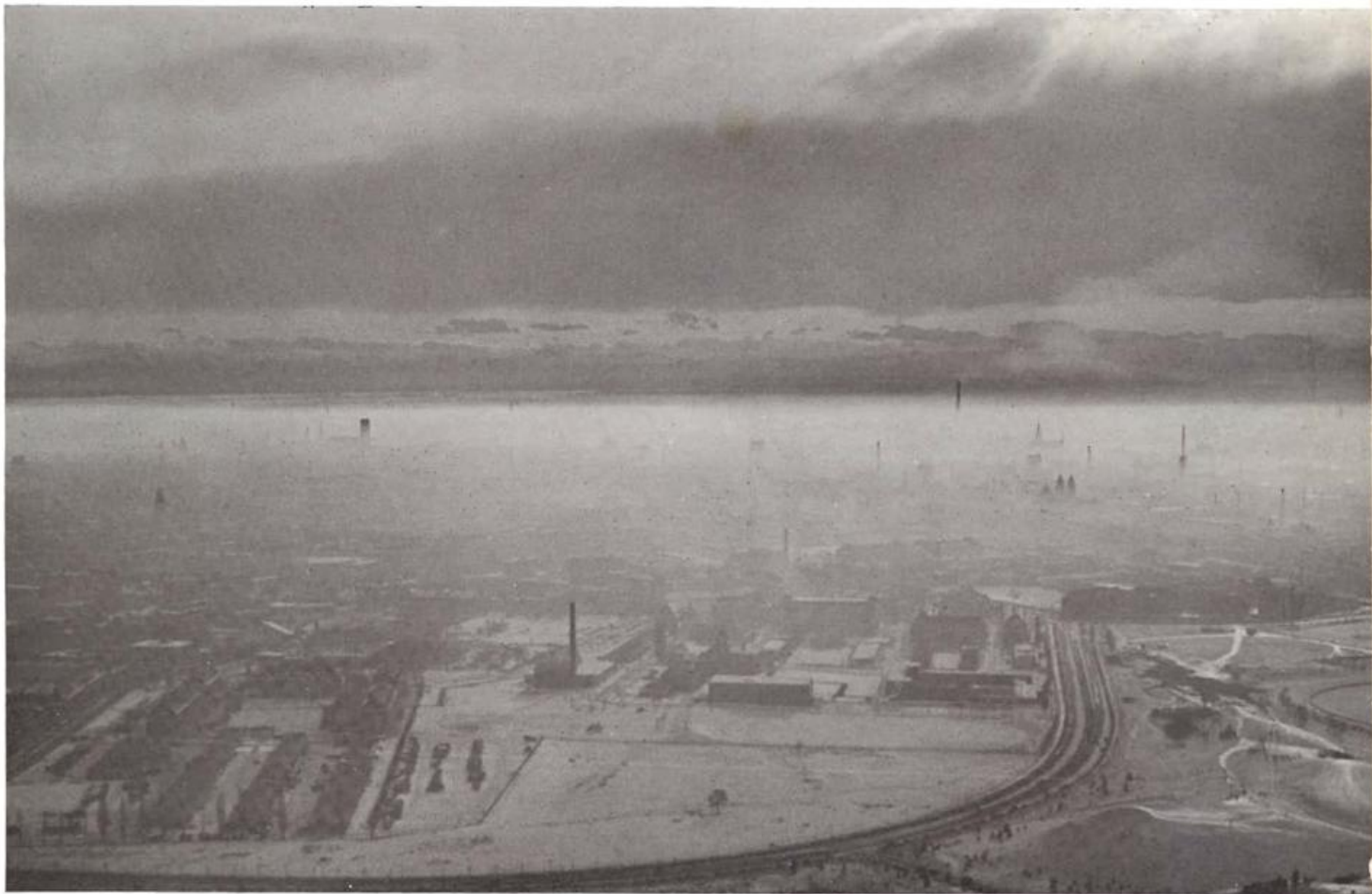


promet

1'74

meteorologische fortbildung

Die Grenzschicht der Atmosphäre



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

A. Hofmann
6380 Bad Homburg
Theodor-Storm-Straße 35

Redaktionsausschuß

F. Defant (Kiel)
H.-W. Georgii (Frankfurt)
K. H. Hinkelmann (Mainz)
H. Hinzpeter (Mainz)
H. Reiser (Offenbach)
M. Schlegel (Offenbach)
H.-P. Schmitz (Neustadt/Weinstraße)
E. Stuhlweißenburg (Fürstenfeldbruck)
E. Süssenberger (Offenbach)
F. Wippermann (Darmstadt)

Titelbild

Inversionen innerhalb der Grenzschicht bilden ein Hindernis für die Ausbildung einer turbulenten Strömung und damit eine Barriere für den vertikalen turbulenten Transport. Die unterhalb der Inversion liegende verunreinigte Luft wird durch die Sonne beleuchtet und sichtbar gemacht.

Aufnahme am 11. 1. 1970, 12 Uhr mittags, vom Fernsehturm in München aus.
(Photo: F. Fiedler)

promet erscheint vierteljährlich im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — 6050 Offenbach (Main), Frankfurter Straße 135. Bezugspreis DM 24,— pro Jahrgang, Einzelheft DM 6,50.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck: Schön & Wetzel GmbH, 6 Frankfurt, Offenbacher Landstraße 368

Meteorologische Fortbildung

4. Jahrgang, Heft 1, 1974

Thema des Heftes

Die Grenzschicht der Atmosphäre

(Redaktion: F. FIEDLER, Mainz)

Beiträge

Seite

F. Fiedler	
1 Struktureller Aufbau	1
R. Roth	
2 Ansätze einer Theorie der Prandtl-Schicht	3
F. Fiedler	
3 Vertikalprofile von Horizontalgeschwindigkeit und Temperatur	7
F. Wippermann	
4 Die Rossby-Ähnlichkeit in der planetarischen Grenzschicht. Universelle Grenzschichtprofile	8
F. Wippermann	
5 Die Widerstandsgesetze der planetarischen Grenzschicht	12
L. Hasse	
6 Grenzschicht über dem Meer	14
E. Augstein	
7 Grenzschicht über den tropischen Ozeanen	17
H. Hoerber	
8 Die planetarische Grenzschicht in „GATE“	21
9 Literatur	25
Blick nach Draußen	
Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage	26
Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters	
Tätigkeit in der Entwicklungshilfe	28
Wichtige Neuerscheinungen	32
Die Glosse	32

Die Grenzschicht der Atmosphäre

1

F. FIEDLER, Mainz

Struktureller Aufbau

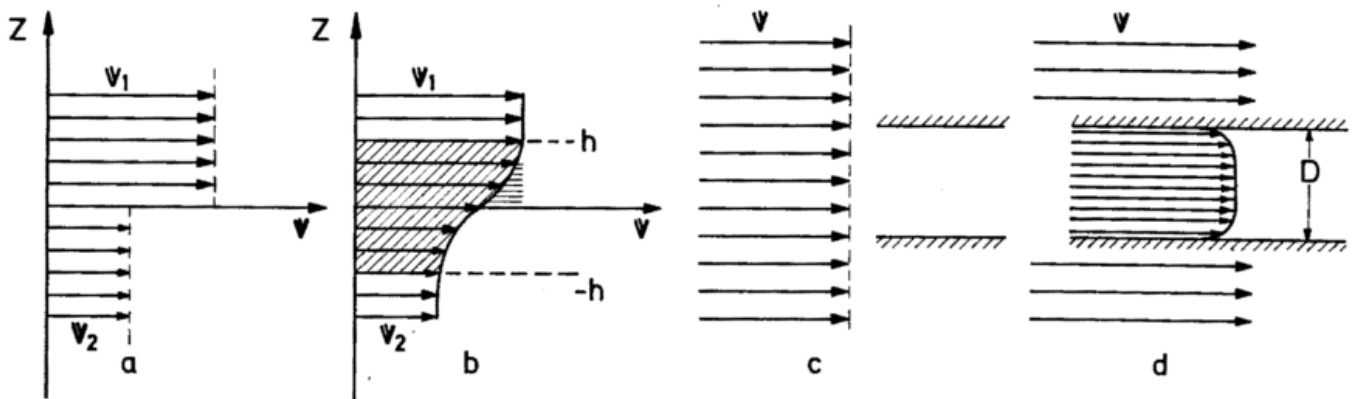


Abb. 1.1 Schematische Darstellung von Scherströmungen: a, b freie Strahlgrenze, c, d Rohrströmung

Jeder, der mit den täglichen synoptischen Vorgängen in der Atmosphäre etwas vertraut ist, weiß, daß die Strömung vorwiegend von der Druckgradientkraft und der Corioliskraft beherrscht wird. Diese Vorstellung von der isobaren-parallelen Strömung (geostrophischer Wind) verliert jedoch in einer der festen und flüssigen Begrenzungsfläche der Erde aufliegenden Schicht ihre Gültigkeit.

Infolge ihrer wenn auch geringen Zähigkeit haftet die strömende Luft am Erdboden bzw. an der Meeresoberfläche. Es bildet sich dadurch eine Übergangsschicht aus, in der die Strömungsgeschwindigkeit vom Wert Null (bei fester Unterlage) oder vom Geschwindigkeitswert der flüssigen Unterlage (Meeresoberfläche) auf den vollen Wert der durch Druckgradientkraft und Corioliskraft bedingten Geschwindigkeit ansteigt. Diese Übergangsschicht bezeichnet man auch in der Atmosphäre in Analogie zu den aus der Strömungsmechanik bekannten Schichten als Reibungsschicht oder Grenzschicht. Auf das Adjektiv „turbulent“ wird häufig verzichtet, da die Strömung in der Grenzschicht der Atmosphäre — von wenigen Ausnahmen abgesehen — turbulent ist (bezüglich Turbulenz siehe promet 1/2 '71).

Um die Phänomene und Gesetzmäßigkeiten der atmosphärischen Grenzschicht besser verstehen zu können, betrachten wir zunächst einige einfache Beispiele von Scherströmungen, deren Merkmale auch in der atmosphärischen Grenzschicht zu finden sind. Unter Scherströmungen verstehen wir solche Strömungen, in denen

an sich berührenden Flächen Tangentialkräfte auftreten. Als einfachstes Beispiel denken wir uns zunächst zwei gleiche Medien mit unterschiedlicher Geschwindigkeit v_1 und v_2 (Abb. 1.1 a) (mit gleicher Richtung) in idealisierter Weise durch eine Wand, die keinen Einfluß auf die Strömung ausübt, getrennt. Diese Strömung sei zunächst nicht turbulent. Entfernt man zu einem Zeitpunkt die Wand, so wird sich aufgrund der Tangentialkräfte eine turbulente Zwischenschicht (Abb. 1.1 b) ausbilden, deren Dicke mit der Zeit anwächst. Den Impuls, den die obere Hälfte verliert, gewinnt die untere hinzu.

In diesem Beispiel wird die turbulente Strömung der Zwischenschicht durch die nicht-turbulente Strömung begrenzt. Hierdurch können sich turbulente Wirbel fast ungestört entwickeln („freie Turbulenz“). Der einzige Zwang wird ihnen durch die Wechselwirkung mit der ungestörten Strömung auferlegt, d. h. durch Verwirbelung von ungestörter Strömung; dies ist für die Turbulenz jedoch eine relativ schwache Zwangsjacke. Ausdruck für diese Wechselwirkung ist das fingerförmige Hineinreichen des turbulenten Bereichs in den nicht-turbulenten und umgekehrt.

Anders verhält es sich, wenn wir eine voll ausgebildete turbulente Rohr- oder Kanalströmung betrachten (Abb. 1.1 c, d). Hierbei existiert keine Berührungsstelle von turbulenter und nicht-turbulenter Strömung, wenn wir von der eventuell existierenden laminaren Unterschicht direkt an der Wand zunächst einmal absehen. Das gesamte Strömungsfeld ist turbulent.

Die vorhandenen festen Begrenzungsflächen bestimmen sehr wesentlich die Form der möglichen turbulenten Bewegungen. Der Abstand von der Wand legt z. B. die Größe der Strömungselemente fest. Lediglich in der Mitte des Rohres findet man einen verhältnismäßig schmalen Bereich einer homogenen Strömung, d. h. ohne Geschwindigkeitsscherung.

Grenzschichten umfassen die Erscheinungsformen sowohl der freien Turbulenz als auch die der Kanal- oder Rohrströmung. Sie besitzen einen Bereich nahe der festen unteren Begrenzung, der viele Ähnlichkeiten mit der Rohrströmung besitzt. Andererseits verfügen sie über eine freie Begrenzungsfläche zwischen turbulenter

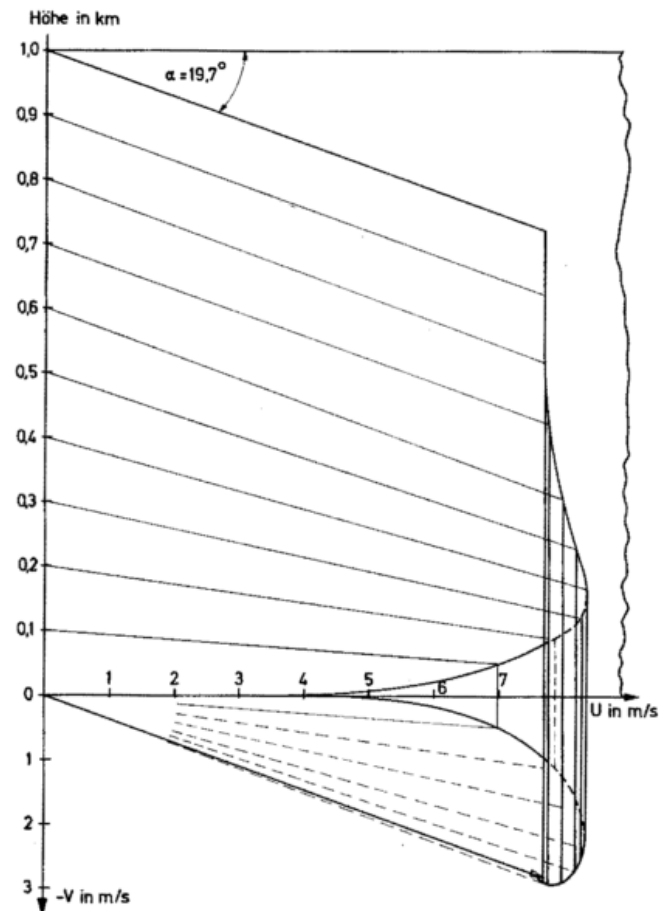


Abb. 1.2
Idealform der Ekmanspirale bei neutraler thermischer Schichtung. In der unteren Hälfte sind die Strömungsvektoren als Horizontalprojektion dargestellt

und nicht-turbulenter Strömung an der oberen Berandung. Obwohl die Turbulenz der freien Atmosphäre noch sehr wenig untersucht ist, kann man die Strömung außerhalb der Grenzschicht in erster Näherung als reibungsfrei ansehen, da die Turbulenzintensität (außerhalb von Wolken) um einige Größenordnungen kleiner ist. Wegen der vorhandenen „Restturbulenz“ in der freien Atmosphäre wird die Bezeichnung „nicht-turbulent“ dem Ausdruck „laminar“ vorgezogen.

Zu den bis jetzt besprochenen Merkmalen, die auch an Grenzschichten entlang ebener Platten auftreten, kommt im Fall der atmosphärischen Grenzschicht eine Eigenschaft hinzu, die sie sehr entscheidend beeinflusst. Das

ist der Umstand, daß sie sich auf einer rotierenden Unterlage befindet. Die Erdrotation bewirkt zweierlei: Zum einen sorgt sie dafür, daß sich beispielsweise beim Übergang einer Strömung vom „glatten“ Meer auf die „rauhe“ Landfläche eine konstante, stationäre Höhe einstellt und sie nicht wie im Fall der Grenzschicht an einer längs angeströmten ebenen Platte ständig mit zunehmender Entfernung von der Vorderkante ansteigt. Insofern übt die Corioliskraft einen Zwang auf die entstehenden turbulenten Bewegungen aus, so daß nur bis zu einer bestimmten Höhe die nicht-turbulente Strömung in das Turbulenzgebiet einbezogen werden kann, zum anderen bewirkt sie die bekannte Drehung der Strömungsrichtung nach rechts (auf der Nordhalbkugel) mit zunehmender Höhe (Abb. 1.2). In der Abbildung sind die Strömungsvektoren der verschiedenen Höhen in der unteren Hälfte als Horizontalprojektion dargestellt. Diese ergibt die bekannte Spiralform.

Da bekanntlich EKMAN als erster die Strömung in der Grenzschicht über einer rotierenden Unterlage behandelt hat, bezeichnet man häufig die atmosphärische Grenzschicht als Ekman-Schicht. Daneben wird dafür auch der Ausdruck „planetarische Grenzschicht“ gewählt. (Beachte: In Abschnitt 4 dieses Heftes wird in Abweichung der sonst üblichen Definition unter „planetarischer Grenzschicht“ nur die stationäre Grenzschicht über einer horizontal homogenen Unterfläche verstanden).

Es ist plausibel, daß entsprechend den unterschiedlichen Einflüssen (feste Wand, freie Turbulenz), die in den verschiedenen Höhenbereichen für die Strömung von Bedeutung sind, auch die quantitative Beschreibung einsetzt. Daraus ergibt sich die schon als klassisch zu bezeichnende Einteilung der Grenzschicht (Abb. 1.3).

Über hinreichend glatten Oberflächen findet man zunächst eine dünne (~ 1 mm) Unterschicht, in der die Strömung infolge der Zähigkeit und der kleinräumigen Bewegungselemente laminar ist. Daran schließt sich die innere Schicht oder Prandtl-Schicht (auch bodennahe Grenzschicht genannt) an, in der die Strömung nur vom Abstand von der Begrenzungsfläche, der Schubspannung am Boden und der Bodenrauigkeit abhängt. Obwohl diese innere Schicht nur etwa 10 Prozent der gesamten planetarischen Grenzschicht einnimmt, erreicht die Strömungsgeschwindigkeit in ihr bereits 70–80 Prozent der reibungsfreien Geschwindigkeit an der Obergrenze der Grenzschicht, wobei sich ihre Richtung kaum ändert.

Den Hauptanteil der Grenzschicht nimmt die äußere Schicht ein, die zusammen mit der Prandtl-Schicht die Ekman-Schicht bildet. In diesem Bereich ändert die Strömung vor allem ihre Richtung, der Betrag der Geschwindigkeit nimmt aber nur noch wenig zu. Es wird deshalb gelegentlich auch von der Spiralschicht gesprochen.

Zusätzlich kann man noch einen eigenen schmalen Bereich an der Obergrenze getrennt betrachten, in dem sich ständig turbulente mit nicht-turbulenter Strömung vermischt. Es wechseln sich darin turbulente mit nicht-turbulenten Zonen ständig ab.

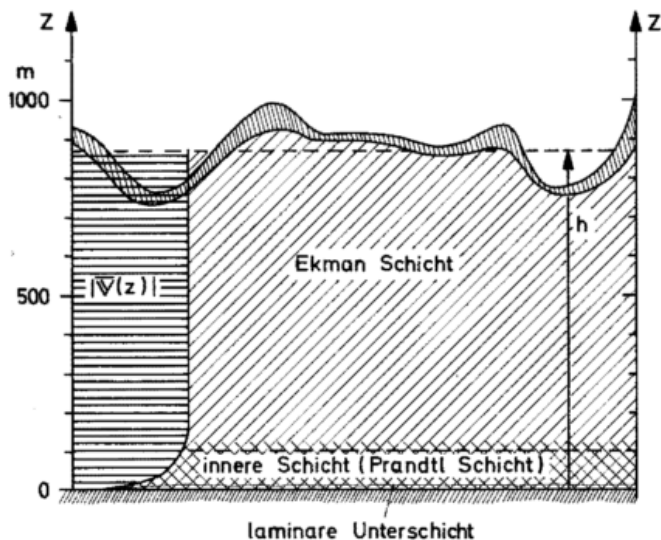


Abb. 1.3
Schematische Aufteilung der Grenzschicht der Atmosphäre

Die Grenzschicht als Teil der gesamten Atmosphäre gesehen ist gegenwärtig Gegenstand sehr intensiver Untersuchungen. Dies geschieht vorwiegend aus zwei Gründen. Erstens werden in einem physikalisch kompletten Modell der Atmosphäre die vom Erdboden ausgehenden oder zum Boden gerichteten turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Wasserdampf benötigt. Zweitens bildet die Grenzschicht den Lebensraum des Menschen, in dem für Untersuchungen der Ausbreitung von Luftbeimengungen und für die Berechnung der Windlast an hohen Bauwerken die Strömung berechenbar sein sollte. Darüber hinaus bietet die atmosphärische Grenzschicht die Gelegenheit, Turbulenz unter der Bedingung extrem hoher Reynolds-Zahlen, wie sie in keinem Windkanal untersucht werden kann, zu studieren. Die daraus entstandene Verflechtung mehr meteorologisch interessanter Fragen mit solchen der reinen Turbulenzforschung hat bereits in der Vergangenheit zu einem regen und befruchtenden Austausch von Wissen und Behandlungsmethoden zwischen Meteorologen und Hydrodynamikern geführt.

2 R. ROTH, Frankfurt a. M. Ansätze einer Theorie der Prandtl-Schicht

Will man die Höhenabhängigkeit von Temperatur, Wind oder Feuchte analytisch beschreiben, so kann man einmal von den Beobachtungen ausgehen und versuchen, diese durch geeignete Funktionen zu approximieren. Solche rein empirischen Gesetze sollen uns aber an dieser Stelle zunächst nicht beschäftigen, vielmehr wollen wir untersuchen, wie weit uns unsere physikalischen und hier speziell die hydrodynamischen Kenntnisse in die Lage versetzen, zwanglos zu einer solchen analytischen Beschreibung zu gelangen.

Dabei wollen wir vor allen Dingen versuchen zu verstehen, worin eigentlich die Schwierigkeiten dieses Problems liegen, denn bis heute gibt es noch keine letztlich befriedigende Lösung. Aus diesem Grunde ist es besonders wichtig, das physikalische Verständnis für diese Schwierigkeiten zu wecken.

Wir werden versuchen, die Aufgabe in möglichst kleinen Schritten zu lösen und beschränken uns zunächst nur auf das Windprofil. Zur Lösung stellt die Hydrodynamik die Navier-Stokes'schen Differentialgleichungen zur Verfügung. Damit läßt sich jedoch eine ganze Reihe von z. T. sehr verschiedenartigen Strömungen behandeln. Dies erreicht man — sofern sich überhaupt Lösungen gewinnen lassen — durch die Vorgabe der dem Problem angepaßten Anfangs- und Randbedingungen. Damit kann man festlegen, ob man z. B. eine Nachlaufströmung, einen Freistrahle oder eine Grenzschicht behandeln will. Die Lösungen enthalten dann aber immer noch mehr oder weniger viele Parameter, die es gestatten, unterschiedliche Realisierungen ein und desselben

Strömungstyps (hier z. B. der Grenzschicht) zu beschreiben. Der Gedanke liegt jedoch nahe, daß es für jeden Strömungstyp (type of flow) ein allgemeines Gesetz gibt, in das sich jeder Einzelfall durch eine geeignete Transformation der abhängigen und unabhängigen Größen überführen läßt. Im Sinne der Mathematik sind Objekte, die sich durch eine bestimmte Transformation (z. B.: Drehung, Spiegelung an einer Achse usw.) ineinander überführen lassen, *ähnlich*. Dieser Gedankengang erweist sich speziell bei dem hier vorliegenden Problem als äußerst nützlich. Wir werden ihn zunächst an einem einfachen Beispiel studieren.

Die Prandtl-Schicht einer laminaren Ekman-Schicht

Die laminare Ekman-Schicht hat zwar kaum eine meteorologische Bedeutung, gehört aber als Ekman-Schicht mit konstantem Austauschkoefizient zu den klassischen Beispielen der dynamischen Meteorologie.

Wir gehen von einer inkompressiblen Flüssigkeit und einer horizontal-homogenen Strömung aus. Aus dem Gleichgewicht der Kräfte je Masseneinheit

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla_{hp} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \tau_m + c \quad [2.1]$$

Trägheitskraft Druckkraft Reibungskraft Corioliskraft

v Windvektor ∇_{hp} hor. Druckgrad.
 t Zeit τ_m mol. horizontale
 ρ Dichte Schubspannung

$$\mathbf{T}_m = \rho \nu \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \quad [2.2]$$

ziehen wir unsere weiteren Schlußfolgerungen. (Man beachte: Kräfte je Masseneinheit sind eigentlich Beschleunigungen, man spricht in diesem Zusammenhang aber häufig nur von Kräften, ohne den Zusatz „je Masseneinheit“ explizit zu ergänzen.) Mit der weiteren Bedingung der Stationarität (zusammen mit der horizontalen Homogenität) entfällt der Term auf der linken Seite. Damit können wir zwar nicht mehr untersuchen, welche Strömung sich aus einem vorgegebenen Anfangszustand einstellt, wir gewinnen aber ein wesentlich einfacheres Gleichungssystem.

Unter der Prandtl-Schicht wird jene Schicht der Strömung nahe der Oberfläche verstanden, in der sich die Schubspannung nur um einen kleinen Betrag ändert (z. B. 10%). Näherungsweise wird die Schubspannung in dieser Schicht konstant angenommen.

