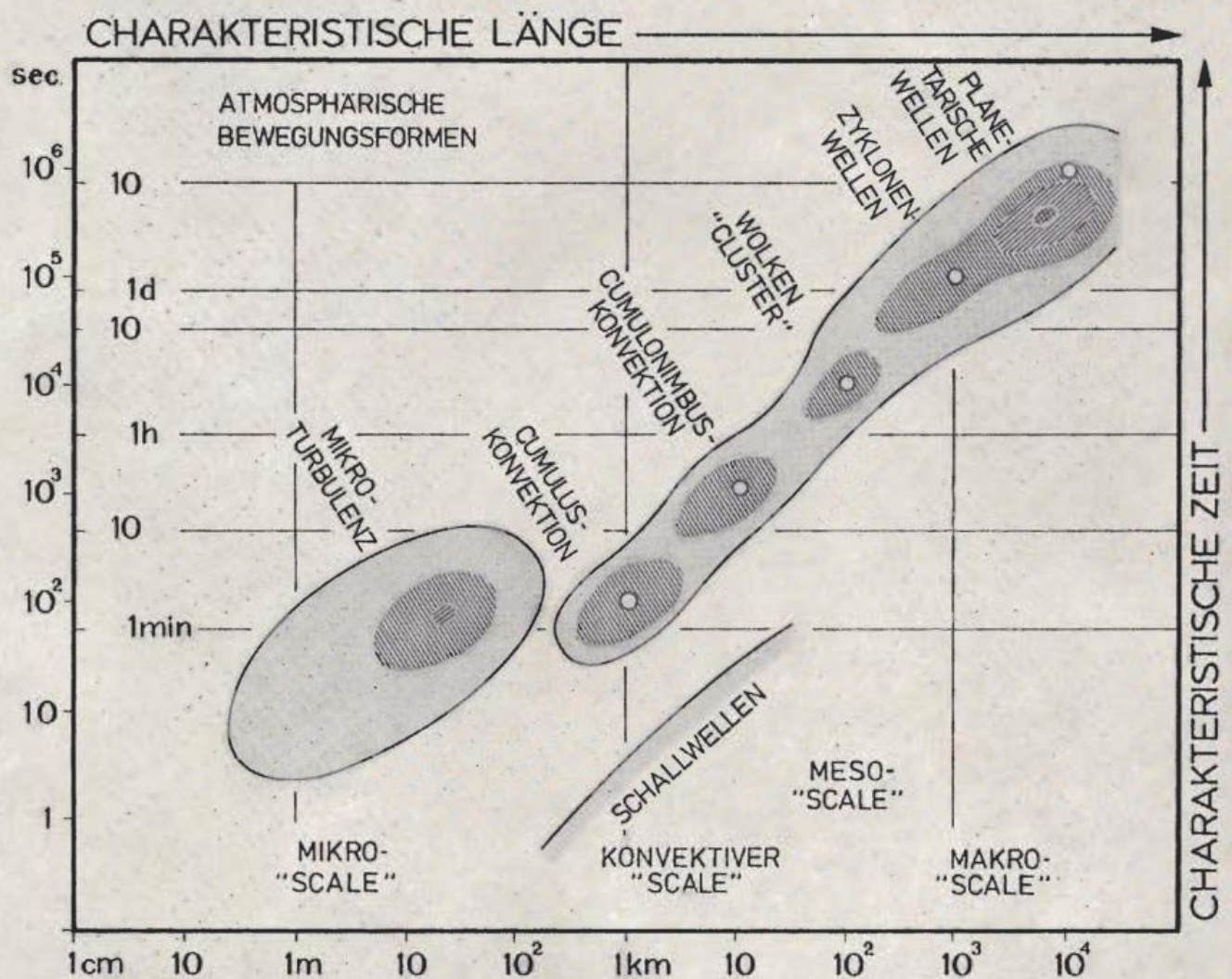


Mikro- und Makroturbulenz



Zur Einführung	1
Vorwort	1
Thema des Heftes Mikro- und Makroturbulenz (Redaktion: F. Wippermann, Darmstadt)	
Die Selbstprüfung	2

Beiträge

F. Wippermann	
1 Das notwendige Chaos in der Atmosphäre: „Turbulenz“	6
L. Hasse	
2 Was ist Mikroturbulenz?	7
L. Hasse	
3 Wie mißt man heute Turbulenz?	10
H. J. Kirchner und H. P. Schmitz	
4 Was ist eigentlich Makroturbulenz?	13
F. Wippermann	
5 Die „Scales“ als ein erstes Ordnungsprinzip für alle Turbulenzvorgänge in der Atmosphäre	16
W. Klug	
6 Was ist ein Turbulenzspektrum?	20
W. Klug	
7 Wie sieht das Turbulenzspektrum in der Atmosphäre aus?	21
F. Wippermann	
8 Wozu eigentlich Turbulenztheorien?	24
R. Roth	
9 Zwischen Produktion und Dissipation von Turbulenzenergie: die Energiekaskade	25
F. Wippermann	
10 Die „soziale“ Funktion der Turbulenz: Ausgleich von Gegensätzen	28
F. Wippermann	
11 Die Makroturbulenz verhält sich „asozial“: sie verstärkt bestehende Gegensätze noch	31
F. Weber	
12 Was ist Clear-Air-Turbulenz (CAT), wo tritt sie auf? — Ergebnisse von Flugmessungen —	34
E. Grimm	
13 Turbulenz und Hochbau	37
14 Und wo findet man mehr? (Einige wenige Hinweise auf die wichtigste und nützlichste Literatur)	40
Fortsetzung auf der 3. Umschlagseite	

Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

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

Redaktionsausschuß

H. Christians (Offenbach)
H.-W. Georgii (Frankfurt)
K. H. Hinkelmann (Mainz)
H. Hinzpeter (Mainz)
M. Schlegel (Offenbach)
W. Schramm (Offenbach)
E. Stuhlweißenburg (Fürstenfeldbruck)
E. Süssenberger (Offenbach)
F. Wippermann (Darmstadt)

Titelbild

Schematische Darstellung der Turbulenzvorgänge in verschiedenen Größenbereichen. Durch die Zuordnung zu charakteristischen Zeiten und zu charakteristischen Längen läßt sich ein erster orientierender Überblick über das „Chaos“ Turbulenz gewinnen. (In Anlehnung an eine Darstellung in dem Buch „Meteorologie“ von H. FORTAK, das demnächst bei der Deutschen Buchgemeinschaft Darmstadt erscheint.)

promet erscheint vierteljährlich im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — 6050 Offenbach (Main), Frankfurter Straße 135.

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

Druck: Schön & Wetzels GmbH, 6 Frankfurt, Offenbacher Landstr. 368

Zur Einführung

Wenn heutzutage eine neue meteorologische Schriftenreihe in der Bundesrepublik Deutschland herausgegeben wird, sollte sie sich einer Aufgabe widmen, die mit den bereits vorhandenen Zeitschriften nicht in ausreichendem Maß erfüllt werden kann. Diese Richtlinie gilt für die neue Zeitschrift **promet**, die der meteorologischen Fortbildung dienen soll. Es wäre sicher nicht richtig zu behaupten, daß über die fachlich-berufliche Ausbildung hinausgehende fortbildende Informationen erstmals durch diese Zeitschrift vermittelt würden. Von jeher bietet die Lektüre von Fachbüchern und Fachzeitschriften umfassende Möglichkeiten der Fortbildung. Die lebhaft entwickelte Naturwissenschaft und Technik und die damit verbundene zwangsläufige Spezialisierung der Forscher und der Praktiker haben indessen auch auf dem Gebiet der Meteorologie zur Folge, daß die Fülle der in- und ausländischen Veröffentlichungen vom einzelnen Leser nicht mehr bewältigt werden kann. Es müssen daher neue Wege beschritten werden, um allen Meteorologen und Wetterberatern die für sie unentbehrlichen Informationen zur Vertiefung ihrer Kenntnisse und zur Modernisierung ihres Wissenstoffes zu liefern.

Bereits vor Jahren sind die Meteorologischen Gesellschaften dazu übergegangen, auf ihren Tagungen Übersichtsreferate den Kurzvorträgen, die sich mit neuesten Einzelergebnissen der Forschung befassen, voranzustellen. Ein ähnliches Prinzip will **promet** anwenden, und zwar in der Form, daß jedes Heft einem Hauptthema gewidmet wird, das in zusammenfassenden Beiträgen von berufenen Fachvertretern dargestellt werden soll. Um diese Absicht zu verwirklichen, ist der Redaktionsausschuß der Zeitschrift übereingekommen, für das jeweilige Hauptthema eines Heftes einen oder mehrere Spezialisten um die Übernahme der Schriftleitung zu bitten.

Wesentliche Vorarbeiten für die Herausgabe von **promet** haben der Zweigverein Frankfurt der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft und sein damaliger Vorsitzender, Prof. Dr. Wippermann, dadurch geleistet, daß sie im Jahre 1969 ein Probeheft für eine meteorologische Fortbildungszeitschrift unter der Bezeichnung „Meteo“ Heft 0 erscheinen ließen. Allen Beteiligten gebührt aufrichtiger Dank für diesen richtungsweisenden Beginn.

Das bei „Meteo“ noch schwer lösbare Finanzierungsproblem ist für **promet** dank der Förderung durch den Bundesminister für Verkehr, der als die für den Deutschen Wetterdienst zuständige oberste Dienstbehörde die notwendigen Mittel für die Herausgabe einer Fortbildungszeitschrift bereitgestellt hat, nicht mehr vorhanden.

Es ist der Wunsch des Herausgebers, daß die mit der Gestaltung dieser Zeitschrift verbundenen Mühen und Opfer der Autoren dadurch belohnt werden, daß **promet** einen möglichst großen Kreis von Lesern erfaßt. **promet** soll eine Gemeinschaftsleistung der Forschung und Praxis der deutschen Meteorologie werden. Jeder Meteorologe und Wetterberater, ob in den beiden meteorologischen Diensten oder in den Hochschulinstituten, und jeder Student der Meteorologie nach Absolvieren seiner Diplomvorprüfung sollen kostenlos in den Besitz dieser Zeitschrift kommen. Sicher begegnet der Student der Meteorologie durch **promet** auch einer Reihe von Fragen seines künftigen Berufs.

Der Herausgeber erwartet, daß die großzügige kostenlose Lieferung an die Meteorologen, Wetterberater und Studenten diesen Leserkreis auch verpflichtet, aktiv durch Beiträge an der Zeitschrift mitzuarbeiten, sei es nach Aufforderung durch den Herausgeber, Schriftleiter und Hauptschriftleiter, sei es aus eigenem Antrieb durch Beteiligung an der schriftlichen Diskussion.

Süssenberger

Vorwort des Hauptschriftleiters

promet soll der Fortbildung dienen. Das bedeutet nicht die Form eines Lehrbuchs in Fortsetzungen. Die Hauptthemen der Hefte werden vielmehr zwanglos aufeinander folgen. Ihre Auswahl wird in erster Linie durch die Aktualität bedingt sein. Nicht minder wird sie davon abhängen, wieweit Spezialisten verfügbar und gewillt sind, das betreffende Thema zu behandeln. Oberstes Gesetz bei der Gestaltung von **promet** soll sein, die oft sehr vernachlässigte Kunst der Darstellung zu pflegen und weiter zu entwickeln. Diese Forderung bezieht sich vor allem auf die Didaktik; aber auch die äußere Form soll ansprechend sein und zum Studium anreizen. Aus diesem Grund wird das Hauptthema nur etwa zwei Drittel jedes Heftes in Anspruch nehmen. Das letzte Drittel soll nicht dem Studium dienen, sondern zum Lesen da sein. Hier werden allgemeinere Themen behandelt werden in der Art eines meteorologischen Feuilletons. Ständig wiederkehrende Spalten wie „Blick nach draußen“, „Zum Berufsbild des Meteorologen“, „Problem- und Diskussionsecke“ etc. sollen durchweg praktischen Fragen gewidmet sein. Das gilt auch für die reinen Informationen über aktuelle Geschehnisse. Schließlich soll in der „Glosse“ und ähnlichem auch der heitere Aspekt der Meteorologie zu Wort kommen. Zum Feuilleton-Teil erwartet die Hauptschriftleitung eine rege Mitarbeit und ist für jedes unverlangt eingehende Manuskript dankbar.

Das erste Hauptthema ist so allgemein und umfangreich, daß der Rahmen eines auf 32 Seiten veranschlagten Normalheftes weit überschritten werden mußte. Deshalb und wegen des durch die vielen Vorarbeiten erzwungenen späten Erscheinungstermins wurde der Anfang mit einem Doppelheft gemacht.

Hofmann

Mikro- und Makroturbulenz

Die Selbstprüfung

Bevor Sie weiterblättern, sollten Sie sich dem nachstehenden Test unterziehen. Sie können dadurch Ihr Wissen auf dem Gebiet der atmosphärischen Turbulenz prüfen, vor allem können Sie auch feststellen, ob Sie aus dem Studium der Abschnitte des Hauptthemas in diesem Heft etwas gewonnen haben. Der Test ist so angelegt, daß Sie ihn sowohl *vor* als auch *unbeeinflusst* davon *nach* der Lektüre (durch Verdecken der „vor“-Spalte) durchführen können.

Bitte kreuzen Sie jeweils diejenige der zur Wahl gestellten Antworten auf die nachstehenden Fragen an, welche Ihrer Meinung nach die richtige ist. Am Ende des Testes sind die richtigen Antworten und ein Bewertungsverfahren angegeben.

	nach vor	
1. Mikroturbulenz ist		
(a) eindimensional	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) zweidimensional	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) dreidimensional	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
2. Für die Erscheinungsform der Mikroturbulenz ist charakteristisch das Vorhandensein von		
(a) Wellen	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) irregulären Zusatzbewegungen	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) plötzlichen, regelmäßig wiederkehrenden Zusatzbewegungen	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
3. Die von REYNOLDS gegebene Ähnlichkeitszahl für turbulente Rohrströmungen enthält die folgenden Parameter		
(a) Querschnittsfläche des Rohres, Druckdifferenz, Durchflußmenge	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) Rohrdurchmesser, Zähigkeit, Strömungsgeschwindigkeit in der Rohrmitte	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) Zähigkeit, Geschwindigkeitsquadrat	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
4. Zur Ermittlung des turbulenten vertikalen Wasserdampfstromes ist erforderlich die Messung		
(a) nur der Feuchtefluktuationen	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) der Fluktuationen von Feuchte und Temperatur	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) der Fluktuationen von Feuchte und Vertikalgeschwindigkeit	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

	nach vor	
5. Der Brechungsindex der Luft, wie man ihn z. B. mit einem Mikrowellenrefraktometer mißt, hängt stark/mäßig/schwach (in dieser Reihenfolge) ab von		
(a) Feuchte, Temperatur, Druck	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) Temperatur, Druck, Feuchte	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) Temperatur, Feuchte, Druck	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
6. Wieviele Schwankungen pro Sekunde muß ein Turbulenzmeßgerät auflösen können, damit alle wesentlichen Anteile eines turbulenten Transportes erfaßt werden?		
(a) 0.5—1 Schwankung pro Sekunde	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) 5—10 Schwankungen pro Sekunde	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) 50—100 Schwankungen pro Sekunde	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
7. Aus den Registrierungen von welchem der drei nachstehend genannten Instrumente kann man den mikroturbulenten vertikalen Impulsstrom auswerten?		
(a) Böenschreiber, wie er z. B. an synoptischen Stationen benutzt wird	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) Mikrowellenrefraktometer	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) Schallanemometer	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
8. Was ist der Grundstrom für die Makroturbulenz?		
(a) Der Anteil der zur Rotationsachse der Erde symmetrischen Meridionalzirkulation (Hadley-Zirkulation)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) die über die Vertikale gemittelte zonale Windgeschwindigkeit (äquivalent-barotroper Zonalstrom)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) die entlang der Breitenkreise gemittelte Zonalgeschwindigkeit (Zirkumpolarer Wirbel)	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
9. Leewellen hinter einem Bergrücken werden zugerechnet der		
(a) Mikroturbulenz	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) Mesoturbulenz	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) Makroturbulenz	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

	nach vor	
10. Das charakteristische Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung der Turbulenzelemente, die zu Konvektionsvorgängen gehören, ist		
(a) größer	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) gleich	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) kleiner	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
als dasjenige der Makroturbulenzelemente.		
11. Die Proportionalität des (mikro-)turbulenten Diffusionskoeffizienten (Austauschkoeffizienten) zur charakteristischen Länge L der Turbulenzelemente lautet		
(a) $K \sim L^{4/3}$	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) $K \sim L^{5/3}$	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) $K \sim L^2$	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
12. Dem „Makro-Scale“ werden die Bewegungsvorgänge zugeordnet, deren Abmessungen		
(a) > 10 km	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) > 100 km	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) > 500 km	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
13. Der Austauschkoefizient für den „Großaustausch“ ist		
(a) $10^2 - 10^3$ mal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) $10^4 - 10^5$ mal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) $10^6 - 10^7$ mal	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
größer als der Austauschkoefizient für die Mikroturbulenz, der mit $A = 100 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ als einem sehr häufigen Wert angegeben sei.		
14. Für „Turbulenzelemente“ von der Größe der langen oder planetarischen Wellen ist die charakteristische Beschleunigung von der Größenordnung		
(a) 1 g	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) 1/100 g	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) 1/10000 g	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(g = Schwerebeschleunigung, 981 cm sec^{-2})		
15. Ein Turbulenzspektrum gibt an		
(a) wie sich die kinetische Energie pro Frequenz- oder Wellenlängenintervall auf die Frequenzen oder Wellenlängen verteilt	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) eine Häufigkeitsverteilung der Phasengeschwindigkeiten der dem Grundstrom überlagerten Störungen in Abhängigkeit von der Größe dieser Störungen	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) wie häufig Böen über einem festgesetzten Schwellwert in Abhängigkeit vom Zeitintervall bis zur nächsten Böe auftreten	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

	nach vor	
16. Was ist die laterale Turbulenzkomponente?		
(a) diejenige, die horizontal senkrecht auf der Richtung des Grundstromes steht	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) diejenige in Richtung des Breitenkreises	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) diejenige in Richtung des Längenskreises	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
17. Bei einem Turbulenzspektrum $F(n)$, wobei n die Frequenz ist, geht der Ordinatenwert bei logarithmischer Abszissenenteilung für die Frequenz über in		
(a) $1/n \cdot F(n)$	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) $n \cdot F(n)$	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) $\exp(n) \cdot F(n)$	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
damit die Fläche unter der Spektralkurve gleich bleibt.		
18. Das Turbulenzspektrum des Betrages der horizontalen Windgeschwindigkeit in etwa 100 m über Grund zeigt in seinem hochfrequenten Teil ein Maximum bei einer Periode von etwa		
(a) 1 sec	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) 1 min	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) 30 min	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
19. Das Turbulenzspektrum, wie es in Frage 18 beschrieben wurde, weist eine „Lücke“ auf, welche die Makroturbulenz von der Mikroturbulenz trennt; diese befindet sich bei einer Periode von etwa		
(a) 48 Stunden	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) 12 Stunden	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) 1 Stunde	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
20. Es wird ein Spektrum der vertikalen Turbulenzkomponente in 3 m über Grund gemessen; die gemittelte horizontale Windgeschwindigkeit in dieser Höhe betrage 5 m sec^{-1} . Bei welcher Periode (= Reziprokwert der Frequenz n) erwarten Sie das Maximum der Energiedichte?		
(a) 2 sec	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(b) 20 sec	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
(c) 200 sec	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
21. Als Inertialbereich im Turbulenzspektrum bezeichnet man denjenigen Wellenzahlenbereich, für welchen		
(a) bei Übertragung in ein Inertialsystem die Energiedichte nicht von der Wellenzahl abhängt	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

	nach vor	nach vor
(b) als einzige Kräfte für die in diesen Bereich gehörenden Bewegungsformen die Trägheitskräfte wirksam sind	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) die Wirbel aufgrund ihrer Tätigkeit keine Wechselwirkung mit solchen anderer Abmessung vornehmen	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
22. Für die Turbulenz des untersten Teiles der atmosphärischen Grenzschicht ist die Wellenzahl (= Reziprokwert der Wellenlänge), bei welcher das Maximum der Produktion von Turbulenzenergie liegt,		
(a) $< 1/z$	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) $= 1/z$	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) $> 1/z$	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
wenn unter z die Höhe verstanden wird, in welcher die betrachtete Energieproduktion erfolgt.		
23. Zur quantitativen Erfassung turbulenter Transporte bedient man sich des sogenannten Gradientansatzes; dieser wird		
(a) aus dimensionsanalytischen Überlegungen erhalten	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) analog zu den Gesetzmäßigkeiten für molekulare Transporte vorgenommen	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) ergibt sich aus der Theorie stationärer Zeitreihen	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
24. In der Grenzschicht der Atmosphäre findet ein turbulenter Impulstransport statt; dieser		
(a) ist horizontal und — senkrecht zum Grundstrom — zum tiefen Druck gerichtet	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) geht vom Erdboden aus vertikal nach oben	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) geht von oben nach unten zum Erdboden	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
25. Ein turbulenter Wasserdampftransport in vertikaler Richtung ist gegeben durch		
(a) das Mittel des Absolutbetrages der Fluktuationen der vertikalen Feuchteadvektion	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) das Korrelationsprodukt aus den Fluktuationen der Vertikalgeschwindigkeit und denjenigen der spezifischen Feuchte	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) das Produkt aus dem Mittel des Absolutbetrages der Vertikalgeschwindigkeitsfluktuationen und dem Mittel des Absolutbetrages der (spez.) Feuchtefluktuationen	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
26. Die Turbulenz der atmosphärischen Grenzschicht ist		
(a) homogen und nahezu isotrop	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) homogen und anisotrop	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) horizontal-homogen und anisotrop	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(d) nicht homogen und anisotrop	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
27. Der mikroturbulente Transport von Impuls pro Masseneinheit wird quantitativ erfaßt durch den Gradientansatz, d. h. er ist proportional dem Gefälle des Impulses; der Proportionalitätsfaktor ist gegeben durch		
(a) den turbulenten Diffusionskoeffizienten	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) den Austauschkoeffizienten	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) die kinematische Zähigkeit	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
28. Damit die Wirbel in der atmosphärischen Grenzschicht ihrer Aufgabe, nämlich Impuls zu transportieren, gerecht werden können, müssen sie eine Asymmetrie ihres Aufbaues aufweisen; diese ist		
(a) stärkere Geschwindigkeiten nach unten als nach oben	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) stärkere Geschwindigkeiten nach oben als nach unten	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) stärkere vorwärts gerichtete Geschwindigkeit im oberen Teil	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(d) stärkere rückwärts gerichtete Geschwindigkeit im unteren Teil	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
29. Gelegentlich ist der über einen geschlossenen Breitenkreis hinweggehende meridionale makroturbulente Wärmestrom vom Kalten zum Warmen gerichtet; dies beobachtet man		
(a) in der unteren Troposphäre	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) in der oberen Troposphäre	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) in der unteren Stratosphäre	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
30. Wenn die Achsen der Tiefdrucktröge und die Kammlinien der Hochdruckrücken in einer Breitenzone überwiegend von NW nach SE (gegenüber den Meridianen) geneigt sind, so		
(a) deutet dies auf einen nordwärts gerichteten makroturbulenten Impulstransport hin	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(b) deutet dies auf einen südwärts gerichteten makroturbulenten Impulstransport hin	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	
(c) ist ein makroturbulenter Impulstransport sowohl nach Norden als auch nach Süden möglich	<input type="checkbox"/> <input type="checkbox"/>	

- nach vor
31. In der Erdatmosphäre, in den Ozeanen und in der Sonnenatmosphäre beobachtet man makroturbulente Impulstransporte, die räumliche Unterschiede im Impuls nicht auszugleichen versuchen, sondern verstärken; solche Transporte sind dadurch bedingt,
- (a) daß die turbulenten Strömungen nahezu zweidimensional sind
- (b) daß die Makroturbulenz in rotierenden Systemen vonstatten geht
- (c) daß der durch die Makroturbulenz transportierte Impuls keine konservative Größe ist
-
32. Man kann sowohl Zyklonen und Antizyklonen als auch die langen oder planetarischen Wellen als Turbulenzelemente im zonalen Grundstrom auffassen; es wird
- (a) kinetische Energie von den langen Wellen auf Zyklonen und Antizyklonen übertragen
- (b) kinetische Energie von Zyklonen und Antizyklonen auf die langen Wellen übertragen
- (c) kein Austausch von kinetischer Energie zwischen beiden beobachtet
-
33. Wenn Helmholtz-Wogen von einem schnellen Flugzeug durchflogen werden, stellt dieses „CAT“ fest. Die Wellenlänge dieser Wogen kann sehr unterschiedlich sein, im Mittel beträgt sie
- (a) weniger als 100 m
- (b) zwischen 100 und 1000 m
- (c) mehr als 1000 m
-
34. Der Medianwert für eine Häufigkeitsverteilung der vertikalen Mächtigkeit von CAT-Zonen liegt bei etwa
- (a) 50 m
- (b) 200 m
- (c) 800 m
-
35. Schätzen Sie, in wieviel Prozent der Gesamtflugzeit von Linienflugzeugen leichte CAT angetroffen wird
- (a) etwa 2%
- (b) etwa 5%
- (c) etwa 10%
-
36. Das Zeitintervall zwischen zwei Böen (= Überschreitungen eines festzusetzenden Schwellwertes der Windgeschwindigkeit) ändert sich mit zunehmendem Abstand vom Erdboden, und zwar

- nach vor
- (a) wird es kleiner
- (b) ändert es sich unregelmäßig, mal kleiner mal größer werdend
- (c) wird es größer

Die richtigen Antworten sind: 1c, 2b, 3b, 4c, 5a, 6b, 7c, 8c, 9b, 10a, 11a, 12c, 13c, 14c, 15a, 16a, 17b, 18b, 19c, 20a, 21b, 22a, 23b, 24c, 25b, 26d, 27a, 28a, 29c, 30b, 31a, 32b, 33b, 34b, 35b, 36c.

Stellen Sie durch Vergleich mit diesen Angaben fest, wieviel Fragen Sie richtig beantwortet haben; die Anzahl der richtigen Antworten gibt die Punktzahl, sie kann maximal 36 betragen und ist null, wenn Sie keine Frage richtig beantwortet haben.

Bewertung des Testes:

0—12 Punkte

Dieses Ergebnis hätten Sie auch schon erhalten können, wenn Sie die Antworten ausgewürfelt hätten. Das sollte Sie aber nicht entmutigen, denn die Fragen sind in der Tat nicht einfach, zudem kann man sich die Antworten auf einige Fragen (z. B. 20, 34, 35) garnicht überlegen, sondern nur „erraten“.

Sie werden sicher von einer (natürlich sorgfältigen) Lektüre der nachstehenden Abschnitte des Hauptthemas einen merklichen Gewinn haben. Wenn Sie den Test nach der Lektüre nochmals durchführen, werden Sie mit Befriedigung feststellen, daß sich die erreichte Punktzahl beträchtlich erhöht hat.

13—24 Punkte

In diesem Bereich wird vermutlich das Ergebnis der meisten Leser, die sich dem Test unterziehen, liegen. Sie gehören sozusagen zum „guten Mittelfeld“, doch ist dieses noch nicht so gut, als daß Sie nicht auch noch von der Lektüre profitieren könnten — ganz bestimmt sogar. Ein nach der Lektüre wiederholter Test wird es erweisen; versuchen Sie es!

25—36 Punkte

Sie gehören zur „Spitzengruppe“ und können wahrscheinlich nur noch Weniges hinzulernen, wenn Sie die Hauptartikel durchstudieren.

Oder wollen Sie die Artikel nicht daraufhin durchlesen, herauszufinden, was die Autoren unverständlich, schlecht oder sogar falsch dargestellt haben? Dann schreiben Sie bitte an den Schriftleiter (siehe Impressum).

Das notwendige Chaos in der Atmosphäre: Die Turbulenz

Mit der atmosphärischen Turbulenz ist für das erste der Fortbildungshefte gleich ein ziemlich schwieriges Hauptthema gewählt worden.

Wie die Überschrift schon andeutet, bietet sich uns die Atmosphäre in einem chaotischen Zustand dar, wir haben es in allen Größenbereichen mit Turbulenz zu tun; die Skala der turbulenten Störungen reicht von den kleinsten „Wirbelchen“ mit Abmessungen, die nur Bruchteile von Millimetern oder Zentimetern betragen, bis hin zu den planetarischen Wellen mit 10000 km Wellenlänge.

Wie die Überschrift aber ebenfalls andeutet, ist dieses Chaos unumgänglich; ohne Turbulenz wären die Zirkulationen, klein-, mittel- oder großräumig, die wir in der Atmosphäre beobachten, nicht denkbar. Das wiederum ist wirklich Grund genug dafür, daß wir uns mit der atmosphärischen Turbulenz beschäftigen.

Die nachfolgenden Abschnitte versuchen, wenigstens etwas Ordnung in dieses Durcheinander turbulenter Schwankungen zu bringen und etwas System in diesem Chaos erkennbar werden zu lassen. Vor allem soll aber auch deutlich werden, *warum* Turbulenz unumgänglich ist, und *wie* sie ihre Aufgabe löst.

Die nächsten drei Abschnitte, nämlich

2. „Was ist Mikroturbulenz?“
3. „Wie mißt man heute Turbulenz?“
4. „Was ist eigentlich Makroturbulenz?“

sollen zunächst einmal etwas über Turbulenz orientieren, über das, was man darunter versteht, besonders auch die weniger geläufige Makroturbulenz, und darüber, wie man sie heutzutage mißt. Daran anschließend soll mit drei weiteren Abschnitten versucht werden, einen Überblick über das zu geben, was man an Turbulenz beobachtet; es sind die Abschnitte

5. „Die SCALES als ein erstes Ordnungsprinzip für alle Turbulenzvorgänge in der Atmosphäre“
6. „Was ist ein Turbulenzspektrum?“
7. „Wie sieht das Turbulenzspektrum in der Atmosphäre aus?“

Eines der Mittel, um die Vielgestaltigkeit der Turbulenz zu beschreiben, ist das Turbulenzspektrum. Es ist daher verständlich, daß ein Abschnitt 6 sich nur damit befaßt zu erklären, was ein Turbulenzspektrum ist. Dies ist umso notwendiger, als für einige praktische Anwendungen (z. B. Belastung von Flugzeugen, Belastung von Bauwerken, Ballistik, turbulente Ausbreitung luftfremder Stoffe, Ausbreitung elektromagnetischer Wellen u. a.) die Turbulenz in Form des Turbulenzspektrums benötigt wird.

Der Meteorologe im praktischen Dienst erfährt nur am

Rande, daß es eine Anzahl zum Teil sehr komplizierter Turbulenztheorien gibt. Falls sie für seine prognostische Tätigkeit benötigt werden, stecken sie bereits in den Rechenprogrammen des Computers (z. B. Einbau der Grenzschicht in die Prognosenmodelle oder Berücksichtigung der Turbulenzreibung in denselben), er braucht sich nicht mit ihnen zu befassen. Er sollte aber wenigstens wissen, wozu sie eigentlich da sind, was der Kern solcher Theorien ist. Daher Abschnitt

8. „Wozu eigentlich Turbulenztheorien?“

Die nächsten drei Abschnitte

9. „Zwischen Produktion und Dissipation von Turbulenzenergie: die Energiekaskade“
10. „Die 'soziale' Funktion der Turbulenz: Ausgleich von Gegensätzen“
11. „Die Makroturbulenz verhält sich 'asozial': sie verstärkt bestehende Gegensätze noch“

beantworten die zuvor gestellte Frage, warum Turbulenz unumgänglich ist, und wie sie ihre Aufgabe löst. Die Überschriften dieser drei Abschnitte lassen erkennen, worauf es ankommt; allerdings ist es zum Verständnis dessen notwendig, zunächst im Abschnitt 9 etwas über das Verhalten der Turbulenz zu sagen, zumal sich hieran der Unterschied zwischen Mikro- und Makroturbulenz wird deutlich machen lassen.

Sodann fügen sich noch zwei Abschnitte an

12. „Was ist Clear-Air-Turbulence (CAT)? Wo tritt sie auf?“
13. „Turbulenz und Hochbau“

welche mehr auf die Belange des Praktikers hin orientiert sind, in diesem Falle den Flugverkehr und die Ingenieurwissenschaften betreffend. Es gibt natürlich noch weit mehr, was den Praktiker interessiert. So wird man sofort feststellen, daß alles das fehlt, was mit turbulenter Diffusion zu tun hat, also auch mit der Ausbreitung luftfremder Stoffe in der Atmosphäre. Gerade das ist aber in heutiger Zeit, in der der Umweltschutz zunehmend an Bedeutung gewinnt, ein sehr wichtiger Teilaspekt der atmosphärischen Turbulenz. Doch wurde dieser Teil bewußt unberücksichtigt gelassen, weil dem Thema „Ausbreitung luftfremder Stoffe in der Atmosphäre“ ein gesondertes Heft vorbehalten wird.

Als weiteres Gebiet, in dem atmosphärische Turbulenz für die Praxis von Bedeutung ist, kann die Radiometeorologie genannt werden.

Ein letzter Abschnitt

14. „Und wo findet man mehr?“

gibt einige wichtige und nützliche Literaturhinweise; diese Zusammenstellung beschränkt sich jedoch auf das allernotwendigste.

Es scheint schwierig zu sein, eine geeignete Definition für „Turbulenz“ zu finden. Es haben sich bereits ganze Konferenzen über die Definition des Begriffes „Turbulenz“ zerstritten. Es ist daher zweckmäßig, den Begriff an einem Beispiel zu erläutern. Wir betrachten hierzu ein Experiment von Osborne REYNOLDS. Dieser untersuchte die Strömung von Flüssigkeiten in Rohren. Er konnte den Charakter der Strömung dadurch sichtbar machen, daß er Farbstoff in die Flüssigkeit eintreten ließ. Bei geringen Geschwindigkeiten bildete sich ein glatter Farbfaden aus. Die Strömung verlief also parallel zu den Wänden. Bei höherer Geschwindigkeit änderte sich der Charakter der Strömung. Der Farbfaden machte schwankende Bewegungen und wurde zerrissen. Schließlich war die Flüssigkeit vollständig eingefärbt. Der Charakter der Strömung hatte sich geändert, wobei sich der Strömungswiderstand erhöhte und die Geschwindigkeit verringerte. Typisch für diesen zweiten Fall sind die Querbewegungen. Man nennt diese Strömungsform turbulent, während die erstere laminar genannt wird oder Schichtströmung, weil die verschiedenen Schichten der Strömung glatt übereinander liegen.

Es gelang REYNOLDS, die verschiedenen Parameter, die den Umschlag der Strömung von laminar in turbulent bestimmen, das sind Rohrdurchmesser, Geschwindigkeit und Zähigkeit der Strömung, in einer Ähnlichkeitszahl zusammenzufassen und zu zeigen, daß der Umschlag laminar-turbulent nur von dieser Ähnlichkeitszahl abhängt. Die Kenntnis, daß eine laminare Strömung bei Überschreiten einer gewissen Reynolds-Zahl turbulent wird, und daß Strömungen unterhalb einer kritischen Reynolds-Zahl immer laminar sind, hilft uns leider nicht, das Wesen der Turbulenz zu beschreiben.

Es ist schwierig, sich die Bewegung von Flüssigkeitsteilchen in einer turbulenten Strömung vorzustellen. Ein Flüssigkeitsteilchen oder -paket sei eine bestimmte Menge des Gases oder der Flüssigkeit, die sich einigermaßen einheitlich und zusammenhängend bewegt. Das Flüssigkeitsteilchen kann sich natürlich nur dann senkrecht zur Strömungsrichtung bewegen, wenn es dort Platz findet. Da vorher keine leeren Stellen in der Flüssigkeit waren, muß sich mit den Teilchen auch die nähere Umgebung und mit der näheren Umgebung auch die weitere Umgebung bewegen. Das können geordnete oder ungeordnete Bewegungen sein. In Wellen treten z. B. geordnete Bewegungen in einem größeren Bereich auf. Die geordnete Bewegung der Wellen, bei der keine oder nur geringe Vermischung auftritt, ist jedoch nicht typisch für die Turbulenz. Bei dem Versuch von REYNOLDS z. B. folgte die vollständige Mischung unmittelbar auf das Schwanken des Farbfadens, das vielleicht noch wellenähnlich ausgesehen haben kann. Die für die

Turbulenz typischen ungeordneten Querbewegungen müssen mit Unter- bzw. Überdrücken verbunden sein, die wiederum Ausgleichsbewegungen veranlassen. Man sieht, daß man sich den turbulenten Bewegungszustand nicht gut vorstellen kann.

Wir können aber an Hand von REYNOLDS' Versuch einige Charakteristiken der Turbulenz zusammenstellen.

1. *Turbulenz ist dreidimensional.* Der Versuch von REYNOLDS zeigte, daß bei turbulenter Strömung, im Gegensatz zur laminaren, Querbewegungen der Flüssigkeit typisch sind. Man kann bei geeigneter Ausführung des Versuches sehen, daß die Zusatzbewegungen tatsächlich in drei Komponenten erfolgen. Ein Rohr ist nicht sehr geeignet, um nachzuweisen, daß in turbulenter Strömung Bewegungen in allen drei Komponenten auftreten, da ja die Längsrichtung des Rohres die Hauptströmungsrichtung ist und das Rohr senkrecht zu dieser Richtung symmetrisch ist. Aber auch die Erfahrung z. B. von Messungen der Windkomponenten in der bodennahen Luftschicht zeigt, daß Turbulenz dreidimensional ist und nicht nur zweidimensional. Das ist auch plausibel, da die Zusatzbewegungen mit Druckschwankungen verbunden sind und der Druck als skalare Größe allseitig gleichmäßig wirkt. Daher werden, auch wenn die Anregung der Querbewegungen vorwiegend in einer Richtung erfolgt, die kleineren Ausgleichsbewegungen in allen Richtungen erfolgen.

2. *Turbulenz ist irregulär, zufällig.* Die Beobachtung des gefärbten Flüssigkeitsfadens in dem REYNOLDSschen Versuche zeigt, daß die Schwankung und die Vermischung in unregelmäßiger Weise vor sich geht. „Zufällig“ bedeutet in diesem Zusammenhang, daß man die Bewegungen der Flüssigkeitsteilchen nicht im einzelnen verfolgen oder vorausberechnen kann und im Grunde auch gar nicht will. Die einzelnen Zusatzbewegungen sind uninteressant, interessant sind nur noch ihre Wirkungen im statistischen Mittel.

3. *Turbulenz ist wirbelhaft.* Man stellt sich die turbulenten Zusatzbewegungen oft als Wirbel vor oder spricht jedenfalls von Wirbeln, wenn man die turbulenten Zusatzbewegungen meint. Das ist sicherlich nicht völlig unberechtigt, denn man kann z. B. bei kräftigem Wind und dementsprechend ausgeprägter Turbulenz ab und zu an aufgewirbeltem Staub deutlich kreiselnde Bewegungen erkennen. Man muß sich jedoch darüber klar sein, daß solch ein Wirbel durchaus ein Beiprodukt der Turbulenz sein kann und nicht ein Charakteristikum, wenn man unter Wirbel eine zusammenhängende kreiselnde Bewegung versteht. Man sollte sich jedenfalls die Turbulenz nicht anschaulich aus lauter Wirbeln zusam-

mengesetzt vorstellen, die aus jeweils einheitlich rotierenden Luftvolumina bestehen.

Turbulenz kann allerdings aus Wirbeln hervorgehen. Bei der Umströmung eines Hindernisses lösen sich Wirbel ab, die man im physikalischen Demonstrationsversuch auch recht gut sichtbar machen kann. Beim Zerfall dieser Wirbel entsteht Turbulenz. Für Untersuchungen von Turbulenzproblemen erzeugt man im Windkanal Turbulenz künstlich, indem man ein Gitter in den Luftstrom stellt, an dem sich Wirbel bilden, so daß stromabwärts in einigem Abstand von dem Gitter ein turbulentes Feld herrscht. Das ist jedoch eine künstliche Erzeugung der Turbulenz. In der Atmosphäre entsteht, bzw. herrscht Turbulenz meistens in Scherströmungen, d. h. in Gebieten, in denen ein Geschwindigkeitsgradient senkrecht zur Strömungsrichtung besteht. Bei dem REYNOLDSschen Versuch gab es in dem Rohr von der Mitte zum Rande hin ein Geschwindigkeitsgefälle, da am Rande Reibung auftrat. Durch die molekulare innere Reibung entstehen Geschwindigkeitsgradienten auch in der laminaren Strömung. Die Geschwindigkeitsgradienten sind wichtig für den Übergang der Energie aus der mittleren Strömung in die Zusatzbewegungen. Scherströmungen sind auch wirbelhaft, was man sich anschaulich am besten dadurch vorstellen kann, daß man sich die Scherströmung aus einer mittleren Bewegung und einer überlagerten Drehbewegung zusammengesetzt vorstellt.

4. *Turbulenz ist nicht-linear.* Es erscheint fraglich, ob die Bezeichnung: „Turbulenz ist nicht-linear“ gut gewählt ist. Nicht-linear sind die atmosphärischen Bewegungsgleichungen, d. h. in ihnen treten Glieder auf, die Produkte von Geschwindigkeitskomponenten enthalten. Man denke sich nun die atmosphärischen Bewegungen zerlegt jeweils in eine mittlere Bewegung und eine turbulente Zusatzbewegung, üblicherweise in der folgenden Form geschrieben:

$$u = \bar{u} + u'$$

$$v = \bar{v} + v'$$

$$w = \bar{w} + w'$$

Dabei sind u , v und w die Geschwindigkeitskomponenten, der Querstrich bedeutet Mittelbildung, während der kleine senkrechte Strich die Abweichung vom Mittel kennzeichnet. Als Mittelung nimmt man bei atmosphärischen Turbulenzuntersuchungen meistens die Mittelung über eine Zeit in der Größenordnung von einigen 10 Minuten, entsprechend dem Spektrum der atmosphärischen Turbulenz. Formal ist eine Zerlegung in Mittelwert und Zusatzbewegung immer möglich, wobei es gleichgültig ist, ob zeitlich oder räumlich, und über welche Zeit bzw. Raum gemittelt wird. Es ist zu berücksichtigen, daß die atmosphärischen Bewegungsgleichungen momentan gelten, d. h. für die jeweiligen u , v und w . Gemessen werden jedoch üblicherweise bereits Mittelwerte über eine kurzfristige Zeit, so z. B. der Wind als 10 Minuten-Mittel. Man muß daher auch die Bewegungsgleichungen über einen entsprechenden Zeitraum mitteln, wenn man die mittleren Größen einsetzen will. Im linearen Fall mittelt man $\bar{u} = \overline{\bar{u} + u'}$. Der Mittelwert \bar{u}' der turbulen-

ten Zusatzbewegungen verschwindet, da sie gerade als Abweichungen von dem Mittelwert definiert wurden. Im nicht-linearen Fall, das ist der Fall der atmosphärischen Bewegungsgleichungen, treten Produkte der Form $u \cdot u$, $u \cdot v$ und $u \cdot w$ auf. Dann erhält man z. B.

$$\overline{u \cdot w} = \overline{(\bar{u} + u')(\bar{w} + w')} = \overline{\bar{u}\bar{w}} + \overline{\bar{u}w'} + \overline{\bar{w}u'} + \overline{u'w'}$$

Die beiden mittleren Terme heben sich weg, da \bar{u} und \bar{w} als Mittelwerte konstante Faktoren sind, und u' und w' gemittelt Null ergeben. Das letzte Glied $\overline{u'w'}$, der sogenannte Reynoldsstress, hebt sich nicht weg. Es ist anschaulich leicht zu interpretieren. Da u' und w' die Abweichungen der Windkomponenten von dem jeweiligen Mittelwert sind, bedeutet dieses Produkt, daß Impuls dann nach unten transportiert wird, wenn häufig zu hohe Windgeschwindigkeit mit Abwind und zu geringe Windgeschwindigkeit mit Aufwind verbunden ist, wie dies im Mittel in der atmosphärischen Bodenschicht der Fall ist. Die Nicht-Linearität beschreibt also die durch die Querbewegungen hervorgerufene Verzahnung, die Impuls transportiert und die innere Reibung erheblich erhöht.

5. *Turbulenz transportiert und vermischt.* Die Vermischung durch Turbulenz hatten wir bereits bei dem Versuch von REYNOLDS gesehen, bei dem die Turbulenz dadurch sichtbar wurde, daß der eingefärbte Flüssigkeitsfaden sich über die ganze Rohrbreite vermischt. Transportiert wird vor allen Dingen dann, wenn Gradienten einer Eigenschaft bestehen, wenn z. B. ein Temperaturgradient oder ein Windgradient herrscht. Bei den Zusatzbewegungen nehmen die beteiligten Luftvolumina ihre Eigenschaften mit und geben sie auf dem Wege und in ihrer neuen Umgebung ab. Es ist eine ganz wesentliche Folge der Turbulenz, daß bei den Zusatzbewegungen ganze Volumina der verschiedensten Größenordnungen bewegt werden, die mit ihrer Masse auch ihre jeweiligen Eigenschaften mitnehmen. W. KOPPEN erwähnt bereits 1897 „den Massenaustausch, der die Wirkung der (molekularen) Reibung ganz wesentlich verstärken würde“. In der Tat sind die in der Atmosphäre durch den Massentransport hervorgerufenen Transporte um etwa den Faktor 10^4 größer als die molekularen Transporte.

6. *Turbulenz dissipiert Energie.* Die Zusatzbewegungen der Turbulenz beinhalten kinetische Energie. Zerlegt man wieder die augenblicklichen Werte in Mittelwert (—) und Abweichung (') und mittelt über eine gewisse Zeit, so ergibt sich (wobei wir zur Vereinfachung die Fluktuationen der Dichte ρ vernachlässigen)

$$E_{kin} = \frac{1}{2} \rho \overline{(u^2 + v^2 + w^2)} = \frac{1}{2} \rho (\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2) + \frac{1}{2} \rho \overline{(u'^2 + v'^2 + w'^2)}.$$

Das erste Glied der rechten Seite ist die kinetische Energie der mittleren Strömung, das zweite die kinetische Energie der Turbulenz, kurz Turbulenzenergie. Die Turbulenzenergie stammt aus der Energie der mittleren Strömung, sie wird ständig an immer kleinere Wirbel weitergegeben, bis sie in Wärme umgewandelt, dissipiert ist.

Die Eigenschaften, die wir eben aufgezählt haben, gelten für die Turbulenz im eigentlichen Sinne, die man auch Mikroturbulenz nennt, zur Unterscheidung von der physikalisch unterschiedlichen Makroturbulenz. Die formale Zerlegung in Mittelwerte und Abweichung kann man auch für große Mittelungszeiträume oder -strecken machen, etwa nach dem Beispiel von Albert DEFANT durch Mittelung über einen Breitenkreis. Die Abweichungen, die man von einem solchen Mittelwert erhält, sind ebenfalls Zusatzbewegungen, aber sie sind nicht notwendigerweise mehr turbulent in dem Sinne, daß sie dreidimensional, vermischend und zufällig sind, es kann sich durchaus um geordnete Bewegungen im Rahmen eines Tiefdruckgebietes handeln, wobei die Zusatzbewegungen dem Hauptstrom Energie zuführen können. „Clear-Air Turbulence“, CAT, wird hier nicht betrachtet.

Es ist noch eine Abgrenzung zu den Wellen nötig. Im ersten Augenblick erscheint eine solche Abgrenzung vielleicht überflüssig, da man sich unter einer Welle immer eine geordnete Bewegung vorstellt, und damit schon einen deutlichen Gegensatz zur Turbulenz hat, deren eines Charakteristikum ja das Ungeordnete, das Irreguläre war. Betrachtet man jedoch eine Seegangregistrierung, so sieht man, daß auch die Meereswellen durchaus ungeordnet und zufällig erscheinen können. Das liegt daran, daß sich bei den Meereswellen oft mehrere Wellenzüge aus verschiedenen Richtungen überlagern und in der Regel Wellen mit unterschiedlicher Wellenlänge und Periode gleichzeitig vorkommen. Durch die Überlagerung der verschiedenen Teilwellen entsteht dann ein irregulärer Charakter des Seegangs. Man könnte daher fragen, ob nicht die Turbulenz durch Überlagerung unterschiedlicher Wellen erklärt werden kann. Prinzipiell ist dies immerhin denkbar, da die Atmosphäre auch interne Wellen enthält. Die internen Wellen der Atmosphäre existieren allerdings nur in Inversionen, d. h. in Gebieten, in denen durch die Zunahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe bei Vertikalbewegungen einzelner Luftteilchen eine rücktreibende Kraft vorhanden ist. Bei labiler Schichtung können keine Wellen existieren, da bei Abnahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe ein aufsteigendes Teilchen sich durch den zusätzlichen Auftrieb immer weiter aus seiner Ruhelage entfernen würde. Da Turbulenz in der bodennahen Luftschicht auch und gerade bei Tage auftritt, wenn durch starke Sonneneinstrahlung in den untersten Schichten ein überadiabatischer Temperaturgradient erzeugt wird, kann zumindest in diesem Falle die Turbulenz nicht als Überlagerung von Wellen erklärt werden. Anders ist es bei stabiler Schichtung, bei der interne Wellen und Turbulenz gleichzeitig vorhanden sein können und die Energie zwischen beiden Bewegungsformen übergehen könnte.

Für die Ausbildung der atmosphärischen Turbulenz in der bodennahen Luftschicht bestehen zwei Anregungsmechanismen: die mechanische Anregung durch die Reibung am Boden und die thermische. Mechanisch werden durch die Rauigkeit der Oberfläche Zusatzkomponen-

ten erzeugt. Da die Rauigkeitselemente und Hindernisse, die umströmt werden müssen, sehr verschieden groß sind, entstehen Zusatzbewegungen durchaus unterschiedlicher Größenordnungen. Die mechanisch erzeugte Turbulenz wird auch oft (voll) erzwungene Turbulenz genannt, da sie durch die Rauigkeitselemente erzwungen wird. Es kann dabei vorkommen, daß sich Teilchen gegen die Dichteschichtung in der Atmosphäre bewegen müssen.

Andererseits wird die thermische Komponente der Turbulenz dadurch erzeugt, daß der Erdboden wärmer ist als die Luft und die Luft in den untersten Schichten Wärme vom Erdboden her aufnimmt. Dann ist die Luft der unteren Schichten wärmer als die der darüberliegenden, die Schichtung ist labil und einzelne Luftpakete steigen auf, während zum Ausgleich kältere Luft herabkommt. Dieser Vorgang könnte im Prinzip auch in geordneten Konvektionszellen vor sich gehen, ohne daß zusätzlich Turbulenz entstehen würde. Da aber in den unteren Schichten im allgemeinen eine Scherströmung herrscht und überdies die mechanisch erzeugte Turbulenz vorhanden ist, können sich geordnete Konvektionen dort nicht ausbilden. Der Auftrieb, den die erwärmten Luftpakete besitzen, dient dann zur Verstärkung der Vertikal-Komponente der ungeordneten Zusatzbewegungen (erzwungene Konvektion). Die Heizung von unten kann allerdings auch so stark sein, daß in einigem Abstand von der Grenzfläche, wo der mechanische Anteil der Turbulenz zurückgeht, der Auftrieb so überwiegt, daß die Vertikalbewegungen in mehr oder weniger geordneten Aufwindschläuchen oder größeren, geordnet aufsteigenden Massen vor sich gehen (natürliche oder freie Konvektion).

Der umgekehrte Fall stabiler Schichtung tritt z. B. nachts auf, wenn sich der Erdboden stärker abkühlt als die darüberliegende Luft und die untersten Luftschichten Wärme an den Erdboden abführen. Dann liegt wärmere Luft über kälterer Luft und bei Vertikalbewegungen müssen die Teilchen gegen die Archimedischen Kräfte der Dichteschichtung bewegt werden. Die dafür benötigte Energie wird aus der mechanisch erzeugten Energie der Turbulenz genommen. Dadurch wird die Turbulenz gedämpft und bei sehr starker Stabilität praktisch unterdrückt. Da gleichzeitig bei stabiler Schichtung die Ausbildung von internen Wellen begünstigt ist, gibt es etwas unübersichtliche Verhältnisse, bei denen der Übergang von Turbulenz zu Welligkeit mehr oder weniger ausgeprägt ist.

