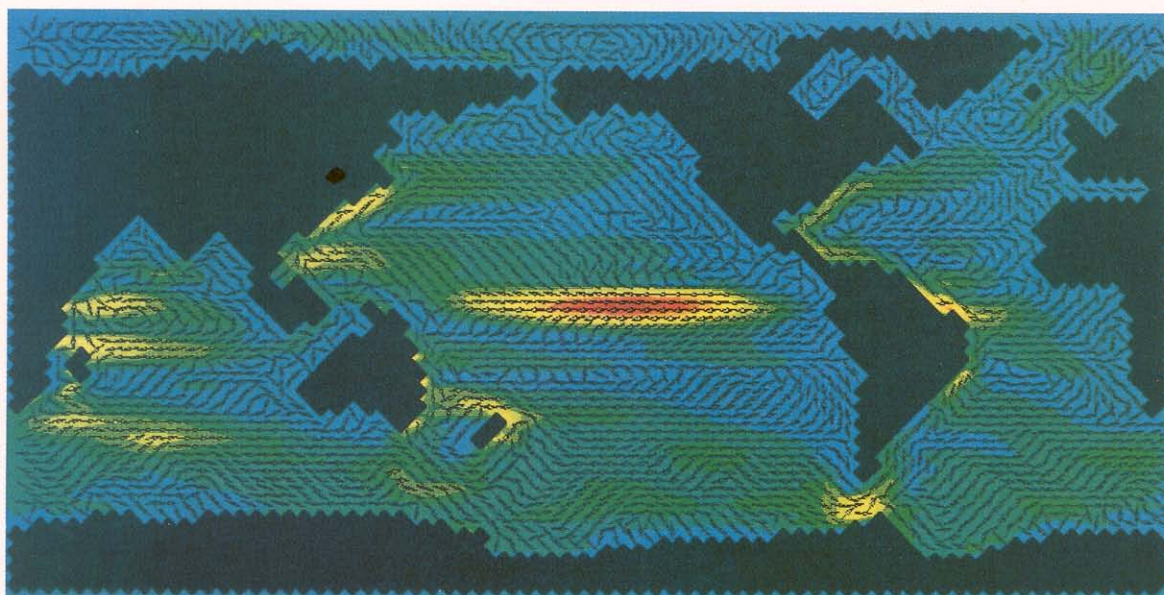


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)

Prof. Dr. J. Egger (München)

Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)

Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)

Prof. Dr. H. Graßl (Geesthacht)

Dr. F. Kasten (Hamburg)

Dr. R. Paulus (Traben-Trarbach)

Dr. H. Reiser (Offenbach)

Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)

Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Zum Titelbild:

Oberflächenströmung des großskalig-geostrophischen Ozeanmodells (s. Beitr. 4). Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Strömung und die Farbe ihre Geschwindigkeit.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes - Zentralamt - Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 36,-, Einzelheft DM 10,-, Doppelheft DM 20,-, Dreifachheft DM 30,-. Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
8720 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

18. Jahrgang, Heft 1/2/3, 1988

Thema des Heftes:

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie

(Fachliche Redaktion: K. Hasselmann, P. Lemke, Hamburg)

Beiträge:

- | | Seite |
|--|-------|
| 1 K. HASSELMANN, H. HINZPETER
Entwicklung und Zielsetzung des Instituts | 1 |

Klimadynamik

- | | |
|--|----|
| 2 K. HASSELMANN
Übersicht über die Klimadynamik (Beiträge 3-9) | 2 |
| 3 M. LATIF
Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in den Tropen | 4 |
| 4 J. OBERHUBER, K. HASSELMANN
Ozeanmodelle | 14 |
| 5 E. MAIER-REIMER
Kohlenstoffkreislauf und Klima | 22 |
| 6 M. HEIMANN
Atmosphärische und ozeanische Spurenstoffe | 29 |
| 7 K. HERTERICH
Modellierung des Paläoklimas | 37 |
| 8 P. LEMKE
Über die Wechselwirkung zwischen dem Meereis und der ozeanischen Deckschicht | 42 |
| 9 H. v. STORCH
Statistische Diagnostik von Feldzeitreihen | 49 |

Physik der Atmosphäre

- | | |
|---|----|
| 10 H. HINZPETER
Übersicht zur Physik der Atmosphäre (Beiträge 11-14) | 58 |
| 11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND
Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht | 59 |
| 12 S. BAKAN, I. SCHULT
Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken | 70 |
| 13 G. PETERS
FM-CW-Radar zur Fernmessung des Wind- und Temperaturprofils in der unteren Atmosphäre | 74 |
| 14 J. BÖSENBERG
Fernerkundung des Wasserdampfes mit einem Zweifrequenz-LIDAR | 80 |

Kurzberichte

- | | |
|---|----|
| Smog-Wetterlagen mit hohem Ferntransportanteil (P. BRUCKMANN) | 85 |
| Aus dem Deutschen Wetterdienst
Der Smog-Warndienst beim Wetteramt Essen (K.-H. BOCK) | 91 |
| Die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes hat 150000 bibliographische Einheiten (H.-D. KIRCH) | 94 |
| Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr
Geophysikalische Einflüsse beim Einsatz der DO 28 OU im Rahmen des Umweltschutzes (R. v. HOLT) | 95 |
| Buchbesprechungen - Neuerscheinungen | 96 |

bestimmenden Größen erlauben, daß damit konvektive Bewegungen und Strukturen in der Grenzschicht aufgelöst werden können. In niederschlags- und wolkenfreien Bereichen kann mit Hilfe eines 2-Frequenz-LIDARs (DIAL) die Vertikalverteilung der Wasserdampfkonzentration mit einer zeitlichen Auflösung von etwa 30 sec und einer Höhenauflösung von ca. 50 m in den unteren 1500 m bestimmt werden. Da hierzu zur Zeit noch ein Farbstofflaser eingesetzt werden muß, erfordert die Arbeit mit diesem System allerdings noch einen erfahrenen Physiker. Zur Bestimmung der Vertikalprofile von Wind und Temperatur wurde zunächst ein Schallradar entwickelt, das heute bei Großkraftwerken zur Bestimmung des Windprofils und von Ausbreitungsparametern eingesetzt wird. Um eine bessere Auflösung für die Wind- und Temperaturbestimmung unabhängig von Wolken und Niederschlag zu erreichen, wird jetzt mit einem FM-CW-Radar (Frequency Modulated Continuous Wave Radar) gearbeitet, das zur Bestimmung der Temperatur durch eine kontinuierlich sendende Schallquelle zu einem Radio Acoustic Sounding System (RASS) ergänzt wird.

Damit lassen sich zur Zeit die Komponenten des Windvektors mit einer Höhenauflösung von 20 m und einer zeitlichen Auflösung von ca. 10 sec in den unteren 2000 m bestimmen. Die Temperaturbestimmung hat etwa dieselbe Auflösung, sie ist jedoch auf die unteren 500 bis 1000 m beschränkt.

Weil die Systeme transportabel sind, lassen sich an weitgehend frei wählbaren Orten die Entwicklung der Temperatur-, des Wind- und des Wasserdampfprofils mit großer Höhen- und Zeitauflösung verfolgen.

Um die durch die Konvektion bewirkten Transporte von Impuls, Wärme und Wasserdampf bestimmen zu können, müssen die Kovarianzen der Vertikalkomponente des Windes und seiner Horizontalkomponenten, der Temperatur sowie und des Wasserdampfs bestimmt werden. Die hierfür entwickelten Methoden können noch nicht als gesichert angesehen werden, doch sind die ersten Ergebnisse ermutigend.

11 S. BAKAN, P. BECKER, A. CHLOND Organisierte Konvektion in der planetaren Grenzschicht

1 Das Phänomen

Die Atmosphäre tauscht ständig Energie und Impuls mit der Erdoberfläche aus. In Bodennähe treten dabei turbulente Störbewegungen auf, die die sogenannte planetare Grenzschicht charakterisieren. Die Mächtigkeit dieser Grenzschicht und die Wind-, Temperatur- und Wasserdampfverteilung in ihr hängen neben den Austauschvorgängen an der Oberfläche von der statischen und kinematischen Struktur der unteren Atmosphäre ab. Sie wird in einigen hundert bis wenigen tausend Metern Höhe durch die bodennächste Inversion des Temperaturprofils gegen die darüberliegende (freie) Atmosphäre abgegrenzt.

Wie viele Satellitenaufnahmen (z. B. Abbildung 1) eindrucksvoll belegen, zeigen atmosphärische Grenzschichtströmungen vielfach die Tendenz, sich in geordnete mesoskalige Strukturen mit signifikanten Amplituden und Horizontaldimensionen zwischen etwa einem und hundert Kilometern zu organisieren. Dabei werden vorwiegend drei Typen beobachtet:

Grenzschichtrollen: Dabei handelt es sich um eine rollenförmige Sekundärzirkulation, deren Achse meist parallel zur mittleren Windrichtung in der Grenzschicht ausgerichtet ist. In den aufsteigenden Ästen der Rollen-zirkulation können bei entsprechender Lage des Kondensationsniveaus Wolken auftreten, während der Raum über den absteigenden Ästen wolkenfrei ist (siehe Abbildung 2).

Die resultierenden Wolkenstraßen werden sowohl über Land beobachtet, wo sie üblicherweise infolge eines instabilen Windprofils auftreten, als auch über See, hauptsächlich bei winterlichem Kaltluftabfluß von Land- oder Eisflächen. Der Abstand der Rollenäste beträgt einige Kilometer, er kann aber in Kaltluftausbrüchen im Laufe der Entwicklung bis über 10 km anwachsen.

Offene Zellen: Als eine offene Konvektionszelle bezeichnet man in der Atmosphäre eine mehr oder weniger ringförmig angeordnete Wolkenstruktur, die ein wolkenfreies Absinkgebiet umgibt (Abbildung 3). Solche offenen Zellen treten immer in großen Feldern auf und werden hauptsächlich in mittleren Breiten bei Kaltluftzufuhr über dem Ozean meist hinter Kaltfronten beobachtet. Abbildung 1 zeigt, daß sie auch in einem Kaltluftausbruch am Ende einer Rollenentwicklung auftreten können. Bei Grenzschichthöhen von 1 bis 4 km werden Zelldurchmesser bis zu 60 km beobachtet, aber auch kleine Zellen mit wenigen Kilometern Durchmesser konnten gefunden werden.

Geschlossene Zellen: Unter einer geschlossenen Konvektionszelle versteht man ein ungefähr kreisförmig angeordnetes Stratus/Stratocumulus-Feld, das von einem schmalen wolkenfreien Absinkgebiet umgeben wird. Dieser Zelltyp tritt in großen Feldern vornehmlich über den subtropischen Ozeanen auf (Abbildung 4). Gelegentlich beobachtet man geschlossene Zellen auch in mittleren Breiten in unmittelbarer Nachbarschaft von Feldern offener Zellen, aus denen sie offenbar unter gewissen Umständen hervorgehen können. Wie bei offenen Zellen betragen die Durchmesser üblicherweise einige 10 km, können aber auch kleinere Werte annehmen.

Um die Bedeutung dieser Konvektionsphänomene für Wetter- und Klimaentwicklung einschätzen zu können, sind drei Fragenkomplexe zu klären.