Aus der Gleichung kann man entnehmen, daß die Änderung der Schubspannung mit der Höhe nur dann verschwindet, wenn sich Druckkraft und Corioliskraft genau kompensieren. Dies ist aber die Bedingung für den geostrophischen Wind, den man innerhalb der Grenzschicht gerade nicht antrifft. Direkt an der Oberfläche verschwindet sogar mit der Windgeschwindigkeit auch der Coriolisterm, was bedeutet, daß dort die Änderung der Schubspannung mit der Höhe am größten sein muß. Dennoch kann man aber mittels der Gleichung eine Abschätzung durchführen, bis zu welcher Höhe die Änderung der Schubspannung kleiner als z. B. 10% ist. Im vorliegenden Fall führt das (mit $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $\mathbf{v}_g = 10 \text{ m/s}$) zu einer Schicht von 4 cm Dicke über dem Boden. Desgleichen kann man zeigen, daß sich innerhalb dieser Schicht die Richtung der Schubspannung und der Windgeschwindigkeit praktisch nicht ändert. Zur Vereinfachung legen wir das Koordinatensystem so, daß die x-Achse in Richtung der Schubspannung am Boden fällt (d. h.: $\mathbf{T}_m = (\tau_m, 0, 0)$, $\mathbf{v} = (u, 0, 0)$). Damit vereinfacht sich die Bewegungsgleichung innerhalb der Prandtl-Schicht zu

$$\frac{\partial \tau_m}{\partial z} = 0 \text{ bzw. } \frac{\partial}{\partial z} \rho \nu \frac{\partial u}{\partial z} = 0 \quad [2.3]$$

d. h. $\tau_m = \text{const.}$ Zur Vereinfachung und Abkürzung wird

$$u_*^2 = \frac{\tau_m}{\rho} \quad [2.4]$$

eingeführt. Aus der Gleichung [2.2] folgt damit unmittelbar

$$u_*^2 = \nu \frac{\partial u}{\partial z} \quad [2.5]$$

und eine weitere Integration mit der Randbedingung $u = 0$ für $z = z_0$ liefert mit

$$u(z) = \frac{u_*^2}{\nu} (z - z_0) \quad [2.6]$$

die Gleichung für das Windprofil. Das bedeutet aber, daß sich je nach dem Wert, den die Parameter u_* , ν und

z_0 annehmen, eine andere Gerade, d. h. ein anderes Gesetz ergibt. Erst, wenn man die Transformationen

$$u_+ = \frac{u}{u_*}, \quad z_+ = \frac{z - z_0}{\left(\frac{\nu}{u_*}\right)} \quad [2.7]$$

durchführt, erhält man ein Ergebnis, nämlich

$$u_+ = z_+ \quad [2.8]$$

das von der Wahl des Nullpunktes der Höhenmessung und den Werten der Parameter u_* und ν unabhängig ist. Wir können unsere Transformation auch so interpretieren, daß die Windgeschwindigkeit u nicht in m/s oder einem anderen, letztlich doch willkürlichen Geschwindigkeitsmaß zu messen ist, sondern problemorientiert in Vielfachen von u_* . Entsprechend ist die Höhe nicht in

Metern oder in Inch usw., sondern in Vielfachen von $\frac{\nu}{u_*}$

zu messen. Zwischen den dimensionslosen Maßen u_* und z_+ gibt es *unabhängig* von der Wahl des Maßsystems *nur eine* Beziehung. In der englischen Literatur werden

u_* und $\frac{\nu}{u_*}$ in diesem Fall als „scaling parameter“ des Problems bezeichnet, eine Namensgebung, die nach dem oben gesagten sofort verständlich ist.

Die Prandtl-Schicht einer turbulenten Ekman-Schicht bei adiabatischer Schichtung

Zunächst einmal muß festgestellt werden, daß auch für den Fall einer turbulenten Grenzschicht die Navier-Stokes'schen Differentialgleichungen die Strömung beschreiben, jedoch mit all ihren turbulenzbedingten Schnörkeln. Hier sind wir aber an letzteren nicht interessiert, sondern an einem *mittleren* Windprofil. Das bedeutet, daß wir die Gleichung [2.1] in eine Form umschreiben müssen, die für die mittlere Strömung gilt. (Für das weitere wollen wir uns darunter eine zeitliche Mittelung über ca. $\frac{1}{2}$ Stunde vorstellen, streng genommen müßten wir jedoch ensemble-Mittel bilden, von denen dann bestimmte Eigenschaften gefordert werden.) Dazu zerlegt man den Geschwindigkeitsvektor $\mathbf{v}$ in seinen Mittelwert $\bar{\mathbf{v}}$ und die Abweichung davon $\mathbf{v}'$, d. h.

$$\mathbf{v} = \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}' \quad [2.9]$$

Diese Zerlegung führt man in Gleichung [2.1] ein, nachdem man vorher die individuelle Beschleunigung $\frac{d\mathbf{v}}{dt}$ in den lokalen und den Feldanteil zerlegt hat. Anschließend Mittelung der Gleichung führt für die u -Komponente zu der Beziehung

$$\frac{d\bar{u}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau_m}{\rho} - \overline{u'w'} \right) + \bar{c} \quad [2.10]$$

Bei entsprechender Wahl des Koordinatensystems sollte es nun möglich sein, aus dieser Gleichung analog zum laminaren Fall das Windprofil herzuleiten. Dies ist aber nicht möglich, denn diese Gleichung enthält als neuen und unbekannten Term $\overline{u'w'}$, d. h. eine Komponente der Reynolds'schen Schubspannungen, der den mittleren Transport von u -Impuls aufgrund der Turbulenz be-

schreibt. Da man aber keine zusätzliche Gleichung gewinnt, ohne weitere Unbekannte einzuführen, wird das Problem analytisch unlösbar.

Für den in dem Mittelwert der Windgeschwindigkeit stationären und horizontal-homogenen Fall läßt sich genauso wie im laminaren Fall die Dicke der Prandtl-Schicht definieren (im turbulenten Fall einige Dekameter stark!), in welcher sich die Gleichung zur Bestimmung des Windprofils auf

$$\frac{\partial}{\partial z} (\overline{u'w'}) = 0 \quad [2.11]$$

näherungsweise reduziert. Die molekulare Schubspannung τ_m kann gegenüber der turbulenten vernachlässigt werden und spielt deswegen in den anschließenden Überlegungen keine Rolle. Mit der Einführung der Schubspannungsgeschwindigkeit

$$u_*^2 = \overline{u'w'} \quad [2.12]$$

bedeutet das innerhalb der Prandtl-Schicht

$$u_* = \text{const}, \quad [2.13]$$

wobei die nämlichen paradox erscheinenden Bemerkungen gelten wie im laminaren Fall.

Da die Aussage „ u_* höhenkonstant“ allein nicht gestattet,

einen Ausdruck für $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$ zu gewinnen, machen wir an dieser Stelle die *Annahme*, daß es ein allgemeines Gesetz gibt, d. h. daß es auch in diesem Fall Ähnlichkeitstransformationen gibt. Wir machen eine Ähnlichkeitshypothese für $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$. Für die Ähnlichkeitstransformationen

kann man aber nur auf Größen zurückgreifen, die in der Gleichung, die das Problem beschreibt, vorkommen, und das sind in diesem Fall nur u_* und z , also die Schubspannungsgeschwindigkeit und die Höhe, diese jedoch ohne Nullpunktsfestlegung. Das allgemeine Gesetz für den vertikalen Gradienten der Windgeschwindigkeit kann also nur die Form

$$\frac{z-d}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \kappa \quad [2.14]$$

haben. Dabei ist κ eine dimensionslose Konstante, die nach von Kármán benannt wird ($\kappa = 0.4$) und d muß eingeführt werden, um eine problemorientierte Festlegung des Nullpunktes der Höhenskala zu ermöglichen, da ein allgemeines Gesetz schlecht von einem willkürlich wählbaren Nullpunkt abhängen kann. Diese Verdrängungshöhe d (auch „zero displacement“ genannt) ist speziell bei allen Untersuchungen über Bewuchs erforderlich, da dort nicht von vornherein selbstverständlich ist, wohin der Nullpunkt der Höhenmessung gelegt werden muß. Wir nehmen hier für das Weitere $d = 0$ an.

Für den folgenden Integrationsschritt benötigt man eine Randbedingung ($\bar{u} = 0$ für $z = z_0$), die die Rauigkeitshöhe z_0 definiert. Man erhält:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad [2.15]$$

oder mit den Transformationen

$$u_+ = \frac{\bar{u}}{u_*}, \quad z_+ = \frac{z}{z_0} \quad [2.16]$$

in dimensionsloser Schreibweise

$$u_+ = \frac{1}{\kappa} \ln z_+ \quad [2.17]$$

Im praktischen Fall einer Windprofilmessung hängt d von der Anordnung der Anemometer und der ihnen zugeordneten Höhe ab ; z_0 ist eine Eigenschaft der Oberfläche, die jedoch nur über das Windprofil bestimmt werden kann; u_* ergibt sich entweder aus dem Windprofil, oder es kann auch mit anderen Methoden bestimmt werden. Solche Messungen eines Windprofils bestätigen bei adiabatischer Schichtung das gefundene Gesetz in hervorragender Weise.

Temperaturprofil und diabatisches Windprofil in der turbulenten Prandtl-Schicht (Monin-Obuchow-Theorie)

Ist die adiabatische Schichtung dadurch gekennzeichnet, daß die potentielle Temperatur θ sich mit der Höhe nicht ändert, und daß in einem $u_+ - \ln z_+$ -Diagramm das Windprofil durch eine Gerade beschrieben wird, so ändert sich im diabatischen Fall die potentielle Temperatur mit der Höhe, und das Windprofil weicht mit zunehmender Höhe immer stärker von dem adiabatischen Verlauf ab. In der oben genannten Darstellung sind die diabatischen Windprofile gekrümmt. Das bedeutet, daß die normierte Darstellung für den vertikalen Windgradienten nicht mehr richtig sein kann. Auf der rechten Seite dieser Formel darf keine Konstante mehr stehen, sondern diese Seite muß eine Funktion der Höhe werden. Da aber die linke Seite dimensionslos ist, muß auch die rechte Seite dimensionslos sein, was bedeutet, daß es in diesem Fall eine Normierungslänge geben muß.

Der Weg, wie man zu diesem Längenmaßstab gelangt, sei hier kurz skizziert. Wenn man den diabatischen Fall formelmäßig beschreiben will, müssen zwei Dinge zusätzlich berücksichtigt werden:

1. daß in der Bewegungsgleichung die archimedischen Auftriebskräfte auftreten müssen. Je Masseneinheit wirkt auf ein Teilchen, dessen Temperatur um T' von der Umgebungstemperatur T_0 abweicht, die Kraft $\frac{g}{T_0} \cdot T'$ (g = Erdbeschleunigung)
2. daß durch die Schicht ein turbulenter Strom fühlbarer Wärme H fließt

$$H = -\rho c_p K_H \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad [2.18]$$

(c_p = spez. Wärme bei konstantem Druck), von dem in der Prandtl-Schicht angenommen wird, daß er konstant ist.

Damit treten zusätzlich zu u_* die Größen H , ρ , c_p , g und T_0 auf, aus denen nur ein Längenmaß, nämlich

$$L_* = - \frac{u_*^3}{\frac{g}{T_0} \cdot \frac{H}{\rho c_p}} \quad [2.19]$$

gebildet werden kann. Wir merken außerdem an, daß ebenfalls die Bildung eines Temperaturmaßes

$$T_* = - \frac{1}{\kappa} \cdot \frac{H}{\rho c_p} \cdot \frac{1}{u_*} \quad [2.20]$$

möglich ist.

In der klassischen Arbeit von A. S. MONIN und A. M. OBUCHOW (10) wird daher postuliert, daß im diabatischen Fall die allgemeinen Gesetze

$$\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \varphi_M \left(\frac{z}{L_*} \right) \quad [2.21]$$

$$\frac{z}{T_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \varphi_H \left(\frac{z}{L_*} \right) \quad [2.22]$$

gelten. Die sogenannten φ -Funktionen φ_M (M für momentum) und φ_H (H für heat) liefert die Ähnlichkeitshypothese nicht — sie müssen empirisch bestimmt werden.

Näherungsweise kann man jedoch für kleine Werte des Arguments

$$\varphi \left(\frac{z}{L_*} \right) = 1 + \alpha \frac{z}{L_*} \quad [2.23]$$

als abgebrochene Reihenentwicklung ansetzen. Damit ergeben sich nach der Integration die sogenannten „lin.-log“-Gesetze

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left(\ln \frac{z}{z_0} + \alpha_M \frac{z - z_0}{L_*} \right) \quad [2.24]$$

$$\bar{\theta}(z) - \bar{\theta}(z_0) = T_* \left(\ln \frac{z}{z_0} + \alpha_H \frac{z - z_0}{L_*} \right) \quad [2.25]$$

Besser ist es jedoch, die empirisch bestimmten φ -Funktionen

$$\begin{aligned} \varphi_M &= 1 + 5 \frac{z}{L_*} & \text{für } \frac{z}{L_*} > 0 \\ \varphi_M &= \left(1 - 15 \frac{z}{L_*} \right)^{-1/4} & \text{für } \frac{z}{L_*} < 0 \\ \varphi_H &= 1 + 5 \frac{z}{L_*} & \text{für } \frac{z}{L_*} > 0 \\ \varphi_H &= \left(1 - 15 \frac{z}{L_*} \right)^{-1/2} & \text{für } \frac{z}{L_*} < 0 \end{aligned} \quad [2.26]$$

die auch als Dyer-Businger-Beziehungen bekannt sind, zu verwenden.

Aus diesen Beziehungen kann man sich auch unschwer ein Bild über den Verlauf der Profile als Funktion von z/L_* machen, was zur Übung hier empfohlen sei.

Zur Beschreibung des Feuchte-Profils in der Prandtl-Schicht

In diesem Fall geht man analog zum Fall des Temperaturprofils vor. Aus dem Strom der latenten Wärme, den man innerhalb der Prandtl-Schicht ebenfalls als konstant annimmt, definiert man ein Maß für die spezifische Feuchte und kommt dann zu einem Gesetz, das jenem in Gleichung [2.22] entspricht. Die experimentelle Prüfung zeigt, daß die φ -Funktion für das Feuchteprofil jener für das Temperaturprofil entspricht. Somit bringt in diesem Zusammenhang die Untersuchung des Feuchteprofils nichts wesentlich Neues.

Abschließende Bemerkungen

Hier wurde versucht, im wesentlichen auf die Methodik der theoretischen Untersuchung der diabatischen Profile einzugehen. Da die Ähnlichkeits-Hypothese dabei bis heute eine besondere Stellung einnimmt, wurde ihr das Hauptaugenmerk gewidmet; dies umso mehr, da es bekannt ist, daß gerade diese Arbeitsmethode häufig auf Verständnisschwierigkeiten stößt. Selbstverständlich gibt es z. B. gerade für das adiabatische Windprofil auch eine Reihe von anderen Ableitungen.

Einige Ergänzungen sollen noch angefügt werden:

1. Der Wertebereich von L_* erstreckt sich von $\pm \infty$ für adiabatische Schichtung bis etwa ± 10 m, negative Werte entsprechen labiler, positive Werte stabiler Schichtung.
2. Mit der Richardson-Zahl, einem anderen Stabilitätsmaß, ist z/L_* über

$$Ri = \frac{z}{L_*} \cdot \frac{\varphi_H}{\varphi_M^2} \quad [2.27]$$

verknüpft.

3. Die Ableitung der Gesetzmäßigkeiten für die vertikalen Profile erfordert Voraussetzungen, die in vielen aktuellen Fällen nur ungenügend erfüllt sind. So können wegen instationärer Verhältnisse (Tagesgang), horizontal-inhomogener Verhältnisse (Unterschiede im Untergrund durch unterschiedliche Bebauung oder unterschiedlichen Bewuchs) und die tatsächlichen Divergenzen der vertikalen Ströme (ohne die es z. B. keinen Tagesgang der Lufttemperatur gäbe) — um nur einige Beispiele zu nennen — Profile auftreten, die den hier abgeleiteten nicht entsprechen.

Es sei gesagt, daß natürlich die zur Zeit übliche theoretische Behandlung der Profile noch nicht zufrieden stellt. Sie hat bisher nur dazu geführt, die allgemeine Form der Gesetze aufzuzeigen, hingegen brachte sie uns noch kein tieferes Verständnis für die physikalische Struktur der turbulenten Prandtl-Schicht in einem thermisch geschichteten Medium.

Vertikalprofile von Horizontalgeschwindigkeit und Temperatur

Während in den letzten zwei Jahrzehnten eine Fülle von Beobachtungen der Vertikalprofile von Wind, Temperatur und Luftfeuchte innerhalb der Prandtl-Schicht an hochreichenden Masten gewonnen worden sind, existieren im Vergleich dazu für die gesamte Ekman-Schicht nur einige wenige brauchbare Beobachtungsreihen. Messungen von weiterführenden Turbulenzgrößen wie der kinetischen Energie der turbulenten Zusatzbewegungen fehlen noch fast ganz. Die Ursache für die immer noch ziemlich spärlichen Kenntnisse liegt in erster Linie an der schweren Zugänglichkeit der zu messenden Größen. Pilotballonaufstiege zur Messung der mittleren Strömung und Sondenaufstiege zur Bestimmung der Temperatur und Feuchte bilden trotz anderer möglicher Methoden immer noch die häufigste Beobachtungsart.

Die Beobachtungsdaten, die den in den folgenden Abbildungen dargestellten Vertikalprofilen zugrunde liegen, stammen aus einer Untersuchung von CLARKE (1971), bei der über eine Periode von 44 Tagen mindestens jede Stunde an 5 Stationen je eine Pilotballonsondierung und alle drei Stunden an einer Station eine Temperatursondierung vorgenommen wurde.

Temperaturprofile

In Abb. 3.1 sind Profile der potentiellen Temperatur im zeitlichen Abstand von drei Stunden für einen Tag dar-

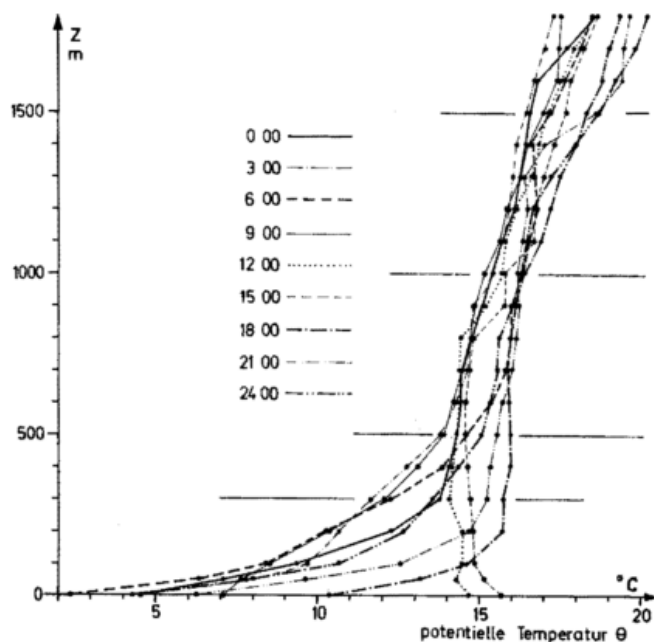


Abb. 3.1 Mittlere Vertikalprofile der potentiellen Temperatur

gestellt bis zu einer Höhe von 1800 m. Den sehr einheitlichen Verlauf des Temperaturgradienten etwa oberhalb von 800 m kann man als charakteristisch für die Temperaturschichtung außerhalb der Grenzschicht ansehen. Verfolgt man den Verlauf einzelner Profile zu den verschiedenen Tageszeiten etwas genauer, so lassen sich mehrere Details daraus entnehmen:

Die Höhe der Temperatur-Grenzschicht ist im Laufe des Tages großen Variationen unterworfen. Sie erreicht beispielsweise um 0.00 Uhr etwa 300 m, steigt um 9.00 Uhr auf 500 m an, bis sie um 12.00 und 15.00 Uhr eine Höhe von etwa 700 m erreicht hat. Um 24.00 Uhr vermindert sie sich wieder auf 500 m. In Bodennähe bildet sich in den Nachtstunden eine stark stabile Schichtung aus.

In den Mittags- und Nachmittagsstunden ist die Grenzschicht oberhalb 100 m infolge der Turbulenz so gut durchmischt, daß nahezu eine isotherme Schichtung, genauer gesagt: gleicher potentieller Temperatur, vorhanden ist. Statisch labil geschichtet ist die Grenzschicht im wesentlichen nur unterhalb von 200 m. Während des Tages ist die turbulente Diffusion von Wärme so intensiv, daß die vom Boden herkommende Wärme über einen ziemlichen Höhenbereich gleichverteilt wird. Dadurch erhält man eine zwanglose schematische Einteilung der Grenzschicht, die durch thermisch angeregte Turbulenz (freie Konvektion) beherrscht wird: Einem flachen überadiabatisch geschichteten Bereich, der bis etwa 100 m reicht, folgt eine mächtige Schicht bis etwa 800 m hoch reichend — häufig Konvektionsschicht genannt —, mit nahezu konstanter potentieller Temperatur. Sie wird durch die statisch stabil geschichtete Atmosphäre außerhalb der Grenzschicht abgedeckt. Die vom Boden kommende Wärme dient sowohl zur Erwärmung der gesamten Konvektionsschicht als auch zu ihrer Anhebung zu größeren Höhen. Der Verlauf der Profile für 12, 15 und 18 Uhr zeigt dies recht deutlich, obwohl unterhalb von 200 m sich um 18 Uhr bereits wieder eine stabile Schichtung ausgebildet hat.

Windprofile

Um beobachtete Windprofile für den gleichen Tag, für den die Temperaturprofile ausgewählt worden waren, geeignet darzustellen, wählen wir ein Koordinatensystem, dessen x-Achse in Richtung des Windes in Bodennähe (identisch mit der Richtung der Schubspannung) ist. Wenn der Wind mit der Höhe nach rechts dreht, wird die y-Komponente negative Werte in einem rechtshändigen Koordinatensystem annehmen. Einen Überblick über den idealisierten Verlauf eines Strö-

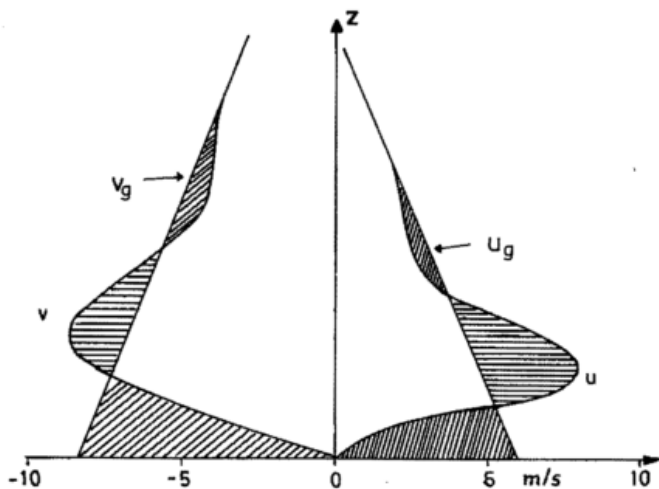


Abb. 3.2
Schematische Darstellung der Geschwindigkeitskomponenten u und v und der Komponenten des geostrophischen Windes u_g und v_g

mungsprofils gibt die schematische Darstellung der Abb. 3.2. Hierbei wurde gleichzeitig zugelassen, daß der geostrophische Wind, d. h. der Druckgradient sich mit der Höhe linear ändert. Einen einfachen Anhaltspunkt über die Veränderung der Profile im Tagesverlauf liefert die Lage des ersten Maximums für u , bzw. des ersten Minimums für v . Wenn eine spiralenförmige Änderung der Windgeschwindigkeit vorliegt, liegt stets das Maximum für u tiefer als das Minimum für v . Als grobes Kriterium für die Obergrenze der Grenzschicht können wir auch bei den Windprofilen das unterste Niveau annehmen, von dem ab der Verlauf der Komponenten annähernd linear ist.

Die in Abb. 3.3 dargestellten Profile stellen Mittelwerte aus 15 Einzelprofilen dar, die innerhalb von jeweils drei Stunden an fünf Stationen innerhalb eines Quadrates mit 60 km Seitenlänge gemessen wurden.

Auffallend ist zunächst, daß die Maxima für u und die entsprechenden Minima für v in den Nacht- und Abendstunden, d. h. bei statisch stabiler Schichtung viel tiefer liegen, ihre Beträge aber größer sind als vergleichsweise im Profil für 12 Uhr, das für u in 600 m und für v in 700 m zu finden ist. Die Profile erscheinen bei stabiler Schichtung von oben wie eine Ziehharmonika zusammengedrückt, während sie bei labiler Schichtung in der Vertikalen gestreckt erscheinen entsprechend dem Auf und Ab der Obergrenze der Temperatur-Grenzschicht.

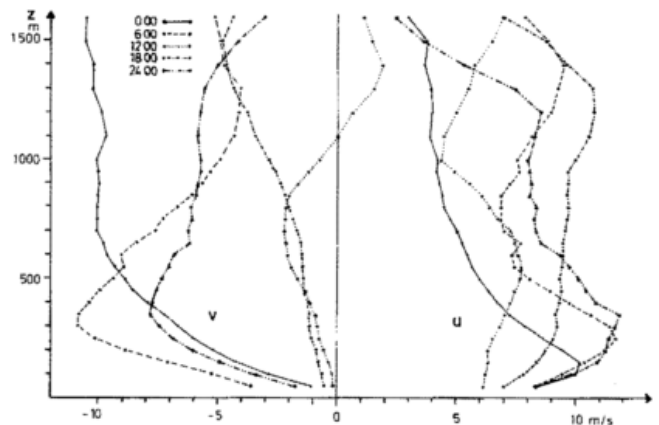


Abb. 3.3 Vertikalprofile der mittleren Geschwindigkeit

Es drängt sich hier unwillkürlich die Frage auf nach der Existenz eines Streckungsfaktors, der die Profile in der Weise verändert, daß sie schließlich alle in ein einziges übergehen. Inwieweit dies gelingt, wird im Abschnitt 4 behandelt.

Aus der Variation der beobachteten Profile der Abb. 3.3 kann man wenigstens ahnen, daß die Idealform der Windspirale, wie sie in Abb. 1.2 enthalten ist, nur in den wenigsten Fällen beobachtet werden kann besonders wegen der häufig auftretenden Zu- oder Abnahme des geostrophischen Windes mit der Höhe.

4

F. WIPPERMANN, Darmstadt

Die Rossby-Ähnlichkeit in der planetarischen Grenzschicht Universelle Grenzschichtprofile

Was ist Rossby-Zahl-Ähnlichkeit?

Wenn man z. B. in einer adiabatisch geschichteten, barotropen (d. h. höhenkonstanter geostrophischer Wind) Grenzschicht das Windprofil durch Pilotballonaufstiege mißt, so wird dieses je nach der synoptischen Situation (d. h. in diesem Falle nach der „von außen aufgeprägten“ geostrophischen Windgeschwindigkeit), je nach der Bodenrauigkeit und je nach der geographischen Breite des Aufstiegsortes völlig verschieden sein. Macht man jedoch diese vielen verschiedenen Windprofile in der richtigen Weise dimensionslos — und zwar nicht

nur die Windgeschwindigkeit, sondern auch die Vertikalkoordinate z —, so werden alle diese Profile einander deckungsgleich, sie sind sich „ähnlich“. Damit wäre zunächst einmal Ähnlichkeit als solche an einem Beispiel erklärt, an späterer Stelle wird darzulegen sein, weshalb man die vorgenannte Ähnlichkeit als Rossby-Zahl-Ähnlichkeit oder kurz Rossby-Ähnlichkeit bezeichnet.