Da einerseits bei stabiler Schichtung die Turbulenz herabgesetzt wird, andererseits bei labiler Schichtung die Turbulenz durch die Konvektion verstärkt wird, hängt die Intensität der Turbulenz nicht nur von der Windgeschwindigkeit, sondern auch von der Stabilität der Dichteschichtung ab. Das hat Konsequenzen für alle Vorgänge, die von der Intensität der Turbulenz abhängen, insbesondere also für die durch die Turbulenz verursachten vertikalen Transporte.

Wie mißt man heute Turbulenz?

Da man sich für verschiedene Aspekte der Turbulenz interessieren kann, gibt es unterschiedliche Meßmethoden. Um einen Überblick zu bekommen, ist es zweckmäßig, von den Turbulenzmessungen im Windkanal abzusehen und nur die üblichen meteorologischen Messungen in der planetarischen Grenzschicht der Atmosphäre zu betrachten. Bei diesen Messungen ist man nicht nur daran interessiert, die Turbulenzintensität zu bestimmen, sondern versucht meist auch die durch die Turbulenz verursachten vertikalen Flüsse, z. B. von Impuls, Wärme und Wasserdampf zu bestimmen, sowohl im Integral, als auch in ihrer spektralen Zerlegung.

Bei den sogenannten direkten Messungen bestimmt man die vertikalen Flüsse aus den Kreuzprodukten der momentanen Fluktuationen. Im Abschnitt 10 wird es noch genauer erklärt werden, daß die turbulenten Flüsse durch die Korrelationsprodukte (Kreuzprodukte, gemittelt) aus den Fluktuationen der transportierenden Geschwindigkeit und den Fluktuationen der transportierten Größe bestehen.

Impulsfluß	$\tau = -\rho \overline{u' w'}$
Fluß fühlbarer Wärme	$H = c_p \rho \overline{w' T'}$
Wasserdampffluß	$E = \rho \overline{w' q'}$

Dabei ist u , w horizontale und vertikale Windkomponente, T Temperatur, q spezifische Feuchte, ρ Luftdichte. Der kleine Strich bedeutet Abweichung vom Mittelwert, der Querstrich Mittelbildung.

So wird z. B. zur Bestimmung des vertikalen Stromes an fühlbarer Wärme an einem Punkt sowohl der Vertikalwind als auch die Temperatur gemessen, sodann das Produkt der augenblicklichen Werte von Vertikalwind und Temperatur gebildet und über einen längeren Zeitraum gemittelt. Wenn Aufwind verhältnismäßig häufig mit warmer Luft und Abwind häufig mit kalter Luft verbunden ist, wird im Mittel Wärme aufwärts transportiert. Dieses Verfahren ist offenbar von Hypothesen frei und wird deshalb „direkt“ genannt.

Leider ist der erforderliche experimentelle Aufwand verhältnismäßig groß, da sowohl die Vertikalkomponente des Windes als auch andere Eigenschaften, wie Temperatur, in einem turbulenten Medium unregelmäßige Schwankungen zeigen. Um den vertikalen Strom zu bestimmen, müssen alle Schwankungen erfaßt werden, die einen Beitrag liefern. Das bedeutet, Meß- und Registriergeräte müssen schnell genug arbeiten, um bis zu 5 oder 10 Schwankungen pro Sekunde aufzulösen. Andererseits muß je nach Stabilität der Dichteschichtung über 10 bis 30 Minuten gemittelt werden, um auch die längeren Perioden miteinzuschließen. Dementsprechend

ergeben sich für einen mittleren Wert des Flusses zunächst einmal sehr viele Einzeldaten. Da bei der Mittelbildung über die Kreuzprodukte praktisch nur die Abweichungen der einzelnen Größen von ihrem Mittelwert eingehen und diese Fluktuationen im allgemeinen klein sind gegenüber den Größen selber, wird eine verhältnismäßig hohe Genauigkeit benötigt. Fluktuationmessungen sind daher in der Regel nur für Forschungszwecke, nicht für Routinemessungen geeignet. Sie bieten den Vorteil, daß nicht nur die mittleren Flüsse resultieren, sondern auch die Schwankungen der einzelnen Größen in ihrem gesamten Frequenzbereich erfaßt und Spektren und Ko-Spektren und andere abgeleitete Größen bestimmt werden können.

Etwas einfacher ist es, die vertikalen Flüsse aus sogenannten Profilmessungen zu bestimmen. So wird z. B. der vertikale Impulsfluß aus Windmessungen in einer Anzahl von Höhen in der bodennahen Luftschicht bestimmt, der vertikale Wärme- und Wasserdampf-Fluß entsprechend aus dem mittleren Temperatur- und Feuchte-Profil. Da es sich hierbei um mittlere Profile handelt, ist der Datenanfall nicht zu groß, und die Geräte brauchen nicht Schwankungen höherer Frequenz aufzulösen. Trotzdem ist der Aufwand noch erheblich, da man Geräte in mehreren Höhen braucht. In der Regel benutzt man etwa fünf Meßgeräte in den Höhen von 1 bis 10 Metern. Da die vertikalen Gradienten bestimmt werden sollen und die vertikalen Unterschiede zwischen 1 und 10 Meter Höhe etwa um den Faktor 10 kleiner sind als die Größen selber, ist es von entscheidender Wichtigkeit, daß die Geräte zumindest zueinander genau geeicht sind und ihre Eichwerte auch über einige Zeit konstant bleiben. Bei der Messung des vertikalen Temperatur- und Feuchte-Profiles ist es überdies von ausschlaggebender Bedeutung, daß die Geräte keinen Strahlungsfehler haben. Daher werden auch die Profilmessungen, obwohl sie einfacher sind als die direkten Messungen, nur für Forschungszwecke und nicht im Routinebetrieb eingesetzt. Die Profilmessungen haben noch den Nachteil, daß der Zusammenhang zwischen den vertikalen Flüssen und den zugehörigen Gradienten von dem Turbulenzzustand der Luft abhängt, also nicht eine Konstante ist. Man muß daher, wenn man aus den Profilen die vertikalen Flüsse bestimmen will, zusätzliche Annahmen oder Informationen hinzunehmen.

Es wird natürlich versucht, die vertikalen Transporte mit direkten, Profil- und anderen Methoden bei verschiedenen Turbulenzzuständen der bodennahen Luftschicht zu bestimmen und in Abhängigkeit von charakteristischen Parametern darzustellen, so daß später die vertikalen Flüsse auf Grund von Routinebeobachtungen berechnet werden können ('Parametrisierung').

Im Folgenden seien einige Methoden besprochen, die man zur direkten Messung der vertikalen Transporte benutzt. Es handelt sich dabei um die Bestimmung des vertikalen Impulsflusses (Reibung) aus den Schwankungen der Vertikal- und Horizontalkomponenten des Windes, um die Bestimmung des vertikalen Stromes fühlbarer Wärme aus den Vertikalkomponenten des Windes und den Temperaturschwankungen und um die Bestimmung der Verdunstung (zugleich vertikaler Strom latenter Wärme) aus den Messungen der Vertikalwind- und Feuchtefluktuationen.

Für die Windkomponenten kommen als mechanische Geber *Vektorwindfahnen* in Frage. Diese bestehen aus einem Propeller, der auf einer mit Höhen- und Seitenleitwerk versehenen und horizontal und vertikal schwenkbaren Achse sitzt. Der Windvektor wird damit durch seinen Betrag und seine horizontale und vertikale Richtung bestimmt. Die drei Windkomponenten können auch durch *Propeller* gemessen werden, die in drei aufeinander senkrecht stehenden Richtungen fest montiert sind. Die mechanischen Geber sind verhältnismäßig träge, ihre Einstellgeschwindigkeit ist im wesentlichen proportional zur Windgeschwindigkeit. Sie werden hauptsächlich an höheren Masten eingesetzt, da sich der Hauptteil der für die turbulenten Transporte verantwortlichen Schwankungen mit wachsendem Abstand von der Erdoberfläche zu längeren Perioden hin verschiebt. Zur Erfassung der schnelleren Schwankungen werden *Hitzdrähte* benutzt. Die Abkühlung eines geheizten Drahtes ist proportional zu der in der Zeiteinheit vorbeistreichenden Luftmasse. Man kann entweder die bei konstanter Stromzufuhr auftretende Temperaturänderung als Widerstandsänderung des Drahtes messen, oder aber die Energiezufuhr so regeln, daß die Temperatur trotz unterschiedlicher Wärmeabfuhr konstant bleibt, wobei die erforderliche Leistung ein Maß für die Windkomponente ist. Da die Wärmeabfuhr unterschiedlich ist, je nachdem ob der Wind senkrecht oder parallel zum Draht weht, kann man mit Hitzdrähten in geeigneter Anordnung alle drei Komponenten messen. Hitzdrahtinstrumente wurden ursprünglich in Windkanälen benutzt. Sie zeichnen sich durch die Möglichkeit aus, Messungen bis zu hohen Frequenzen durchzuführen, wenn man die geometrischen Abmessungen klein genug macht. Sie sind daher geeignet, das Spektrum der Horizontalkomponente zu messen, um aus seinem Abfall bei höheren Frequenzen die Energie-Dissipation zu bestimmen. Ihr Einsatz in der Atmosphäre ist schwierig, da die dünnen

Drähte (Durchmesser 1—20 μ) stoßempfindlich sind und überdies die Eichung bei der Anlagerung von Schmutz oder eines Feuchtigkeitsfilmes sich ändert. Neuerdings gibt es quarzbedampfte Platindrähte, die diese Fehlerquelle ausschließen. Die Stoßempfindlichkeit und der erforderliche Aufwand an Elektronik und Registrier- und Auswertetechnik beschränken jedoch weiterhin den Einsatz auf spezielle Forschungsvorhaben.

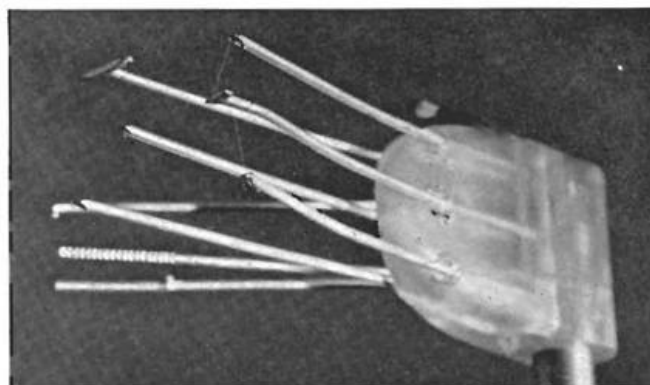
In der letzten Zeit haben sich immer mehr *Schall-Anemometer* durchgesetzt, die auch oft nach dem englischen Ausdruck *sonic anemometer* genannt werden. Das Meßprinzip beruht darauf, daß sich der Schall als Druckschwankung in der Luft ausbreitet und somit die Schallausbreitung in Richtung des Windes schneller erfolgt als in der Gegenrichtung. Da die Schallausbreitung außer von der strahlparallelen Windkomponente auch noch von der Temperatur abhängt, wird die Schallgeschwindigkeit über eine kurze Strecke hin und zurück gemessen, so daß aus diesen beiden Informationen Temperatur und Wind in der Strahlrichtung berechnet werden können. Wenn man die Temperaturfluktuationen weiter benutzen will, werden sie meist getrennt gemessen, um eine höhere Genauigkeit und Zuverlässigkeit zu erzielen. Die Schallmeßstrecken sind gewöhnlich 10 bis 20 cm lang, durch geeignete Anordnung von drei aufeinander senkrecht stehenden Strecken kann man die drei Windkomponenten bestimmen. Es gibt im wesentlichen drei verschiedene Meßverfahren, bei denen man entweder einen Dauerton benutzt oder die Laufzeit einzelner Impulse mißt oder einen Impuls ständig hin- und herlaufen läßt. Die Schallanemometer sind in der Regel empfindlich gegen starke Luftfeuchtigkeit und können bei Regen nicht benutzt werden. Der erforderliche elektronische Aufwand ist noch etwas größer als bei den Hitzdrahtgeräten, dem steht der Vorteil gegenüber, daß die Sensoren mechanisch relativ unempfindlich sind. Ein Dauerbetrieb, wie z. B. bei den mechanischen Windfahnen, ist offenbar bisher noch nicht möglich.

Die Messung der Temperatur-Fluktuationen scheint unkritisch zu sein. Meistens werden *Platindrähte* benutzt, gelegentlich auch Thermistoren und Thermoelemente. Platindrähte werden bevorzugt, weil die Eichung konstant ist, dünne Drähte eine rasche Einstellzeit haben und auch unempfindlich sind gegen Strahlungsfehler. Das größte Problem stellt die Messung der Feuchte-Fluktuationen dar. Sämtliche konventionellen Feuchtigkeitsmesser, welche die Adsorption von Wasserdampf benutzen, sind zu träge. Auch klein gebaute Psychrometer

Abb. 3.1.

Meßkopf nach der Hitzdrahtmethode zur Bestimmung der Fluktuationen der Horizontal-Komponente des Windes (Mitte), Vertikalkomponente (rechts) und der Temperatur (links hinten). Die eigentlichen Meßdrähte sind wegen ihres geringen Durchmessers nur zum Teil zu sehen. Man beachte das obenauf liegende Streichholz als Größenvergleich.

(Foto: J. HOLLER)



und Taupunkthygrometer gestatten wegen der beteiligten Massen nicht, die schnelleren Schwankungen der Feuchte zu erfassen. Die Absorption von Strahlung im Infraroten durch den Wasserdampf der Atmosphäre kann zwar zur Messung des Wasserdampfgehaltes benutzt werden, aber offenbar sind dafür bisher noch so lange Strecken erforderlich, daß nur ein Streckenmittelwert des Wasserdampfes bestimmt werden kann, wobei sich die Fluktuationen weitgehend wegmitteln. Es bleiben daher im wesentlichen zwei Prinzipien übrig: Das Lyman-Alpha-Humidiometer und das Mikrowellenrefraktometer. Das *Lyman-Alpha-Humidiometer* beruht

elektromagnetischen Wellen im Millimeter- bis Dezimeter-Bereich). Praktisch wird ein etwa faustgroßer Hohlraum-Resonator von der Luft durchströmt. Die Resonanzfrequenz des Hohlraumes ändert sich mit dem Brechungsindex der durchströmenden Luft, die Resonanzfrequenz wird z. B. durch Vergleich mit einem versiegelten Hohlraum gemessen. Leider hängt der Mikrowellen-Brechungsindex zwar stark vom Wasserdampfdruck der Luft ab, zugleich aber auch von der Lufttemperatur und in geringerem Maße vom Luftdruck. Man muß daher, um den Wasserdampfdruck der Luft aus den Registrierungen des Brechungsindex zu berechnen,

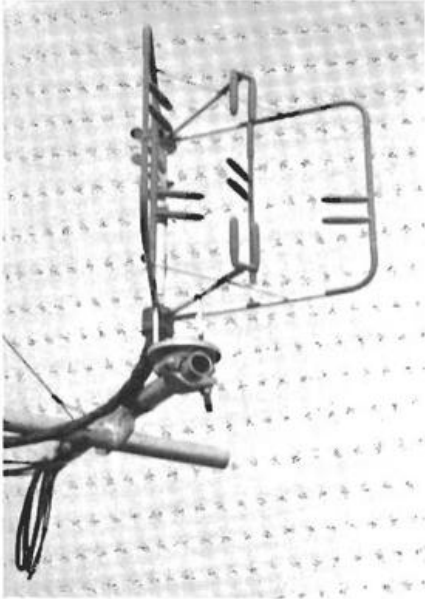


Abb. 3.2.
3 - Komponenten - Schall - Anemometer von M. MIYAKE, University of British Columbia, Vancouver, Canada.

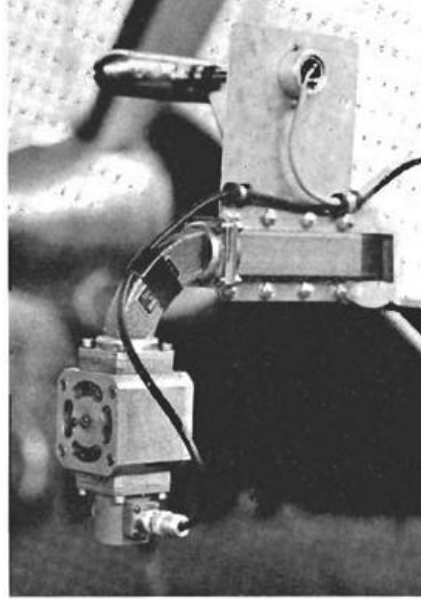


Abb. 3.3.
Mikrowellen-Refraktometer im Flugzeugeinsatz. Sichtbar ist der Hohlraumresonator (unten) am Wellenleiter und ein gekapseltes Thermometer (oben links).

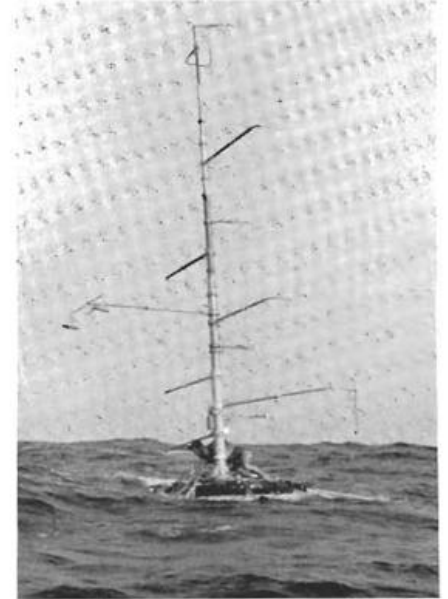


Abb. 3.4.
Profilmessungen auf der Atlantischen Expedition 1969. Windmesser auf den Spieren (nach rechts) und Aspirationspsychrometer (am Mast rechts). Zusätzlich sind zwei Solarimeter zur Messung der reflektierten Sonnenstrahlung angebracht.

darauf, daß der Wasserdampf die im Ultravioletten liegende Lyman-Alpha-Spektrallinie sehr stark absorbiert. Die Länge der Meßstrecken ist daher nur von der Größenordnung 1 cm. Man benötigt Lichtquellen, die die Lyman-Alpha-Linie abgeben und Fenster, die diese Wellenlänge durchlassen. Schwierigkeiten traten dadurch auf, daß die ursprünglich benutzten Fenster feuchtigkeitsempfindlich waren. Dieses Problem scheint jedoch behoben zu sein. Für die Messung muß die Intensität der von der Lichtquelle abgegebenen Strahlung in der Lyman-Alpha-Linie konstant sein, das ist offenbar nur kurzfristig möglich. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, kann die Feuchtigkeit gleichzeitig kontinuierlich mit einem trägeren Gerät gemessen werden, so daß eine fortlaufende Eichung des Lyman-Alpha-Humidiometers möglich ist. Das Gerät ist bisher nur für Forschungszwecke geeignet.

Beim *Mikrowellenrefraktometer* benutzt man die starke Abhängigkeit des Mikrowellen-Brechungsindex vom Wasserdampfgehalt der Luft (Mikrowellen sind die

gleichzeitig auch die Lufttemperatur und eventuell mit geringerer Genauigkeit den Luftdruck registrieren. Die Geräte sind in der Lage, relativ hohe Frequenzen aufzulösen, soweit dies nicht durch die geometrischen Abmessungen und die mangelnde Durchlüftung des Hohlraumes verhindert wird. Die Refraktometer eignen sich gut für den Flugzeugeinsatz, da durch die Fluggeschwindigkeit eine gute Durchlüftung erzwungen wird, die gleichzeitig verhindert, daß z. B. bei Regen oder Wolkendurchflug sich Wassertropfen in dem Hohlraum absetzen, die eine Meßwertverfälschung hervorrufen würden. Die Resonatoren sind verhältnismäßig teuer, da jede Längenänderung in den Meßwert eingehen würde, so daß eine sehr sorgfältige Temperaturkompensation erforderlich ist. Der experimentelle Aufwand ist auch sonst erheblich, da es sich um Hochfrequenz-Elektronik handelt (Wellenlängen um 3 cm). Aus diesen Gründen wird das Refraktometer im allgemeinen auch nur als Relativinstrument benutzt, obwohl es sogenannte Absolutrefraktometer gibt.

Als Instrumententräger werden auf dem Lande Masten benutzt; es gibt bereits einige Arbeiten, welche den Störeinfluß der Masten untersuchen. Auf See benutzt man, um von dem Störfeld eines Schiffes frei zu kommen, Bojen, ggf. mit Servostabilisierung zur vertikalen Orientierung der Instrumente. Bei Flugzeugmessungen ist ein besonderer Aufwand erforderlich, wenn man die Windkomponenten messen will. Ein Flugzeug macht, je nach seiner Bauart, unter dem Einfluß von Böen und den ausgleichenden Steuerbewegungen des Piloten, Zusatzbewegungen. Es stellt selbst einen Meßfühler dar, wenn auch mit einer unvollkommenen Übertragungsfunktion. Es wird daher der Wind relativ zum Flugzeug gemessen und die Lage und Eigenbewegungen des Flugzeuges aus Kurs- und Anstellwinkel sowie den horizontalen und vertikalen Beschleunigungen mit Hilfe einer kreiselstabilisierten Trägheitsplattform bestimmt. Ein Zusammen-

stücken der gemessenen Relativbewegungen und der aus den Beschleunigungen durch Integration erhaltenen Geschwindigkeitskomponenten des Flugzeuges ist, da sich beide Anteile in einem gewissen Frequenzbereich überlappen, aufwendig und bisher nur selten erfolgreich durchgeführt worden.

Es sei zum Abschluß noch erwähnt, daß mit radiometeorologischen Methoden Informationen über Inhomogenitäten des Brechungsindex z. B. über ihre Größe und ihre Geschwindigkeitskomponenten, erhalten werden können. Die radiometeorologischen Methoden sind insofern besonders anregend, als mit ihnen Details der Atmosphäre festgestellt werden, die sonst vielleicht kein Interesse gefunden hätten, da sie mit der am Meßzweck orientierten meteorologischen Instrumentierung nicht sichtbar geworden wären.

4

H. J. KIRCHNER und H. P. SCHMITZ, Offenbach

Was ist eigentlich Makroturbulenz?

Im Abschnitt 2 wurde erläutert, was Mikroturbulenz ist; es wurde auf einige wichtige Punkte aufmerksam gemacht, u. a. hieß es: Turbulenz ist irregulär, also „zufällig“. Es wurde auch beschrieben, wie diese Irregularität der Turbulenz schon von O. REYNOLDS in seinen Experimenten mit Rohrströmungen durch Farbfäden sichtbar gemacht werden konnte.

Wenn wir uns heute ein Satellitenbild des Planeten Erde ansehen, dann kann man die Wolkenfelder ähnlich wie die Farbfäden im REYNOLDSschen Experiment als Indikator für die Irregularität der Bewegungen in der Erdatmosphäre auffassen. Das was sich uns, durch Wolken sichtbar gemacht, an Wirbeln, Wirbelfilamenten und sonstigen Störungen darbietet, läßt jegliche Ordnung vermissen und kann als chaotisch bezeichnet werden. Warum sollte man also diese Wirbel und Störungen, jetzt handelt es sich um Zyklonen und Antizyklonen, eventuell sogar um lange oder auch planetarisch genannte Wellen, nicht als Turbulenzkörper verstehen?

Nun, genau das tut man und spricht von Makro-Turbulenz. Da die Turbulenzelemente nur Störungen eines Grundstromes sein können, müssen wir uns nach einem solchen für den Fall der Makroturbulenz umsehen: es ist der z o n a l e Grundstrom, der von der geographischen Länge unabhängig ist und sich lediglich mit der geographischen Breite und mit der Höhe ändert. Dieser Grundstrom ist eine Westströmung, nur in der Tropenzone und einer relativ flachen Zone im polaren Bereich beobachtet man die umgekehrte Richtung. Zyklonen und Antizyklonen, Tiefdrucktröge und Hochdruckrücken sind nunmehr die „Wirbel“ oder Turbulenzelemente, die diesem zonalen Grundstrom überlagert sind, die in ihm entstehen und vergehen, die mit ihm driften, aus ihm ausscheren und alles das tun, was sich Turbulenzelemente an irregulärem Verhalten leisten.

Wir wollen die Verhältnisse an einem Beispiel verdeutlichen und betrachten dazu die abs. Topographie 500 mb vom 11. 2. 71 00Z, wie sie in der Abbildung 4.1. dargestellt ist. Um den zonalen Grundstrom zu erhalten, werden zunächst einmal Breitenkreismittel der Geopotentialwerte gebildet (z. B. für jeden oder jeden zweiten Breitengrad); aus der meridionalen Differenz dieser Breitenkreismittel bestimmt man dann mittels der geostrophischen Windbeziehung den zonalen Grundstrom \bar{u}_g . In der Abbildung 4.2. ist das Ergebnis dargestellt, es ist das Meridionalprofil des zonalen Grundstromes in 500 mb für den genannten Termin. Im großen und ganzen ist es das übliche Bild: ein Maximum von rund 20 m/sec in etwa 40° N, von hier aus starke Abnahme der zonalen Grundstromgeschwindigkeit sowohl nach Norden wie auch nach Süden. Die in der Tropenzone im allgemeinen auftretenden Ostwinde können nicht mehr in der vorgenannten einfachen Weise ermittelt werden, da hier die geostrophische Windbeziehung (wegen Verschwinden des Coriolisparameters am Äquator) nicht mehr benutzt werden kann. Die zonalen Ostwinde der Breiten von 66° C bis 78° N beobachtet man zwar häufig in 1000 mb, gehören aber für 500 mb zu den seltenen Fällen.

Diesem zonalen Grundstrom sind nun Störungen überlagert, die Makro-Turbulenzelemente. Man kann diese isoliert betrachten, wenn man von der abs. Topographie der Abbildung 4.1. eine solche für den zonalen Grundstrom (bestehend aus einer Isohypsenchar mit breitenkreisparallelen konzentrischen Kreisen) subtrahiert. Das Ergebnis ist in der Abb. 4.3. wiedergegeben, es ist eine Topographie des Störungsfeldes in 500 mb. Die Tröge und Rücken der abs. Topographie der 500-mb-Fläche (Abb. 4.1.) erscheinen jetzt überwiegend als abgeschlossene Systeme. Wenn man sich den zu diesen Druckstö-

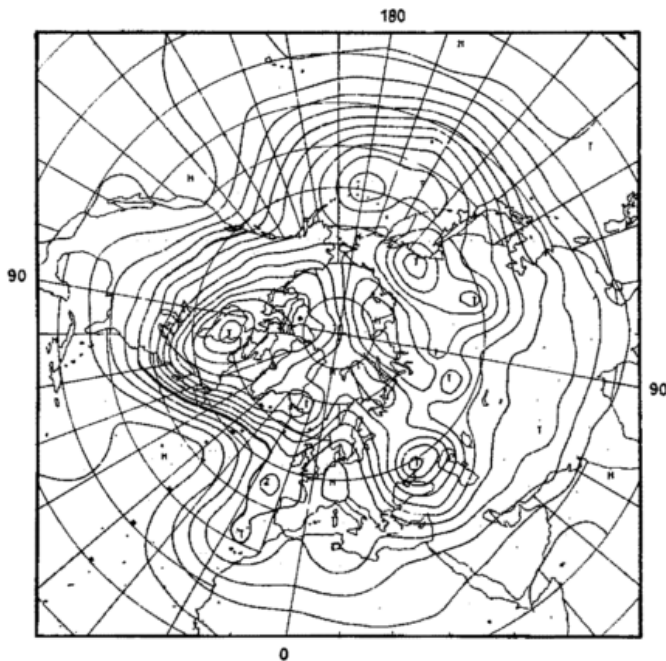


Abb. 4.1.
 Absolute Topographie 500 mb, 11. Febr. 1971 00z
 Doppellinie = 552 gpdm
 Isolinienabstand = 8 gpdm

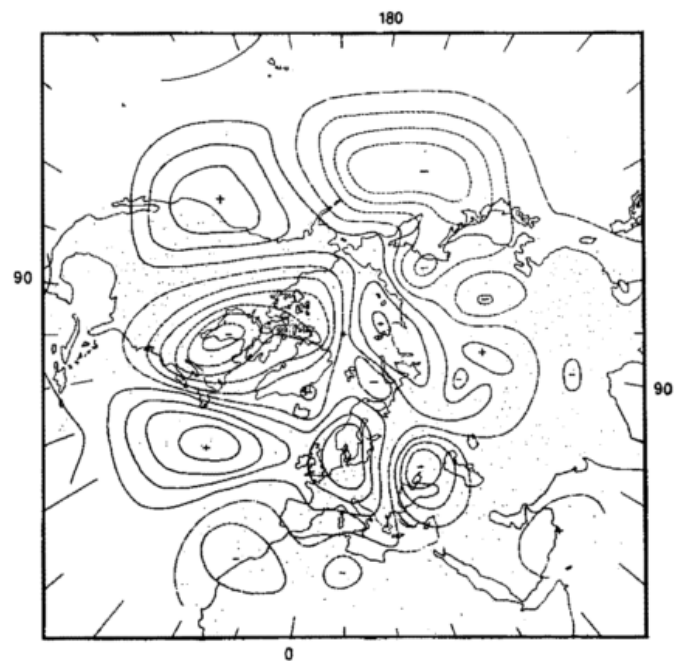


Abb. 4.3.
 Abweichung der absoluten Topographie 500 mb vom Breitenkreismittel, 11. Febr. 1971 00z
 ausgezogene Linien = positive Abweichung
 strichpunktierte Linie = Nulllinie
 gestrichelte Linie = negative Abweichung
 Isolinienabstand = 8 gpdm

rungen zugehörigen geostrophischen Wind vorstellt, lassen sie deutlich die stark wirbelhafte Struktur erkennen, wodurch die Bezeichnung „Makroturbulenz“ anschaulich zu rechtfertigen ist.

Auf einen fundamentalen Unterschied der Makroturbulenz zur Mikroturbulenz soll aber gleich jetzt hingewiesen werden. Wir wissen, daß die kinetische Energie der mikroturbulenten Bewegung aus dem Grundstrom geschöpft wird; wenn die Verhältnisse hierfür gegeben sind, z. B. durch eine starke Scherung des Grundstromes, bilden sich Mikro-Turbulenzelemente auf Kosten der kinetischen Energie des Grundstromes, dessen Intensität dadurch abnimmt. Im Abschnitt 11 wird erklärt werden, daß dies für die Makroturbulenz nicht zutrifft, son-

dern daß vielmehr gerade das Umgekehrte eintritt: die Makro-Turbulenzelemente lösen sich auf zugunsten des zonalen Grundstromes, sie geben ihre kinetische Energie an diesen ab und verstärken ihn dadurch.

Es besteht also, wenn auch anders geartet, auch für die Makroturbulenz eine Wechselbeziehung zwischen Turbulenzelementen und dem (zonalen) Grundstrom. Das hilft uns die Frage beantworten, warum wir überhaupt das „synoptische“ Geschehen als Turbulenz verstehen wollen, wo wir doch wegen der riesigen Abmessungen der Turbulenzelemente (1000 — 10000 km) jeden Wirbel einzeln in seiner Struktur erfassen können und mit den Methoden der numerischen Wettervorhersage sogar die Weiterentwicklung und Verlagerung dieser Turbulenzelemente vorhersagen können. Bevor man mit numerischen Wettervorhersagen beginnen konnte, also in den 30er und 40er Jahren, maß man dem Konzept der Makroturbulenz eine größere Bedeutung bei als heute. Der zonale Grundstrom, aus dieser Zeit auch als „zonal index“ bekannt, diente dazu, mit „high index“ und „low index“-Situationen die globale Zirkulation zu charakterisieren und sie quantitativ zu erfassen. Auch brauchte man den zonalen Grundstrom z. B., um mit ihm unter Verwendung der Rossby'schen Formel für die Phasengeschwindigkeit langer Wellen die Verlagerung von großen Trögen und Rücken zu berechnen. Das ist nun heute zwar nicht mehr nötig; dafür hält man es aber nach wie vor nicht für unmöglich, daß sich das Prognoseproblem auch auf ein zweidimensionales reduzieren läßt, nämlich auf die Prognose des zonalen Grundstromes in einer Meridionalebene. Das würde zwar keine Wettervorhersage für einen bestimmten Ort mehr erlauben,

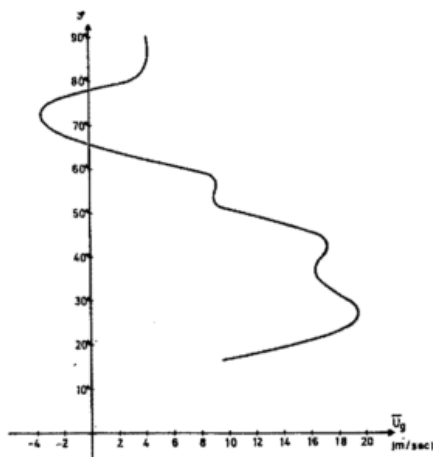


Abb. 4.2.
 Breitenkreismittel der Zonalkomponente des geostrophischen Windes (m/sec) 11. Febr. 1971 00z

wohl aber gestatten, die globale Entwicklung der Zirkulation zu studieren; wahrscheinlich reicht es z. B. für das Studium von Klimaschwankungen aus, sich mit den Schwankungen in der Intensität der zonalen Grundströmung zu beschäftigen. Bei einer solchen Reduktion auf nur zwei Dimensionen würde natürlich auch der erforderliche Rechenaufwand in ganz enormer Weise reduziert werden; das ermöglichte es, die Entwicklungen für viel längere Zeiten zu berechnen.

Die Vorstellung, Zyklonen und Antizyklonen seien die Turbulenzkörper im turbulent gewordenen zonalen Grundstrom, geht wohl auf A. DEFANT zurück, welcher bereits 1921 in einer viel beachteten Arbeit versuchte, Gesetzmäßigkeiten aus der Mikroturbulenz auf die Makroturbulenz zu übertragen. In den weiteren Abschnitten dieses Heftes werden wir u. a. auch erfahren, ob und inwieweit dies möglich ist.

Die Abmessungen der Makro-Turbulenzelemente sind nach oben eindeutig begrenzt: der zonale Grundstrom, als zirkumpolarer Wirbel verstanden, ist der „größtmögliche Wirbel“. Nach unten ist die Abgrenzung der Makroturbulenz nicht so eindeutig, sie wird von verschiedenen Autoren verschieden angegeben. Man kann hier etwa 500 km als kleinste Abmessung angeben, man würde damit etwa gerade noch die kleinsten Randtiefs (in 1000 mb oder 850 mb) erfassen. Zugleich entspräche dieses Grenze auch etwa der 1–2fachen Maschenweite jener Gitternetze, die für die numerischen Prognoseverfahren benutzt werden und bei denen mithin alles das „durch die Maschen fällt“, was kleiner als die Makro-Turbulenzelemente ist.

Das bedeutet nun nicht, daß sich zwischen der Mikroturbulenz und der Makroturbulenz nichts an Turbulenz einstellt. Es ist zwar richtig, daß die Bewegungsvorgänge in diesem Meso-Scale-Bereich nicht sehr intensiv und energiereich sind; das äußert sich z. B. durch ein Minimum (Gap) im Turbulenzspektrum, wie es im Abschnitt 7 beschrieben wird. Aber es sind natürlich Bewegungsvorgänge vorhanden, die auch wiederum als Turbulenz, jetzt als Mesoturbulenz, verstanden werden können. Hierzu gehören z. B. die Land- und Seewinde oder in etwas kleinerem Maßstab die Berg- und Talwinde; es gehören aber auch die durch Kondensation sichtbar werdenden thermokonvektiven Erscheinungen dazu, vom harmlosen Cumulus humilis über den Cb bis zu den großen (tropischen) Wolken-„cluster“.

In diesen Meso-Bereich gehören auch die Leewellen hinter Bergrücken oder mit etwas größerer Abmessung die Karman'schen Wirbelstraßen, die sich hinter Inseln über der sonst relativ ungestörten Meeresoberfläche bilden. Die Abbildung 4.4. zeigt ein Satellitenbild aus einer Veröffentlichung von T. MOHR, welches an der mit C gekennzeichneten Stelle eine derartige Wirbelstraße hinter einer der Kanarischen Inseln erkennen läßt. Schon in den Vierziger Jahren war es gelungen, aus den Druckschwankungen, die man auf der Insel Jan Mayen gemessen hatte, auf die Existenz einer Wirbelstraße zu schließen und die Abmessungen dieser Mesoscale-Wirbel daraus zu bestimmen, ohne daß diese durch Kondensation sichtbar und dadurch auf einem Satellitenbild erkennbar geworden wären.

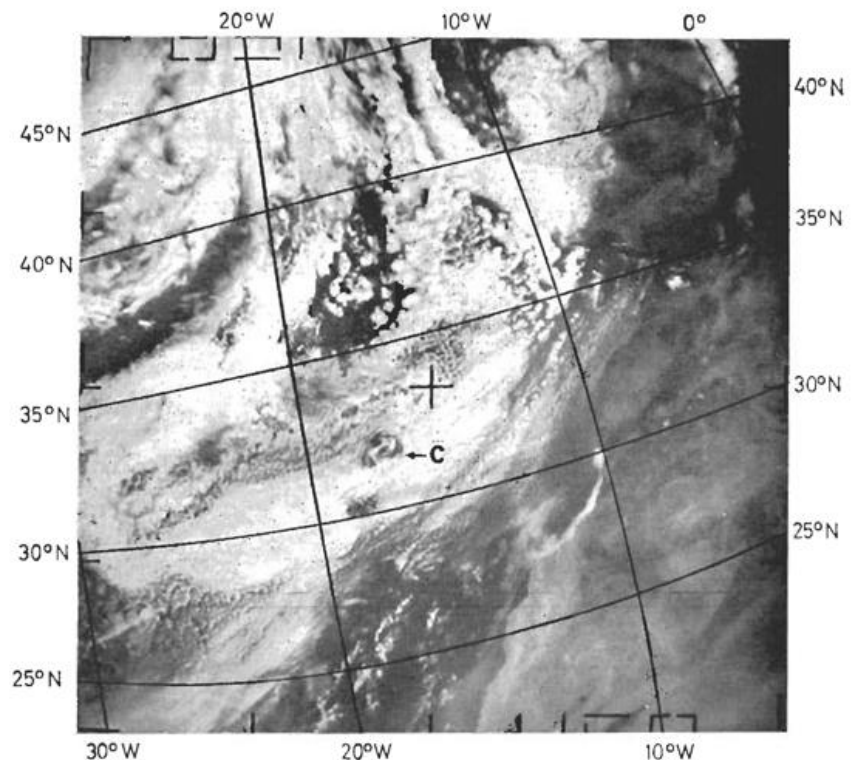


Abb. 4.4.
KARMAN'sche Wirbelstraße im Lee
der Kanarischen Inseln
Satellitenaufnahme vom 7. 7. 70, 11 z
(ESSA 8)

5

F. WIPPERMANN, Darmstadt

Die „Scales“ als ein erstes Ordnungsprinzip für alle Turbulenzvorgänge der Atmosphäre

Wir wollen uns einen ersten Überblick über die Vielgestaltigkeit der atmosphärischen Turbulenz verschaffen und etwas System in dieses „Durcheinander“ von Bewegungsformen bringen. Dies gelingt am besten dadurch, daß wir jeder der Bewegungsformen eine charakteristische Länge L und eine charakteristische Zeit T zuordnen. Als charakteristische Länge soll die (mittlere) Abmessung einer Wirbelart, z. B. der Durchmesser der Wirbel angesehen werden, wenn kein ausgesprochener Wirbel vorhanden ist, die horizontale oder vertikale Erstreckung des gestörten Bewegungsvorganges. Unter der charakteristischen Zeit kann z. B. die mittlere Andauer eines solchen Bewegungsvorganges, also etwa die „Lebenszeit“ eines Cumulonimbus oder die eines großen Troges, verstanden werden. Der Quotient charakteristische Länge durch charakteristische Zeit gibt eine charakteristische Geschwindigkeit V , die dem jeweiligen Bewegungsvorgang zuzuordnen ist.

In der Abbildung 5.1. sind auf der Abszisse alle in Frage kommenden charakteristischen Längen L von 1 mm bis 40 000 km, also bis zum Erdumfang als größtmögliche Länge, in logarithmischer Teilung aufgetragen. Auf der Ordinate ist die charakteristische Geschwindigkeit V ebenfalls in logarithmischer Teilung abgetragen, diese Teilung reicht von 1 mm sec⁻¹ bis zu 1 km sec⁻¹, also etwa bis zum Dreifachen der Schallgeschwindigkeit, die je nach der Temperatur zwischen 300 und 350 m sec⁻¹ liegt. Charakteristische Geschwindigkeiten, die größer als die Schallgeschwindigkeit V_s sind, können als meteorologisch uninteressant angesehen werden; dieser Bereich ist im obersten Teil des Diagrammes durch eine schraffierte Linie $V_s = \text{const}$ abgegrenzt. In diesem Diagramm sind die Linien gleicher charakteristischer Zeit T jene ausgezogenen Geraden, die unter 45° Neigung von links unten nach rechts oben verlaufen. Am oberen und am rechten Rand sind die zugehörigen Zeiten angegeben, sie reichen von 1 Millisekunde bis zu 10⁷ sec, was etwa 4 Monaten entspricht. Alle weiteren Linien sollen später erklärt werden.

(Im Gegensatz zur Abb. 5.1. hat die schematische Darstellung im Titelbild dieses Heftes als Ordinate die charakteristische Zeit und nicht die charakteristische Geschwindigkeit. Die Anordnung ist dadurch etwas anders, z. B. ist die Schallgeschwindigkeit im Titelbild durch eine von links unten nach rechts oben verlaufende, allerdings nur zum Teil in der unteren Bildhälfte eingezeichnete Linie gegeben).

In dem so abgesteckten Rahmen müßten alle atmosphärischen Bewegungsformen unterzubringen sein; sie sollen jeweils durch ein Symbol an denjenigen Punkten des Diagrammes eingetragen werden, die der zugehörigen charakteristischen Länge L und charakteristischen Zeit T

(und damit auch der charakteristischen Geschwindigkeit V) entsprechen.

Beginnen wir mit der *mechanischen Turbulenz* (M), die in einer Scherung des Grundstromes entsteht. In der atmosphärischen Grenzschicht, d. h. in den rund 1000 untersten Metern der Atmosphäre, haben wir ständig eine solche Scherung; bisweilen gibt es aber einige hundert Meter dicke Schichten mit ausgeprägter vertikaler Windscherung auch noch außerhalb der Grenzschicht, z. B. in der Nähe der Tropopause, wo sich die dann entstehende Turbulenz als Clear-Air-Turbulenz (CAT) äußert. In Scherströmungen werden, besonders wenn die Scherung sehr stark ist, kleine Störungen des Grundstromes angefacht, es entsteht merkliche Turbulenz. Diese schöpft ihre kinetische Energie aus der des Grundstromes. In Bodennähe kommt noch hinzu, daß schon die Anfangsstörungen recht kräftig sein können, weil der Grundstrom über alle Unebenheiten des Untergrundes hinweg muß, über Berge und Täler, Hügel und Senken, geschlossene Ortschaften und Einzelhindernisse. Dabei entstehen natürlich je nach Windstärke und Beschaffenheit des Hindernisses dem Grundstrom überlagerte Störungen, z. T. sogar als abgeschlossene Wirbel; auch das ist mechanische Turbulenz.

Die Abmessungen der Turbulenz infolge der Unebenheiten des Bodens sind etwas größer als diejenigen der Turbulenz, die aus der Scherung des Grundstromes stammt; als charakteristische Länge L können wir etwa 10 m ansetzen, als charakteristische Zeit T etwa 10 sec, woraus sich die charakteristische Geschwindigkeit V mit 1 m sec⁻¹ ergibt. Es treten aber genauso Wirbel der mechanischen Turbulenz auf, die nur 1 m oder nur 10 cm groß sind, ja auch solche, die nur Abmessungen von 1 cm oder 1 mm haben. Im Diagramm, Abb. 5.1., ist das durch die M-Symbole angedeutet, die sich über mehrere Größenordnungen erstrecken. Dabei ist es so — um das vorwegzunehmen —, daß die sehr kleinen Wirbel nicht oder nur zum kleinen Teil durch die Umströmung von Hindernissen oder aus der Scherung des Grundstromes entstehen, sondern vielmehr ihre Entstehung dem Zerfall größerer Wirbel (im Bereich der charakteristischen Länge L) verdanken. Dieser Vorgang des Zerfalles großer Wirbel in mehrere kleine und deren Zerfall in wieder noch kleinere und so fort wird in einem der folgenden Abschnitte noch näher beschrieben. Hier ist im Moment nur von Interesse, daß sich bei einem solchen Zerfall in immer kleinere Wirbel (energiemäßig betrachtet spricht man von der Energiekaskade) die charakteristische Geschwindigkeit V proportional zur 3. Wurzel aus der charakteristischen Länge verhält. Man erkennt im Diagramm, daß sich die M-Symbole um eine Gerade $V \cdot L^{-1/3} = \text{const}$ gruppieren bis hin zu Wirbelabmes-

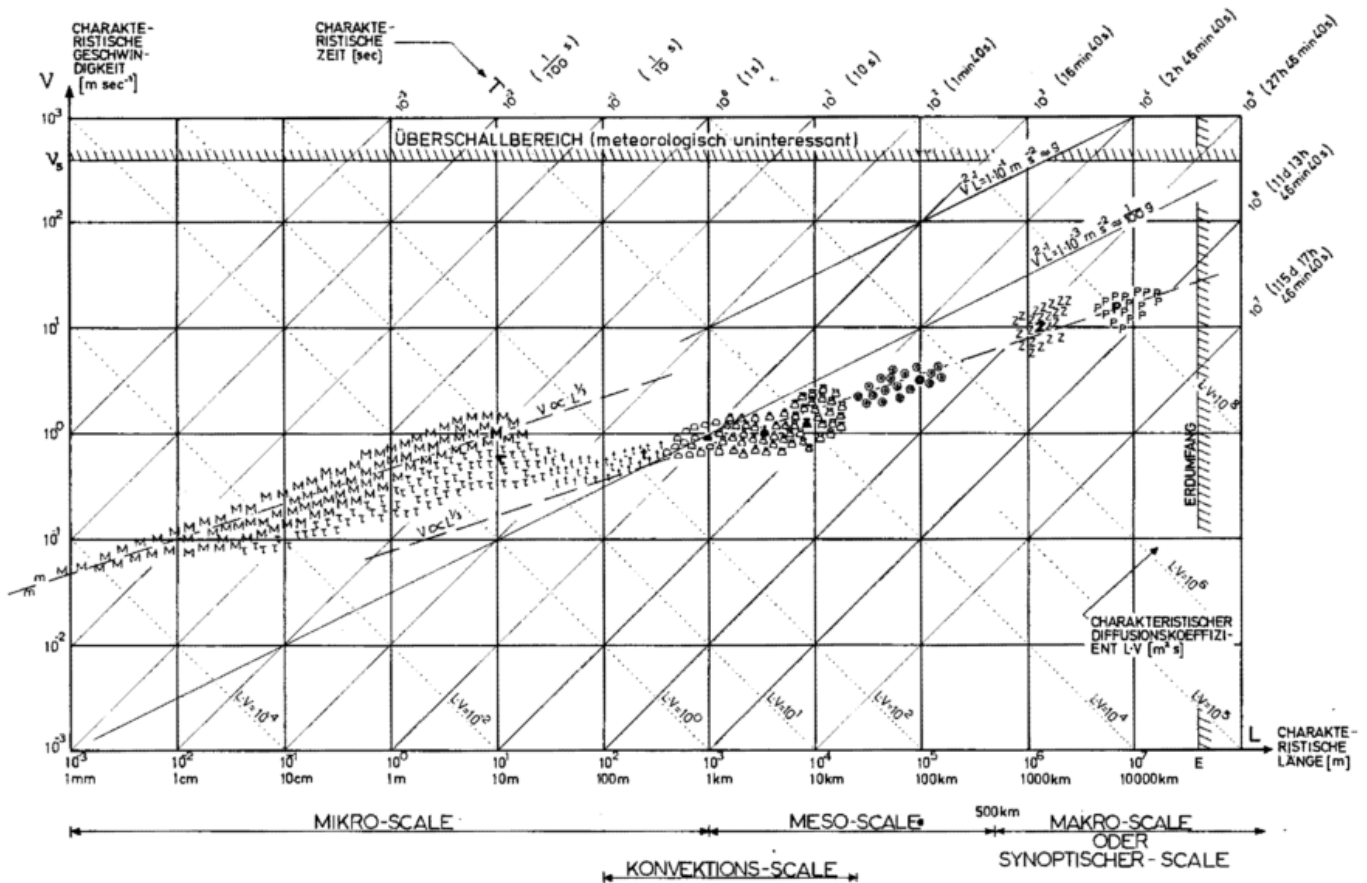


Abb. 5.1.

sungen, die nur noch Bruchteile von Millimetern ausmachen, und bei denen bereits die molekulare Dissipation (im Diagramm durch „m“ angedeutet) kräftig wirksam ist. Diese Gesetzmäßigkeit $V \sim L^{1/3}$ existiert allerdings nur für isotrope Turbulenz, die wir in der Atmosphäre im allgemeinen kaum haben. Eine genaue Prüfung der Meßergebnisse zeigt jedoch, daß selbst in der atmosphärischen Grenzschicht die Turbulenz mit kleiner und kleiner werdenden Wirbeln immer isotroper wird und die vorgenannte Gesetzmäßigkeit immer besser befolgt. Um anzudeuten, daß die mechanische Turbulenz tatsächlich isotrop sein kann, ist in der nachstehenden Tabelle das charakteristische Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung mit 1 : 1 angegeben worden. Eine Turbulenz ganz anderer Entstehung ist die thermisch bedingte, die sich verglichen mit der mechanischen Turbulenz über einen noch größeren Bereich für die charakteristische Länge erstreckt; dieser reicht von wenigen Zentimetern, z. B. für aufsteigende Warmluftblasen über einem erhitzten Stein bis hin zu Hunderten von Kilometern für die sogenannten Wolken-Cluster, jene vornehmlich in den Tropen anzutreffenden Anhäufungen von gewaltigen Cumulonimben, in denen enorme Warmluft- und Wasserdampfmassen nach oben strudeln. Wir wollen zunächst einmal eine mehr oder weniger willkürliche Einteilung treffen in thermische Turbulenz (τ, t) und Wolkenkonvektion ($\rho \Delta \Sigma \odot$); letztere ist durch Wolkenbildung sichtbar, tritt aber beim Fehlen von ausreichendem Wasserdampf zumindest im unteren Bereich auch ohne Wolkenbildung auf.

Auch die Unterteilung in die *kleinräumige thermisch bedingte Turbulenz* (τ) und in die *Thermik* (t) ist etwas willkürlich und eigentlich nur vorgenommen, weil sich zwischen beiden das charakteristische Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung beträchtlich ändert. Bei dem, was hier mit Thermik bezeichnet ist, haben wir es schon nahezu mit einer eindimensionalen (vertikal gerichteten) Strömung zu tun; das Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung ist etwa 10 : 1. Die hochstrudelnde, über dem Erdboden erhitzte Luft ist nämlich auf sehr enge „Thermikschläuche“ konzentriert, als charakteristische Länge L — allein durch die vertikale Erstreckung bestimmt — geben wir einmal 250 m an, als charakteristische Zeit T etwa 6 min; die charakteristische Geschwindigkeit liegt dann zwischen $1/2$ und 1 m sec^{-1} .

Die mit der charakteristischen Länge beträchtlich kleiner anzusetzende kleinräumige thermisch bedingte Turbulenz (τ) ist in ihrem Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung (etwa 2 : 1) der mechanischen Turbulenz noch viel näher; das gilt auch für die charakteristische Abmessung $L = 10 \text{ m}$ und die charakteristische Zeit $T = 15 \text{ sec}$.