1. Welche Ursachen führen zu der beobachteten Rollen- und Zellenstruktur? Warum werden dabei gewisse Dimensionen und Richtungen bevorzugt?
2. Wie beeinflusst die Konvektion dieser Muster den vertikalen Impuls- und Wärmetransport? Welche Bedeu-

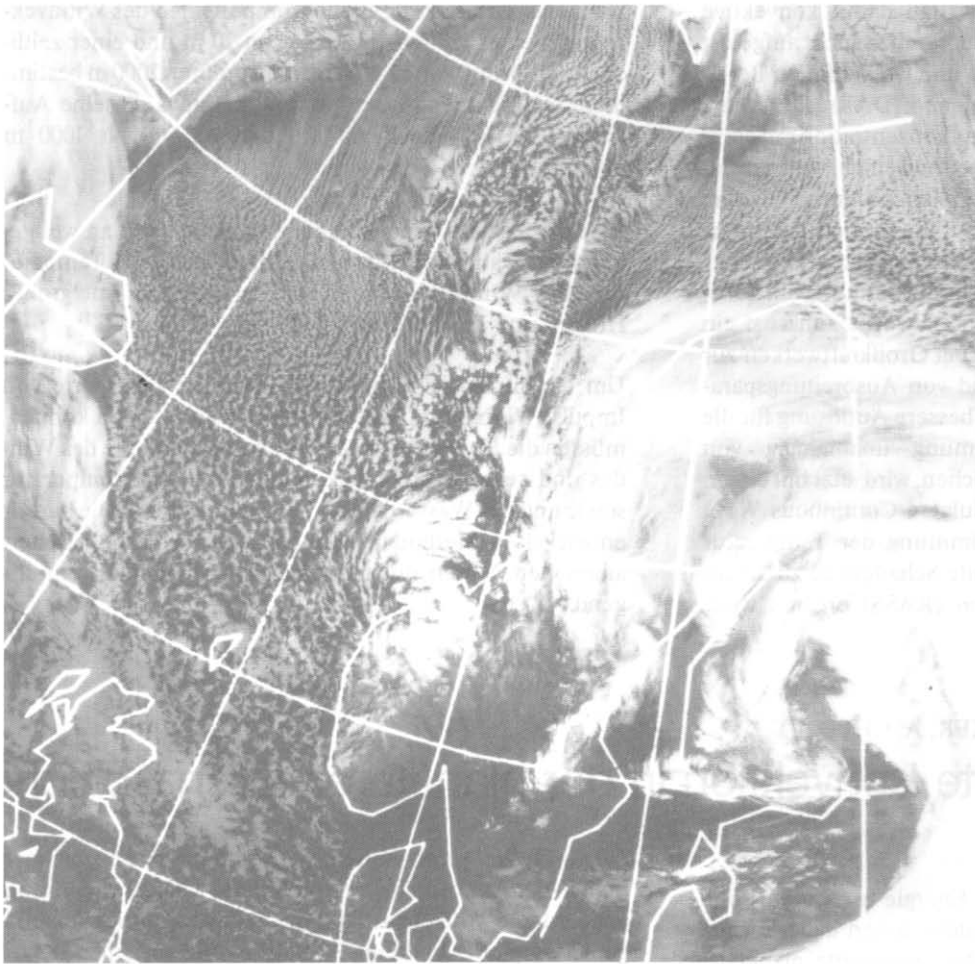


Abb. 1: Entwicklung einer konvektiven Grenzschicht bei Kaltluftabfluß von Grönland. Zunächst bilden sich windparallel Rollen, die bei genügender Grenzschichtdicke als Wolkenstraßen zu erkennen sind und weiter im Süden in mesoskalige offene Zellen übergehen (NOAA 7, 20. 11. 1983, 13.47 UT, infrarot, aufgenommen von der Universität Dundee).

tung haben die konvektiven im Vergleich zu den entsprechenden turbulenten Transporten? Welche Besonderheit zeigt der Vertikaltransport in Gebieten ausgeprägter Konvektionsstrukturen im Vergleich zu Gebieten mit nicht organisierter Konvektion?

3. Wie beeinflusst die Konvektion die Wolkenbildung und damit die Albedo, bzw. allgemein den Strahlungshaushalt der atmosphärischen Grenzschicht?

Diese Fragen sind bis dato nur zu einem geringen Teil geklärt. Ihre Beantwortung wird durch experimentelle, theoretische und Untersuchungen mit numerischen Modellen vorangetrieben.

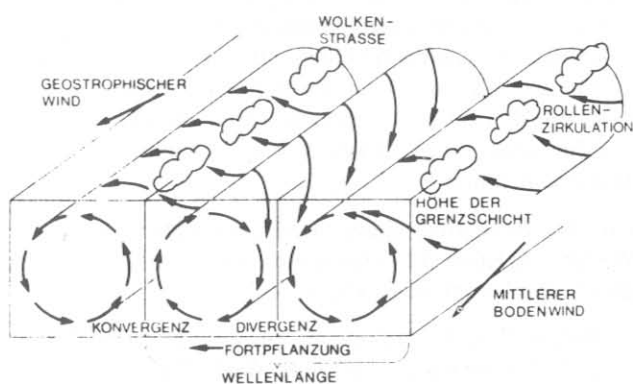


Abb. 2: Schematische Darstellung der Struktur der Sekundärzirkulation bei Grenzschichtrollen in der atmosphärischen Grenzschicht (HASSE 1984).

2 Experimentelle Untersuchungen geordneter Konvektion

Die experimentelle Untersuchung geordneter Konvektionsstrukturen mit mehr als einigen Kilometern Durchmesser ist vom Boden aus schwierig. Besonders deutlich wird das bei offenen und geschlossenen Zellen, die nur auf Satellitenbildern zu entdecken sind; die Horizontaldimensionen unter einigen 100 km sind besonders über See zu klein, um vom synoptischen Meßnetz der Wetterdienste erfaßt zu werden. Zum Verständnis der Prozesse werden neben Satellitenbildern und allgemeinen Informationen zur synoptischen Situation Meßwerte für Windgeschwindigkeit und -richtung, Luftdruck, Temperatur und Feuchte benötigt. Während die großräumigen Feldeigenschaften aus Radiosondenaufstiegen gewonnen werden können, läßt sich die kleinräumige Struktur nur mit Forschungsflugzeugen und bodengebundenen Fernerkundungsmethoden untersuchen.

Nachdem in mehreren Expeditionen zwischen 1965 und 1980 die vertikale Verteilung von Temperatur, Wasserdampf und Wind in der atmosphärischen Grenzschicht über See untersucht und mit Hilfe eindimensionaler Modelle interpretiert worden ist, wurden seither Experimente zur Untersuchung des räumlichen Aufbaus konvektiver Prozesse, vorwiegend über der Nordsee, durchgeführt (KonTur 1981, KONTROL 1984/85). Diese Untersuchungen hatten zum Ziel, die vertikalen Transporte von Impuls (horizontale Bewegung), Wärme und Wasserdampf bei unterschiedlichen Konvektionsmustern zu bestimmen und darüber hinaus anzugeben, in welchen Bereichen des atmosphärischen

Bewegungsspektrums (d. h. in welchem Wellenzahlbereich) sie ablaufen und wie sich diese Flüsse mit der Höhe ändern. Als Beispiel für solche Messungen soll auf das im September/Oktober 1981 durchgeführte Experiment KonTur (Konvektion und Turbulenz) näher eingegangen werden (HOEBER 1982).

Um die Abhängigkeit der Konvektion vom großräumigen meteorologischen Feld untersuchen zu können, wurde auf zwei Feuerschiffen, zwei Forschungsschiffen und auf der Forschungsplattform NORDSEE das mittlere Wind-, Temperatur- und Feuchteprofil mit Hilfe von Radiosonden-aufstiegen bestimmt. Abbildung 5 zeigt die Position dieser Meßträger in der Deutschen Bucht. Am Flugzeugmeßprogramm waren zwei Forschungsflugzeuge, die FALCON

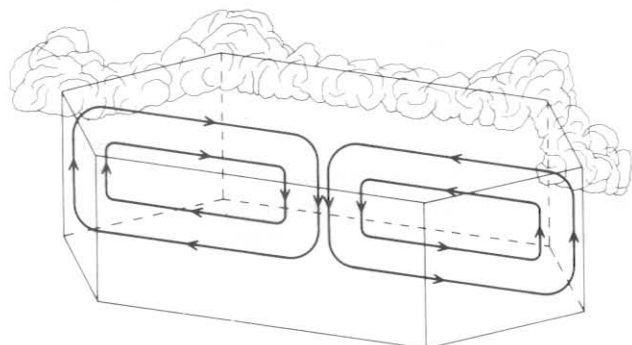


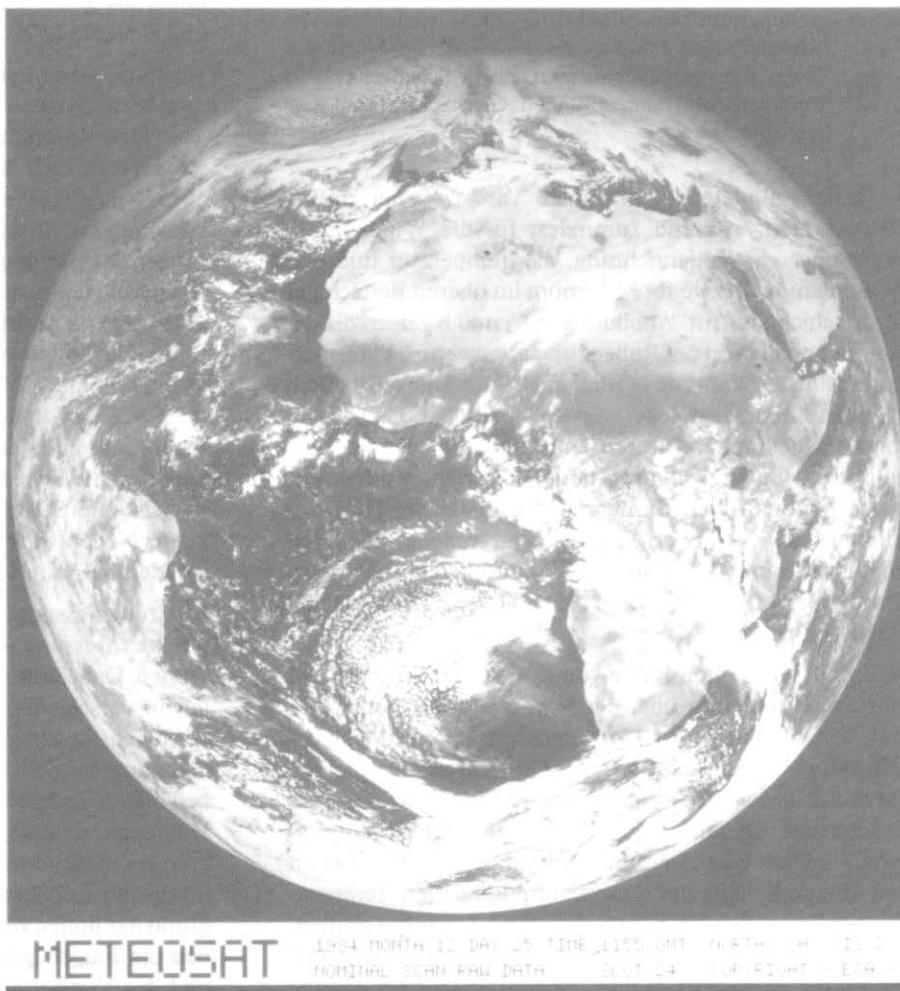
Abb. 3: Schematische Darstellung der Struktur der Sekundärzirkulation in einer offenen Konvektionszelle.

der DFVLR (Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt) und die HERCULES C-130 des britischen Wetterdienstes beteiligt. Instrumentierung und Geschwindigkeit der Flugzeuge erlaubten eine horizontale Auflösung der Meßgrößen bis zu einem Meter. Sowohl offene Zellen als auch Grenzschichtrollen in Form von Wolkenstraßen wurden an mehreren Tagen angetroffen. Zur Bestimmung der Höhen- und Wellenzahlabhängigkeit der Transporte wurden Flugtraversen parallel und senkrecht zur Windrichtung gelegt, so daß im Fall von Wolkenstraßen die eine Richtung etwa senkrecht zu diesen lag. Solche Horizontalprofile wurden in acht verschiedenen Niveaus geflogen – etwa drei unterhalb, drei innerhalb und zwei oberhalb der Wolken. Die eingesetzten Flugzeuge flogen fast senkrecht übereinander, so daß jeweils zwei Höhen gleichzeitig erfaßt wurden.