Eine solche Ähnlichkeit ist natürlich auch gegeben, wenn die Grenzschicht nicht wie im vorstehenden Beispiel adiabatisch geschichtet ist, sondern eine statisch stabile oder statisch instabile Grenzschicht vorhanden ist. Es

lassen sich immer alle noch so verschiedenen Windprofile zur Deckung bringen, die bei der gleichen thermischen Schichtung, d. h. bei der gleichen statischen Stabilität gemessen wurden; auch sie müssen natürlich wieder in korrekter Weise dimensionslos gemacht werden. Und so wie es für jede statische Stabilität ein universelles (Ähnlichkeits-)Windprofil gibt, hat man auch für jede Baroklinität eines; das bedeutet, daß die vielen völlig verschiedenen Windprofile, nachdem sie in korrekter Weise dimensionslos gemacht worden sind, dann einander deckungsgleich werden, wenn sie bei der gleichen statischen Stabilität und auch bei der gleichen Baroklinität gemessen wurden (mit anderen Worten: der geostrophische Wind muß sich in allen Fällen in gleicher Weise mit der Höhe ändern).

Das gilt nun nicht nur für die Windprofile, das gilt in gleicher Weise für die Vertikalprofile der Temperatur, der Feuchtigkeit wie auch für diejenigen der turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Wasserdampf, für die Vertikalprofile der Austauschkoefizienten und für die einer Reihe anderer Variabler.

Die Ähnlichkeit existiert nur in der planetarischen Grenzschicht

Damit ist bereits eine erhebliche Einschränkung gemacht. Unter der planetarischen Grenzschicht verstehen wir nämlich eine solche, in der die Verhältnisse zeitlich konstant sind (oder aber sich so langsam ändern, daß die Änderungen keine Rolle spielen) und außerdem horizontal homogen sind. Letzteres bedeutet, daß alle Variablen nur von der Vertikalkoordinate z abhängen. Die Bedingung der horizontalen Homogenität ist in der Natur noch weniger erfüllt als diejenige der Stationarität, auf See aber sicher besser als auf dem Lande.

Die Rossby-Ähnlichkeit gilt also in einer idealisierten Grenzschicht; man muß für eine Anwendung jeweils die Annahme machen, daß die tatsächlichen Verhältnisse nicht allzusehr von der idealisierten Grenzschicht, die wir als die planetarische bezeichnen, abweichen.

Unabhängige und abhängige Variable, externe und interne Grenzschichtparameter

Bevor wir uns der Frage zuwenden, wie nun in korrekter Weise dimensionslos gemacht werden muß, damit man Rossby-Ähnlichkeit erhält, betrachten wir zunächst die Variablen, die dimensionslos gemacht werden sollen, und alle die Parameter, die zu diesem Zweck als Normierungsgrößen zur Verfügung ständen. Sie sind in der nachstehenden Tabelle zusammengefaßt und geordnet; man hat sich allerdings zunächst auf eine barotrope Grenzschicht beschränkt.

Externe Grenzschichtparameter beschreiben die „von außen“, z. B. durch die synoptische Situation „aufgeprägten“ Verhältnisse; nach diesen muß sich eine entsprechende Grenzschicht einstellen.

Interne Grenzschichtparameter beschreiben das, was sich unter dem Einfluß von außen nun „im Innern“ eingestellt hat, nämlich welche vertikalen Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchtigkeit sich eingestellt haben, um den

notwendigen Transport in der Vertikalen zu übernehmen:

Bei dieser Gelegenheit kann gleich noch die Boden-Rossby-Zahl (Surface Rossby-Number) definiert werden: es ist eine dimensionslose Kombination externer und lokaler Parameter

$$RO_0 \equiv |\hat{v}_x| / (z_0 f) \quad [4.1]$$

sie charakterisiert die äußeren Einflüsse. Der Vorsatz „Boden“ (Surface) wird benutzt, weil als charakteristische Länge in dieser Rossby-Zahl die die Beschaffenheit des Bodens beschreibende Rauigkeitslänge z_0 gewählt wurde.

Die Normierungsgrößen und die damit dimensionslos gemachten Variablen

Jetzt kommt der wichtigste Punkt: Die Normierungsgrößen, die man zum Dimensionslosmachen braucht, dürfen *nicht* mit externen Grenzschichtparametern gebildet werden. Hier kann das leider nur an einem Beispiel gezeigt werden: um die Vertikalkoordinate z dimensionslos zu machen, wird als Normierungsgröße eine charakteristische Länge benötigt; für diese wählt man

$$h \equiv \kappa u_* / f \quad [\text{cm}]$$

und nennt h „internal scale-height of the planetary boundary layer“. Die Konstante κ ist nicht unbedingt erforderlich; wenn man sie jedoch anbringt, erreicht man, daß h rund 1000 m beträgt und damit in etwa der Grenzschichthöhe entspricht. Mit dieser „internal scale-height“ wird nun die Vertikalkoordinate dimensionslos gemacht

$$Z \equiv z/h$$

In ähnlicher Weise werden nun alle in der Tabelle aufgeführten Variablen dimensionslos gemacht, so ist z. B.: $U \equiv \kappa \hat{u} / u_*$, $V \equiv \kappa \hat{v} / u_*$, $\Theta = \hat{\theta} / \theta_*$, $S = \hat{s} / s_*$ usw., in welcher Weise zum Beispiel k_m dimensionslos gemacht werden muß, läßt sich aus den Abbildungen 4.1—4.3 erkennen.

Universelle Profile

Was erreicht man eigentlich damit, daß man die Variablen (und zwar sowohl die abhängigen wie auch die unabhängige Variable z) in der vorgenannten Weise, also unter Nicht-Verwendung externer Parameter, dimensionslos macht? In dem Gleichungssystem für die planetarische Grenzschicht einschließlich den zugehörigen Randbedingungen treten dann nur noch dimensionslose Variable und überhaupt keine Parameter oder „Standortkonstanten“ mehr auf. Das ließe sich — wie man zeigen kann — nicht erreichen, wenn man mit den externen Parametern dimensionslos machen würde; auch in diesem Fall wären die Gleichungen frei von Parametern und „Standortkonstanten“, jedoch die Randbedingungen würden noch die Boden-Rossby-Zahl (und damit den äußeren Einfluß) enthalten.

Wenn aber überhaupt keine Parameter oder „Standortkonstanten“ in den Gleichungen oder den Randbedingungen auftreten, gibt es auch nur noch eine Lösung, d. h. ein einziges Windprofil, ein einziges Temperatur-

Konstante	$z_0, f, \beta (= g/\vartheta)$	Konstante, welche den Standort beschreiben: z_0 = Rauigkeitslänge, $f = 2 \Omega \sin \varphi$ = Coriolisparameter, g = Schwerebeschleunigung, ϑ = (potentielle) Mitteltemperatur der Grenzschicht	
unabhängig. Variable	z	Vertikalkoordinate	
abhängige Variable	$\hat{u}(z), \hat{v}(z), \hat{\vartheta}(z), \hat{s}(z)$	Komponenten des Horizontalwindes, potentielle Temperatur sowie spezifische Feuchte	
	$\tau_x(z), \tau_y(z), q(z), j(z)$	Komponenten des turbulenten Impulsflusses (= der Reynolds'schen Schubspannung), turbulenter Wärmestrom, turbulenter Wasserdampfstrom	
	$k_m(z), k_h(z), k_e(z)$	Turbulente Diffusionskoeffizienten ($\approx$ Austauschkoeffizienten) für Impuls, Wärme und Wasserdampf	
	$\varepsilon(z)$	Dissipation von Turbulenzenergie pro Zeiteinheit	
und andere			

externe	interne	
$ \hat{v}_g $	u_*	ext.: geostrophische Windgeschwindigkeit; int.: Schubspannungsgeschwindigkeit (eine charakteristische Geschwindigkeitsfluktuation, mit dem turbulenten Impulsfluß am Boden gekoppelt $u_* = \{\tau_0/\bar{\rho}\}^{1/2}$)
$\hat{\vartheta}_T - \hat{\vartheta}_0$	ϑ_*	ext.: Differenz der pot. Temperatur zwischen Obergrenze (Index T = top) und Untergrenze (Index 0) der Grenzschicht; int.: charakteristische Temperaturfluktuation, die dem turbulenten Wärmestrom am Boden proportional ist
$\hat{s}_T - \hat{s}_0$	s_*	ext.: Differenz der spez. Feuchte zwischen Ober- und Untergrenze der Grenzschicht; int.: charakteristische Feuchtefluktuation, die dem turbulenten Feuchtestrom am Boden (Meeresoberfläche) proportional ist

dimensionlose Maßzahlen	$\sigma \equiv \frac{\beta \hat{\vartheta}_T - \hat{\vartheta}_0}{f \hat{v}_g }$	$\mu \equiv \kappa^2 \frac{\beta \vartheta_*}{f u_*}$	Maßzahlen für die thermische Schichtung der Grenzschicht, d. h. für ihre statische Stabilität; $\kappa = 0.4$ ist die von Karman'sche Konstante
-------------------------	---	---	---

Tab. 4.1

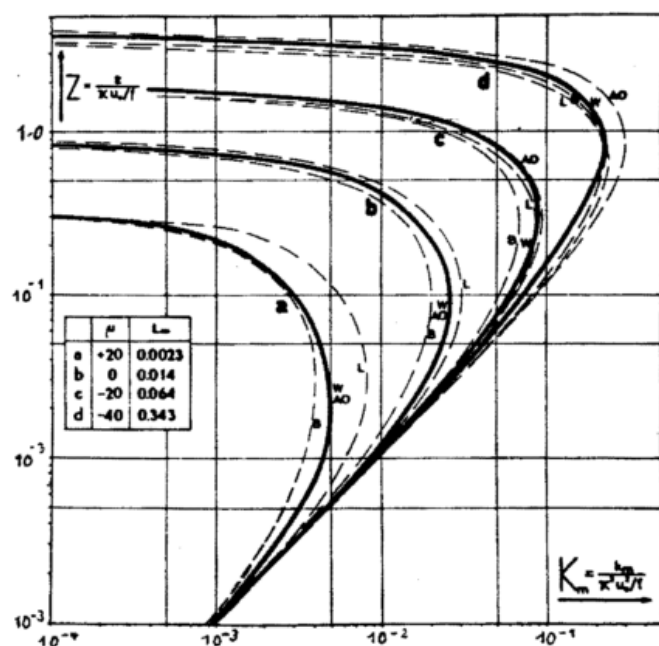


Abb. 4.1
 $K_m(Z)$ -Profile für 4 verschiedene statische Stabilitäten

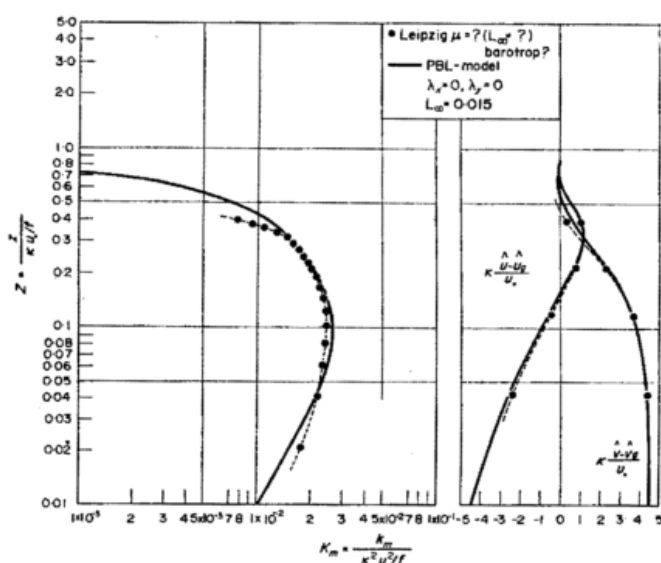


Abb. 4.2
Meßdaten von Leipzig („Leipziger Windprofil“) als Beispiel einer (angenommenen) barotropen Grenzschicht im Vergleich mit Modellprofilen: $K_m(Z)$ (links), Komponenten des Geschwindigkeitsdefekts (rechts)

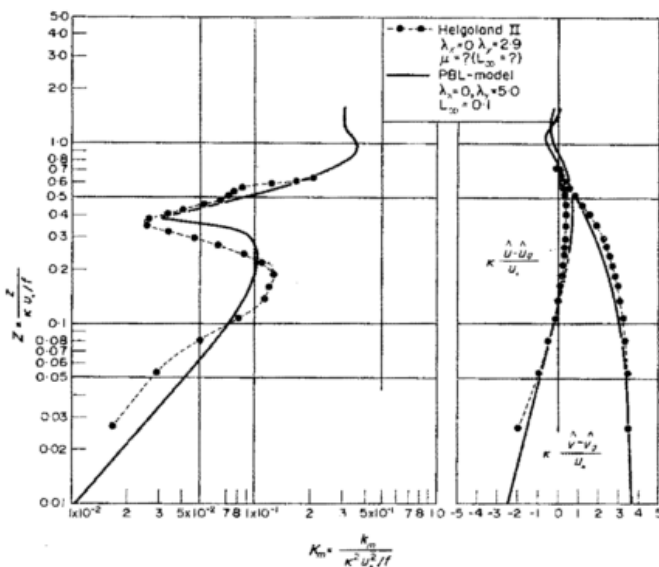


Abb. 4.3

Meßdaten von Helgoland als Beispiel einer baroklinen Grenzschicht im Vergleich mit den Modellprofilen $K_m(Z)$ links, Geschwindigkeitsdefekte (rechts)

profil usw. — man hat Ähnlichkeit. Die sich ergebenden Profile bezeichnen wir als universell, weil sie von jeglichem äußeren Einfluß unabhängig sind; sie gelten für jeden beliebigen Fall, sofern dieser nur die gleiche thermische Schichtung (d. h. statische Stabilität) aufweist, welche durch den internen Schichtungsparameter μ (siehe Tabelle) ausgedrückt wird.

Das Gleichungssystem lehrt aber zugleich auch, daß nicht einfach jede richtig dimensionslos gemachte Variable ein universelles Profil abgibt. Das gilt zwar für die turbulenten Flüsse, für die turbulenten Diffusionskoeffizienten wie auch für die Energiedissipationsrate; es gilt allerdings nicht für die beiden Komponenten des Horizontalwindes, nicht für die potentielle Temperatur und auch nicht für die spezifische Feuchte. Bei diesen vier Variablen gibt nur der vertikale Gradient ein universelles Profil ab, also

$$\frac{dU}{dz}(Z), \frac{dV}{dz}(Z), \frac{d\theta}{dz}(Z), \frac{dS}{dz}(Z)$$

oder aber auch die vertikalen Differenzen

$$U(Z) - U_g, V(Z) - V_g, \theta_T - \theta(Z), S_T - S(Z)$$

Es handelt sich jeweils um die Differenz der betreffenden Größe in der Höhe Z zu dem Wert, der an der Obergrenze der Grenzschicht (Index T = top) herrscht; für die horizontale Windgeschwindigkeit ist letzteres aber der geostrophische Wind ($\hat{u}_T = \hat{u}_g, \hat{v}_T = \hat{v}_g$). Die Differenzen $U(Z) - U_g$ und $V(Z) - V_g$ bezeichnet man als die Komponenten des Geschwindigkeitsdefektes; in den Abb. 4.2 und 4.3 sind universelle Profile für diese Defekte dargestellt.

Eine Einschränkung muß allerdings noch gemacht werden: die Untergrenze der Grenzschicht liegt bei $z = z_0$, die Höhenlage der Untergrenze hängt also von der Rauigkeit des Geländes ab und damit von einem äußeren

Einfluß. Eine unterschiedliche Höhenlage der Untergrenze der Grenzschicht macht aber ein universelles Profil zumindest im untersten Bereich unmöglich. Deshalb gelten universelle Profile nur für

$$Z \gg z_0$$

Man kann mit Grenzschichtmodellen ermitteln, daß dieses sehr-viel-größer-als etwa dem zehnfachen Wert entspricht; d. h. bei einer (schon extrem großen) Rauigkeitslänge von 30 cm würde oberhalb etwa 3 m Rossby-Ähnlichkeit herrschen, die Profile wären dort universell.

Man kann gleich noch weiterfolgern: die Profile wären in allen Höhen universell, wenn die Rauigkeitslänge z_0 null wäre, d. h. wenn der Boden völlig glatt wäre. $z_0 \rightarrow 0$ bedeutet aber $RO_0 \rightarrow \infty$; vollständige Ähnlichkeit (Universalität der Profile) wäre also dann gegeben, wenn die Boden-Rossby-Zahl unendlich würde. Hier haben wir nun endlich den Grund für die Bezeichnung Rossby-Zahl-Ähnlichkeit.

Beispiele für universelle Profile

Man kann sich, wie gezeigt, zwar überlegen, für welche Variable universelle Vertikalprofile existieren, wie diese aber aussehen, weiß man nicht. Solche Kenntnisse kann man nur durch Messungen erhalten (Pilotballonaufstiege, Auswertung der Schubspannungsgeschwindigkeit und korrektes Dimensionslosmachen). Es gibt einige, allerdings sehr wenige, Aufstiegsreihen, welche entsprechend ausgewertet worden sind.

Hilfsweise lassen sich mathematische Grenzschichtmodelle konstruieren (was allerdings immer irgendwelche Hypothesen nötig macht, um das Gleichungssystem zu schließen) und integrieren. Die Lösungen sind dann die gesuchten universellen Profile.

Wie gesagt, diese Profile werden universell genannt, weil sie von jeglichem externen Parameter oder „Standortkonstanten“ unabhängig sind, sie variieren nur noch mit dem internen Schichtungsparameter μ und im Falle einer baroklinen Grenzschicht auch noch mit den beiden internen Baroklinitätsparametern λ_x und λ_y (Der Platzmangel verbietet diese näher zu erläutern, es sind dimensionslose Parameter, welche im wesentlichen $d\hat{u}_g/dz$ und $d\hat{v}_g/dz$ enthalten). Ganz gleich wo die Messungen ausgeführt worden sind, wie groß der geostrophische Wind und die Rauigkeit des Geländes war, es muß jedesmal das gleiche dimensionslose Profil resultieren (sofern die gleiche statische Stabilität — ausgedrückt durch μ — und die gleiche Baroklinität — ausgedrückt durch λ_x und λ_y — vorhanden war).

In Abb. 4.1 wird eine Serie von $K_m(Z)$ -Profilen für vier verschiedene statische Stabilitäten μ vorgestellt. Die Kurvenbündel sind mit jeweils unterschiedlichen Grenzschichtmodellen (AO, B, L, W) erhalten, die auf unterschiedlichen Schließungshypothesen beruhen; das „richtigste“ der vier Modelle müßte man entsprechend der Übereinstimmung mit Messungen auswählen; doch leider haben wir noch keine ausreichenden Messungen hierfür.

Man sieht, daß der turbulente Diffusionskoeffizient (grob gesprochen: der Austauschkoeffizient) immer ein Maximum hat; im Falle adiabatischer Schichtung ($\mu = 0$) liegt es etwa bei $Z = 0.1$, also ganz grob bei etwa 100 m; bei stark labiler Schichtung (d) schiebt es sich bis etwa 1000 m hinauf, bei labiler Schichtung (a) sinkt es auf unter 30 m ab. Im stark labilen Fall (d) beträgt der Maximalwert von K_m etwa das 40fache desjenigen im stabilen Fall (a).

In Abb. 4.2 ist in der linken Hälfte der Fall (b) der Abb. 4.1 also der neutrale Fall, nochmals wiederholt, jetzt aber mit den Meßergebnissen des sogenannten Leipziger Windprofiles verglichen. Von diesem nimmt man (trotz der Fragezeichen in der Figur) an, daß es bei nahezu adiabatischer Schichtung ($\mu = 0$) und bei barotropen Verhältnissen ($\lambda_x = \lambda_y = 0$) gemessen wurde. Es wurde übrigens vor mehr als 40 Jahren von MILDNER in Leipzig gemessen und gilt auch heute noch immer als eines der brauchbarsten Meßergebnisse; ganz sicher ist das Leipziger Windprofil das in der Literatur am häufigsten verwendete. — Die Übereinstimmung zwischen Grenzschichtmodell und Messung ist ausgezeichnet, das gilt sowohl für $K_m(Z)$ als auch für die Profile der Komponenten des Geschwindigkeitsdefektes (rechte Bildhälfte). Nochmals: das Modell weiß weder, welcher geostrophische Wind noch welcher aktuelle Wind in Leipzig geherrscht hat, es weiß nicht, welche Rauigkeit das Aufstiegs Gelände in Leipzig besaß, und welcher Corio-

lisparameter für Leipzig gilt; all diese Daten werden auch nicht in das Modell hineingesteckt. Trotzdem fallen die Meßdaten mit den Modellprofilen zusammen; es handelt sich eben um universelle Profile!

In der Abb. 4.3 haben wir eine ähnliche Darstellung, doch diesmal für den Fall einer baroklinen Grenzschicht; $\lambda_x = 0, \lambda_y > 0$ bedeutet, daß der „aufgeprägte“ geostrophische Wind (nicht der sich in der Grenzschicht einstellende aktuelle Horizontalwind) mit der Höhe nach links dreht und zunimmt. Das hat natürlich Folgen für den Horizontalwind in der Grenzschicht, die Spirale des barotropen Falles wird jetzt verzerrt, möglicherweise hat die Hodographenkurve sogar eine Schleife.

Wir beobachten auch in diesem Fall wieder eine passable Übereinstimmung zwischen den berechneten Modellprofilen und den Meßdaten von Helgoland, welche in einer derart baroklinen Grenzschicht gemacht werden. Auffällig ist in diesem Falle, daß das Profil des turbulenten Diffusionskoeffizienten $K_m(Z)$ ein sehr ausgeprägtes Minimum aufweist; in einer relativ dünnen Schicht zwischen etwa 300 m und 400 m geht K_m auf etwa $1/10$ seines Wertes zurück. Es ist dies ein reiner Effekt der Baroklinität, er hat nichts mit einer Temperaturinversion oder ähnlichem zu tun. Man kann sich vorstellen, daß eine derartige „Sperrschicht“ mit vermindertem Austausch für viele Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht, nicht nur für Luftreinhaltungsfragen, bedeutungsvoll sein kann.

5

F. WIPPERMANN, Darmstadt

Die Widerstandsgesetze der planetarischen Grenzschicht

In dem Abschnitt über Rossby-Zahl-Ähnlichkeit waren u. a. auch die externen und internen Grenzschichtparameter einander gegenübergestellt worden. Das soll in der nachstehenden Tabelle nochmals geschehen, zugleich soll aber auch das Verhältnis von internen zu externen Grenzschichtparametern angegeben werden:

Grenzschichtparameter		Verhältnisse	
externe	interne		
		α_0	Ablenkungswinkel = Winkel zwischen Schubspannung am Boden und geostrophischem Wind
$ \hat{v}_g $	u_*	$C_g = u_*/ \hat{v}_g $	Geostrophischer Widerstandskoeffizient (Geostrophic drag coefficient)
$\partial_T - \partial_0$	θ_*	$C_h = \theta_*/(\partial_T - \partial_0)$	Thermischer „Widerstandskoeffizient“, eine Stanton-Zahl
$\hat{s}_T - \hat{s}_0$	s_*	$C_s = s_*/(\hat{s}_T - \hat{s}_0)$	„Widerstandskoeffizient“ für die Feuchte

Mit der Kenntnis der vier Größen α_0, C_g, C_h, C_s könnte man aus den gegebenen externen Grenzschichtparametern die entsprechenden internen Grenzschichtparameter bestimmen, d. h. man könnte die turbulenten Vertikalflüsse τ_0, q_0 und j_0 für Impuls, Wärme und Wasserdampf am Boden bestimmen. Es ist nämlich $u_* = (\tau_0/\rho)^{1/2}$ mit ρ der Luftdichte, $\theta_* = -q_0/(\kappa c_p \bar{\rho} u_*)$ und $s_* = -j_0/(\kappa \bar{\rho} u_*)$; die Symbole sind im vorangehenden Abschnitt erklärt. Und da die Schubspannung am Boden (= turbulenter Impulsfluß am Boden) ein Vektor ist, braucht man nicht nur deren Betrag τ_0 sondern auch ihre Richtung; zu diesem Zweck muß auch der Winkel α_0 , den man als Ablenkungswinkel (cross-isobar angle) bezeichnet, ermittelt werden. Er ist aus diesem Grunde in die vorstehende Tabelle mit aufgenommen worden.

Die Widerstandsgesetze, erstmals hergeleitet von den sowjetischen Forschern KAZANSKII und MONIN (8), leisten nun genau das, was wir brauchen: sie erlauben, für gegebene äußere Einflüsse (erfaßt durch die Boden-Rossby-Zahl $RO_0 = |\hat{v}_g|/(f z_0)$, siehe vorangehenden Abschnitt) die Größen α_0, C_g, C_h und C_s zu berechnen und mit diesen wiederum die turbulenten Vertikalflüsse von Impuls, Wärme und Wasserdampf am Boden zu ermitteln.

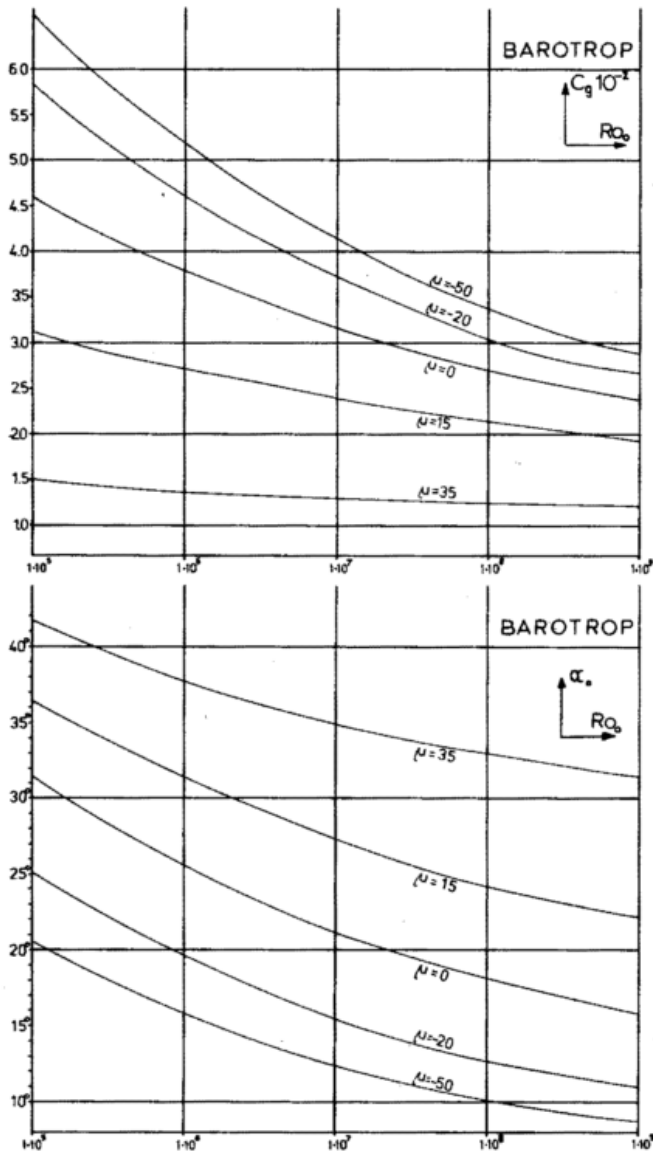


Abb. 5.1
Geostrophischer Widerstandskoeffizient C_g (oben) und Ablenkungswinkel α_0 (unten) werden um so größer, je kleiner die Boden-Rossby-Zahl Ro_0 wird, d. h. je kleiner der „aufgeprägte“ geostrophische Wind oder je höher die Rauigkeit des Untergrundes ist.