Die verschiedenen Arten von *Wolkenkonvektion* ($\rho \Delta \Sigma \odot$) weisen bereits ein kleiner werdendes Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung auf; für die Cumulonimben etwa kann man es mit 1 : 1 ansetzen. Dabei ist zu beachten, daß dem System eines Cb in diesem Falle auch der große, nicht durch Kondensation sichtbare Teil außerhalb der Wolke zuzurechnen ist, in dem die rela-

tiv langsamen Kompensationsbewegungen nach unten erfolgen. So wird denn auch verständlich, daß als charakteristische Geschwindigkeiten nur solche von 1 m sec^{-1} angegeben sind; die starken Aufwärtsströme nämlich, die man (meist im Zentrum der Konvektionszellen) beobachtet, werden nur über einem sehr kleinen Areal gefunden, sie sind zwar typisch, aber nicht charakteristisch in dem hier verwendeten Sinne. Die Angaben für die vertikale Erstreckung (siehe Tabelle) sind bei 12 km begrenzt, also etwa an der Tropopause mittlerer Breiten; für die Tropen und Subtropen wäre ein größerer Wert in Ansatz zu bringen.

Hinsichtlich der „Cluster“ haben uns eigentlich erst die Satellitenbilder einen guten Eindruck über Ausdehnung, Andauer und Häufigkeit des Auftretens verschafft. Als charakteristische Länge der Cluster kann man 100 km ansetzen, als charakteristische Zeit etwa 10 Std., die charakteristische Geschwindigkeit ergibt sich dann mit 3 m sec^{-1} . Für solche Cluster ist das charakteristische Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung bereits sehr klein und läßt sich mit etwa 1 : 10 angeben. Wie aus der Tabelle ersichtlich wird, sinkt dieses Verhältnis immer weiter ab, je größer die Abmessungen der Störungen oder „Wirbel“ werden, die schließlich „synoptisches“ Ausmaß annehmen. Zyklonen und Antizyklonen (Z) sind, wie wir sahen, als Turbulenzelemente im zonalen Grundstrom zu verstehen, ebenso die langen oder planetarischen Wellen (P), von denen wir meist 3—5 auf einer Hemisphäre beobachten. Sie stellen sich uns als die großen Tröge und Rücken dar, in denen die Warmluftvorstöße nach Norden und breite Kaltluftvorstöße bis tief in den Süden hinein erfolgen. Für die Zyklonen kann das Verhältnis von horizontaler zu vertikaler Erstreckung mit etwa 1 : 500, für die planetarischen

Wellen mit etwa 1 : 1000 angegeben werden. Das bedeutet, daß diese beiden „Turbulenzelemente“ als praktisch zweidimensional angesehen werden können, ein wichtiger Umstand, auf den wir später noch eingehend zu sprechen kommen werden. Setzt man die charakteristische Länge L der Zyklonen (Z) mit etwa 1500 km und die der planetarischen Wellen (P) mit etwa 6000 km an, die charakteristischen Zeiten aber mit 2 Tagen und 5 Tagen, so ergeben sich charakteristische Geschwindigkeiten von 10 m sec^{-1} für die Zyklonen und 15 m sec^{-1} für die planetarischen Wellen. Hierunter soll nun nicht etwa die Zuggeschwindigkeit solcher Gebilde verstanden werden, sondern vielmehr eine mittlere Windgeschwindigkeit innerhalb von Zyklonen bzw. planetarischen Wellen. In diesem Zusammenhange sei bemerkt, daß die Frontalzonen mit den sehr hohen Windgeschwindigkeiten den P-Störungen zuzuordnen sind, wir finden sie auf der Vorderseite der großen Tröge; gleichzeitig haben wir im Zentrum dieser großen Tröge wie auch im Zentrum der Rücken relativ geringe Windgeschwindigkeiten, so daß die charakteristische Geschwindigkeit V mehr oder weniger als Mittel über alles zu betrachten ist.

In der nachstehenden Tabelle sind mit den entsprechenden Symbolen, die sich auch im Diagramm (Abb. 5.1.) wiederfinden, für die Bewegungsformen aller Scales die horizontale und vertikale Erstreckung angegeben, das Erstreckungsverhältnis vertikal/horizontal, die Dauer sowie charakteristische Länge, charakteristische Zeit und charakteristische Geschwindigkeit. Unter Dauer sollte dabei die mittlere Andauer des jeweiligen Bewegungsvorganges verstanden werden, also eine Art mittlerer Lebensdauer eines Wirbels, eines Cumulonimbus, einer Zyklone usw.

Tabelle

Bewegungsform	Symbol	Horizontale Erstreckung	Vertikale Erstreckung	Erstreckung vertikal/horizontal	Charakteristische Länge L	Dauer	Charakteristische Zeit T	Charakteristische Geschwindigkeit V
Mechanische Turbulenz	M	< 20 m	< 20 m	1 : 1	10 m	< 30 sec	10 sec	$1,0 \text{ m sec}^{-1}$
Kleinräumige thermisch bedingte Turbulenz	τ	< 10 m	< 20 m	2 : 1	10 m	< 30 sec	15 sec	$0,7 \text{ m sec}^{-1}$
Thermik	t	10—50 m	20—500 m	10 : 1	250 m	2—10 min	6 min	$0,7 \text{ m sec}^{-1}$
Schwache Cumuluskonvektion	\cup	50—500 m	500 m—2 km	5 : 1	1 km	10—30 min	20 min	$0,8 \text{ m sec}^{-1}$
Mäßige Konvektion	\boxplus	500 m—2 km	2—5 km	2 : 1	2,5 km	20 min—1 hr	40 min	$1,0 \text{ m sec}^{-1}$
Starke Konvektion	\boxminus	1—20 km	3—12 km	1 : 1	8 km	30 min—3 hr	100 min	$1,3 \text{ m sec}^{-1}$
Wolken-„Cluster“	\odot	20—200 km	3—15 km	1 : 10	100 km	3—18 hr	10 hr	3 m sec^{-1}
Zyklonen, Antizyklonen	Z	500—3000 km	3—12 km	1 : 500	1500 km	1 d—3 d	2 d	10 m sec^{-1}
Lange Wellen oder planetarische Wellen	P	3000—10000 km	5—12 km	1 : 1000	6000 km	2 d—8 d	5 d	15 m sec^{-1}

Einen recht guten Überblick über die verschiedenen Bewegungsformen kann man schon bekommen, wenn man sich diese in ein Diagramm einträgt, wie es zu Eingang dieses Abschnittes beschrieben wurde, in dem also die charakteristische Länge L auf der Abszisse und die charakteristische Geschwindigkeit V auf der Ordinate abgetragen ist. Dies ist in der Abb. 5.1. geschehen.

Durch ein kräftiges Symbol sind die jeweiligen Bewegungsvorgänge mit den Koordinaten eingezeichnet, die ihrer charakteristischen Länge und charakteristischen Geschwindigkeit entsprechen. Darum herum gruppieren sich die jeweils gleichen Symbole in leichterer Ausführung, um in etwa den Spielraum hinsichtlich Länge, Dauer und Geschwindigkeit anzugeben, in dem man die betreffende Bewegungsform vorzufinden vermag.

Unter der Abszissenteilung kann man erkennen, welchem „Scale“ eine Bewegungsform zugeordnet werden muß. Dabei wird unterschieden zwischen dem Mikro-Scale (< 1000 m), dem Meso-Scale (1—500 km) und dem Makro-Scale (> 500 km). Es ist nicht etwa so, daß diese Grenzen überall einheitlich und klar festgelegt wären, sie werden vielmehr bei verschiedenen Autoren verschieden definiert sein. Es scheint aber vernünftig, daß man noch alle Grenzschichtphänomene mit in die Mikro-Scale einbezieht und diese bis zur Grenzschichtdicke, also etwa bis 1 km zählt. Die großen Konvektionszellen, z. B. riesige Cumulonimben, die bis zur Tropopause reichen, können sicher nicht mehr als kleinräumig angesehen werden, sie gehören in den Meso-Bereich. Auch dessen obere Grenze, hier mit 500 km angegeben, läßt sich nicht eindeutig festlegen: Satellitenbilder haben z. B. ringförmige Konvektionszellen über dem indischen Ozean mit 600 km Durchmesser gezeigt, andererseits wird es gelegentlich auch einmal eine (außertropische) Zyklone mit weniger als 500 km Durchmesser geben. Übrigens rechnet man die tropischen Zyklonen (Hurrikane, Taifune) am besten den Konvektionswirbeln und damit dem Meso-Scale zu, hier gehören sie von der Physik aus auch hin. Den Makro-Scale bezeichnet man bisweilen auch als Synoptischen Scale, ihm sind diejenigen Bewegungsformen zugeordnet, die der Synoptiker täglich auf der Wetterkarte findet: Zyklonen (Z) und Antizyklonen als in den zonalen Grundstrom eingebettete Turbulenzkörper, sodann auch die langen oder planetarischen Wellen (P).

Ein solches Diagramm wurde bereits 1952 von LETTAU entworfen und findet sich im Compendium of Meteorology; später haben es mehrere andere Autoren vervollständigt. So wurde u. a. auch angedeutet, wo man in einem solchen Diagramm die Schwerewellen findet; da diese jedoch hinsichtlich Wellenlänge (für die charakteristische Länge) und Phasengeschwindigkeit (für die charakteristische Geschwindigkeit) sehr unterschiedlich sein können und daher im Diagramm für sie eine beträchtliche Fläche vorzusehen wäre, wurden sie hier weggelassen. Aus ähnlichen Gründen findet man auch andere Bewegungsformen wie z. B. Leewellen hinter einer Bergkette, Hangwinde, Berg- und Talwinde, Land- und Seewinde u. ä. nicht im Diagramm.

Von links oben nach rechts unten unter einem Winkel von -45° verlaufend sind in das Diagramm punktierte Gerade eingetragen, es sind Linien eines konstanten Produktes $L \cdot V$. Ein solches Produkt aus charakteristischer Länge und charakteristischer Geschwindigkeit stellt einen charakteristischen turbulenten Diffusionskoeffizienten dar. Ein solcher ist der Proportionalitätsfaktor zwischen dem turbulenten Transport (z. B. von Impuls, Energie, Beimengung) und dem Gefälle derjenigen Größe, die transportiert wird. In einem späteren Abschnitt kommen wir noch auf den turbulenten Diffusionskoeffizienten zu sprechen. Geläufiger ist vielleicht der Begriff des Austauschkoeffizienten A [$\text{g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$], der nichts anderes ist als der mit der Dichte ρ [g cm^{-3}] multiplizierte turbulente Diffusionskoeffizient K [$\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$]. Im Diagramm ergibt sich wegen der Teilung von L und V der turbulente Diffusionskoeffizient K in $\text{m}^2 \text{sec}^{-1}$. Ein Austauschkoeffizient $A = 100 \text{ g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$, wie man ihn im Durchschnitt antrifft, entspricht also grob einem $K = 1 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$ oder $K = 1 \cdot 10^1 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$. Dieser Wert gilt aber, wie man im Diagramm erkennt, gerade für das Hauptsymbol M und τ , also für kleinräumige mechanische und thermische Turbulenz.

Was aber nun wichtig ist: mit zunehmender charakteristischer Länge der Turbulenzelemente steigt der turbulente Diffusionskoeffizient $K (= L V)$ an. War er für M und τ noch $1 \cdot 10^1 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$, so ist er für t bereits $1 \cdot 10^2 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$, für \triangle ist er $1 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$ und für Ξ sogar $1 \cdot 10^4 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$. Es läßt sich dies fortsetzen: für die Wolkencluster (\odot) gilt $K = 1 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$, für Zyklonen (Z) und Antizyklonen $K = 1 \cdot 10^7 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$ und für die langen oder planetarischen Wellen (P) trifft $K = 1 \cdot 10^8 \text{ m}^2 \text{sec}^{-1}$ zu. Letzteres entspricht einem Austauschkoeffizienten (jetzt Koeffizient des Großaustausches genannt) von ca. $A = 1 \cdot 10^9 \text{ g cm}^{-1} \text{sec}^{-1}$; dieser ist also 10—100 Millionen mal größer als der Austauschkoeffizient für die Mikroturbulenz. Wir können eine wichtige Feststellung treffen: Der Austauschkoeffizient (oder auch der turbulente Diffusionskoeffizient), den man verwenden will, wird nicht nur vom Wetter (in diesem Fall vom Turbulenzgrad und der thermischen Schichtung) abhängen, sondern auch vom Größenbereich, der durch das gestellte Problem gegeben ist.

Es ist ganz interessant sich zu überlegen, daß sich entlang der gestrichelten Linien ($V \sim L^{1/3}$) der turbulente Diffusionskoeffizient $K \sim L V \sim L L^{1/3} = L^{4/3}$ sich proportional zur charakteristischen Länge hoch $4/3$ verhält. Diese Gesetzmäßigkeit $K \sim L^{4/3}$, die wie gesagt nur für Bewegungsvorgänge gilt, die im Diagramm entlang einer der gestrichelten Geraden gruppiert sind, wurde bereits in den zwanziger Jahren von dem bekannten britischen Hydrodynamiker L. F. RICHARDSON entdeckt.

Wie das Diagramm ausweist, gruppieren sich nun tatsächlich die meisten Bewegungsvorgänge um zwei solcher Geraden ($V \sim L^{1/3}$), weshalb die vorgenannte Beziehung für den turbulenten Diffusionskoeffizienten auch mit nicht allzu großen Fehlern verwendet werden kann. Das ist umso erstaunlicher, als eigentlich nur für die kleinräumige mechanische (M) und thermische (τ) Turbulenz die Gruppierung um eine solche Gerade erklär-

bar ist; es war schon darauf hingewiesen worden, daß dies mit dem Zerfall in immer kleinere Wirbel zusammenhängt. Für die konvektiven und makroturbulenten Bewegungsformen ist die Anordnung auf einer solchen Geraden im Diagramm als zufällig anzusehen; es ist ja keineswegs so, daß die P-Wirbel in die Z-Wirbel zerfallen, diese in die Cluster und diese wieder in die Cumulonimben und so fort bis zu der mit t bezeichneten Thermik. Diese Wirbel, Störungen, Turbulenzelemente oder wie immer man sie nennen will, haben völlig unterschiedliche Entstehungsursachen.

Es finden sich noch zwei ausgezogene Geraden im Diagramm, davon die eine nur angedeutet in der oberen rechten Ecke. Es sind dies zwei aus einer Schar von Geraden, für die das Produkt $V^2 \cdot L^{-1}$ konstant ist. Das Quadrat der charakteristischen Geschwindigkeit V dividiert durch die charakteristische Länge L ist eine charakteristische Beschleunigung B . Wir erkennen, daß diese charakteristischen Beschleunigungen umso größer sind, je kleiner die Bewegungsformen werden. So gilt z. B. für die planetarischen Wellen (P), daß $V^2 \cdot L^{-1}$ ungefähr $1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ oder etwa $1/10000$ der Schwerebeschleunigung g ist, für die mechanische Mikroturbulenz (M) hingegen ist $V^2 \cdot L^{-1}$ etwa $1 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1}$ oder etwa $1 g$. Der Vergleich mit der Schwerebeschleunigung $g = 981 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ macht auch klar, warum man für großräumige Bewegungen (z. B. bei der numerischen Wettervorhersage) ungestraft die statische Grundgleichung, eine differenzierte Form der barometrischen Höhenformel, benutzen und somit die Beschleunigungen außer acht lassen kann; bei kleinräumigen Bewegungen hingegen

ist das hydrostatische Gleichgewicht durch Beschleunigungen beträchtlich gestört, man darf auf keinen Fall die statische Grundgleichung benutzen. Die Dinge liegen allerdings nicht ganz so einfach, da die soeben angelegten Überlegungen nur für Beschleunigungen in vertikaler Richtung gelten; sodann ist auch zu berücksichtigen, daß die hier dem Diagramm zu entnehmende charakteristische Beschleunigung nicht verwechselt werden darf mit den wirklich auftretenden. Zum Beispiel treten im Innern eines Cumulonimbus ganz beträchtliche Vertikalbeschleunigungen auf, die auf keinen Fall eine Anwendung der statischen Grundgleichung erlauben; sie sind aber auf enge Aufwindbereiche beschränkt, die charakteristische oder mittlere Beschleunigung für den ganzen Cumulonimbus (einschließlich seines ruhigen Außenteiles) ist sehr viel kleiner.

Abschließend sei nochmals eine Bemerkung zu den gestrichelten Geraden gemacht, von denen zwei im Diagramm eingezeichnet sind. Es handelt sich um die Linien $V \cdot L^{-1/3} = \text{const}$, wobei die jeweilige Konstante einen charakteristischen Wert für die Energiedissipation ϵ pro Zeiteinheit und pro Masseneinheit angibt. Es herrscht also für alle diejenigen Bewegungsvorgänge, die entlang derselben gestrichelten Geraden gruppiert sind, die gleiche Dissipation von kinetischer Energie durch Turbulenz; für die höher gelegene Linie ist dieser Wert $1 \cdot 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-3}$, für die andere ungefähr $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ sec}^{-3}$, also nur der hundertste Teil des erstgenannten. Man erkennt also, daß die kleinräumige Turbulenz weit mehr kinetische Energie pro Masseneinheit vernichtet als die konvektive oder großräumige Turbulenz.

6

W. KLUG, Darmstadt

Was ist ein Turbulenzspektrum?

Der Begriff „Turbulenzspektrum“ wird in der modernen Meteorologie häufig benutzt, und man begegnet ihm nicht nur in Veröffentlichungen neueren Datums, sondern auch bereits in Lehrbüchern. Wir wollen uns daher überlegen, welche Informationen das Turbulenzspektrum liefert und — in einem weiteren Abschnitt — wie es in der Atmosphäre aussieht.

Der Ausdruck Spektrum ist uns aus der Optik geläufig. Hier versteht man unter einem Spektrum das Lichtband, das dadurch entsteht, daß man in einem Lichtstrahl ein Prisma einbringt. Das Prisma lenkt das Licht entsprechend der in ihm enthaltenen verschiedenen Wellenlängen verschieden stark ab, und es entsteht das uns allen bekannte farbige Lichtband. Mißt man nun — z. B. mit einem Bolometer — die Strahlungsenergie, die in einem Wellenlängenintervall dieses Spektrums enthalten ist, über alle Wellenlängen, so erhält man die spektrale Energieverteilung der untersuchten Strahlung in Abhängigkeit von der Wellenlänge.

Analog zu diesem Vorgang in der Optik ist nun das Turbulenzspektrum zu verstehen. Die Turbulenz der atmo-

sphärischen Strömung kann man sich zusammengesetzt vorstellen aus Störungen verschiedener Wellenlänge oder Periode. Alle diese Störungen haben zusammen eine bestimmte kinetische Energie. Untersucht man nun, welchen Anteil ein betrachtetes Wellenlängen- oder Periodenintervall an dieser Gesamtenergie hat, so erhält man das Turbulenzspektrum. Wir können also feststellen, daß das Turbulenzspektrum als Information liefert, welchen Anteil das Wellenlängenintervall $d\lambda$, das sich im Bereich zwischen λ und $\lambda + d\lambda$ befindet, an der gesamten (d. h. über alle Wellenlängen, summierten) kinetischen Energie der Turbulenz hat. Zur Nomenklatur sei noch erwähnt, daß die Funktion, die die spektrale Verteilung der kinetischen Energie beschreibt, als „spektrale Dichtefunktion“ bezeichnet wird. Im Englischen spricht man meist von einem „power-spectrum“. — Man findet in der Literatur zwei Arten der Spektrendarstellung: räumliche und zeitliche Spektren. Bei den räumlichen Spektren werden Beobachtungen an vielen Stellen zur gleichen Zeit benutzt (entsprechend der synoptischen Methodik), und das aus diesen Beobachtungen erhaltene

Spektrum wird in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ angegeben.

Zeitliche Spektren werden aus Beobachtungen an einem festen Ort in Abhängigkeit von der Zeit erhalten; hier verwendet man als Abszisse für die Spektrendarstellung entweder die Frequenz n oder die Periodendauer τ . Bei der Darstellung der atmosphärischen Spektren muß man die Tatsache berücksichtigen, daß atmosphärische Turbulenzspektren über viele Zehnerpotenzen hinweg merkliche Energie enthalten, so daß die Abszisseneinteilung (sei es Wellenlänge oder Frequenz) zweckmäßigerweise logarithmisch vorzunehmen ist. Da im Turbulenzspektrum die Fläche unter der Kurve den Energiebeitrag darstellt, muß bei einer logarithmischen Abszisseneinteilung die Ordinate der Kurve noch mit dem Abszissenwert multipliziert werden, d. h. das Spektrum $F(n)$ in Abhängigkeit von n geht über in $nF(n)$ wenn n in logarithmischer Einteilung benutzt wird.

Die Berechnung der Turbulenzspektren kann nach zwei Verfahren vorgenommen werden. Das eine ist das seit langem bekannte Verfahren der Fourier-Analyse, und

das zweite beruht auf der Tatsache, daß die spektrale Dichtefunktion die Fouriertransformierte der Autokorrelationsfunktion ist. Beide Verfahren finden Verwendung und haben jeweils Vor- und Nachteile. Selbstverständlich ist es auch möglich, Spektren nach Analog-Methoden (z. B. mittels elektronischer Filterung) zu erhalten. Die erstgenannten numerischen Verfahren sind mit einem beträchtlichen Rechenaufwand verbunden und im allgemeinen nicht ohne den Einsatz elektronischer Rechenautomaten zu bewältigen, insbesondere dann, wenn man das Spektrum über einen größeren Wellenlängen- oder Frequenzbereich mit genügender Auflösung erfassen möchte.

Es ist heute vielfach üblich, die Koordinatenorientierung bei der Behandlung von Turbulenzproblemen so vorzunehmen, daß die u -Komponente in Richtung der zeitlich gemittelten Strömung liegt, die v -Komponente horizontal senkrecht auf u sowie die w -Komponente vertikal senkrecht auf u . Man findet dann für die turbulente Geschwindigkeit in u -Richtung häufig die Bezeichnung longitudinale, für diejenige in v -Richtung laterale Geschwindigkeitskomponente.

7

W. KLUG, Darmstadt

Wie sieht das Turbulenzspektrum in der Atmosphäre aus?

Nachdem wir gesehen haben, welche Art von Informationen uns ein Turbulenzspektrum liefern kann, wollen wir uns einmal ansehen, wie Spektren der atmosphärischen Turbulenz aussehen. Von unserer meteorologischen Erfahrung geleitet, müssen wir erwarten, daß das Turbulenzspektrum der atmosphärischen Bewegungen Energie über viele Wellenlängenbereiche hinweg enthalten wird. Angefangen bei den Turbulenzelementen, die die Böigkeit des Windes hervorrufen, und die durch ein hochempfindliches Anemometer (z. B. Hitzdraht- oder Schallanemometer) sichtbar gemacht werden, über die Konvektionszellen, die sich im Extremfall als Gewitter darstellen, bis zu den atmosphärischen Bewegungsvorgängen, die im synoptischen Bereich ablaufen, sehen wir Strukturen, die nach unserer Erfahrung in der Atmosphäre ständig auftreten, und deren Wellenlängenbereich sich von einigen Metern bis zu einigen tausend Kilometern erstreckt. Diese Kenntnis ist aber nur qualitativ: aus unserer meteorologischen Erfahrung können wir weder schließen, wieviel kinetische Energie die kleinräumige Böigkeit des Windes im Vergleich zur Energie der synoptischen Störungen enthält, noch wissen wir, ob es bevorzugte Wellenlängenbereiche gibt, die Maxima an kinetischer Energie aufzeigen, wobei die Maxima durch deutliche Lücken im Energiespektrum voneinander getrennt sind. Solche Lücken werden im Englischen als „spectral gaps“ oder kurz „gaps“ bezeichnet (Abb. 7.1.).

Aus der Lage der Maxima und aus dem Auftreten von Lücken im Spektrum kann man auch Rückschlüsse auf die

Energiequellen ziehen, die für das Vorhandensein von kinetischer Turbulenzenergie in bestimmten Bereichen des Spektrums verantwortlich zu machen sind.

Wir werden nun einige Turbulenzspektren betrachten oder beschreiben, die in der Literatur bekannt geworden sind. Dabei müssen wir zwischen Spektren der horizontalen Windgeschwindigkeit (Betrag des horizontalen Windvektors), der longitudinalen, der lateralen und vertikalen Windgeschwindigkeitskomponente unterscheiden. Weiter müssen der Einfluß der Höhe über Grund und der Stabilität der Schichtung als wichtigste Parameter bei der Spektrendiskussion berücksichtigt werden.

I. VAN DER HOVEN hat im Jahre 1957 im Journal of Meteorology eine Arbeit veröffentlicht, in der er das

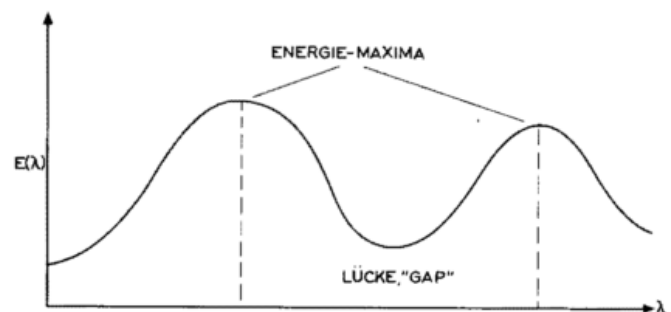


Abb. 7.1.

Schematische Darstellung eines Turbulenzspektrums mit zwei Maxima der Energie, die durch eine Lücke („gap“) getrennt sind.

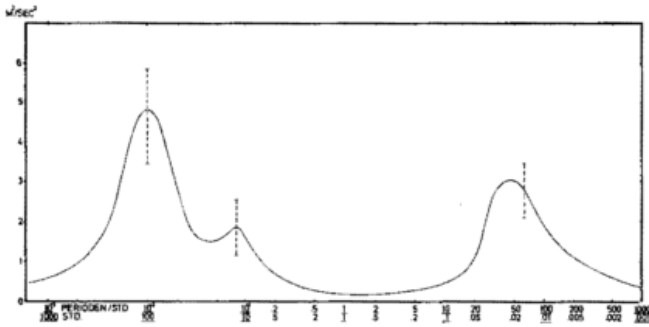


Abb. 7.2.

Turbulenzspektrum des Betrages des horizontalen Windvektors nach VAN DER HOVEN. Einzelheiten siehe Text. (Die vertikalen Strecken geben die statistischen Vertrauensgrenzen an.)

Turbulenzspektrum der horizontalen Windgeschwindigkeit über einen Periodenbereich von 4 sec bis rd. 60 Tagen untersucht hat. Die wichtigste Abbildung aus dieser Arbeit ist in der Zwischenzeit häufig in andere Arbeiten oder Lehrbücher übernommen worden und bildet ein schönes Beispiel für ein Turbulenzspektrum (Abb. 7.2.).

Das Spektrum zeigt mehrere interessante Befunde. Im niederfrequenten Ende des Spektrums bei einer Periode von rd. 4 Tagen wird ein starkes Maximum beobachtet. Es ist naheliegend und plausibel, daß man die Energie in diesem Wellenlängenbereich den Schwankungen der Windgeschwindigkeit zuordnet, die mit dem Durchzug von großräumigen synoptischen Störungen verbunden sind. Die Lücke im Spektrum bei einer Periode von einer Stunde ist gut ausgeprägt. Das zweite Maximum bei einer Periode von ca. 1 min entspricht der Böigkeit des Windes, wie wir sie von Anemogrammen kennen. Das sekundäre Maximum bei einer Periode von etwa 12 Stunden ist nicht sehr deutlich ausgeprägt und statistisch nicht gesichert. Es sei jedoch angemerkt, daß schon 1915 HELLMANN darauf hingewiesen hat, daß in Höhen von mehreren Dekametern über Grund, eine Periodizität der Windgeschwindigkeit mit einer Periode von etwa 12 Stunden zu beobachten ist und nicht — wie in Bodennähe — bei 24 Stunden.

Die Darstellung von VAN DER HOVEN ließ jedoch einige Zweifel an der Allgemeingültigkeit seiner quantitativen Angaben aufkommen. Diese Zweifel wurden damit begründet, daß 1. das Spektrum aus Meßwerten in verschiedenen Höhen über Grund (91 m, 108 m und 125 m) zusammengesetzt wurde und 2. daß der Zeitraum, aus dem die Meßwerte für den hochfrequenten Teil des Spektrums erhalten wurden, eine außergewöhnliche Wetterlage aufwies: ein tropischer Wirbelsturm passierte die Meßstation Brookhaven bei New York mit einer mittleren Windgeschwindigkeit (über 30 Stunden) von 13 m/sec, wobei der größte Stundenmittelwert 20 m/sec betrug. Da der Betrag der kinetischen Energie im hochfrequenten Spektralbereich u. a. stark von der mittleren Windgeschwindigkeit abhängt — so wurde argumentiert —, sei das zweite Maximum stark überhöht und könnte in diesem Ausmaß nur für außergewöhnliche Wettersituationen gelten. Spätere Untersuchungen bestätigten insbesondere den zweiten Ein-

wand. Es bleibt jedoch die qualitative Aussage bestehen, daß das Turbulenzspektrum im Periodenbereich von 1 sec bis 100 Stunden zwei Maxima aufweist, wobei das eine dem synoptischen Bereich bei rd. 100 Stunden und das zweite dem mikrometeorologischen Bereich zuzuordnen ist.

In der Zeit seit 1957 ist eine große Anzahl von Spektren in den unteren Schichten der Atmosphäre gemessen worden. Alle Spektren, die über Land gewonnen wurden, zeigen die uns nun schon bekannte Lücke im Spektrum, etwa im Periodenbereich von $\frac{1}{2}$ Std. bis 2 Stunden, wenn auch nicht so stark ausgeprägt wie in Abb. 7.2. Über dem Meer sind die Ergebnisse weniger eindeutig. Es existieren relativ wenige Spektren, und diese wenigen widersprechen sich zum Teil.

Eine neuere Untersuchung hat die existierenden Spektren aus der freien Atmosphäre aus Höhen zwischen 3 km und 20 km zusammengefügt. Dabei zeigte es sich, daß in der freien Atmosphäre ein wesentlich stärker ausgeprägtes Maximum im Periodenbereich von 4 Tagen im Vergleich zum Maximum im hochfrequenten Teil des Spektrums vorhanden ist. Das Maximum im hochfrequenten Bereich ist ohnehin nur dann sichtbar, wenn „Clear-Air“-Turbulenz beobachtet wurde. (Alle diese Beobachtungen wurden im wolkenfreien Raum unternommen.) Es ist klar, daß bei einem stark dominierenden Maximum im synoptischen Bereich und einem, wenn überhaupt, nur schwach ausgeprägtem im mikrometeorologischen Bereich kaum ein merkliches „gap“ sichtbar wird.

Nachdem wir das Turbulenzspektrum der horizontalen Windgeschwindigkeit betrachtet haben, wollen wir nunmehr die Turbulenzspektren der drei Komponenten (longitudinale, laterale und vertikale) des Windes in der atmosphärischen Grenzschicht diskutieren. Hier ist der Einfluß der Stabilität der Schichtung besonders gut ausgeprägt, und eine beträchtliche Anzahl von Spektren liegt vor. Wir betrachten dabei jeweils nur den hochfrequenten Anteil des Spektrums, also den Teil, der im Frequenzspektrum rechts vom „gap“ liegt.

Der am einfachsten zu diskutierende Fall liegt beim vertikalen Spektrum in den unteren Schichten (etwa bis 100 m Höhe über Grund) vor. Das vertikale Spektrum hat im Normalfall nur ein Maximum. Wenn man als

dimensionslose Frequenz $f = \frac{n \cdot z}{u}$ einführt (wobei n die

Frequenz, z die Meßhöhe über Grund und u die mittlere Windgeschwindigkeit in dieser Meßhöhe ist), so zeigt sich das Maximum im adiabatischen Fall bei einer dimensionslosen Frequenz von $f_{max} \approx 0.3$. Das bedeutet also, daß bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 5 m/sec und einer Meßhöhe von 6 m das Maximum der kinetischen Energie im vertikalen Spektrum bei einer Periodendauer von etwa 4 sec liegt. In 60 m Höhe hat sich bei gleicher Windgeschwindigkeit das Maximum bereits zu einer Periode von 40 sec verschoben. Das gleiche gilt für labile Verhältnisse. Beim Übergang zu stabilen Verhältnissen verschiebt sich das Maximum mehr zum hochfrequenten Teil des Spektrums. Geht man aus den unteren 100 m der Grenzschicht in größere

Höhen, so nimmt f_{max} mit zunehmender Höhe zu. Bei ca. 300 m Höhe hat f_{max} einen Wert von etwa 0.8 bei labiler und adiabatischer Schichtung. Bei stabiler Schichtung weist das Spektrum zeitweise 2 Maxima auf.

Das laterale Spektrum der Turbulenz (v -Komponente, also horizontal senkrecht zur mittleren Windrichtung) ist in starkem Maße von der Schichtung abhängig. In den unteren Schichten hängt es kaum von der Höhe über Grund ab, zumindest nicht unter adiabatischen und labilen Verhältnissen. Dabei wirkt sich zunehmende Labilität dahingehend aus, daß der niederfrequente Teil des Spektrums stärker besetzt wird, während der hochfrequente Teil unverändert bleibt. Das Maximum der Energie liegt beim lateralen Spektrum bei einer dimensionslosen Frequenz f_{max} von etwa 0.1 bei adiabatischen, etwa 0.03 bei labilen Verhältnissen.

Die Spektren der longitudinalen Komponente des Windes zeigen das Maximum der Energie bei f_{max} -Werten, die zwischen 0.02 und 0.20 variieren; dabei nimmt im allgemeinen f_{max} mit zunehmender Höhe und/oder Stabilität zu. Gegenüber der Vertikalkomponente ist das Maximum also sowohl bei der lateralen wie auch bei der longitudinalen Komponente zu niedrigeren Frequenzen verschoben.

Um einen Eindruck von den drei Spektren (vertikale, laterale und longitudinale Komponente) zu vermitteln, sind Spektren der jeweiligen Komponente aus einem 90stündigen Meßlauf an der meteorologischen Meßanlage in Meppen/Emsland reproduziert. Diese Spektren wurden in einer Diplomarbeit von Herrn ENGELS am

Met. Inst. der TH Darmstadt berechnet (Abb. 7.3., 7.4., 7.5.). Bei beiden horizontalen Komponenten ist das „gap“ gut ausgeprägt, wenn auch nicht über einen so breiten Frequenzbereich wie in Abb. 7.2. Sehr deutlich kommt der Unterschied zwischen den beiden horizontalen Komponenten einerseits und der Vertikalkomponente andererseits heraus.

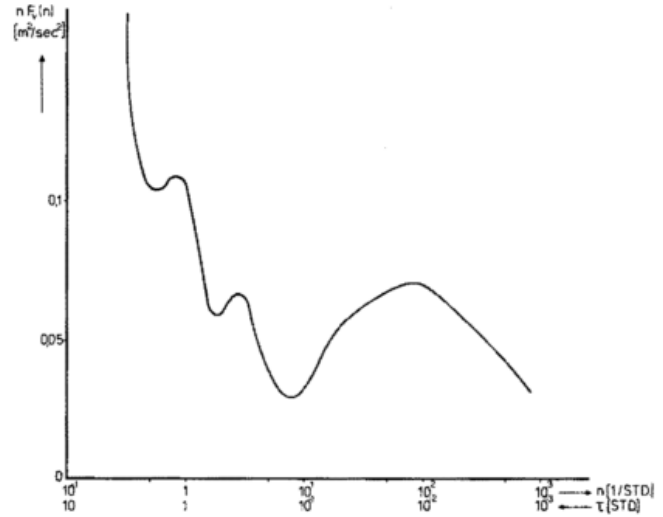


Abb. 7.4. Turbulenzspektrum der lateralen Komponente des Windes, sonst wie Abb. 7.3.

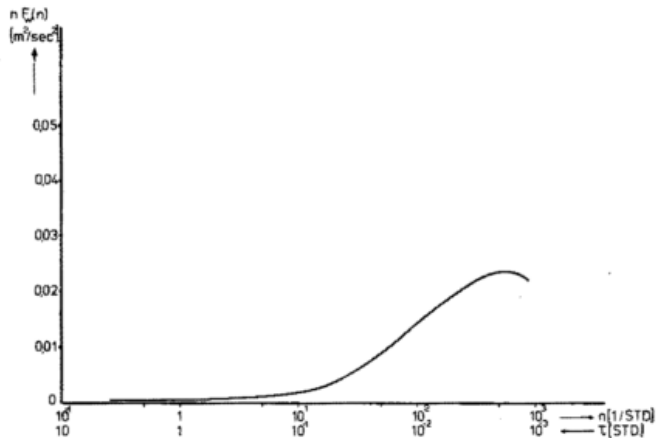


Abb. 7.3. Turbulenzspektrum der Vertikalkomponente des Windes. Gemessen in 8 m Höhe in Meppen/Emsland.

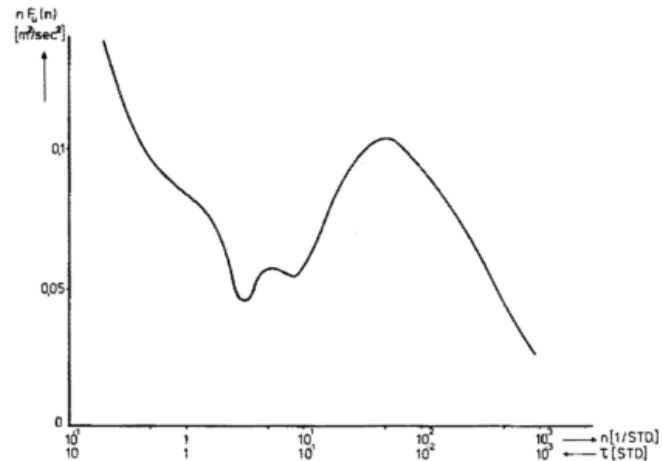


Abb. 7.5. Turbulenzspektrum der longitudinalen Komponente des Windes, sonst wie Abb. 7.3.

Wozu eigentlich Turbulenztheorien?

Es gibt eine Menge zum Teil sehr komplizierter Theorien, die sich mit dem Chaos befassen, das wir Turbulenz nennen. Es ist hier nicht der Platz, sich mit solchen Theorien zu beschäftigen oder auch nur einen Überblick über sie zu geben. Die einzige Frage in diesem Zusammenhang, die uns hier interessieren soll, möge diejenige nach dem Nutzen solcher Theorien sein: wozu eigentlich Turbulenztheorien?

Vielleicht läßt sich die Antwort auf diese Frage am besten geben am Beispiel des meteorologischen Vorhersageproblems, sobald man letzteres mit den Methoden der mathematischen Physik angeht:

Es sind insgesamt 7 atmosphärische Feldgrößen, die man für jeden Raumpunkt vorauszuberechnen hat, nämlich

- u, v, w die drei Geschwindigkeitskomponenten
- p, T, ϱ die drei Zustandsgrößen Druck, Temperatur und Dichte
- s die spezifische Feuchte (oder das Mischungsverhältnis)

Hierfür stehen 7 (und damit eine ausreichende Zahl von) Gleichungen zur Verfügung, nämlich

- 3 Bilanzgleichungen für die Geschwindigkeitskomponenten u, v, w
(die NAVIER-STOKESschen Gleichungen)
- 1 Bilanzgleichung für die Masse
(die Kontinuitätsgleichung)
- 1 Bilanzgleichung für die Wärme (oder Temperatur)
(der 1. Hauptsatz der Thermodynamik)
- 1 Bilanzgleichung für den Wasserdampf
(Erhaltung des Wasserdampfes, Änderungen nur durch Verdunstung oder Kondensation)
- 1 Zustandsgleichung
(die Gasgleichung)

Alle diese Gleichungen, bis auf die letzte, sind prognostische Gleichungen, d. h. sie enthalten je eine einfache Zeitableitung für eine der Größen $u, v, w, p, T, \varrho, s$ und gestatten dadurch eine numerische Integration mit der Zeit. Die Gasgleichung als diagnostische Gleichung erlaubt dann aus den bereits vorhergesagten Werten von T und ϱ auch noch einen vorhergesagten Druck zu berechnen.

So weit, so gut. Nicht bedacht worden ist dabei, daß diese Gleichungen nur für die momentanen Werte von $u, v, w, p, T, \varrho, s$ gelten, und daß diese zum Ausgangszeitpunkt als Ausgangsfelder vorliegen müssen. Das bedeutet z. B., daß die Geschwindigkeiten des Ausgangsfeldes auch die turbulenten Zusatzgeschwindigkeiten zum Ausgangszeitpunkt mitenthalten müssen; das gleiche gilt natürlich auch für die anderen Größen. Solche Werte liegen aber überhaupt nicht vor, sie können auch auf synoptischer Basis gar nicht gemessen werden. Was sind denn

diese Werte für den Termin 00z? Der Radiosondenaufstieg z. B. dauert eine Stunde, die Werte am Boden und an der Tropopause werden mit einem Zeitunterschied von mehr als $1/2$ Stunde gemessen, aber alle Meßdaten werden dem Aufstiegstermin 00z zugeordnet, als Ausgangslage für eine numerische Prognose sogar auf die Sekunde (für 00z + 5 min wird ja bereits die erste Prognose berechnet, obwohl in der oberen Troposphäre in Wirklichkeit noch gar kein Ausgangswert gemessen ist). Hinzu kommt, daß die Sonde bei Erreichen der Tropopause schon eine Horizontalentfernung von einigen „zig“ Kilometern vom Aufstiegsort hat, aber alle Meßwerte diesem zugeordnet werden.

Selbst wenn man von diesem allen absehen wollte (was man nicht darf), nehmen die Radiosonden selbst auch noch eine Glättung oder Mittelung und damit eine Dämpfung oder Unterdrückung von Fluktuationen vor. Bei ihrer Steiggeschwindigkeit von 300 m/min haben die relativ trägen Instrumente gar keine Möglichkeit, die tatsächlich vorhandene und in den Ausgangsdaten eigentlich auch benötigte feine Struktur von Temperatur, Druck und Feuchte aufzuzeichnen, wie sie durch die Momentanwerte gegeben sind. So wie die Instrumente diese glätten, werden natürlich auch die Windwerte geglättet.

In dieser Situation, in der also als Ausgangsdaten gar nicht die erforderlichen Momentanwerte zur Verfügung stehen, sondern allenfalls räumlich wie zeitlich irgendwie gemittelte Werte, bleibt nichts anderes übrig, als die Gleichungen auf gemittelte Werte anzuwenden.

(In diesem Zusammenhange ist es dabei bedeutungslos, daß man auch bei Vorliegen der Momentanwerte als Ausgangsdaten mit diesen — aus praktischen Gründen — nicht operieren könnte, man brauchte ein viel zu dichtes Gitternetz.)

Um jedoch die Gleichungen für gemittelte Werte benutzen zu können, muß man sie zuvor einer Mittelbildung unterwerfen; bei dieser treten infolge der Nichtlinearität (s. Abschnitt 1) jetzt noch zusätzlich Korrelationsprodukte auf, welche die Fluktuationen im Mittelbildungszeitraum enthalten. Man hat jetzt als Unbekannte nicht nur die 7 gemittelten (Querstrich) Feldgrößen

$$\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}, \bar{p}, \bar{T}, \bar{\varrho}, \bar{s}$$

sondern zusätzlich noch die folgenden 18 gemittelten Produkte aus den Fluktuationen ('):

$$\begin{aligned} & \overline{(u')^2}, \overline{u'v'}, \overline{u'w'}, \overline{u'p'}, \overline{u'T'}, \overline{u'\varrho'}, \overline{u's'}, \\ & \overline{(v')^2}, \overline{v'w'}, \overline{v'p'}, \overline{v'T'}, \overline{v'\varrho'}, \overline{v's'}, \\ & \overline{(w')^2}, \overline{w'p'}, \overline{w'T'}, \overline{w'\varrho'}, \overline{w's'} \end{aligned}$$

Diese 18 Produkte sind ebenfalls als gemittelte Feldgrößen zu verstehen, welche zu jedem Zeitpunkt zur Ver-

fügung stehen müssen (und deshalb vorausberechnet werden), um obige 7 ursprünglichen (gemittelten) Feldgrößen berechnen zu können. Also sind es insgesamt 25 Unbekannte. Aber dafür stehen nach wie vor nur 7 Gleichungen zur Verfügung.

In diesem Dilemma bleibt nichts anderes übrig, als durch plausible Annahmen in Form von 18 weiteren Gleichungen das System zu schließen. Die Schwierigkeit besteht darin, einerseits möglichst einfache und andererseits möglichst realistische Annahmen zu finden.

Das ist der eigentliche Kern aller Turbulenztheorien, daß man gemittelte Produkte aus Fluktuationen, wie die im obigen Beispiel genannten 18, zurückführen will auf die gemittelten Feldgrößen, im obigen Beispiel also auf die genannten 7 Größen \bar{u} , \bar{v} , \bar{w} , \bar{p} , \bar{T} , \bar{q} , \bar{s} . Es werden also durch solche Theorien, immer nur mit Hilfe von Hypothesen, Beziehungen aufgestellt, welche die nicht-meßbaren Fluktuationsgrößen verbinden mit den meßbaren Mittelwerten der Feldgrößen.

Das einfachste Beispiel für eine solche Beziehung ist der im letzten Teil des Abschnittes 10 behandelte Gradientenansatz, welcher die turbulenten Transporte (= gemittelte Produkte aus der Fluktuation der transportierenden Geschwindigkeit und der Fluktuation der transportierten Größe, also solche Produkte wie die oben genannten 18) mit dem Gefälle derjenigen (gemittelten) Größe verbindet, welche transportiert wird.

Es gibt sehr komplizierte Theorien; die meisten bleiben im uns vertrauten (Konfigurations-) Raume, andere die spektrale Verteilung der Turbulenzenergie betreffende sind im Wellenzahlraum angelegt, und wieder andere, z. B. solche für die turbulente Diffusion, bedienen sich des LIOUVILLEschen Phasenraumes. Allen gemein bleibt aber, daß sie versuchen, mittels irgendwelcher Hypothesen, die nicht-meßbaren Fluktuationen (als quadratische Mittel) auf die meßbaren gemittelten Feldgrößen zurückzuführen.

9 R. ROTH, München Zwischen Produktion und Dissipation von Turbulenzenergie: die Energiekaskade

In diesem Kapitel wollen wir versuchen, den Bereich des Turbulenzspektrums, der zwischen dem Produktionsbereich und dem Dissipationsbereich liegt, etwas näher zu verstehen. Dabei stoßen wir auf prinzipielle Schwierigkeiten: einmal gibt es für diesen Bereich noch keine letztlich befriedigende Theorie und zum anderen sind die bestehenden Theorien vergleichsweise kompliziert. Daher soll zunächst ein einfaches Beispiel aus einem anderen Gebiet beschrieben werden, das erste Studien über eine Kaskade erlaubt.

Die Zahnpasta-Kaskade

Wir nehmen an, daß sich in einer Großstadt ein Werk befindet, das Zahnpasta herstellt. Der Produktionsprozeß und die ihm zugrunde liegenden Rezepte interessieren uns an dieser Stelle nicht. Vielmehr richten wir unsere Aufmerksamkeit darauf, auf welche Art und Weise die Zahnpasta zu den Verbrauchern gelangt. Von Zeit zu Zeit wird in Tuben abgefüllte und in große Kisten verpackte Zahnpasta beim Hersteller auf einen Lastkraftwagen verladen und an mehrere Großhändler ausgeliefert. Diese nehmen die Kisten auf Lager und beliefern ihrerseits je nach Bedarf den Einzelhandel mit kleineren Lieferwagen. Die Einzelhändler verkaufen die Tuben Stück für Stück über den Ladentisch an die Verbraucher. Diese stellen das letzte Glied in der Zahnpastakaskade dar, denn „zentimeterweise“ wird bei den Verbrauchern die Zahnpasta benutzt und kann danach nicht ein zweites Mal gebraucht werden.

So unübersichtlich dieser ganze Prozeß im einzelnen auch vor sich gehen mag, so kann man doch einige weitere Dinge untersuchen. Zunächst einmal beschränken wir uns darauf, nur Mittelwerte über einen längeren

Zeitraum, z. B. über ein Jahr zu betrachten. Anspruchsvoller ausgedrückt könnten wir auch sagen, wir betrachten das ganze Problem statistisch, d. h. wir verzichten auf die Beschreibung von Einzelvorgängen und untersuchen nur die Mittelwerte. Aber auch dann sind weitere Aussagen nur möglich, wenn wir einige einschränkende Voraussetzungen machen. Diese sind:

1. Das System soll stationär sein. Das bedeutet, daß sich im Mittel über ein Jahr nichts ändern soll. Es soll im Mittel gleich viel produziert wie verbraucht werden. Außerdem sollen Großhandel und Einzelhandel ihren Lagerbestand im Mittel nicht ändern und die Verbraucher keine Zahnpasta horten.
2. Der Erzeuger soll sich so vernünftig verhalten, daß er nur so viel produziert, wie er verkaufen kann.
3. Jedes Glied in der Kette Hersteller-Großhandel-Einzelhandel-Verbraucher soll nur mit seinem Nachbarn in Wechselwirkung stehen. Es wird also z. B. ausgeschlossen, daß einige Verbraucher beim Einkauf den Einzelhandel umgehen.
4. Die betrachtete Großstadt soll weder Zahnpasta importieren noch exportieren.

Dann können wir die folgenden Aussagen machen:

Die mittlere Produktionsrate ist gleich der mittleren Verbrauchsrate, wobei beide Größen z. B. in der Einheit Tuben Zahnpasta pro Jahr angegeben werden. Beim Verbrauch muß natürlich der mittlere Verbrauch aller Verbraucher betrachtet werden. Außerdem ist aber auch der mittlere Umsatz des gesamten Großhandels oder Einzelhandels gleich der mittleren Produktionsrate und kann in der gleichen oben erwähnten Einheit angegeben werden. Weiterhin haben in diesem System auch die

Transfer-Raten, die angeben, wieviel Zahnpasta z. B. im Mittel pro Jahr vom Hersteller zu allen Großhändlern transportiert wird usw. den selben Wert wie die mittlere Verbrauchsrate und können ebenfalls in der gleichen Einheit angegeben werden. Diese letzte Feststellung gilt unabhängig davon, wie der Transport im Einzelfall wirklich erfolgt. Das ist besonders wichtig, und wir werden dem in ähnlicher Form bei unserem eigentlichen Gegenstand, der Kaskade von turbulenter Energie durch das Turbulenzspektrum, wieder begegnen.

Die Kaskade turbulenter Energie

Um diese Energiekaskade zu beschreiben, gehen wir analog zu dem oben beschriebenen Beispiel vor und gehen von der Produktion turbulenter Energie aus. Wir denken hierbei am besten an das Windprofil, das sich in der Ekman-Schicht ausbildet. Die Reynoldszahl Re , die man dieser Grenzschicht zuordnen kann, berechnet sich für einen geostrophischen Wind $u_g = 10$ m/s, die kinematische Viskosität ν der Luft ($\nu = 0,15$ cm²/s) und eine angenommene Dicke der Ekman-Schicht von $D = 1000$ m zu

$$Re = \frac{u_g D}{\nu} = \frac{1 \cdot 10^3 \cdot 1 \cdot 10^5}{1,5 \cdot 10^{-1}} \approx 6 \cdot 10^8.$$

Das bedeutet, daß die Strömung in dieser Grenzschicht, wenn wir einmal von sehr stabiler Schichtung absehen, turbulent sein muß, da kritische Reynoldszahlen, bei denen der Umschlag von rein laminarer Strömung in turbulente Strömung erfolgt, in der Regel um Größenordnungen kleiner sind.

Es wird also aus der kinetischen Energie der mittleren Strömung Energie in Störungen, die wir im folgenden als Turbulenzelemente bezeichnen, übertragen. (Der Begriff Turbulenzelement deckt sich teilweise mit dem des Wirbels, jedoch gibt dieses Wort leicht Anlaß zu Interpretationen, die in bezug auf die Turbulenz nicht richtig sind.) Diesen Turbulenzelementen kann man Längen zuordnen, unter denen man sich die Durchmesser der Turbulenzelemente vorstellen kann. Als Wellenzahl eines Turbulenzelements bezeichnet man eine Größe, die der reziproken Länge des Turbulenzelements proportional ist.