Alle beobachteten Wolkenstraßen traten bei Warmluftadvektion und leicht instabiler Schichtung in Bodennähe (Temperaturdifferenz Wasser-Luft von 0.5°C bis 1.0°C) und Windgeschwindigkeiten von über 15 m/s auf. Die Windgeschwindigkeitskomponente quer zur Rollenrichtung zeigte einen Wendepunkt. Für die Rollen wurde ein mittleres Verhältnis des Abstandes zwischen zwei Aufwindbereichen zur Grenzschichtdicke von wenig über 3 beobachtet, was mit dem Ergebnis theoretischer Untersuchungen recht gut übereinstimmt.

Sehr deutlich bildet sich der Abstand der Rollen von ca. 2 km in den Spektren der Varianzen und Kovarianzen ab. In

Abb. 4: Weite Teile des subtropischen Südatlantiks sind von einem Feld geschlossener Zellen bedeckt (METEOSAT II, VIS, 25. 12. 1984, 1155 GMT, ESA, METEOSAT).



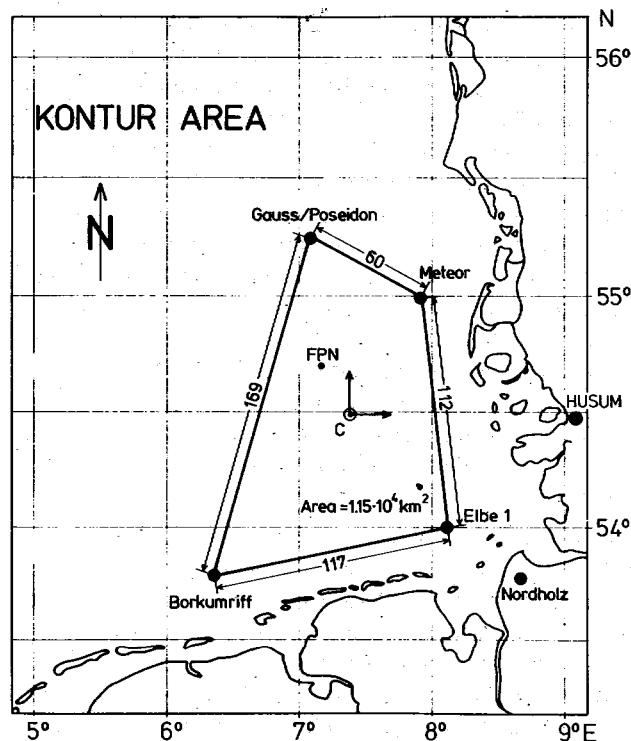


Abb. 5: Operationsgebiet des Experiments KonTur 1981 in der Deutschen Bucht. Für Messungen der bodennahen Parameter sowie für aerologische Sondierungen wurden die Forschungsschiffe METEOR und GAUSS bzw. POSEIDON in der zweiten Experimentphase die Feuer-schiffe BORKUMRIFF und ELBE 1 sowie die Forschungs-plattform NORDSEE (FPN) eingesetzt. Von Nordholz aus starteten die Flugzeuge zu Meßflügen auf L-förmigen Flugmustern, deren Schenkel parallel und senkrecht zum mittleren Grenzschichtwind ausgerichtet waren.

Bodennähe findet man maximale Varianzen bei großen Wellenzahlen, während zumindest für die Windkomponente quer zur Rollenrichtung, die Temperatur und den Wasserdampf ein zweites Maximum im oberen Bereich der Grenzschicht auftritt. Abbildungen 6a und b zeigen die gesamten und die von der Rollenzirkulation verursachten vertikalen Flüsse. Während in Bodennähe der Transport durch Turbulenz überwiegt, liefert die Rollenzirkulation oberhalb von wenigen hundert Metern den Hauptanteil des Gesamttransports. Generell transportierten die während KonTur beobachteten Rollen Wärme und rollenparallelen Horizontalimpuls abwärts aber Feuchte und rollensenkrechten Impuls aufwärts. Damit bewirken die Rollen eine Verminderung der Vertikalgradienten dieser Größen (BRÜMMER 1985).

Während der zweiten Phase von KonTur im Oktober 1981 führte Kaltluftzufuhr über der Nordsee (Temperaturdifferenz Wasser-Luft $\approx 4^\circ\text{C}$) zu intensiver Konvektionstätigkeit, wobei vier Episoden von der Länge etwa eines halben Tages mit besonders ausgeprägter zellulärer Struktur beobachtet wurden. Die offenen Zellen traten dabei in eingelagerten Gebieten kälterer und trockenerer Luft auf, was im Zeit-Höhen-Schnitt der äquivalent-potentiellen Temperatur (Abbildung 7) zum Ausdruck kommt. Geringe Gradienten aller gemessener Größen während dieser Perioden weisen auf die gute vertikale und horizontale Durchmischung

hin. Die Windgeschwindigkeit und -richtung sowie die daraus abgeleitete Divergenz und die Vorticity zeigen dagegen keinen deutlichen Unterschied der Abschnitte gut ausgeprägter Zellen zur übrigen Kaltluftperiode. In der gesamten Zeit war die Windgeschwindigkeit $> 10\text{ m/s}$ und die Windrichtung änderte sich in der Konvektionsschicht nur wenig mit der Höhe.

Abbildung 8 zeigt die über mehrere Stunden und alle vier Meßstationen gemittelten Vertikalprofile verschiedener Größen vor, während und nach der am besten ausgeprägten Zellenperiode am 14. Oktober 1981. Das großräumige Feld unterscheidet sich danach während des Auftretens von gut entwickelten Zellen nur wenig von dem bei weniger deutlich erkennbaren Zellen (KRUSPE, BAKAN 1988).

Eigenschaften einzelner Zellen konnten sowohl aus Flugzeugmessungen wie auch aus Bodenbeobachtungen abgeleitet werden. Eine 17-stündige Zeitreihe von Bodendaten einer Periode mit besonders regelmäßigen und ausgeprägten Zellen vermittelt das Bild einer der Grundströmung überlagerten Sekundärzirkulation, wie es nach gängigen Modellvorstellungen zu erwarten ist: Konvergenz unter den Wolken und divergente Strömung zwischen den Zellwänden. Diese Sekundärströmung führt auf der dem Wind zugewandten Seite einer Wolkenwand zu einer Erhöhung der horizontalen Windgeschwindigkeit um etwa 0.6 m/s und auf der dem Wind abgewandten Seite zu einem entsprechend verminderten Wert. Unter den Wolken ist in Bodennähe die Temperatur durchschnittlich um 0.4 K höher als in der Zellmitte. Dagegen zeigen Windrichtung und Feuchte keine signifikante Änderung.

Während dieser Periode mit gut ausgeprägten Zellen, lagen zwei Meßstationen auf einer Trajektorie des mittleren Windes. Die Korrelation der Bodenmessungen ergab eine scheinbare Verlagerungsgeschwindigkeit der Zellen von etwa 10 m/s , die wesentlich kleiner als die mittlere Windgeschwindigkeit in der Konvektionsschicht von ca. 16 m/s ist. Dieser Befund deutet auf eine zeitliche Entwicklung der Einzelzellen hin, die gegenüber der mittleren Strömung zu einer stromaufwärts gerichteten Verlagerung der Zellen führt. Dies könnte mit der stromaufwärts von einer Wolkenwand erhöhten Windgeschwindigkeit zusammenhängen, die für einen höheren Wärme- und Feuchtefluß in die Atmosphäre sorgen sollte als auf der windabgewandten Seite. Da die Lebensdauer konvektiver Wolken sicher kleiner als eine Stunde ist, könnte somit das Gebiet bevorzugter Neuentwicklung von Cumuli langsam stromaufwärts wandern (BAKAN 1985).

Flugzeugmessungen in verschiedenen Höhen erlauben die direkte Messung der Sekundärzirkulation in mehreren Höhen. Dabei war es allerdings nicht möglich, einzelne Zellen in verschiedenen Flughöhen wiederzufinden und zu verfolgen. In den unteren Flugniveaus zeigt sich, daß die Strömung im Zellinneren warm, trocken und divergent, im bewölkten Zellrand aber kühl, feucht und konvergent ist. Dementsprechend findet man in der Höhe der Wolkenobergrenze am Zellrand eine Divergenz der horizontalen Strömung und im Zellinneren eine konvergente Strömung. Aufgrund der hohen zeitlichen Auflösung der Meßfühler erlauben die Flugzeugdaten die Ableitung auch der Varianzen und der Vertikaltransporte von Temperatur, Feuchte und

