S.: The use of SAR for large scale wind measurements over the ocean. Hamburg 1984.

Oberhuber, J. M.: Untersuchung des gekoppelten Systems von Ozean und Atmosphäre in den Tropen mit besonderer Berücksichtigung des El Niño/Southern Oscillation-Phänomens. München 1984.

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

Arbeitsgebiete

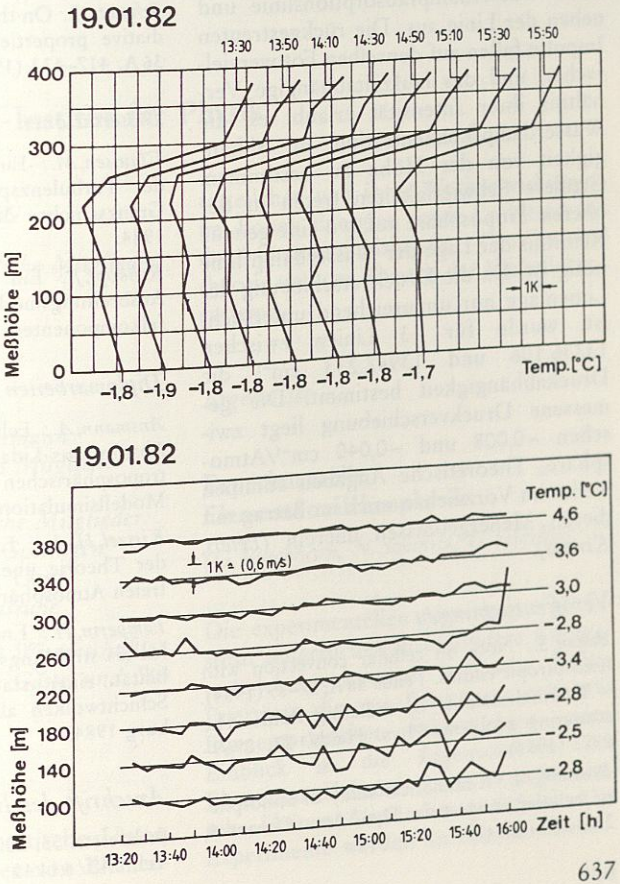
Turbulente und konvektive Felder in der unteren Troposphäre, insbesondere geordnete konvektive Phänomene (Wolkenstraßen und zellulare Struktur von Wolken); Fernerkundungsverfahren zur Bestimmung meteorologischer Zustandsgrößen in der Grenzschicht; Wechselwirkung Strahlung–Atmosphäre, insbesondere der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

Ergebnisse

Fernerkundungsverfahren. Die Fernerkundung mit bodengebundenen Instrumenten stellt eine vielversprechende Methode zur Untersuchung der planetaren Grenzschicht mit guter vertikaler Auflösung dar. Im Institut wird daher an Methoden zur Bestimmung des Windvektors, der Temperatur und der Wasserdampfkonzentration als Funktion der Höhe sowie der Transporte von Impuls und Enthalpie durch konvektive Prozesse gearbeitet.
Zur Windbestimmung wurde ein SODAR-System (SOnic Detection And Ranging) entwickelt, das nach dem Radarprinzip aus der Dopplerverschiebung des rückgestreuten Sendepulses den Windvektor und die Varianz der Windkomponenten in einem Höhenbereich von 20 bis 200–500 m mit einer Höhenauflösung von etwa 20 m und einer zeitlichen Auflösung von 10 min. zu messen erlaubt. Die Temperatur kann mit der gleichen zeitlichen Auflösung durch das im MPG Jahrbuch 1982 bereits beschriebene RASS (Radio-Acustic-Sounding-System) erfolgen. Mit diesem System wird die Ausbreitungsgeschwindigkeit des Schalls in Abhängigkeit von der Höhe bestimmt, d. h. die Summe aus der

Vertikalkomponente des Windes und der Schallgeschwindigkeit im ruhenden Medium. Bei Integrationszeiten von 10 Minuten wird die Vertikalkomponente des Windes eleminiert, und man erhält die Schallgeschwindigkeit und damit die virtuelle Temperatur. Bei zeitlicher Auflösung von etwa 1 Sekunde überwiegt der Einfluß der Vertikalbewegung. Die Abbildung unten zeigt als Beispiel solche Messungen während einer starken Inversion. Oberhalb der Inversion ist die Schicht außerordentlich stabil, so daß fast kein Vertikalwind auftritt, die Änderung der Temperatur liegt bei 1 bis 2 Zehntel Grad. In der Inversion treten dagegen scheinbare größere Temperaturänderungen auf, die durch Vertikalbewegungen von etwa 1 m/s bedingt sind. Die oberste Schicht des in und unterhalb der Inversion liegenden Nebels ist durch Strahlungsabkühlung instabil, und es treten konvektive Strömungen der angegebenen Geschwindigkeit auf.