Zur Berechnung der vier Größen werden vier Gleichungen benötigt, die in diesem Falle miteinander gekoppelt sind; es sind die sogenannten Widerstandsgesetze:

$$N(\mu, \lambda_x, \lambda_y) = \kappa \sin(|\alpha_0|)/C_g \quad [5.1]$$

$$\ln(Ro_0 C_g) - M_m(\mu, \lambda_x, \lambda_y) = \kappa \cos(\alpha_0)/C_g \quad [5.2]$$

$$\ln(Ro_0 C_g) - M_h(\mu, \lambda_x, \lambda_y) = a_{h0}/C_h \quad [5.3]$$

$$\ln(Ro_0 C_g) - M_s(\mu, \lambda_x, \lambda_y) = a_{s0}/C_s \quad [5.4]$$

Die Größen a_{h0} und a_{s0} sind Konstante, sie haben etwa den Wert 1.3, doch muß diese Zahl durch Messungen noch besser abgesichert werden. Der äußere Einfluß steckt — wie schon gesagt — im Ro_0 auf der linken Seite. Um aus diesen vier (leider transzendenten) Gleichungen nun α_0 , C_g , C_h und C_s zu erhalten, müssen allerdings noch die vier ebenfalls auf der linken Seite auftretenden Funktionen $N(\mu, \lambda_x, \lambda_y)$, $M_m(\mu, \lambda_x, \lambda_y)$, $M_h(\mu, \lambda_x, \lambda_y)$ und $M_s(\mu, \lambda_x, \lambda_y)$ bekannt sein; das aber ist bis jetzt der schwache Punkt. Es handelt sich hierbei auch wieder um universelle Funktionen, d. h. sie sind unabhängig von jeglichem äußeren Einfluß; sie hängen vielmehr nur von der statischen Stabilität ab (soweit sie durch den internen Schichtungsparameter μ zum Ausdruck kommt, siehe vorangehenden Abschnitt) und von der Baroklinität (diese ebenfalls nur durch die internen Baroklinitätsparameter λ_x und λ_y ausgedrückt). Diese Funktionen können nur aus Messungen gewonnen werden; das ist auch der Grund dafür, daß wir bislang nur sehr mangelhafte Kenntnisse über diese Funktionen haben. Hilfsweise kann man sich ihre ungefähre Gestalt mittels mathematischer Grenzschichtmodelle besorgen. Über die beiden ersten, also N und M_m , wissen wir lediglich Bescheid, so daß man eine Auswertung von $C_g(Ro_0)$ und $\alpha_0(Ro_0)$ wagen kann. Die beigegebene Abbildung zeigt das Ergebnis für eine barotrope Grenzschicht ($\lambda_x = \lambda_y = 0$); negatives μ bedeutet instabile Schichtung, $\mu = 0$ adiabatische Schichtung und $\mu > 0$ eine statisch stabile Schichtung. (Abb. 5.1).

Geostrophischer Widerstandskoeffizient und Ablenkungswinkel werden also beide umso größer, je kleiner die Boden-Rossby-Zahl wird, d. h. je kleiner der „aufgeprägte“ geostrophische Wind ist oder je größer die Rauigkeit des Untergrundes ist.

Die Nützlichkeit dieser Widerstandsgesetze ist noch gar nicht überall erkannt, sie liefern die zu großräumigen (d. h. synoptischen) Strömungsgrößen und Standortkennwerten gehörenden turbulenten Vertikalflüsse am Boden. So könnten sie z. B. zur Parametrisierung der Grenzschichteffekte in den numerischen Vorhersagemodellen verwendet werden. In diesen benötigt man nämlich die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Wasserdampf am Boden; derzeit versucht man den ersten durch sehr primitive Reibungsansätze zu erhalten, die beiden anderen bleiben noch völlig außer Betracht.

Man muß sich auf der anderen Seite darüber klar sein, daß die Widerstandsgesetze (bei deren Ableitung von der Universalität der Vertikalprofile Gebrauch gemacht wird) exakt nur in einer planetarischen Grenzschicht gelten, also in einer Grenzschicht mit stationären und horizontal homogenen Verhältnissen. Bei einer praktischen Anwendung der Widerstandsgesetze sollte daher die tatsächliche Grenzschicht nicht allzusehr von der idealisierten (planetarischen) abweichen.

Grenzschicht über dem Meer

Motto: *Auf See ist alles anders*

Dieses Schlagwort stimmt zwar nicht ganz, denn auf See ist ebenso wie in der bodennahen Luftschicht auf dem Land der Abstand von der Grenzfläche ein wichtiger Parameter. Damit sind Profilformen und Fluß-Gradient-Beziehung auf Land und Meer ähnlich. Dennoch gibt es deutliche Unterschiede: Einmal ist die experimentelle mikrometeorologische Arbeit auf See anders als auf dem Land, weil Wasser normalerweise keine Balken hat, man also gezwungen ist, sich künstlich einen festen Punkt in der bewegten Meeresoberfläche zu schaffen. Zum zweiten gibt es wesentlich andere physikalische Bedingungen auf See gegenüber dem festen Land in den anderen thermischen Verhältnissen und in der unterschiedlichen Art der Rauigkeit.

Thermische Eigenschaften

Vom Lande her ist man gewohnt, daß die tageszeitliche Variation der solaren Einstrahlung einen starken Tagesgang der Temperatur hervorruft, der einen Wechsel der Stabilität der Dichteschichtung zwischen Tag und Nacht zur Folge hat, so daß man tagsüber starke Labilität, nachts entsprechende Stabilität in der bodennahen Luftschicht vorfindet. Dieser Tagesgang überwiegt die Effekte der Advektion. Über See ist es genau umgekehrt, der tageszeitliche Gang der Temperatur als Folge der Einstrahlung ist verhältnismäßig gering, und die Advektion bestimmt in der Regel die Stabilität oder Labilität der Dichteschichtung in der wassernahen Luftschicht.

In den Tabellen 6.1 und 6.2 sind einige Eigenschaften zusammengestellt, die das thermische Verhalten von Wasser und natürlichem Erdboden bzw. Eis und Schnee kennzeichnen. Diese Angaben sind den Büchern von SELLERS und PRIESTLEY entnommen. Da es sich um Größen handelt, die zum Teil außerordentlich stark variieren können, sollen diese Werte nur zur Illustration dienen, ein darüber hinausgehender Gebrauch ist ohne weitere Angaben nicht sinnvoll. Man sieht, daß bei der Albedo von Wasser und natürlichem Boden Unterschiede bestehen. Besonders ausgeprägt sind sie bei der Eindringtiefe der Strahlung. Während auf dem Lande die Strahlung praktisch im obersten Millimeter des Erdbodens absorbiert wird, dringt die kurzwellige Strahlung bei senkrechtem Einfall in Abhängigkeit von der Wellenlänge zum Teil in größere Wassertiefen vor. Nach einer Rechnung von Wilhelm SCHMIDT für reines Wasser ist etwa die Hälfte der Strahlung in 50 cm Tiefe absorbiert. Die Absorption der auffallenden kurzwelligen Strahlung erfolgt daher in einer um rund den Faktor 100 dickeren Schicht beim Wasser als auf dem Lande, entsprechend muß die Temperaturamplitude geringer

sein. Die Wärmekapazität (= spezifische Wärme mal Dichte) ist dagegen bei Land und Wasser nicht sehr unterschiedlich. Die größere spezifische Wärme des Wassers wird durch die größere Dichte des Bodens wieder wettgemacht.

Ein sehr wesentlicher Unterschied besteht in der Leitung der Wärme im festen Boden und im Wasser. Während im festen Boden die Leitung von der molekularen Wärmeleitfähigkeit bestimmt wird, spielt im Wasser der turbulente Wärmetransport die dominierende Rolle. Dadurch entstehen Unterschiede von rund vier Zehnerpotenzen in dem Diffusionskoeffizienten (α_m) bzw. Scheindiffusionskoeffizienten (K). Im Meer wird die aufgenommene Wärme über größere Schichten verteilt, die sich insgesamt weniger erwärmen, so daß die Wassertemperatur nur einen geringfügigen Tagesgang zeigt. Selbst in den Tropen hat der Tagesgang der Wassertemperatur (Abb. 6.1) nur eine Doppelamplitude von etwa 0,5 °C. Dies gilt für die Temperatur der oberflächennahen Schicht von 0,1 mm Dicke. In 1/2 oder 1 m Tiefe ist der Tagesgang noch 0,2 bis 0,3 °C. Demgegenüber erwärmt

	kurzwellige Strahlung Albedo %	Eindringtiefe	langwellige Strahlung Emissionskoeffizient %
Wasser	6	~ 50 cm	92—96
natürlicher Boden	10—30	~ 1 mm	90
Schnee	95—40	~ 1 cm	99—80
Eis	30—40	~ 10 cm	96

Tab. 6.1 Strahlungseigenschaften

	ρc cal cm ⁻³	α_m oder K cm ² s ⁻¹	$\rho c \sqrt{\alpha_m}$ oder $\rho c \sqrt{K}$ cal cm ⁻² s ^{-1/2}
Wasser still	1,0	0,0015	0,039
durchmischt		0,1—300	0,3—17
Luft still		0,2	1,3 · 10 ⁻⁴
durchmischt	3 · 10 ⁻⁴	10 ³ —10 ⁷	0,01—1
natürlicher Boden	0,5—0,7	0,3—0,5	0,04
Schnee	0,03—0,2	0,006	0,002
Eis	0,45	0,012	0,05

Tab. 6.2

Vergleich der thermischen Eigenschaften von Wasser, natürlichem Boden, Schnee und Eis.

Bei periodischen Anregungen ist die Eindringtiefe proportional zur Quadratwurzel aus den (Schein-)Diffusionskoeffizienten. Die Temperaturänderung in der Zeiteinheit ist daher bei gleicher zugeführter Wärmemenge pro horizontale Fläche invers zu dem Produkt $\rho c \sqrt{\alpha_m}$ bzw. $\rho c \sqrt{K}$.

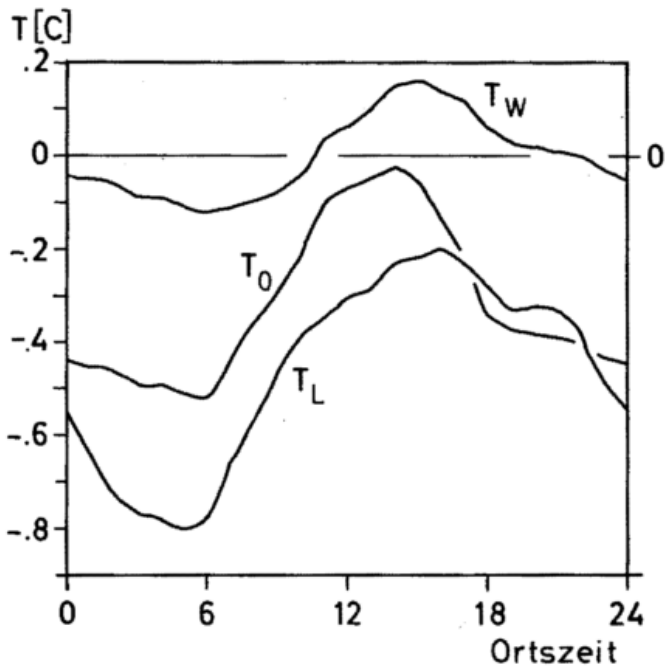


Abb. 6.1

Tagesgänge der Wassertemperatur T_W in 0.2 m Tiefe, der Wasseroberflächentemperatur T_0 und der Lufttemperatur T_L in 9 m Höhe im Gebiet des tropischen Atlantiks. Die Temperaturen sind als Abweichungen vom Tagesmittelwert der Wassertemperatur gezeichnet.

sich gerade die Oberflächenschicht auf dem Lande außerordentlich stark. Während das Wasser die Möglichkeit hat, die aus der Strahlung aufgenommene Wärme zu speichern, erhitzt sich die Oberflächenschicht auf dem Lande so stark, daß mit Hilfe der entstehenden Gradienten die Wärme aus der Oberflächenschicht augenblicklich an die Luft und die darunter liegenden Erdbodenschichten abgegeben werden kann. Daher variiert die Oberflächentemperatur, auf dem Lande verhältnismäßig stark als Funktion von Zeit und Ort, während auf See die Temperatur der Deckschicht des Meeres eine langsam variierende Größe ist und die Temperatur der Oberflächenschicht von der Wassertemperatur (in z. B. 1 m Tiefe) nur um einige zehntel Grad Celsius abweicht. Die Stabilität der Dichteschichtung, deren Bedeutung für die Turbulenzstruktur und die vertikalen Transporte in den anderen Abschnitten dieses Heftes zu finden ist, wird auf dem Lande im wesentlichen von der Bodentemperatur her gesteuert und ist damit an den Tagesgang der Einstrahlung gekoppelt. Auf See dagegen werden Temperatur- und Dampfdruckunterschiede zwischen Luft und Wasser und damit die vertikalen Gradienten in der wassernahen Luftschicht im wesentlichen von der Advektion gesteuert, da die Variation der Oberflächentemperatur gering ist.

Es sei in diesem Zusammenhang gleich noch an den Unterschied in der Verdunstung bei Land- und Wasseroberflächen erinnert: Auf dem Lande ist die Verdunstung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchtigkeit und der Art des Bewuchses zum Teil merklich reduziert. Auf dem Meer überwiegt die Verdunstung mit dem damit gekoppelten Transport latenter Wärme die Transporte

fühlbarer Wärme bei weitem, etwa um den Faktor 4, in den Tropen sogar bis zum Faktor 10. Dies ist von Bedeutung für den Energiehaushalt der Atmosphäre insgesamt. Mit der Verdunstung gehen auch erhebliche vertikale Gradienten des Wasserdampfes einher. Der Einfluß des Wasserdampfes auf die Dichte kann daher in der wassernahen Luftschicht im allgemeinen nicht vernachlässigt werden, zum Beispiel nicht bei der Bestimmung von Stabilitätsparametern wie der Richardson'schen Zahl oder der Monin-Obuchowschen Länge.

Rauhigkeit

Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen Land und Meer besteht in der unterschiedlichen Rauhigkeit. Auf dem Lande wird die Rauhigkeit gewöhnlich durch den Rauhigkeitsparameter z_0 ausgedrückt. Obwohl es nicht gelungen ist, aus Windkanalversuchen eine allgemeine Beziehung zwischen der Größe der Rauhigkeitselemente und dem Rauhigkeitsparameter z_0 herzuleiten, weil außer der Größe der Rauhigkeitselemente auch ihre Form und ihr gegenseitiger Abstand eingeht, ist doch die Meinung verbreitet, daß der Rauhigkeitsparameter z_0 eine Art charakteristische Größe für den jeweiligen natürlichen Erdboden ist. Zumindest wird angenommen, daß z_0 unabhängig ist von der Stabilität der Dichteschichtung. Auch die für manche Bewuchsarten bekannte Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit wird meistens nicht berücksichtigt.

Auf See ist auch hierbei alles anders: Hier spielt die Beweglichkeit der Meeresoberfläche die entscheidende Rolle. Die Reibung der Atmosphäre an der Meeresoberfläche kann ja als Impulsübergang zwischen Atmosphäre und Meer aufgefaßt werden. Es ist aber immer noch ungeklärt, wie tatsächlich die Atmosphäre den Impuls an den Seegang abgibt, und in welchen Frequenzbereichen des Seegangsspektrums dies geschieht. Es ist daher eigentlich müßig, für die Meeresoberfläche einen Rauhigkeitsparameter z_0 zu bestimmen, obwohl dies teilweise gemacht wird. Praktisch kann z_0 nur über das logarithmische Windprofil bei neutraler Dichteschichtung definiert werden:

$$u = \frac{u_*}{\sqrt{\kappa}} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad [6.1]$$

Darin bedeutet u die Windgeschwindigkeit als Funktion der Höhe, u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit $= \sqrt{\tau_0/\rho}$, worin wiederum τ_0 die Schubspannung an der Meeresoberfläche ist und ρ die Luftdichte, $\kappa = 0,4$ die von Karmansche Konstante, z die Vertikalkoordinate und z_0 der Rauhigkeitsparameter. Gewöhnlich definiert man einen Reibungskoeffizienten durch

$$\tau = \rho c_D u^2 \quad [6.2]$$

Aus dem Vergleich der beiden Formeln sieht man, daß z_0 (bei neutraler Schichtung) nur ein anderer Ausdruck für den Reibungskoeffizienten ist:

$$c_D = \left(\frac{u_*}{u} \right)^2 = \left(\kappa / \ln \frac{z}{z_0} \right)^2 \quad [6.3]$$

Da man z_0 ohnehin nicht direkt messen kann, sondern aus einer mittleren Windgeschwindigkeit und der Schubspannungsgeschwindigkeit bestimmen muß, ist es von vornherein besser, den Zusammenhang zwischen Schubspannungsgeschwindigkeit und Quadrat der Windgeschwindigkeit durch den Reibungskoeffizienten auszudrücken und auf die Einführung einer formalen Größe wie z_0 zu verzichten. Da der Reibungskoeffizient eine dimensionslose Größe ist, während z_0 die Dimension einer Länge hat, ist der Verzicht auf den Rauigkeitsparameter z_0 ein Nachteil bei dimensionsanalytischen Überlegungen, da dann in der wassernahen Luftschicht ein charakteristischer Parameter mit der Dimension einer Länge fehlt, den man auf Land in z_0 hat. Die weitere Entwicklung der neueren Seegangsforschungen wird erst noch zeigen müssen, ob letzten Endes z_0 eine physikalische Bedeutung unterlegt werden kann, oder ob an seine Stelle in der wassernahen Luftschicht ein anderer Parameter treten muß.

Von dem Reibungskoeffizienten weiß man, daß er bei labiler Schichtung größer ist als bei stabiler, und daß er mit wachsender Windgeschwindigkeit ein wenig anwächst (Abb. 6.2). Die mittlere Größe des Reibungskoeffizienten über See entspricht derjenigen eines Reibungskoeffizienten über glatten Sandböden oder über Schnee, d. h. etwa den glattesten Oberflächen, die man auf dem Lande findet.

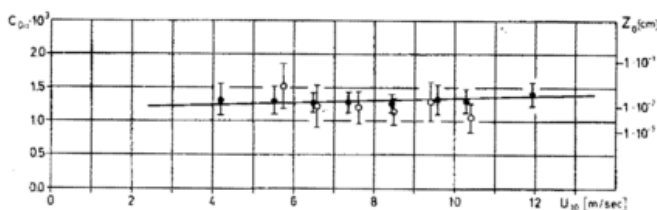


Abb. 6.2

Variation des Reibungskoeffizienten mit der Windgeschwindigkeit (nach BROCKS und KRÜGERMEYER 1972). Die Symbole kennzeichnen Mittelwerte von Profilmessungen auf Nord- und Ostsee bei strikt neutraler Dichteschichtung. Die ausgleichende Gerade gibt nur einen sehr geringen Anstieg mit der Windgeschwindigkeit

Wenn man als planetarische Grenzschicht der Atmosphäre diejenige Schicht betrachtet, in der durch die Reibung an der Erdoberfläche ageostrophische Komponenten des Windes auftreten, ist die Höhe der planetarischen Grenzschicht wegen der geringen Reibung im Mittel auf See etwas niedriger als über Land. Auf dem Land wird als typische Höhe der planetarischen Grenzschicht etwa 1 km angesehen, für See ist 500 m Höhe zutreffender. Diese Werte gelten für gemäßigte Breiten, dabei ist bereits berücksichtigt, daß über See zwar die Rauigkeit geringer, aber auch die Windgeschwindigkeit im allgemeinen etwas größer ist als über Land.

Parametrisierung

Die Unterschiede zwischen Land und Meer drücken sich auch in den Methoden aus, die man benutzt, um die turbulenten Vertikaltransporte von Impuls, fühlbarer und latenter Wärme als Funktion von mittleren Para-

metern zu bestimmen. Auf dem Lande ist die Temperatur der Oberfläche wegen ihrer zeitlichen und räumlichen Variabilität kein geeigneter Parameter. Als Ausgangspunkt empfiehlt sich dort die Strahlungsbilanz. Für die Aufteilung der an die Atmosphäre abgegebenen Energie in fühlbare und latente Wärme spielt dabei noch die Feuchtigkeit der Erdoberfläche eine Rolle. Auf dem

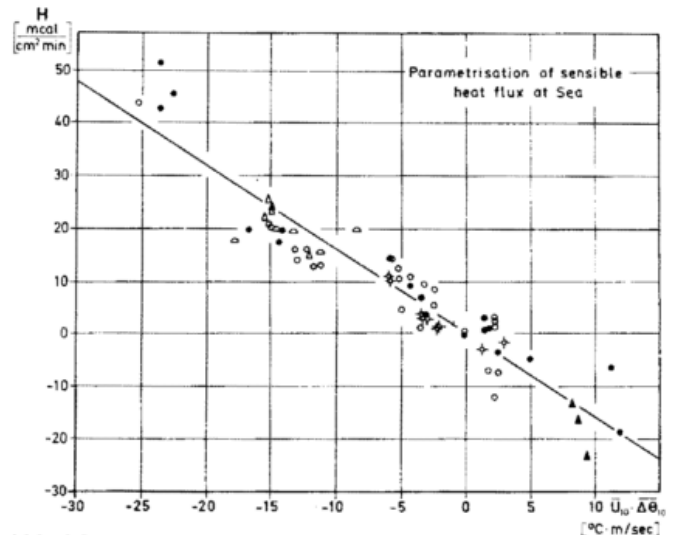


Abb. 6.3

Parametrisierung des turbulenten vertikalen Wärmestromes mit Hilfe der mittleren Windgeschwindigkeit $\bar{U}_{10m}$ und des Unterschieds $\Delta\theta$ der mittleren potentiellen Temperatur von Luft (10 m Höhe) und Wasser (nach KRUSPE 1972). Die Symbole kennzeichnen verschiedene direkte Messungen des vertikalen Wärmestromes

Meere dagegen ist die Oberflächentemperatur aus Messungen der Wassertemperatur in geringer Tiefe bekannt, die eine verhältnismäßig konservative Größe ist. Die vertikalen Differenzen zwischen Lufttemperatur bzw. Dampfdruck in einem Abstand von der Wasseroberfläche (z. B. in 10 m Höhe) und der Temperatur bzw. dem Dampfdruck an der Oberfläche sind daher geeignete Parameter, um die turbulenten Vertikaltransporte zu erfassen (Abb. 6.3). Dies kann so interpretiert werden: Erfahrungsgemäß steuern die Temperatur- und Dampfdruckdifferenz Luft-Wasser die vertikalen Temperatur- bzw. Dampfdruckprofile in der wassernahen Luftschicht. Da andererseits die wassernahe Luftschicht durch die Reibung stark turbulent durchmischt ist und bei ausreichend starker Durchmischung die Transporte in Richtung des Gefälles gehen und dem Gefälle proportional sind, sind die turbulenten Vertikaltransporte in der wassernahen Luftschicht durch Produkte aus den vertikalen Differenzen und der mittleren Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe recht gut zu beschreiben:

$$H = -c_H \cdot c_p \rho u \Delta\theta \quad [6.4]$$

$$E = -c_E \cdot \rho u \Delta q \quad [6.5]$$

Die mittlere Windgeschwindigkeit u taucht in diesen Parameter-Produkten als Stellvertreter für die Intensität der Turbulenz in der wassernahen Luftschicht auf. (In den Formeln bedeutet H den vertikalen Wärmestrom,

E den vertikalen Wasserdampfstrom oder die Verdunstung, c_H und c_E die Transportkoeffizienten für Wärme bzw. Wasserdampf, $\Delta\theta$ und Δq die Unterschiede von pot. Temperatur bzw. spez. Feuchte zwischen Luft und Wasser, ρ Luftdichte, c_p spez. Wärme).

Zeitkonstante

Es wurde oben schon erwähnt, daß die auffallende kurzweilige Strahlung zum Teil in das Meer eindringt und die erzeugte Wärme durch turbulente Vermischung über eine größere durchmischte Schicht verteilt wird. Ändert sich nun die Wärmezufuhr oder der Wärmeentzug an der Oberfläche, so dauert es einige Zeit, bis sich die Temperatur des Wassers ändert, da eine Schicht von einigen 10 m Tiefe abgekühlt oder erwärmt werden muß. Es ist auch durch Beobachtungen von den nordatlantischen Wetterschiffen nachgewiesen worden, daß die Schwankungen der Wassertemperatur von Tag zu Tag innerhalb eines Monats geringer sind, als die Schwankungen des Monatsmittels von Jahr zu Jahr. Während die Erdoberflächentemperatur dem atmosphärischen Geschehen rasch folgt, hat die Meeresoberflächentemperatur eine merklich längere Zeitkonstante. Da einerseits länger anhaltende atmosphärische Zirkulationen Meeresströmungen und Meerestemperaturen beeinflussen,

andererseits aber Abweichungen der Wasseroberflächentemperatur auf das atmosphärische Geschehen zurückwirken, können durch solche Wechselwirkungen längerperiodischer Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation hervorgerufen werden.

Eis- und Schneebedeckung

FORTAK führt in seinem Buch aus, daß je $\frac{1}{4}$ der Meeres- und Landoberfläche ständig von Eis bedeckt sind. Hinzu kommen auf dem Lande noch wechselnde Gebiete mit Schneebedeckung. Generell gesprochen verhalten sich Schnee- und Eisflächen eher wie Land als wie Meer. Die Rauigkeit ist zwar dem Betrage nach nicht so sehr verschieden von der des Meeres, aber die Beweglichkeit der Meeresoberfläche fehlt. Die thermischen Eigenschaften ähneln denen des Landes, wobei die hohe Albedo einer frisch gefallenen Schneedecke besonders berücksichtigt werden muß. Es tritt jedoch der wichtige Unterschied auf, daß die einfallende Strahlung nicht zu einer Überhitzung der Oberflächenschicht führen kann, da die Energie zunächst einmal zum Schmelzen benutzt wird. Andererseits können sich wegen der geringen Wärmeleitfähigkeit einer lockeren Schneedecke gerade über frisch gefallenem Schnee besonders niedrige Lufttemperaturen ausbilden.