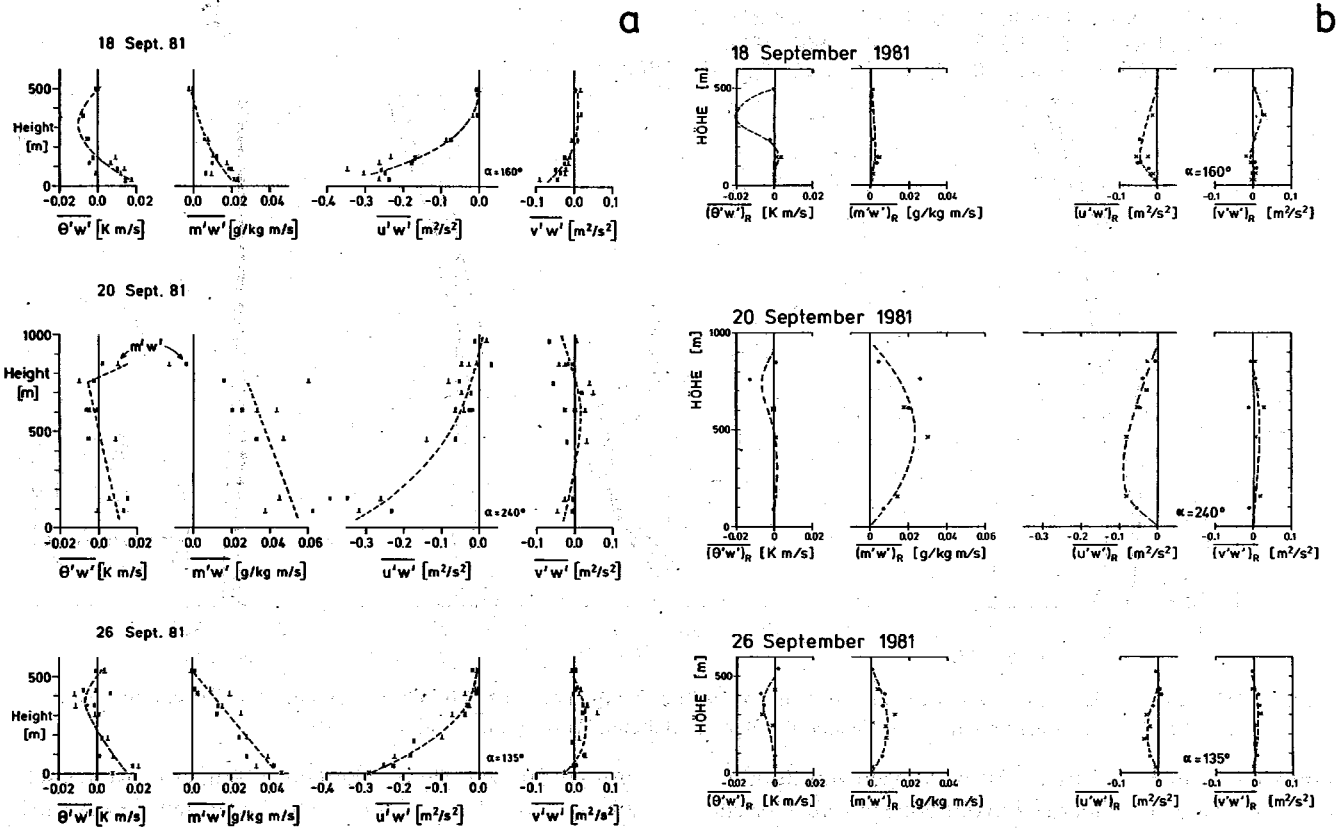


Abb. 6a: Gesamte vertikale Flüsse von Temperatur, Feuchte und den beiden Windkomponenten als Höhenprofil für die Flugabschnitte parallel (||) und senkrecht (⊥) zum Wind für drei Experimenttage mit Grenzschichtrollen. α kennzeichnet die mittlere Windrichtung in der Rollenschicht.

Abb. 6b: Wie 6a, aber nur für die durch die Rollen verursachten Vertikaltransporte.

Impuls. Diese zeigen, daß die Zellen mit bis zu 60% zur Gesamtvarianz von Temperatur, Feuchte und Horizontalwind beitragen. Sie transportieren Wärme und Feuchte aus den unteren Schichten aufwärts und Impuls aus größeren Höhen abwärts. Ihr Anteil am Gesamttransport nimmt mit

der Höhe zu und macht im Niveau der Wolkenbasis etwa 50% aus. In den bewölkten Zellrändern ist er deutlich größer als im offenen Zellinneren (BRÜMMER, FISCHER, ZANK 1986).

Neben der direkten Beobachtung offener Zellularkonvek-

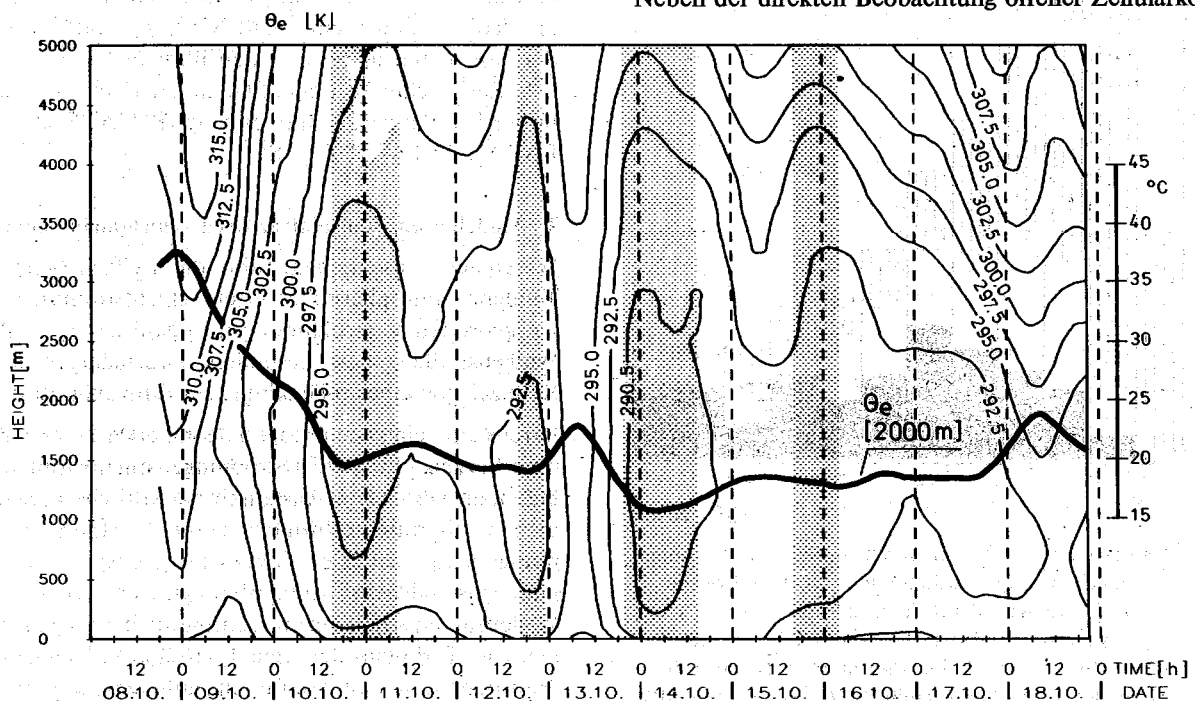


Abb. 7: Zeit-Höhenabschnitt der potentiellen Äquivalenttemperatur während der zweiten Phase von KonTur im Oktober 1981. Zeitlich geglättete (6-Stunden Cosinus-Filter) Mittelwerte aus simultanen Aufstiegen an vier Stationen in der Deutschen Bucht. Schraffiert sind die Perioden besonders gut ausgeprägter zellulärer Strukturen im Experimentgebiet.

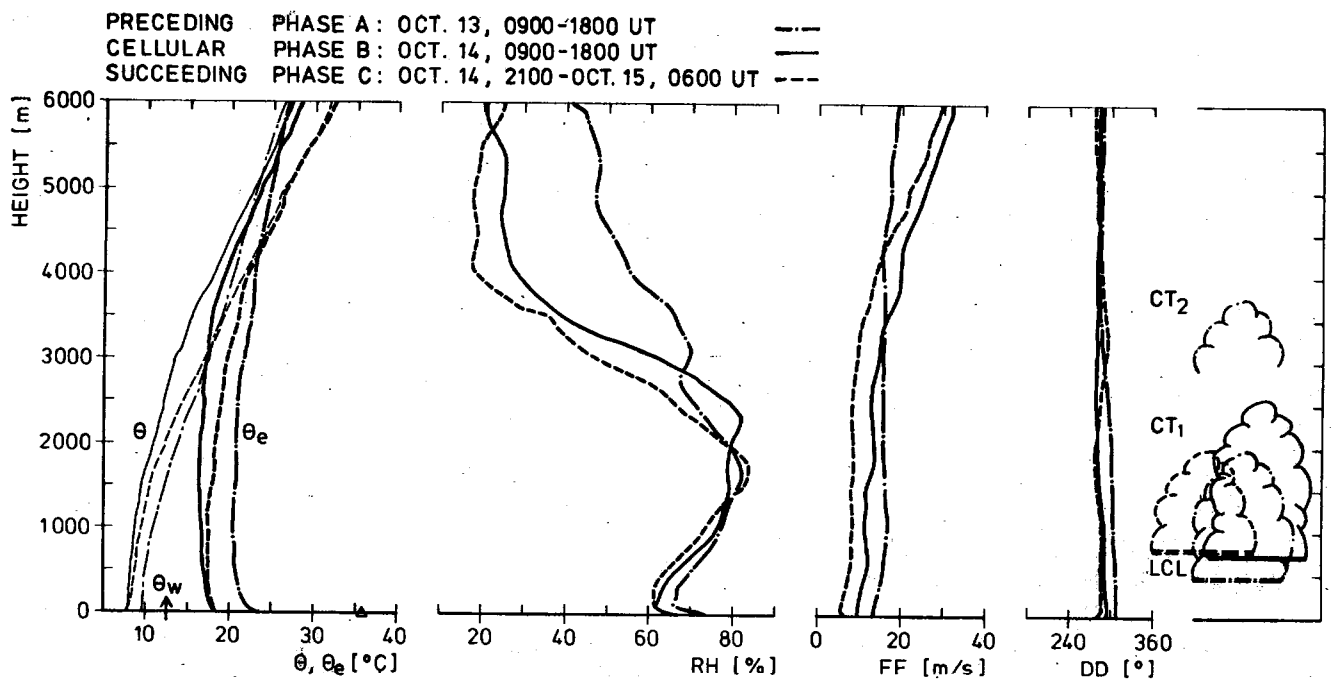


Abb. 8: Mittlere Vertikalprofile verschiedener Größen vor, während und nach der am besten ausgeprägten Zellepisode während KonTur 1981. Skizziert sind auch die aus den Profilen abgeleiteten Wolkenunter- und -oberkanten.

tion können auch statistische Auswertungen von Routinedaten und Satellitenbildern wertvolle Hinweise auf Ursache und Bedeutung des Phänomens geben. Es wurden daher die in Dundee archivierten, täglichen NOAA-Satellitenbilder für die Jahre 1980 bis 1983 nach dem Auftreten verschiedener organisierter Konvektionsphänomene untersucht. Es zeigte sich dabei, daß insbesondere offene Zellen im Nord-

ost-Atlantik vor allem während des Winterhalbjahres sehr häufig auftreten. Im Jahresmittel bedeckten sie etwa 10% der Ozeanoberfläche. Der mittlere Zelldurchmesser beträgt ca. 45 km und nimmt nach Norden hin ab.

Die Korrelation mit den Bodendaten bei Wetterschiff M (Abbildung 9) zeigt, daß offene Zellen vorzugsweise bei großen Temperaturdifferenzen Wasser-Luft ($4.7 \pm 2.3 \text{ K}$) angegriffen werden, wobei die höheren Werte zu Zellenfällen mit gut ausgeprägter Organisation gehören. Damit einher gehen sensible und latente Wärmeflüsse von 92 ± 63 bzw. $138 \pm 68 \text{ W/m}^2$. Auch die Zellgröße scheint von der Temperaturdifferenz Wasser-Luft abzuhängen, wobei allerdings die Beobachtungen eine weite Streuung zeigen. Zwischen der Konvektionshöhe und den übrigen Parametern, wie z. B. Zelldurchmesser oder Stabilität der Schicht, zeigt sich bisher kein klarer Zusammenhang (BUSACK et al. 1985; BAKAN, SCHWARZ 1988).