Um das Windfeld bis zu Höhen von 3 bis 4 km mit einer Auflösung von etwa 20 m und einer Zeitauflösung von 1–2 Sekunden bestimmen zu können, wird z. Zt. ein FM-CW-Doppler Radar entwickelt, das später das SODAR ersetzen und wie dieses alle 3 Komponenten des Windvektors liefern soll. Die dabei gewonnenen Windwerte können zur Korrektur der RASS-Temperaturen dienen. Dann wird



Temperaturbestimmung mit dem RASS während einer Nebellage. Oben: Temperaturprofil zu verschiedenen Zeiten (20 min-Mittel). Unten: *zeitliche Änderung der Temperatur in verschiedenen Höhen (1 min-Mittel).*

es möglich, durch Korrelation verschiedener Windkomponenten miteinander und durch Korrelation der Vertikalwindkomponente mit den RASS-Daten Profile des Impuls- und Wärmeflusses zu bestimmen. Diese Erwartung wird durch ein Experiment bestärkt, in dem gezeigt werden konnte, daß unter günstigen Bedingungen der Wärmefluß sogar durch Korrelation von SODAR- und RASS-Daten ermittelt werden kann.

Zur Bestimmung der Wasserdampfkonzentration in den unteren 2 km mit einer zeitlichen Auflösung von 30 s und einer Höhenauflösung von 40 m bei einem Fehler von 5% wird z. Zt. ein DIAL-System (DIfferential Absorptions Laser) aufgebaut. Dieses sendet im Abstand von 1 m/s je einen Laserpuls in der Mitte einer Wasserdampfabsorptionslinie und neben der Linie aus. Die rückgestreuten Impulse fallen auf denselben Fotovervielfacher, und das laufzeitabhängige Verhältnis ihrer Intensität erlaubt es, die Wasserdampfkonzentration in Abhängigkeit von der Höhe zu bestimmen. Größere Schwierigkeiten treten in der oberen Troposphäre auf, wo eine genaue Kenntnis der Lage der Wasserdampflinie nötig ist. Da die Druckverschiebung der Linienlage nur unzureichend untersucht ist, wurde für 13 Linien zwischen 13736.106 und 13947.233 cm^{-1} die Druckabhängigkeit bestimmt. Die gemessene Druckverschiebung liegt zwischen $-0{,}008$ und $-0{,}040$ cm^{-1}/Atmosphäre. Theoretische Angaben stimmen weder im Vorzeichen noch im Betrag mit diesen Meßergebnissen überein *(Peters, Kirtzel).*

Veröffentlichungen

Bakan, S.: Note on cellular convection with nonisotropic eddies. Tellus **36 A**, 87–89 (1984). – Thermal stability of radiating fluids: The scattering problem. Phys. Fluids. **27**, 2969–2972 (1984).

Beniston, M.: A numerical study of atmospheric cellular convection. Dyn. Atm. Oceans **8**, 223–242 (1984).

– Verification of convective parameterization schemes using smallscale and mesoscale model results and in-situ observations. ECMWF Workshop Publ., 187–211 (1984).

Claussen, M.: Surface-Layer similarity in turbulent circular Couette flow. J. Fluid. Mech. **144**, 123–131 (1983).

Hinzpeter, H., H. Grassl, L. Levkov, M. Newiger and *J. Rehkopf:* Untersuchung des Einflusses anthropogen-bedingter Aerosolbildungen auf das Klima. Forschungsprojekte 104 02 621, Umweltbundesamt, Berlin 1984, 148 S.

Peters, G., M. Latif and *W. J. Müller:* Fluctuations of the vertical wind as measured by Doppler-SODAR. Met. Rdsch. **37**, 16–19 (1984).

Rehkopf, J., M. Newiger and *H. Grassl:* A 2-D model of global aerosol transport. Atm. Environ. **18**, 2745–2752 (1984).

Schmetz, J.: On the parameterization of the radiative properties of broken clouds. Tellus **36 A**, 417–432 (1984).

Dissertationen

Claussen, M.: Ein Modell zur Beschreibung der Turbulenzspektren in der bodennahen Grenzschicht der Atmosphäre. Hamburg 1984.

Rehkopf, J.: Ein zweidimensionales globales Ausbreitungsmodell für Aerosole und Schwefelkomponenten. Hamburg 1984.

Diplomarbeiten

Ansmann, A.: Fehleranalyse der Differential-Absorptions-Lidartechnik zur Ermittlung des troposphärischen Wasserdampfes anhand von Modellsimulationen. Hamburg 1984.

Kirtzel, H.-J.: Experimentelle Überprüfung der Theorie über die Schallstreuung in der freien Atmosphäre. Hamburg 1984.

Pamperin, H.: Entstehung geschlossener Zellen als strahlungsgetriebene konvektive Instabilität einer stationären Grenzschicht mit Schichtwolken als oberer Berandung. Hamburg 1984.

Anschrift des Instituts

Bundesstr. 55, 2000 Hamburg 13
Tel. 040/41141