7

E. AUGSTEIN, Hamburg

Grenzschicht über den tropischen Ozeanen

Als „Tropen“ bezeichnen wir in diesem Zusammenhang die Zone der Erdkugel, die von den subtropischen Hochdruckgürteln beider Hemisphären begrenzt wird, also grob das Gebiet zwischen 30° nördlicher und 30° südlicher Breite. Die planetarische Grenzschicht läßt sich für diesen Teil der Erde allgemeingültig als der *Atmosphärenbereich festlegen, in dem Einflüsse der Erd- oder Meeresoberfläche auf die dynamischen und thermodynamischen Prozesse noch meßbar festgestellt werden können*. Diese Definition umfaßt alle schärfer gefaßten Formulierungen und bleibt auch für den Äquator noch physikalisch sinnvoll. In diesem Artikel sollen vor allem die Verhältnisse über dem Meer besprochen werden, zum einen, weil sie besser erforscht sind, zum anderen, weil auch in den Tropen über 70% der Erdoberfläche von Wasser bedeckt sind und damit den ozeanischen Bereichen der Atmosphäre eine hervorragende Bedeutung zukommt.

Seit der systematischen Erforschung der unteren Troposphäre über dem tropischen und subtropischen Atlantik während der „Meteor“-Expedition 1925–1927 wurde eine Reihe von weiteren Experimenten in verschiedenen Teilen der tropischen Ozeane durchgeführt. Dabei konnte eine relativ hohe Übereinstimmung hinsichtlich

der vertikalen Struktur der Grenzschicht und des Spektrums der Bewegungsabläufe sowohl in den Passat- als auch in den Monsungebieten festgestellt werden. Zu diesem Ergebnis gelangt man vor allem dann, wenn man einander entsprechende Punkte bodennaher Luftmassen trajektorien miteinander vergleicht. Dementsprechend dürfen Meßergebnisse aus einem speziellen Ast der Passat- oder Monsunzirkulation bei sinnvoller Zuordnung ebenfalls als repräsentativ für andere Gebiete angesehen werden. Aus diesem Grunde beschränken wir uns im folgenden auf Beobachtungsmaterial, das in den letzten 10 Jahren über dem tropischen Atlantik gewonnen wurde.

Unterteilung der Passatzirkulation

Zur groben Aufgliederung der mittleren Zugbahn eines Luftteilchens im unteren Zweig der Hadleyzelle unterscheidet man zweckmäßigerweise zwischen drei Teilabschnitten, nämlich dem subtropischen Hoch, dem eigentlichen Passat- oder Monsungebiet und der äquatorialen Trogregion. Die auffälligsten Unterschiede in der unteren Troposphärenschicht dieser Teilbereiche sind in Abb. 7.1 skizziert.

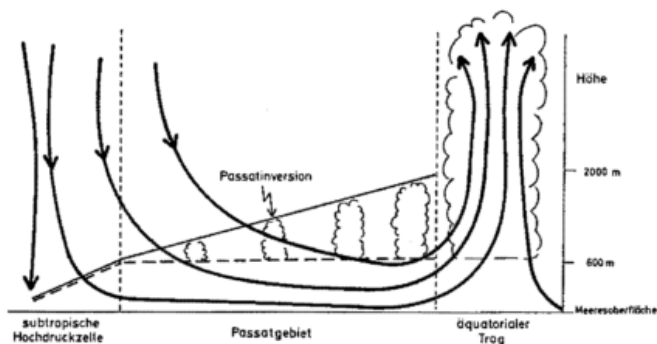


Abb. 7.1

Schema der Passatzirkulation entlang einer mittleren Oberflächen-Trajektorie

In der *Hochdruckzelle* bestimmen das starke großräumige Absinken und die durch Bodenreibung angeregte Mikroturbulenz die Bewegungsabläufe. Wegen des meist in das Wasser hineingerichteten sensiblen Wärmeflusses bleibt die Erzeugung von turbulenter kinetischer Energie durch Auftriebskräfte trotz großer Verdunstungsraten im allgemeinen sehr gering. Demzufolge bildet sich meist eine Inversion in geringer Höhe, manchmal sogar an der Meeresoberfläche aus. Die Entwicklung niedriger Bewölkung wird damit gleichzeitig unterbunden.

Das anschließende *Passatgebiet* nimmt den größten Teil der Trajektorie auf. Hier wird das großräumige Absinken stromaufwärts geringer, während durch die ständige Zufuhr von Wärme und Wasserdampf von der Meeresoberfläche die konvektive Aktivität im selben Sinne anwächst. Als Folge davon setzt sich die von unten angeregte kleinskalige Vermischung weiter nach oben fort, so daß sich eine Wolkenschicht ausbilden kann, die mit zunehmendem Abstand vom Hochdruckgebiet an Mächtigkeit gewinnt und damit ein Ansteigen der Passatinversion erzwingt.

Die Trajektorie mündet in eine im Mittel schmale Konvergenzzone im Bereich des *äquatorialen Troges*, der sich allerdings durchaus um mehr als 10 Breitengrade vom Äquator entfernen kann. Offenbar steigen dort die zusammenfließenden Luftmassen nicht in einem weiten Band gleichmäßig auf, sondern es organisieren sich vielmehr Konvektionssysteme mit Cumuluswolken unterschiedlicher Aktivität und Höhe. Der aufwärts gerichtete Massenfluß ist auf relativ kleinflächige Auftriebs-schläuche konzentriert, während in einem wesentlich größeren Flächenanteil auch im Troggebiet kompensatorisches Absinken vorherrscht. Dadurch bilden sich zwar gelegentlich Inversionen aus, die aber nicht die gleichen Charakteristika wie die großflächige Passatinversion aufweisen.

Vertikaler Aufbau

Aus Berechnungen der kleinskaligen vertikalen Flüsse von Wärme, Wasserdampf und Impuls während des Atlantischen Passatexperimentes (APEX/ATEX) und des Barbados Oceanographic and Meteorological Experiments (BOMEX) läßt sich aufzeigen, daß durch die vorn eingeführte Definition der planetarischen Grenzschicht

in den niederen Breiten die untere Troposphäre bis zur Passatinversion charakterisiert ist.

Diese Aussage gilt nicht für tropische Störungen und die intertropische Konvergenzzone. Denn in diesen Fällen läßt sich infolge der hochreichenden Vermischung durch Cumuluswolken eine obere Grenze des Oberflächeneinflusses gar nicht oder nur unzureichend feststellen. Die durch die Einführung einer planetarischen Grenzschicht vorgenommene vertikale Unterteilung der Atmosphäre hat dann keinen physikalischen Sinn mehr.

Als charakteristisches Beispiel für die Vertikalverteilung von Temperatur und Wasserdampf im ungestörten Passat wählen wir ein Siebentagemittel der vom WFS „Planet“ während des APEX vom 6. 2. bis zum 12. 2. 1969 gemessenen Profile (Abb. 7.2). Dabei finden wir eine deutlich ausgeprägte Struktur, die eine Aufteilung der planetarischen Grenzschicht in 5 Teilabschnitte markiert:

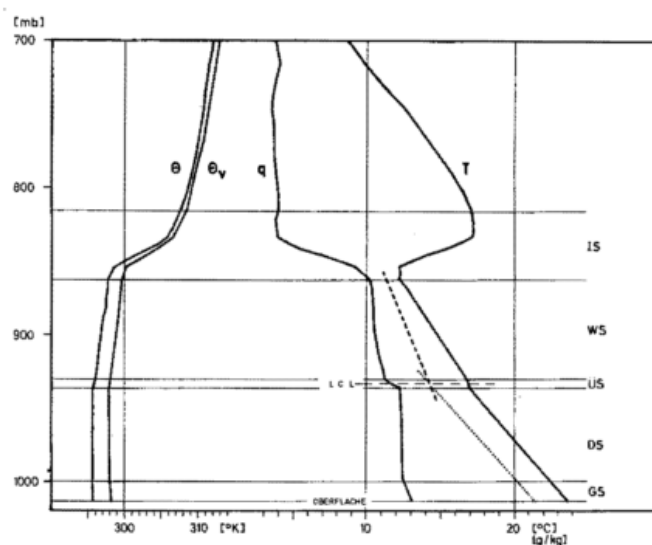


Abb. 7.2

Mittlere Profile der Temperatur (T), spezifischen Feuchte (q), potentiellen Temperatur (Θ) und potentiellen Virtuelltemperatur (Θ_v), gemessen vom WFS „Planet“, 6. 2. bis 12. 2. 1969 während APEX, bei 14.5°N/33.5°W. (Trocken- und Feuchtadiabate punktiert bzw. gestrichelt)

1. Die statisch schwach labile, etwa 100 m dicke *Grundschicht* mit logarithmischen Profilen der potentiellen Temperatur und spezifischen Feuchte.
2. Die *durchmischte Schicht*, deren Obergrenze 500 bis 600 m hoch liegt, mit einer adiabatischen Temperaturverteilung und nahezu konstanter spezifischer Feuchte.
3. Darüber die etwa 100–150 m mächtige, statisch stabile, im Mittel fast isotherme *Übergangsschicht*, in der die Feuchte stark abnimmt. Das Hebungs-kondensationsniveau für Luftteilchen nahe der Meeresoberfläche, das sich nach unseren Beobachtungen nur wenig von dem aktuellen Kondensationsniveau unterscheidet, liegt ebenfalls in dieser Schicht. Demnach bildet sie die Übergangszone zwischen der trockenadiabatischen Konvektion und der mechanischen Turbulenz unterhalb und der Cumuluskonvektion darüber.

4. Die *Wolkenschicht*, deren Ausdehnung von wenigen 100 m bis zu über 1000 m schwanken kann, hat eine bedingt labile Dichteschichtung. Hier bilden sich die Passatcumuli aus, deren Vertikalausdehnung zwar unterschiedlich ist, die aber nur selten die Passatinversion durchstoßen.
5. Die *Passatinversion*, markiert durch eine starke Temperaturzunahme und Wasserdampfabnahme, schließt die planetarische Grenzschicht nach oben gegen den relativ warmen und trockenen Bereich der freien Atmosphäre ab.

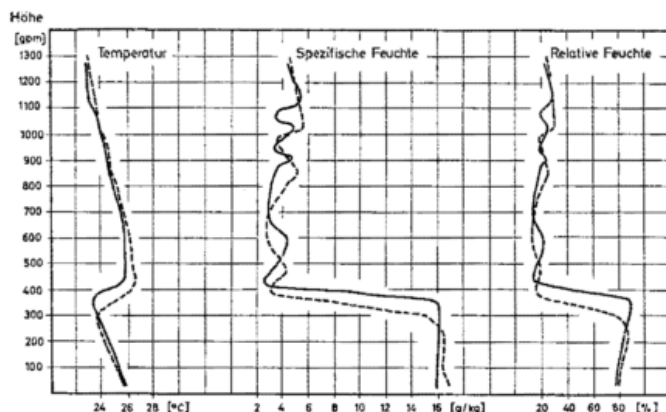


Abb. 7.3

Temperatur- und Feuchteprofile, durch Fesselsonden gemessen am 25. 11. 1965 um 8.45 (ausgezogen) und 9.20 Uhr (gestrichelt) Ortszeit bei 13°N/19°W

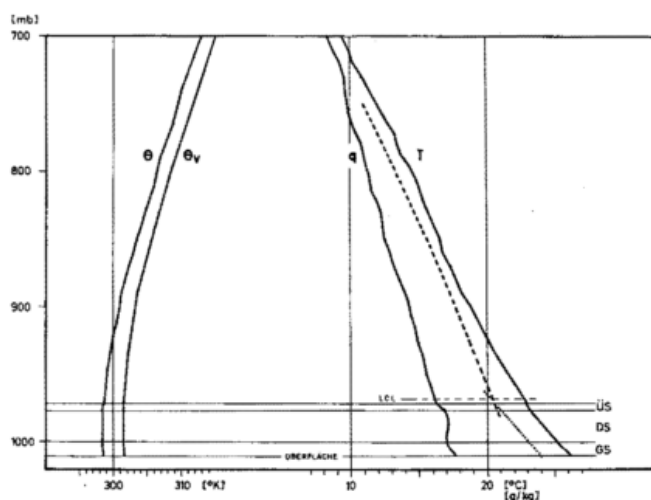


Abb. 7.4

Mittlere Profile der Temperatur (T), spezifischen Feuchte (q), potentiellen Temperatur (Θ), potentiellen Virtuelltemperatur (Θ_v), gemessen vom FS „Meteor“ 14. 2. bis 17. 2. 1969 während APEX im Bereich der intertropischen Konvergenzzone bei 5.7°N/38.5°W. (Trocken- und Feuchtadiabate punktiert bzw. gestrichelt)

Während die soeben beschriebene Schichtenstruktur in einer ungestörten Passat- oder Monsunströmung praktisch durch jede Einzelmessung bestätigt werden kann, trifft man am Anfang und Ende der Trajektorien größere Variationen an. Im ersten Fall werden diese vornehmlich von Vorgängen im Ozean und im letzteren im wesentlichen mittelbar oder unmittelbar durch die Cumu-

luskonvektion verursacht. Einige typische Unterschiede dieser beiden Abschnitte gegenüber der ausgeprägten Passatzone werden durch die Profile in den Abb. 7.3 und 7.4 deutlich. Im Hochdruckgebiet degeneriert die Schichtenstruktur häufig zu der Zweiteilung in die durchmischte und die Inversionsschicht. In der Konvergenzzone bleibt der Vertikalaufbau bis zur Wolkenuntergrenze im Prinzip wie im Passat erhalten. Aber die Wolkenschicht, die dort nahezu feuchtlabil geschichtet ist, setzt sich über das 700 mb-Niveau in größere Höhen fort und eine Inversion als obere Grenze wird nicht mehr angetroffen.

So wie bei den thermodynamischen Größen lassen sich auch im vertikalen Windprofil einige für die ozeanischen Tropen typische Merkmale herausfinden. Als charakteristisch findet man ein Windmaximum in der Nähe der Übergangsschicht. Die vertikale Windscherung zwischen 20 m Höhe und diesem Maximum ist allerdings nur sehr gering, wie man den APEX-Profilen in Abb. 7.5 entnehmen kann. Die Windstärke ändert sich nur um 10^{-3}sec^{-1} mit der Höhe, und die Windrichtungsänderung beträgt nicht mehr als 5 bis 7 Grad. Aus Messungen nahe der Meeresoberfläche weiß man, daß es zu einem starken Abfall der Windgeschwindigkeit erst im Niveau der

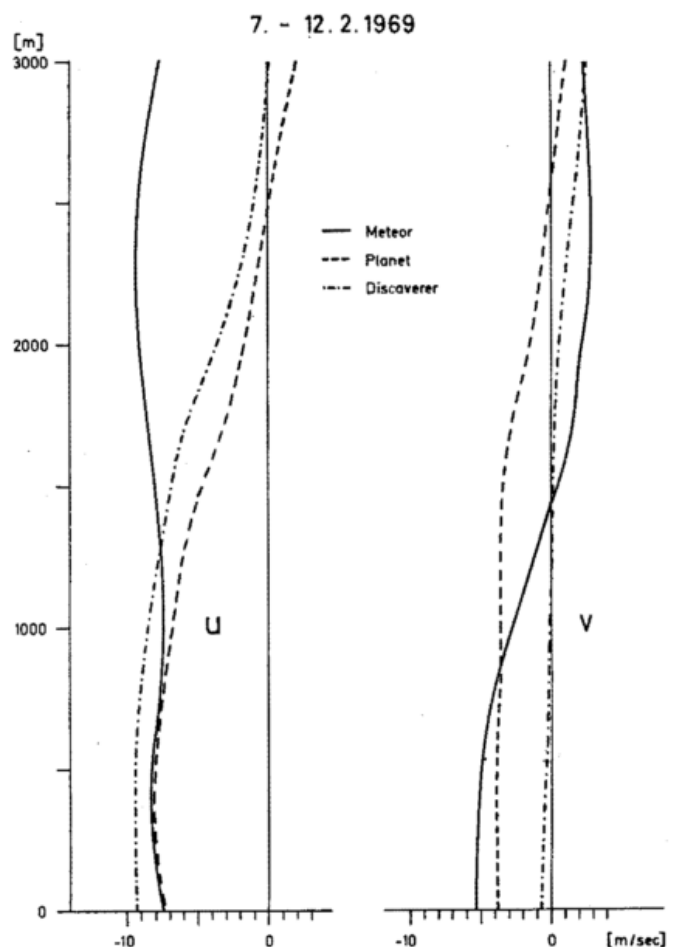


Abb. 7.5

Mittlere Profile der zonalen (u) und meridionalen (v) Komponente der Windgeschwindigkeit während der ersten Periode des APEX (7. 2. bis 12. 2. 1969) an den Forschungsschiffen „Meteor“, „Planet“, „Discoverer“

Oberflächenwellen kommt. In der Wolkenschicht nimmt der Betrag der Windgeschwindigkeit mit der Höhe deutlich ab, und die Richtung im Inversionsniveau ist meist nahezu zonal.

Die gesamte Grenzschicht ist normalerweise baroklin. In der durchmischten Schicht wird diese Tatsache dadurch verdeckt, daß der thermische Wind dem geostrophischen Bodenwind entgegengerichtet ist und darum keine Drehung, sondern nur eine Abschwächung des geostrophischen Windes mit der Höhe bewirkt wird. Auf diese Weise wird auch die schwache vertikale Scherung des aktuellen Windes in diesem Höhenbereich verständlich. In der Wolkenschicht nimmt die Baroklinität zu, so daß z. B. während des APEX der geostrophische und aktuelle Wind an der Inversionsuntergrenze in Betrag und Richtung übereinstimmen.

Die vertikalen Transporte von Impuls, sensibler und latenter Wärme

Durch die APEX- und BOMEX-Messungen wird zweifelsfrei bestätigt, daß die Passatinversion keine Grenze unterschiedlicher Luftmassen ist, sondern von einem erheblichen abwärtsgerichteten Massentransport durchsetzt wird. Diese großskalige Absinkbewegung hat ihren Maximalwert im Inversionsniveau und setzt sich unter Abschwächung bis nahe an die Meeresoberfläche fort. Damit verbunden ist ein ebenfalls in der gesamten Schicht abwärts gerichteter großräumiger Transport von Impuls, latenter Wärme sowie potentieller Energie und sensibler Wärme. Zur Balancierung des Energiehaushaltes werden neben der Nettostrahlungsabkühlung die in Abb. 7.6 ebenfalls angegebenen kleinskaligen (turbulenten) Flüsse von Wasserdampf und sensibler Wärme benötigt. Man erkennt, daß zwar mehr als 50% des an der Meeresoberfläche aufgenommenen Wasserdampfes in die Inversion transportiert werden, jedoch nur ein geringer Anteil in die freie Atmosphäre oberhalb der Inversion gelangt. Der turbulente sensible Wärmefluß ist in der Wolken- und Inversionsschicht abwärts gerichtet, während er an der Inversionsobergrenze nahezu verschwindet.

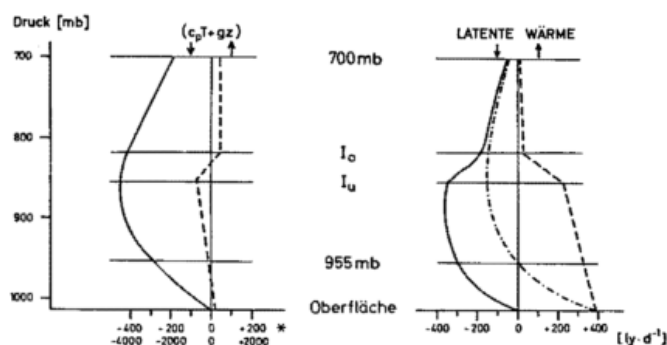


Abb. 7.6 Vertikaltransporte der Enthalpie und geopotentiellen Energie (links) sowie der latenten Wärme (rechts) in ly/Tag während der ersten Periode des APEX (7. 2. bis 12. 2. 1969). Ausgezogen: großskalige Transporte, gestrichelt: kleinskalige Flüsse, strichpunktierter: Nettotransport. Die mit dem Stern gekennzeichnete Skala gilt nur für den kleinskaligen Fluß. I_o und I_u bezeichnen die Inversionsobergrenze bzw. -untergrenze

Beide Resultate stützen die Hypothese, daß die in die Inversion hineinstoßenden Passatcumuli einen intensiven Massenaustausch zwischen der Wolkenschicht und der Inversion bewirken. Struktur und Höhenlage der Inversion werden unter dieser Annahme durch ein Gleichgewicht zwischen dem großräumigen Absinken und diesem kleinskaligen Austausch bestimmt. Bei der Berechnung des turbulenten Impulstransportes ergaben sich bei den APEX-Daten ebenso Unsicherheiten wie bei anderen gleichartigen Messungen. Recht gut absichern läßt sich jedoch, daß der Bodenreibungseinfluß etwa bis zur Inversionsuntergrenze reicht und die zum Oberflächenwind parallele Komponente des Impulsflusses von der Meeresoberfläche bis etwa in die Mitte der Wolkenschicht hinein abwärts gerichtet ist. Demnach wird Impuls durch Schichten mit verschwindender Windscherung und teilweise sogar gegen den mittleren Gradienten der Windgeschwindigkeit transportiert.

Grenzschichtmodelle

Die Anwendung der meisten bisher entwickelten Modelle auf die tropische planetarische Grenzschicht findet Einschränkungen durch die Entartung der geostrophischen oder ähnlicher Beziehungen in der Nähe des Äquators und durch die üblicherweise zu starken Vereinfachungen über den vertikalen Aufbau der Schicht. Fortschritte wurden in den letzten Jahren erzielt durch Erweiterungen der 1960 von BALL (2) vorgenommenen Studie über die Ausbildung und Erhaltung einer Inversion durch turbulente Vermischung, die ihre kinetische Energie aus einem am Boden aufwärts gerichteten Wärmefluß bezieht. Neuere Rechnungen berücksichtigen ebenfalls den Beitrag des Wasserdampfes und schließen Höhenvariationen der Inversion mit ein. Die allgemeine Tendenz besteht darin, sich stärker als bisher an den physikalischen Prozessen zu orientieren, um wirklichkeitsnähere Parametrisierungsansätze zu finden. Diese Betrachtungsweise läßt auch Versuche zu, unterschiedliche Spektralbereiche des Bewegungsfeldes teilweise zu entkoppeln, indem man z. B. kurzzeitige, kleinräumige, instationäre Prozesse in einer großräumigen stationären Umgebung ablaufen läßt. Auf derartigen Überlegungen basiert z. B. die Parametrisierung des Konvektionsvorganges durch trocken- oder feucht-adiabatische Teilchenverlagerung. Möglichkeiten zur Untersuchung der Antriebsfunktionen und der nicht-linearen Wechselwirkungen zwischen den unterschiedlichen Skalen bieten sich durch erweiterte Nutzung des kürzlich von DEARDORFF (7) entwickelten numerischen Modelles der Grenzschicht. Alle zur Zeit existierenden Modelle sind allerdings nur anwendbar auf relativ ungestörte Verhältnisse mit geringer konvektiver Aktivität. Die Wechselwirkungen zwischen der Wolkenschicht und dem Bereich darunter werden gar nicht oder nur unzureichend berücksichtigt. Völlig vernachlässigt werden bisher Variationen in der Deckschicht des Ozeans, obwohl diese Einflüsse nicht immer unbedeutend sind. Hinweise für neue Schritte zur Erweiterung derzeitiger Modellansätze erhofft man sich aus den Meßergebnissen während des GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE), das in der Mitte dieses Jahres als große internationale Meßkampagne durchgeführt werden soll.

Die planetarische Grenzschicht in „GATE“

GATE, das „GARP Atlantic Tropical Experiment“, kann auf eine intensive Untersuchung der planetarischen Grenzschicht über dem tropischen Ozean nicht verzichten. Das zeigt bereits die Kurzfassung der allgemeinen Zielsetzung von GATE, die vom „Joint Organizing Committee“ für GARP auf seiner fünften Sitzung in Bombay (1971) formuliert wurde und frei übersetzt lautet:

GATE soll dazu dienen, eine Beschreibung der inneren Struktur einer Reihe von Cloud Clustern zu liefern, die vertikalen und horizontalen Wärme-, Wasserdampf- und Impulstransporte in Verbindung mit diesen Systemen abzuschätzen und in Beziehung zu setzen zum groß-skaligen Bewegungsfeld der tropischen Atmosphäre.

(Es sei gestattet, den Ausdruck „Cloud Cluster“ nicht mehr ins Deutsche zu übersetzen; er hat sich als terminus technicus eingebürgert und bezeichnet jene Anhäufung von hochreichenden Konvektionszellen (Cumulonimben) in geordneter Form, mit oftmals deutlich erkennbarer innerer Struktur, die typischerweise nur in tropischen Breiten beobachtet wird und wegen ihres dichten Cirrusschirmes auf Satellitenfotos als weiße Flecken besonders augenfällig wurde.)

Von dem wenigen, was wir über die Atlantischen Cloud Cluster wissen, ist bekannt, daß ihre charakteristische horizontale Abmessung zwischen 100 und 1000 km liegt, daß in ihrem Innern beträchtliche vertikale Massen- und Energieumlagerungen stattfinden, daß sie (vermutlich) über dem afrikanischen Kontinent entstehen und mit einer Geschwindigkeit von etwa 18 Knoten von Ost nach West über den Atlantik ziehen, wobei die meisten degenerieren, einige wenige aber zu tropischen Wirbelstürmen anwachsen und die amerikanische Küste treffen. Häufig beobachtet man im Zusammenhang mit Cloud Clustern die Bildung von troposphärischen Wellenstörungen im synoptischen Feld, die als „easterly waves“ bereits in den 40er Jahren bekannt waren. Aber auch stratosphärische Wellen (*Kelvin-Wellen*) und sogen. *Rossby-Schwerewellen* werden wahrscheinlich durch Cloud Cluster angeregt. Wesentlich ist, daß die Cluster in ihrer Gesamtheit für die Zirkulation der tropischen Atmosphäre — und damit der Atmosphäre überhaupt — die Rolle einer Energiequelle übernehmen, daß aber andererseits keines der existierenden Modelle der allgemeinen Zirkulation (AZ) einen derartig engen Gitterabstand aufweist, als daß die dynamischen und thermodynamischen Prozesse im Cluster explizit beschrieben werden können. Mit anderen Worten: einer der wesentlichen Energielieferanten der allgemeinen Zirkulation fällt in jedem AZ-Modell durch die Maschen.