WS M: OFFENE ZELLEN 1980-83

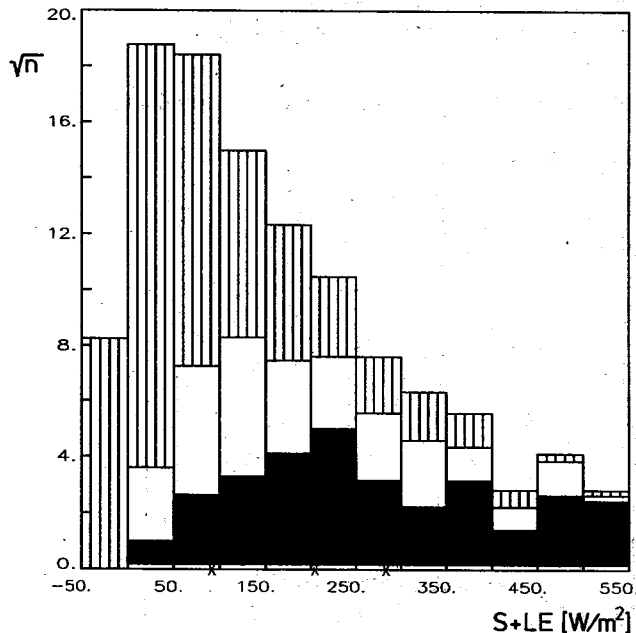


Abb. 9: Häufigkeit des Auftretens von Konvektionszellen unterschiedlichen Organisationsgrades (gut entwickelt - schwarz, weniger deutlich ausgeprägt - weiß, nicht organisiert - schraffiert) bei verschiedenen Gesamtwärmeflüssen von Boden (bestimmt nach einer Bulk-Methode) beim Wetterschiff M (65°N , 2°E) in den Jahren 1980-1983. Zusätzlich sind die Mittelwerte dieser Flüsse für die drei Klassen angegeben, die mit dem Organisationsgrad deutlich ansteigen.

3 Modellierung konvektiver Grenzschichtphänomene

Wie bereits beschrieben, führt die vielfach beobachtete Tendenz atmosphärischer Grenzschichtströmungen, sich zu geordneten Strukturen zu organisieren, häufig zu Wolkenstraßen, den besonders augenfälligen äußeren Kennzeichen eines rollenähnlichen Konvektionsmusters.

Bereits eine einfache lineare Theorie erklärt dieses Phänomen. Sie zeigt, daß sich in Strömungen mit ursprünglich turbulentem vertikalem Austausch bei kritischen Dichtegradienten (thermische Instabilität) oder bestimmten Krümmungen des vertikalen Geschwindigkeitsprofils (Wendepunktsinstabilität) Sekundärbewegungen relativ kleiner Wellenzahlen ausbilden müssen, die auch in Gegenwart statistischer Turbulenz den weitaus größten Teil der vertikalen Transporte leisten und so für eine gute Durchmischung der Grenzschicht sorgen. Die Störungsrechnungen liefern die Dimensionen der Rollen, die weitgehend mit den Beobachtungen übereinstimmen. Die linearen Theorien vermögen

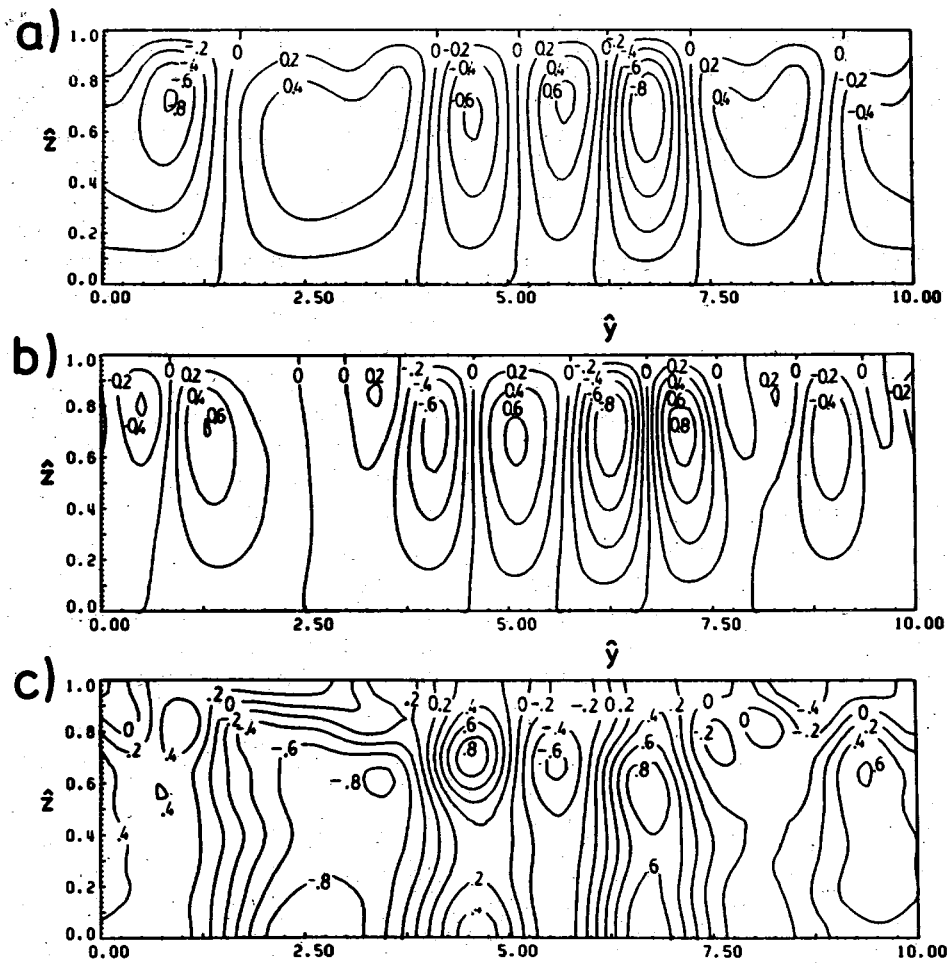


Abb. 10: Typische Realisation der Sekundärzirkulation für eine neutrale atmosphärische Grenzschicht in der die Instabilität durch einen Wendepunkt in der Rollenquerkomponente des Windes im Grundzustand verursacht wird. Dargestellt sind die Isolinien der Stromfunktion (a), der Vertikalgeschwindigkeit (b) und der longitudinalen Störgeschwindigkeitskomponente (c) in Vertikalschnitten senkrecht zur Rollenachse. An der Ordinate ist jeweils die mit der Grenzschichthöhe skalierte Vertikalcoordinate und an der Abszisse die horizontale Raumcoordinate aufgetragen.

allerdings nur den Einsatz der Konvektion zu beschreiben, da nur zu diesem Zeitpunkt die Betrachtung sehr kleiner Amplituden gerechtfertigt ist; sie können aber nicht die zeitliche Entwicklung der Wirbelrollen beschreiben und lassen keine quantitativen Aussagen über die mit ihnen verbundenen Transporte von Impuls und Energie und deren Änderung mit der Höhe zu.

Mit einem zur Bestimmung dieser Größen entwickelten nichtlinearen Modell wird der kombinierte Effekt der dynamischen Instabilität und der thermischen Instabilität auf die Entwicklung von Rollen in einer von unten beheizten und von oben durch eine Inversion abgeschlossenen Grenzschicht untersucht. Die Bedingungen, die zur Bildung konvektiver Strömungsmuster führen, sowie die raumzeitlichen Strukturen der voll entwickelten Konvektion sollen vorhergesagt und außerdem die damit verbundenen Transporte von Eigenschaften bestimmt werden.

Die boussinesqapproximierten hydro- und thermodynamischen Grundgleichungen stellen die Grundlage der Betrachtung dar. Da Wolkenstraßen entlang ihrer Rotationssachse eine wesentlich größere Erstreckung als in den beiden anderen Richtungen aufweisen, erscheint die Annahme gerechtfertigt, die Rollen in erster Näherung als zweidimensional aufzufassen. Außerdem wird angenommen, daß die durch Kondensationsprozesse bedingten

zusätzlichen Auftriebskräfte klein sind und die Strömung nicht modifizieren, sondern nur markieren. Diese Voraussetzung wird durch die Beobachtung gestützt, daß die bei Grenzschichtrollen auftretende Bewölkung nur eine geringe vertikale Mächtigkeit aufweist. Die vereinfachten Gleichungen werden für ein begrenztes Gebiet der Atmosphäre gelöst. Das Integrationsgebiet besteht aus einer rechteckigen Box, an deren seitlichen Rändern periodische Randbedingungen angenommen werden, die aber in der Vertikalen durch den Erdboden und die Inversion begrenzt wird.

Zur numerischen Lösung des Gleichungssystems wird im Gegensatz zu den sonst üblichen Gitterpunktsmodellen, die zur Berechnung der räumlichen Ableitung finite Differenzen verwenden, die Methode der Spektraldarstellung der Variablenfelder und der systembestimmenden Gleichungen benutzt, da sich die spektrale Methode gegenüber der Gittermethode zum einen als numerisch bedeutend genauer erweist, und sie zum anderen direkte Einblicke in die Struktur der nichtlinearen Transportvorgänge zuläßt. Die als Anfangszustand zu Beginn der Rechnungen vorgegebenen Höhenprofile der Windkomponenten, longitudinal und lateral zu den Wolkenstraßen, sowie das Temperaturprofil werden von einem eindimensionalen Modell geliefert. Mit Hilfe der Störungsrechnung kann gezeigt werden, daß die als Anfangszustand benutzte Grundstromkonfigu-

ration instabil gegenüber infinitesimalen Störungen ist. Bei neutraler Schichtung ist die Wendepunktsinstabilität für die Bildung von Rollen verantwortlich, in einer von unten beheizten atmosphärischen Grenzschicht mit labiler Temperaturschichtung kommt zusätzlich zu den durch die Wendepunktsinstabilität erzeugten Wellen mit der thermischen Instabilität ein weiterer, unabhängiger Instabilitätsmechanismus zum Tragen. Die numerischen Integrationen der nichtlinearen Gleichungen sollen Aufschluß darüber geben, wie sich die vom linearen Modell vorhergesagten instabilen Wellen im nichtlinearen System abbilden. Die Rechnungen zeigen, daß sich tatsächlich Zellstrukturen mit einem Aspektverhältnis von ungefähr drei entwickeln, die durch Rückkopplungsprozesse die instabilen Grundstromkomponenten so verändern, daß sie in Kombination mit der Sekundärzirkulation eine stabile Konfiguration darstellen.

Abbildung 10 zeigt eine berechnete, typische Realisation der Sekundärzirkulation für neutrale Schichtung der Grenzschicht. Dargestellt sind die Isolinien der Stromfunktion, der Vertikalgeschwindigkeit und der longitudinalen Störgeschwindigkeitskomponente in Schnittebenen senkrecht zur

Rollenachse, die in diesem Fall einen Winkel von 10° mit der Richtung des geostrophischen Windvektors bildet. An der Ordinate ist jeweils die mit der Schichthöhe normierte Vertikalordinate aufgetragen und an der Abszisse die skalierte laterale \hat{y} -Raumkoordinate. Im ersten Bild sind drei Wirbelpaare im Integrationsgebiet zu erkennen. Die Zentren der Wirbel, die Maxima der Vertikalwindkomponente und der Longitudinalkomponente der Wirbelströmung befinden sich in einem Höhenbereich, in dem die laterale Komponente der Grundströmung, d. h. die Geschwindigkeitskomponente senkrecht zur Rollenachse, einen Wendepunkt aufweist. Die Wirbel bewegen sich in Richtung der positiven \hat{y} -Achse, wobei die Verlagerungsgeschwindigkeit in etwa derjenigen Geschwindigkeit entspricht, welche die laterale Grundstromkomponente in der Höhe des Wendepunktes aufweist, d. h. sehr langsam mit etwa 1 m/s.