Findet die Produktion von turbulenter Energie bei relativ kleinen Wellenzahlen, d. h. bei relativ großen Turbulenzelementen statt, dann ist die direkte Dissipation der in diesen Turbulenzelementen enthaltenen Energie vernachlässigbar klein. Jedoch erzeugen diese Turbulenzelemente ihrerseits wieder kleinere, d. h. solche, die größeren Wellenzahlen zuzuordnen sind.

Unter mittleren Verhältnissen in den untersten 50 Metern der Atmosphäre ist die Wellenzahl jener Turbulenzelemente, die den größten Beitrag zur Dissipation leisten, von der Größenordnung cm⁻¹ bis mm⁻¹. Da andererseits die Wellenzahl, bei der das Maximum der Produktion liegt, in dieser Schicht kleiner als $1/z$ ist, wobei z die Höhe bedeutet, folgt daraus, daß es im Spektrum der turbulenten Energie einen Bereich gibt, in dem sowohl die Produktion als auch die Dissipation vernachlässigt werden können. Dieser Bereich des Spektrums wird als Inertialbereich (inertial subrange) bezeichnet.

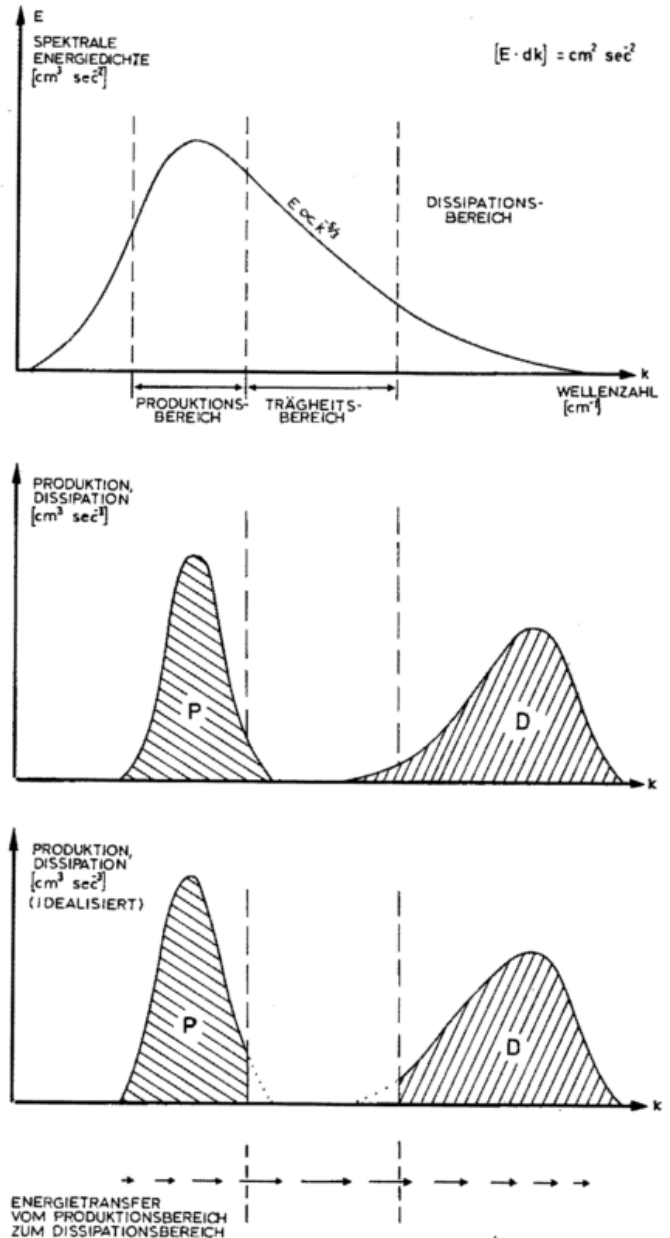


Abb. 9.1.

In 50 m Höhe erstreckt er sich z. B. über mehrere Dekaden der Wellenzahl, wie aus dem oben gesagten sofort folgt. Der Name Trägheitsbereich rührt daher, daß in diesem Bereich keinerlei Kräfte außer den reinen Trägheitskräften wirksam sind; diese äußern sich bekanntermaßen in den nichtlinearen Wechselwirkungen zwischen Turbulenzelementen unterschiedlicher Größe. Abb. 9.1. zeigt die Verhältnisse in schematisierter Form.

Wie in dem eingangs geschilderten Beispiel der Zahnpastakaskade, können auch für den Inertialbereich des Turbulenzspektrums unter gewissen Voraussetzungen Aussagen gemacht werden, ohne daß über den Mechanismus der Produktion, des Transfers von turbulenter Energie von einer Wellenzahl zur anderen und die Art und Weise, wie die Dissipation erfolgt, etwas bekannt ist. Die dazu nötigen Voraussetzungen sind:

1. Der Vorgang sei stationär, d. h. die mittlere Strömung soll sich bereits solange nicht mehr geändert haben, daß sich überall im Spektrum stationäre Verhältnisse eingestellt haben.

2. Die turbulente Energie, die in einem betrachteten Volumenelement entstanden ist, soll weder in die Nachbarschaft exportiert, noch soll von woanders Energie dorthin übertragen werden.

Dann gilt, daß dort die mittlere Produktionsrate für turbulente Energie — gemessen in Energie/Zeit — gleich der Dissipationsrate ist. Da Produktionsbereich und Dissipationsbereich im Spektrum jedoch durch den Inertialbereich getrennt sind, hat dort die Transfer-Rate, die in der gleichen Einheit angegeben wird, ebenfalls den gleichen Wert. Diese Überlegung führt sofort zu dem bekannten Minus 5/3-Gesetz für die spektrale Energiedichte im Inertialbereich.

Das Minus 5/3-Gesetz

Dieses berühmte Gesetz folgt sofort aus einer einfachen Dimensionsanalyse. Um eine solche anzustellen, muß man sich fragen, welche Größen in diesem speziellen Fall überhaupt physikalisch sinnvoll miteinander verknüpft sein können. Als solche kommen im Inertialbereich nur die spektrale Energiedichte, die Transfer-Rate und die Wellenzahl in Betracht. Unter der spektralen Energiedichte versteht man dabei jene Größe, die angibt, wieviel kinetische Energie im Mittel die Turbulenzelemente enthalten, die Wellenzahlen zwischen k und $k + \Delta k$ haben. Bezieht man die Energie auf die Masseneinheit, dann hat die spektrale Energiedichte E die Dimension Geschwindigkeitsquadrat/Wellenzahl. Die ebenfalls mit der Masse normierte Transfer-Rate ε hat die Dimension Geschwindigkeitsquadrat/Zeit. Die Dimension der Wellenzahl k ist wie bereits erwähnt $1/\text{Länge}$. Diese Größen können nur in einer einzigen dimensionsrichtigen Form, nämlich

$$E \sim \varepsilon^{2/3} k^{-5/3}$$

miteinander verknüpft werden. Das bedeutet, daß größere Turbulenzelemente im Inertialbereich mehr Energie enthalten als kleinere.

Im vorangegangenen haben wir stillschweigend angenommen, daß der Energietransfer in Richtung auf größere Wellenzahlen, d. h. in kleinere Turbulenzelemente erfolgt. Dies erscheint zwar sehr plausibel, gilt aber nur für dreidimensionale Turbulenz, d. h. für jenen Fall, in welchem die Geschwindigkeit der turbulenten Störungen in keiner Richtung gegenüber den anderen Richtungen eingeschränkt ist. Dies gilt zum Beispiel nicht für ein Tiefdruckgebiet, wo die Horizontalkomponenten um eine oder zwei Größenordnung größer sind als die Vertikalkomponente der Geschwindigkeit. Von diesen Dingen wird jedoch in einem anderen Abschnitt dieses Heftes gesprochen werden.

Das Transferproblem

Wenn wir schon in diesem Abschnitt darauf verzichtet haben, den Vorgang der Produktion und der Dissipation näher zu erläutern, so könnte man erwarten, daß der Transferprozeß hier beschrieben wird.

Dies ist eines der Kernprobleme der Turbulenztheorie und leider bis heute noch nicht gelöst. Wir könnten zwar — wenn auch mit erheblichem Aufwand — mittels der NAVIER-STOKESschen Differentialgleichungen die turbulenten Bewegungen im Detail nachrechnen; aber

darin, wie sich z. B. ein einzelnes Turbulenzelement am 1. 4. 1970 um 12⁰⁰ 100 m über dem Marienplatz in München weiter entwickelt hat, ist niemand ernstlich interessiert. Uns interessiert vielmehr die Statistik und das Spektrum der Turbulenz. Leider lassen sich diese Dinge aber nicht in der selben Einfachheit wie bei dem Zahnpastabeispiel gewinnen. Den Weg, den man ausgehend von den NAVIER-STOKESschen Differentialgleichungen zu beschreiten hätte, kann man zwar in wenigen Worten formulieren, die dabei auftretenden mathematischen Schwierigkeiten sind aber bis heute noch nicht überwunden.

Von der Struktur der NAVIER-STOKESschen Differentialgleichungen her weiß man, daß prinzipiell alle Turbulenzelemente, die sich in einem bestimmten Volumen befinden, unabhängig von ihrer Wellenzahl in Wechselwirkung stehen müssen. Über den Grad der Wechselwirkung von Turbulenzelementen von verschiedener Wellenzahl macht die Unabhängigkeits-Hypothese eine Aussage. Sie besagt, daß zwischen Turbulenzelementen sehr unterschiedlicher Wellenzahl praktisch keine direkte Wechselwirkung mehr besteht. Diese Hypothese wird u. a. durch die Erfahrung bestärkt, daß im Inertialbereich die Struktur der Turbulenz unabhängig von der Struktur der großen Turbulenzelemente im Produktionsbereich ist, oder anders ausgedrückt: die Turbulenzelemente im Inertialbereich enthalten keine Information mehr darüber, wie die Turbulenz entstanden ist.

Einen extremen Fall der Unabhängigkeits-Hypothese findet man in jenen Theorien verwirklicht, die nur eine Wechselwirkung mit den infinitesimal benachbarten Wellenzahlen zulassen, d. h. Theorien, die den Gradienten der spektralen Energiedichte nach der Wellenzahl einbeziehen.

Theorien, die noch Wechselwirkungen mit der näheren Wellenzahlumgebung zulassen, entsprechen zwar mehr den wirklichen Verhältnissen, sind aber vom mathematischen Apparat her in jedem Fall komplizierter.

Eine weitere Schwierigkeit, eine Transfertheorie aufzustellen, liegt darin, daß man weiß, daß an einer Wechselwirkung zwischen zwei Partnern im Fall der Turbulenz auch immer noch ein dritter seine Hand mit im Spiel hat. Dem wird in vielen Theorien keine Rechnung getragen. Dieser Abschnitt 9 konnte nur zeigen, um was es im Prinzip bei der Energiekaskade im Turbulenzspektrum geht. Für uns Meteorologen ist es aber wichtig, daß wir uns immer vor Augen halten, daß ein großer Teil der kinetischen Energie, die in der Atmosphäre erzeugt wird, — zum Teil erst nach Umwegen — den Inertialbereich durchlaufen muß, bevor sie in Wärme dissipiert wird. Daher kann man erwarten, daß man mit einer verbesserten Einsicht in die Turbulenzvorgänge auch einige meteorologische Prozesse besser verstehen lernt.

Der bekannte britische Hydrodynamiker L. F. RICHARDSON hat den Prozeß der Energiekaskade mit einem Vierzeiler beschrieben:

„Big whorls have little whorls
which feed on their velocity,
little whorls have smaller whorls
and so on unto viscosity.“

Die „soziale“ Funktion der Turbulenz: Ausgleich von Gegensätzen

Das durch die Turbulenz gegebene Chaos haben wir als notwendig bezeichnet; wir müssen jetzt erklären, warum es notwendig ist. Die Antwort ist sehr einfach: die Atmosphäre bedient sich der Turbulenz, um Gegensätze auszugleichen; von dort, wo sehr viel ist (z. B. Wärme, Impuls, kinetische Energie, Wasserdampf oder sonstige Beimengungen), wird durch die Turbulenz etwas weggeschafft zu solchen Stellen hin, wo wenig davon ist. Die Turbulenz versucht also Gegensätze abzubauen und strebt eine Gleichverteilung an, sie übt eine „soziale“ Funktion aus.

Ein paar Beispiele hierfür: In der Rauchfahne eines Schornsteines sind Stäube und Abgase in hoher Konzentration vorhanden, außerhalb der Rauchfahne findet man nur sehr wenig davon, nämlich gerade das, was der Grundbelastung (background) entspricht. Durch die Mikroturbulenz werden nun Stäube und Abgase nach außen transportiert, wodurch sich die Rauchfahne erweitert; im Innern läßt die Konzentration nach. Je weiter weg vom Schornstein man eine Rauchfahne betrachtet, je mehr Zeit also die wirkende Turbulenz hatte, auf einen Ausgleich hinzuarbeiten, desto breiter ist die Rauchfahne.

Ein anderes Beispiel gibt die atmosphärische Grenzschicht, jene etwa 1000 m dicke unterste Schicht der Atmosphäre, in welcher der Übergang von der unbeeinflussten Strömung in der Höhe bis zur Windgeschwindigkeit null am Erdboden erfolgt. In Abb. 10.1. wird versucht, dies deutlich zu machen: in der Höhe H , also an der Obergrenze der Grenzschicht, hat man die ungestörte Geschwindigkeit \bar{u} ; die Turbulenz der Grenzschicht, ihrer Aufgabe nach auf einen Ausgleich bedacht, versucht diese Geschwindigkeit (= Impuls pro Masseneinheit) nach unten zu transportieren, dorthin, wo die Geschwindigkeit klein oder sogar null ist. So stellt sich ein abwärtsgerichteter turbulenter Impulstransport ein. Hier im Falle der Grenzschicht wird der zum Boden transportierte Impuls dort „verschluckt“, der Erdboden erweist sich für den antransportierten Impuls als ein Faß ohne Boden; so kann es dem turbulenten Impulstransport niemals gelingen, eine Gleichverteilung der Geschwindigkeit herzustellen. Darin, daß der Erdboden den durch turbulenten Transport aus der Höhe herangebrachten Impuls „verschluckt“, äußert sich die Reibungswirkung des Erdbodens. (In Abb. 10.1. ist außerdem noch der geostrophische Wind \bar{u}_g eingetragen worden, der hier voraussetzungsgemäß höhenkonstant sein soll, wie es in einer barotropen Atmosphäre der Fall ist. Wenn man bisweilen eine viel weiter — ggf. bis zur Tropopause — hinaufreichende Windzunahme beobachtet, so hat das nichts mit der Windscherung der Grenzschicht zu tun, sondern mit der jeweiligen Baroklinität; dann

ändert sich auch der geostrophische Wind mit der Höhe.) Ein ähnliches Beispiel wie dasjenige der Rauchfahne gibt uns eine aufsteigende Quellwolke, z. B. ein Cumulus congestus. Turbulenz transportiert mit Wasserdampf gesättigte Luft und Tröpfchen von innen nach außen, umgekehrt trockene Luft von außen nach innen. Auf diese Weise versucht die Turbulenz die Gegensätze auszugleichen und strebt eine Gleichverteilung an. Es wird also ständig Außenluft in die Wolke einbezogen, wodurch diese auseinanderquillt, allerdings am Rande wegen der zu gering gewordenen Wasserdampfkonzentration auch wieder abtrocknet. So ist auch die quantitative Erfassung des sogenannten Entrainments in die Wolken ein Turbulenzproblem.

Im Makro-Scale ist das eindruckvollste Beispiel der turbulenten Wärmetransport aus den Tropen in die beiden Polgegenden; die Turbulenzelemente, die diesen Transport bewerkstelligen, sind Zyklonen und Antizyklonen. In den Tropen als dem großen Heizkessel der Atmosphäre wird ständig Wärme produziert, es entsteht auf beiden Hemisphären ein Temperaturgegensatz zwischen Äquator und Pol. Dieser würde auf einer nichtrotierenden Erde eine völlig symmetrische meridionale Ausgleichszirkulation in Gang setzen, mit welcher in der oberen Troposphäre die Warmluft zum Polgebiet flösse und die dort abgekühlte Luft in der unteren Troposphäre wieder in die Tropen ströme. Eine solche über die gesamte Hemisphäre gleichmäßige meridionale Ausgleichszirkulation (HADLEY-Zirkulation) wird durch die Erdrotation verhindert, die eine solche Zirkulation in zonale Strömungen umlenkt. In dieser Situation greift die Turbulenz ein, in diesem Falle die Makroturbulenz; die zonalen Strömungen werden turbulent, es bilden sich in ihnen Wirbel, nämlich Zyklonen und Antizyklonen sowie die langen Wellen. Diese nun bewerkstelligen

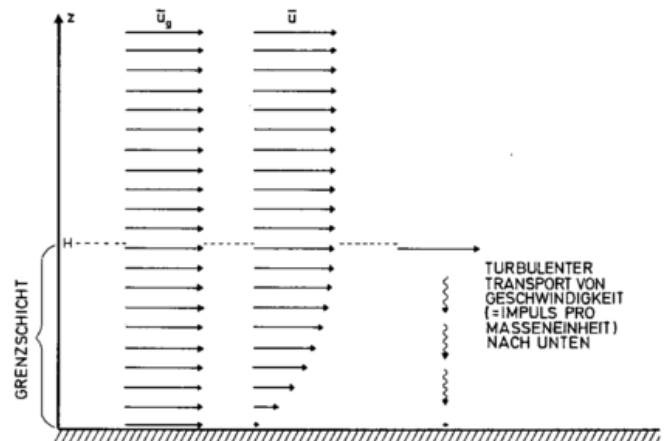


Abb. 10.1.

einen turbulenten Wärmetransport in meridionaler Richtung, sie transportieren die in den Tropen produzierte Wärme in die mittleren Breiten und Polgebiete und streben auf diese Weise eine Gleichverteilung der Temperatur an. Da jedoch immer wieder neue Wärme in den Tropen produziert wird und sich die Luft im polaren Teil der Hemisphären immer wieder abkühlt, leistet auch diese Makroturbulenz eine wahre Sisyphusarbeit.

Wir haben also festgestellt, daß Turbulenz Transporte von Wärme, Impuls, kinetischer Energie oder Beimengungen verursacht mit dem Ziel, eine Gleichverteilung der transportierten Größe herzustellen. Wir müssen uns nun fragen, wie die Turbulenz solche Transporte bewerkstelligt. Dazu müssen wir uns die Wirbel oder Turbulenzelemente selbst etwas näher ansehen. Das wiederum ist für die Makroturbulenz am leichtesten möglich, weil wir die Wirbelstruktur dieser Turbulenz, also die Struktur von Zyklonen und Antizyklonen sehr gut kennen.

Nehmen wir an, wir hätten einen zonalen Grundstrom, in dem Zyklonen und Antizyklonen eingelagert sind. Letztere bewerkstelligen einen meridionalen Wärmetransport nun dadurch, daß sie eine Temperatursymmetrie aufweisen: diese Wirbel sind auf der Vorderseite warm und auf der Rückseite kalt. Mit der Südwindkomponente auf der Vorderseite wird also Warmluft nach Norden geführt, mit der Nordwindkomponente auf der Rückseite wird Kaltluft nach Süden gebracht. Mittelt man diese Effekte entlang eines Breitenkreises (als Beispiel genügt der Schnitt A—B in Abb. 10.2.), so ergibt sich insgesamt ein Wärmetransport nach Norden (oder „Kältetransport“ nach Süden), jedenfalls ein meridionaler Transport, durch den ein Ausgleich des Temperaturgegensatzes Äquator—Pol angestrebt wird. Es kann natürlich auch einmal ein Turbulenzkörper durch den betrachteten Breitenkreis geschnitten werden, der für einen meridionalen Transport ineffektiv ist; das gibt es auch. Betrachten wir z. B. einen Kaltlufttropfen, den wir uns in Analogie zu Abb. 10.2. als ein Gebilde aus konzentrischen Isothermen und ebenfalls konzentrischen Isobaren in etwa 1000 m Höhe vorstellen können. Es ist leicht, sich sofort klarzumachen, daß auf der Ostseite des Kaltlufttropfens zwar Luft einer bestimmten Temperatur nach Norden geführt wird, gleichzeitig aber auf der Westseite genau so viel Luft der gleichen Temperatur mit der betragsmäßig gleichen Geschwindigkeit nach Süden.

Die Temperatursymmetrie von Zyklonen und Antizyklonen, dem Synoptiker so geläufig, daß er gar nicht mehr nach deren Grund fragt, ist also ein Maß für den turbulenten Wärmetransport in meridionaler Richtung. Dabei ist nicht die vielleicht besonders markante Asymmetrie einer einzelnen Zyklone maßgebend, sondern die Verhältnisse auf dem gesamten Breitenkreis.

Der tatsächliche meridionale Wärmetransport über einen Breitenkreis hinweg wird also erhalten, wenn man an jeder Stelle des Breitenkreises das Produkt aus der derzeit herrschenden Meridional Komponente der Geschwindigkeit und der Temperatur bildet und diese Produkte dann alle entlang des gesamten Breitenkreises aufintegriert (oder, was als Näherung praktischer zu

handhaben ist, diese Produkte mit dem Linienelement multipliziert und alle aufaddiert). Das Ergebnis muß dann nur noch mit der spezifischen Wärme c_p multipliziert werden und, wenn man den Wärmetransport pro Volumeneinheit haben will, außerdem mit der Dichte. Dieses entlang des gesamten Breitenkreises gewonnene

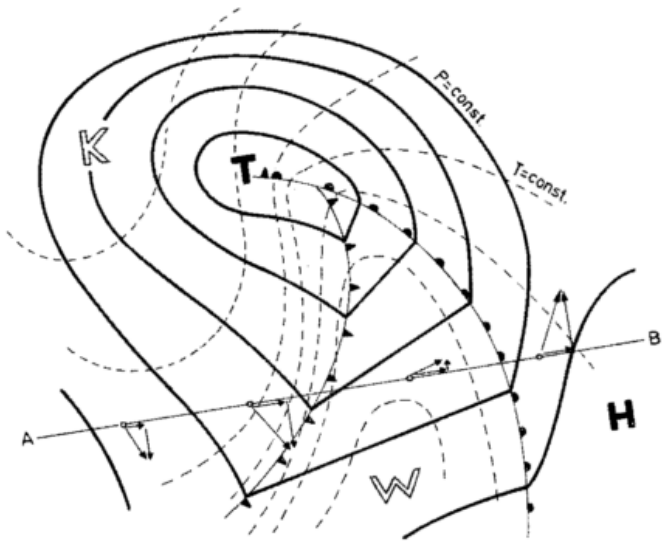
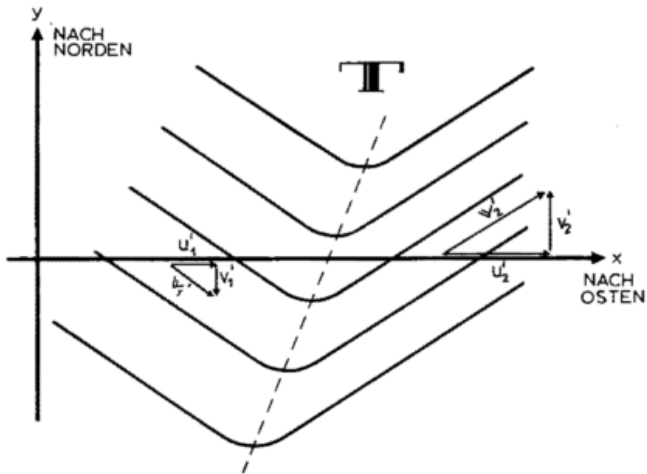


Abb. 10.2.

Produkt aus der jeweiligen Meridional Komponente und der Temperatur ist bei richtiger Normierung nichts anderes als der Korrelationskoeffizient zwischen Meridional Komponente und Temperatur; das ist eine wichtige Feststellung. Es erweisen sich nämlich alle turbulenten Transporte als die Korrelationsprodukte aus transportierender Geschwindigkeit(skomponente) und transportierter Größe.

Nachdem wir uns nun überlegt haben, wie die Struktur der Wirbel beschaffen sein muß, damit durch sie ein Wärmetransport erfolgen kann, soll noch eine ähnliche Überlegung für den turbulenten Impulstransport angeschlossen werden. Betrachten wir also als transportierte Größe den Zonalimpuls, d. h. die mit der Dichte ρ (= Masse pro Volumeinheit) multiplizierte West-Ost-Komponente der Geschwindigkeit; um die Sache etwas zu vereinfachen, betrachten wir den Impuls pro Masseneinheit, also die Zonal Komponente der Geschwindigkeit alleine. Die transportierende Geschwindigkeit ist die Meridional Komponente der Geschwindigkeit. In Abb. 10.3. wird für einen im Süden nachschleifenden Trog, also für einen solchen, dessen Achse von SW nach NE geneigt ist, gezeigt, wie sich die geringere Geschwindigkeit auf der Rückseite und die stärkere Geschwindigkeit auf der Vorderseite aufspalten lassen in die transportierende Meridional Komponente und die transportierte Zonal Komponente. Auf der Vorderseite wird von einer stärkeren Süd Komponente eine West Komponente nach Norden transportiert, die größer ist als diejenige auf der Rückseite; die dort geringere West Komponente wird von einer Nord Komponente, die betragsmäßig kleiner ist als die Süd Komponente auf der Vorderseite, nach Süden geschafft. Netto erfolgt also ein turbulenter Transport von Zonalimpuls (pro Masseneinheit) nach Norden.



$v_1' < 0$ NORDKOMPONENTE $v_2' > 0$ SÜDKOMPONENTE
 $u_1' > 0$ WESTKOMPONENTE $u_2' > 0$ WESTKOMPONENTE
 $v_1' \cdot u_1' < 0$ $v_2' \cdot u_2' > 0$
 WOBEI JEDOCH $|v_2' \cdot u_2'| > |v_1' \cdot u_1'|$, DENN $|v_2'| > |v_1'|$

Abb. 10.3.

Man erkennt sehr rasch, daß die Richtung des Impulstransportes mit der Neigung der Trogachse zusammenhängt, ja noch mehr: je stärker die Trogachse gegenüber den Meridianen geneigt ist, umso intensiver ist dieser makroturbulente Impulstransport. Abb. 10.4. soll einen Eindruck davon vermitteln, wie eine unterschiedliche Achsenneigung gegenüber den Meridianen einen verschiedenen Geschwindigkeitsunterschied auf der Vorder- und Rückseite der Tröge (bzw. der Rücken) bedingt. Sind die Trogachsen und Kammlinien der Rücken von SW nach NE geneigt, so erfolgt — wie anhand von Abb. 10.3. erläutert — ein turbulenter Transport von Zonalimpuls nach Norden; sind Trogachsen und Kammlinien jedoch von NW nach SE geneigt, so hat man auf der Rückseite der Tröge die stärkere Geschwindigkeit, und der turbulente Transport von Zonalimpuls geht nach Süden. Wenn man keine Achsenneigung hat, ist zwar der Grundstrom auch gestört (allerdings nur durch symmetrische Wirbel), es erfolgt aber dann kein turbulenter Transport von Zonalimpuls in meridionaler Richtung. Das ist sofort einzusehen, wenn man sich überlegt, daß z. B. auf der Vorderseite der Tröge genau soviel Zonalimpuls nach Norden transportiert wird wie auf der Rückseite nach Süden.

In den Abbildungen 10.3. und 10.4. haben wir versucht zu zeigen, wie durch eine Achsenneigung der Tröge und Rücken ein turbulenter Impulstransport in meridionaler Richtung bewerkstelligt wird. Um das noch deutlicher zu machen, sollten wir von den drei Fällen der Abb. 10.4. den Grundstrom subtrahieren, so daß nur die Turbulenzkörper übrig bleiben. Diese werden etwa so aussehen, wie die in Abb. 10.5. dargestellten; man erkennt in den beiden unteren Fällen die asymmetrische Struktur mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten (Abstand der Stromlinien) auf der Vorder- und Rückseite. Und so müssen wir uns auch die kleinräumigen Wirbel vorstellen, z. B. diejenigen in der Grenzschicht, die einen turbulenten Impulstransport aus der Höhe zum Erdboden hin bewerkstelligen.

Wir fassen zusammen: Turbulenz, gleich welchen Scales, trachtet danach eine Gleichverteilung atmosphärischer Feldgrößen herzustellen, z. B. der Temperatur, des Impulses, der kinetischen Energie, des Wasserdampfes oder anderer Beimengungen. Hierzu werden turbulente Transporte eingerichtet. Falsch ist die Vorstellung, daß Wirbel die zu transportierende Größe einfach „mitnehmen“ und mit ihr im Grundstrom dorthin schwimmen, wo ein Defizit der transportierten Größe herrscht. Es ist vielmehr so, daß die turbulenten Transporte durch die Wirbel hindurch gehen und zwar senkrecht zum Grundstrom. Damit die Wirbel einen turbulenten Wärmetransport (auch turbulenter Wärmestrom genannt) vornehmen können, müssen sie eine asymmetrische Tempe-

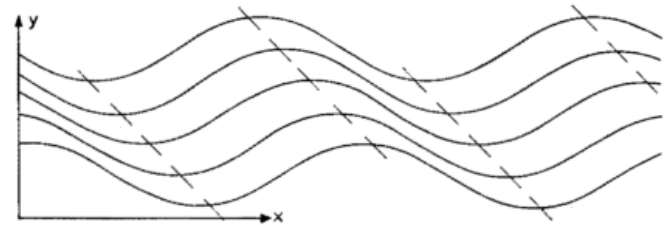
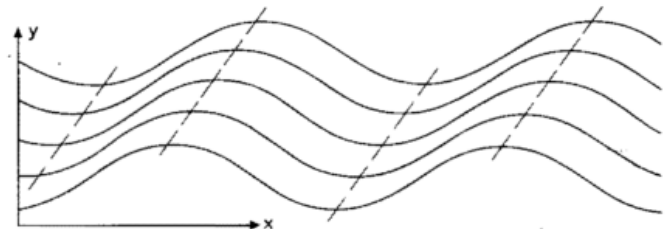
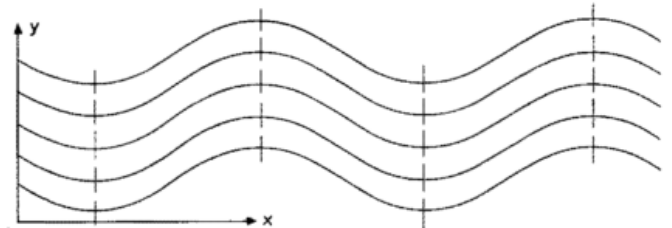


Abb. 10.4.

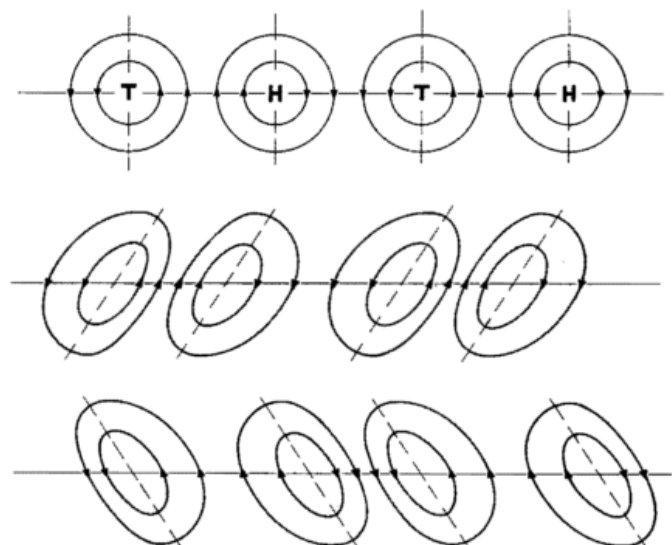


Abb. 10.5

raturverteilung haben; damit sie einen turbulenten Impulstransport bewerkstelligen können, müssen sie eine gewisse Deformation aufweisen, mit welcher eine asymmetrische Geschwindigkeitsverteilung verbunden ist.

Und nun gleich noch eine Schlußfolgerung: Wegen der zur Bewerkstelligung von Transporten notwendigen Asymmetrie kann die Turbulenz natürlich nicht isotrop sein. (Wie wollte man auch ein Koordinatensystem beliebig drehen können, wenn in der Grenzschicht der turbulente Impulstransport immer von oben nach unten, oder in der allgemeinen Zirkulation der makroturbulente Wärmetransport immer vom Äquator zum Pol gerichtet ist?) Aber leider basieren fast alle Turbulenztheorien auf der durch den Zwang zur Vereinfachung auferlegten Voraussetzung der Isotropie. Da atmosphärische Turbulenz sich einstellt, um Gegensätze auszugleichen, und da sie hierzu turbulente Transporte einrichtet, ist atmosphärische Turbulenz durchweg *anisotrop*. Nur von den winzig kleinen Wirbelchen, die sich beim ständigen Wirbelzerfall durch die Energiekaskade ergeben, wissen wir, daß sie immer isotroper werden, je kleiner ihre Abmessung wird. Sie sind aber eben nur noch Relikte und unfähig, einen Beitrag zu den turbulenten Transporten zu leisten.

Und wie steht es nun mit der quantitativen Erfassung der turbulenten Transporte? Nun, nicht sehr gut. Hier ist man auf einen Ansatz angewiesen, den man in Analogie zu den Gesetzmäßigkeiten macht, die man für molekulare Transporte kennt; da auch die Molekülbewegungen völlig chaotisch sind, glaubt man das Chaos der turbulenten Störbewegungen mit denselben Gesetzmäßigkeiten meistern zu können. Der molekulare Wärmetransport zum Beispiel wird dem Temperaturgefälle gleichgesetzt, wobei als Proportionalitätsfaktor die Wärmeleitfähigkeit fungiert; der molekulare Impulstransport wird dem Geschwindigkeitsgefälle gleichgesetzt, der Proportionalitätsfaktor ist der Viskositätskoeffizient.

Nach solchen Vorbildern macht man für die turbulenten Transporte den sogenannten *Gradientansatz*: das Gefälle der transportierten Größe wird durch deren Gradienten ausgedrückt, den Proportionalitätsfaktor bezeichnet man als Austauschkoefizienten (bzw. auch als turbulenten Diffusionskoeffizienten, wenn man den Transport pro Massen- und nicht pro Volumeinheit betrachtet; siehe hierzu Abschn. 5). Dieser Austauschkoefizient ist allerdings für Wärme ein anderer als für Impuls, wieder ein anderer für die kinetische Energie und noch ein anderer für Beimengungen wie Wasserdampf o. ä. Die Unterschiede sind, soweit man sie überhaupt kennt, relativ gering; man verwendet deshalb nur einen Austauschkoefizienten (bzw. turbulenten Diffusionskoeffizienten) für alle transportierten Größen. Während jedoch im molekularen Bereich diese Proportionalitätsfaktoren Materialkonstanten sind, die allenfalls noch mit dessen Temperatur sich ändern, sind die Austauschkoefizienten vom Turbulenzzustand des Strömungsfeldes abhängig und können sich ganz beträchtlich von Ort zu Ort ändern. Auch hierüber weiß man noch relativ wenig, eigentlich kann man nur direkte oder indirekte (z. B. über den Mischungsweg) Annahmen über die Veränderlichkeit des Austauschkoefizienten machen. Immerhin hat man damit die turbulenten Flüsse wenigstens etwas in der Hand.

Nicht zu vergessen ist, daß die turbulenten Flüsse dem negativen Gradienten proportional sind, denn sie sollen ja die zu transportierende Größe von Stellen mit einer Anhäufung derselben fort zu solchen Stellen mit einem Defizit hinbringen. Nur wenn die turbulenten Flüsse so gerichtet sind, kann der Ausgleich der Gegensätze, u. U. bis zur Gleichverteilung hin erfolgen; das aber ist ja, wie wir gesehen haben, die eigentliche Funktion der Turbulenz.

Diese ausgleichende Wirkung der Turbulenz vermag der Gradientansatz, bei allen Mängeln, die ihm anhaften, auch quantitativ einigermaßen zu beschreiben.

11 F. WIPPERMANN, Darmstadt Die Makroturbulenz verhält sich „asozial“: sie verstärkt bestehende Gegensätze noch

Um gleich mit einer Einschränkung zu beginnen: das gilt nur für Impuls oder kinetische Energie. Was z. B. die Wärme anbetrifft, so haben wir uns im Abschnitt 10 überlegt, wie die Wirbel der Makroturbulenz, also Zyklogen und Antizyklogen, die Wärme aus tropischen in polare Breiten transportieren und damit auf einen Abbau des bestehenden Temperaturgegensatzes hinwirken. Ähnliches gilt für den makroturbulenten Wasserdampftransport aus den Tropen und Subtropen in die mittleren Breiten, auch hier wird ein Gegensatz abgebaut und eine Gleichverteilung angestrebt. In diesen Fällen ist es ganz so, wie wir es von der Turbulenz erwarten.

Überrascht sind wir jedoch, wenn wir uns den durch die Makroturbulenz bewerkstelligten meridionalen Transport von Impuls oder von kinetischer Energie ansehen. Wir hatten uns ja bereits im Abschnitt 10 klar gemacht, daß man anhand der Achsenneigung (gegenüber den Meridianen) von Trögen und Rücken die Richtung solcher Transporte erkennen könne und auch qualitative Aussagen über die Intensität der Transporte machen könne. Wenn wir das nun tun, müssen wir feststellen, daß der Impuls (oder die kinetische Energie) in diejenigen geographischen Breiten transportiert wird, in denen ohnehin das Maximum vorhanden ist. Betrachten wir uns z. B. nochmals das Meridionalprofil der Zonalge-

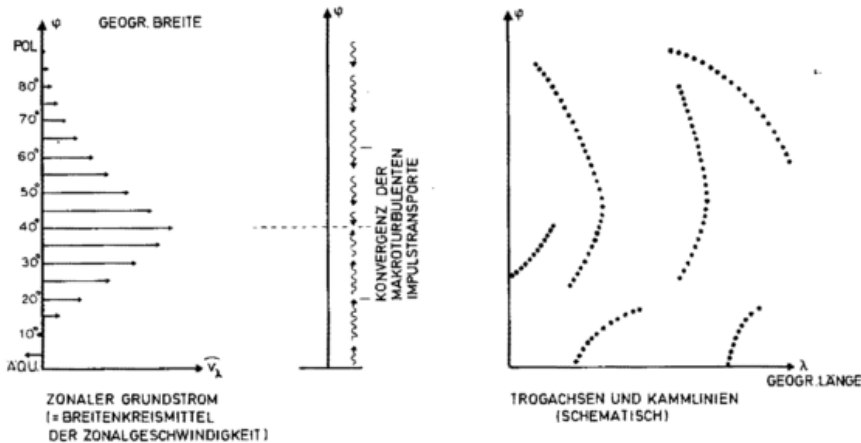


Abb. 11.1.

schwindigkeit (Abb. 4.2.) vom 11. 2. 71 00z; es weist (wenn wir etwas glätten) ein Maximum zwischen 30° N und 40° N auf. Und genau in diese Zone hinein wird für die betrachtete Lage der Zonalimpuls (oder die kinetische Energie) transportiert. Von Norden her geschieht dies durch Störungen, welche sich als Tröge und Rücken mit einer Achsenneigung von NW nach SE äußern, von Süden her durch solche, deren Trogachsen und Kammlinien von SW nach NE gehen. Für die einzelnen Turbulenzelemente (s. Abb. 4.3.) oder auch für die Tröge und Rücken selbst (s. Abb. 4.1.) ist das nicht so genau auszumachen; sorgfältige Auswertungen zeigen aber, daß im Mittel über den jeweiligen Breitenkreis die Transporte so sind wie zuvor gesagt. Die Abbildung 11.1. gibt diesen Sachverhalt noch einmal etwas schematisiert wieder.

Was passiert also? Dort, wo schon viel Zonalimpuls (oder kinetische Energie des Grundstromes) ist, wird durch die makroturbulente Transporte noch zusätzlich welcher hingebacht; von dort, wo wenig Zonalimpuls vorhanden ist, wird noch wegtransportiert. „Wo Tauben sind, da fliegen noch Tauben zu“, mit dieser Redensart für die fast selbständige Kapitalvermehrung in nicht-sozialistischen Wirtschaftssystemen kann beschrieben werden, was durch die Wirkungsweise der Makroturbulenz hinsichtlich des Haushaltes von Zonalimpuls geschieht. Anstatt Gegensätze abzubauen, wozu die Turbulenz ja schließlich da ist, werden die Gegensätze noch verstärkt; deshalb war in der Überschrift von einem „asozialen“ Verhalten der Makroturbulenz die Rede.

Wollte man den makroturbulente Impulstransport nun quantitativ mit dem Gradientansatz (s. Abschnitt 10) erfassen, so gelänge das nur, wenn man einen *negativen* Austauschkoefizienten (oder *negativen* turbulenten Diffusionskoefizienten) verwendete. Wir haben im Abschnitt 10 gesehen, daß der für Impuls gültige Austauschkoefizient im turbulenten Bereich die Rolle spielt, die der Viskositätskoefizient im molekularen Bereich innehat. Das und der erforderliche negative Austauschkoefizient ist auch der Grund dafür, daß man den makroturbulente Impulstransport als ein Phänomen der „negativen Viskosität“ bezeichnet.

Als die Meteorologen dies erstmals taten und behaupteten, daß durch die makroturbulente Transporte der Grundstrom verstärkt würde (daß also kinetische Energie der turbulenten Bewegung umgewandelt würde in kinetische Energie des Grundstromes), sträubten sich

den Hydrodynamikern die Haare. Für sie gab es nichts anderes als das Umgekehrte, daß Turbulenz nämlich auf Kosten des Grundstromes entsteht, daß dem Grundstrom also kinetische Energie entzogen und in kinetische Energie der Störungen (= Turbulenzenergie) umgewandelt wird; diese Turbulenzenergie müsse sich spektral gesehen zu immer höheren Frequenzen verschieben (Energiekaskade), aber doch nicht umgekehrt zu immer kleineren Frequenzen wandern und schließlich im Grundstrom (Frequenz null) landen. Nun, Hydrodynamiker beschäftigen sich mit Turbulenz in Wind- oder Wasserkanälen und mit atmosphärischer Turbulenz allenfalls im Mikrobereich; so ist ihre Verwunderung und Ablehnung durchaus verständlich, denn die atmosphärische Mikroturbulenz verhält sich ja genau so, wie man das mit der Kenntnis der Turbulenz in Windkanälen erwartet: sie schöpft ihre Energie aus dem Grundstrom und zeigt den Zerfall in immer kleinere Wirbel.

Nun lassen sich makroturbulente Impulstransporte oder makroturbulente Transporte der kinetischen Energie relativ gut aus synoptischen Karten auswerten; die Ergebnisse solcher Auswertungen zeigen eindeutig für die makroturbulente meridionalen Flüsse einen Richtungssinn derart, daß das Grundstrommaximum noch verstärkt wird.

Inzwischen hat man ähnliches für die makroturbulente Impulstransporte in ozeanischen Strömungen ausmachen können. Verstehen wir z. B. den geglätteten Golfstrom als Grundstrom, dann drücken sich in den Mäandern des Golfstromes die überlagerten Störungen aus. Und diese wiederum sind so konfiguriert, daß sie Impuls (oder kinetische Energie) zur Mitte des (geglätteten) Golfstromes hin transportieren. Das ist ein denkbarer Grund dafür, daß sich der Golfstrom über so weite Strecken als konzentriertes Stromband zu ziehen vermag.

Nachdem von ozeanographischer Seite aus die Befunde der Meteorologen über makroturbulente Transporte kinetischer Energie bestätigt wurden, hat man sich in der Photosphäre, der Sonnen-„atmosphäre“, umgesehen. Das gleiche kann auch dort festgestellt werden. Die Rotation der Gasmassen variiert mit der heliographischen Breite, sie ist am größten am Sonnenäquator. Fragt man sich, wie dieses Maximum der Rotationsgeschwindigkeit zustande kommt und aufrecht erhalten wird, so muß man die auch in der Photosphäre vorhandenen makroturbulente Transporte in Betracht ziehen.

Diese lassen sich durch Auswertungen der täglich beobachteten Relativbewegungen der Sonnenflecken ermitteln. Auf beiden Hemisphären ist der makroturbulente Transport von (Dreh-)Impuls zum Sonnenäquator hin gerichtet; auch dort werden also die Gegensätze nicht abgebaut, sondern noch verstärkt. Wir haben es auch hier mit einem Phänomen der „negativen Viskosität“ zu tun, allerdings sind die Verhältnisse noch etwas komplizierter als hier dargestellt, da auch die Kräfte des Magnetfeldes noch beteiligt sind.

Man kann sogar noch einen Schritt weitergehen und sich den Haushalt an Rotationsmoment in einer spiralarmigen Galaxie ansehen. Das Rotationsmoment (oder der Drehimpuls) ist am stärksten im Bereich des Zentrums, die Spiralarme „hinken nach“ und haben dadurch die Tendenz sich „aufzuwickeln“. Das Maximum an Drehimpuls im zentralen Bereich kann erklärt werden durch Drehimpulstransporte von außen nach innen, die über einen gedachten Kreis um das Zentrum hinweggehen. Man kann sich vorstellen, daß für einen makroturbulenten Transport (in dem strömenden Medium, das man sich aus Sternen, Stäuben und Gasen bestehend vorstellen muß) die Neigung der Spiralarme gegenüber den Radien die gleiche Rolle spielt, wie die Neigung der Trogachsen gegenüber den Meridianen in der Erdatmosphäre. Zwar kann man die turbulenten Zusatzbewegungen in den Spiralarmen nicht beobachten, man kann sie aber aus der Massenverteilung berechnen. Und siehe da, der turbulente Transport von Drehimpuls geht tatsächlich von außen nach innen, also dahin, wo sowieso schon viel Drehimpuls steckt.

Alle diese Befunde hat V. STARR vom Meteorologischen Institut am M.I.T. in Cambridge/Mass. 1968 in dem Buch „Physics of negative viscosity phenomena“ zusammenhängend dargestellt. STARR selbst meinte noch, diese Phänomene hätten damit etwas zu tun, daß sie in rotierenden Systemen anzutreffen sind. Inzwischen weiß man: sie sind dadurch bedingt, daß die Strömungen nahezu zweidimensional sind. Jetzt erkennen Sie auch den Grund dafür, daß in der Tabelle des Abschnittes 5 das charakteristische Verhältnis von vertikaler zu horizontaler Erstreckung mit aufgenommen wurde. Schauen Sie nach! Für Zyklone und Antizyklone ist es mit 1 : 500 angegeben, für die langen oder planetarischen Wellen sogar 1 : 1000. Solche Gebilde kann man doch wirklich als nahezu zweidimensional bezeichnen. Nicht anders steht es mit den ozeanischen Strömungen, mit denen in der Sonnenphotosphäre und auch nicht anders mit den Galaxien; diese kennen wir als ganz flache linsenförmige Anhäufungen von Sternen, das charakteristische Verhältnis von vertikaler (senkrecht zur galaktischen Ebene) zu horizontaler Erstreckung ist etwa 1 : 20.

Inzwischen wurde es nun auch für die Hydrodynamiker interessant, sich mit der zweidimensionalen Turbulenz zu befassen. Es sind komplizierte theoretische Arbeiten erschienen, man hat aber auch numerische Integrationen durchgeführt, um ein zweidimensionales turbulentes Strömungsfeld zu simulieren. Und siehe da, es zeigte sich, daß bei zweidimensionaler Turbulenz kinetische Energie von kleineren Scales auf größere übertragen

wird, daß also Wirbel nicht in kleinere zerfallen, sondern sich umgekehrt zu größeren zusammenschließen. Am Ende eines solchen Prozesses steht natürlich der Grundstrom als der „größtmögliche Wirbel“, in ihn hinein wird die Turbulenzenergie gesteckt. Wir haben also keine Energiekaskade wie bei der Mikroturbulenz sondern eine Energieantikaskade.

Diese numerischen Simulationen zeigen eindeutig, daß die Antikaskade nichts mit dem Größenbereich zu tun hat; dies könnte man denken, weil z. B. in der Erdatmosphäre die betreffenden Turbulenzelemente 1000 km groß sind (oder in den Galaxien sogar Lichtjahre durchmessen). Nein, es ist die Zweidimensionalität der turbulenten Strömungen. Diese wird allerdings durch die sehr großen horizontalen Erstreckungen erzwungen, welche möglich sind, während die mögliche vertikale Erstreckung auf die Tropopausenhöhe (10—15 km) beschränkt bleibt.

Wollte man das Demonstrationsbeispiel der „Zahnpastakaskade“ im Abschnitt 9 auf eine „Zahnpasta-Antikaskade“ (für die Makroturbulenz) erweitern, müßten wir uns folgendes vorstellen: Ein großer europäischer Zahnpasta-Konzern, der in mehreren Ländern jeweils mehrere Produktionsstätten unterhält, will eine momentane Versorgungslücke auf dem amerikanischen Markt schließen; er organisiert hierzu einen Zahnpastatransport in großen Containern von jeder der Fabriken aus zu einem von drei Überseehäfen. In jedem dieser Häfen wird die Zahnpasta in ein großes Schiff verladen, sie ist jetzt bereits zu drei sehr großen Mengen zusammengefaßt (= planetarische Wellen?). Diese Mengen werden über den Atlantik transportiert, die drei aus verschiedenen Häfen kommenden Schiffe sollen in New York am selben Kai entladen und die gesamte Zahnpasta dort gelagert werden. — Soweit das Beispiel; die am Kai in New York gestapelten Zahnpastamengen entsprächen der kinetischen Energie des zonalen Grundstromes, des „größtmöglichen Wirbels“. Der nunmehr beginnende Verteilungsvorgang in Amerika paßt nicht mehr in das Beispiel, es wäre vielmehr ein solches wie das im Abschnitt 9, nämlich für eine regelrechte Energiekaskade.

Wohlgemerkt, was wir uns hier als „negative Viskositäts-Phänomene“ überlegt haben, gilt nur für die turbulenten Transporte von Impuls oder kinetischer Energie. Für den Transport der Wärme und des Wasserdampfes lösen Zyklone und Antizyklone als Turbulenzkörper ihre Aufgabe wie erwartet; sie schaffen die Wärme aus den Tropen in die mittleren Breiten und Polgegenden und operieren damit, wie sie es sollen, nämlich Gegensätze ausgleichend.

Aber manchmal, wenn auch relativ selten, findet man auch einen makroturbulenten Wärmetransport zum Warmluftgebiet hin. Dies beobachtet man in der unteren Stratosphäre, wo ja bereits ein umgekehrtes Temperaturgefälle herrscht mit kalter Stratosphäre am Äquator und wärmerer am Pol. Hier stellt sich bisweilen ein makroturbulenter Wärmetransport vom Äquator zum Pol hin ein, also dorthin, wo ohnehin schon die größere Wärme ist. Eine Erklärung hierfür scheint mir zu sein, daß sich die in der Troposphäre voll ausgebildeten Tur-

bulenzelemente (Zyklonen und Antizyklonen) mit ihrer für die Troposphäre richtigen Temperaturasymmetrie bis in die Stratosphäre durchsetzen. Womit sie in der Troposphäre einen Ausgleich des Temperaturgegensatzes zwischen Äquator und Pol bewerkstelligen oder zumindest anstreben, damit verstärken sie in der Stratosphäre den (umgekehrten) Temperaturgegensatz. Immerhin wären auch solche makroturbulenten Wärmetransporte in der Stratosphäre als Phänomene „negativer Viskosität“ anzusehen; allerdings spielt, wenn die vorstehende Erklärung richtig ist, die Zweidimensionalität hierbei keine Rolle.