Das Ziel ist deshalb, die physikalischen Prozesse im Cloud Cluster, insbesondere seine Energie- und Impulstransporte, zu *parametrisieren*, d. h. den Gesamteffekt des Clusters durch Parameter, die vom Modell an den (weitmäschigen) Gitterpunkten geliefert werden können, zu beschreiben. Um die hierzu notwendigen, physikalisch sinnvollen Parametrisierungsschemen zu gewinnen — und um zunächst einmal eine Aussage darüber machen zu können, ob der Cluster überhaupt parametrisierbar im obigen Sinne ist — ist es erforderlich, die im Cluster ablaufenden physikalischen Prozesse im Detail zu erfassen und zu beschreiben, und gerade das ist das Ziel von GATE.

Das Unterprogramm „planetarische Grenzschicht“, eines der fünf Teilprogramme in GATE, konzentriert sich dabei entsprechend der Definition der Grenzschicht von Seite 17 auf jene Prozesse — insbesondere die subskaligen Massen-, Energie- und Impulstransporte —, die an der Meeresoberfläche angeregt werden und sich unter normalen Bedingungen in der tropischen Atmosphäre aufwärts bis zur Passatinversion bemerkbar machen. Untersuchungen während BOMEX und ATEX haben gezeigt, daß die Passatinversion aus einem Wechselspiel zwischen der am Boden erzeugten Turbulenz und der großräumigen Absinkbewegung entsteht und sich erhält. Wir sind in der Lage, die planetarische Grenzschicht des ungestörten Passats einigermaßen vollständig zu beschreiben und damit in Modelle zu fassen. Die sogenannten Ganzheitsmodelle von BALL (2) bis CARSON (6) kommen den Verhältnissen insofern am nächsten, als sie alle eine gut durchmischte Grundschicht voraussetzen, die von einer Inversion bedeckt wird, an der die turbulenten Transporte verschwinden. Das Widerstandsgesetz für die planetarische Grenzschicht dürfte dagegen in seiner jetzigen Fassung weniger geeignet sein, da wir uns im Bereich kleiner oder verschwindender Coriolisparameter befinden.

Schwieriger werden die Verhältnisse, wenn wir uns — wie in GATE — mit dem gestörten Passat und den Cloud Clustern der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) befassen. Unter den Bedingungen hochreichender geordneter Konvektion wird die im Passat vorherrschende Absinkbewegung abgelöst von einer großräumigen Aufwärtsbewegung, wie Untersuchungen des Massen- und Energiehaushalts in der ITCZ, z. B. von YANAI, ESBENSEN und CHU (19), gezeigt haben. Dabei wird die Passatinversion zerstört. Es ist zweifelhaft, ob unter diesen Verhältnissen die Ganzheitsmodelle der Grenzschicht noch Gültigkeit besitzen. Auch die Anwendung der stationären Bewegungsgleichungen dürfte nicht mehr erlaubt sein, da das Verschwinden des Coriolistermes die Bedeutung der Trägheitsterme wachsen läßt. Selbst ein

so häufig angewandtes Parametrisierungsschema wie die „aerodynamische Methode“ zur Erfassung der Oberflächenflüsse von Impuls, sensibler Wärme und latenter Wärme wird Schwierigkeiten bieten, da es im wesentlichen ebenfalls auf der Voraussetzung stationärer und horizontal homogener Verhältnisse beruht. Diese Voraussetzung ist aber im Cloud Cluster — im Bereich sich ablösender Schauerfronten, mit mesoskaligen Vertikalzirkulationen, die gelegentlich kalte Luft aus dem Höhenbereich der Wolkenschicht bis hinab an die Meeresoberfläche bringen — sicher nicht erfüllt.

Das Unterprogramm „planetarische Grenzschicht“ in GATE muß diesen Umständen Rechnung tragen. Mit der allgemeinen Zielsetzung von GATE als Rahmen — siehe oben — gliedert sich seine wissenschaftliche Zielsetzung in drei Teile:

A. Der erste Teil konzentriert sich auf einen Test der existierenden Modelle und Parametrisierungsschemen unter den verschiedensten Bedingungen über dem tropischen Ozean bis hin zur organisierten, intensiven Konvektion im Cloud Cluster. Aller Voraussicht nach wird dieser Test im letzteren Fall negativ verlaufen, jedoch empfiehlt es sich, von einer festen, wohldefinierten Basis aus vorzugehen, um die Fragestellung zu schärfen und rein exploratorische Beobachtungen zu vermeiden. Um das Ziel — die Parametrisierung der Grenzschicht — dennoch zu erreichen, sind aber zwei weitere Schritte vorgesehen.

B. Um die vorhandenen Modelle zu „retten“, muß das Beobachtungsmaterial die Grundlage für eine Überprüfung der gemachten Voraussetzungen und Annahmen liefern, die dann gegebenenfalls durch realistischere Annahmen ersetzt werden können. Hierbei sind jedoch noch keine Eingriffe in den physikalischen Gehalt der Modelle vorgesehen, so daß auch hier nur ein Teilerfolg wahrscheinlich ist.

C. In der dritten Stufe werden die vorhandenen Modelle aufgegeben, und wir kehren zurück zur reinen Beschreibung der Grenzschichtstruktur in der Hoffnung, von dort aus neue Modelle entwickeln zu können. Verschiedene Prozesse, die berücksichtigt werden müssen, sind heute schon erkennbar. Gemeint sind:

1. *Die Wechselwirkung zwischen der durchmischten Schicht und der Wolkenschicht (layer interaction).* Die Cloud Cluster der Tropen sind periodisch vorüberziehende Gebilde, und ihre Entstehung und ihr Zerfall werden Veränderungen in der Grenzschichtstruktur hinterlassen. Diese Modifizierungen sind heute sowohl im Skalenbereich der Cluster als auch der mesoskaligen Substrukturen und des einzelnen Cumulonimbus unbekannt. Die Aufgabe besteht darin, den Zustand der Grenzschicht im Formationsstadium der gestörten Systeme zu quantifizieren und die fortschreitende Modifizierung bis zum Zerfall der Systeme zu verfolgen, insbesondere die thermodynamische Vertikalstruktur der Grenzschicht, den großräumigen Konvergenz-Divergenzyklus und die Wasseroberflächentemperatur einschließlich der Struktur der durchmischten Schicht im Meer.

2. *Die Wechselwirkung zwischen atmosphärischen Systemen verschiedener Größenordnung (scale interaction).* In der tropischen Atmosphäre findet man typischerweise Störungssysteme verschiedenen „Scales“ (vergleiche promet 1/2, 1971), deren horizontalen Dimensionen charakteristische Längen zugeordnet werden können. Man unterscheidet gewöhnlich vier Gruppen von Systemen: den einzelnen Cumulonimbus (D-scale, charakteristische Länge 1–10 km), mesoskalige Cumulonimbussysteme (C-scale, 10–100 km), Cloud Cluster, d. h. Systeme von C-scale Elementen mit gemeinsamem Zirkulationssystem und Cirrusschirm (B-scale, 100 bis 1000 km) und makroskalige, synoptische Systeme, z. B. troposphärische Wellenstörungen (A-scale, >1000 km). Abb. 8.1 verdeutlicht die Verhältnisse. Alle diese Systeme stehen miteinander in Wechselwirkung, womit gemeint ist, daß Energieübergänge von einem System zum anderen stattfinden, über deren Mechanismus wenig bekannt ist, die aber über Energiehaushaltsrechnungen erfaßt werden können. Die Energiehaushaltsgleichungen enthalten bekanntlich einerseits Terme, die den Energiefluß aufgrund einer mittleren Vertikalbewegung beschreiben, andererseits solche, die den turbulenten Energiefluß aufgrund subskaliger Wirbel angeben. Der turbulente Energiefluß kann, sofern er nicht direkt gemessen wird, als Residuum aus Energiehaushaltsrechnungen erhalten werden. „Turbulent“ bezeichnet hier also alle solche Wirbel, deren Skale kleiner ist als derjenige, der gerade in der Rechnung das Basissystem bildet. Zum Beispiel: rechnet man einen Energiehaushalt aus einem B-scale Volumen — typische Längenabmessungen etwa 300 km — so liefert der turbulente Term alle Energieübergänge von mikroskaligen, D-scale und C-scale Wirbeln, und so weiter. Energiehaushaltsrechnungen auf verschiedenen Skalen werden also dazu beitragen, die Wechselwirkung zwischen Skalen, d. h. Energietransfers, zu quantifizieren.

Derartige Wechselwirkungen müssen sich aber auch im Energiespektrum des Bewegungsfeldes bemerkbar machen. Das Problem wäre praktisch gelöst, wenn wir für die Form der Spektren — Energieinhalt als Funktion der Wellenzahl in Abhängigkeit von äußeren Parametern (Stabilität, konvektive Aktivität etc.) — Gesetze finden könnten wie zum Beispiel das minus 5/3-Gesetz für die spektrale Energiedichte im Inertialbereich der Mikroturbulenz (vergl. wiederum promet 1/2, 1971). Verglichen mit der gesamten Bandbreite des Spektrums atmosphärischer Bewegungen ist aber dieser Inertialbereich winzig, und an eine komplette theoretische Beschreibung der Spektren ist kaum zu denken. Dennoch soll die Aufgabe — zunächst mit Hilfe von Beobachtungen — in Angriff genommen werden. Zeitreihen von 2-stündiger bis 20-tägiger Dauer mit Auflösungen von 4 Sekunden bis zu 3 Stunden (bzw.) werden die erforderliche Information liefern.

3. *Die Dynamik der planetarischen Grenzschicht im makroskaligen Bereich, insbesondere in äquatorialen Breiten.* Besondere Probleme bei dem Versuch, die tropische planetarische Grenzschicht in Modelle der AZ aufzunehmen, werden dadurch entstehen, daß wir uns im Bereich

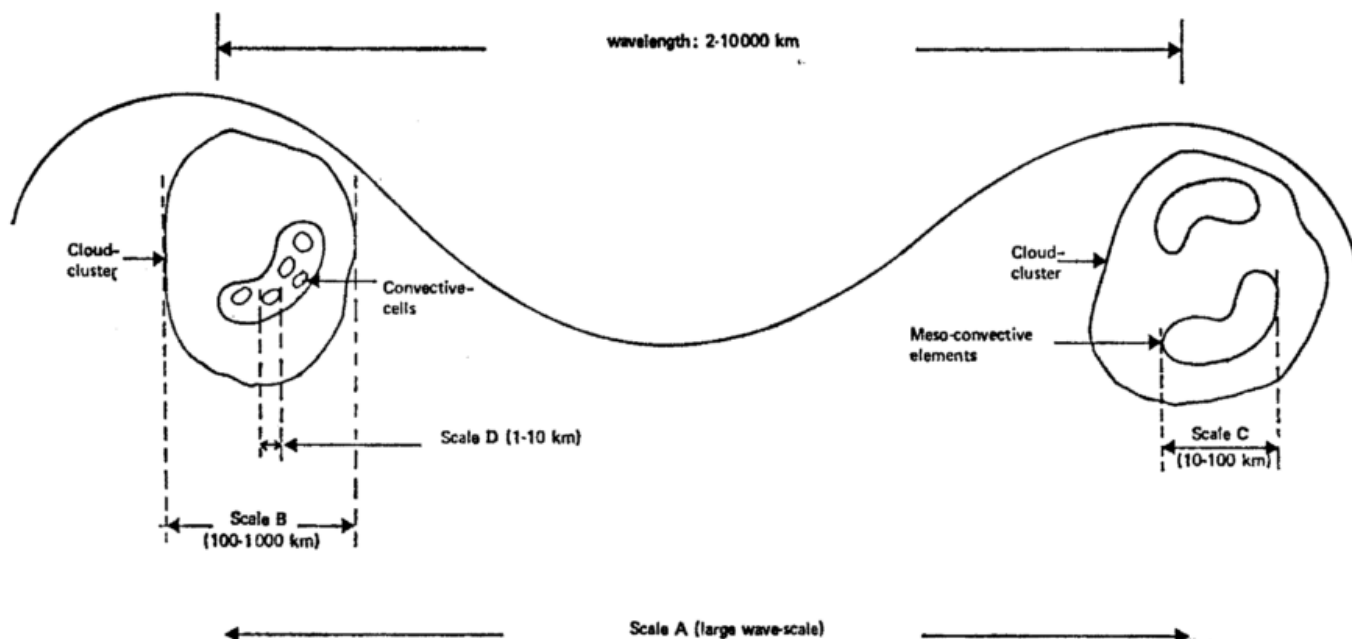


Abb. 8.1

Schema der Einteilung tropischer Störungssysteme in vier Skalen A bis D, geordnet nach Größenordnungen ihrer charakteristischen Dimensionen. Aus: GARP Publications Series No. 4 (1970)

sehr kleiner Coriolisparameter befinden, wodurch die Beschleunigungsterme in den Bewegungsgleichungen an Bedeutung gewinnen. Insbesondere sind die advektiven Terme zu berücksichtigen, da die den Äquator kreuzenden Stromlinien wegen des afrikanischen Monsuneffekts (im Nordsommer) im Uhrzeigersinn gedreht werden: südlich des Äquators herrschen SE bis SSE-Winde, nördlich des Äquators (aber südlich der ITCZ) herrschen SSW bis SW-Winde. Schließlich kommt hinzu, daß durch kalte äquatoriale Auftriebswasser — deren Entstehung wiederum nicht unabhängig ist vom atmosphärischen Strömungsfeld — der Atmosphäre eine beträchtliche Baroklinität aufgeprägt wird. All dies bewirkt, daß das Ekmansche Modell sicherlich nicht mehr zur Beschreibung der Dynamik der Grenzschicht ausreichen wird. Vielmehr muß die Kombination von veränderlichem Coriolisparameter, monsunalem Druckgradienten und oberflächennaher Baroklinität in ein Modell gefaßt werden, das erst noch zu entwickeln ist; ein umfassendes Beobachtungsmaterial soll dazu die Grundlage liefern.

Damit haben wir den Rahmen der wissenschaftlichen Zielsetzung abgesteckt. Er richtet sich nach dem heutigen Stand der Kenntnisse; letztlich werden erst die Beobachtungen den ganzen Umfang des Problems offenbaren. Jedoch diktiert die aufgezeigten Fragestellungen eine konkrete Liste von *experimentellen Zielsetzungen*, die vom Unterprogramm „planetarische Grenzschicht“ zu erfüllen sind. Der Test der existierenden Modelle macht die Messung folgender Größen erforderlich:

- (a) Energie- und Impulsfluß an der Meeresoberfläche;
- (b) die Höhe der durchmischten Schicht und ihre zeitlichen Variationen;

- (c) die Gradienten von potentieller Temperatur, Feuchte und Geschwindigkeit in der durchmischten Schicht;
- (d) die Temperatur-, Feuchte- und Geschwindigkeitssprünge an der Obergrenze der durchmischten Schicht (Übergangszone zur Wolkenschicht);
- (e) Höhe der Wolkenuntergrenze;
- (f) Massen-, Energie- und Impulsflüsse an der Obergrenze der durchmischten Schicht;
- (g) dasselbe an der Wolkenuntergrenze;
- (h) Gradienten von Temperatur, Feuchte und Geschwindigkeit in den unteren Höhen der Wolkenschicht;
- (i) großräumige Vertikalgeschwindigkeit, mittlere Vertikalgeschwindigkeit direkt unterhalb von Wolken, Bruchteile der mit aktiven Wolken bedeckten Fläche, einschließlich Statistik der Wolkendurchmesser an der Wolkenuntergrenze;
- (j) horizontaler Druckgradient am Boden;
- (k) horizontaler Temperaturgradient am Boden und in der Höhe.

Die Erweiterung und Vervollkommnung der Modelle erfordert,

- daß die Raum- und Zeitabhängigkeit aller thermodynamischen und dynamischen Zustandsvariablen berücksichtigt wird,
- daß insbesondere die Vertikalstruktur mit guter Auflösung erfaßt wird,
- daß die Höhenabhängigkeit der turbulenten Flüsse durch Flugzeuge oder Fesselsonden gemessen werden kann,

- daß Strahlungsstromdivergenzen zumindest abgeschätzt werden,
- daß mesoskalige Systeme (Wolkenstraßen, Walzen) als mögliche Vorläufer von Clustern untersucht werden,
- daß alle Beobachtungen klassifiziert werden können nach dem Grad der herrschenden konvektiven Aktivität und nach ihrer Position relativ zum konvektiven System.

Schließlich diktiert die dritte Stufe, die Entwicklung neuer Modelle, eine weitere Gruppe von experimentellen Zielsetzungen, nämlich:

- die Beschreibung der planetarischen Grenzschicht im Zusammenhang mit der Entwicklung von Cloud Clustern, d. h. die Erfassung aller oben erwähnten Größen über mehrere der vermutlich 3 bis 5 Tage langen Zyklen des Entstehens und Vergehens der Cluster; insbesondere sind zu beschreiben die Wechselwirkungen zwischen Wolkenschicht, durchmischter Schicht und den oberen Schichten des Ozeans und mögliche Rückkopplungseffekte zwischen diesen Domänen;
- Messung der notwendigen Zeitreihen zur Spektralanalyse atmosphärischer Bewegungen im Periodenbereich von 10 Sekunden bis 4 Tagen;
- Massen- und Energiebudgets von verschiedenskalierten Volumen (B-, C- und D-Scale);
- die Untersuchung aller oben erwähnten — insbesondere der dynamischen — Größen bezüglich ihrer Breitenabhängigkeit bei kleinem und verschwindendem Coriolisparameter.

Wie soll diese Fülle von experimentellen Aufgaben gelöst werden? GATE ist geplant für die Zeit vom 15. Juni bis 23. September 1974. Die gesamte Zeitspanne ist un-

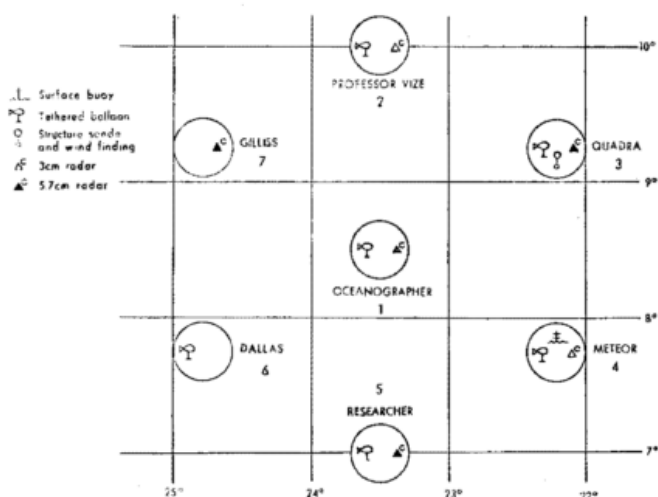


Abb. 8.2

Das Schiffsstationsnetz für das Grenzschichtprogramm in GATE, erste und zweite Beobachtungsphase. Neben den speziellen Grenzschichtmessungen werden auf allen Schiffen routinemäßig stündliche Bodenbeobachtungen und 6stündliche — zeitweise 3stündliche — Radiosondenaufstiege durchgeführt, ferner ozeanographische Messungen zur Beobachtung der durchmischten Schicht des Meeres

terteilt in drei Beobachtungsphasen von je 21tägiger Dauer; dazwischen liegen Phasen für Vergleichsmessungen, Eichung und Wartung und Hafenaufenthalte. Das Gesamtprogramm stützt sich auf drei Pfeiler: routinemäßige Beobachtungen von Landstationen im tropischen Afrika und Süd- und Mittelamerika, ein Netz von 30 fixen Schiffsstationen im Atlantik zwischen 20° Nord und 5° Süd, 10° West und 55° West, und eine Flotte von 12 Flugzeugen mit Operationsbasis Dakar. Das Grenzschichtprogramm wird sich jedoch im wesentlichen auf ein Gebiet zwischen 22° und 25° West, 7° und 10° Nord konzentrieren, wo die am besten ausgerüsteten Forschungsschiffe stationiert werden. Abb. 8.2 und 8.3 zeigen das Beobachtungsnetz des Grenzschichtprogramms mit den vorhandenen Meß-Systemen. Die Aktivitäten der Flugzeuge werden sich ebenfalls in diesem Raum abspielen. Er ist so gewählt, daß er nicht nur im Operationsbereich der Flugzeuge liegt, sondern auch in der Breite maximaler Clusterhäufigkeit. Flugzeug (mobil) und Schiff (stationär) sollen sich sinnvoll ergänzen.

Die wesentlichen Meß-Systeme für die Grenzschichtuntersuchungen sind folgende:

Fesselballone mit bis zu fünf Sonden, die Windgeschwindigkeit und -richtung, Temperatur, spezifische Feuchte und Druck, in einigen Fällen auch geometrische Höhe der Sonden messen. Abfragefrequenz ist 1 pro 4 Sekunden; Höhenbereich 50 bis 1200 Meter; maximale Einsatzdauer 24 Stunden. Sechs Systeme sind vorhanden. Sie sollen abwechselnd in fester Höhe zur Erfassung längerer Zeitserien und in variabler Höhe zur Erfassung der Vertikalprofile eingesetzt werden.

Ein *Fesselballonsystem* wird vorhanden sein, dessen Sonden kurzperiodische Schwankungen des Vertikal- und Horizontalwindes, der Temperatur und der Feuchte und damit die turbulenten Flüsse von Impuls, Wasser-

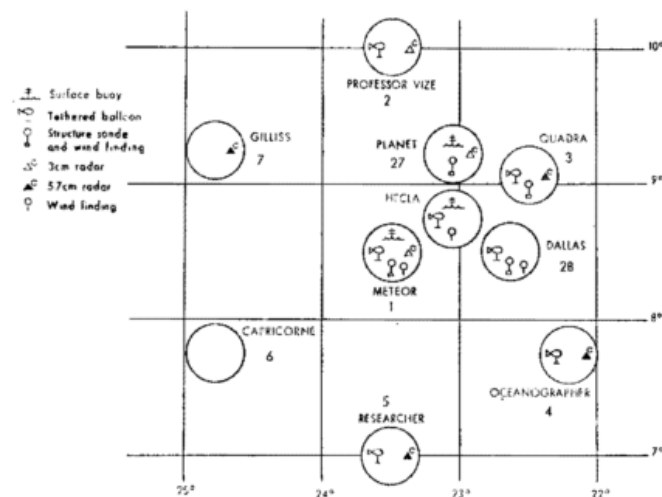


Abb. 8.3

Wie Abb. 8.2, jedoch für die dritte Beobachtungsphase. Die Stationen 1, 27 und 28 bilden ein spezielles C-scale Dreieck, in dessen Mitte ein ozeanographisches Bojennetz verankert wird. Flugzeuge werden in diesem Areal operieren und das Programm der Schiffe ergänzen

dampf und Wärme zu messen in der Lage sind. Höhenbereich: unterhalb der Wolkenbasis.

Freifliegende Sonden spezieller Bauart zur Messung der Feinstruktur der Vertikalschichtung von Temperatur und Feuchte bis 3000 m. Aufstiegsfolge: 1 pro 3 Stunden, abwechselnd mit 3stündigen Routinesonden. Drei oder vier Systeme werden zur Verfügung stehen.

Freifliegende Ballone zur Messung des vertikalen Windprofils. Verfolgung entweder mit Radar oder optischen Theodoliten. Aufstiegsfolge: 1 pro 30 Minuten, jedoch Beschränkung auf die dritte Beobachtungsphase. Vier Systeme werden eingesetzt.

Flugzeuge, ausgerüstet mit Fühlern kurzer Zeitkonstante für Temperatur, Feuchte, Horizontal- und Vertikalwind, dazu kreiselstabilisierte Plattform zur Messung der Bewegungskomponenten des Flugzeugs, dienen zur Messung der vertikalen Impuls- und Energieflüsse in und unter Clustern. Ihre Reichweite erlaubt einen vier- bis sechsständigen Aufenthalt im Meßgebiet. Drei Maschinen sind derartig ausgerüstet, ca. 30 Gruppenflüge sind insgesamt geplant.

Bojen zur Erfassung oberflächennaher Parameter, d. h. mittlerer Windgeschwindigkeit, Temperatur, Feuchte sowie vertikaler Flüsse von Impuls, latenter und sensibler Wärme. Drei Systeme zur Flußmessung und vier weitere für mittlere Größen sind vorgesehen.

Schließlich dienen alle *routinemäßigen Bodenbeobachtungen* der Schiffe dem Grenzschichtprogramm zur Erfassung des großräumigen Druck-, Temperatur- und Windfeldes, zur Seegangsbeobachtung und zur Ableitung turbulenter Flüsse nach der aerodynamischen Methode. *Satellitenfotos* und *Radarbeobachtungen* werden die aktiven Konvektionsgebiete lokalisieren helfen. *Infrarotstrahlungsmessungen* von Flugzeugen und Satelliten erfassen das Feld der Wasseroberflächentemperatur.

Werden diese Beobachtungen ausreichen, die gestellten Fragen zu beantworten? Auf mehreren Planungstreffen mit internationaler Beteiligung ist das Programm festgesetzt worden. Die Teilnehmer der Expedition sind sich über die Zielsetzung einig. Noch sind verschiedene logistische Schwierigkeiten zu überwinden, doch die Experten sind optimistisch. Über das Ergebnis wird zu berichten sein.

9 Literatur

- (1) AUGSTEIN, E.; SCHMIDT, H.; OSTAPOFF, F.: The vertical structure of the atmospheric planetary boundary layer in undisturbed trade winds over the Atlantic Ocean. *Boundary Layer Meteorology*, 22 Seiten, im Druck.
- (2) BALL, F. K.: Control of inversion height by surface heating. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 86 (1960) S. 483—494.
- (3) BETTS, A. K.: Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99 (1973) S. 178—196.
- (4) BUSCH, N. E.: The surface boundary layer. *Boundary Layer Meteorology* 4 (1973) S. 213—240.
- (5) BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E. F.: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmosph. Sci.* 28 (1971) S. 181—189.
- (6) CARSON, D. J.: The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 99 (1973) S. 450—467.
- (7) DEARDORFF, J. W.: Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers. *J. Atmosph. Sci.* 29 (1972) S. 91—115.
- (8) KAZANSKII, A. B.; MONIN, A. S.: On the dynamic interaction between the atmospheric and the earth surface. *Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser.* 5 (1961) S. 786—788.
- (9) LUMLEY, J. L.; PANOFSKY, H. A.: The structure of atmospheric turbulence. New York 1964. Interscience Publishers.
- (10) MONIN, A. S.; OBUCHOW, A. M.: Fundamentale Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Vermischung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre. In: *Sammelband zur statistischen Theorie der Turbulenz*. Berlin 1958, Akademie-Verlag.
- (11) PLATE, E. J.: Aerodynamic characteristics of atmospheric boundary layers. U.S. Atomic Energy Commission 1971.
- (12) PRIESTLEY, C. H. B.: *Turbulent transfer in the lower atmosphere*. Chicago 1959, The University of Chicago Press.
- (13) promet, Heft 1/2 1971: Mikro- und Makroturbulenz.
- (14) RIEHL, H.: *Tropical Meteorology*, McGraw Hill Book Corp. 1954.
- (15) SCHLICHTING, H.: *Grenzschichttheorie*. Karlsruhe 1965, G. Braun.
- (16) TOWNSEND, A. A.: *The structure of turbulent shear flow*. Cambridge 1956, Cambridge University Press.
- (17) WIPPERMANN, F.: The planetary boundary layer of the atmosphere. *Ann. Meteor. N. F.* Nr. 7 (1973).
- (18) WMO-ICSU Joint Organization Committee: *The planning of GARP tropical experiments*. GARP Publication Series No. 4, Geneva 1970.
- (19) YANAI, M. S.; ESBENSEN, J.; JAN-HWA CHU: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmosph. Sci.* 30 (1973) S. 611—627.