Die Struktur der Sekundärzirkulation bei labiler Temperaturschichtung zeigt Abbildung 11. Zusätzlich zu den Isolinien der Stromfunktion; der Vertikalgeschwindigkeit und der longitudinalen Störgeschwindigkeitskomponente sind die Isolinien der Temperaturstörung in der \hat{y} - \hat{z} -Ebene darge-

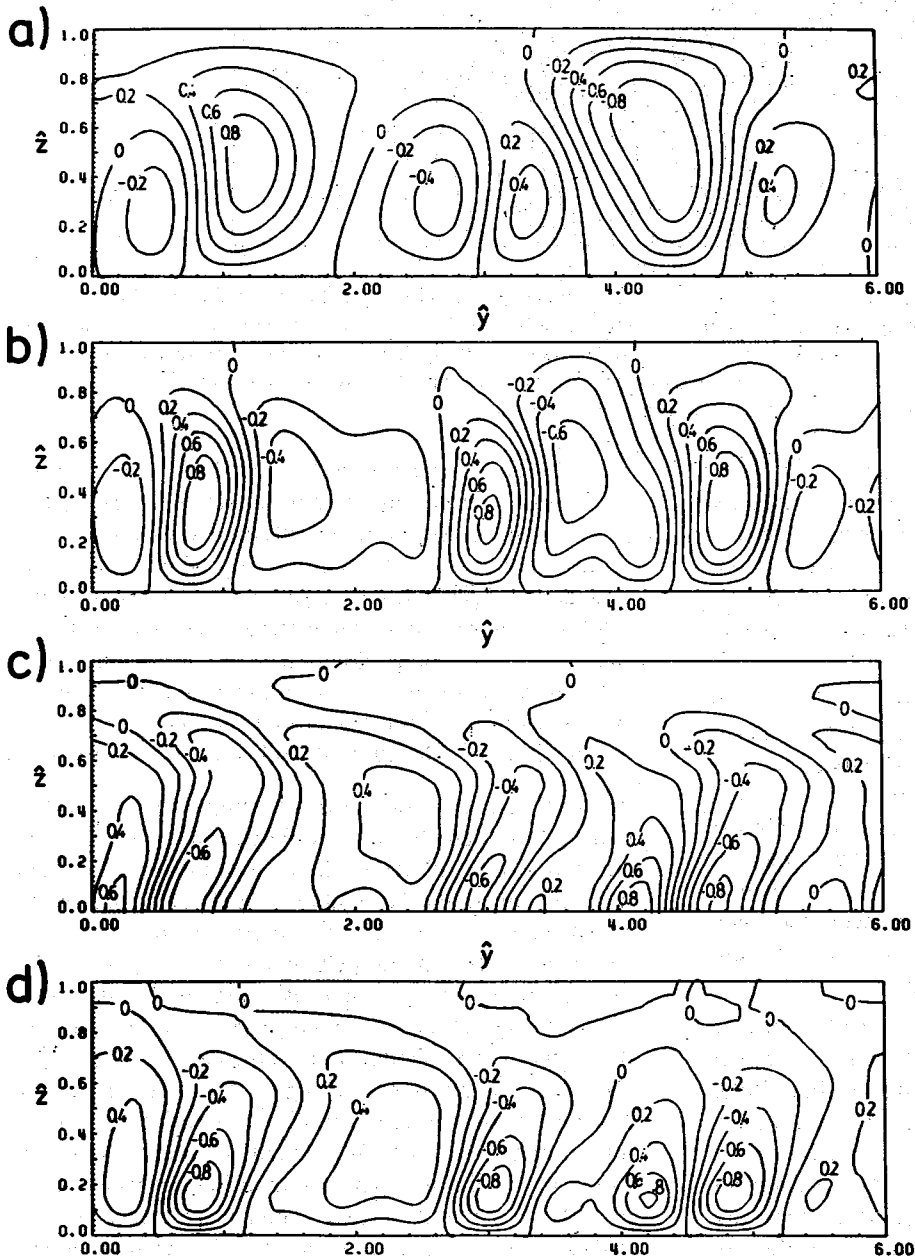


Abb. 11: Wie Abb. 10, jedoch für eine instabil geschichtete atmosphärische Grenzschicht, in der die Rollen durch diesen thermischen Antrieb erzeugt werden ((d) enthält Isolinien der Temperaturstörung).

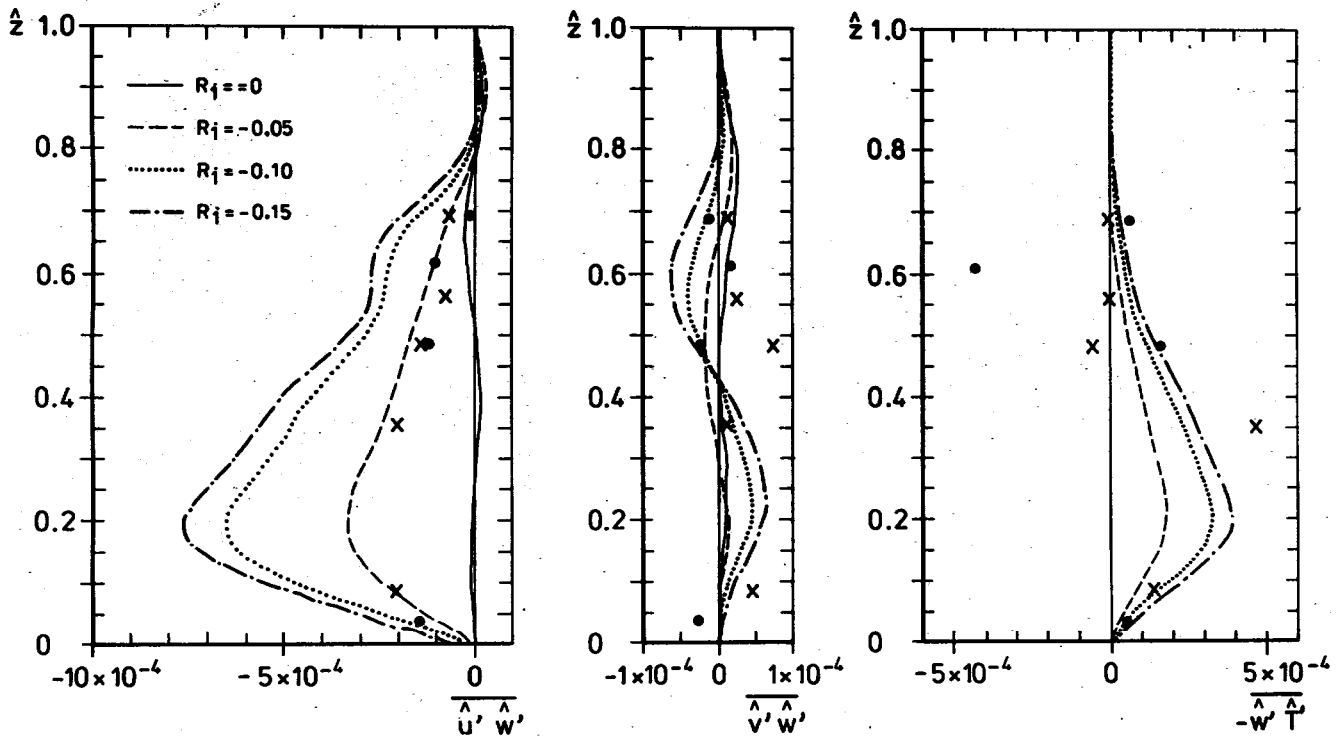


Abb. 12: Vergleich der Meßdaten mit für verschieden stark instabil geschichtete Grenzschichten ($R_i = 0$: neutrale Schichtung ; $R_i < 0$: instabile Schichtung) berechneten Profilen der dimensionslosen Vertikaltransporte von longitudinalem und lateralem Impuls sowie von Temperatur. Als Skalierungsgrößen wurden die Grenzschichthöhe, die zwischen Obergrenze der Prandtl-Schicht und der Meeresoberfläche auftretende Temperaturdifferenz und der Betrag des geostrophischen Windes benutzt. Die mit Punkten und Kreuzen markierten Meßdaten stammen von Messungen der beiden Forschungsflugzeuge während eines Falles mit Grenzschichtrollen am 20. September 1981.

stellt. Die entstandenen Wirbel zeigen Wachstum und Zerfall auf verschiedenen räumlichen Skalen und sind daher weder als stationär anzusehen, noch zeichnen sie sich durch einen hohen Grad von Regularität aus. Dennoch sind Rollen, die sich in Richtung der positiven \hat{y} -Achse bewegen und deren Verlagerungsgeschwindigkeit ungefähr dem vertikalen Mittelwert der lateralen Grundstromkomponente entspricht, das dominante Erscheinungsbild. Die Maxima der Vertikal- und der Longitudinalkomponente der Rollenströmung und der Temperaturstörung sind im unteren Drittel der Grenzschicht anzutreffen. Bemerkenswert ist, daß sich das Feld der Vertikalgeschwindigkeit in Phase mit dem Feld der Temperaturstörung befindet, so daß potentielle Energie der Dichteschichtung in kinetische Energie der Rollen umgewandelt werden kann. Das Feld der longitudinalen Störgeschwindigkeitskomponente weist gegenüber dem Feld der Vertikalgeschwindigkeit eine Phasenverschiebung von ca. einer halben Wellenlänge auf, so daß die Rollen longitudinalen Impuls zur Erdoberfläche transportieren.

Eine Betrachtung der Energetik der Rollen zeigt, daß bei labiler Dichteschichtung die durch Auftrieb produzierte Rollenenergie die durch Scherung im Wendepunkt produzierte Energie um eine Größenordnung übertrifft. Hingegen ist bei neutraler Schichtung die Wendepunktinstabilität für die Rollenentwicklung verantwortlich. In diesem Fall geht infolge der Scherung der lateralen Grundstromkomponente Energie des Grundstroms in Rollenenergie über, um so eine Zirkulation mit horizontaler Rotationsachse entstehen zu lassen.

Einen Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Höhenprofilen der dimensionslosen Vertikaltransporte von

longitudinalem und lateralem Impuls sowie von Temperatur in der Rollenskala zeigt Abbildung 12. Die Meßdaten sind mit Punkten und Kreuzen markiert und beziehen sich auf Flugzeugmessungen mit der FALCON bzw. der HERCULES, die am 20. Sept. 1981 während des KonTur-Experimentes durchgeführt wurden. Bei instabiler Schichtung stimmen die Profilformen der berechneten und gemessenen Vertikaltransporte gut überein. Allerdings werden vom Modell bei der für den 20. Sept. 1981 als repräsentativ erachteten Richardsonzahl (Verhältnis von Auftriebs- zu Scherenergie) von $R_i = -0.10$ wegen der angenommenen Zweidimensionalität der Rollen die Beiträge der longitudinalen Impulstransporte als zu groß vorhergesagt (CHLOND 1987).