1921 hatte A. DEFANT den Gedanken, Zyklonen und Antizyklonen als Turbulenzkörper im zonalen Grundstrom aufzufassen (etwas, das uns heute — gerade 50 Jahre später — völlig geläufig ist). Auf diese Makroturbulenz wendete er sodann den in der Mikroturbulenz nützlichen Gradientansatz (s. Abschnitt 10) an. Der Austauschkoefizient oder turbulente Diffusionskoefizient für diesen „Großaustausch“ wurde von DEFANT um 6 bis 7 Größenordnungen größer angegeben als der für die Mikroturbulenz gültige; aus dem Diagramm (Abb. 5.1.) wird uns das sofort verständlich, siehe die von links oben nach rechts unten verlaufenden punktierten Geraden für jeweils konstanten charakteristischen Austauschkoefizienten (turbulenten Diffusionskoefizienten). Man glaubte damals, daß man mit dem DEFANTschen Ansatz die Makroturbulenz in den Griff bekommen hätte. Heute, 50 Jahre später, nachdem es möglich

wurde, zirkumpolare Beobachtungen hinsichtlich der makroturbulenten Impulstransporte auszuwerten, wissen wir nun, daß der DEFANTsche Ansatz zumindest für die Impuls- und kinetischen Energietransporte nicht haltbar ist. Er ist es deshalb nicht, weil der Gradientansatz zwar auf dreidimensionale Turbulenz (und damit auf die atmosphärische Mikroturbulenz) anwendbar ist, die den molekularen Bewegungen ähnlich ist, nicht aber auf zweidimensionale Turbulenz. Ob für letztere überhaupt eine dem Gradientansatz entsprechende Gesetzmäßigkeit gefunden werden kann, steht noch dahin.

Wir dürfen dieses Kapital nicht abschließen, ohne uns die Frage vorzulegen, was denn nun mit all der kinetischen Energie (oder dem Impuls) des Grundstromes geschieht, welche durch ständige „asoziale“ makroturbulente Transporte angehäuft und immer mehr verstärkt wird. Diese Frage gehört in den Problembereich der allgemeinen Zirkulation der Erdatmosphäre, dem sicher ein spezielles Hauptthema eines späteren Heftes gewidmet werden wird. Hier sei nur soviel gesagt, daß ein Teil der Energie (und zwar der weitaus kleinere) durch Reibung verloren geht, also in Wärme, d. h. innere Energie umgewandelt wird. Das übrige wird in potentielle bzw. innere Energie des Grundzustandes umgesetzt, aus welcher dann durch barokline Entwicklungen neue Zyklonen als Turbulenzelemente entstehen. Jedenfalls verschwindet auf diese Weise immer wieder die antransportierte kinetische Energie; auch die Makroturbulenz ist dazu verurteilt, eine wahre Sisyphusarbeit zu leisten.

12 F. WEBER, Oberpfaffenhofen Was ist Clear-Air-Turbulenz (CAT), wo tritt sie auf? – Ergebnisse von Flugmessungen –

Seit etwa zwei Jahrzehnten wird dem Auftreten der Clear-Air-Turbulenz (CAT) sowohl von seiten der Luftfahrt als auch der Flugmeteorologie größte Aufmerksamkeit gewidmet. Flugsicherheit, Passagierkomfort und Wirtschaftlichkeit der einzelnen Flüge können in beträchtlichem Maße von der CAT beeinträchtigt werden. Auch der Flugzeugkonstrukteur muß die in diesen Turbulenzzonen zusätzlich auftretenden Vertikalbeschleunigungen und die sich daraus ergebenden Erhöhungen des Lastvielfachen in seinen Berechnungen berücksichtigen. Da die am Luftfahrzeug durch Böenstöße hervorgerufenen Zusatzbeschleunigungen proportional zur Eigengeschwindigkeit des Flugzeugs wachsen, gewinnt das Phänomen „Clear-Air-Turbulenz“ im Hinblick auf den bevorstehenden Einsatz von Überschallflugzeugen im Passagierverkehr sehr an Aktualität.

Wie der Name bereits aussagt, handelt es sich bei der Clear-Air-Turbulenz um Flugunruhe im wolkenfreien Raum. Allerdings gibt es letztlich noch keine international einheitliche Definition für CAT, da ihre physikalischen Ursachen noch nicht restlos geklärt sind. Teilweise ist es heute nach wie vor üblich, jedes Auftreten

von Flugunruhe außerhalb von Konvektionswolken und Gewittern oberhalb von 6000 m NN als CAT zu bezeichnen. In den Vereinigten Staaten ist man in den letzten Jahren dazu übergegangen, immer dann von Clear-Air-Turbulenz zu sprechen, wenn irgendwelche Turbulenz in der freien Atmosphäre außerhalb bzw. nicht in der Nachbarschaft sichtbarer konvektiver Aktivität Luft- und Raumfahrzeuge beeinflusst. Flugunruhe in Cirren und in Cirrostratus-Bewölkung wird ebenfalls als CAT gewertet.

Möglichkeiten der Entstehung von CAT

Die Entstehungsbedingungen der Clear-Air-Turbulenz im klassischen Sinne dürften in stabil geschichteten Zonen der Atmosphäre, verbunden mit starken vertikalen und horizontalen Windscherungen zu suchen sein. Die Praxis hat gezeigt, daß speziell im Bereich ausgeprägter Höhenkeile mit beträchtlicher Krümmung der Strombahnen, hoher Windgeschwindigkeit und starker horizontaler oder vertikaler Windscherung häufig mit schwerer Flugunruhe gerechnet werden muß. Vertikale Windscherung kann zur Ausbildung von Kelvin-Helmholtz-Wellen und somit zu Flugunruhe führen. Es läßt

sich zeigen, daß derartige Luftwogen Schwingungen um Gleichgewichtslagen an Grenzschichten mit Temperatur- bzw. Dichteänderungen (wie z. B. der Tropopause) bei entsprechendem vertikalen Windgradienten darstellen. Die Energie zur Erhaltung der Wellen wird der Luftströmung entnommen. Im Mittel liegen die Wellenlängen zwischen 400 und 500 m; als Extremwerte werden 40 und 2000 m genannt. Das entspricht annähernd den Größen der Turbulenzelemente beim Vorhandensein von Clear-Air-Turbulenz. Mäßige oder schwere CAT wird vielfach auch bei frontalen Aufgleitprozessen in der Atmosphäre in Verbindung mit Strahlströmen angetroffen. Ursache hierfür dürften die durch starke isobare Dichteunterschiede hervorgerufenen extremen vertikalen Windscherungen sein.

Schwerste Böigkeit ist außerdem im Bereich von Gebirgshindernissen beim Auftreten von Leewellen zu beobachten. Ihre Bildung setzt eine annähernd senkrecht zum Gebirge gerichtete Luftströmung mit einer Mindestgeschwindigkeit von ca. 10 m/s in Kammhöhe voraus. Außerdem ist eine stabile Schichtung der Luft oberhalb des Hindernisses, besser noch eine Inversion annähernd in Kammhöhe, und zunehmende Windgeschwindigkeit bis zur Tropopause notwendig. Die Anregung der Luftschwingungen geht vom Gebirgshindernis aus, die Energie zu ihrer Aufrechterhaltung wird der Luftströmung entnommen. Hier treten Vertikalbewegungen auf, wie sie sonst nur in Gewittern angetroffen werden. Das gilt auch für die sogenannten Rotoren, die sich häufig unterhalb der Wellenberge bilden. Rotoren sind Wirbel mit horizontaler Achse und besitzen eine zur Grundströmung entgegengesetzte Windrichtung. Bei ausreichender Feuchtigkeit lassen sich Wellen und Rotoren an ihren charakteristischen Wolkenformen (Ac lent, z. B. Moazagotl) erkennen. Die Leewellen sind vielfach in der Vertikalen geschichtet, und so werden gelegentlich Wellenstockwerke angetroffen, die bis zur Tropopause reichen können und noch darüber hinaus.

Flugunruhe braucht jedoch nicht Turbulenz im echten Sinne zu sein. Schneidet beispielsweise ein Luftfahrzeug einen Wellenzug in der Atmosphäre und paßt sich nicht der Strömung an (das hängt u. a. von der Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges und der jeweiligen Wellenlänge ab), so erfährt es positive und negative Vertikalbeschleunigungen. Die Auswirkungen auf das Flugzeug unterscheiden sich nicht von denen der echten Turbulenz. Die Meinungen gehen noch auseinander, inwieweit Flugunruhe durch echte Turbulenz oder durch Wellenbewegungen hervorgerufen wird. Es läßt sich jedoch theoretisch zeigen, daß Schwingungen der Luft bei bestimmten atmosphärischen Bedingungen leicht instabil werden und dadurch in eine echte turbulente Form übergehen können. So ist bei Wellenwolken gelegentlich ein „Überkämmen“ zu beobachten. Im Extremfalle kann es sogar zu einer Welle mit entgegengesetzter Phase an Ober- und Unterseite kommen.

Ergebnisse von Turbulenzuntersuchungen mit Flugzeugen

In Anbetracht der großen Bedeutung, die dem Auftreten der Clear-Air-Turbulenz insbesondere in der Luftfahrt

zukommt, befaßt sich das Institut für Physik der Atmosphäre der Deutschen Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) ebenfalls seit mehreren Jahren mit der praktischen Untersuchung dieser Erscheinung. Dabei hat es sich gezeigt, daß besonders das Flugzeug als Meßträger zur Erforschung der Turbulenz in der freien Atmosphäre erfolgversprechend eingesetzt werden kann.

Material und Bearbeitungsmethode

In der Zeit von April bis Oktober 1963 hat die Deutsche Lufthansa auf Veranlassung des Instituts für Physik der Atmosphäre mit einer planmäßigen Verkehrsmaschine vom Typ Boeing 707 auf ihrer Nordatlantikroute Flugregistrierungen zum Zweck der Erforschung der Clear-Air-Turbulenz durchgeführt. Bei insgesamt 95 Transozeanflügen wurden folgende atmosphärische Parameter analog aufgezeichnet:

Vertikalbeschleunigung, Lufttemperatur (Total Air Temperature und Static Air Temperature), Druckhöhe, Staudruck, Grundgeschwindigkeit, Driftwinkel und Kompaßkurs.

Aus diesen Registrierdaten lassen sich weiterhin der Wind nach Richtung und Stärke sowie die wahre Eigengeschwindigkeit des Flugzeuges bestimmen. Die Vertikalbeschleunigung stellt ein Maß für die Turbulenz dar. Auf diese Weise erhält man nach der NACA-Böenformel objektive Werte der Böenintensität. Bei der hingegen noch subjektiven Schätzung werden 3—5 Grade der Böenstärke unterschieden:

sehr leicht	=	wahrnehmbar
leicht	=	leicht unbehaglich
mäßig	=	Gehen im Flugzeug erschwert
schwer	=	lose Objekte werden bewegt
sehr schwer	=	Flugzeug gerät in unkontrollierbare Bewegungen.

Subjektive Schätzwerte und objektive durch Messung erhaltene Werte stehen bei einer Boeing 707 in folgender Beziehung zueinander:

Böenstärke (geschätzt)	Vertikalbeschleunigung	Vertikalgeschwindigkeit in den Böen
sehr leicht	0 bis $\pm 0,05$ g	0 — 1,5 m/s
leicht	$> 0,05$ bis $\pm 0,2$ g	$> 1,5$ — 6 m/s
mäßig	$> 0,2$ bis $\pm 0,4$ g	> 6 — 10 m/s
schwer	$> 0,4$ bis $\pm 1,0$ g	> 10 — 15 m/s
sehr schwer	$> 1,0$ g	> 15 m/s

Es sei noch erwähnt, daß ergänzend zu den Transatlantikflügen einige weitere DLH-Flüge ausgewertet wurden, bei denen im Bereich der Alpen schwere Flugunruhe angetroffen wurde sowie Turbulenzmeßflüge mit einer Lockheed T 33 über Süddeutschland.

Häufigkeit des Auftretens von Clear-Air-Turbulenz

Beim Transatlantik-Meßflugprogramm ergab sich bei einer Gesamtflugzeit von 612,5 Stunden (ausgenommen Steig- und Sinkflug) eine Flugzeit mit Turbulenz von 86,2 Stunden. Die folgende Tabelle enthält die Häufigkeit der Flugunruhe, unterteilt nach vier Stärkegraden.

Turbulenzgrad	Andauer	
	in Stunden	in %
sehr leicht	49,9	8,15
leicht	31,1	5,08
mäßig	5,0	0,81
schwer	0,2	0,03
	86,2	14,07

Der Anteil der schweren und mäßigen Turbulenz an der Gesamtflugzeit lag beträchtlich unter der bei anderen Forschungsprojekten ermittelten Turbulenzhäufigkeit. Die Ursache hierfür ist darin zu sehen, daß die Flüge nur im Sommerhalbjahr und nicht nur beim Auftreten von Strahlströmen, sondern bei allen vorkommenden Wetterlagen erfolgten. Außerdem ging aus den Registrierungen hervor, daß die Piloten bei den ersten Anzeichen von schwererer Turbulenz Ausweichmanöver durchführten. Die Häufigkeit der leichten Böigkeit mit 5,08% zeigt beste Übereinstimmung mit anderen über Europa und dem Mittelmeer gewonnenen Meßdaten. Der Böigkeitsgrad „sehr leicht“ wird infolge seiner geringen Bedeutung bei ausländischen Forschungsvorhaben häufig nicht erfaßt; infolgedessen ist auch die Gesamthäufigkeit der Turbulenzdauer nicht exakt mit den Werten anderer Autoren vergleichbar.

Horizontale und vertikale Ausdehnung der Turbulenzzonen

Bei unseren Untersuchungen über die horizontale Ausdehnung der Turbulenzzonen auf der Nordatlantikflugroute konnten wir feststellen, daß diese in 86% der Fälle unter 50 km lag und in 95% unter 100 km. 660 km war die größte Erstreckung einer Turbulenzzone in der Horizontalen.

In der Vertikalen besitzen die Turbulenzzonen im allgemeinen scharfe Grenzen. Bei einem über Süddeutschland durchgeführten Flugmeßprogramm lag die vertikale Mächtigkeit in 50% der Fälle unter 200 m, in 95% war sie geringer als 900 m. Diese statistischen Angaben über die horizontale und vertikale Ausdehnung von Turbulenzgebieten stimmen prinzipiell mit den in der Sowjetunion und über dem nordamerikanischen Kontinent gefundenen Werten überein.

Die synoptisch-aerologischen Bedingungen für das Auftreten von Clear-Air-Turbulenz

Die bei den Flugmessungen und -beobachtungen gewonnenen Daten wurden in Verbindung mit dem im Flugbereich zur Verfügung stehenden synoptischen und aerologischen Material ausgewertet. Hierbei ergaben sich eindeutige Hinweise auf typische meteorologische Situationen, bei denen bevorzugt schwere oder mäßige Turbulenz aufzutreten pflegt.

Stärkere Flugunruhe wurde in allen untersuchten Fällen nur im Bereich oder am Rande von Polarfront-Strahlströmen angetroffen. Als besonders turbulenzgefährdet erwiesen sich Höhenkeile mit beträchtlicher antizyklonaler Winddrehung. Hier kann Strömungsinstabilität durch eine entsprechend starke Krümmung der Strombahnen,

große horizontale Windscherung und relativ hohe Windgeschwindigkeiten entstehen. Solche Höhenkeile sind nun praktisch immer mit einer ausgeprägten Tropopauseinversion verbunden. Tritt hier noch zusätzlich eine entsprechend große vertikale Windscherung auf, so ist außerdem die Ausbildung von Kelvin-Helmholtz-Wellen zu erwarten. Ein später gegebenes Beispiel soll zur näheren Erläuterung dienen. Unsere Untersuchungen haben weiter gezeigt, daß ganz allgemein das Auftreten von mäßiger oder schwerer Turbulenz an das Vorhandensein von extrem hohen vertikalen Windscherungen gebunden ist. Derartig große Scherwerte treten offensichtlich gehäuft im Zusammenhang mit frontalen Störungen auf. Hier dürfte es besonders die Aufgleitzone im Warmfrontbereich sein, in der diese hohen Scherbeträge anzutreffen sind.

Schwere Flugunruhe wurde auch bei Flügen im Bereich der Alpen beim Vorhandensein von Strahlströmen beobachtet. Dabei trat heftigste Turbulenz einmal annähernd in Kammhöhe offensichtlich in der Rotorzone auf, zum anderen in der untersten Stratosphäre. In letzterem Falle dürfte es sich um Leewellen gehandelt haben, die vom Boden bis in große Höhen reichten und oberhalb der Tropopause besonders kräftig ausgeprägt waren.

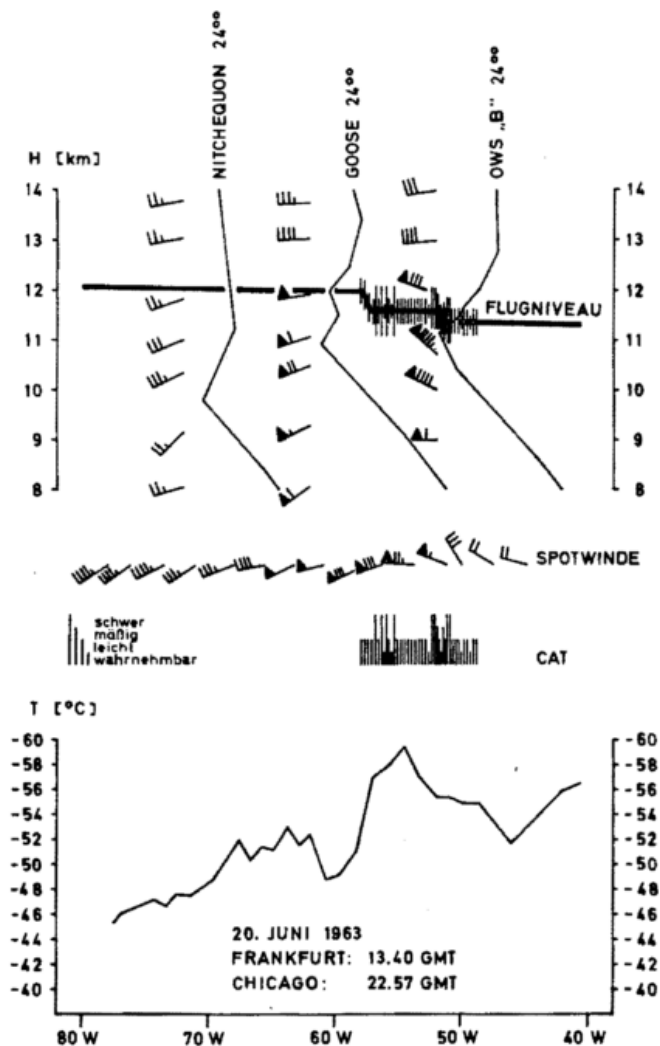


Abb. 12.1.

Beispiel: Schwere Flugunruhe im Bereich eines Höhenkeiles

Bei einem Flug von Frankfurt nach Chicago am 20. Juni 1963 wurde im Bereich eines Höhenkeiles, und zwar an dessen antizyklonaler Umbiegungsstelle, zum Teil schwere Flugunruhe beobachtet. An diesem Tag verlief eine Frontalzone, in der Jetstream-Geschwindigkeiten auftraten, von der nordamerikanischen Ostküste bis nach Mitteleuropa. Zwischen einem nordatlantischen Höhentrog, ausgehend von einem Tief südlich Islands, und einem Trog über Ost-Kanada erstreckte sich ein Höhenkeil von Neufundland bis Südgrönland. Die aerologischen Verhältnisse auf der Flugstrecke im Gebiet des Höhenkeiles sind aus der Abb. 12.1. ersichtlich. Im oberen Teil sind die im Flugbereich gelegenen Temperatur- und Windsondierungen dargestellt, darunter die aus Flugzeugmessungen bestimmten Spotwinde und im unteren Teil die an Bord gemessene Lufttemperatur. Die Radiosondierung vom Wetterschiff „B“ charakterisiert dabei die aerologische Situation im Bereich der antizyklonalen Umbiegungsstelle des Höhenkeiles, also im Gebiet der teilweise schweren Turbulenz. Turbulenz ist durch senkrechte Striche verdeutlicht. Es zeigt sich eine stark ausgeprägte Tropopauseninversion im Bereich des Höhenkeiles. Die vertikale Windscherung im Flugniveau beträgt rund 1 m/s/100 m; die Windgeschwindigkeit erreicht 80 kn. Außerdem erfolgt eine antizyklonale Drehung des Windes, die sowohl in den Radiosondierungen als auch in den Spotwinden zum Ausdruck kommt. Ein Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur annähernd in Flugrichtung ließ deutlich erkennen, daß

die schwere Böigkeit oberhalb der Tropopause in der sehr stabilen unteren Stratosphäre auftrat. Die Original-Bordregistrierungen zeigten rhythmische Variationen der „Total Air Temperature“ und des Staudruckes sowie entsprechende Änderungen der Vertikalbeschleunigung. Als Ursache für die hier beobachtete zum Teil schwere Flugunruhe können in Frage kommen:

1. Wellen (Kelvin-Helmholtz-Wellen) an der Tropopauseninversion
2. Trägheitslabilität

Aus den Flugzeug-Registrierungen läßt sich auf Wellenlängen in der Größenordnung von 1—2 km schließen. Trägheitslabilität ist dann zu erwarten, wenn die Vertikalkomponente der absoluten Vorticity negativ wird, wie theoretisch gezeigt werden kann. Für eine praktische Berechnung fehlen allerdings in unserem Fall infolge des weitmaschigen Radiosondennetzes ausreichend genaue Angaben über Krümmungsradius und horizontale Windscherung.

Schlußbemerkung

Die Untersuchungen über das Auftreten von Clear-Air-Turbulenz aufgrund von Flugmessungen haben eindeutig gezeigt, daß mäßige und schwere Flugunruhe nur bei ganz bestimmten meteorologischen Bedingungen angetroffen wird, und daß mit Hilfe des routinemäßig erstellten synoptischen und aerologischen Materials sowie einiger an Bord gewonnener meteorologischer Meßgrößen eine Lokalisierung und somit Vorhersage turbulenzgefährdeter Gebiete im Bereich von Polarfront-Strahlströmen möglich ist.

13 E. GRIMM, Darmstadt Turbulenz und Hochbau

Der Wind stellt hinsichtlich der mechanischen Beanspruchungen für viele Bauwerke die wesentlichste meteorologische Einflußgröße dar. Er tritt dabei einerseits als Größe auf, die auf das Bauwerk eine gleichmäßige Kraft ausübt, andererseits als Größe, die infolge ihrer zeitlichen Schwankungen Schwingungserscheinungen anregen kann. Im ersten Fall spricht man von einer statischen, im zweiten Fall von einer dynamischen Wirkung des Windes.

Seit dem Jahre 1879 (Einsturz der Eisenbahnbrücke über den Fluß Tay in Schottland infolge der statischen Wirkung des Windes) ist es in der Technik üblich, bei der Berechnung der Beanspruchung von Bauwerken den gleichmäßigen Winddruck zu berücksichtigen. Dazu wird i. a. so vorgegangen, daß durch am Bauwerkmodell ausgeführte Messungen im Windkanal das aerodynamische Verhalten des jeweiligen Bauwerks bestimmt wird und aus meteorologischen Daten die maximale mittlere Windgeschwindigkeit abgeschätzt wird. Das Produkt aus dem sog. aerodynamischen Beiwert und der kinetischen Energie des geschätzten maximalen

Windes ergibt die für die Berechnung der Bauwerksbeanspruchung herangezogene Winddruckkraft pro Flächeneinheit. Erst seit dem Jahre 1940 (Einsturz der Hängebrücke über die Tacoma Narrows in den USA infolge der dynamischen Wirkung des Windes) wird auch die dynamische Wirkung des Windes — also die Eigenschaft des Windes, ein Bauwerk zum Schwingen anzuregen — bei der Bestimmung der Windlast berücksichtigt. Jedoch sind alle bisher in Deutschland gebräuchlichen Berechnungsmethoden zur Ermittlung der Windwirkung unbefriedigend, denn man gibt sich in unrealistischer Weise den zeitlichen Verlauf der Windgeschwindigkeit vor und führt damit eine klassische Schwingungsuntersuchung durch.

Die Sicherheit und die Wirtschaftlichkeit windempfindlicher Bauwerke wie Hochhäuser, Radio- und Fernsehtürme, Überlandleitungen, Hängebrücken usw. sind entscheidend von den Annahmen über die Windstruktur abhängig. Vielfach werden die Abmessungen außergewöhnlicher Bauwerke durch die Windbeanspruchung bestimmt. Eine wirklichkeitsnahe Erfassung der Wind-

wirkung auf Bauwerke ist für den Konstrukteur von großem Interesse, besonders da eine Lösung des Problems hinsichtlich der Ausnutzung derzeitiger Baumaterialien und des Trends zu immer leichter Bauweise von volkswirtschaftlicher Bedeutung ist.

Die Fluktuation des Windes kann als ein „Zufallsprozeß“ d. h. als eine Folge zufälliger, von einander unabhängiger Schwankungen angesehen werden, und es ist daher sinnvoll und das derzeitige Bestreben im Bauwesen, die Windwirkung auf Bauwerke mit den Mitteln der Statistik zu erfassen. Später wird eine von DAVENPORT vorgeschlagene stochastische Betrachtungsweise kurz beschrieben. Zunächst sollen durch einfache Überlegungen zur Wirkung der Turbulenz des Windes auf Bauwerke für den Bauingenieur wichtige Kenngrößen der atmosphärischen Turbulenz, sog. Biegekeitskenngrößen, aufgezeigt werden.

Alle Bauwerke sind schwingungsfähige Gebilde. Ihre Masse, ihre Eigenfrequenz und ihr Dämpfungsverhalten bestimmen bei vorgegebenem zeitlichen Verlauf der Windkraft (Erregerfunktion) den zeitlichen Verlauf der Schwingung, sofern vereinfachend angenommen wird, daß der Schwinger ein einfaches, lineares dynamisches System ist. In den Abbildungen 13.2B. — 13.2E. wird dargestellt, wie Strukturen unterschiedlicher Eigenfrequenz und Dämpfung auf die gleiche Windkraft (Abb. 13.2A.), die im Zentrum eines als starr anzusehenden

Brettes gemessen wurde, reagieren; Abb. 13.2F. zeigt diejenige Windkraft, die aus dem ungestörten Windfeld ermittelt wurde. Der zeitliche Verlauf der Windkraft, also die Erregerfunktion, kann nicht vorhergesagt werden, da — wie bereits erwähnt wurde — die Fluktuation des Windes als „Zufallsprozeß“ anzusehen ist. Jedoch können für das Schwingungsverhalten wesentliche Biegekeitskenngrößen angegeben werden, wenn man die zwei verschiedenen im folgenden dargestellten Prozesse betrachtet, die zu Schwingungen eines Bauwerks führen können. Am häufigsten wird die Auslenkung eines Bauwerks aus der Ruhelage durch die Wirkung einer einmaligen Böe angetroffen. Als Böe wird die rasche Zunahme der Windgeschwindigkeit von geringen Werten auf hohe Werte und der ebenso rasche Rückgang auf geringe Werte bezeichnet. Die Schwingung des Bauwerks ist umso größer, je stärker der Wind ist. Bei gleicher maximaler Windgeschwindigkeit ist die das Ausmaß der Schwingung entscheidende erste Auslenkung umso größer, je mehr Energie vom Bauwerk aufgenommen wird. Die Energieaufnahme hängt von der zeitlichen (und räumlichen) Änderung der Windgeschwindigkeit ab und damit also von der Böenform. Weiterhin ist es möglich, daß die Fluktuationen des Windes etwa mit der Eigenfrequenz des Bauwerks erfolgen und dadurch infolge der Resonanz im Bauwerk Schwingungen angeregt werden. Hierbei können bereits

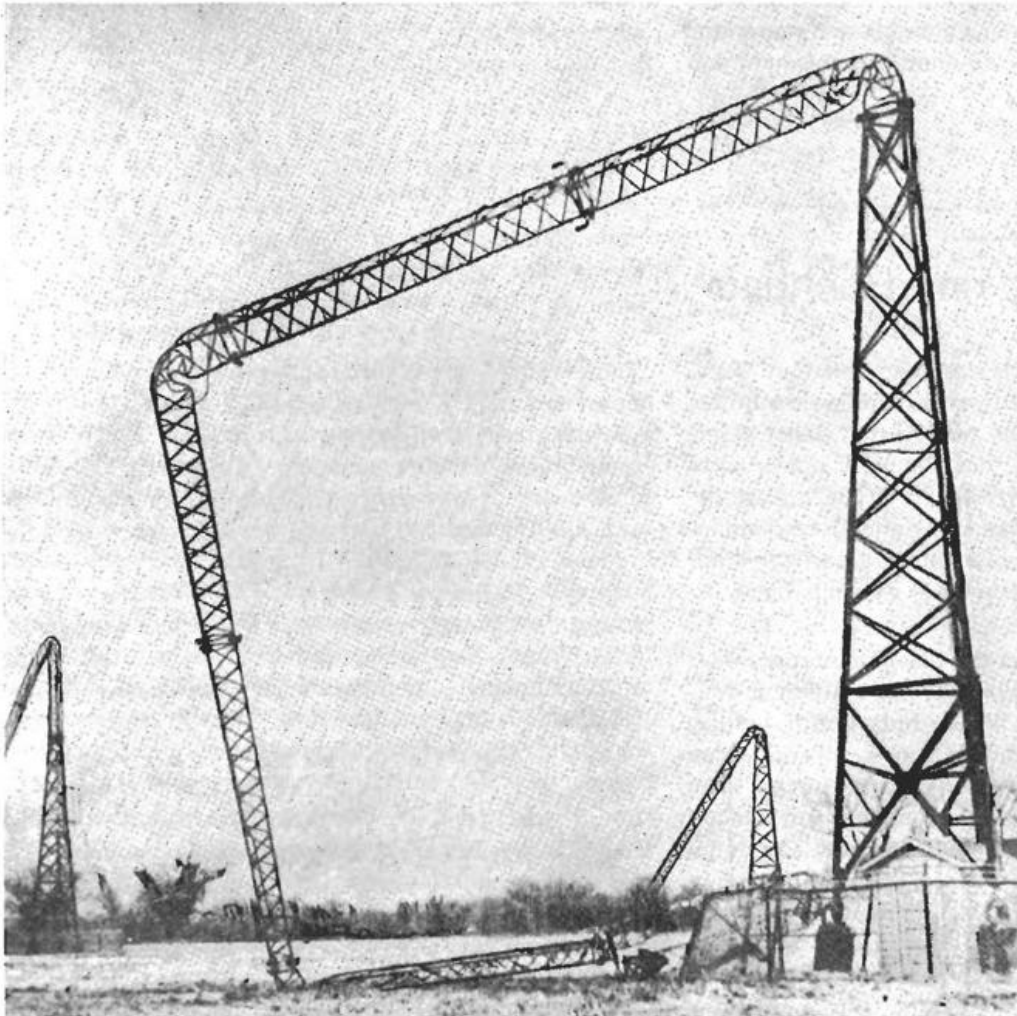


Abb. 13.1.
Durch Zusammenwirken von hoher Windgeschwindigkeit und Vereisung zerstörte Radio- und Fernsichttürme.
(Foto: Chicago Tribune)

geringe Windgeschwindigkeiten beträchtliche Schwingungen erzeugen. Die stärkste Beanspruchung von Bauwerken ist immer dann zu erwarten, wenn beide Anregungsvorgänge zusammenfallen. Erfahrungsgemäß erfolgen die Schwingungen in beiden Fällen mit der Eigenfrequenz des Bauwerks. Nach dem Dargestellten kann aus Angaben über die Böenstärke, die Andauer einer Böe und die Länge der Pause bis zur nächsten Böe die Intensität der vom Wind angeregten Schwingungen eines Bauwerks abgeschätzt werden. Es ist daher wünschenswert und das Ziel vieler Untersuchungen zur Fluktuation des Windes, die Abhängigkeit derartiger Bögigkeitskenngrößen von leicht erfaßbaren Parametern aufzufinden. In der Literatur findet man zwei verschiedene Verfahren, nach denen der Zusammenhang zwischen Bögigkeitskenngrößen und großräumigen Parametern erhalten werden kann. Einmal können mit den Mitteln der Theorie der Zufallsprozesse Bögigkeitskenngrößen auf das Turbulenzspektrum zurückgeführt werden. Eine Lösung des Problems liegt hierbei jedoch erst dann vor, wenn das Turbulenzspektrum parametrisiert ist, d. h., wenn eine Beschreibung der spektralen Dichte der Turbulenzenergie mit Hilfe leicht erfaßbarer (z. B. synoptischer) Parameter gegeben ist. Zum anderen kann die Abhängigkeit der Bögigkeitskenngrößen von großräumigen Parametern auf direktem Wege durch entsprechende statistische Auswertung vieler Fluktuationsmeßreihen erhalten werden. In den Abbildungen 13.3B. bis 13.3D. sind Ergebnisse einer derartigen Auswertung von Fluktuationsmeßreihen dargestellt. Als Böen wurden jeweils diejenigen absoluten Geschwindigkeitsfluktuationen bezeichnet, die um mehr als einen bestimmten Prozentsatz (Parameter ist der sog. Schwellenwert) von der mittleren Windgeschwindigkeit abweichen. Die dargestellten Größen sind Mittelwerte über ein größeres Kollektiv von Zeitreihen; ihre Bestimmung aus den Zeitreihen der Windgeschwindigkeit und damit ihre Definition ist im einzelnen der Abb. 13.3A. zu entnehmen. Erwartungsgemäß zeigen die Darstellungen in Abb. 13.3B., daß mit zunehmendem Schwellenwert sowohl die mittlere Böenstärke als auch die mittlere Andauer einer Böe abnehmen, wohingegen die mittlere Pause bis zur nächsten Böe zunimmt. Die mittlere Böenstärke verringert sich mit zunehmender Höhe, die mittlere Andauer einer Böe und die mittlere Länge der Pause bis zur nächsten Böe vergrößern sich mit zunehmender Höhe. Weitere Einflußgrößen sind die mittlere Windgeschwindigkeit, die thermische Schichtung und die Rauigkeit des Untergrundes sowie die durch das Meßgerät bedingte Integrationszeit über die Windgeschwindigkeit und die Zeitdauer der Windgeschwindigkeitsregistrierung. Auswertungen hinsichtlich dieser Parameter haben ergeben:

- Die mittlere Böenstärke nimmt zu, wenn
- die mittlere Windgeschwindigkeit abnimmt,
 - die thermische Schichtung labiler bzw. weniger stabil wird,
 - die Rauigkeit des Untergrundes zunimmt,
 - die Integrationszeit (Dämpfung des Meßgerätes) abnimmt,

— die Zeitdauer der Registrierung, bei Anwendung also der zulässige Zeitraum zunimmt.

Die mittlere Andauer einer Böe nimmt zu, wenn

- die thermische Schichtung labiler bzw. weniger stabil wird,
- die Rauigkeit des Untergrundes zunimmt,

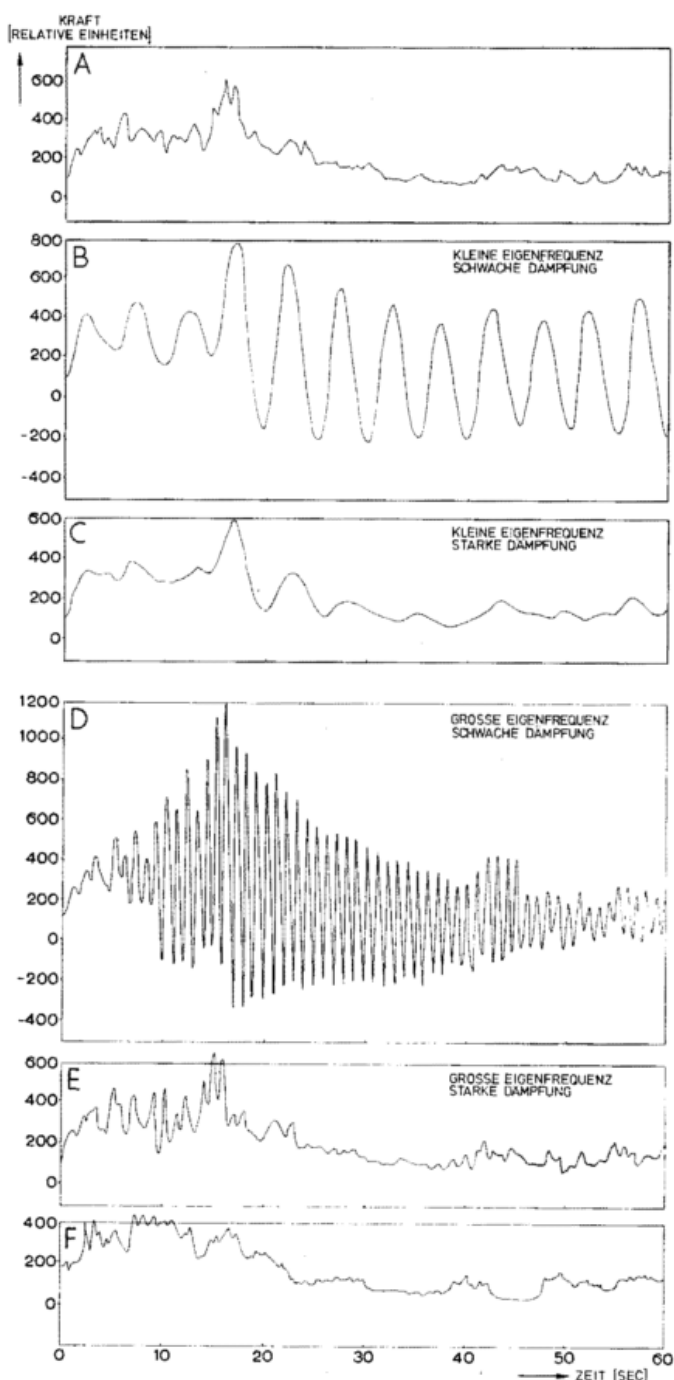


Abb. 13.2. A—F

A: Windkraft, gemessen in 3,66 m Höhe im Zentrum einer starren, senkrecht zum mittleren Windvektor orientierten Platte.

B—E: Reaktion von Strukturen mit unterschiedlichen Eigenfrequenzen und Dämpfungseigenschaften auf die in A dargestellte Windkraft.

F: Aus Windgeschwindigkeitsmessungen in 3,66 m Höhe im ungestörten Störungfeld berechnete Windkraft.

(Nach DAVENPORT)

— die Integrationszeit zunimmt.

Die mittlere Länge der Pause bis zur nächsten Böe nimmt zu, wenn

— die thermische Schichtung stabiler bzw. weniger labil wird,

— die Integrationszeit zunimmt.

Für den Bauingenieur sind derartige Ergebnisse erst von Nutzen, wenn es gelingt, statistisch ausreichend gesicherte Abhängigkeiten zwischen Bögigkeitskenngrößen und leicht erfassbaren Parametern anzugeben. Durch eine analytische Beschreibung solcher Ergebnisse könnten dann z. B. für jede vorgegebene Parameterkombination die zugehörigen Bögigkeitskenngrößen abgeschätzt werden.

Zum Schluß soll noch — wie zuvor schon angedeutet wurde — ein von DAVENPORT vorgeschlagener Weg zur Ermittlung der Windwirkung auf Bauwerke kurz dargestellt werden. DAVENPORT zeigt, daß aus der spektralen Dichte der Geschwindigkeitsfluktuationen, der mittleren Windgeschwindigkeit und dem aerodynamischen Verhalten des jeweiligen Bauwerks auf die spektrale Dichte der Schwankungen des Strömungsdrucks geschlossen werden kann. Aus der Verteilung des Strömungsdrucks bestimmt er die Extremwerte des Drucks und damit die für den Bauingenieur wesentlichen Größen. Für die mittlere Windgeschwindigkeit (Stundenmittel) wird mit statistischen Mitteln derjenige Wert geschätzt, der in einer vorgegebenen Anzahl von Jahren einmal erreicht bzw. überschritten wird. Die dazu benötigten Parameter werden aus meteorologischen Daten ermittelt.

Es ist wünschenswert und nach dem Dargestellten sinnvoll, daß durch ein gemeinsames Bemühen von Bau-

ingenieuren, Aerodynamikern und Meteorologen eine wirklichkeitsnahe Beschreibung der Windwirkung auf Bauwerke erhalten wird.

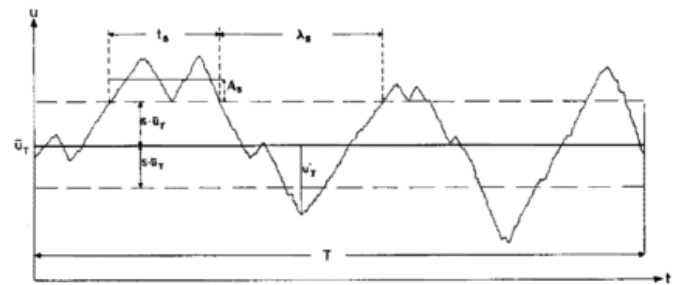


Abb. 13.3, A

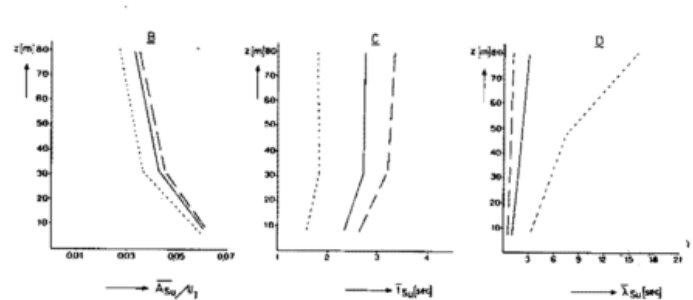


Abb. 13.3, B—D

Schematische Darstellung zur Bestimmung von Bögigkeitskenngrößen aus „Zeitreihen“ (Registrierungen) der Geschwindigkeit. Mittlere Böenstärke ($A_{B0}/11_T$) mittlere Andauer einer Böe (t_{B0}) und mittlere Länge der Pause bis zur nächsten Böe (λ_{B0}) für die longitudinale Komponente der Windgeschwindigkeit (u) bei drei Schwellenwerten (— $s = 0,05$, — $s = 0,1$, - - - $s = 0,2$) in Abhängigkeit von der Höhe (z).

(Nach PLATOW)

14 Und wo findet man mehr?

Als Lehrbuch über Turbulenz allgemein ist zu empfehlen:

J. O. HINZE:

Turbulence. An introduction to its mechanism and theory. New York: McGraw-Hill 1959. IX, 586 S.

Ein Buch, welches sich auf die atmosphärische Turbulenz beschränkt:

J. L. LUMLEY; H. A. PANOFSKY:

The structure of atmospheric turbulence. New York: Interscience Publishers 1964. VII, 239 S.

Sodann findet man einige Übersichtsartikel in:

Radio-Science Vol. 4 (1969), No. 12.

Zu Abschnitt 11 ist die Monographie zu nennen:

V. P. STARR:

Physics of negative viscosity phenomena. New York: McGraw-Hill 1968. XV, 256 S.

Literatur über CAT findet man im Forschungsbericht:

F. WEBER:

Die synoptisch-aerologischen Bedingungen für das Auftreten von CAT.

Deutsche Luft- und Raumfahrt, Forschungsbericht 70-29 (1970).

Zum Abschnitt 13 die beiden Tagungsberichte:

Wind effects on buildings and structures.

London: Her Maj. Stat. Office 1965,

Wind effects on buildings and structures.

Toronto: University of Toronto Press 1968

sowie das Buch

G. KONIG; K. ZILCH:

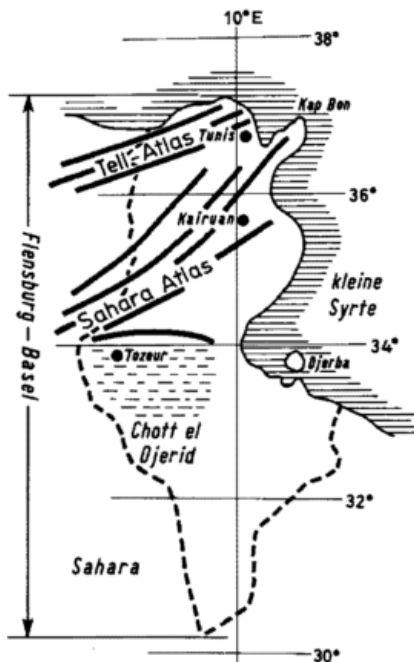
Ein Beitrag zur Berechnung von Bauwerken in böigem Wind.

Berlin, München, Düsseldorf: Verlag Wilh. Ernst + Sohn 1970.

Blick nach Draußen

In dieser Spalte sollen in zwangloser Folge Aufsätze erscheinen über fremde Wetterdienste, ausländische Institute, Beobachtungsstationen, meteorologische Probleme anderer Länder. Der Verfasser des nachstehenden ersten Berichts war 1968 in Tunesien als Sachverständiger tätig.

Der Wetterdienst in Tunesien



Niemand wird heute noch die Tatsache bezweifeln, daß öffentliche Wetterdienste überall in der Welt notwendig sind.

Die Mittel, die vom jeweiligen Staatshaushalt für den öffentlichen Wetterdienst eingesetzt werden müssen, stehen leider nicht in einem so einfachen Verhältnis zur Bevölkerungsdichte wie bei Verkehr, Post, Erziehung usw. Um Wetter- und Klimainformationen zu geben, braucht man in einem dünn besiedelten Land mit geringer Wirtschaftskraft annähernd den gleichen Apparat wie in einem reichen, dicht besiedelten Land.

Nur mit fremder Hilfe können auch in finanziell schwächeren Staaten ausreichende personelle und technische Mittel für einen Wetterdienst bereitgestellt werden. Gerade die Hilfe bei Einrichtung und Verbesserung des Wetterdienstes, wo auch immer, dient auch dem Helfer. Besonders kostspielige Einrichtungen sollten dabei Zentralen vorbehalten bleiben, die verpflichtet wären, regionale Dienste mit ausgewerteten Unterlagen und Vorhersagen der Großwetterlage zu beliefern, was heute technisch kaum noch Schwierigkeiten macht. Nationale Aufgabe bleibt

die Sorge für ein einwandfreies synoptisches Beobachtungsnetz und für Sondernetze, die den meteorologischen und geographischen Gegebenheiten des Landes jeweils angepaßt sind. Mit Hilfe des so gewonnenen Materials soll der Meteorologe studieren, wie die gelieferte Großwetterlage und Vorhersage der Entwicklung für die lokale Wettervorhersage modifiziert werden muß. Zur Erzielung eines möglichst großen Nutzeffektes bei diesem Prinzip sollte ein viel häufigerer Austausch „au pair“ von Meteorologen auf internationaler Ebene stattfinden.

Was würde z. B. einen deutschen Meteorologen, dessen Hauptaufgabe die Wettervorhersage ist, erwarten, wenn er zur Dienstleistung nach Tunesien versetzt würde?

Das Land

Tunesien war seit 1881 französisches Protektorat (daher z. T. meteorologische Beobachtungsreihen von mehreren Jahrzehnten). 1956 unabhängig. Es ist das kleinste der zwischen Sahara und Mittelmeer liegenden nordafrikanischen Länder. Sein Territorium umfaßt etwas mehr als die Hälfte der Größe der Bundesrepublik Deutschland. Die Bevölkerungszahl beträgt weniger als $\frac{1}{10}$ der der BRD. 75% davon wohnen in der nördlichen, fruchtbaren Region, 20% davon allein in der Hauptstadt Tunis.

In der folgenden kleinen Tabelle wird die im tunesischen meteorologischen

Dienst übliche Zoneneinteilung wiedergegeben. (Tab. 1)

Die größte Entfernung von N nach S entspricht der Entfernung Flensburg—Basel.

Die Wirtschaft

Tunesien ist in der Hauptsache ein Agrarstaat. 80% der Bevölkerung leben von der Landwirtschaft. $\frac{2}{3}$ der Gesamtfläche sind in irgendeiner Form landwirtschaftlich nutzbar (45% unterm Pflug).

1 Mio ha sind mit Wald bedeckt. Neben Aleppokiefern gibt es i. N. vor allem Korkeichen.

Die Viehwirtschaft wird im ganzen Land, außer in den Wüstengebieten, in mehr oder weniger großem Umfang betrieben. Besonders wichtig für die Versorgung der Bevölkerung mit Fleisch und Wolle sind die Schafe, die auch in Steppen und ariden Gebieten noch Futter finden. Auch die Viehwirtschaft ist natürlich sehr wetterabhängig. Der Fischfang nimmt zu. Im Winter kann die Fischerei gefährlich sein und muß wettermäßig betreut werden.

Größere wirtschaftliche Bedeutung gewinnt der Fremdenverkehr. 2 Flugstunden von Frankfurt beginnt der 1200 km lange tunesische Meeresstrand, der ein Dorado im Vergleich zu den überfüllten italienischen Stränden ist. Auch der Winter ist in Tunesien Reisezeit. Die Beratungsaufgabe nimmt damit für den Wetterdienst zu. (Nicht immer herrscht Reiseprospektwetter!)

Wetter und Klima

Wegen seiner Lage in der subtropischen Hochdruckzone gibt es in Tunesien im Sommer praktisch keinen Niederschlag. Bis weit über 40 Grad können die Temperaturen ansteigen. Überhitzungen werden durch Staubstürme und Schirokko ausgeglichen. Es muß künstlich bewässert werden, wenn noch etwas wachsen soll. (Vielfach hoher Salzgehalt bei Brunnen, Flüssen

Tabelle 1
Meteorologische Zonen

Zone	Bezeichnung	Geographische Lage und Eigenschaft
I	Tell Septentrional	Nördl. Küstenbereich, gebirgig
II	Tell Occidental	Gebirgsland im Innern
III	Tell Oriental	Ostliche Gebirgsausläufer und Küstenebene
IV	Cap Bon	Halbinsel, hügelig
V	le Sahel	Ostlicher Küstenbereich, flach
VI	les Steppes	Steppe, z. T. gebirgig
VII	le Sud	Arid, ziemlich flach
VIII	l'extreme Sud	Teil der Sahara, wüstenhaft

und Stauseen.) In der kühleren Jahreszeit gibt es leider keine pünktliche Regenzeit von gleichbleibender Ergiebigkeit. Wetter und Niederschläge können zeitlich und räumlich sehr unterschiedlich sein. Kaltluftvorstöße aus dem Norden fransen über den Nordafrikanischen Ländern aus und plazieren ihre Kaltlufttropfen ohne System über den noch relativ warmen Bodenschichten. Es kann zu Gewitter und Starkregen mit Hagel kommen. Ungeheure Wassermengen können in kurzer Zeit fallen. Sie werden von den spärlich bewachsenen, verkrusteten Böden im mittleren Tunesien nicht aufgenommen und füllen rasch die sonst trockenen Flußtäler. Diese laufen über, gewaltige Überschwemmungen und Erosionen sind die Folge. Es gibt Städte, die wegen dieser Gefahr richtiggehend eingedeicht sind (z. B. Kairuan). Auch die Gliederung des Geländes durch die in Tunesien auslaufenden Gebirge des Sahara- und Tellatlas bedingt bei Richtungsänderungen des Regengebietes ganz unterschiedliche Beregnung. Im Gebirge (über 1000 m) kann es auch Schnee geben. Kühle Nächte, die für Pflanzungen reichlich Tau bringen, sind sehr willkommen, sie können aber auch recht schädlichen Bodenfrost bringen. 10—20% Ernteauffälle können witterungsbedingt sein. Hier gibt es noch ein weites Feld für die Meteorologen, Unterlagen für die richtigen Anbaugelände, Pflanzenschutz, Anbauzeiten und schließlich auch für die Wahl des richtigen Pflanzgutes, zu beschaffen. Eine stärkere Zusammenarbeit zwischen den Meteorologen, Hydrologen und Agronomen erscheint noch notwendig. (Anfänge hierfür durch die Arbeit von D. BÄTJER vom Deutschen Wetterdienst.)

Wetterdienstorganisation

Welche Wetterdienstorganisation trifft nun unser deutscher Meteorologe, der zur Dienstleistung nach Tunesien versetzt ist, an? Er findet eigentlich alle Unterlagen, Hilfskräfte und sonstigen organisatorischen Einrichtungen vor, die er normalerweise für seine Arbeit benötigt. Er wird es vielleicht sogar als angenehm empfinden, daß es keine Informationsüberflutung gibt. Dies erleichtert den Entschluß zu einer klaren Aussage.