Blick nach Draußen

Europäisches Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage

Am 11. Oktober 1973 unterzeichneten die Bevollmächtigten von 15 der 19 Länder, die an der „Europäischen Zusammenarbeit auf dem Gebiet der wissenschaftlichen und technischen Forschung“ (COST) teilnehmen, in Brüssel im Gebäude Charlemagne das Übereinkommen zur Errichtung des „Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage“. Unterzeichnerstaaten sind 8 Länder der Gemeinschaft: Belgien, Dänemark, Bundesrepublik Deutschland, Frankreich, Großbritannien, Irland, Italien und die Niederlande sowie die Länder Finnland, Griechenland, Jugoslawien, Portugal, Schweden, Schweiz und Spanien. Inzwischen unterzeichnete auch Österreich das Übereinkommen.

Damit fand nach vorbereitenden Arbeiten, die sich über 5½ Jahre erstreckten, das ursprünglich von den damaligen 6 Ländern der Gemeinschaft ausgehende Bemühen um eine gemeinsame europäische Großaktion im Bereich der Meteorologie seinen erfolgreichen Abschluß. Nach der Unterzeichnung werden nunmehr die genannten Länder das Übereinkommen ratifizieren. Es tritt in Kraft, wenn es von mindestens zwei Dritteln der Unterzeichnerstaaten ratifiziert worden ist, sofern die Beiträge der betreffenden Staaten insgesamt mindestens 80% des Gesamtbetrags der Beiträge ausmachen. Damit ist in etwa einem Jahr zu rechnen.

In einer Wahl bestimmten die Teilnehmerstaaten **Shinfield Park** bei **Reading** (Berkshire) zum Sitz des Zentrums. Die Amtssprachen des Zentrums sind Deutsch, Englisch, Französisch, Italienisch und Niederländisch, die Arbeitssprachen sind Deutsch, Englisch und Französisch. Um keine Zeit zu verlieren und das Zentrum nach seiner Errichtung möglichst schnell arbeitsfähig zu machen, wird z. Z. eine kleine Planungsgruppe aufgestellt, die hauptamtlich unter der Leitung von Professor Wiin-Nielsen, dem künftigen Direktor des Zentrums, mit den Planungen beginnen soll.

Die Ereignisse, die zur Errichtung des Zentrums geführt haben, sind ungewöhnlich und sollen der meteorologischen Öffentlichkeit nicht vorenthalten werden. Der Ausgangspunkt liegt nicht im fachlichen, sondern im politischen

Bereich. Bisher war es üblich, daß die Wetterdienste einen gemeinsamen Plan zur Verbesserung ihrer Leistungen entwickelten und ihn ihren Regierungen zur Genehmigung und Bereitstellung der notwendigen Mittel vorlegten. In diesem Fall ging die Initiative von den Regierungen selbst aus, die den Meteorologen den Auftrag gaben, Pläne für gemeinsame Projekte zu entwickeln. Den Anstoß gab im Oktober 1967 der Ministerrat der Europäischen Gemeinschaften auf einer Sitzung in Luxemburg mit der Entscheidung, daß die 6 Mitgliedsstaaten gewillt seien, eine tatkräftige Aktion zur Neubelebung und Förderung der wissenschaftlichen und technischen Forschung zu unternehmen, und zwar auf den Gebieten: Informatik und Fernmeldewesen, Entwicklung neuer Verkehrsmittel, Metallurgie, Umweltbelastung, Ozeanographie und Meteorologie.

Diese Beschlüsse wurden gefaßt, als es darum ging, die in anderen Bereichen festgefahrene Zusammenarbeit durch ihre Ausdehnung auf die Forschung neu zu beleben. Mit der Meteorologie wurde dabei eine naturwissenschaftliche Disziplin gewählt, auf welche die geforderten Bedingungen besonders gut zutreffen: nämlich, daß Fortschritte auf diesem Gebiet für alle Zweige der Wirtschaft äußerst förderlich und Investitionen hier besonders gut angelegt sind.

Damit entstand für die Meteorologen der Mitgliedsländer der Gemeinschaft die Chance, im höheren Auftrag gemeinsame Projekte zu entwickeln. Sie haben diese einmalige Gelegenheit genutzt und in den folgenden Jahren eine Reihe von Aktionen vorgeschlagen, von denen die Errichtung eines Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage das anspruchsvollste war. Handelt es sich doch um ein Unternehmen, das vom wissenschaftlichen und technischen Aufwand her weit über die personellen und finanziellen Möglichkeiten europäischer Wetterdienste hinausgeht und nur durch eine gemeinsame Anstrengung Erfolg verspricht. Dabei waren sich die meteorologischen Sachverständigen von vornherein darüber im klaren, daß eine solche Aktion auch die Kräfte der Sechs überschreiten würde, und schlugen deshalb von Anfang an die Mitarbeit von europäischen

Drittländern vor, insbesondere solcher, die auf dem Gebiet der dynamischen Meteorologie über bedeutendes geistiges Potential verfügen. Dieser Gedanke fand später seine Erfüllung in der Erweiterung der Europäischen Gemeinschaft und der Ausdehnung der wissenschaftlichen und technischen europäischen Zusammenarbeit auf 19 Länder.

Die erweiterte fachliche Arbeit einer meteorologischen Sachverständigengruppe begann im April 1970 und schloß im August 1971 mit der Vorlage einer umfangreichen Projektstudie ab, die alle notwendigen Elemente enthielt, um der Ministerkonferenz die Einsetzung eines Ausschusses zur Vorbereitung eines Regierungsübereinkommens für die Durchführung des Projekts zu empfehlen. Da die Ziele des Projekts als besonders attraktiv und seine Realisierung infolge der traditionellen Bereitschaft der Meteorologen zur internationalen Zusammenarbeit als leicht erreichbar angesehen wurden, gab die Ministerkonferenz ihre Zustimmung. In der Folgezeit entwickelte eine juristische Gruppe, an der alle 19 Länder mitarbeiteten und die Meteorologen beteiligt waren, das Vertragswerk, zu dem außer dem Übereinkommen ein Personalstatut, eine Finanzordnung sowie ein Protokoll über die Vorrechte und Immunitäten des Zentrums gehören.

In der Präambel des Übereinkommens sprechen die Regierungen folgende Gründe an, die sie bewogen haben, das Zentrum zu errichten:

- Aus einer wesentlichen Verbesserung der mittelfristigen Wettervorhersage ergeben sich Vorteile für die europäische Wirtschaft;
- Die an dem Zentrum zu leistende wissenschaftliche und technische Forschung wird der Meteorologie in Europa starke Impulse verleihen;
- Die Verbesserung der mittelfristigen Wettervorhersage dient dem Schutz und der Sicherheit der Bevölkerung;
- Zur Erreichung dieser Ziele müssen erhebliche Mittel eingesetzt werden, die allgemein über den einzelstaatlichen Rahmen hinausgehen;
- Nach dem Bericht der Sachverständigengruppe ist die Errichtung eines autonomen europäischen Zentrums mit internationalem Status das geeignete Mittel zur Erreichung der Ziele;
- Das Zentrum kann zur Weiterbildung von Wissenschaftlern nach dem Hochschulstudium beitragen;

- Die Tätigkeit des Zentrums wird es ermöglichen, einen notwendigen Beitrag zu einigen Programmen der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) zu leisten, insbesondere zum weltweiten System der Welt-Wetter-Wacht (WWW) und zum globalen atmosphärischen Forschungsprogramm (GARP), das die Weltorganisation für Meteorologie in Verbindung mit dem Internationalen Rat Wissenschaftlicher Vereinigungen (ICSU) durchführt;
- Aus der Errichtung des Zentrums ergeben sich Vorteile auch für die Entwicklung der europäischen Industrie auf dem Gebiet der Datenverarbeitung.

Die Organe des Zentrums sind der Rat und der Direktor. Der Rat wird von einem beratenden Wissenschaftsausschuß und einem Finanzausschuß unterstützt. Er tritt mindestens einmal im Jahr zusammen und besteht aus höchstens zwei Vertretern eines jeden Mitgliedsstaates, von denen einer ein Vertreter des meteorologischen Dienstes des betreffenden Staates sein soll. Die WMO wird eingeladen, an den Arbeiten des Rates als Beobachter teilzunehmen.

Der Beratende Wissenschaftsausschuß besteht aus zwölf Mitgliedern, die vom Rat für vier Jahre ad personam ernannt werden. Sie werden unter Wissenschaftlern der Mitgliedsstaaten ausgewählt, die einem möglichst breiten Fächer von Wissenschaftszweigen angehören, die mit der Tätigkeit des Zentrums zusammenhängen.

Die Aufgaben des Zentrums sollen sein:

- (a) Forschung und Entwicklung
- (b) Regelmäßige Ausgabe von Vorhersagen
- (c) Fortbildung von Wissenschaftlern
- (d) Bereitstellung von Rechenkapazität
- (e) Aufbau und Bereitstellung einer Datenbank

Zu (a) Die wesentlichste Forschungsaufgabe des Zentrums wird darin bestehen, ein brauchbares *mathematisches Vorhersagemodell* für die mittelfristige Wettervorhersage zu entwickeln. Ferner müssen die Aufbereitungsverfahren für die meteorologischen Anfangsdaten, die von innerstaatlichen meteorologischen Zentren zu beschaffen sind, erarbeitet und für den späteren regelmäßigen Einsatz ausgebaut werden. Später, nach der Aufnahme des laufenden Betriebs, das heißt voraus-

sichtlich etwa 5 Jahre nach dem Arbeitsbeginn des Zentrums, ist das verwendete Vorhersagemodell aufgrund der gewonnenen Erfahrungen und neuerer Forschungsergebnisse ständig zu verbessern bzw. durch neue Modellversionen zu ersetzen. Daher muß das Zentrum über leistungsfähige Forschungs- und Entwicklungsgruppen verfügen. Das Zentrum stellt den innerstaatlichen Diensten die Ergebnisse seiner auf diesem Gebiet durchgeführten Forschungsarbeiten, Untersuchungen und Experimente zur Verfügung. Die wissenschaftliche Aktivität im Zentrum wird daher voraussichtlich der bei den innerstaatlichen Diensten verbleibenden Kurzfristvorhersage neue Impulse und Anregungen vermitteln.

Zu (b) Die regelmäßige Ausgabe *mittelfristiger Wettervorhersagen* (4 bis 10 Tage) wird die zentrale *Betriebsaufgabe* des Zentrums sein, die Anlaß für seine Errichtung ist. Um die beteiligten Länder mit den mittelfristigen Wettervorhersagen zu versorgen, muß das Zentrum mittels schneller Datenleitungen mit den innerstaatlichen meteorologischen Zentren verbunden werden. Die Auswertung dieser Mittelfristvorhersagen nach regional unterschiedlichen Bedürfnissen sowie ihre Interpretation für die interessierten Abnehmerkreise wird in die Zuständigkeit der innerstaatlichen meteorologischen Zentren fallen.

Zu (c) Dank seiner wissenschaftlichen Kapazität und seines internationalen Charakters stellt das Zentrum ein ideales Forum dar, um die *Fortbildung* der in Europa auf dem Gebiet der numerischen Wettervorhersage tätigen Wissenschaftler zu fördern.

Zu (d) Da bei der Kurzfristvorhersage im innerstaatlichen Bereich Forschungsarbeiten zur Vorhersage regionaler Besonderheiten oft durch fehlende Rechenkapazität behindert werden, soll das Zentrum seine *Rechenkapazität* bis zu einem Drittel den *innerstaatlichen Diensten*, die dies wünschen, für solche Forschungsarbeiten zur Verfügung stellen.

Zu (e) Zur Durchführung seiner Aufgaben wird das Zentrum eine umfassende *Datenbank* aufbauen müssen, die innerstaatlichen Institutionen für eigene Untersuchungen zugänglich sein soll.

Die Hauptaufgaben — regelmäßige Mittelfristvorhersage samt zugehörigen Forschungsarbeiten — bestimmen praktisch den Umfang des Personals des Zentrums. Es soll in seiner vollen Betriebsphase einen Personalstand von etwa 120 Bediensteten haben, von de-

nen etwa 40 eine Hochschulausbildung oder entsprechende Qualifikation aufweisen müssen.

Bei der Abschätzung der für das Zentrum erforderlichen Rechenkapazität ist davon auszugehen, daß ein für die Betriebsaufgaben geeignetes Vorhersagemodell für die numerische Simulation eines realen atmosphärischen Tagesablaufs nicht mehr als eine Stunde Rechenzeit beanspruchen darf. Eine 10-Tages-Vorhersage wird dann einschließlich der Initialisierung zwischen 10 und 11 Stunden Rechenzeit erfordern.

Eine praktisch vollständige Erfassung eines ausgedehnten geographischen Raums durch das Beobachtungsnetz ist die Voraussetzung für mittelfristige numerische Vorhersagen; da ferner auf eine sehr sorgfältige Modellierung der wesentlichen Energieumsetzungen sowohl innerhalb der Atmosphäre als auch zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche geachtet werden muß, ergibt sich gleichzeitig die Notwendigkeit einer hohen numerischen Auflösung. Diese begrenzt ihrerseits den möglichen Extrapolationszeitschritt auf wenige Minuten.

Legt man die Charakteristika jetziger Zirkulationsmodelle zugrunde, so zeigt sich, daß für regelmäßige Mittelfristvorhersagen eine elektronische Rechanlage mit einer *Rechengeschwindigkeit* von ca. 50 Millionen *Instruktionen pro Sekunde* (MIPS) benötigt wird. Das Zentrum muß deshalb mit einer Rechanlage entsprechender Leistungsfähigkeit ausgerüstet werden.

Der Aufbau des Zentrums erfolgt in mehreren stetig zu durchlaufenden Phasen und wird voraussichtlich mindestens 5 Jahre beanspruchen. Nach der Errichtung des Zentrums wird der Rat den Direktor des Zentrums berufen, der einen Stab von insgesamt 20 Wissenschaftlern, Technikern und Hilfskräften rekrutieren wird. Diese Einstellungsphase, in der die Bediensteten in einer vorläufigen Unterkunft die Arbeit aufnehmen, wird etwa ein halbes Jahr nach der Errichtung abgeschlossen sein. In den folgenden 2½ Jahren wird das Zentrum personell und organisatorisch aufgebaut und dabei einen Stand von etwa 80 Bediensteten erreichen. Sobald als möglich sollen eingehende Forschungsarbeiten zur Formulierung und Erprobung eines ersten mittelfristigen Vorhersagemodells aufgenommen werden. Für erste numerische Experimente ist die Rechenzeit auf geeigneten Fremdanlagen zu beschaffen.

Diese auf etwa 3 Jahre veranschlagte Anfangsphase endet mit dem Bezug eigener Gebäude.

Bis zum Ende des ersten Jahres wird die Auswahl des zu beschaffenden Rechnersystems zu treffen sein, Anfang des zweiten Jahres ist es zu bestellen. Um Fehlentwicklungen im Zentrum zu vermeiden, wird es unumgänglich sein, in dieser Phase erfahrenes Fachpersonal aus den innerstaatlichen meteorologischen Diensten auf der Grundlage von zeitlich befristeten Verträgen einzustellen. Vor Beendigung der Anfangsphase müssen die Forschungsarbeiten energisch vorangetrieben und so koordiniert werden, daß nach Ablauf dieser Zeit ein einigermaßen detailliertes Mittelfristmodell fertig formuliert und an einzelnen aktuellen Fällen erprobt zur Verfügung steht. Dabei werden erhebliche Mengen Rechenzeit auf einer oder mehreren Fremdanlagen mit etwa 10 MIPS Rechengeschwindigkeit benötigt werden.

Daran schließt sich eine Übergangsphase von weiteren 2 Jahren an, in denen das Zentrum alle Anstrengungen auf den Ausbau eines betriebsreifen Vorhersagemodells, die Aufbereitung der von den innerstaatlichen meteorologischen Zentren einlaufenden Anfangsdaten sowie eine zweckmäßige Verbreitung der Vorhersagen konzentrieren wird.

Die Übergangsphase beginnt mit der Aufstellung der eigenen Rechanlage Anfang des vierten Jahres. Erfahrungsgemäß wird nach der Installation auch bei sorgfältiger Vorbereitung etwa ein halbes Jahr vergehen, bevor ein so komplexes Rechnersystem einen einigermaßen befriedigenden Betriebsstand bezüglich „hard- and software“ erreicht. Erst dann können die notwendigen Versuchsreihen zur vollständigen Erprobung der ersten Modellversion für mittelfristige Vorhersagen begonnen werden; die Ergebnisse dieser sehr aufwendigen Versuchsreihen bilden die Grundlage für alle statistisch signifikanten Überprüfungen der Modelleigenschaften und der angestrebten Verbesserungen.

Bis Mitte des fünften Jahres sollen alle sachlichen und personellen Voraussetzungen geschaffen sein, um versuchsweise eine einigermaßen regelmäßige Berechnung und Verteilung mittelfristiger Vorhersagen aufzunehmen. Im noch verbleibenden Halbjahr müssen dann alle Zweige des Vorhersagesystems in enger Zusammenarbeit mit den dem Zentrum angeschlossenen Diensten der sich herausbildenden

betrieblichen Praxis angepaßt werden, um eine hohe Betriebssicherheit und eine reibungslose Übermittlung der Vorhersagen an alle Partner zu erreichen.

Fünf Jahre nach der Errichtung des Zentrums soll die Übergangsphase beendet sein, der volle laufende Betrieb aufgenommen werden und das Zentrum auch seine zusätzlichen Funktionen wie Abgabe von Rechenzeiten, Fortbildung von Wissenschaftlern und Aufbau einer Datenbank wahrnehmen.

Spätestens zu diesem Zeitpunkt soll das Zentrum seinen vollen Personalbestand von etwa 120 Bediensteten erreicht haben.

Die Kosten des Zentrums sind für die gesamte Aufbauphase von 5 Jahren auf 21,5 Mio Rechnungseinheiten* geschätzt. Für die Betriebsphase (ab dem

*) Die Rechnungseinheit (EWG-Dollar) entspricht dem Wert des US-Dollars vor der Abwertung = 3,66 DM

6. Jahr nach der Errichtung) werden die laufenden Kosten auf jährlich 8,9 Mio Rechnungseinheiten veranschlagt (alles nach dem Stand von 1972). Die Bundesrepublik Deutschland wird etwa 21% der Kosten tragen und hat damit ein Anrecht darauf, etwa ein Fünftel der Mitarbeiter zu stellen, sofern sich geeignete Bewerber finden. Im Überkommen heißt es, daß das Personal aufgrund der persönlichen Befähigung unter Berücksichtigung des internationalen Charakters des Zentrums eingestellt wird. Es wird in Anlehnung an die Besoldungsordnung der EWG vergütet werden.

An den europäischen Meteorologen im Bereich der staatlichen Dienste und der Hochschulen wird es liegen, dieses Projekt mit Leben zu erfüllen und anknüpfend an die große Tradition europäischer Meteorologie in den vergangenen hundert Jahren wieder Anschluß an den Weltstandard zu finden.

E. SUSSENBERGER, Offenbach

Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters

Tätigkeit in der Entwicklungshilfe

Der Grundgedanke der Entwicklungshilfe geht letzten Endes auf die Charta der Vereinten Nationen zurück, die als Mittel zur Sicherung des Friedens in der Welt auch die Förderung des wirtschaftlichen und sozialen Fortschritts aller Völker mit einschließt. Schon bald wurden zur Unterstützung der „unterentwickelten Länder“ die Anfänge des heutigen „Entwicklungsprogramms der Vereinten Nationen“ (United Nations Development Programme; UNDP) geschaffen. Ein gesteigerter Hilfsbedarf setzte ein, als eine große Zahl ehemaliger Kolonien den Status selbständiger Staaten erlangte. Heute wird den „Entwicklungsländern“ von einer Vielzahl internationaler, staatlicher oder privater Organisationen Unterstützung zuteil. Von den mannigfachen Bezeichnungen dafür (Technische Hilfe, Technische Zusammenarbeit, Wirtschaftshilfe u. a.) wollen wir hier die deutsche Sammelbezeichnung „Entwicklungshilfe“ verwenden.

Zu den Zielen der Entwicklungshilfe gehört es, den empfangenden Ländern dabei zu helfen, letztlich mit eigenem

Personal und mit eigenen Mitteln ihre naturgegebenen Hilfsquellen optimal für ihre wirtschaftliche Entwicklung nutzen zu können. Man gebraucht heutzutage in diesem Zusammenhang gern den Begriff des „Technologie-Transfers“; die Ausbildung und praktische Anleitung einheimischen Fachpersonals spielt naturgemäß eine erhebliche Rolle hierbei.

Die Bedeutung der Entwicklungshilfe auf Gebieten wie Landwirtschaft und Ernährung, Gesundheitswesen oder allgemeines Schul- und Bildungswesen ist leicht ersichtlich; für die Meteorologie ist dies nicht ohne weiteres der Fall. So maß man z. B. noch auf dem Ersten Kongreß der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) im Jahre 1951 der Rolle der Meteorologie in dieser Hinsicht keine allzugroße Bedeutung bei. Bedenkt man jedoch, daß Wetter und Klima natürliche Gegebenheiten sind, die auf viele wirtschaftliche Entwicklungsprozesse Einfluß haben, so wird es verständlich, daß Hilfsprojekte auf dem Gebiete der angewandten Meteorologie, manchmal kombiniert mit operativer Hydrologie, im Laufe

der Jahre einen immer breiteren Raum eingenommen haben. Hauptträger dieser Hilfe sind heute die WMO sowie eine Anzahl von Industrieländern, darunter die Bundesrepublik Deutschland.

Eines der Mittel der Entwicklungshilfe ist die Entsendung von Fachleuten in die Entwicklungsländer. Auch hierfür gibt es verschiedene Bezeichnungen (Sachverständiger, Entwicklungshelfer u. a.); hier soll der auch international übliche Ausdruck „Experte“ gebraucht werden.

Im Jahre 1953 engagierte die WMO den ersten deutschen Meteorologen für eine Experten-Mission in ihrem kurz zuvor in kleinem Umfang angelaufenen Programm der Technischen Hilfe; seither sind 30 Fachleute aus der Bundesrepublik (mit insgesamt 39 Missionen) in der Entwicklungshilfe der WMO tätig gewesen. In einigen Fällen waren deutsche Meteorologen auch von der Internationalen Zivilluftfahrt-Organisation (ICAO) als Experten angestellt, bis sich die ICAO aus diesem Gebiet zugunsten der WMO zurückzog. Ab 1967 erfolgten dann in zunehmendem Maße auch Entsendungen meteorologischer Experten im eigenen bilateralen Entwicklungshilfeprogramm der Bundesrepublik.

Wir wollen aus dieser Betrachtung die Tätigkeit deutscher Meteorologen in den Sekretariaten oder Regionalbüros der internationalen Organisationen ausklammern, auch wenn sie dort mit Entwicklungshilfe-Aufgaben befaßt waren, da ihre Tätigkeitsmerkmale sich von denen der im „field“ eingesetzten Experten unterscheiden, die der Gegenstand dieses Artikels sind. Gleichfalls sollen kürzere Aufträge von weniger als einem Monat Dauer, wie Lehrtätigkeit an Ausbildungsseminaren, Aufstellung von Vorgutachten usw., so wichtig sie an sich sind, hier außer Betracht bleiben.

Dagegen muß eine andere Personen-Gruppe erwähnt werden. Schon bald nach dem Zweiten Weltkrieg nahmen einige Meteorologen, die in Deutschland keinen Anschluß an die damaligen Zonenwetterdienste finden konnten, Anstellungen im Ausland an. Später wurden einige weitere zu ausländischen Staaten oder Firmen aus dem deutschen Dienst beurlaubt. Auch ihre Tätigkeit hatte in einigen Fällen den Charakter einer frühen Entwicklungshilfe, wenn das auch damals nicht ausgesprochen wurde.

Selbst unter Zugrundelegung enger Abgrenzungen kommt man zu dem Er-

gebnis, daß bisher mehr als 50 Angehörige der Bundesrepublik in der Entwicklungshilfe auf dem Gebiet der Meteorologie in über 40 Ländern tätig gewesen sind. Einige von ihnen haben nacheinander mehrere Missionen in verschiedenen Ländern, zum Teil für verschiedene Auftraggeber durchgeführt. Die „ältesten“ von ihnen können auf Gesamtzeiten von mehr als 20 Jahren zurückblicken.

Etwa vier Fünftel der deutschen Experten waren Meteorologen, dazu einige Hydrologen und Physiker; etwa ein Fünftel entfällt auf Angehörige des gehobenen Dienstes. Die überwiegende Mehrheit der Experten wurde vom Deutschen Wetterdienst (DWD) oder dessen Vorgängern gestellt; der kleinere Teil setzte sich aus Angehörigen von Hochschulinstituten, des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr, aus Pensionären des DWD und einer Anzahl „freier“ Meteorologen zusammen.

Dieser vielschichtigen Zusammensetzung stehen auf der anderen Seite gemeinsame Grundanforderungen gegenüber, die sich im wesentlichen in folgenden Punkten zusammenfassen lassen:

- Der Aufgabe entsprechende Fachkenntnisse und Erfahrungen,
- Gute Sprachkenntnisse,
- Gesundheitliche Tauglichkeit,
- Anpassungs- und Kommunikationsfähigkeit.

Langjährige Erfahrungen mit der Auswahl von Experten verschiedener Nationalität haben gezeigt, daß der letztere Gesichtspunkt am schwierigsten im voraus zu beurteilen ist. Der Experte muß sich, wenn seine Mission erfolgreich sein soll, auf die Erfordernisse des Entwicklungslandes, auf dessen Entwicklungsstand sowie auf die Mentalität seiner Partner einstellen. Meist wird er sich einem Entwicklungsstand gegenübersehen, der erheblich unter seinem eigenen Erfahrungsniveau liegt, und es gehört viel Takt dazu, den Partnern nicht etwa zu demonstrieren, wie weit sie noch im Rückstand sind, sondern sie mit Geduld und Geschick an das höhere Entwicklungsniveau heranzuführen.