Neben den parallel angeordneten Wolkenreihen treten wie bereits erwähnt häufig auch wabenförmige Wolkenstrukturen auf. Die Bedingungen, die zum Übergang der zweidimensionalen in dreidimensionale Strukturen führen, waren und sind Gegenstand zahlreicher experimenteller und theoretischer Untersuchungen. Dabei wird neben dem Gradienten der Windscherung die Rayleighzahl als einer der entscheidenden Ordnungsparameter für das Problem angesehen. Basierend auf der Störungsrechnung konnte gezeigt werden, daß (bei konstanter Rayleighzahl) bei starker vertikaler Windscherung bevorzugt Rollen entstehen, während bei schwächeren vertikalen Gradienten der Windscherung auch die Möglichkeit der Realisation eines dreidimensionalen zellularen Musters besteht.

In Ergänzung zu den linearen Modellen (die exakt nur für den Einsatz der Konvektion gültig sind) und dem nichtlinearen Spektralmodell (mit dem nur die zeitliche Entwicklung

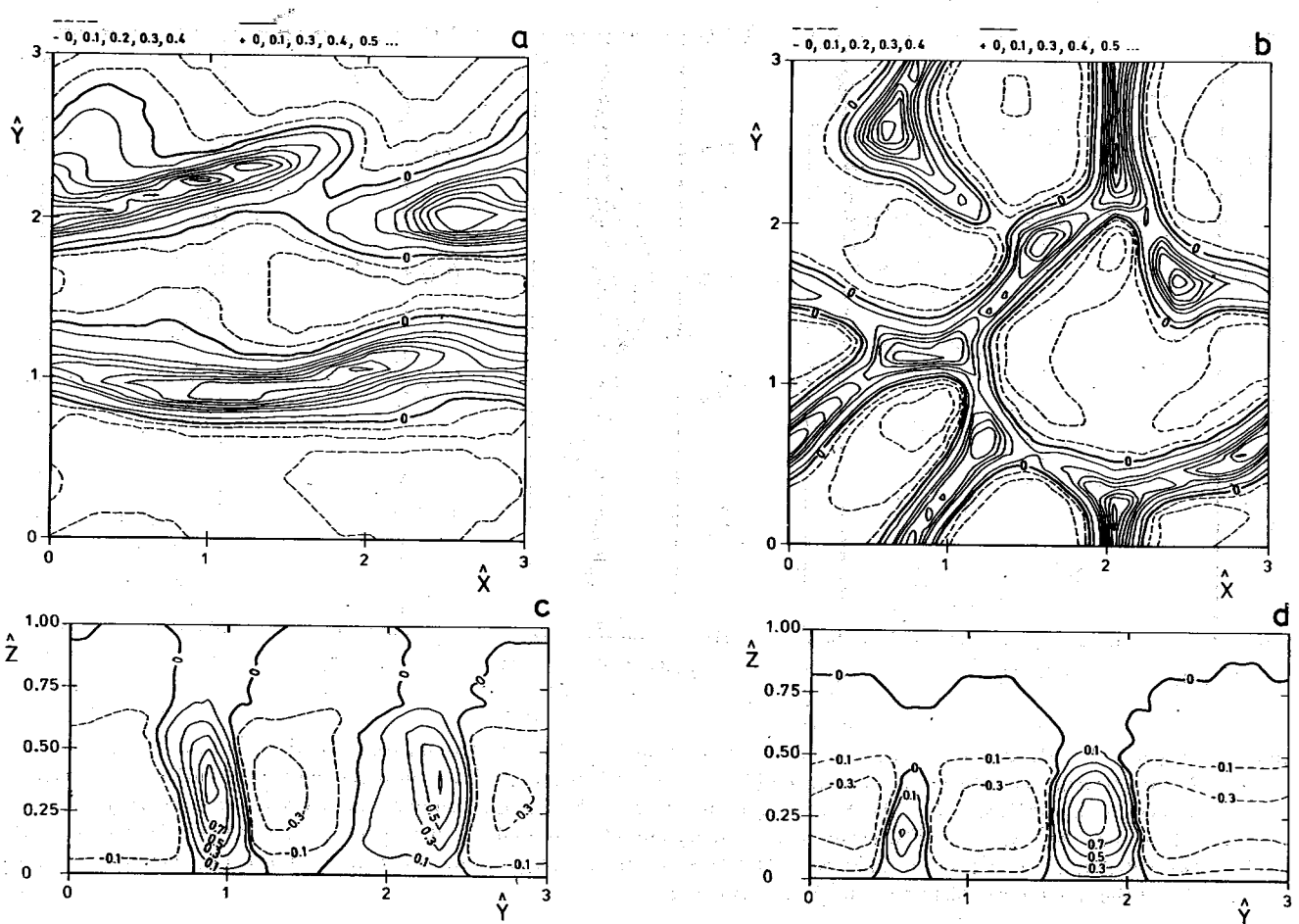


Abb. 13a-d: Isolinien der Vertikalgeschwindigkeit in der Horizontalebene (Bild a und b) und der Vertikalebene (Bild c und d) für unterschiedliche vertikale Windscherungen. Durchgezogene Linien repräsentieren positive Vertikalgeschwindigkeiten. Unterbrochene Linien kennzeichnen negative Vertikalgeschwindigkeiten. Die Normierung der Vertikalgeschwindigkeiten erfolgte mit dem Maximum der Beträge der im jeweiligen Schnitt auftretenden Vertikalgeschwindigkeiten.

exakt zweidimensionaler Strukturen untersucht werden kann) wurde ein dreidimensionales, hochauflösendes nicht-lineares Grenzschichtmodell entwickelt, um den Einfluß der Windfelder auf das entstehende Konvektionsmuster zu untersuchen. Das hierfür entwickelte Modell basiert auf den boussinesqapproximierten Versionen der hydro- und thermodynamischen Gleichungen für flache Konvektion. Der Einfluß der Kondensation wird vernachlässigt. Zur Lösung der Gleichungen wird ein Differenzenverfahren nach der Gitterpunktmethode benutzt, d. h., das Integrationsgebiet wird in diskrete Abschnitte eingeteilt, wobei der horizontale Gitterabstand 150 m beträgt. In der Vertikalen wird ein Gitterabstand von 100 m benutzt.

Wegen der begrenzten Speicherkapazität des benutzten Rechners können die Gleichungen nur für ein sehr begrenztes Integrationsgebiet gelöst werden. Dieses Gebiet hat in dem hier verwendeten Modell eine Grundfläche von $4.65 \times 4.65 \text{ km}^2$ und eine vertikale Erstreckung von ca. 1.5 km. Die horizontalen Ränder des Modells wurden so festgelegt, daß der obere Rand ein fester Deckel ist und der untere Rand mit der Meeresoberfläche zusammenfällt. An den seitlichen Rändern wurden zyklische Randbedingungen angenommen.

Um den Einfluß der Windfelder auf das Konvektionsmuster zu untersuchen, wurden Rechnungen für verschiedene vertikale Windscherungen vorgenommen, wobei die Tempera-

turprofile und die Konvektionsschichthöhen zu Beginn der jeweiligen Integration so gewählt wurden, daß die Rayleighzahlen immer etwa 140-fach überkritische Werte aufwiesen. Die Resultate der numerischen Rechnungen zeigen, daß eine deutliche Abhängigkeit des Strömungsmusters vom Windprofil vorhanden ist. Bei starken vertikalen Windscherungen entwickeln sich bänderartige Strukturen mit einem mittleren Aspektverhältnis von drei, die durch Rückkopplungsprozesse die instabilen Grundstromprofile so verändern, daß sie in Verbindung mit der Sekundärzirkulation eine stabile Konfiguration darstellen. Die Abbildungen 13a und c zeigen eine typische Realisation der Sekundärzirkulation, wie sie sich nach drei Stunden Modellsimulationszeit (Realzeit) ergab. Dargestellt sind ein Horizontal- und ein Vertikalschnitt durch das Vertikalgeschwindigkeitsfeld. Die Skalierung der Vertikal- und Horizontalkoordinaten erfolgte mit der Modellhöhe. In den Abbildungen sind auffällige gebänderte Strukturen zu erkennen, deren Ausrichtung in etwa dem Schichtmittelwert der Windrichtung entspricht. Das Wirbelsystem selbst wandert in Richtung der positiven \hat{y} -Achse. Die Obergrenze der Wirbel ist durch die Unterkante der Inversionsschicht gegeben, deren zeitliche Entwicklung im Modell explizit mit berechnet wird.

Die Abbildungen 13b und d zeigen Strukturen, die sich bei ebenfalls labiler Temperaturschichtung aber deutlich geringerer vertikaler Windscherung ergeben. Dargestellt sind auch hier wieder ein Horizontal- und ein Vertikalschnitt

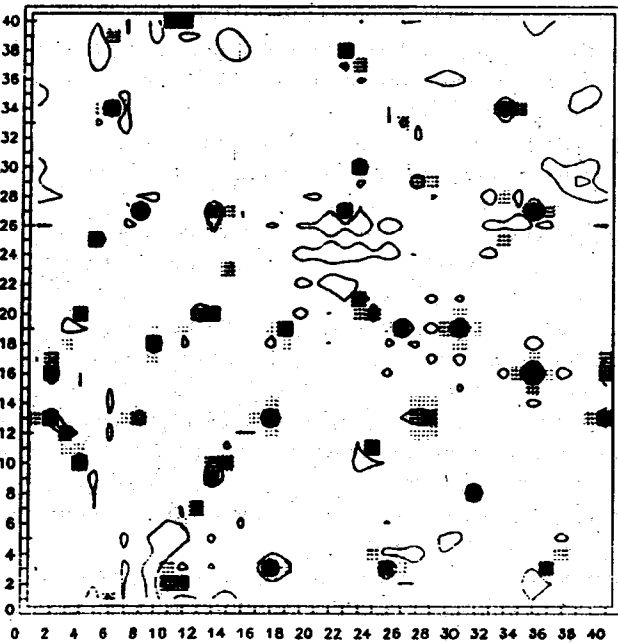
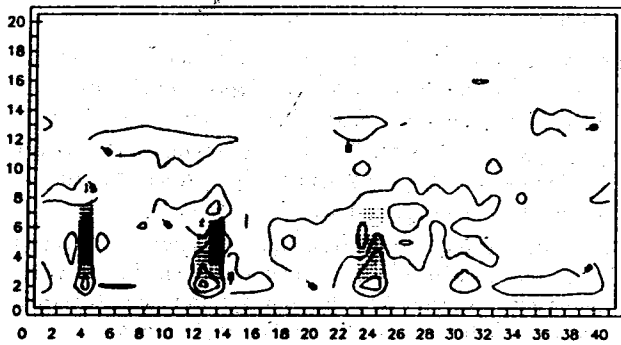


Abb. 14: Vertikal- (oben) und Horizontalschnitt (unten) durch das Modellgebiet mit 40 x 40 Gitterpunkten in der Horizontalen (5 km Gitterabstand) und 20 Gitterpunkten vertikal (500 m Gitterabstand) 12 Stunden nach Einführung einer statistisch verteilten Anfangsstörung. Grau schraffiert erscheinen positive Vertikalgeschwindigkeiten, während die Isolinien die Abweichung der Temperatur vom jeweiligen Schichtmittelwert angeben. Unter den Aufwindegebieten befinden sich relativ warme Zonen.

durch das Vertikalgeschwindigkeitsfeld. Statt einer ausgeprägten Bandstruktur, bei der die einzelnen Bänder in Richtung des mittleren Windes ausgerichtet sind, tritt in diesem Fall ein wesentlich komplexeres dreidimensionales Muster auf, wobei die Absinkgebiete deutlich größer als die Aufwindegebiete sind. Die Strukturen haben im zeitlichen Mittel ein Aspektverhältnis von etwa drei und erinnern an kleine offene Zellen wie sie im Labor und auch in der Natur (wenn auch selten) beobachtet werden (BECKER 1987).