Die Landessprache ist arabisch, daneben wird von den meisten, die eine Schule besucht haben, französisch gesprochen, das nicht als Fremdsprache betrachtet wird. Mit Meteorologenengisch kommt man zwar beim Wetterdienst, aber sonst nicht durch.

Im Flugwetterdienst wird es unser deutscher Meteorologe gegenüber seinen tunesischen Kollegen relativ leicht haben, da er die Tücken des Flug- und Landewetters der gemäßigten Zonen aus eigener Erfahrung kennt. Die neuen Kollegen werden aus dieser Erfahrung großen Gewinn ziehen. Für die Regionalvorhersage des nordafrikanischen Wetters aber fehlt ihm jede Erfahrung. Bis er den richtigen Blick für die Schwerpunkte in der Entwicklung hat, den nur die Erfahrung vermitteln kann, hat er reichlich Gelegenheit, auch hier die reizvolle Spannung der Unsicherheit bei der meteorologischen Arbeit zu genießen.

Die offizielle Bezeichnung des Dienstes ist „Service de la Meteorologie Nationale“. Er ist der Abteilung Verkehrswesen „Secretariat d'Etat aux Travaux Publics et à L'Habit“, „Direction des Transports“, etwa entsprechend unserer obersten Verkehrsbehörde unterstellt. Der Direktor ist Vertreter seines Dienstes auf internationaler Ebene und war in dieser Eigenschaft auch Mitglied des Exekutiv-Ausschusses der WMO in Genf.

Der Kontakt mit dem Neuesten in unserer „Branche“ — erstaunlicherweise reicht das Interesse dafür bis in die mittlere Sparte des Dienstes — ist also immer gegeben.

Leiter des Dienstes ist z. Z. M. MONCEF AYADI, der kürzlich vom „Ingenieur Prinzipal“ zum „Ingenieur en Chef“ befördert wurde. Eine Anerkennung des Staates für die interne wirtschaftliche und international verbindende Bedeutung des Wetterdienstes und für die wissenschaftliche und organisatorische Leistung des leitenden Meteorologen kommt darin zum Ausdruck.

15 in Frankreich voll ausgebildete Meteorologen (Ingenieur des Travaux de l'Etat) stehen dem Leiter zur Seite. Sie werden von ca. 80 Technikern (Adjoints Techniques) unterstützt, die in Tunesien an der Schule für zivile Luftfahrt und Meteorologie (Ecole Regionale de L'Aviation civile et de la Météorologie) ausgebildet werden. Die Techniker haben z. T. sehr profunde Kenntnisse und können mit unseren Wetterberatern verglichen werden. Man betrachtet hier das Verhältnis Meteorologe—Wetterberater pragmatischer. Man fragt weniger, was einer gelernt hat, sondern ob er das kann. Die Grenzen sind verwischt und werden erst da klar erkennbar, wo die Anwendung bekannter Regeln und die Erfahrung zur Lösung der Aufgabe nicht mehr ausreichen und erst die Kombination des Wissens aus verschiedenen

Disziplinen zu neuen, besseren Erkenntnissen führt. Manche Techniker streben danach, ihre Ausbildung durch ein Studium (wegen der Sprache in Frankreich) fortzusetzen.

Zu den meteorologischen Kräften kommen noch ca. 100 Hilfskräfte: Mechaniker, Tischler, Schlosser, Fahrer, Schreibkräfte etc. Erfrischend ist das arabische Selbstbewußtsein jedes Mitarbeiters an seinem Platz. Die dabei aber jederzeit gezeigte Hilfsbereitschaft läßt unseren versetzten Meteorologen auch in Tunesien eine Art Wetterdienstfamilie finden, in der er sich wohlfühlen kann.

Ständige Einrichtungen für Zwecke des Wetterdienstes

Die oben schon erwähnte Schule mit den Abteilungen zivile Luftfahrt und Meteorologie (Wetterdienstschule) besteht als selbständige Einrichtung neben dem Wetterdienst. Die mit Hilfe der UNO eingerichtete Schule besteht seit über 10 Jahren und hat in dieser Zeit ca. 200 WD-Techniker ausgebildet. Die Kombination Luftfahrt und Wetterdienst ist glücklich für die spätere Praxis. Tab. 2 zeigt das Ausbildungsprogramm.

Tabelle 2
2-Jahresprogramm
der Techniker Ausbildung

Unterrichtsfach	Unterrichtsstunden
1. Météorologie générale	84
2. Instruments	75
3. Aérologie	44
4. Frontologie	18
5. Météorologie Aéronautique	18
6. Code	30
7. Nuages	10
8. Document	32
9. Pointage et tracé de cartes	88
10. Transmission	20
11. Climatologie	20
12. Météorologie Agricole	12
13. Géographie	10
14. Eléments de navigation aérienne	10
15. Electricité	20
16. Sport	48
17. Tests	26
	Summe 565

Wenige km östlich vom Flughafen, auf einem Berggipfel am Meer in Sidi-bou-Said sind in einem wetterdiensteigenen Gebäude das vom Leiter des Dienstes besonders geförderte Strahlungsobservatorium und jetzt auch eine Erdbebenwarte untergebracht. Die Leitung des Wetterdienstes einschließlich der Verwaltung und aller Fachabteilungen

war bisher am Flughafen Tunis-Carthage untergebracht. Der Flughafen liegt zwischen der Hauptstadt Tunis und dem am Meer gelegenen Zentrum des alten Karthago.

Fast alle fachlichen Bereiche, wie wir sie auch von den Abteilungen und Referaten unseres Dienstes kennen, finden wir hier verstreut in nicht immer ausreichenden Räumen. Es sind dies: Bureau Prévision Générale (Analysenzentrale, Wetterkarten, Vorhersagen, Berichte usw.), Bureau Protection Aéronautique (Flugwetterdienst), Forschung, Klima, Agrarmeteorologie, internationale Beziehungen, Instrumente, Aerologie, Stationsnetz u. a. kleinere Sparten.

Die verschiedenen Referate werden von Meteorologen geleitet, die Hälfte der vorhandenen Meteorologen aber ist im synoptischen Dienst tätig. Außer diesen Einrichtungen befinden sich am Flughafen die synoptische Station Tunis und die Radiosondestation. Die zweite Radiosondestation befindet sich im Süden in Tozeur (am Chott Djerid). Eine dritte Station ist auf der Insel Djerba geplant. Nicht ausdrücklich hervorgehoben ist der Fernmeldedienst, ferner fehlt als Begriff und Funktion das regionale Wetteramt. Die Erweiterung der Organisation in dieser Richtung ist bei der Ausdehnung des Landes aber notwendig und geplant. Auch die Errichtung eines Zentralamtes und eines ausreichenden Instrumentenamtes wird erwogen. Ein Teil der hier aufgezählten Einrichtungen ist nach neuesten Berichten inzwischen in geeignete Räume in die Stadt verlegt worden. Wenn ein deutscher Meteorologe in Tunis arbeitet, wird es für ihn tröstlich sein, daß er per Bildübertragung Unterlagen für seine Arbeit laufend vom Zentralamt Offenbach bekommen kann. Der Empfang dieser Ausstrahlungen (Gerät: Mufax) ist besonders auf der Flugwetterwarte der Insel Djerba (Touristenzentrum) ausgezeichnet.

Das Stationsnetz

Die Kategorien der Beobachtungsstationen sind die üblichen, und die Ausrüstung ist standardisiert. Das Netz besteht aus synoptischen Stationen, Klimastationen (1. und 2. Ordnung), agrarmeteorologischen Stationen, Niederschlagsmeßstellen und — in diesem Lande wichtig — Verdunstungsmeßstellen.

Die Verteilung der Stationen, wie sie LAMBOR (WOM) 1966, L. WEICKMANN (DWD) 1967 und der Verfasser 1968 vorgefunden haben, zeigt Tab. 3. Mit dem Leiter des tunesischen Dienstes waren sich alle Experten darüber

Tabelle 3
Verteilung der Beobachtungsstationen

Zone	Anzahl der bestehenden Beobachtungsstationen			Gruppierung und Größe der Zonen	km ² pro Station	
	Synop (S)	Klima (K)	Niedersch. (N)		S+K	N
I	1	9	53			
II	1	11	74	Gebirgig		
III	1	22	72	ca.	880	150
IV	—	3	48	50 000 km ²		
VI	1	8	87			
V	1	11	83	Flach ca. 10 000 km ²	830	120
VII	4	9	52	Semi-arid ca. 25 000 km ²	1900	480
VIII	1	4	15	Arid ca. 79 000 km ²	16 000	5300

einig, daß für die Erfassung spezieller Witterungsabläufe im Lande selbst, deren Auswirkungen nützlich, aber auch verheerend sein können, das Beobachtungsnetz erweitert werden müsse. Der tunesische Staat ist aber nicht reich und bedarf hierfür der Hilfe von außen. Die BRD hat mit einem bilateralen Projekt, das fortgesetzt wird, 1968 einen guten Anfang gemacht. Erwähnt sei hier u. a. die Einrichtung einer nur einmal im Monat zu bedienenden Registrierstation (Temperatur, rel. Feuchtigkeit, Wind) in einem bisher meteorologisch nicht vermessenen Gebiet (Salzsee Chott Djerid), und die Versorgung der vielen Hundert Volksschulen im Lande mit einfachen Regenmessern (Plastik) zur Verdichtung des Niederschlagsmeßnetzes. Von den Lehrern dieser Schulen sollte auch die so wichtige Phänologie betrieben werden.

Öffentlichkeitsarbeit

Soweit es personell und maschinell möglich ist, wird das Beobachtungsmaterial laufend kontrolliert und ausgewertet. Tägliche Wetterberichte in den Zeitungen und die Veröffentlichung von Monats- und Jahresberichten sind das Ergebnis.

Die Inanspruchnahme des Wetterdienstes durch Beratungsanforderungen ist selbstverständlich möglich, aber bei der geringen Bevölkerungszahl und der vorwiegend von der Landwirtschaft lebenden Bevölkerung nicht sehr groß. Sicher wird aber nach Erweiterung des Beobachtungsnetzes und der Verbesse-

rung der technischen Hilfsmittel der Wetterdienst eine wichtige Rolle bei der Durchführung von Projekten zur weiteren wirtschaftlichen Entwicklung des Landes spielen.

Tunesien hat mit manchen Problemen einer nicht immer freundlichen Natur zu kämpfen. Im Süden droht immer der Sand der Sahara, Wasserüberfluß und Wassermangel müssen reguliert werden, die Erosion muß durch Aufforstung bekämpft und das Klima verbessert werden. Der Staat, der keine Schulden machen will, arbeitet hart an diesen Problemen. Der zunehmende Touristenstrom ist Tunesien zu gönnen, zumal man sich freundschaftlich und nicht ausbeuterisch aufgenommen fühlt.

Dem Verfasser sei zum Schluß eine Bemerkung über das weltweite Beobachtungsnetz gestattet. Weltweit von der Arktis, den gemäßigten Zonen, den Tropen gebieten und Tropen Stichproben dieses Netzes mitbekommen hat, kann nicht überzeugt sein, daß der Computer immer mit einwandfreien Daten gefüttert wird. Es gibt überall synoptische und klimatische Werte, die zwar richtig abgelesen, aber falsch gewonnen werden. Sie können für beide Disziplinen wertlos sein oder, was schlimmer ist, zu falschen Schlüssen führen oder, was noch schlimmer ist, in Standardwerken ihren Niederschlag finden. Dies ist besonders gefährlich bei weitmaschigen Netzen. Im Rahmen dieses Berichtes kann aber hierauf nicht näher eingegangen werden.

W. KOPP, Allertshofen bei Darmstadt

Institute stellen sich vor

Die in „Meteo“ Heft 0 begonnene Serie wird in dieser Spalte fortgesetzt werden.

Das Meteorologische Institut der Universität Bonn

Als 1960, nach dem viel zu frühen Tode von H. BERG (Köln), die Frage nach der Vertretung des Faches Meteorologie an der Universität Bonn auftrat, entschloß sich die Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät auf den Rat von C. TROLL (Geographie) und W. RIEZLER (Physik), an Stelle eines Provisoriums gleich ein neues Institut für Meteorologie mit Lehrstuhl einzurichten. Nach längeren Verhandlungen nahm der Verfasser im Herbst 1961 den an ihn ergangenen Ruf an, obwohl der vom Punkte Null ausgehende Aufbau mit Sicherheit 4 bis 5 Jahre dauern mußte.

Die Universität Bonn spielt in der Geschichte der Meteorologie eine kurze, bisher wenig beachtete Rolle: HEINRICH HERTZ (1857—1894) hatte schon in Kiel (in Korrespondenz mit W. KOPPEN) eines der ersten thermodynamischen Diagrammpapiere konstruiert; als Professor der Physik in Bonn, von früher Krankheit gezeichnet, verfolgte er in der Hauptsache seine große Entdeckung der elektromagnetischen Wellen weiter. In dieser Zeit (1892—1894) war VILHELM BJERKNES sein Assistent, der HERTZ stets als einen seiner bedeutendsten Lehrer angesehen hat, und der von ihm den Begriff des Modells (in Theorie und Empirie) übernommen und betont herausgestellt hat. Sein Sohn J. BJERKNES erzählte noch dem Verfasser von sommernächtlichen Gesangsübungen im schönen Hofgarten und dem davon ausgelösten Einschreiten der Polizei: wie harmlos idyllisch war noch diese Zeit!

Die dem Neuaufbau zugrundeliegende Konzeption sei kurz skizziert: keine Konkurrenz mit den bestehenden Instituten, dafür bewußte Beschränkung auf diejenigen „Lücken“ der meteorologischen Forschung in der Bundesrepublik und ihren Nachbarländern, deren künftige Bedeutung damals schon abzusehen war. Hierzu gehörte der Einsatz der Datenverarbeitung für das Studium der großräumigen Zirkulationsprozesse (besonders in den Tropen) und ihrer quasi-persistenten Anomalien, letztere als Grundlagen einer physikalisch fundierten Langfristvorhersage. Hierzu gehörte das Konzept einer Klimatologie als physikalisch-mathematischer Disziplin, mit dem Einsatz radikal verein-

fachter numerischer Modelle im Bereich der regionalen und lokalen, im Endziel auch der globalen Skala; ein Ziel wie es ähnlich H. LETTAU in seinen Arbeiten zur „Klimatonomie“ in Angriff genommen hat. Hierzu gehörte eine Einrichtung für aerologische Aufstiege, die den mittlräumigen Skalenbereich erfassen sollten; dieses Arbeitsgebiet, das die Mitarbeit anderer Institute oder der Wetterdienste voraussetzt, konnte noch nicht in Angriff genommen werden, so daß die Anlage bisher nur zu Versuchszwecken benutzt worden ist. Und hierzu gehörte, last not least, der Aufbau einer Radaranlage, mit der die mittel- und kleinräumigen Strukturen des Niederschlagsfeldes systematisch untersucht werden sollten, bis hin zu einem Versuch der quantitativen Erfassung von Gebietsniederschlägen. Hierzu gehörte aber nicht die Einrichtung eines meteorologischen Observatoriums in der relativ ungestörten Eifel, die die Fakultät eigentlich als meinen Vorschlag erwartete: hier erschien mir in der Situation von 1961 die notwendige Anlaufzeit zu lang, das Mißverhältnis zwischen möglichem Ergebnis und Daueraufwand (besonders in personeller Hinsicht) zu groß. Den Ausschlag gaben die Pläne der Mathematiker (H. UNGER), ein wirklich leistungsfähiges Rechenzentrum in Bonn aufzubauen: das erschien für die langfristige Planung wesentlich

wichtiger als jede Anwendung klassischer Meßtechniken.

Der Neubau wurde nordwestlich von Endenich in Angriff genommen, wo die räumlich in Poppelsdorf zu sehr beengte Fakultät einen zweiten Kern vorz sah: inzwischen wächst die Zahl der dort entstehenden Institute rasch an, und die über 3 km betragende Entfernung zum Hauptgebäude der Universität im kurfürstlichen Schloß wirkt sich nur unwesentlich aus. Das schlichte, sachliche Institutsgebäude, mit einer Nutzfläche von 1050 m² und einem 96 Plätze fassenden Hörsaal im Anbau ausgestattet, wurde im Juni 1966 bezogen; es enthält im Keller eine kleine Werkstatt, Archivräume und Platz für ein Computer-Terminal, im Erdgeschoß Bibliothek, Lesesaal, Kursraum, ein Instrumenten-Praktikum und Arbeitsräume, im ersten Stock Fotolabor und ein Wetter-Faksimile-Gerät sowie vorwiegend Arbeitsräume. In dem benachbarten, von U. HABERLAND gestifteten achtstöckigen Studentenheim verfügt das Institut über eine Dachplattform und einige kleine Räume, in denen das Radargerät (sehr beengt) untergebracht ist; eine größere Beobachtungswiese dient der Aufstellung von Meßgeräten. Bis zur Fertigstellung des Neubaus war das Institut provisorisch in einem Altbau in der Nähe des Poppelsdorfer Instituts-Bezirks untergebracht.

Nach Größe und personeller Ausstattung ist das Bonner Institut bescheiden ausgelegt, wenn auch (wie „branchenüblich“) die zum Einsatz in der Forschung nötigen Mittel „Dritter“ das 5- bis 6fache des laufenden Haushaltes betragen. Die Konzentration auf Fragen der tropischen Meteorologie hat bisher 12 Mitarbeiter, meist schon als Studenten, in die Tropen geführt, 6 nach USA:



alle kamen sie aufgeschlossen, selbstständig, voller Begeisterung und Initiative zurück, mit dem weiten Horizont, der uns in den dreißiger und vierziger Jahren so bitter gefehlt hat. (Nur F. LINKE entsandte 1937 eine erfolgreiche Dozenten-Expedition nach Afrika: ihr gehörten u. a. K. BUTTNER, H. LETTAU und K. SUCKSTORFF an.)

Um die Ausbildung der Studenten zu intensivieren, stellten sich in sehr dankenswerter Weise Prof. Dr. E. LINGELBACH und Dr. H. J. AUFM KAMPE, neben ihrer aufreibenden Tätigkeit als Ministerialreferenten, als Lehrbeauftragte zur Verfügung. Ebenso übernahmen 4 der wissenschaftlichen Mitarbeiter zusätzliche Kurse oder Ergänzungen zu den Hauptvorlesungen. Mit dem Kölner Universitätsinstitut (insbesondere Prof. Dr. G. HOFMANN) wurde eine Vereinbarung hinsichtlich der Hauptvorlesungen getroffen: diese werden so konzentriert, daß jeweils die Kölner Studenten einen Wochentag in Bonn, die Bonner Studenten einen Tag in Köln hören; die Diplom-Hauptprüfung wird grundsätzlich gemeinsam durchgeführt. Die Vorlesungen des Hauptstudiums finden in einem 4semestrigen Zyklus statt, ebenso wie die Vorlesungen von Prof. LINGELBACH (Synoptik) und Dr. AUFM KAMPE (Physik der Atmosphäre); die Einführungsvorlesung (mit Übung) wird ab jetzt in jedem Wintersemester (für die Studenten des 3. Semesters und die des Nebenfaches) gehalten. Bisher haben in den Jahren 1964—70 12 Studenten mit dem Diplom-Examen, 11 mit der Promotion abgeschlossen; unter den letzteren befanden sich je ein Diplom-

Physiker und ein Diplom-Mathematiker sowie ein aktiver Flugmeteorologe. Das Institut gibt eine eigene Veröffentlichungsreihe („Bonner Meteorologische Abhandlungen“) im Offset-Druck und im Oktav-Format heraus, in der bisher 15 Hefte erschienen sind; davon befassten sich 11 mit den Tropen.

Von Anfang an wurde auf internationale Zusammenarbeit und auf Fragestellungen in Praxisnähe großer Wert gelegt: ein Fach wie die Meteorologie darf sich m. E. nicht in einen akademischen Elfenbeinturm zurückziehen. Die Unterscheidung zwischen Grundlagenforschung und angewandter Forschung trifft bei uns einfach nicht zu: beide stehen in einer ständigen Wechselbeziehung gegenseitiger Anregung. Die Frage nach der gesellschaftlichen Relevanz der Forschung stellt sich in unserem Fach nicht.

Die internationale Zusammenarbeit erwies sich als besonders fruchtbar zwischen dem Department of Atmospheric Sciences an der Colorado State University, Fort Collins (Leiter H. RIEHL, seit 1968 E. R. REITER). Ähnlich anregend war die Teilnahme an der Meteor-Expedition 1969 (Ankerstation am Äquator), wo zum ersten Mal die Struktur der Schauerregen im Bereich der ozeanischen, innertropischen Konvergenzzone mittels Radar untersucht werden konnte; über 60 Stunden Filmstreifen für einen Kreis mit dem Radius 100 km liegen vor.

In Zukunft wird voraussichtlich ein Arbeitsgebiet besonders wichtig werden: das der „anthropogenen Klimamodifikation“, der beabsichtigten und unbeabsichtigten Eingriffe des Men-

schen in den Energiehaushalt und die klimatogenetischen Prozesse, die selbst in globaler Skala inzwischen nachweisbar geworden sind. Das ist ein besonders wichtiges Anwendungsgebiet klimatologischer Modellrechnungen, aber auch der Datenverarbeitung; hier können Vorhersagen für ein Klima gemacht werden, das noch gar nicht existiert. Zusätzlich notwendig ist die Erfassung der räumlich-zeitlichen Unterschiede der Aerosoltrübung auch mit den klassischen Methoden der Strahlungsmessung.

Die an sich zweifellos notwendige, aber viel zu sehr von außen gesteuerte Hochschulreform führt zu einer Entwicklung, in der schulmäßiges Lernen überbewertet wird gegenüber der Ausbildung durch freie Mitarbeit an Forschungsprojekten schon während des Hauptstudiums. Diese Entwicklung bedroht die Spezialfächer mit kleinen Studentenzahlen zugunsten der Massenfächer. Diesen Druck werden wir in den kommenden Jahren aushalten müssen; das ist nur dann möglich, wenn wir an dem Leistungsprinzip unter allen Umständen festhalten. Persönlichkeiten wie H. HERTZ, V. BJERKNES oder M. MARGULES, die in ihrem Denken ihrer Zeit voraus waren, brauchen zu ihrer Entwicklung ein gedeihliches „Klima“: die Anregungen der heute so großartigen technischen Möglichkeiten, aber ebenso auch Stille zum Nachdenken und zum Reifen. Wir sind verpflichtet, auch der kommenden Generation diese Arbeitsbedingungen zu bieten; unser Fach steht erst am Anfang weittragender Möglichkeiten.

H. FLOHN, Bonn

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Fach Meteorologie an den Universitäten der Bundesrepublik Deutschland 1969 und 1970

Mit dieser Liste wird die Reihe fortgesetzt, die in „Meteo“, Heft 0 für das Jahr 1968 begonnen wurde.

Habilitationen 1969

CLAUS, J. (Uni Berlin)

Kinematische Studie an einer nahezu adiabatisch quasistationär driftenden Zyklone.

HAUPT, I. (Uni Berlin)

ohne Schrift nach § 60 des Universitätsgesetzes vom 1. 8. 69.

Promotionen 1969

AGI, M. (Uni Bonn)

Untersuchungen über die globale Verteilung der kinetischen Energie der Atmosphäre.

BERZ, G. (Uni Köln)

Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport.

DIETERICH, H. (Uni Frankfurt)

Niederschläge der afrikanischen Konvergenz.

DITTMANN, E. (Uni Bonn)

Ein Modell der Wasserdampfausbreitung und seine Anwendung auf eine verdunstende Seeoberfläche.

GOTTING, K. (TU Braunschweig)

Die Anlagerung der natürlichen Radioaktivität der Luft an den Erdboden.

HORBERT, M. (TH Aachen)

Untersuchungen zur atmosphärischen Turbulenz mittels Radon-220-Tracer.

HORST, W. (TH Darmstadt)

Experimentelle Untersuchungen der Wirbelstruktur in einer instabilen Ekman-Grenzschicht.

KLEMMER, L. (Uni München)

Die Periodik des Radialzuwachses in einem Fichtenwald und deren meteorologische Streuung.

LIN, P. Ch. (Uni München)

Einflüsse verschiedener Pflanzenbestände auf den Wasserhaushalt in einem Einzugsgebiet.

NIX, W. (TH Aachen)

Kondensation und Verdampfung an künstlichen und natürlichen Aerosolen.

DE LA RIVA, C. (TH Aachen)

Der Massenaustausch in einer turbulenten Grenzschicht am Beispiel instabiler passiver Kontaminanten.

SCHMIDT, F. (Uni Bonn)

Entwurf eines Modells zur allgemeinen

Zirkulation der Atmosphäre und zur Klimatogenese.

STRAUCH, P. (Uni Berlin)

Über unbedingt konvergente Differenzverfahren für hydrodynamische Gleichungssysteme.

SPETH, P. (Uni Kiel)

Der Haushalt der verfügbaren potentiellen Energie für den atmosphärischen Raum über Nordatlantik und Europa bei ausgeprägter Westwinddrift und starker Zyklonenaktivität (Hamburger Sturmflut, 14. 2.—17. 2. 1962).

SZILLINSKY, A. (TH Darmstadt)

Numerische Experimente zur Simulation des Eindringens eines zweizelligen tornado-ähnlichen Wirbels in die Bodengrenzschicht.

TRIPPLER, K. (TU Braunschweig)

Bestimmung der Austauschkoeffizienten in der Atmosphäre in einer Höhe von 0—15 m aus den Messungen der Temperatur und der Konzentration der natürlichen Radioaktivität.

Diplom-Hauptprüfungen 1969

DE BRUIJN, P. (TH Aachen)

Luftelektrische Vergleichsuntersuchungen auf synoptischer und statistischer Grundlage.

DUSSLER, B. (Uni Berlin)

Über die barokline Instabilität in einer geschichteten Kanalströmung mit freier Oberfläche.

EMMEL, J. (Uni Köln)

Untersuchungen zur Bodenfeuchtemessung mittels Gammastrahlung.

FISCHER, K. (Uni Mainz)

Bestimmung der Absorption von sichtbarer Strahlung durch Aerosolpartikel mit Hilfe eines integrierenden Photometers.

FORKE, F. (Uni München)

Die Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe in der Reibungsschicht der Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung des Low Level Jet.

GRANITZNY, P. (Uni Berlin)

Über die Abhängigkeit der maximalen Anzahl schauerartiger Niederschlags-echos von verschiedenen Parametern und Stabilitätskriterien.

GROLL, A. (TH Darmstadt)

Zur Höhenabhängigkeit des turbulenten Diffusionskoeffizienten, ermittelt aus Messungen der Windfluktuation.

HANL, G. (Uni München)

Polarisationseffekte bei Reflexion infraroter Strahlung an Oberflächen natürlicher Materialien.

HARTJENSTEIN, G. (Uni München, theor.)

Anwendung der Shuman-Vandermer-Methode numerischer Integration der primitiven Gleichungen auf eine simu-

lierte und eine beobachtete Druckverteilung.

HECHT, H. (Uni Berlin)

Zur Rossby-Zahl-Ähnlichkeit der turbulenten Ekman-Schicht.

HEINTZENBERG, J. (Uni Mainz)

Erweiterung eines Sichtweitenmeßgerätes zur Registrierung spektraler Dunst- und Streukoeffizienten im sichtbaren und nahen Infrarot.

HERBERT, F. (Uni Mainz)

Statische und quasistatische Bewegungen in der Atmosphäre.

HEYNE, H. (Uni Köln)

Diagramme zur Bestimmung der extraterrestrischen Hangbestrahlung.

JUNG, M. (Uni Köln)

Untersuchungen an Meßfühlern zur Bestimmung der Bodensaugkraft.

KAUFELD, L. (Uni Hamburg)

Der Luftdruck in den Tropen und seine Auswirkungen auf das Wetter, speziell in El Salvador.

KURTZ, U. (Uni Mainz)

Extinktionsmessungen mit einem horizontalen Scheinwerferstrahl.

LEUTLOFF, K. (Uni Hamburg)

Zur Verlagerung von hochreichenden Wirbeln im europäischen Raum.

MEYER, W. (Uni Kiel)

Das dreidimensionale Feld der vertikalen Geschwindigkeitskomponente für den atmosphärischen Raum über dem Nordatlantik und Europa bei ausgeprägter Westdrift und starker Zyklonenaktivität (Hamburger Sturmflut, 14. 2.—17. 2. 1962).

MÜLLER, E. (Uni Berlin)

Versuch einer Abschätzung der Verteilung der Luftverunreinigung in Deutschland aus Sichtweitenbeobachtungen.

NIKETTA, D. (Uni Berlin)

Die Zirkulationsanomalie 1947 und die Dürre in Deutschland.

PAESLER, M. (Uni München)

Temperaturbeobachtungen in München 1781—1968.

PULS, K. (Uni Berlin)

Vergleich von Ozonmessungen des europäischen Aufstiegsnetzes.

PUTTKER, J. (Uni Berlin)

Wellenstörungen in der äquatorialen Ostströmung.

RAETTIG, J. (Uni Berlin)

Statistische Auswertung des Berliner medizin-meteorologischen Testjahres 1960.

RICHTER, B. (Uni Berlin)

Verlauf von Temperatur und Feuchte an einer Reihe von heiteren Tagen des Sommers 1968 in der Innenstadt und in den Außenbezirken Westberlins.

RÖHLING, H. (Uni Berlin)

Modulation des Luftdrucks durch Gewitter.

RUDOLF, W. (Uni Frankfurt)

Eine Methode zur kontinuierlichen Analyse des CO₂-Partialdrucks im Meerwasser.

SCHEIDLE, R. (Uni München)

Untersuchung über die Homogenität von Infrarot-Detektoren in Anwendung auf atmosphärische Transmissionsmessungen.

SCHLEICHER, L. (Uni München)

Ein Gerät zur automatischen digitalen Messung der Sonnenscheindauer und der Niederschlagsmenge.

SCHMIDT, U. (Uni Mainz)

Entwicklung eines Verfahrens zur kontinuierlichen Messung von molekularem Wasserstoff.

SCHNURCH, W. (Uni München)

Das richtungsabhängige spektrale Reflexionsvermögen natürlicher Materialien im kurzwelligen und mittleren Infrarot.

SILZ, D. (Uni Mainz)

Die spektrale Schwächung der Sonnenstrahlung in der Atmosphäre.

WAGNER, V. (Uni Hamburg)

Das Verhältnis von aktuellem zu geostrophischem Wind auf dem Meer.

WIJNHOFEN, G. (TH Aachen)

Radioaktive Untersuchungen in der Bodluft und der unteren Atmosphäre in der Umgebung der Station „Meßstelle Hörn“ bei Aachen.

Habilitationen 1970

KRAUS, H. (Uni München)

Der Energieumsatz in der bodennahen Atmosphäre.

LINDENBEIN, B. (Uni Berlin)

Beiträge zur quantitativen Auswertung von Satellitenphotographien der ESA-Serie (APT) mit Anwendungen.

MALBERG, H. (Uni Berlin)

Untersuchungen über die Auswertung von Satellitenaufnahmen, insbesondere über die Abschätzung der troposphärischen Temperatur-, Druck- und Feuchteverhältnisse.

BURGER, A. (Uni Berlin)

FETT, W. (Uni Berlin)

LABITZKE, K. (Uni Berlin)

STELANU, A. (Uni Berlin)

WARNECKE, G. (Uni Berlin)

Die letzteren ohne Schrift nach § 60 des Universitätsgesetzes vom 1. 8. 69.

Promotionen 1970

BECKER, J. (Uni Köln)

Untersuchungen zur Ozonbestimmung aus der Himmelsstrahlung unter Berücksichtigung der Rayleigh- und der Mie-Streuung.

BEILKE, S. (Uni Frankfurt)

Untersuchungen über das Auswaschen atmosphärischer Spurenstoffe durch Niederschläge.

- FECHNER, H. (Uni Kiel)
Der Haushalt der kinetischen Energie für den atmosphärischen Raum über Nordatlantik und Europa bei ausgeprägter Westwinddrift und starker Zyklonenaktivität (Hamburger Sturmflut, 14. 2.—17. 2. 1962).
- FRAEDRICH, K. (Uni Bonn)
Modell einer lokalen atmosphärischen Zirkulation mit Anwendung auf den Viktoria-See.
- FRANK, J. (Uni Köln)
Über die Existenz von Dunst und sein Einfluß auf die Streulichtverteilung in der Stratosphäre.
- GRASSL, H. (Uni München)
Bestimmung der Größenverteilung von Wolkenelementen aus spektralen Transmissionsmessungen.
- JAENICKE, R. (Uni Mainz)
Untersuchungen von Geräten zur Messung der Größenverteilung großer Aerosolteilchen in anthropogen nicht beeinflussten Atmosphären.
- KATERLE, H.-J. (Uni München)
Die Messung der Rückwärtsstreuung an Molekülen und Aerosolen in der Stratosphäre mittels Rubin-Laser-Strahl vom Boden aus.
- KORFF, H. C. (Uni Bonn)
Untersuchungen zum Wärmehaushalt in den äquatorialen Anden.
- LATKA, R. (Uni München)
Bestimmung der Dichte atmosphärischer Gase aus Okultationsmessungen.
- RUPPERSBERG, G. (Uni München)
Die Änderung des maritimen Dunststreuoeffizienten mit der relativen Feuchte.
- RUPRECHT, E. (Uni Bonn)
Schaueruntersuchung unter besonderer Berücksichtigung von Vermischungsprozessen.
- SEILER, W. (Mainz)
Entwicklung und Bau eines vollautomatischen CO-Registriergeräts im ppm-Bereich und die Studien zur globalen Verteilung des Kohlenoxyds in der Atmosphäre.
- STRUNING, J.-O. (Uni Bonn)
Untersuchungen zur Divergenz des Wasserdampftransports in Norddeutschland.
- WALK, O. (Uni München)
Zur Interpretation von Energie, Ko- und Quadratspektren meteorologischer Parameter.
- WINKLER, P. (Uni Mainz)
Zusammensetzung und Feuchtewachstum von atmosphärischen Aerosolteilchen.
- Diplom-Hauptprüfungen 1970**
- ALBRECHT, B. (Uni Mainz)
Messung des N₂O-Gehaltes in Bodenluft.
- ANDRITSCHKE, S. (Uni München)
Genauigkeit von Berechnungen der Wasserdampfemission mit dem statistischen Modell.
- BECK, R. (Uni Mainz)
Messung des atmosphärischen N₂O in der unteren Stratosphäre.
- BEFFERT, A. (Uni München)
Der Einfluß der Orographie auf eine ursprünglich stationäre Zonalströmung.
- BEHR, H. (Uni Kiel)
Untersuchungen zur Aerologie und zum Wärmehaushalt der Atmosphäre über dem westlichen Arabischen Meer während der Nord-Ost-Monsun-Periode mit Hilfe des während der Indischen Ozean-Expedition mit dem Forschungsschiff „Meteor“ im Jahre 1964 bis 1965 gewonnenen aerologischen Datenmaterials.
- BERGHOLTER, U. (Uni Mainz)
Entwicklung eines Feldmeßgerätes für SO₂-Immissionen — Entwicklung und Betrieb eines Meßnetzes von 20 Stationen im Raum Bingen/Rüdesheim — Mainz/Wiesbaden zur Bestimmung der SO₂-Konzentrationsverteilung bei verschiedenen Wetterlagen.
- BOCK, K.-H. (Uni Hamburg)
Untersuchungen über die Konstruktion von Schalenanemometern für Feinstrukturmessungen.
- BOTHE, D. (Uni Berlin)
Infrarot-Strahlungsmessungen der Nimbus-Satelliten im spektralen Fensterbereich und die meteorologische Auswertung der digitalen Meßdaten.
- BRUMMER, B. (Uni Hamburg)
Über den Einfluß der Orographie auf großräumige atmosphärische Bewegungen.
- BUCHER, K. (Uni Bonn)
Untersuchungen über Verbreitung und Organisation der Schauer über dem äquatorialen Atlantik.
- CLASSEN, C. (Uni Bonn)
Untersuchungen über die Häufigkeitsverteilung von Niederschlagsechos im 100 km-Umkreis um Bonn mittels 3 cm-Radar.
- DANZEISEN, H. (Uni Berlin)
Ähnlichkeitsmethoden und die Theorie der neutralen bodennahen Grenzschicht der Atmosphäre.
- DEMMLER, K. (Uni Berlin)
Eine Spurlinie mit Frontcharakter. Die Wetterlage vom 26. und 27. April 1969.
- DIETZ, H. (Uni Berlin)
Die Bedeutung der atmosphärischen Elektrizität in der Meteorologie.
- DILGER, I. (Uni Hamburg)
Zur Bestimmung des vertikalen Impusstromes mit einer Vektorwindfahne.
- FISCHER, K.-E. (Uni Hamburg)
Eine Apparatur zur automatischen Auswertung von Radiosondenaufstiegen.
- GRAVENHORST, G. (Uni Frankfurt)
Eine Untersuchung zur Eiskeimwirksamkeit von Silberjodid.
- HANLE, B. (Uni Karlsruhe)
Untersuchungen zum Wachstum von Eiskristallhohlformen am Beispiel hexagonaler Hohlprismen.
- HEBBINGHAUS, U. (Uni Karlsruhe)
Numerische Experimente zur vertikalen Windverteilung in der atmosphärischen Reibungsschicht.
- HODECK, F. W. (Uni Berlin)
Windabschätzungen aus Satellitenphotos.
- HOFFMANN, K. (Uni Berlin)
Einleitende Versuche der Analyse verschiedener isentroper Felder im Europäisch-Asiatischen Raum.
- HINRICHTSEN, K. (Uni Hamburg)
Numerische und analytische Betrachtungen über zwei Wirbel im divergenzfreien, barotropen Modell.
- HUNICKEN, C. (Uni Berlin)
Der vertikale turbulente Massenaustausch im mikroklimatologischen Bereich, seine Ursache, sein Wesen sowie Möglichkeiten seiner Berechnung und Anwendung speziell für die Agrarmeteorologie (mit einem Beispiel).
- IGLA, D. (Uni München)
Der Energiehaushalt der bodennahen Luftschicht von 0,2 m bis 48,3 m Höhe.
- KALLER, R. (Uni Frankfurt)
Über die Inaktivierung von Gefrierkernen durch Koagulation mit Aitkenkernen.
- KANTER, H. (Uni Mainz)
Bau und Eichung eines automatischen Kondensationskernzählers mit fotografischer Registrierung.
- KIEFER, W. (Uni Hamburg)
Über die ageostrophische Windkomponente in der freien Atmosphäre.
- KLAAR, J. (Uni Mainz)
Entwicklung einer Diffusionswolkenkammer für tiefe Temperaturen.
- KOSLOWSKY, D. (Uni Berlin)
Die thermische Mikrowellenstrahlung der Erdatmosphäre und ihre Bedeutung für die Meteorologie.
- LAKATSCH, E. (Uni Hamburg)
Numerische Behandlung der optischen Gradientenmeßmethode.
- LANGHE, K. (Uni Berlin)
Tageslänge der Atmospheric-Aktivität nach Registrierungen in Berlin-Dahlem (1960—1970).
- LEYKAUF, H. (TH Darmstadt)
Ergebnisse eines Prognoseturniers verglichen mit neuen objektiven Methoden zur Vorhersage einzelner Wetterelemente.
- LINDEMANN, C. (Uni Berlin)
Leewellen in der Flugmeteorologie.

METZ, W. (Uni München)
Vergleichende Betrachtung der Energietransformationen im gefilterten und ungefilterten barotropen Modell an Hand einer simulierten Strömungsverteilung.

MUSTER, C. (Uni Bonn)
Untersuchungen zur Extremwertstatistik von Niederschlägen.

NAATZ, O.-W. (Uni Berlin)
Verfahren zur Bestimmung der Höhe der Wolkenuntergrenze.

PELTE, R. (Uni Kiel)
Die jahreszeitliche Entwicklung der mittleren Temperatur- und Höhenverteilung der verfügbaren potentiellen und kinetischen Energie der Atmosphäre der Kugelkappe nördlich 30° N (Mittel von 1951 bis 1960).

PELZ, J. (Uni Berlin)
Vorbereitende Untersuchungen zur Prognose konvektiver Bewölkung mit Datenverarbeitungsmaschinen.

PRUMM, D. (Uni Hamburg)
Zur Parametrisierung des vertikalen Impuls- und Wärmestromes mit charak-

teristischen Größen der Turbulenz.

REIMER, E. (Uni Berlin)
Kinematische Studie an einer nordamerikanischen Zyklone.

SCHARRER, H. (Uni Frankfurt)
Die Regionalwindverteilung im Gebiet der Stadt Frankfurt am Main.

SCHEIDTMANN, E. (Uni Bonn)
Vertikale Verteilung der Radarechointensität und Niederschlagsrate.

SCHMITT, R. (Uni Frankfurt)
Modellversuche zur Deposition von Schwefeldioxyd.

SCHOLZE, W. (Uni München)
Einfluß der Luftwischenschicht auf die an natürlichen Bodenoberflächen reflektierte Sonnenstrahlung bei Messungen vom Flugzeug aus.

STAIGER, H. (Uni Karlsruhe)
Wachstum von Eiskristallen bei kontinuierlicher Erwärmung.

STEINHORST, G. (Uni Mainz)
Einfluß troposphärischer, stratosphärischer und hochatmosphärischer Aerosolschichten auf den spektralen Himmelsstrahlungspolarisationsgrad und

die Strahlungsdichte während der Dämmerung.

STRANTZ, R. (Uni Karlsruhe)
Teil A: Typen der Regentropfenspektren.
Teil B: Vergleich der Meßergebnisse des Regenanalysators mit der Filtermethode.

TONAK, R. (Uni München)
Vergleich verschiedener Methoden zur Bestimmung des Bodenwärmestromes.

WAMSER, C. (Uni Hamburg)
Harmonische Analyse der Mikroschwankungen des Luftdrucks zur Bestimmung der Ausbreitung geführter interner Schwerewellen in der Atmosphäre.

WESP, U. (Uni Frankfurt)
Untersuchungen der Ozonkonzentration in reiner und verunreinigter Luft mit einem automatischen Registriergerät.

WESTERHOLT, D. (Uni Berlin)
Die Streuungen der mittleren monatlichen Bodendruckänderungen auf der Nordhemisphäre.

Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters

Diese Spalte soll dazu dienen, im Laufe der Zeit ein Bild vom gesamten Spektrum praktischer meteorologischer Tätigkeit zu entwerfen, angefangen von Beobachtungs-, Beratungs- und Forschungsaufgaben bis zur Öffentlichkeitsarbeit vor der Fernsehkamera, zur Lehrtätigkeit, zur Gutachtertätigkeit vor Gericht u. a. m.

Am 1. April 1971 kehrte F. S. „Meteor“ von einer fast 12wöchigen Forschungsfahrt ins Mittelmeer nach Hamburg zurück. Das war der aktuelle Anlaß, den Bordmeteorologen dieser Fahrt um einen kurzen Bericht für die Eröffnung der Berufsspalte zu bitten, ohne daß dadurch einem späteren Aufsatz über die interessante Aufgabe der Bordwetterwarten, insbesondere auf Fischereischutzbooten und beim Einsatz in der Polarregion vorgegriffen werden soll.

Die Arbeit in der Bordwetterwarte

Kurzer Bericht über die Tätigkeit der Bordwetterwarte auf F.S. „Meteor“ während der 22. Reise — „Mittelmeerfahrt 1971“ — vom 12. Jan. bis 1. April 1971.

Die Hauptaufgaben einer Bordwetterwarte sind — neben dem dreistündigen synoptischen Beobachtungsdienst — auf Forschungsschiffen die wettermäßige Beratung der eigenen Schiffsführung und der wissenschaftlichen Fahrtleitung. Hierzu muß die Bordwetterwarte laufend die synoptische Analyse und Prognose — des Wetters und des Zustandes der See — durchführen. Dar-

über hinaus obliegt ihr die Aufgabe einer weiteren Sammlung von maritim-meteorologischen, meßtechnischen und wetterfunk-technischen Erfahrungen. Eine solche maritim-meteorologische Aufgabe muß jeweils in entfernten Seeräumen durchgeführt werden, dramatisch gesagt: auf allen Meeren. Mit dieser Aufgaben-Spanne hebt sich der Einsatz der Bordwetterwarte wesentlich über einen Routinebetrieb hinaus; es vergeht fast kein Tag auf See, an dem nicht eine Erscheinung oder ein Vorgang der maritim-meteorologischen Sphäre zu einer sorgfältigen Nachprü-

fung der physikalischen Zusammenhänge anregt. Gerade das macht die Tätigkeit an einer Bordwetterwarte so anregend.

Nun zur „Mittelmeerfahrt 1971“, Reise Nr. 22 des F.S. „Meteor“: Im Vordergrund dieser Forschungsfahrt standen geologisch-morphologische sowie seismische (reflexionsseismische und refraktionsseismische) Untersuchungen im Bereich des Jonischen Meeres und außerdem geologische und geochemische Untersuchungen im Seebereich der Liparischen Inseln und der Tyrrhenischen Tiefsee. Solche Untersuchungen stehen heute gleichrangig mit der physikalischen Meereskunde und der Meeresbiologie auf dem Programm der Meeresforschung, und zwar in enger Verbindung mit der internationalen Forschung. So hatte auch diese Mittelmeerfahrt des F.S. „Meteor“ internationalen Charakter, insbesondere durch die enge Zusammenarbeit mit dem ita-



lienischen Forschungsschiff „Marsili“ und mit dem griechischen geologischen und seismischen Landesdienst; — auf dem Peloponnes waren über 20 deutsche mobile seismische Stationen gleichzeitig eingesetzt.

Die Projekte der Mittelmeerfahrt 1971 waren in erster Linie solche der Grundlagenforschung. Dabei galt es u. a. Fragen der Gebirgsbildung und der gebirgsbildenden Kräfte — besonders im Raum des submarinen ostmediterranen Rückens, der das Jonische Meer von NNW nach SSE durchzieht und als Zone junger Orogenese gilt, — einer Lösung näher zu bringen. Solche Projekte der Grundlagenforschung stehen aber andererseits nicht isoliert, sondern können Brücken schlagen zu Aufgaben der Angewandten Geologie und Seismik, nämlich zur Aufschließung von Lagerstätten.

Die Projekte der Meeresgeologie und Meeresseismik mögen den ferner Stehenden vielleicht vermuten lassen, daß die Meteorologie und die wetterdienstliche Betreuung hierzu nicht viel beizutragen habe. Dem ist aber nicht so: meßtechnische und seemännische Durchführung der kurz umrissenen Projekte sind an Grenzwerte verschiedener Parameter (besonders: Wind, Seegang, Dünung, Sicht) gebunden und fordern die Kenntnis der Wetterentwicklung. Über die entsprechenden Aufgaben der Bordwetterwarte nun einige Ausführungen:

a) Schiffsführung und wissenschaftlicher Fahrtleiter werden laufend über die Entwicklung der Wetterlage für die nächsten 1—2 Tage informiert, und zwar für Planung, Gerätesicherung, Navigation, Organisation; letztere insofern, als die Kooperation mit dem kleineren und stärker seegangempfindlichen italienischen Forschungsschiff „Marsili“ und den seismischen Stationen an Land jeweils rechtzeitig sichergestellt sein mußte.

b) Besondere kurzfristige Vorhersagen (8—15 Std.) für das Aussetzen und Wiedereinholen (mit Barkasse oder Schlauchboot) von Radarboje (Hilfsmittel der Feinnavigation); Refraktionsbojen (über 60 Seemeilen Profillänge); Free-Fall-Corers (nächtlicher Einsatz von 6—8 frei fallenden Röhren zur Sedimentgewinnung, welche mittels Auftriebskörper automatisch wieder zur Meeresoberfläche auftauchen und Sichtsignale geben).

c) Vorhersagen für den Einsatz der Barkasse für das Seismische Sprengschießen (50 kg bis zu 1 t).

d) Seegangserwartung im Hinblick auf die Empfangsgüte der seismischen

Wellen; bei zu hohem, seegangbedingtem Rauschpegel sind die Reflexions- und Refraktionswellen schlechter herauszufiltern.

e) Wind- und Seegangs-Vorhersagen für das Ausfahren von Kolbenlot, Greifbagger, Bathysonde usw. von Bord aus. Bei entsprechender Schiffs-lage zu Wind und Seegang sind diese Vorhaben etwas weniger wind- und seegang-empfindlich.

Diese kurzen Hinweise mögen genügen, um zu zeigen, daß das der Meteorologie etwas ferner stehende Forschungsunternehmen doch eine Reihe detaillierter Fragen an die Bordwetterwarte stellte.

Diesen Anforderungen zu genügen, ist allerdings voller Einsatz erforderlich, sowohl für den Meteorologen wie für den Funkwettertechniker, der über große wetternachrichten-technische Kenntnisse verfügen muß. Man fühlt sich auf solcher Seefahrt eigentlich dauernd „im Dienst“ und kann mit engen Dienstzeit-Maßstäben nicht an die Arbeit gehen; auch nicht auf einer Fahrt ins „blaue Mittelmeer“; es war während der Mehrzahl der Tage „weiß gekämmt“. Besonders im Februar und März 1971, als sich die Hauptfrontalzone südwärts verlagerte, war die Wetterlage häufig ausgesprochen zyklonal und die See oft sehr grob. Über Wetter und Fahrtverlauf ausführlich zu schreiben, würde zu weit führen; ich verweise hierzu auf den Bericht, den ich dem Seewetteramt vorgelegt habe. Nur über die Methode der synoptischen Arbeit noch einige Worte: Täglich wurden 2 Arbeits-Wetterkarten eingetragen und analysiert. Sie stellten die nötige Verdichtung der Hellfax-Karten dar, deren Empfang übrigens i. a. recht gut war. Hierbei waren mir die Karten der 24stündigen Änderung von Bodendruck p_0 und Relativer Topographie 500/1000 mb besonders wichtig; diese Änderungskarten sowie der lokale Verlauf von p_0 , T_d und Wind boten wesentliche Unterlagen der Analyse und Prognose auf freier See; sie umschließen gleichsam die größerräumigen und die kleinräumigen Vorgänge der Dynamik und Thermodynamik. Aber als weiteres Hilfsmittel — besonders des kleinräumigen Geschehens — muß das Wetter-Radar (Selenia) erwähnt werden, das oft eingeschaltet wurde zur Abtastung Niederschlag bildender Wolken; die Feststellung der Schauer-Verteilung und nahender Fronten und ihrer vertikalen Erstreckung half auch bei der Abschätzung zu erwartender Winde.

Die kürzlich an mich gerichtete Diskussionsfrage, ob eine kleine Zwei-Mann-Wetterwarte an Bord sinnvoll und wirkungsvoll sei neben einer großen Zentrale und ihren Sendungen, kann ich aus eigener Arbeit und eigenem Miterleben dahingehend beantworten, daß beide Institutionen, die kleine und die große, zusammenwirken sollen zu einem optimalen Ergebnis. Als Beispiel hierzu führe ich den „Höhentrog“ an (Kaltluftadvektion): Die Vergenzen seiner Vorderseite und der beachtliche vertikale Impulsaustausch (über warmem Meer) wirken zyklonenetisch. Im Ablauf des Gesamtvorganges aber gliedert sich der Höhentrog häufig in mehrere „kleine Tröge“ auf, die man fast der Mesosynoptik zuordnen kann, und deren Abbild im bodennahen Luftdruck- und Windfeld man auf synoptischen Karten oft kaum erkennt (zumal Schiffsobse von freier See sehr spärlich waren). Bei solchen gar nicht seltenen Lagen kann nur die kombinierte Analyse, die großräumige und kleinräumige, helfen.

Mit diesen „multiplen Trögen“ — ihre horizontale Ausdehnung mag etwa 100 km betragen, liegt also in der Größenordnung der „clusters“ — ist einer der Vorgänge angesprochen, von denen ich eingangs sagte, daß sie weiterer Untersuchungen und Nachprüfungen bedürfen. In dieser Hinsicht nenne ich kurz noch einige weitere Vorgänge, die mir besonders auffielen und künftig weiterer Beobachtung wert erscheinen:

Leewirbel im Vorfeld von Küstengebirgen;

Wolkensysteme und Druckschwankungen bei Scirocco-Wetterlagen (deren wir drei erlebten);

Seegang und Böenfaktor des Windes (nach der 10-sec-Digitalanzeige des Windes).