Im allgemeinen hat der Experte einen oder mehrere einheimische Partner (counterparts), mit denen er zusammenarbeitet. Mit dieser Zusammenarbeit steht und fällt der Erfolg des Projekts. Darin liegt ein gewisses Risiko, denn auch der beste Experte kann scheitern, wenn er das Pech hat, mit einem Partner zusammenzutreffen,

mit dem er — trotz aller Anpassung — nicht harmoniert. Es kommt auch vor, daß eine Mission abgebrochen werden muß, weil der Experte selbst sich nicht adaptieren kann; aber dies ist bisher nur in wenigen Ausnahmefällen der Fall gewesen.

Es ist natürlich ein Unterschied, ob der Experte einzeln oder innerhalb eines Experten-Teams eingesetzt ist. Im WMO-Programm überwog (in 25 von 39 Fällen) der Einzeleinsatz; die übrigen WMO-Experten arbeiteten in kleinen Teams, wobei in der Hälfte der Fälle der deutsche Experte „Team-Leader“ und Projektleiter war. Auch im Programm der Bundesrepublik gibt es Einzeleinsatz und Teambildung; hier ist naturgemäß das ganze Team der gleichen Nationalität. Die WMO-Teams dagegen waren fast durchweg multinational, was sich jedoch keineswegs als Nachteil für die Zusammenarbeit erwiesen hat.

Die Anforderungen an gesundheitliche Tauglichkeit beziehen sich nicht nur auf den Experten selbst, sondern auch auf seine Familienmitglieder, sofern sie ihn begleiten.

Daß gute Sprachkenntnisse die Voraussetzung für eine erfolgreiche Tätigkeit sind, liegt auf der Hand. Nur in Ausnahmefällen kann sich der deutsche Experte seiner eigenen Sprache bedienen; englisch, französisch oder spanisch sind die am meisten verlangten Sprachen. Dieses Erfordernis mag manchen Deutschen davon abgehalten haben, sich für die Entwicklungshilfe zur Verfügung zu stellen. Man sollte hierbei jedoch nicht zu ängstlich sein; wer eine gute Schulgrundlage in der erforderlichen Sprache hat, lernt deren Gebrauch bald in der täglichen Praxis. Außerdem gibt es Unterschiede in den Anforderungen; wer z. B. als Experte Unterricht erteilt und den Fragen einer Klasse von Schülern oder Studenten ausgesetzt ist, braucht natürlich eine vollständigere Beherrschung der Sprache als ein Experte, der sich nur individuell mit seinem Partner zu unterhalten hat.

Ausgezeichnete Fachkenntnisse und Erfahrungen sind eine selbstverständliche Voraussetzung; bei der WMO gilt es als Regel, im allgemeinen nur Experten mit mehrjähriger praktischer Berufserfahrung zuzulassen.

Nun besteht gerade bei Hochschulabsolventen, die diese Erfahrung noch nicht besitzen, ein größeres Interesse daran, ins Ausland zu gehen. Diesem Bestreben und gleichzeitig dem allgemeinen Mangel an Experten entspricht

eine Einrichtung, bei der jüngere Fachleute, wie man in der deutschen Amtssprache sagt, als „Beigeordnete Sachverständige“ (associate experts) einer internationalen Organisation für begrenzte Zeit auf Kosten ihres Heimatlandes zur Zusammenarbeit mit einem erfahrenen Experten (gleicher oder anderer Nationalität) zur Verfügung gestellt werden. Verhandlungen zu diesem Zweck sind zwischen der Bundesrepublik Deutschland und der WMO im Gange und dürften in Kürze zum Abschluß gelangen.

Im allgemeinen wird die Aufgabe des Experten als beratend oder anleitend verstanden. Es gibt aber Entwicklungsländer, in denen noch kein Partner so weit vorgebildet ist, daß er beraten werden könnte. Für diese Fälle hat das Entwicklungsprogramm der Vereinten Nationen (UNDP), in dessen Rahmen der größte Teil der WMO-Projekte durchgeführt wird, die Möglichkeit geschaffen, Experten für Aufgaben operativen Charakters einzusetzen (operational assistance; OPAS). Der Experte erhält dabei Status und Gehalt eines Bediensteten des Entwicklungslandes in der entsprechenden Funktion; die internationale Organisation vergütet ihm die Differenz zwischen diesem Gehalt und dem eines Experten. Zu seinen Aufgaben gehört es meistens, neben seiner Amtsausübung einen Einheimischen heranzubilden, der das Amt baldmöglichst von ihm übernehmen soll. Die Abgrenzung zwischen dem OPAS- und dem beratenden Experten ist übrigens mehr formal; auch von Letzterem wird erwartet, daß er überall dort selbst „zupackt“, wo dies erforderlich erscheint. Deutsche OPAS-Experten sind u. a. als Leiter einer Flugwetterwarte und als Direktoren meteorologischer Dienste tätig gewesen.

Die insgesamt 39 (beratenden oder OPAS-)Missionen, die bisher von den 30 deutschen WMO-Experten durchgeführt wurden bzw. noch werden, verteilen sich auf folgende Sachgebiete: Entwicklung und Organisation meteorologischer Dienste (8), Personalausbildung (7), Agrarmeteorologie (6), Hydrometeorologie (4), Hydrologie (4), Instrumentenwesen (4), Flugwetterdienst (3) und Wetterfernmeldewesen (3).

Es ist im Rahmen dieser Abhandlung nicht möglich, die mannigfachen Leistungen und Erfolge deutscher Experten im einzelnen zu würdigen; auf einen Punkt sei jedoch besonders hingewiesen. In gewisser Weise wird jeder Experte, ob er nun in einem

nationalen oder internationalen Programm tätig ist, als Repräsentant seines Heimatlandes empfunden. Sein Erfolg kommt auch dem Heimatland zugute, welches daher daran interessiert sein muß, seine Mission materiell und moralisch weitgehend zu fördern.

Im WMO-Programm stand die Bundesrepublik Deutschland Ende der 50er und Anfang der 60er Jahre zeitweise mit der Gestellung von über 10 Prozent der Experten an der Spitze. Seither ist der deutsche Anteil in dem stark gewachsenen WMO-Programm jedoch zurückgegangen. Im Gesamtdurchschnitt lag er bisher bei etwa 7 Prozent, betrug in den letzten Jahren jedoch nur noch 4 Prozent.

Dieser Rückgang lag keineswegs an mangelnden Möglichkeiten, sondern an einer deutlichen Abnahme der Zahl deutscher Bewerbungen. Das ist nicht nur auf dem Gebiet der WMO der Fall; die zuständigen Stellen der Bundesrepublik haben daher ihr Augenmerk auf die Frage gerichtet, warum dies so ist, und wie die Mitarbeit in internationalen Organisationen so verstärkt werden könnte, daß sie den verhältnismäßig hohen finanziellen Beiträgen der Bundesrepublik entspricht. Eine zu diesem Zweck erstellte umfangreiche Studie* enthält u. a. eine Analyse der Faktoren, die eine Tätigkeit in diesen Organisationen attraktiv erscheinen lassen oder andererseits davon abhalten können. Hier sollen nur einige wenige Gesichtspunkte angesprochen werden, soweit sie für die künftige deutsche Beteiligung an der meteorologischen Entwicklungshilfe von Bedeutung sind.

Nachdem das frühere Reservoir berufserfahrener freier Meteorologen längst erschöpft ist, kommen für eine Tätigkeit als Experte in erster Linie Angehörige eines Dienstes (hauptsächlich des DWD) oder eines Instituts in Frage. Für die Freistellung von Bundesbediensteten bestehen sogenannte „Entsendungsrichtlinien“, die zuletzt im September 1973 neugefaßt worden sind. Sie betonen zunächst das Interesse der Bundesrepublik an der Übernahme solcher Tätigkeiten; auch die Leitung des DWD hat dies wiederholt zum Ausdruck gebracht. Der Ausdruck „Entsendung“ könnte dagegen zu Irrtümern Anlaß geben. In Wirklichkeit wird der Betreffende auf eigenen An-

trag für die entsprechende Zeit ohne Gehalt aus dem Dienst beurlaubt; in jedem Falle beruht die Tätigkeit in der Entwicklungshilfe auf Freiwilligkeit, wobei fachliche und materielle Gesichtspunkte eine Rolle spielen.

Der fachliche Anreiz liegt vor allem in der Erweiterung des Gesichtsfeldes, die mit jeder Expertenmission verbunden ist. Die Anpassung in der Heimat vertrauter Arbeitsmethoden an andere klimatische Voraussetzungen, die Einführung im Entwicklungsland noch unbekannter Anwendungsgebiete, wie z. B. der Agrarmeteorologie, erweitert auch den Erfahrungsschatz des Experten selbst. Hier kann auch der jüngere Meteorologe vor Aufgaben gestellt werden, die ihm im Heimatdienst vielleicht in späteren Jahren übertragen würden. Der Experte kann und muß eigene Initiative und Ideen entwickeln; er ist mit der Frage konfrontiert, wie seine Vorschläge wohl von den „counterparts“ aufgenommen werden. Aber ist es nicht von besonderem Reiz, in einem aufstrebenden Land die Erfordernisse der verschiedenen Wirtschaftszweige nach meteorologischen Informationen zu untersuchen und beim Aufbau eines Dienstes mitzuhelfen, der diesen Anforderungen nach und nach gerecht wird, oder eine Gruppe von Einheimischen zu unterrichten und im praktischen Dienst anzuleiten, die manchmal noch nach Jahren in Briefen ihren Dank zum Ausdruck bringen?

Leider sind die vielseitigen fachlichen Möglichkeiten, die die Entwicklungshilfetätigkeit dem Experten bietet, nicht so weitgehend bekannt, wie es zur Weckung des Interesses wünschenswert wäre; hier sei eine kleine Anregung gestattet. Die regelmäßige Veröffentlichung kurzer Berichte über die Tätigkeit deutscher Experten, etwa in der Art, wie sie der DWD vorübergehend in seinem Jahresbericht für 1964 eingeführt hatte, könnte durch das Beispiel vielleicht eine anziehendere Wirkung haben als die Lektüre der oft trockenen Stellenausschreibungen.

Daß der Experte während seiner Mission „in einer anderen Welt“ mit anderen Maßstäben und anderen Auffassungen leben und sich — gegebenenfalls mit seiner Familie — darauf einstellen muß, mag je nach Temperament anziehend oder abschreckend wirken. Erleichtert werden mag ihm seine Entscheidung durch die für jedes Entwicklungsland (z. B. vom UNDP) herausgegebenen eingehenden Beschreibungen, aus denen alles Wissenswerte über die kulturelle, politische und wirtschaftliche Situation,

* H. GETZ und H. JUTTNER, Personal in Internationalen Organisationen, Nomos - Verlagsgesellschaft, Baden-Baden 1972.

über Klima, Wohnverhältnisse, Kleidungserfordernisse, Ernährung, Gesundheitswesen, Schulen usw. ersehen werden kann.

Die Gehälter der internationalen Organisationen galten früher als besonderer Anziehungspunkt; sie sind auch heute noch als gut zu bezeichnen. Infolge der wesentlich verbesserten Besoldungs- und Beförderungsbedingungen in der Bundesrepublik ist der Abstand zwischen internationalen und Bundesgehältern jedoch geringer geworden. Auch darf man nicht übersehen, daß in manchen Entwicklungsländern das Leben für einen Europäer erheblich teurer sein mag als in der Heimat (Enährungsprobleme, Schutz vor Klima-Unbilden, Probleme der Kindererziehung, besonders wenn es keine deutsche Schule gibt).

Die Bundesrepublik hat einiges getan, um die „Entsendung“ attraktiver zu gestalten. Das Besoldungsdienstalter bleibt unverändert, und die Zeit der Entsendung ist ruhegehaltstfähig. Gesetzliche Möglichkeiten sind geschaffen für die Beförderung entsandter Beamter; auf der anderen Seite ist es nur schwer zu verstehen, daß die dafür meist erforderliche Hebung der „Leerstellen“, auf denen die Betreffenden während ihrer Abwesenheit geführt werden, längere Zeit hindurch gesperrt war.

In jedem Falle bedeutet die Übernahme einer Entwicklungshilfetätigkeit eine freiwillige Unterbrechung der Heimatlaufbahn. Bei kürzeren Missionen dürften hierdurch kaum Probleme entstehen. Von den 39 Missionen, die Deutsche bisher für die WMO durchgeführt haben, dauerten 14 bis zu einem Jahr, weitere 14 zwischen 1 und 3 Jahren, und 11 über 3 Jahre, in einigen Fällen wesentlich länger. Aber die Kurzmissionen werden seltener, und bei den längeren ist ihre Dauer oft vorher nicht zu übersehen; sie ergeben sich aus einer Folge von Vertragsverlängerungen.

Es ist durchaus verständlich, wenn gerade der jüngere Meteorologe mit mehrjähriger Berufserfahrung, der sich in einem aufsteigenden Entwicklungsstadium seiner Heimatlaufbahn befindet, diese nur ungern auf längere Zeit verläßt, um nicht „den Anschluß zu verlieren“. Geeignete Maßnahmen, wie Beförderung parallel mit den Altersgenossen in der Heimat, könnten ihm sicherlich einen solchen Entschluß erleichtern. Gerade dieser Personenkreis ist als Experte sehr gefragt.

Gelegentlich der Neufassung der Entsendungsrichtlinien wurde auch der Gedanke geäußert, daß es eventuell ratsam sein könne, die Entsendungsdauer von Beamten zu befristen, sei es auch nur, um sich deren internationale Erfahrungen im Heimatdienst nutzbar zu machen.

Wieder anders steht es mit den Pensionären, die ohnehin ihre Laufbahn beendet haben, und von denen sich der eine oder andere, wenn er gesund und leistungsfähig ist, eventuell noch für eine Expertentätigkeit in der Entwicklungshilfe entschließen kann.

Auf eine wenig bekannte Besonderheit sei in diesem Zusammenhang hingewiesen. Der bei der WMO tätige Experte wird während dieser Zeit Bediensteter der Weltorganisation, der in der Entwicklungshilfe der Bundesrepublik Tätige wird von der Deutschen Förderungsgesellschaft für Entwicklungsländer (nach einer früheren Bezeichnung unter der Abkürzung GAWI bekannt) angestellt. WMO-Tätigkeit gilt nach den Bundesgesetzen als „öffentlicher Dienst“, GAWI-Tätigkeit dagegen nicht. Das hat u. a. zur Folge, daß bei einem pensionierten Beamten, der noch zur WMO geht, die deutsche Pension während des entsprechenden Zeitraums gekürzt wird; ist er dagegen für die GAWI tätig, so darf er neben seiner Vergütung die volle Pension behalten.

Ein Wort noch zu den Möglichkeiten für den gehobenen Dienst, der wie oben erwähnt, bisher rund ein Fünftel der deutschen Experten gestellt hat. Einige waren als selbständige Experten z. B. in Wetternachrichtenprojekten eingesetzt, andere arbeiteten in kleineren Teams als Mitarbeiter der dort tätigen Meteorologen. Auch hier gibt es mancherlei Möglichkeiten für die Zukunft. Sollten z. B. wieder einmal Stellen für „forecasters“ ausgeschrieben werden, so könnten sie gut von deutschen lizenzierten Wetterberatern ausgefüllt werden. Andere Möglichkeiten gibt es im Beobachtungs- und Instrumentenwesen und in der Schulung entsprechenden Personals.

In WMO-Ausschreibungen wird manchmal auch bei Stellen, die nicht für Meteorologen vorgesehen sind, ein „diploma“ oder ein „university degree or equivalent qualification“ verlangt. Das sollte Angehörige des gehobenen Dienstes jedoch nicht unnötig abschrecken. In vielen Fällen kann hier die Berufsausbildung und Erfahrung eines Angehörigen des deutschen gehobenen Dienstes durchaus als „equi-

valent“ angesehen werden, zumal ein „degree“ im anglo-amerikanischen System keineswegs immer dem deutschen Abschluß eines akademischen Studiums entspricht. Der Interessent sollte prüfen, ob er sich den in der Ausschreibung beschriebenen Aufgaben gewachsen fühlt, und dann in der Bewerbung seine Ausbildung und praktische Erfahrung möglichst präzisieren.

Das Ausschreibungsverfahren der WMO als solches mag manchmal schwerfällig erscheinen und zu Enttäuschungen Anlaß geben. In der Regel übermittelt die WMO eine Liste qualifizierter Bewerber verschiedener Nationalität an das empfangende Land, welches die endgültige Wahl trifft. Die Erfahrung zeigt, daß manche Entwicklungsländer sehr viel Zeit (nicht selten 6 Monate) für ihre Entscheidung benötigen. Während dieser Zeit hören die Bewerber nichts mehr davon und machen oft andere Zukunftspläne. Dann kommt die Entscheidung, und der Ausgewählte wird aufgefordert, sich nun so rasch wie möglich zur Verfügung zu stellen. Auf der anderen Seite sind die Nicht-Ausgewählten enttäuscht, da sie sich „abqualifiziert“ fühlen, und manche beschließen, sich nicht wieder zu bewerben. In der Tat ist die Entscheidung jedoch oft aus ganz anderen, manchmal politischen Gründen erfolgt. Es gehört schon ein gut Teil Geduld und Beharrlichkeit dazu, sich wiederholt zu bewerben und sich dabei gedanklich immer wieder auf neue Perspektiven einzustellen. Vielleicht kann die verstehende Erklärung hierzu etwas ermutigen.

Wie man sieht, hat der Einsatz in der Entwicklungshilfe auf dem Gebiete der Meteorologie vielseitige Aspekte. Eine gar nicht so kleine Zahl deutscher Fachkräfte hat in der Zeit seit dem Zweiten Weltkrieg, von verschiedenartigen Erwägungen ausgehend, im Ausland meist unter erschwerten Arbeits- und Lebensbedingungen Entwicklungsaufgaben übernommen, zu deren erfolgreicher Durchführung nicht nur fundierte Fachkenntnisse, sondern auch Anpassung, Geduld, Diplomatie und ein bißchen Glück gehören; um so größer ist dann auch die berufliche und menschliche Befriedigung, wenn die Mission erfolgreich verläuft. Ihre Tätigkeit in den Entwicklungsländern war für die Bundesrepublik Deutschland nicht nur nach außen hin wertvoll, sondern die gewonnenen Erfahrungen bilden ein Kapital, dessen Auswertung auch für den Heimatdienst von großem Nutzen ist.

H. SEBASTIAN, Genf

Wichtige Neuerscheinungen

- MONIN, A. S.: **Weather forecasting as a problem in physics.**
(Übers. a. d. Russ.)
Cambridge/Mass., London: MIT-Press 1972. X, 199 S.
- BARRY, R. G.; PERRY, A. H.: **Synoptic climatology.**
Methods and applications.
London: Methuen 1973. 555 S.
- BATTAN, L. J.: **Radar observation of the atmosphere.**
Chicago, London: The University of Chicago Press 1973. VIII, 324 S.
- DWD: **Instrumentenkunde.**
2. verb. u. erweit. Auflage.
Offenbach: DWD 1973. 67 S. = Leitfäden f. d. Ausbildung im DWD Nr. 6.
- IRBARNE, J. V.; GODSON, W. L.: **Atmospheric thermodynamics.**
Dordrecht, Boston: D. Reidel Publ. Comp. 1973. 222 S.
- ISRAEL, H.; ISRAEL, G.: **Spurenstoffe in der Atmosphäre.**
Stuttgart: Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft 1973. VII, 116 S.
- MOLLER, F.: **Einführung in die Meteorologie.**
Physik der Atmosphäre. Bd. 1.2.
Mannheim, Wien, Zürich: Bibliographisches Institut 1973. 222, 223 S.
- NEIBURGER, M.; EDINGER, J. G.; BONNER, W. D.: **Understanding our atmospheric environment.**
San Francisco: W. H. Freeman 1973. XI, 293 S.
- STERN u. a.: **Fundamentals of air pollution.**
New York, London: Academic Press 1973. XV, 492 S.
- VAN MIEGHEM, J.: **Atmospheric energetics.**
Oxford: Clarendon Press 1973. IX, 306 S.
- WILLIAMSON, S. J.: **Fundamentals of air pollution.**
Reading/Mass.: Addison-Wesley Publ. Comp. 1973. XV, 472 S.
- WMO: **Compendium of meteorology.**
For use by class I and class II meteorological personnel. Vol. I, Pt. 1: Dynamic meteorology.
Geneva: WMO 1973. VI, 334 S. = WMO-No. 364.
- WMO: **Compendium of meteorology.**
For use by class I and class II meteorological personnel. Vol. I, Pt. 2: Physical meteorology.
Geneva: WMO 1973. V, 211 S. = WMO-No. 364.
- WACHTER, H.: **Wechselnd bewölkt.**
Stuttgart: Union Verlag 1973. 128 S.
- LILJEQUIST, G. H.: **Allgemeine Meteorologie.**
(Übers. a. d. Schwed. bearb. v. K. CEHAK.)
Braunschweig: Friedrich Vieweg & Sohn 1974. 368 S., 16 S. Bildtaf.

Die Glosse

Die Bemerkungen über „Fortschritte“ der Meteorologen und der Menschheit im Heft 473 gipfelten in der Frage: „Wer überträgt es ins Deutsche?“ Sie wurde prompt beantwortet. Hier sind die Antworten!

Einst mit den Fröschen im Glas war das leicht:
Saßen sie unten, war's kühl meist und feucht,
saßen sie oben, war's trocken und schön.
's war ziemlich einfach: Man konnte es seh'n.

Meteorologen aber sodann
gingen das wissenschaftlicher an:
Hatte man „Hochdruck“ beharrte's dabei
zumindest sechs Stunden. — —
(Manchmal bloß zwei!!)

Doch war'n wir andern meist geistig recht arm:
War's grade kühl, so wünschten wir's warm,
änderten aber die Ansicht auch bald:
War es dann heiß erst, so wünschten wir's kalt!

Erst der „Computer“ hat alles bekehrt,
hat eine bessere Einsicht beschert:
Wir akzeptiern, was zum Wetter er spricht,
meist ist es richtig. — —
(Manchmal auch nicht!!)

Der Mensch, welch' Narr — daß Gott erbarm' —
Der wünscht sich's kalt, wenn es mal warm,
Und ist es warm, dann will er's kalt ...
Stets will er ändern Sachverhalt.

Man sagt so gern von altersher,
Daß bleibt, was ist — auch weil's nicht schwer —
Auf heiß folgt heiß und kühl bleibt kühl.
Doch stimmt nicht immer das Kalkül.

Heut' — weil's modern und aufgeschlossen —
Computer wurden Hilfsgenossen.
Ob warm, ob kalt — mit 'nem Modelle
Sie rechnen's aus — ganz auf die Schnelle.

Nun — weil der Mensch liebt das Moderne,
Glaubt er dem Rechenknecht ganz gerne,
Und nimmt es so, wie der es sagt —
Auch wenn es ihm nicht recht behagt.

Tagungs-Ankündigungen

13. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie

17.—19. September 1974 in Saint Vincent (Aosta-Tal, Italien). Tagungsgebühr 10 000 Lire. Anmeldung bis 30. Juni 1974. Vortrags-Zusammenfassungen bis 31. Juli 1974. Anmeldung und weitere Einzelheiten: Dr. Franco Vivona, Secretario dell'AGI, c/o Istituto di Fisica dell'Atmosfera, 31 Piazzale L. Sturzo, 00144 Roma-Eur, Italien.

Meteorologentagung 1974 des Verbandes Deutscher Meteorologischer Gesellschaften (VDMG)

Die Meteorologentagung 1974, die vom 27.—29. März in Bad Homburg v.d.H. stattfindet, behandelt in 4 Fachsitzungen folgende Fragenkomplexe:

1. **GARP — Planungen und Zielsetzungen** (27. 3.)
(Vorträge von Möller, Hoeber, Augstein, Fortak, Roth, Hinzpeter, Defant)
2. **Anthropogene Klima- und Wetterbeeinflussung** (28. u. 29. 3.)
(Vorträge von Flohn, Wergen, Peyinghaus u. Korff, Thommes, Hantel, Schönwiese, Graßl, Reinhardt, Müller, Wilcke und Katheder, Rudolf, Fraedrich, Junge, Warnecke, Nordö, Georgii, Werner)
3. **Probleme der numerischen Kurz- und Mittelfristvorhersage** (29. 3.)
(Vorträge von Fischer, Emmrich, Tiedke, Roeckner, Edelmann, Reeder, Heise, Kaestner, Arpe, Schmitz)
4. **Objektivierung der Lokalvorhersagen** (29. 3.)
(Vorträge von Malberg, Röder, Kaiser, Geb, Jost, Hansen und Mazzella, Hasse, Schnapauff, Groll)

Den Festvortrag hält Prof. Dr. Lettau (Madison/USA) über „Anthropogene Beeinflussung von Klima- und Witterungsparametern“.

Neben diesen Vorträgen finden gesellschaftliche Veranstaltungen statt. Zu der Meteorologentagung 1974 sind auch Nichtmitglieder des VDMG herzlich eingeladen.

Anmeldungen nimmt der **Organisationsausschuß der Meteorologentagung 1974** in 6050 Offenbach, Frankfurter Str. 135, entgegen. Quartierwünsche sind an das **Verkehrsamt der Kurverwaltung** in 6380 Bad Homburg v.d.H. 1, Postfach 1767, zu richten.

Anschriften der Autoren

- Dr. E. Augstein
Institut für Radiometeorologie und Maritime Meteorologie
2 Hamburg 13, Rothenbaumchaussee 63
- Prof. Dr. F. Fiedler
Institut für Meteorologie der Universität Mainz
65 Mainz, Anselm-F.-von-Bentzel-Weg 12
- Prof. Dr. L. Hasse
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg
2 Hamburg 13, Von-Melle-Park 6
- Dr. H. Hoeber
International Scientific and Management Group (ISMG) for GATE
Bracknell/Berkshire, John Scott House, Market Street
- Prof. Dr. R. Roth
Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität
6 Frankfurt am Main, Feldbergstraße 47
- Prof. Dr. F. Wippermann
Sektion Meteorologie der Technischen Hochschule
61 Darmstadt, Hochschulstraße 1

Manuskriptsendungen werden erbeten an

Hauptschriftleitung „promet“
Herrn Dipl.-Ing. A. Hofmann
6380 Bad Homburg
Theodor-Storm-Str. 35
oder
Deutscher Wetterdienst
— Zentralamt —
6050 Offenbach (Main)
Frankfurter Straße 135