Anzumerken bleibt, daß das hier verwendete Grenzschichtmodell bei der gewählten Auflösung nur Zellen mit kleinen Durchmessern zu simulieren vermag.

Die Entstehungsursache für die in der Natur häufig zu beobachtenden Zellen mit extrem flacher Ausbildung kann mit dem hier benutzten Modell nicht untersucht werden, da das Modellgebiet zu klein ist. Zur numerischen Untersu-

chung dieser Zellarkonvektion wurde ein dreidimensionales, hydrostatisches Gitterpunktsmodell der unteren Troposphäre entwickelt (BENISTON 1985). Das Modell basiert auf den primitiven Bewegungsgleichungen, den thermodynamischen Grundgleichungen und berücksichtigt die Phasenübergänge des Wassers bei der Wolkenentstehung und -dissipation in sehr vereinfachter Form. Die Felder von Windgeschwindigkeit und -richtung, Temperatur und Feuchte werden als horizontal homogen so vorgegeben, daß ihre Änderung mit der Höhe nach einer Initiali-

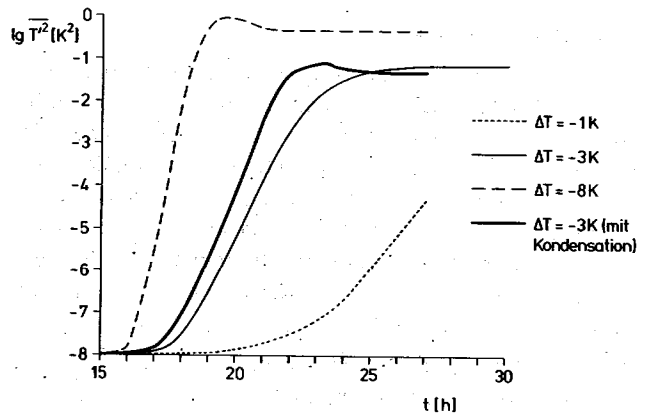


Abb. 15: Zeitliche Entwicklung der Temperaturvarianz in 550 m Höhe für verschiedene Werte der Temperaturdifferenz Luft-Wasser ohne Freisetzung latenter Wärme. Für $\Delta T = -3 K$ ist auch die Entwicklung bei Berücksichtigung latenter Wärme angegeben.

sierungsphase etwa den während des Experiments Kon Tur gemessenen Bedingungen entspricht.

Bei Vorgabe des beobachteten Temperaturunterschiedes zwischen Luft und Wasser reagiert das Modell auf eine kurzzeitige, schwache, zufällig verteilte Störung des horizontal homogenen Temperaturfeldes mit der Ausbildung von zellularen Strukturen (Abbildung 14a u. b). Sowohl die Höhe der Wolken von 3000-4000 m als auch die typische Horizontaldimension der entstehenden Wolkenstrukturen von etwa 40 km stimmen gut mit den Beobachtungen überein. Das vertikale Temperaturprofil zeigt in der Konvektionsschicht eine beachtliche Stabilität aufgrund der freiwerdenden latenten Wärme. Sowohl die vertikale Feuchtestruktur als auch eine Niederschlagsrate von wenigen mm pro Stunde, nehmen sehr realistische Werte an. Darüber hinaus werden auch die vertikalen Varianzen und Transporte von Impulse, Wärme und Feuchte in vernünftiger Übereinstimmung mit der Beobachtung wiedergeben. Bemerkenswert scheint, daß zelluläre Störungen in diesem Modell zu ihrem Anwachsen keine freiwerdende latente Wärme benötigen. Abbildung 15 zeigt, daß z. B. die Temperaturvarianz in 550 m Höhe innerhalb der ersten Stunden nach der Anfangsstörung umso rascher anwächst, je größer die Temperaturdifferenz Wasser-Luft ist, und daß ihr Wert in der anschließenden quasistationären Phase ebenfalls proportional zu dieser Differenz ist. Bei $\Delta T = 1^\circ C$ ist das Wachstum so langsam, daß unter natürlichen Bedingungen nicht erwartet werden kann, Zellen anzutreffen. Bei gleichzeitiger Berücksichtigung der freiwerdenden latenten Wärme, wächst zunächst die Störung wesentlich rascher an als ohne, infolge der durch

Kondensationswärme verursachten Stabilisierung der Schicht ist aber die Konvektionsintensität im quasistationären Zustand geringer. Die zeitliche Entwicklung und Intensität der Sekundärzirkulation, sowie deren horizontale Struktur, reagieren empfindlich auf die Abkühlung am Wolkenoberrand (Verdunstung und Strahlungsdivergenz), da die durch Abkühlung bedingte Labilisierung die konvektive Entwicklung verstärkt (BENISTON, SCHMETZ 1986).

4 Zusammenfassung

Generell kann wohl gesagt werden, daß infolge experimenteller und theoretischer Untersuchungen die Ursachen für das Auftreten von Konvektionsrollen (dynamische oder thermische Instabilität) und deren Bedeutung für die Transporte in der Grenzschicht weitgehend geklärt sind. Es verbleibt die Frage nach dem Bedeckungsgrad in einer solchen Situation und dem daraus resultierenden Einfluß der Grenzschichtrollen auf die Strahlungsbilanz sowie die Einmischung von oben in die Grenzschicht.

Während der beobachtete Übergang zu offenen Zellen bei abnehmender Windscherung in der Grenzschicht auch im numerischen Modell nachvollzogen wird, ist Konvektion in offenen und geschlossenen Zellen großen Aspektverhältnisses wesentlich schlechter verstanden. In der Literatur wurden mehrere Ursachen für das Auftreten sehr flacher Zellen diskutiert, die möglicherweise auch in Kombination für die Beobachtung verantwortlich sind. Jüngere Beobachtungsergebnisse sollten weitere Hinweise auf relevante Parameter für das Auftreten solcher Situationen geben. Wegen der ungünstigen Beobachtungsbedingungen sind aber wesentliche Fortschritte wohl hauptsächlich von numerischen Modellen zu erwarten, die die atmosphärischen Bedingungen möglichst vollständig simulieren.

Literatur

- BAKAN, S. (1985): On the structure of open cellular convection as revealed by time series of surface observations: A case study. Beitr. Phys. Atmosph., 58, S. 11-16.
- BAKAN, S., E. SCHWARZ (1988): Observations of cellular convection over the Eastern Atlantic. Report Nr. 16, Max-Planck-Institut f. Meteorol., Hamburg.
- BECKER, P. (1987): Numerische Untersuchungen zur Dynamik zwei- und dreidimensionaler konvektiver Strukturen in einer durch eine Inversion abgeschlossenen atmosphärischen Grenzschicht. Hamb. Geophys. Einzelschr., 86, Hamburg.
- BENISTON, M. (1985): Organization of convection in a numerical mesoscale model as a function of initial and lower boundary conditions. Beitr. Phys. Atmosph., 58, S. 31-52.
- BENISTON, M., J. SCHMETZ (1986): A three-dimensional study of mesoscale model response to radiative forcing. Bound. Layer Meteorol., 31, S. 149-175.
- BRÜMMER, B. (1985): Structure, dynamics and energetics of boundary layer rolls from KonTur aircraft observations. Beitr. Phys. Atmosph., 58, S. 237-254.
- BRÜMMER, B., T. FISCHER, S. ZANK (1986): Aircraft observations of open cellular structures during KonTur. Beitr. Phys. Atmosph., 59, S. 162-184.
- BUSACK, B., S. BAKAN, H. LUTHARDT (1985): Surface conditions during mesoscale cellular convection. Beitr. Phys. Atmosph., 58, S. 4-10.
- CHLOND, A. (1987): A numerical study of horizontal roll vortices in neutral and unstable atmospheric boundary layers. Beitr. Phys. Atmosph., 60, S. 144-170.
- HASSE, L. (1984): Cumuluskonvektion und Konvektionsrollen. Promet, 2/3 '84, S. 38-41.
- HOEBER, H. C. (Ed., 1982): KonTur Convection and Turbulence Experiment Field Phase Report. Hamb. Geophys. Einzelschr., 1, Ser. B, Hamburg.
- KRUSPE, G., S. BAKAN (1988): The atmospheric structure in open cellular conditions during KonTur 1981. Report Nr. 15, Max-Planck-Institut f. Meteorol., Hamburg.

12 S. BAKAN, I. SCHULT Strahlung in getrübbten Atmosphären und in Wolken

1 Allgemeine Studien zur Strahlung in der Atmosphäre

Absorption solarer Strahlung und Emission thermischer Strahlung des Erdbodens und der Atmosphäre bestimmen weitgehend das Klima der Erde. Die globale Bilanz legt die Mitteltemperatur der Erdatmosphäre fest, die Änderungen dieser Bilanz mit der geographischen Breite bestimmt die Zirkulation der Atmosphäre. Das Verständnis und die Fähigkeit zur Berechnung der Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre stellen daher notwendige Voraussetzungen für das Verständnis des Klimas dar. In der Abteilung für Physik der Atmosphäre wurden deshalb verschiedene numerische Modelle der Strahlungsübertragung entwickelt (Delta-Eddington-Methode, Matrix-Operator-Methode) und damit die Wirkung der atmosphärischen Gase, Aerosole und Wolken auf das Strahlungsfeld untersucht:

Spurengase: Neben dem bekannt gewordenen CO₂ bewirken auch andere Spurengase (wie Methan, Stickoxid u. a.)

einen Glashauseffekt. Die gesamte, durch anthropogenen Einfluß verursachte Erhöhung der Konzentrationen jener Gase könnte demnach eine globale Erwärmung von der gleichen Größenordnung verursachen, wie sie für eine Verdoppelung der CO₂-Konzentration aus Modellen abgeleitet wird.

Atmosphärische Trübung: Auch die wolkenfreie Atmosphäre ist durch trockene oder durch Wasseranlagerung gequollene Aerosolteilchen getrübt. Diese Trübung führt meist zu erhöhter Reflexion der solaren Einstrahlung, nur bei großen Rußanteilen kann die erhöhte Absorption auch zu einer Verminderung der Reflexion führen (GRASSL, 1978).

Ozeanische Trübung: Im Ozean kann die Trübung sowohl durch organische als auch durch anorganische Materialien verursacht sein. Die Fernerkundung des ozeanischen Schwebstoffgehaltes von Satelliten aus leidet unter dem störenden Einfluß der atmosphärischen Extinktion. Eine detaillierte Analyse von Strahlungsmodellrechnungen zeigt