An dieser Stelle möchte ich aber auch Wert und Verwendung der maritimen Klimakarten, des Mittelmeerraums (nach MARKGRAF) erwähnen. Beispielsweise weist nach diesen Karten der Seeraum zwischen Kreta und dem Peloponnes höhere Windstärken auf als die Umgebung; diese Tatsache konnte für die tägliche Prognose mit verwendet werden.

Der Bericht wäre unvollständig, wenn ich darin nicht die sehr gute Zusammenarbeit und den ausgezeichneten persönlichen und fachlichen Kontakt mit der Schiffsbesatzung und mit den Wissenschaftlern und Technikern der Projektgruppen erwähnte. Es herrschte stets eine große Bereitschaft zu gegenseitiger Information. So führte der 1.

Ingenieur durch die moderne diesel-elektrische Fähranlage des Schiffes; Kapitän, Schiffsoffizier und ein Experte des Deutschen Hydrographischen Instituts erläuterten System und Betrieb der modernen Navigationshilfsmittel, insbesondere des erst im letzten Sommer eingebauten Satelliten-Navigationsgerätes. Zwischen Meteorologen und Geologen/Seismikern spannten sich die Fachgespräche von der atmosphärischen Zirkulation und den rezenten Klimaschwankungen bis zu den Klimaten

der geologischen Vorzeit und zu dem erdgeschichtlichen Geschehen überhaupt. Zwei spezielle Fragen der Geologen betrafen einmal den äolischen Anteil der Meeressedimente und zum andern den durch extreme Starkregen bewirkten Gerölltransport von Calabrien ins Meer (entsprechender Wetterlagentyp und Häufigkeit). Der Berichterstatter hat diese Fragen zunächst grob abschätzend beantwortet, wird sich aber noch um genauere Angaben bemühen.

Im Rückblick auf diese Fahrt — es war nicht meine erste Seereise als Meteorologe — möchte ich abschließend sagen: Der Einsatz der Bordwetterwarte erfordert ein reichliches Maß an Arbeit — auch bei tagelang grober See — und eine gute Kenntnis der maritim-meteorologischen Zusammenhänge (Zustand der See), er verlangt aber darüber hinaus Interesse an dem Wetter auf See und Freude an dem großen Erleben des Meeres.

G. SEIFERT, Offenbach

Problem- und Diskussionsecke

Diese Spalte ist zum Diskutieren da. Stoff dazu wird es in den folgenden Heften genügend geben. Mit dem nachfolgenden Problem soll lediglich ein Anfang gemacht und ein Anreiz gegeben werden.

Eine Wasser-Weiche zwischen Donau und Rhein

(Ein alter Plan unter neuen Aspekten.)

Der Groß-Schiffahrtsweg Rhein-Main-Donau

Die transeuropäische Kanalverbindung des Rheins mit der Donau ist von der Seite des Rheingebiets her bis Nürnberg fast fertig. Das eigentliche Kernstück, der Kanal über den Fränkischen Jura steht noch auf dem Papier. Er verläßt das Maintal bei Bamberg auf einer Seehöhe von 239 m, soll dann über Fürth-Nürnberg auf die Wasserscheide mit 405 m ansteigen und sich dann, die Altmühl benutzend, zur Donau absenken, die bei Kelheim in einer Höhe von 338 m erreicht werden soll (Abb. 1).

Das Problem liegt nicht in der technischen Ausführung oder in Geländeschwierigkeiten, sondern in der Wasserversorgung der Scheitelhaltung auf 405 m Seehöhe. Für den Schleusenbetrieb und zum Ausgleich von Verdunstung und Versickerung wird eine Wasserzufuhr von ca. 25 m³/sec benötigt. Das ist etwa so viel, wie im Normalbetrieb durch das Waldensee-Kraftwerk läuft. Man will diese Wassermenge unter Verwendung elektrischer Energie, die in der Nachbarschaft erzeugt wird, hinaufpumpen. Geeignete Wasserkraftwerke, u. a. am unteren Lech, befinden sich im Besitz der Rhein-Main-Donau AG.

Damit wurde ein anderer Plan, der vor 50 Jahren diskutiert wurde, endgültig zu den Akten gelegt. Dieser Plan sah vor, die Scheitelhaltung des Kanals unter Ausnutzung eines natürlichen Ge-

fälles durch einen Fluß zu speisen, der über der Seehöhe von 405 m liegt. Ein solcher Fluß findet sich erst jenseits der Donau. Es ist der Lech mit einer durchschnittlichen Jahreswasserführung von 125 m³/sec. Der Plan sah vor, den Fluß unterhalb von Augsburg, das

458 m hoch liegt, anzuzapfen und das benötigte Wasser in einem 89 km langen Kanal über die Donau hinwegzuleiten und der Scheitelhaltung des Schiffahrtsweges zuzuführen.

Der an der Planung beteiligte Ingenieur HALLINGER ging sogar noch weiter und wollte die gesamte verfügbare Wassermenge des Lech, fünfmal so groß wie die für den Schiffahrtsbetrieb benötigte, überleiten, um sie über Kraftwerksstufen längs des Kanals und des Mains schließlich dem Rhein zuzuführen. Dadurch hätte das Lechwasser bei Mainz eine für die Energiegewinnung ausnutzbare Fallhöhe von 343 m bekommen gegenüber einer Fallhöhe von nur 135 m bei Passau. HALLINGERS Überlegungen zielten auf die Wirtschaftlichkeit des Rhein-Main-

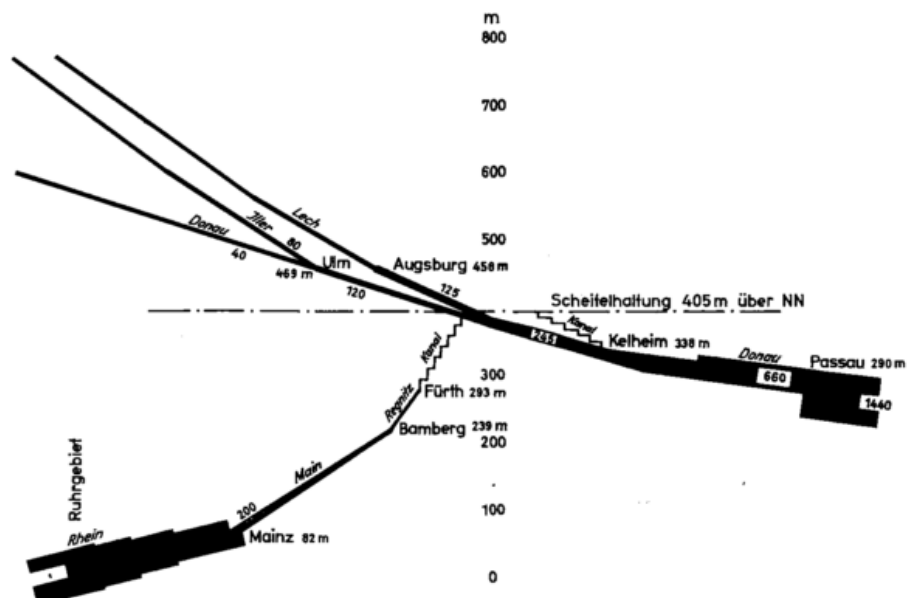


Abb. 1 Rhein - Main - Donau. Höhenlagen und Wassermengen. Zur Beurteilung einer Überleitung von Lech- und Donauwasser in Main und Rhein durch eine Wasserweiche. — Die Höhenverhältnisse mit Angaben in Metern (m) über NN sind maßstabsgerecht wiedergegeben. — Die Längenverhältnisse sind nicht maßstäblich und nur skizziert. — Unbenannte Zahlen an den Flußläufen bedeuten mittlere Jahreswassermengen in m³/sec. Die Breite der Flußläufe ist proportional der Wassermenge.

numerischen Vorhersage soweit sein, die anfallenden Gebietsniederschläge oberhalb wie auf beiden Seiten unterhalb der Weiche mit einiger Zuverlässigkeit vorhersagen zu können, kurzfristig, mittelfristig, eventuell langfristig?

Je besser diese klimatologischen und allgemein meteorologischen Grundlagen zu klären sind, umso besser wird die Wirtschaftlichkeit einer solchen Wasserweiche sein, und umso eher wird das Problem in den zuständigen

Kreisen diskutiert werden. Der nächste Dürresommer kommt bestimmt, um ein schon etwas abgegriffenes Schlagwort zu verwenden. Wir wissen nicht, wann er kommt, aber wir wissen genau, daß landauf landab das Geschrei einsetzen wird, wenn das Wasser knapp wird und die Flüsse stinken, wenn die Rufe nach dem „Regenmacher“ laut werden, wie es schon einmal der Fall gewesen ist.

Wir sollten als Meteorologen gerüstet sein, denn wir haben den ersten Ansturm auszuhalten und müssen uns

äußern. Besser als ein Achselzucken sind dann erfolgversprechende Vorschläge, auch wenn sie teuer sind. Das ist der Grund, weshalb diese alten Gedanken in neuer und erweiterter Form hier so ausführlich dargestellt wurden. Es ist ein Problem, das den Klimatologen und Hydrologen genau so angeht wie den Synoptiker.

Auf zur Diskussion an Rhein und Ruhr, im Maingebiet, in Schwaben und in Bayern!

A. HOFMANN, Bad Homburg

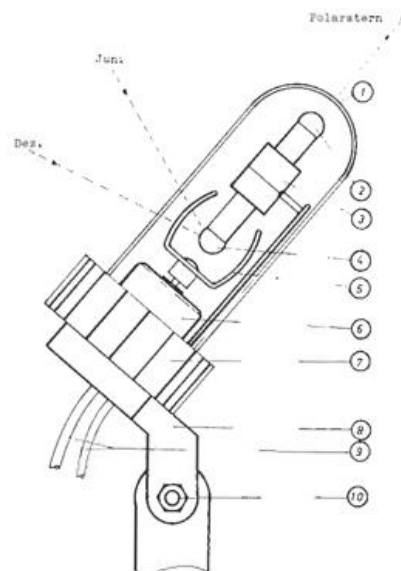
Neue Instrumente und Methoden

„HELIOR“: Messung und Registrierung der Sonnenscheindauer

Hat der gute alte „Campbell-Stokes“ ausgedient? Die Firma A. Kunkis in Roetgen hat einen sehr ernsthaften Konkurrenten für alle derzeit gebräuchlichen Sonnenscheinautographen entwickelt, der den modernen Anforderungen an Meßtechnik, Flexibilität der Anwendung und digitaler Auswertung gerecht wird.

Die Messung erfolgt mit Photozelle. Da die Intensität des Tageslichts und der Sonnenstrahlung in sehr weiten Grenzen schwankt, müssen diese Schwankungen vorerst auskompensiert werden. Das wird durch Unterteilung des Sensors in zwei Photozellen erreicht. Eine Kompensationszelle regelt die Empfindlichkeit der eigentlichen Meßzelle derart, daß bei unterschiedlichem Strahlungsangebot der Meßeffect der Meßzelle annähernd konstant bleibt. Das ist der erste Schritt in Richtung auf das gewünschte Ziel: „Sonnenschein/kein Sonnenschein“ unabhängig von der Intensität. Der zweite Schritt dient der Digitalisierung. Die Meßzelle wird in einem bekannten Rhythmus abgedunkelt. Aber nur, wenn die Sonne Schatten wirft, ist die Abdunklung scharf begrenzt. Sie führt dann zu steilen Einbrüchen im Photoeffect der Meßzelle. Nur dann liefert diese Zelle statt eines nahezu konstanten Meßstroms digitale Signale, die in modernen Rechenautomaten nach Programm

weiterverarbeitet werden können, ohne daß menschliche Arbeitskraft dazwischen geschaltet werden muß.



Apparatetechnisch sieht das dann wie folgt aus (vergl. Abb.): Jede der beiden Photozellen empfängt ihre Reize durch einen besonderen Lichtstreukörper (2), (4). Beide Zellen empfangen Licht aus allen Himmelsrichtungen. Aber über dem Lichtstreukörper (4), der die Meßzelle versorgt, rotiert ein schattenwerfender Bügel (5), angetrieben durch einen langsamlaufenden Motor. Der Bügel

wirft nur dann einen Schlagschatten, wenn die Sonne scheint. Das elektronische Meßgerät, das den von der Photozelle erzeugten Strom verarbeitet, registriert nur die Einbrüche, unabhängig davon, ob der Absolutwert des gelieferten Photoeffectes hoch oder niedrig ist.

Somit wird der Sonnenschein bei hohem und bei niedrigem Sonnenstand gleichermaßen erfaßt. Auf das Problem der „verschleierte Sonne“, das beim Campbell-Stokes dieselbe Rolle spielt, ohne befriedigend gelöst zu sein, kann hier, wie auch auf viele weitere technische Möglichkeiten, nicht eingegangen werden.

Es ist heutzutage so, daß fast alle meßtechnischen Probleme elegant und mit verlangter Genauigkeit und Flexibilität gelöst werden können. Die Nachteile gegenüber den „altmodischen“ Geräten und Methoden sind der hohe Preis für die Anschaffung und die Störanfälligkeit, die sich zwar klein halten läßt, dafür aber einen hohen Wartungsaufwand erfordert.

Das gilt letzten Endes auch für dieses neue, an sich ideale Gerät, vor allem wenn es nicht an einer oder an wenigen Stellen, sondern im Netz betrieben werden soll.

Es erübrigt sich vielleicht, zu sagen, daß die Ergebnisse des HELIOR und des Campbell-Stokes oder anderer Sonnenscheinautographen nicht streng miteinander vergleichbar sind. Daraus gewonnene Beobachtungen können auch durch Vergleichsmessungen nur innerhalb bestimmter Vertrauensgrenzen aneinander angeschlossen werden. Darüber kann die Herstellerfirma natürlich keine Angaben machen.

Donau-Kanals durch Verkauf von elektrischer Energie. Das Wasser war damals nur in Verbindung mit möglichst großem Gefälle als Energieträger interessant.

Wasser ist ein kostbarer Rohstoff geworden

Heute, nach 50 Jahren, hat sich das Bild wesentlich geändert. Die Rolle des Wassers als Träger potentieller Energie ist erst in zweiter Linie von Bedeutung. Dagegen ist das Wasser als Rohstoff außerordentlich kostbar geworden, und diese Bedeutung nimmt weiterhin zu. Das Ruhrgebiet leidet unter einem chronischen Wassermangel, der durch die Ausnutzung der dort vorhandenen Talsperren nur notdürftig gemildert wird und schon zur Inanspruchnahme von Rheinwasser geführt hat.

In trockenen Sommern kann sich der Wassermangel zu einer Katastrophe auswirken. Rhein und Main sind in und unterhalb der Ballungsgebiete übermäßig stark verschmutzt, ohne daß man weiß, wie man der Verschmutzung wirksam und nachhaltig begegnen soll. Auch hier werden sich zukünftige Dürresommer mit Niedrigwasserständen katastrophal auswirken. Das Problem Rheinschiffahrt bei Niedrigwasser erscheint demgegenüber recht bescheiden, obwohl es erwähnt werden sollte. Was liegt näher, als den alten Hallingerplan wieder aufzugreifen und alle Wasservorräte im Voralpengebiet, die durch die Gunst des Geländes und wegen des Baus des Schiffahrtsweges in Frage kommen, zu mobilisieren. Die Gunst der Geländeform besteht darin, daß die Scheitelhaltung des Kanals nur 13 m über dem Niveau an der Lechmündung bei rund 70 km horizontaler Entfernung liegt. Mobilisierung aller Reserven bedeutet nicht nur eine Lechüberleitung, sondern auch eine Donauüberleitung. Die übergeleitete Wassermenge wird je nach den Bedürfnissen in Main und Rhein einerseits und im Donaugebiet andererseits bis zu einem durch den Bau gegebenen Maximum zu regeln sein. Mit anderen Worten, es wäre eine „Wasserweiche“ zu bauen und eine Bundesbehörde als Weichensteller zu schaffen.

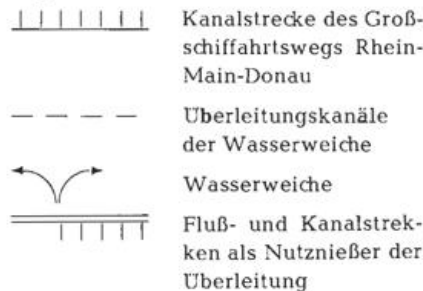
Plan einer Wasserweiche

Abb. 2 zeigt skizzenhaft die Lage der Wasserweiche und die begünstigten Wasserläufe, Abb. 1 zeigt die Höhen- und die Wassermengenverhältnisse, bezogen auf Jahresmittelwasser. Der Lech führt unterhalb Augsburg 125 m³/sec, die Donau vor Donauwörth 120 m³/sec, die sich aus 40 m³/sec Donau- und

80 m³/sec Illerwasser zusammensetzen. Das sind zusammen 240 m³/sec. Leitete man sie vollständig in den Main, so würde das bei Bamberg eine Erhöhung des Jahresmittelwassers von 100 auf



Abb. 2
Lech- und Donau-Überleitung
Lageskizze



Das Einzugsgebiet von Lech und Donau bis zur Wasserweiche wurde schraffiert.

340 m³/sec bedeuten, an der Mündung bei Mainz von 200 auf 440 m³/sec. Bei dem besonders wichtigen Fall des Niedrigwassers sind etwa 30% dieser Zahlen anzusetzen. Das Verhältnis Eigenwasser zu Fremdwasser bleibt im Mittel nahezu dasselbe, nicht dagegen im Einzelfall. Bei Niedrigwasser wird die Gesamtmenge Eigenwasser plus Fremdwasser sicherlich durch das gegenwärtige Flußbett des Mains aufgenommen werden können.

Den Vorteilen der Zusatzversorgung des Main- und Rheingebietes mit sauberem alpinen und voralpinen Wasser stehen Nachteile für das Donaugebiet unterhalb der Wasserweiche gegenüber. Besonders schwerwiegend werden sie an der Grenze bei Passau, wo fremde Interessen berührt werden. Bleiben wir beim Jahresmittelwasser, so werden bei voller Überleitung von 240 m³/h km noch 1200 m³/sec statt 1440 m³/sec nach Österreich ausfließen und eine entsprechende Einbuße an

elektrischer Energie bewirken, bei Teilüberleitung entsprechend weniger, falls nicht durch Anlage eines Rückhaltebeckens im Gebiet der Weiche für Ausgleich gesorgt wird. Diesen Nachteilen stehen allerdings auch Vorteile im Hochwasserfall gegenüber, wenn ein Teil des zuviel anfallenden Wassers ins Maingebiet abgeleitet werden kann.

Bezieht man die im Iller- und besonders im Lechgebiet vorhandenen Speichermöglichkeiten in Betracht, vermehrt durch neu anzulegende Becken im Gebiet der Weiche oder hinter ihr, dann wird der Anwendungsbereich fast unübersehbar und kann sich ganz nach den meteorologischen Ereignissen richten.

Die Schwierigkeiten, die dem Bau und dem Betrieb entgegenstehen, liegen sicherlich am wenigsten auf technischem oder gar meteorologisch-klimatologischem Gebiet. Sie sind neben der Finanzierungsfrage im wesentlichen politischer Natur. Die Frage eines Konfliktes mit außerdeutschen Interessen wurde bereits berührt. Innenpolitisch ist zu sagen, daß als Weichensteller nur eine Bundesbehörde in Frage kommen kann, die Hoheit über die Gewässer liegt aber bei den Ländern. Immerhin sollten solche Schwierigkeiten nicht unüberwindlich sein, wenn es gilt, die wichtigsten Anteile im bundesdeutschen Wasseranfall und Wasserbedarf zentral zu steuern und die Zufälligkeiten des Niederschlagsangebots auszu-manövrieren.

Meteorologische Probleme

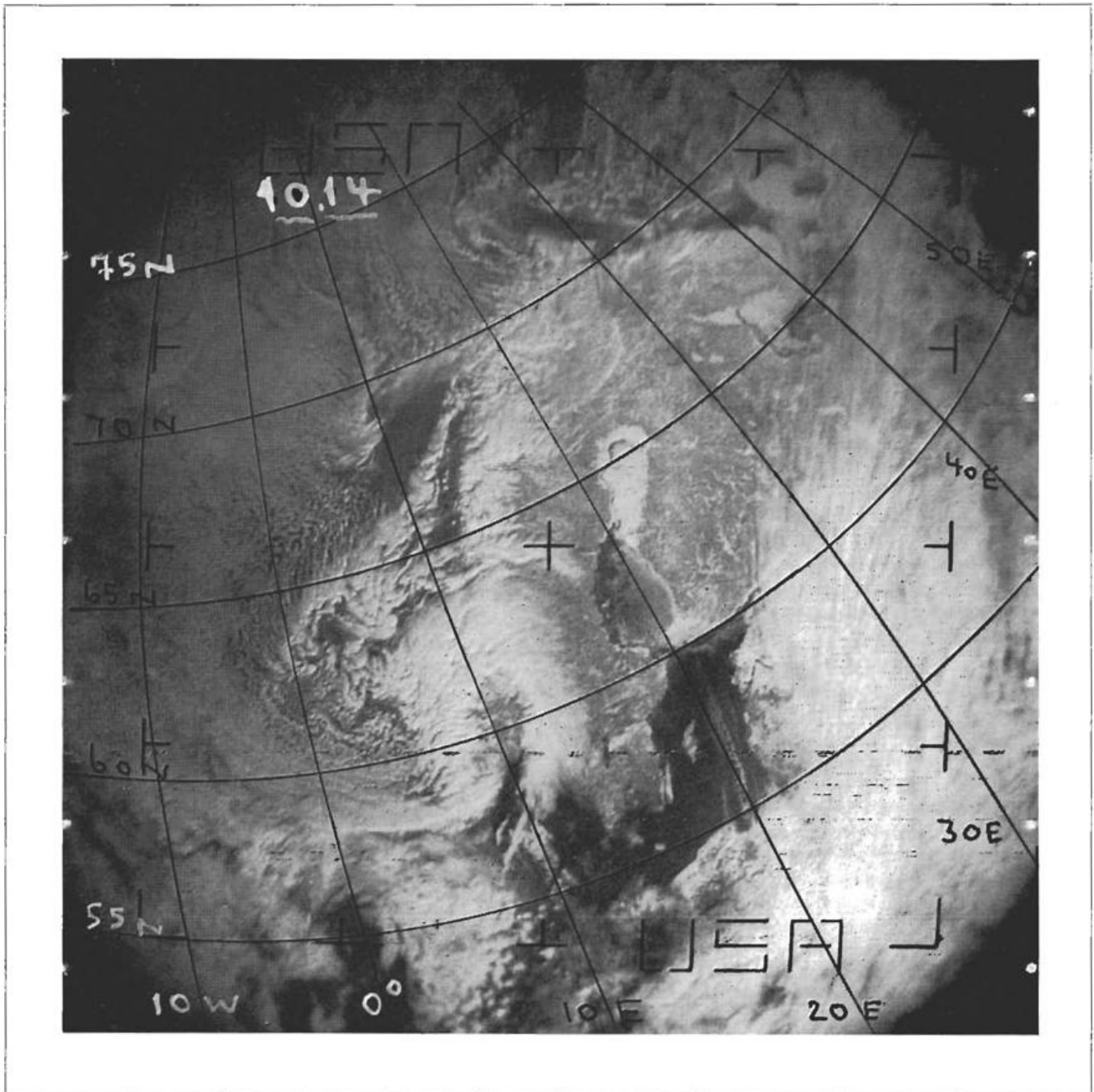
Was uns Meteorologen angeht, und weswegen das ganze Problem überhaupt dargestellt wurde, ist folgendes:

1. Der Synoptiker hat oft den Eindruck einer gewissen Gegenläufigkeit im Auftreten von Niederschlägen im Gebiet nördlich der Mittelgebirge auf der einen, im Alpen- und Voralpenland auf der anderen Seite. Die Korrelationen müßten negativ sein. Sind sie schon einmal gerechnet worden? Sie sollten sich auf verschiedene Zeiten beziehen, auf Tagesmengen, auf Summen über Großwetterlagen, über mehrere Tage, über Monate und über Jahreszeiten. Sie sollten die beiden Veränderlichen sowohl gleichzeitig in Rechnung stellen, als auch zeitliche Verschiebungen berücksichtigen. Dabei sollte es sich um Gebietsmittelwerte handeln, etwa über das in Abb. 2 schraffierte Gebiet.

2. Planung und Bau eines so eindrucksvollen Projektes, ja sogar schon die Durchsetzung des Gedankens an sich nehmen sicher mehr als ein Jahrzehnt in Anspruch. Werden wir dann mit der

Das interessante Satellitenbild

In dieser Spalte wird regelmäßig ein ausgewähltes, am Zentralamt in Offenbach aufgenommenes Satellitenbild wiedergegeben werden. Die Strichmarkierungen entstammen der Aufnahme, die geographischen Koordinaten wurden aufgrund der Position des Satelliten während der Aufnahme nachträglich eingezeichnet. In Zukunft wird auch die Wetterlage mit abgedruckt werden. In diesem Heft kommt es lediglich darauf an, einen Eindruck von der Qualität zu vermitteln und zum Studium der Einzelheiten anzuregen. Das Bild wurde im Hinblick auf die Eis- und Schneebedeckung ausgewählt.



Fennoskandien im Spätwinter 1971

aufgenommen von Satellit ESSA 8 aus 1420 km Höhe am 10. März 1971 um 10 Uhr 13 Min. 46 Sek. GMT von Position 16°30' E und 64°00' N (Umlauf Nr. 10228, Bild 1)

Aus dem Deutschen Wetterdienst

IMO-Preis für Prof. Scherhag

Der Exekutiv-Ausschuß der WMO verlieh im Oktober 1970 den 15. IMO-Preis posthum Prof. Scherhag.

Am 18. März 1970 händigte der Präsident der WMO, Dr. Nyberg (Schweden), in einer Feierstunde Frau Elisabeth Scherhag im Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin den IMO-Preis aus.

In dem schlichten Hörsaal des Instituts, der mit einem Blumenarrangement und einem Bild von Prof. Scherhag geschmückt war, eröffnete Präsident Süssenberger in seiner Eigenschaft als Ständiger Vertreter der Bundesrepublik Deutschland bei der WMO die Feier und begrüßte die anwesenden Gäste, unter denen sich außer Präsident Nyberg der Generalsekretär der WMO, Dr. h.c. Davies, der Senator für Wissenschaft und Kunst des Landes Berlin, Prof. Dr. Stein, Vertreter des Bundesministers für Verkehr und des Auswärtigen Amtes, der Präsident der Freien Universität Berlin R. Kreibisch und zahlreiche Mitglieder des Wissenschaftlichen Beirates des DWD mit ihrem Vorsitzenden Prof. Defant befanden. Nachdrücklich betonte Präsident Süssenberger die Notwendigkeit, dem verwaisten Institut in dieser kritischsten Phase seit seiner Gründung Unterstützung zu gewähren.

Anschließend sprach Dr. Davies in deutscher Sprache über das Wesen des IMO-Preises. Angesichts der in der internationalen Meteorologie hochangesehenen Namen der seitherigen Preisträger wurde die Bedeutung dieser ersten Verleihung des Preises an einen deutschen Meteorologen den Anwesenden eindrucksvoll bewußt. Danach würdigte Dr. Nyberg ebenfalls in deutscher Sprache aus seiner engen persönlichen Verbundenheit mit dem Verstorbenen heraus die wissenschaftliche Leistung von Prof. Scherhag und seinen bedeutenden Beitrag zu der internationalen Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Meteorologie.

Zum Schluß der Feier dankte Prof. H. Fortak im Namen von Frau Scherhag für die große Auszeichnung, die mit Prof. Scherhag zugleich auch dessen Institut und darüber hinaus der gesamten deutschen Meteorologie zuteil geworden ist.

Dr. Süssenberger wieder in den Exekutiv-Ausschuß der WMO gewählt

Dr. Süssenberger ist in seiner Eigenschaft als Präsident des DWD ständiger Vertreter der Bundesrepublik Deutschland in der WMO und war in der 5. Finanzperiode dieser Organisation gewähltes Mitglied des Exekutiv-Ausschusses (EC). Auf dem 6. Kongreß der WMO (5.—30. 4. 71 in Genf) waren 11 Sitze in freier Wahl zu besetzen. Vom Nominierungs-Ausschuß waren 14 Kandidaten benannt worden. Dr. S. erhielt mit 80 Stimmen die höchste Stimmenzahl. Es folgten Academician Fedorov (UdSSR) mit 78, Dr. Bobinski (Polen) mit 75 und Dr. Mason (Großbritannien) mit 73 Stimmen.

Der Bundesminister für Verkehr übersandte am 12. Mai dem Präsidenten zu seiner Wiederwahl folgendes Glückwunschschreiben:

„Sehr geehrter Herr Dr. Süssenberger!

Mit großer Genugtuung habe ich erfahren, mit welch hohem Stimmenanteil Sie erneut in den Exekutiv-Ausschuß der Weltorganisation für Meteorologie gewählt wurden.

Zu diesem hervorragenden Wahlergebnis haben sicher die sorgfältige Vorbereitung der Wahl durch das Auswärtige Amt, das internationale Ansehen und das hohe Leistungsniveau des Deutschen Wetterdienstes sowie die Mitarbeit vieler Dienstangehöriger in den Fachausschüssen der Organisation wesentlich beigetragen. Auch die Hilfeleistungen der Bundesrepublik zum Aufbau moderner Wetterdienste in den Entwicklungsländern haben sicher eine günstige Wirkung gehabt. Ganz entscheidend ist aber wohl diese weltweite Anerkennung durch Ihr gutes persönliches Verhältnis zu den Kollegen aus allen Erdteilen und Ihre rege Mitarbeit in vielen internationalen Ausschüssen beeinflusst worden.

Ich beglückwünsche Sie zu Ihrer ehrenvollen Mitgliedschaft im Exekutiv-Ausschuß und wünsche Ihnen eine weitere erfolgreiche Mitarbeit in diesem hohen Gremium der WMO.

Mit freundlichen Grüßen
(gez.) Georg Leber“

Der Präsident dankte in seinem Antwortschreiben vom 21. Mai 1971 dem Bundesminister für Verkehr für die

anerkennde Äußerung über das Wahlergebnis und wies darauf hin, daß er in seiner Wiederwahl ein deutliches Zeichen dafür sehe, daß der Deutsche Wetterdienst endgültig die auch auf ihm lastenden Nachwirkungen des zweiten Weltkrieges überwunden habe und wieder die ihm durch seine fachlichen Beiträge zustehende Rolle in der weltweiten wetterdienstlichen Zusammenarbeit spielen könne. Er werde sich bemühen, in der bevorstehenden vierjährigen Amtsperiode hierzu nach bestem Vermögen seinen persönlichen Beitrag zu leisten, wie auch der Dienst weiterhin die Mitarbeit in der WMO zum Nutzen aller Mitglieder intensiv pflegen werde.

(siehe auch: Aus der WMO)

Wetteramt Berlin

Der langjährige Leiter des Wetteramts Berlin, Reg.-Dir. Dr. G. Fritz, trat am 15. 3. 71, im 63. Lebensjahr, in den Ruhestand. Mit der Wahrnehmung der Geschäfte wurde am 1. 4. 71 ORR Kehr beauftragt.

Zentralamt Offenbach

Der Leiter der Allgemeinen Abteilung des Zentralamts, Abt.-Präs. Dr. H. Schweitzer, trat am 1. 4. 71 nach Vollendung des 62. Lebensjahres in den Ruhestand. Nachfolger wurde Prof. P. Thran, bisher Leiter des Seewetteramtes Hamburg.

Die Allgemeine Abteilung wurde in 2 Unterabteilungen gegliedert:

Unterabteilung UF: „Zentrale Fachaufgaben“ mit den Referaten:

A1: Allgemeine Fachangelegenheiten, Auslandsdienst

A2: Flugwetterdienst

A3: Instrumentenwesen

A7: Bibliothek, Veröffentlichungen, Dokumentation

Leitung: Dr. H. Voss (zugleich Ref. A1)

Unterabteilung UV: „Verwaltung“ mit den Referaten:

A4: Personalwirtschaft, Organisation, Innerer Dienst

A5: Haushalt

A6: Personalrecht, Justitiariat, Liegenschaften

A8: Ausbildungswesen

Leitung: F. Baumeister (zugleich Ref. A4)

Aus der Weltorganisation für Meteorologie (WMO)

Der sechste Kongreß der WMO fand in der Zeit vom 5.—30. 4. 1971 in Genf statt. Die Bundesrepublik war durch eine Delegation von 9, zeitweise 12 Mitgliedern vertreten, geleitet durch den Präsidenten des Deutschen Wetterdienstes.

Wahl des Präsidenten

Eine wichtige Aufgabe des Kongresses war die Besetzung der wichtigsten Ämter für die 6. Finanzperiode (1972 bis 1975). Als neuer Präsident der WMO wurde M. F. Taha (Vereinigte Arabische Republik) im zweiten Wahlgang mit knapper Mehrheit vor Dr. W. J. Gibbs (Australien) gewählt. Herr Taha ist seit 1953 Leiter des Meteorological Department der VAR. Er war 1955 Mitglied des Exekutivausschusses (EC) der WMO und von 1959—1962 deren zweiter Vizepräsident.

Als erster, zweiter und dritter Vizepräsident wurden Dr. Gibbs, Herr Bessemoulin (Frankreich) und Herr Koteswaram (Indien) gewählt.

Wahlen zum Exekutivausschuß

Damit jeder Regionalverband mit mindestens zwei Wetterdienstdirektoren im Exekutivausschuß vertreten ist — wie es das Übereinkommen vorschreibt — wurden zunächst Herr Echeverri-Ossa (Kolumbien) für die Region III (Südamerika) und Dr. White (USA) für die Region IV (Mittel- und Nordamerika) in den Exekutivausschuß gewählt. Für die Wahl der elf weiteren Mitglieder waren vom Nominierungsausschuß 14 Kandidaten benannt worden. Von diesen wurden gewählt:

Mr. F. A. Acquah	Ghana
Mr. M. Azmy	Marokko
Dr. E. Bobinski	Polen
Mr. O. Coronel Parra	Venezuela
Professor G. Fea	Italien
Academician	
E. K. Fedorov	UdSSR
Dr. B. J. Mason	Großbritannien
Mr. M. Samiullah	Pakistan
Dr. E. Süssenberger	Bundesrepublik Deutschland
Dr. K. Takahashi	Japan
Mr. S. Tewungwa	Kenya, Tanzania, Uganda

Durch Akklamation wurde Dr. Nyberg (Schweden), der scheidende Präsident aus der IV. und V. Finanzperiode, in den Exekutivausschuß gewählt.

Wahl des Generalsekretärs

Der bisherige Generalsekretär der WMO, Mr. D. A. Davies (England), wurde für weitere vier Jahre in seinem Amt bestätigt. Dr. Davies trat 1936 beim British Meteorological Office ein, war 1939—1947 als Meteorologe in der Royal Air Force und seit 1955 ununterbrochen in seiner bisherigen Stellung.

Haushaltsvorschlag

Für die 6. Finanzperiode, beginnend am 1. 1. 1972 werden 17 300 000 US-Dollar an Einkünften erwartet, die sich nahezu ausschließlich aus Beiträgen der Mitglieder zusammensetzen. Die Anforderungen, die dabei an die Mitglieder gestellt werden, gehen aus der folgenden Tabelle hervor, welche die Mitglieder der WMO, geordnet nach Beitragseinheiten (mindestens 10 Einheiten), enthält:

USA	274
UdSSR (einschließl. Ukraine und Weißrußland)	147
Großbritannien	69
Bundesrepublik Deutschland	53
Frankreich	52
China	43
Kanada	30
Indien	26
Italien	26
Japan	26
Australien	20
Schweden	16
Argentinien	15
Brasilien	15
Belgien	14
Polen	14
Schweiz	13
Niederlande	12
Tschechoslowakei	11
Spanien	11
Mexiko	10
Südafrika	10
Die übrigen 109 Mitglieder	241
Summe	1148

Ein wesentlich anderes Bild würde sich ergeben, wenn man die Mitglieder nach der Zahl ihrer in der WMO, gleich in welcher Eigenschaft, tätigen Staatsangehörigen ordnete.

Neugliederung der Fachkommissionen

Der Kongreß beschloß (Resolution 2.5/1 [Cg-VI]) eine Neugliederung der Fachkommissionen (Technical Commissions) nach folgendem System:

Basic Commissions

- (I) Commission for Basic Systems (CBS)

- (II) Commission for Instruments and Methods of Observation (CIMO)
- (III) Commission for Atmospheric Sciences (CAS)

Applications Commissions

- (I) Commission for Aeronautical Meteorology (CAeM)
- (II) Commission for Agricultural Meteorology (CAGM)
- (III) Commission for Marine Meteorology (CMM)
- (IV) Commission for Special Applications of Meteorology and Climatology (CoSAMC)
- (V) Commission for Hydrology (CHy)

Hundertjahrfeier IMO/WMO

Das hundertjährige Bestehen der Internationalen Meteorologischen Organisation (IMO) und ihrer Nachfolgerin, der WMO soll 1973 in Wien und anschließend in Genf gefeiert werden. Der Termin steht noch nicht fest. Die zuständigen Gremien der WMO wurden mit der Vorbereitung beauftragt.

IMO-Lecture

Welche Bedeutung der Beeinflussung unserer Umwelt auf internationaler Ebene zugemessen wird, zeigte sich in der Wahl des Hauptthemas wie der übrigen Themen und Diskussionsbeiträge. Prof. K. Ya. Kondratyev (Leningrad) eröffnete die wissenschaftliche Sitzung mit dem Hauptthema:

„Interaction between dynamic and radiative processes in the global circulation of the atmosphere“.

Er zeigte, inwieweit Änderungen in der aufgenommenen Sonnenenergie sehr wesentliche Wirkungen auf das Klima haben, obwohl der genaue Betrag der von der Erde aufgenommenen Strahlung noch nicht bestimmt werden kann.

Unter dem Sammelthema „The Human Environment“ folgte dann eine allgemeine Diskussion:

Prof. Bolin (Schweden): „Large-scale atmospheric pollution problems and their possible repercussions on global climates“.

Prof. H. E. Landsberg (USA): „Interaction between man and environmental climates“.

Academician E. K. Fedorov (UdSSR): „Interaction of man and his environment — the present state of affairs and prospects for the future“.

Prof. M. I. Budyko (UdSSR): „The influence of man's activity on climate“.

Prof. K.-O. Münnich: „Atmosphere/ocean relationships in the global environmental pollution“.

Prof. H. Flohn: „Saharization — natural causes or management?“

Prof. T. J. Chandler (Großbritannien): „Urban climates“,

Dr. E. Bobinski (Polen): „Pollution problems of the Vistula river“,

J. P. Bruce (Canada): „Meteorological aspects of the Great Lakes Pollution“.

Budyko zeigte, wie eine Abnahme der Sonneneinstrahlung von 1,5—2% auf eine völlige Vereisung des Planeten Erde hinauslaufen könnte. Eine Zunahme von nur 1% würde genügen, die polaren Eiskappen zu schmelzen. Kleine Änderungen in unserem unstabilen Klima könnten daher zu substantiellen Änderungen des Klimas führen, wenn durch die Aktivität des Menschen Staub in der Atmosphäre verbreitet wird, die Kohlendioxid-Konzentration zunimmt oder die Energieproduktion sich ausweitet.

In einem mehr lokalen Bereich sprach Chandler von den Wirkungen der städtebaulichen Entwicklung auf unser Klima. Schon lebt 30% der Weltbevölkerung in Städten, und die Verstädterung nimmt rasch zu. Höhere Temperaturen in allen Städten erzeugen lokale Windsysteme, die den Verschmutzungszustand beeinträchtigen, die Sonnenscheindauer nimmt ab, der Niederschlag

kann zunehmen, die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre wird verändert. Alle diese Faktoren beeinflussen die menschliche Gesundheit und das menschliche Wohlbefinden und dringen auf mehr angewandte Forschung, damit die Architekten, die Städteplaner, die Gesundheitsexperten unter den bekannten und noch zu entdeckenden Aspekten des Stadtklimas die Vorteile dieses Klimas ausnutzen und die Nachteile klein halten können.

Die wachsende Weltbevölkerung macht die Lebensmittel-Produktion zu einem kritischen Punkt. Gerade Neuzüchtungen von Feldfrüchten sind hochempfindlich in bezug auf das Wasserangebot. Solange die Grundwasservorräte, die für die Bewässerung ausgenutzt werden, durch Regen wieder ersetzt werden, ist alles in Ordnung. Flohn zeigte aber, wie an den Grenzen der Trockengebiete die Grundwasserreserven stetig schwinden und die Vegetation abnimmt — Alarmierende Zeichen einer Unterbilanz im regionalen Wasserhaushalt. Unter den gegenwärtigen Klimabedingungen können die fossilen Wasservorräte nicht wieder aufgefüllt werden.

Ebenso wurden Fluß- und Seever- schmutzung behandelt. An den Großen Seen von Nordamerika zum Beispiel werden 25 Millionen Menschen durch die Verschmutzung in Mitleidenschaft gezogen, und die Verschmutzung über- schritt an einigen Stellen bereits die Gefahrgrenze. Die Quecksilberauf- nahme von Fischen hat diese ungeeignet für den menschlichen Genuß ge- macht. Es gibt ferner wachsende Kon- zentrationen von Blei, Cadmium, Zink, DDT und anderen Giften.

Die Vorträge werden durch die WMO veröffentlicht werden.

Stellenausschreibung der Welt- organisation für Meteorologie (WMO)

Project Manager of the UNDP project „Meteorological Research and Training Institute in the Republic of Korea for which WMO is the Executing Agency“. Duration: 5 years, Required: January 1972, Closing date: 31. August 1971, Duty station: Seoul, Korea, Basic salary: 16 074 \$ per annum.

Language: English.

(Aktenzeichen: KOR/WMO.SF/1)

Einzelheiten und Bewerbungsunterlagen beim Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes.

Wichtige Neuerscheinungen

World Survey of Climatology. Editor in Chief: H. E. LANDSBERG. Verlag: Elsevier, Amsterdam.

Das Gesamtwerk, vergleichbar mit dem in den Jahren 1930—1939 unvollständig erschienenen „Handbuch der Klimatologie“ von KÖPPEN-GEIGER, umfaßt folgende 15 Bände (Herausgeber in Klammern):

- 1: General Climatology I (H. FLOHN)
- 2: General Climatology II (H. FLOHN)
- 3: General Climatology III (H. FLOHN)
- 4: Climate of the Free Atmosphere (D. F. REX)
- 5: Climates of Northern and Western Europe (C. C. WALLÉN)
- 6: Climates of Central and Southern Europe (C. C. WALLÉN)
- 7: Climates of the Soviet Union (P. E. LYDOLPH)
- 8: Climates of Northern and Eastern Asia (H. ARAKAWA)
- 9: Climates of Southern and Western Asia (H. ARAKAWA)

10: Climates of Africa (J. F. GRIFFITHS)

11: Climates of North America (R. A. BRYSON)

12: Climates of Central and South America (W. SCHWERDTFEGGER)

13: Climates of Australia and New Zealand (J. GENTILLI)

14: Climates of the Polar Regions (S. ORVIG)

15: Climates of the Oceans (H. THOMSEN)

Bisher sind die Bände 2, 4, 5, 8, 13 und 14 erschienen.

Introduction to Meteorological Optics.

By R. A. R. TRICKER.
New York: American Elsevier Publ. Comp. Inc. 1970.

The Practice of Weather Forecasting.

By P. G. WICKHAM.
London: Her Majesty's Stationery Office 1970.

Biometeorological Methods.

By R. E. MUNN.

New York, London: Academic Press 1970.

Meteorological Factors in Air Pollution. By A. G. FORSDYKE.

Geneva: World Meteorological Organization 1970 = WMO — No 274. TP. 153. Techn. Note No 114.

Climate and Weather.

By J. A. DAY and G. L. STERNES.
Reading/Mass. u. a.: Addison-Wesley Publishing Company 1970.

Climatologie.

Par P. ESTIENNE et A. GODARD.
Paris: Librairie Armand Colin 1970.

Hydrometeorology.

By C. J. WIESNER.
London: Chapman and Hall Ltd. 1970.

Elements of Meteorology.

By A. MILLER and J. C. THOMPSON.
Columbus/Ohio: Charles C. Merrill Publishing Co. 1970.

The Value of the Weather.

By W. J. MAUNDER.
London: Methuen and Co. Ltd. 1970.

Wetterforschung. Analyse, Vorhersage und Beeinflussung des Wetters (Übers. aus dem Engl. v. H.-W. GEORGII und H. WACHTER). Von B. W. ATKINSON. Stuttgart: Deutsche Verlags-Anstalt 1970.

Tagungen

Weil der folgende Tagungsbericht eine aktuelle Ergänzung zum Thema dieses Heftes bildet, wurde er ungekürzt abgedruckt.

„International Conference On Atmospheric Turbulence“ vom 18.—21. Mai 1971 in London

Verlauf der Tagung

Die Tagung wurde von der Royal Aeronautical Society veranstaltet und fand im Gebäude dieser Gesellschaft statt, in dem außer dem Vortragsraum noch genügend Nebenräume zur Verfügung standen. Die Themen der beiden ersten Tage der Konferenz, an denen der Berichterstatter teilnahm, befaßten sich mit den heutigen Kenntnissen und Forschungen auf dem Gebiet der Turbulenz und den daraus für die meteorologische Vorhersage für den Flugzeugbau, die Entwicklung von Bordgeräten und den Flugverkehr zu ziehenden Folgerungen. Der dritte Tag war speziellen Problemen der Flugzeugkontrolle und -belastung bei Turbulenz gewidmet. Am vierten und letzten Tag kamen medizinische Probleme beim Einfluß von Turbulenz auf den Menschen zur Sprache.

Allgemeine

Bemerkungen zu den Vorträgen

In Statistiken wurde ein reiches Material der mit großem Aufwand durchgeführten speziellen Programme der Forschungszentren dargeboten. Es wurde versucht, die Ergebnisse theoretisch zu untermauern oder synoptisch zu verifizieren. Alle Arten der Turbulenz wie: Böenfronten, dynamische Turbulenz in der bodennahen Grenzschicht, thermische oder konvektive Turbulenz, Turbulenz im wolkenfreien Raum (CAT) und Turbulenz an Aufgleitflächen wurden untersucht und angesprochen. Viele daraus gezogenen Lehren und Folgerungen waren der konstruktiven Verbesserung im Flugzeugbau oder der Flugzeugkontrolle bestimmt. In meinem Bericht will ich nur auf die Ergebnisse eingehen, die für die synoptische Praxis von Nutzen sind.

Starke Turbulenz gilt auch heute noch als das schwierigste Problem im Luftverkehr. Beschleunigungen von $\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ g werden als mäßige, Werte von 1 g und darüber als schwere Turbulenz verstanden. Während die Bedingungen für konvektive Turbulenz mit synoptischen und instrumentellen Mitteln erkennbar sind, kam mit dem Einsatz

des Düsenluftverkehrs die Berührung mit der CAT, deren rechtzeitiges Erkennen und Vorhersage auf größte Schwierigkeiten stößt. Die vielen Fälle, bei denen Düsenmaschinen in schwerer CAT außer Kontrolle gerieten, führten zu der Bezeichnung: „Jet upset“. Darunter versteht man einen Flugzustand, der im deutschen Sprachgebrauch wohl am besten mit Trudeln wiedergegeben wird. Zahlreiche potentielle und tatsächliche Unfälle sind der Grund dafür, daß man sich dem Problem der Turbulenz erneut mit großer Energie zugewendet hat. Auch die Boeing 747 (Jumbo) kam kurz nach ihrem Einsatz im Passagierluftverkehr an der Ostküste der USA mit schwerer CAT in Berührung, wobei es Verletzte gab und die Maschine nach New York zurückkehren mußte.

Es wird heute allgemein anerkannt, daß CAT durch Wellen an stabilen Schichten mit Windscherung hervorgerufen wird. Diese Wellen brauchen jedoch keine Turbulenz hervorzurufen, vielmehr müssen kritische Wellenlängen auftreten, die vom Wind- und Temperaturgradienten normal zur stabilen Schicht abhängig sind.

Die theoretischen Studien über Stabilität von Strömungen verschiedener Geschwindigkeiten begann HELMHOLTZ bereits im Jahre 1868. KELVIN war der erste, der 1871 experimentelle Untersuchungen in Wasserbecken vornahm. Es dauerte danach aber bis 1920, bis RICHARDSON und 1931 TAYLOR, GOLDSTEIN u. a. diese Untersuchungen wieder aufgegriffen. Seit 1966 (REITER, BRUNS) wird CAT von den Forschern als „Kelvin-Helmholtz-Instabilität“ (KHI) verstanden, und in allen dargebotenen Vorträgen wurde dieses Problem angesprochen.

Der Begriff schließt konvektive Turbulenz aus. Trotzdem spielt sich CAT auch in Wolken ab, z. B. an Aufgleitflächen. Es wurde daher auch die Bezeichnung: „Wave Induced Turbulence“ (WIT) vorgeschlagen, die aber noch keine allgemeine Anwendung gefunden hat.

Inhalt der Vorträge

Nach einer Begrüßung durch Mr. Davies, dem Präsidenten der Gesellschaft, gab DONELY (NASA Langley Research

Center, Hampton, Virginia, USA) als Einführung und Ziel der Tagung einen Gesamtüberblick über den Einfluß der Turbulenz auf den Luftverkehr. An Hand von Statistiken diskutierte er die Probleme der Vermeidung von Turbulenz, der Verbesserung der Flugzeugcharakteristiken und Spezieller Systeme und Geräte, um die Wirkung der Turbulenz zu reduzieren.

Der Einfluß des Windes, der Windscherung und der Turbulenz in allen Phasen des Fluges (Start, Steigflug, Horizontalflug unter IFR-Bedingungen, Abstieg und Landung) wurden eingehend besprochen. Die Vermeidung der Turbulenz wird zur Zeit in drei Schritten versucht: Vorhersage, Erkennung und Flugbericht (AIREP). Aber notwendige Aktionen werden durch Flugplan und Flugsicherungsvorschriften eingeeengt.

Da die konvektive Turbulenz mit Hilfe des Bordradars sichtbar wurde, gehen heute Versuche nach einem ähnlichen Mittel, die Turbulenz in wolkenfreier Luft (CAT) zu erkennen. Trotz gigantischer Anstrengungen, das Problem der Vorhersage von CAT zu lösen, ist bisher noch keine signifikante Verbesserung gelungen.

Fragen des Verhaltens und des Trainings der Piloten im Hinblick auf Turbulenz sowie die Reaktion des Flugzeuges nahmen einen breiten Raum im Vortrag ein. Probleme der Festigkeit und Ermüdungserscheinungen der Zelle wurden beleuchtet. Schließlich wurden Folgerungen gezogen und die erforderlichen Maßnahmen für den Luftverkehr festgehalten.

GARRISON (USAF Flight Dynamics Laboratory, USA) gab einen Rechenschaftsbericht über den heutigen Stand der Kenntnisse über alle Erscheinungen der Turbulenz. Zunächst wurden von Tiefflügen mit Messung aller drei Komponenten der Beschleunigung Ergebnisse gezeigt, die im wesentlichen bekannte Tatsachen bestätigten. Erwähnenswert ist, daß in Bodennähe die Horizontalböen stärker sind als die Vertikalböen.

Eine Klimatologie der CAT konnte nur auf Grund von Berichten der Piloten durchgeführt werden. Es besteht eine enge Korrelation zwischen CAT und Leewellen, Tropopause und Jet Streams. In mittleren Breiten ist die CAT im Winter stärker als in den übrigen Jahreszeiten, da im Winter größere horizontale Temperaturgradienten und damit größere vertikale Windscherungen auftreten. Die Häufigkeit von Turbulenz ist am geringsten zwischen 10 000 und 20 000' ft Höhe und erreicht ihr Maxi-

mum in der Nähe der Tropopause. Oberhalb von 40 000 ft nimmt die Turbulenz im Mittel ab. CAT ist auch nach GARRISON als KHI zu verstehen. Nach seiner Meinung sind mesoscale Erscheinungen zur Vorhersage von CAT nicht geeignet.

Für die Operationshöhen des Überschallverkehrs (SST) existieren nur die Daten des NASA U2-Programms. Die Anwendung dieser Ergebnisse auf den SST erscheint aber unsicher, da die Charakteristiken der U2 völlig andere als die der zivilen SST-Flugzeuge sind. Eher scheinen die Testflüge der XB-70 hierfür geeignet. Mit einiger Sicherheit ist hiernach anzunehmen, daß beim Überschallflug im Mittel 6 bis 7% der Flugstrecken von Turbulenz beeinflusst werden.

Das B-66-Projekt führte Versuchsflüge in Gewittern durch. Die Turbulenz in Gewittern und in ihrer Nähe ist schon immer eine der größten Gefahren für den Luftverkehr gewesen. Dies gilt auch noch für Düsenflugzeuge. Die Flughöhe im SST liegt bei 60 000 ft (18 km). Höhere Cb's dürften äußerst selten sein. Außer Turbulenz und Hagel sind für den SST starke und rasche Temperaturänderungen, die in der Nähe von Gewittern auftreten, eine ernste Gefahr, da dadurch die automatische Luftzufuhr beeinflusst wird.

Die Versuchsflüge in der bodennahen Schicht bestätigten das Minimum im Energie-Spektrum zwischen „mesoscale“- und „microscale“-Wellenlängen. In der freien Atmosphäre besteht dieses Minimum unter mittleren Bedingungen nicht, sondern nur, wenn die Energiezerstreuung größere Beträge annimmt.

LEE (National Severe Storm Laboratory, USA) führte Vergleichsmessungen in Gewittern und in ihrer Nähe über Oklahoma und Malaysia durch. Dabei ergaben sich einige bemerkenswerte Unterschiede. Die Höhe der Gewitterwolken wurde vom Flugzeug aus sowie mit Radar und photometrisch vermessen. Die mittlere Höhe der Gewitter über beiden Gebieten ist in etwa die gleiche. Da die Tropopause im Mittel über Malaysia aber bei 50 000 ft liegt, während sie über Oklahoma bei 40 000 ft angetroffen wird, müssen die notwendige Energie und die Vertikalgeschwindigkeit in den Gewittern über Oklahoma größer sein. Die gemessenen maximalen Vertikalgeschwindigkeiten betragen über Malaysia 65 m/sec, über Oklahoma 85 m/sec. Hagel und starke Böen in Begleitung von Gewittern sind über Malaysia selten, während sie über Oklahoma gewöhnliche Begleiterscheinungen darstellen.

Ein Unterschied ergab sich in der Wellenlänge der Turbulenzfelder. Die mittlere Dauer der Turbulenz über Oklahoma betrug 165 sec, hingegen über Malaysia nur 70 sec. Diese Differenz erklärt sich aus der Natur der Gewitter. Die meisten Gewitter über Oklahoma sind in Linien von einigen hundert Meilen Länge angeordnet, während die Gewitter in Malaysia in örtlichen Zellen auftreten.

MATHER (National Aeronautical Establishment, Ottawa, Canada) berichtete über Versuchsflüge in Jet Streams mit über 200 kt Windgeschwindigkeit. Außer den drei Beschleunigungskomponenten wurde die Fluktuation der Temperatur, sowie das mittlere horizontale Wind- und Temperaturfeld gemessen. Mit Hilfe der Gleichung des Turbulenz-Energie-Haushalts konnte gezeigt werden, daß in den Wellen Energie gespeichert wird bis zu einer kritischen Amplitude, bei der innerhalb 10 sec die Welle bricht und die gespeicherte Energie in Turbulenz freigesetzt wird. Es entsteht ein Wirbel senkrecht zum Scherungsvektor, den man auch als Kelvin-Helmholtz-billow bezeichnet. Der Energieverlust der Vertikalkomponente, die gegen die Schwerkraft gerichtet ist, führt zur Anisotropie der Turbulenz. Bis zu 35 kt pro 1000 ft vertikale Windscherung wurden bei starker Turbulenz gemessen. Dies führt zu ernststen Kontrollproblemen der Flugzeuggeschwindigkeit. Ausgehend von der Tatsache, daß Wellen bei CAT eine Rolle spielen, sind numerische Untersuchungen im Gange, wobei eine Stabilitätsanalyse der Radiosondenaufstiege durchgeführt wird, um turbulenzverdächtige Schichten zu finden. Ferner sind Untersuchungen über den Zusammenhang zwischen mesoscaler Energie und CAT im Gange.

Ein Vortrag von NICHOLS (Meteorological Office, Bedford, UK) hatte ein Projekt des Royal Aircraft Establishment zum Thema. Ziel dieses Projektes mit Flügen über den westlichen USA war, festzustellen, ob tropospärische Wellen über Gebirgen auch mit Schwingungen in der Stratosphäre verbunden sind. Die Gebirge über den westlichen USA sind ein bevorzugtes Gebiet für Leewellen. Die Meßergebnisse wurden mit Hilfe von Vertikal-schnitten der potentiellen Temperatur ausgewertet. Die optimale Wetterlage trat ein nach Durchgang einer Kaltfront mit Anhebung der Inversion, NW-Wind in der unteren instabil geschichteten Luft und westlichen Winden in der stabilen Luft darüber. Schwingungen mit Wellenlängen von 8 nautischen Meilen wurden in 50 000 ft

festgestellt, denen kürzere Wellen überlagert waren. CAT wurde in 59 000 bis 62 000 ft beobachtet. Keine CAT trat in Höhen zwischen 40 000 bis 45 000 ft auf. Die Wellen hatten Amplituden von 3000 bis 5000 ft. Jedoch wurden über der Sierra Nevada auch Amplituden von 7000 bis 9000 ft gefunden, wobei das Flugzeug außer Kontrolle geriet. Diese Turbulenzgebiete hatten 14 nautische Meilen horizontale und 10 000 ft vertikale Ausdehnung.

COLMAR (Royal Aircraft Establishment, Bedford, UK) beschäftigte sich mit Böenfronten in Begleitung von Gewittern. Diese Fronten sind bei Start und Landung eine der größten Gefahren. Vergleich zwischen Böenfronten in Oklahoma, Bedford und dem Kongogebiet zeigten, daß die Böen in Oklahoma bei weitem am schwersten sind. Auch die Windrichtungsänderung ist in Oklahoma am größten. In 64% der Fälle tritt eine Richtungsänderung von über 90° auf, in 10% von über 180°. Die wichtigsten Parameter sind: Böenstärke, Richtungsänderung und Böenlänge, d. h. die Zeit, während der die Zunahme des Windes stattfindet. Die Böenstärke nimmt zwischen Boden und 500 m Höhe um 50% zu. Die am Boden gemessene Windstärke gibt also kein genaues Bild des Windes in einigen hundert Metern darüber. Die Richtung ändert sich dagegen nur wenig mit der Höhe. Das vertikale Profil einer Böe ist im allgemeinen mit der Höhe rückwärtsgeneigt wie eine normale Kaltfront, manchmal am Boden aber auch verzögert.

Die Verfolgung der Böenfronten mit Radar erbrachte das interessante Ergebnis, daß die Böenfront während der Entwicklungszeit des Gewitters dicht am Gewitter (0 bis 7 km) bleibt, in der Abschwächungsphase aber bis 20 km vorausläuft.

Nach SCORER (Imperial College, UK) tritt KHI in stabilen Schichten auf, die ursprünglich horizontal liegen, durch die Windscherung aber dann geneigt werden. Das ist gewöhnlich in Leewellen und in Warmfronten der Fall. Die Abschätzung der Wellenamplitude ist fast unmöglich, da sie von der Neigung des Gebirges und der Ahströmung des Windes abhängt.

THORPE (National Institute of Oceanography, UK) gelang der Nachweis der HKI experimentell durch Versuche in Wasserbecken. Die bislang bestehenden Theorien waren nur auf kleine Instabilitäten anwendbar. Die Entwicklung zu großen Amplituden war weder mathematisch noch experimentell gesichert. Die Versuche, die in einem Film vorgeführt wurden, zeigten deut-

lich, wie Wellenstörungen, die einer internen Front entspringen, plötzlich anwachsen und brechen, wobei Turbulenz erzeugt wird.

Analog zum Wetterradar, das konvektive Turbulenz sichtbar macht, gehen Versuche in Wallops Island, Virginia, dahin, mit Radargeräten großen Auflösungsvermögens auch CAT auf dem Schirm abzubilden. Der Bericht von BOUCHER (Air Force Cambridge Research Laboratories, USA) war recht optimistisch. Ein sehr empfindliches Radargerät operiert mit Wellenlängen von 3,2, 10,7 und 71,5 cm. Das Gerät spricht auf Inhomogenitäten des Refraktionsindex an, die durch Mischungsvorgänge bei der Turbulenz entstehen. Es können jedoch nur Turbulenzen mit halber Wellenlänge der Radarstrahlung geortet werden. Mit 10,7 und 71,5 cm Wellenlängen können also Wirbel der Größe 5 und 35 cm erkannt werden. Diese kleinen Inhomogenitäten dienen nun aber als Indikatoren für Schwingungen von 10 bis 1000 m, welche auf das Flugzeug einwirken. Bei 53 Flügen wurden Turbulenzmessungen im Flugzeug mit gleichzeitigen Radarortungen verglichen, wobei eine gute Übereinstimmung gefunden wurde. Es gibt jedoch ein Minimum in der Radarerkenntnis in 6 bis 9 km Höhe wegen der Abnahme des Wasserdampfes, darüber wieder eine Zunahme wegen des starken Gradienten der potentiellen Temperatur in der Nähe der Tropopause. Alle Fälle zeigen eine stabile Zone mit starker Windscherung, wobei sich der Richardson-Index zu 0,5 bis 0,1 ergibt. Folgende typischen Fälle wurden herausgestellt:

1. Tropopausenjet mit Echo und Turbulenz in der stabilen Zone an der Tropopause.
2. Turbulenz oberhalb wolkenloser Konvektion im Winter. Die Turbulenz wird durch Wellen gedeutet, die durch die Konvektion angeregt werden.
3. Turbulenz oberhalb einer Abgleitinterversion.
4. Plötzliche und signifikante Änderung in Windrichtung und potentieller Temperatur während der Passage eines Tiefdrucktroges.

Die Turbulenz kann über Stunden anhalten. Es gibt aber auch kurzfristige Änderungen.

In den USA wird zur Zeit ein Netz mit ferngesteuerten Radargeräten aufgebaut. Geräte mit großer Auflösung bedienen mit Empfängern ausgerüstete Warnzentralen. Das Bild wird mit TV-Monitor oder Faksimile übertragen. Ende 1971 soll das System in Betrieb

sein. Man verspricht sich eine revolutionierende Wirkung auf Flugplanung und Verkehrsführung.

Als Vertreter einer Fluggesellschaft kam BECKWITH (United Air Lines, USA) zu Wort. Er sprach über Flug Erfahrungen, synoptische Zusammenhänge und Vorhersageprobleme. Die Flüge der UAL führen über Tornadostraßen, Leewellen und Jet Streams, so daß im Monat im Mittel 3 bis 4 Fälle schwerer Turbulenz auftreten. Die Bordradargeräte sind nicht empfindlich genug, um spezielle Turbulenz zonen auszumachen. Mit den bisher üblichen Bordgeräten können nicht erkannt werden: Böenfronten, Leewellen, CAT, Frontalflächen mit Turbulenz, Wellen in großer Höhe, die von Gewittern erzeugt werden. Es sind daher große Sicherheitsabstände von den turbulenzverdächtigen Gebieten notwendig, was aber aus verkehrstechnischen Gründen oft auf Schwierigkeiten stößt. Bordradargeräte, die vom Boden aus gesteuert werden (Monitors), befinden sich in den USA im Versuchsstadium.

Infolge der Komplexität der Turbulenzerscheinung werden in den USA 10–12 Spezialkarten und Diagramme gezeichnet, um Turbulenz vorherzusagen. An Bord kann lediglich der horizontale Temperaturgradient kontrolliert werden, der bei plötzlicher Änderung ein Anzeichen auf bevorstehende Turbulenz ist. Bei Steig- oder Sinkflug ist es möglich, das vertikale Windprofil zu messen. Die Erkennung der Tropopause ist außerordentlich wichtig. Umgekehrt würde mit laufender automatischer Messung und Übersendung der Parameter zum Boden, dem beratenden Meteorologen viel geholfen. Große Gewitter können wie Gebirge Wellen darüber und schwere Turbulenz erzeugen. Dieser Typ wird oft in den Anden angetroffen, weit vom eigentlichen Gewitterherd entfernt. Die Vorhersage ist sehr schwierig. Eine enge Zusammenarbeit mit den Besatzungen ist daher auch in den nächsten Jahren unbedingt notwendig.

In den Air Force Cambridge Research Laboratories, USA, laufen seit 20 Jahren noch andere Versuche Ortungsgeräte für CAT zu entwickeln. Zwei Wege werden zur Zeit als erfolgversprechend angesehen und weiter verfolgt. Zunächst versuchte man mit Laser Temperatur- und Dichtegradienten zu messen, was aber nicht gelang (Rayleigh scatter). Es gelang aber mit pulserendem Doppler-Radar die Bewegung von Aerosolpartikeln, die man mit CAT in Zusammenhang bringt, anzupeilen. Diese Methode verlangt aber

reine, fast monochromatische optische Sender. Man hofft in 3 bis 5 Jahren einen CO₂-Laser betriebsfertig zu haben. Die Kosten sind jedoch außerordentlich hoch.

Ein wesentlich billigeres Gerät, was außerdem weniger voluminös und leichter im Gewicht ist, glaubt man im Infrarot-Radiometer gefunden zu haben. Man operiert am unteren Rande des CO₂-Bandes und erreicht damit eine Reichweite von 20 Meilen. Schwache Diskontinuitäten in geringer Entfernung ergeben aber gleich starke Signale wie große Diskontinuitäten in großer Entfernung. Man muß daher mit zwei Wellenlängen arbeiten und die empfangenen Signale miteinander vergleichen. Auch dieses Gerät ist noch im Versuchsstadium.

Der deutsche Beitrag zur Konferenz war ein Erfahrungsbericht der DLH über ihre Flüge in Südamerika (Flugkapitän LASS und Dr. DREYLING). Während der Bericht über Turbulenz in den unteren Schichten lediglich von örtlichem Interesse ist, erweckte LASS mit seiner reichen Erfahrung mit Flügen in Jets und Leewellen allgemeine Aufmerksamkeit. Die aus den Nordatlantikflügen gewonnenen Erkenntnisse über Turbulenz im Zusammenhang mit dem Strömungsbild der 300- und 200-mb-Karte lassen sich über Südamerika und den angrenzenden Ozeanen infolge der geringen Radio sondendichte und der daher sehr ungenauen Analyse kaum verwerten. Eine gewisse Hilfe bieten heute die Satellitenbilder, aus denen man Rückschlüsse auf die Höhenströmung ziehen kann. Im übrigen ist man weitgehend auf Beobachtungen anderer Besatzungen angewiesen (AIREP). Die ITC kann über dem Atlantik in den üblichen Flughöhen meist überflogen werden, über den nördlichen Anden (Columbien und Ecuador) ist die ITC intensiver ausgeprägt und muß daher mit Hilfe der Bordradargeräte umflogen werden.

Im Winter treten auf der Flugstrecke Chile–Buenos-Aires wegen der starken westlichen Winde häufig Leewellen über den Anden auf. Diese sind nicht immer an Lenticularis-Wolken sichtbar, aber meist durch genaue Beobachtung der Höhenanzeige feststellbar. Eine Flughöhe von 28 000 ft hat sich als die günstigste herausgestellt. Sie ist oberhalb des unteren Rotors, aber noch unterhalb der Leewellen. Eine Anweisung, die die Northwest-Airlines an ihre Piloten ausgegeben hat, besagt, daß man so weit wie möglich von der Tropopause entfernt bleiben soll. Mit einer Schilderung einer selbst erlebten Tur-

bulenz in Leewellen, bei der die Boeing völlig außer Kontrolle geriet und schwer beschädigt wurde, schloß Flugkapitän LASS seinen eindrucksvollen Bericht.

PERSON (National Aeronautical Establishment of Canada) und MORRISSEY (Canadian Met. Service) untersuchten den Zusammenhang zwischen dem horizontalen Temperaturgradienten und Turbulenz in der Stratosphäre für den SST. In einem gemeinsamen Programm der NAE und USAF wurden Flüge über den USA, Canada und entlang der Ostküste der Staaten über einem Gebiet, wo Zyklonen und Jet Streams besonders häufig auftreten, durchgeführt. Die Flüge über dem Ozean fanden in 55 000 ft Höhe über den vorgesehenen SST-Routen nach New York statt. Die Meßdaten wurden kontinuierlich auf einem Band gespeichert und „signifikante“ Werte auf ein zweites überspielt, wobei gleichzeitig Position, spürbare Turbulenz und sonstige Wetterbedingungen aufgezeichnet wurden. Als „signifikant“ wurden betrachtet:

1. Temperaturänderungen über $2,5^{\circ}$ in 30 sec,
2. Vertikalbeschleunigungen über $0,35g$,
3. Angezeigte Geschwindigkeitsänderungen über 5 kt/sec.

Ein Zusammenhang zwischen stratosphärischer Turbulenz und dem Untergrund ist unverkennbar. Temperaturänderungen größer als $5^{\circ}/\text{min}$ ereignen sich in Leewellen normal zur Richtung des Jets. Ein Maximum scheint bei 60 000 ft zu liegen. Wellenlängen zwischen 3,5 bis 9 nautische Meilen wurden gefunden. Alle Turbulenzzonen zeichnen sich deutlich in Vertikal-schnitten der potentiellen Temperatur ab.

Captain MORSS (British Air Line Pilots' Association) behandelte das Problem CAT aus der Sicht des Piloten, der für Sicherheit und angenehmen Flug der Passagiere verantwortlich ist. Für ihn sind nicht nur die relativ seltenen Fälle schwerer Turbulenz wichtig, sondern auch die häufigen Fälle mäßiger oder auch leichter Turbulenz. Er stellte folgende Gesichtspunkte heraus:

1. Eine Sichtung des reichen vorliegenden Materials müßte zur Erstellung eines Turbulenzatlases verwendet werden, um Gebiete mit besonders häufiger Turbulenz herauszustellen. Bei Anlegung von Luftstraßen müßte hierauf Rücksicht genommen werden.
2. Bei Piloten und sogar Meteorologen besteht heutzutage die Neigung, das

Wolkenstudium als Vorhersagemittel zu vernachlässigen. Eine Sammlung und Verarbeitung zu Regeln für CAT-Erkennung aus vorliegenden Berichten ist notwendig.

3. Aus Darstellung von Höhenwinden in Form von Tabellen ist es schwierig, Windscherungen zu erkennen.
4. Eine Straffung und Beschränkung auf das Wesentliche bei den Karten der signifikanten Wettererscheinungen ist erforderlich, andernfalls werden sie ignoriert.
5. Das Turbulenzwarnsystem muß verbessert werden. Die heutige Praxis der Heraus- und Weitergabe von AIREPs und SIGMETs ist zu schwerfällig.
6. Die von den Piloten abgegebenen Berichte müssen so objektiv wie möglich sein. Diese Bedingung ist bei der Verwendung verschiedener Flugzeugtypen schwer in die Tat umzusetzen.
7. Die Konstruktion der Flugzeuge im Hinblick auf die Reaktion bei Turbulenz ist verbesserungsbedürftig.
8. Flughafenzonen und Luftstraßen müssen mit Radargeräten vom Boden aus im Hinblick auf meteorologische Phänomene besser überwacht werden. In den Radargeräten der Flugsicherung werden Wettererscheinungen unterdrückt. Dies behindert die Fluglotsen in der richtigen Führung der Flugzeuge.

Schlußbemerkungen

Da sich viele Tagungsteilnehmer persönlich kannten, kam bald ein „familiäres Klima“ auf. Alle Vorträge und Diskussionsbeiträge wurden ausschließlich in englischer Sprache geführt. Der Vortragsraum war mit Mikrofonen und Lautsprechern so ausgestattet, daß im allgemeinen alle Redner gut verstanden werden konnten. Die Konferenz war gut vorbereitet, alle Zeiten wurden eingehalten, ohne daß den Rednern das Wort entzogen werden mußte. Die Erscheinung der Turbulenz wurde auf der Tagung von allen Seiten betrachtet. Die Theoretiker und Synoptiker der meteorologischen Wissenschaft kamen zu Wort. Spezialisten im Flugzeug- und Bordgerätebau waren vertreten, und Fluggesellschaften und das fliegende Personal steuerten ihre Erfahrungen bei. In allen Vorträgen wurden die enormen Schwierigkeiten des Problems spürbar, doch waren auch die großen Anstrengungen, die in USA und UK auf diesem Sektor unternommen wurden, sehr eindrucksvoll. Für die Anwendung im Flug-

wetterdienst wurde deutlich, daß neben dem Studium der Druckflächen zusätzliche Verfahren und Methoden erforderlich sind, um die Vorhersage der Turbulenz zu verbessern.

O. FINK, Offenbach

In „Meteo“ Heft 0 wurde auf Seite 29 eine ausführliche Beschreibung des „Global Atmospheric Research Program“ (GARP) gegeben. Der folgende gekürzte Bericht zeigt die organisatorische Arbeit auf dem Teilgebiet: „Tropisches Experiment“.

GARP

Erste Sitzung des GARP Tropical Experiment Council vom 17. bis 19. Februar 1971 in Genf

Einleitung

Auf der Sitzung der Interim Planning Group für das Tropische Experiment von GARP im Juli 1970 in London, an der von deutscher Seite die Professoren Brocks und Hinzpeter teilgenommen hatten, war vorgeschlagen worden, ein

GARP Tropical Experiment Council (TEC)

bestehend aus Regierungsvertretern, und ein

GARP Tropical Experiment Board (TEB)

bestehend aus Wissenschaftlern, zu gründen, deren Aufgabe es sein soll, das Tropische Experiment im Atlantik auf staatlicher und wissenschaftlicher Ebene vorzubereiten.

Die Exekutivausschüsse von WMO und ICSU (International Council of Scientific Unions) bestätigten diesen Vorschlag sowie die vorläufigen Geschäftsordnungen unter der Bedingung, daß TEC und TEB ihnen zustimmen.

Organisation der Sitzung

Die erste Sitzung des TEC fand vom 17. bis 19. Februar 1971 im Gebäude der WMO in Genf statt. An ihr nahmen 29 Vertreter von 23 Ländern und Territorien teil. Mit Ausnahme Brasiliens und Guyanas waren die südamerikanischen Länder nicht vertreten. Die äquatorialafrikanischen Staaten hatten einige Delegierte entsandt, doch fehlten einige maßgebliche Länder und auch der Präsident der Region Afrika, Dr. Seck — Senegal, den man zum Vorsitzenden hätte wählen wollen. Daraufhin wurde Facy — Frankreich, zum Vorsitzenden der Sitzung bestimmt und Dr. Seck zum Vorsitzenden für die Zeit bis zur nächsten Sitzung gewählt.

Ein gewisses Desinteresse der UdSSR konnte darin erblickt werden, daß sie lediglich durch einen Sekretär der Ständigen Mission in Genf und einen jüngeren Wissenschaftler vertreten war, der der Interim Scientific and Management Group (ISMG) angehört. ISMG ist eine Gruppe von Wissenschaftlern, die in Zusammenarbeit mit dem Direktor des Joint Planning Staff for GARP (JPS) Döös (Schweden) und seinem Mitarbeiter Sedokov (UdSSR) die Planungsarbeiten macht. Zur Zeit besteht ISMG aus Dr. Küttner (USA), Dr. Rider (UK) und Dr. Sitnikov (UdSSR). Zeitweise hatte Dr. Dunst vom Met. Institut der Universität Hamburg an der Arbeit der ISMG teilgenommen, jedoch inzwischen sein Desinteresse angezeigt. Wie Dr. Küttner dem Berichtserstatter sagte, benötigt ISMG weniger Theoretiker als vielmehr Meteorologen, die mit Meß- und Instrumentenfragen vertraut sind.

Die Sitzung wurde vom Präsidenten der WMO Dr. Nyberg im Beisein des Generalsekretärs Dr. Davies eröffnet. Außer ihm machten Prof. Stafleu, Generalsekretär von ICSU, und der Vizepräsident von ICSU Dr. Malone grundsätzliche Bemerkungen und wiesen vor allem auf den wissenschaftlichen Nutzen des GARP Atlantic Tropical Experiment (GATE) hin.

Ergebnisse

Die Geschäftsordnung für TEC wurde gebilligt. Danach besteht das TEC aus offiziellen Vertretern von Mitgliedsländern, deren Territorium sich über Experimentiergebiete von GATE erstreckt, und anderer Mitgliedsländer, die an dem Experiment teilnehmen. Aufgaben des TEC sollen sein, die Fortschritte in der Planung des Experiments zu beobachten, besondere Aufmerksamkeit den Möglichkeiten einer Erhöhung der betrieblichen Einrichtungen der Wetterdienste zu widmen, um einen maximalen Beitrag zu dem Experiment zu leisten, und festzustellen, wie die Ergebnisse des Experiments am besten für die Weiterentwicklung meteorologischer Forschung und die Verbesserung meteorologischer Anwendung im Bereich des Experiments genutzt werden können.

Nach Billigung durch WMO und ICSU ist das Experimentierfeld, in dem die großräumigen Bewegungen der Atmosphäre beobachtet werden sollen, das Gebiet zwischen 40° E und 90° W sowie 10° S und 20° N.

Das Joint Organizing Committee (JOC), dem Prof. Möller angehört, legte auf seiner Sitzung im Februar 1971 in Bombay das Jahr 1974 für das

Trop. Experiment fest. Ein früherer Termin würde logistische Schwierigkeiten heraufbeschwören, ein späterer würde zu dicht an das erste globale Experiment heranreichen, das für Anfang 1976 vorgesehen ist. Die Monate Juni, Juli und August sollen als Experimentierzeit gelten, möglicherweise auch Anfang September. Da GATE nicht alle Probleme in den Tropen, die für GARP wichtig sind, lösen kann, soll es sich auf die physikalischen Eigenschaften von cloud clusters im Atlantik konzentrieren und die Fähigkeit vergrößern, sie in die numerische Simulation der allgemeinen Zirkulation der globalen Atmosphäre einzubeziehen. In einem sogenannten B-scale-Gebiet sollen besonders intensive Beobachtungen gemacht werden, in erster Linie im östlichen Atlantik (5° N– 15° N, 23° W– 30° W), gegebenenfalls auch im westlichen Atlantik (10° N– 20° N, 47° W– 54° W). Die Verfügbarkeit eines geostationären Satelliten über dem Experimentierfeld ist eine unerläßliche Voraussetzung für GATE. Er sollte mindestens Tageswolkenaufnahmen machen. Zusätzliche Infrarotaufnahmen würden betriebliche und Forschungsaspekte außerordentlich vergrößern. Satelliten auf polarer Umlaufbahn sollten die Wassertemperaturen auf 1° C messen. Die Forschungsschiffe im B-scale-Bereich müssen mit Rawinsonde-Systemen ausgerüstet sein und sollten ebenfalls Radar haben, das Niederschlagsgebiete und Niederschlagsbeiträge angeben kann. Dazu sind Beobachtungsmöglichkeiten für vertikale Wärme- und Wasserdampf Flüsse wünschenswert.

Das TEC nahm die nur im Auszug genannten Vorschläge zur Kenntnis und war der Meinung, daß sie vom TEB näher untersucht werden sollten.

Einen breiten Raum nahmen die Beziehungen von WWW zu GATE ein. Ein besonderes Problem bilden die aerologischen Stationen. Die Forderung nach Minderung der Meßfehler wurde wieder erhoben, außerdem sollen die Sondierungen zweimal täglich stattfinden. Das Funktionieren des Fernmeldesystems ist entscheidend. Daten von Handelsschiffen und der Luftfahrt sind notwendig.

Auf die Frage nach den nationalen Beiträgen teilten die Delegierten, die an der anschließenden TEB-Sitzung (22. bis 24. Februar 1971) nicht teilnahmen, folgendes mit:

Brasilien will neben der Verbesserung des Grundnetzes ein C-130 Flugzeug für Dropsonden ausrüsten. Finnland erwägt die Errichtung einer Rawinsonde-Station für GATE (hat bereits 6

Rawinsonde- und 1 APT-Station über das freiwillige Hilfsprogramm der WMO (VAP) auf bilateraler Ebene gestiftet). Angesichts der beachtlichen Beiträge, über die UK, Frankreich, USA und UdSSR in der Sitzung des TEB berichten wollen, stellte der Berichtserstatter als besondere Leistungen der BRD die Gestellung von 1 bis 2 Forschungsschiffen, die temporäre Unterhaltung einer Aerologischen Station im Experimentiergebiet und Radiosondebeobachtungen von Handelsschiffen in Aussicht, ferner Beiträge durch Universitätsinstitute. Die Holländer wollen ein Schiff entsenden und in Curaçao und Paramaribo verstärkte Aerologie betreiben. Die afrikanischen Staaten zeigten Bereitschaft für qualifizierte Beiträge in ihren Grundnetzen und auf dem Fernmeldegebiet. Möglicherweise werden Windmeßtechniken mit dem Omega-Verfahren verwandt werden können und Erleichterungen bringen. Fernmeldemäßig sieht das Sekretariat keine Schwierigkeiten. U. a. wird eine Satellitenverbindung zwischen Dakar und Paris, die Frankreich über VAP einrichten und betreiben will, für raschen Datentransport sorgen. Das TEC unterstützte Vorschläge von Dr. Küttner, die sich beziehen auf eine frühzeitige Inangsetzung und Sammlung zusätzlicher aerologischer Sondierungen über Landgebieten des Experimentierfeldes, auf eine frühzeitige Sammlung klimatologischen Materials und auf Vorkehrungen für zusätzliche Wolken- und Wetterbeobachtungen zur Ausdeutung von Wolkenbildern von Satelliten.

Das TEC beschäftigte sich weiterhin mit Fragen besonderer Aus- und Fortbildung von Angehörigen der Dienste in Entwicklungsländern, die am Experiment beteiligt sind. Dabei geht es um die Ausrichtung von Ausbildungskursen und Seminaren mit Hilfe des Besuches von Wissenschaftlern und Spezialisten aus hochentwickelten Ländern, um die Aufnahme von Stipendiaten und die Errichtung von regionalen Ausbildungszentren. Die WMO wird Möglichkeiten dafür schaffen, erwartet aber die Hilfe der großen Dienste.

Gegenstand weiterer Beratungen waren zusätzliche regionale und nationale Aktivitäten für GATE. Der Vertreter von ICSU berichtete über deren Aktion zur Unterstützung von GARP und erwähnte die Beschlüsse während der 13. Generalversammlung von ICSU (1970), wonach ihr Präsident alle Mitglieder zu zusätzlichen finanziellen Leistungen zugunsten von GARP aufforderte. Andererseits sei auch beschlossen worden, keinen Druck zur Bildung natio-

ner GARP-Komitees auszuüben, da man der Meinung war, daß in vielen Ländern die bestehenden nationalen IUGG-Komitees die notwendigen Schritte ergreifen könnten, um eine angemessene Unterstützung für die Beteiligung der IUGG an GARP sicherzustellen. Er erwähnte auch die Beschlüsse der COSPAR Working Group 6, die von dem JOC angenommen wurden, die Symposien, die die IAMAP veranstalten wollte, und die Arbeit der SCOR Working Group auf dem Gebiet der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre. Der Vertreter von IOC unterstrich das Interesse der Ozeanographen an GARP im Hinblick auf die Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und die Hilfe für IGOSS. Es sei jedoch klar, daß GARP nicht alle Daten einschließe, die die Ozeanographen brauchten. Daher würden Pläne für spezielle ozeanographische Projekte, die GARP ergänzen, formuliert.

Das TEC forderte ins einzelne gehende Informationen über die Hilfsdienste, die für das Trop. Experiment in Seehäfen und auf Flughäfen im Bereich des Experiments nötig sind. Das TEB soll die Einzelanforderungen prüfen und Fragen, wie z. B. den Flug über fremde Territorien, besondere Zollvereinbarungen und das Recht auf Anlaufen von Häfen und Landungen auf Flugplätzen prüfen. Der Generalsekretär wird die notwendige Unterstützung geben und individuelle Anfragen an die betroffenen Mitglieder richten.

Der Termin für die nächste Sitzung wurde dem Generalsekretär überlassen. Pro Jahr soll nicht mehr als eine Sitzung sein.

E. SUSSENBERGER, Offenbach

Abkürzungen:

- COSPAR = Comité for Space Research (ICSU)
- IAMAP = Int. Association of Meteorologie and Atmosph. Physics (IUGG)
- SCOR = Scientific Committee on Oceanic Research (ICSU)
- IOC = Intergovernmental Oceanographic Committee (UNESCO)
- IGOSS = Integrated Global Ocean Station System

ESRO

Im Juni 1969 wurde in Genf die Arbeitsgruppe „Meteorologie“ bei der Europäischen Weltraumorganisation (ESRO) gegründet. Ihr gehören die Leiter der Wetterdienste der ESRO-Mit-

gliedländer an. Sie trat bisher zu drei Sitzungen zusammen. Aufgabe der Gruppe ist es, ESRO in der Frage eines europäischen Wettersatelliten zu beraten und gleichzeitig diesen Gedanken zu fördern. Vorsitzender der Gruppe ist seit Oktober 1970 Herr Raymond Schneider, Direktor der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt.

Auf der 3. Sitzung der Gruppe im Oktober 1970 in Brüssel war beschlossen worden, eine Delegation aus Angehörigen von ESRO und Vertretern der Gruppe „Meteorologie“ nach Washington zu entsenden und bei der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) und der National Aeronautics and Space Administration (NASA) die künftigen Entwicklungen auf dem Gebiet der Wettersatelliten zu erkunden und die Möglichkeiten einer Zusammenarbeit mit ESRO zu besprechen.

Die Gespräche und Besichtigungen der ESRO-Delegation fanden vom 3. bis 5. Februar 1971 statt.

Die erste Sitzung fand im Hauptquartier von NOAA in Rockville mit Vertretern von NOAA/NASA statt und erstreckte sich am 3. Februar über den ganzen Tag.

An Hand einer den Amerikanern vorher übersandten Tagesordnung berichtete eingangs Herr Schneider über die Vorstellungen der europäischen Wetterdienstleiter. Danach bestand ursprünglich der Wunsch, in Europa einen Satelliten auf polarer Umlaufbahn vom Typ ITOS zu entwickeln, der mit folgenden Instrumenten ausgestattet ist:

- Infrarot Bildaufnahmen,
- Infrarot Temperatur- und Wasserdampfsondierung
- bis zu 2 andere meteorologische Experimente.

Später seien die europäischen Wetterdienstleiter auf Grund der Vorschläge der WMO im Zusammenhang mit der WWW und GARP zu der Überzeugung gekommen, daß es den weltweiten Programmen besser entspreche, wenn Europa einen der 4 vorgesehenen geostationären Satelliten entwickle, dessen Daten den Diensten in realtime zur Verfügung stehen sollten. Seine Kapazität solle genügend groß sein, um mit neuen Techniken und Instrumenten zu experimentieren, z. B. mit der Mikrowellentechnik.

Mr. Tessier (ESRO-Sekretariat) gab einen Überblick über die Aufgaben und Ziele der ESRO-Gruppe „Meteorologie“ und wies darauf hin, daß alle

Pläne auf eine Einordnung in die weltweiten meteorologischen Systeme abgestellt seien.

Anschließend berichteten Dr. White und Dr. Naugle über die Ziele der USA. Danach umfaßt das meteorologische Programm der Satelliten:

1. globale Wolkenabbildung
24- bis 36stünd. Wettervorhersagen
TIROS, ESSA, ITOS,
2. fortlaufende Betrachtung der Atmosphäre
kurzfristige (0 bis 12 Std.) Vorhersagen von Orkanen, Winden und raschen Wetterentwicklungen
ATS, SMS/GOES,
3. globale quantitative Messung des atmosphärischen Aufbaus
langfristige (2 bis 3 Wochen) Vorhersagen der Wetterbedingungen
NIMBUS.

Am zweiten Tag der ESRO-Besprechungen (4. Febr.) wurde vormittags das Goddard Space Flight Center in Greenbelt, Maryland, besucht, während nachmittags Vorträge und Diskussionen im National Environmental Satellite Service von NOAA in Suitland über die Anwendung von Satellitendaten in der Meteorologie stattfanden.

Im Nat. Env. Sat. Serv. trugen Experten (Hubert, Smith u. a.) über Anwendungen vor, z. B. über eine Wolkenklimatologie mit SMS-Beobachtungen, Temperaturprofile und Oberflächentemperaturen der Meere. Dabei wurde die Ansicht geäußert, daß zu einem Zeitpunkt zwischen 5 und 10 Jahren von jetzt an die Wetterschiffe für aerologische Zwecke überflüssig sein werden. Auch für Referenzzwecke würden sie nicht mehr benötigt (hier könnte der bekannte Optimismus der Amerikaner im Spiel sein).

Der letzte Tag (5. Febr.) war Besprechungen im Hauptquartier der NASA vorbehalten. Aus den Gesprächen, die durch einen Vortrag von Mr. Bandeen eingeleitet wurden, ist noch folgendes in der Erinnerung geblieben.

Die USA werden in Zukunft stets mindestens einen Satelliten auf polarer Umlaufbahn unterhalten. Sie streben Sondierungen zu den festen Zeiten 3 und 9 Uhr am Vormittag und Nachmittag an. Damit liegen die aerologischen Daten nicht mehr zu synoptischen Zeiten vor. Da die WWW-Planung vier geostat. Satelliten vorsieht, wird es ohne eine Beteiligung anderer Länder keine globale Betrachtung geben. Suomi macht eine Studie über die Möglichkeiten der Sondierungen von geostat. Satelliten aus. ATS F (1972), dem geostat. Betriebssatelliten folgen

werden, wird mit einem Geostationary Very High Resolution Radiometer (GVHRR) ausgestattet sein.

Eine Kooperation zwischen NASA und ESRO ist in vielerlei Hinsicht möglich. Es liegen Erfahrungen in der Zusammenarbeit zwischen NASA und vielen nationalen Behörden vor. Jedes Projekt müßte gesondert besprochen werden. NASA und NOAA würden es gemeinsam prüfen. Auch die Zusammenarbeit in betrieblicher (operational) Hinsicht ist grundsätzlich möglich, besonders bei Experimenten. Je nach dem Nutzen für die USA müßten die Dienstleistungen bezahlt werden. Der Datentransport über den Atlantik würde sehr schwierig sein, insbesondere bei cloud imaging, da hierbei besonders viele Daten anfallen.

Der Vorschlag der USA für eine Zusammenarbeit lautet:

Europa betreibt einen geostationären Satelliten und den Aufbau einer eigenen read out-Station. In der Ausbildung von Personal würden die USA Hilfe geben.

Ein Problem für Europa besteht darin, daß es keine europäische meteorologische Institution gibt, die die Weiterverarbeitung übernehmen könnte. Es müßte auf nationale Einrichtungen (Computerfrage) oder das erst in der Studie befindliche Europäische Meteorologische Rechenzentrum zurückgegriffen werden.

Die Personalfrage wurde ebenfalls besprochen. Für den Betrieb eines geostationären Satelliten wären etwa 250 hochqualifizierte Kräfte nötig.

E. SUSSENBARGER, Offenbach

Tagungskalender

16.—20. August 1971
Leningrad (IAMAP/WMO)
Symposium on Physical and Dynamic Climatology

23.—27. August 1971
Genf (CCI) Advisory Working Group

30. August — 3. September 1971
(tentative) Genf (CCI)
Working Group on Climatic Fluctuation

1.—10. September 1971
London (Regions I and VI, WMO)
Technical Conference on the Use of Meteorological Radar

13.—23. September 1971
Addis Abbeba (Region I, WMO)
Technical Conference on Hydrology and Hydrometeorology in the economic development in Africa

21.—24. September 1971
Genf (WMO)
Informal Planning Meeting on Classification and Cataloguing of Archived Data

27.—29. September 1971
Genf. EC Panel on Collection, Storage and Retrieval of Data for Research

27. September — 1. Oktober 1971
Bukarest (WHO/WMO and other UN agencies)
Conference on Accidental Pollution in Inland Waters

27. September — 2. Oktober 1971
Essen (VDMG/DPG)
Allgemeine Meteorologentagung

1. Numerische Wettervorhersage und verwandte Probleme der Synoptik
2. Satellitenmeteorologie und Strahlung
3. Atmosphärische Zirkulation
4. Atmosphärische Grenzschicht (Meer und Land)
5. Radiometeorologie, Radar und Lidar
6. Meteorologische Probleme der Luftverschmutzung
7. Allgemeine Probleme der Meteorologie

4.—8. Oktober 1971
(tentative) Genf (CAS)
Working Group on Effects of Air Pollution on the Dynamics of the Atmosphere

4.—11. Oktober 1971
(tentative) Genf (ECAPE/WMO)
Typhoon Committee, 4th session

4.—16. Oktober 1971
Genf
Commission for Aeronautical Meteorology 5th session

11.—15. Oktober 1971
(tentative) Genf
CAS Working Group on Atmospheric Pollution and Atmospheric Chemistry

18.—30. Oktober 1971
Genf
Commission for Agricultural Meteorology 5th session

Oktober 1971 (tent.)
Place to be decided
RA VI Working Group on Meteorological Telecommunication

Oktober 1971 (tent.)
Place to be decided
RA III Working Group on Meteorological Telecommunication

Oktober 1971 (tent.)
Place to be decided (WMO/ICSU)
Joint Organization Committee for GARP 6th session

November 1971 (tent.)
Genf (CHy)
Working Group on Guide and Technical Relations 2nd session

November 1971 (tent.)
Genf
EC Panel of Experts for the International Hydrological Decade 8th session

November 1971 (tent.)
Genf
CHy Advisory Working Group 3th session

6.—10. Dezember 1971
Genf
Sub Group of the Ra I Working Group on Meteorological Telecommunication

13.—18. Dezember 1971
Genf
RA I Working Group on Meteorological Telecommunication 7th session

Erste Hälfte Dezember 1971
Mauritius (tentative)
Meeting of Experts on Tropical Cyclones in South-West Indian Ocean

Abkürzungen: CAS = Commission for Atmospheric Sciences (WMO), CCI = Commission for Climatology (WMO) CHy = Commission for Hydrometeorology (WMO), DPG = Deutsche Physikalische Gesellschaft, EC = Executive Committee (WMO), ECAPE = Economic Commission for Asia and the Far East (UN), GARP = Global Atmospheric Research Programme (WMO/ICSU), IAMAP = International Association of Meteorology and Atmospheric Physics (IUGG), ICSU = International Council of Scientific Union, IUGG = International Union of Geodesy and Geophysics, VDMG = Verband Deutscher Meteorologischer Gesellschaften, WHO = World Health Organization, WMO = World Meteorological Organization.

Kannten Sie den?

„Es ist schlimm mit den Frauen!“ seufzt Wimmer. „Meine Frau ist so unzuverlässig wie das Wetter!“

„Das ist noch gar nicht!“ sagt Potter. „Meine Frau ist so unzuverlässig wie die Wettervorhersage.“

Die Glosse

Herausgeber und Schriftleiter hoffen, daß diese Spalte die Kontaktaufnahme mit der neuen Schriftenreihe erleichtert, und daß dieser Kontakt dann, einmal aufgenommen, bis zum Studium des wissenschaftlichen Fortbildungsteils erhalten bleibt, wenn der Leser erst einmal warm geworden ist.

Umgang mit Wetter

Nichts bekundet die himmlische Indifferenz gegenüber der irdischen Lebensweise so deutlich wie das Wetter. Es läßt eigentlich keinen Zweifel darüber, daß uns gar kein Gewicht beigelegt wird beim Management des Weltalls.

Es regnet, wenn's regnen soll — völlig unabhängig von Hotel-Saisons, Ferien und sonstigen Privatangelegenheiten. Es hagelt — trotz schwerer Mühsal des Feldbestellers, des Obstzüchters. Es schneit, wann's oben paßt — und von Zeit zu Zeit gibt es bitterböse Wetterkatastrophen. Da bringen Lawinen den Tod, da gehen reizende Städtchen in Jamaica zugrunde, da gibt es Dürre oder Überschwemmungen. Und dazwischen gibt es ununterbrochen Wetter — und sinnlose Gespräche über das Wetter.

Der Versuch, ein Konkurrenzunternehmen zu gründen, scheint bisher kläglich gescheitert. Auf die Regenmacher in Amerika ist man schlecht zu sprechen, und auf dem Gebiet des schönen Wetters hat man überhaupt nichts versucht. Der Mensch entwickelt viel mehr Fähigkeiten unangenehmer Natur als andere. Sonnenschein hat noch niemand chemisch oder plastisch hergestellt.

Merkwürdigerweise regen wir uns immer mehr über das Wetter auf. Gewiß, es geht uns sehr viel an — aber wir gehen das Wetter gar nichts an. Also wozu die Aufregung? Es ist eine der vielen Schicksalsnuancen, die wir hinnehmen müssen.

Die stereotype Feststellung an Regentagen: „Was sagen Sie zu dem Wetter?“ oder ironisch-jovial: „Na, schönes Wetter heute . . .“ oder einfach: „Ist es nicht schrecklich?“ ist nicht nur total überflüssig, langweilig und hoffnungslos, sondern auch falsch. Man müßte sich dem Wetter wortlos anpassen, sich sofort danach richten.

Die wetterweisen Engländer haben einen Ausspruch: Es gibt kein schlechtes Wetter, es gibt nur schlechte Kleidung. Man muß gegen den Regen gewappnet sein und — man muß ihn ignorieren.

Das könnte wirken. Kinder empfinden es bekanntlich als schwerste Strafe, nicht beachtet zu werden. Das macht ihre Unart uninteressant, und sie geben auf. Vielleicht (ich wiederhole: vielleicht . . .) hilft das auch beim Wetter. Ein Versuch lohnt sich: Kein Wort sagen, wenn es in den Ferien gießt, sondern mit Regenmantel und Kapuze spazieren gehen . . .

In Amerika, wo man unter der tollen Hitze leidet, ist das Gespräch darüber — vom Radio ganz zu schweigen — längst zur Pein geworden, ohne die geringste Kühlung zu schaffen. Einige Yoghi-Künstler haben bereits mit Erfolg (für sich) das Ignorierungssystem angewandt.

Bei schönem, strahlendem Wetter aber sollte man selig dankbar sein und es als Geschenk empfinden, nie als Schuldigkeit. Alles Ungläubige, Zynische, Pessimistische weglassen und sich einfach freuen. Wer kennt nicht die greulichen Besserwisser und Wetterwisser, die bei strahlendem Himmel eine überlegene Miene machen und sagen: „ . . . es hält sich bestimmt nicht!“ (Als wenn sich Schönes überhaupt „halten“ ließe — oder bei Stabilisierung noch als schön empfunden würde). Es gibt aber viele Menschen, die auch bei wolkenlosem Himmel jene dunkle Wolke aufsteigen sehen, die sie in ihrem eigenen Innern tragen.

Erstaunlich, man trifft mehr Leute, die bei schönem Wetter sagen: „Es wird schon morgen wieder schlecht sein!“ als solche, die bei strömendem Regen sagen: „Es wird morgen schon wieder schön sein . . .“ Dieses ewige Mißtrauen muß das Wetter reizen.

Gespräche über das Wetter können und sollen natürlich nicht aufhören. In einer Zeit, wo keiner mit dem anderen einig ist, darf man ja die paar armseligen Verbindungsbrücken nicht abreißen. Aber es sollte in Anbetracht der erwiesenen menschlichen Ohnmacht in abgeklärter Form geschehen.

Es ist zur Genüge bekannt, daß es längst eine Wetter-Wissenschaft gibt und Meteorologen, deren Fähigkeiten ans Wunderbare grenzen. Ihre Voraussagen sind hoch und tief und mäßig

bewegt eindrucksvoll, und man kann sich danach richten. Sie können warnen — was schon allerlei ist — aber sie können nichts, nichts ändern . . .

Wetter-Erklärungen wissenschaftlicher Natur sind für den Laien so langweilig wie Gespräche über Skat, Bridge, Ski, abstrakte Malerei für diejenigen, die nichts davon verstehen. Es ist sicher außerordentlich interessant, wenn der Golfstrom anscheinend seine Bahn ändert, wenn jenes Tief vom Westen kommt, aber es ist für den gewöhnlichen Sterblichen chinesisch.

Da lobt man sich das gute alte Wetterhäuschen — wenn der Mann herauskommt, wird es schlecht, wenn das Frauchen herauskommt, wird es gut. Das waren noch Zeiten — . . . Heute geraten die Frauen bei jedem Wetter leicht aus dem Häuschen, und den Mann treibt es darum auch bei jedem Wetter hinaus. Man kann sich auf nichts mehr verlassen.

Die Meteorologen sind Übermenschen. Aber wenn ein Laie das, was sie erklären, zu verstehen vorgibt, kann man schlicht sagen: er lügt.

Man muß es lernen, sich vom Wetter einfach nie abhalten zu lassen. Das erlebte ich kürzlich besonders deutlich in Paris. Es goß trotz 2000jähriger Geburtstagfeier in erbarmungslosen Strömen. Aber eine schicksal-ergebene kleine Gruppe beschloß, trotzdem nach Bagatelle zu gehen und die berühmten Rosengärten zu besichtigen. Der Pförtner sah mitleidig auf die Verrückten — (ils sont piqués . . .!) — Man ging eine Weile wortlos durch den gewaltigen Guß. Plötzlich — ein wahres Wunder! — hörte es auf, und die Sonnenstrahlen brachen durch. Da standen wir nun, völlig allein, inmitten tausender, tausender von Rosen, die mit Regenperlen besät waren . . . Ein berauschernder Anblick — sehr viel schöner als im Massenandrang bei sogenanntem gutem Wetter.

Alles in allem: Man suche nicht das Wetter zu verstehen. Man suche es zu ertragen.

ANITA DANIEL, New York
(National-Zeitung Basel 29. 8. 1951)

Definition

Die Agrarmeteorologie hat die Aufgabe, die in der Meteorologie verwendeten Instrumente durch Pflanzen zu ersetzen.

(Aus einer Prüfungsarbeit)

	Seite
Blick nach Draußen	
Der Wetterdienst in Tunesien	41
Institute stellen sich vor	
Das Meteorologische Institut der Universität Bonn	44
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen 1969 und 1970	45
Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters	
Die Arbeit in der Bordwetterwarte	48
Problem- und Diskussionsecke	
Eine Wasser-Weiche zwischen Donau und Rhein	50
Neue Instrumente und Methoden	
„Helios“: Messung und Registrierung der Sonnenscheindauer	52
Das interessante Satellitenbild	53
Aus dem Deutschen Wetterdienst	54
Aus der Weltorganisation für Meteorologie	55
Wichtige Neuerscheinungen	56
Tagungen	57
Die Glosse	64

Thema des nächsten Heftes: „Das barotrope Modell“

Anschriften der Autoren

Dipl.-Met. Elke Grimm

Meteorologisches Institut der TH Darmstadt,
61 Darmstadt, Hochschulstr. 1

Prof. Dr. L. Hasse

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg,
2 Hamburg 13, Von-Melle-Park 6/XIV

Dipl.-Met. H. Kirschner

Deutscher Wetterdienst — Zentralamt

Prof. Dr. W. Klug

Meteorologisches Institut der TH Darmstadt,
61 Darmstadt, Hochschulstr. 1

Dr. R. Roth

Meteorologisches Institut der Universität München,
8 München 13, Amalienstr. 52/III

Dr. H.-P. Schmitz

Deutscher Wetterdienst — Zentralamt

Dr. F. Weber

Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raum-
fahrt, 8031 Oberpfaffenhofen, Post Weßling

Prof. Dr. F. Wippermann

Meteorologisches Institut der TH Darmstadt,
61 Darmstadt, Hochschulstr. 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 Str. 135