

zu 62 073

ANNALEN DER METEOROLOGIE

1948

Beiheft

I. Über den Austauschmechanismus der Bodenschicht und die Abhängigkeit des vertikalen Massenaustausches vom Temperaturgefälle nach Untersuchungen an den 70 m hohen Funkmasten in Quickborn/Holstein von Dr. E. Frankenger, Hamburg 3

II. Die Dezimal-Klassifikation; Sachgebiet 551.5 Meteorologie, Klimatologie 25

Wetterdienst-
Bibliothek

Annalen der Meteorologie

Herausgeber: Dr.G.Pogade, Hamburg-Blankenese

Druck: Gebr.Sülter, Hamburg-Bergedorf

Im Selbstverlag des Met.Amtes f.NW-Deutschland, Hamburg
Veröffentlicht unter vorläufiger Zulassung der Britischen
Militärregierung (PRISC Hamburg) vom 11.Juli 1947

Über den Austauschmechanismus der Bodenschicht und die Abhängigkeit des vertikalen Massenaustausches vom Temperaturgefälle nach Untersuchungen an den 70 m hohen Funkmasten in Quickborn/Holstein

von Dr. E. Frank en b e r g e r, Hamburg
(Meteorol. Amt f. NW-Deutschl., Zentralamt)

Zusammenfassung: s. S. 23

Summary: s. pg. 23

DK 551.551

Ziel der Arbeit.

Über die Abhängigkeit des vertikalen Austauschkoeffizienten von der Temperaturverteilung besteht trotz der Arbeiten von ROSSBY und MONTGOMERY¹, SVERDRUP² u.a. noch nicht völlige Klarheit. Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, Werte des vertikalen Austauschkoeffizienten bei verschiedener Stabilität zu messen. In der Grenzschichttheorie wird eine Unterscheidung der Windschwankungen nach Raum-Zeit-Dimensionen nicht vorgenommen. Es ist jedoch bekannt, daß die Schwankungen längerer Dauer mehr zum Vertikalaustausch beitragen als die kurzdauernden Schwankungen, weil im allgemeinen die Zusatzgeschwindigkeiten und Mischungswege mit der Schwankungsdauer wachsen. Aus den Registrierungen unserer Windmesser ist zu ersehen, daß sich die Zahl und Stärke der Windschwankungen mit der Stabilität verändert (DURST³). Es erscheint deshalb aussichtsreich, die Veränderungen des vertikalen Austauschkoeffizienten durch eine Untersuchung der Windschwankungen zu erfassen. Der Austauschmechanismus, d.h. die Stärke, Dauer und Häufigkeit der Windschwankungen soll untersucht werden. Die Arbeiten von ROBITZSCH⁴, BARKOW⁵, SCHMIDT⁶, BECKER⁷ u.a. sind für diese Prüfung nicht voll ausreichend. Bei einigen dieser Arbeiten ist nur eine einzige Komponente des Windvektors untersucht, bei anderen die Stabilität nicht berücksichtigt oder nicht verändert. Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist die Untersuchung des Einflusses sehr wechselvoller Bodenbedeckung auf die Austauschverhältnisse.

Bezeichnungen.

- z die Höhe des Beobachtungsortes über Grund,
- T_z die Lufttemperatur in der Höhe z,
- \bar{u}_z die mittlere Geschwindigkeit des Windes in der Höhe z,
- n die Anzahl der am Beobachtungsort in der Zeiteinheit auftretenden vertikalen Luftverschiebungen,
- \bar{u}' die Horizontalkomponente der turbulenten Zusatzgeschwindigkeit in Richtung des mittleren Windvektors, gemessen im Zentrum der Windschwankungen,
- w' die Vertikalkomponente der turbulenten Zusatzgeschwindigkeit, gemessen im Zentrum der Windschwankungen,
- l' der mittlere Mischungsweg im Zentrum der Windschwankungen,
- $\frac{dT}{dz}$ der vertikale Temperaturgradient,
- Ri die Richardsonsche Zahl,
- $\frac{d\bar{u}}{dz}$ das mittlere Geschwindigkeitsgefälle,
- L die mittlere Erstreckung der registrierten Windschwankungen in Windrichtung,
- t die mittlere Dauer der registrierten Windschwankungen,
- A der Koeffizient des Vertikalaustausches für Bewegungsgröße,
- u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit,
- ρ die Luftdichte,
- τ die Schubspannung,
- D die Windrichtung.

Methode.

Die Bedeutung einer Windschwankung für den Vertikalaustausch an Bewegungsgröße hängt ab von der vertikalen Zusatzgeschwindigkeit und der gleichzeitig in Windrichtung liegenden Komponente der horizontalen Zusatzgeschwindigkeit. Diese beiden Komponenten sind zu messen. Von einer mit der Strömung mitgeführten Beobachtungsstelle aus kann man den zeitlichen Gang der Vertikalgeschwindigkeit leicht messen, dagegen nur schwer die Beziehungen zwischen der horizontalen und der vertikalen Zusatzgeschwindigkeit. Gleichzeitige Beobachtungen an mehreren Stellen, die von den Turbulenzelementen durchlaufen werden, erfordern neben hohem apparativem Aufwand sehr zeitraubende Auswertarbeit. Es wurde deshalb versucht, zunächst die Beobachtungen einer ortsfesten Meßstelle für diese Aufgabe auszunutzen.

Neben laufenden Registrierungen des Windes in verschiedenen Höhen wurden bei geeigneten Wetterlagen mit einer Feinstrukturapparatur die Vertikal- und Horizontalkomponenten des Windes registriert, so daß der Beitrag jeder einzelnen Windschwankung zum Vertikalaustausch untersucht werden konnte. Nach dem Grade der Wirksamkeit für den Vertikalaustausch wurden Unterscheidungen gemacht und für jede Schwankungsart geeignete Mittelwerte für die Dauer und Stärke der Komponenten gebildet.

Zur Berechnung des vertikalen Austauschkoeffizienten wurde die Formel von W. SCHMIDT verwendet,

$$A = \frac{\Sigma m}{F \cdot t} \cdot r, \quad [\text{gr/cm} \cdot \text{sec}]$$

wobei Σm die gesamte Luftmasse aller Turbulenzelemente bedeutet, die in der Zeit t von oben und unten durch eine mit der Strömung mitgeführte Fläche der Größe F treten. r gibt den mittleren Mischungsweg an, das ist der mittlere senkrechte Abstand, aus dem die Turbulenzelemente ihre Eigenschaft mitbringen.

Haben die Luftmassen nicht sehr uneinheitliche Vertikalgeschwindigkeiten w' und die Dichte ρ , so ist

$$A = \rho \cdot \frac{\Sigma f}{F} \cdot w' \cdot r. \quad [\text{gr/cm} \cdot \text{sec}]$$

f bedeutet dabei den horizontalen Querschnitt der Turbulenzelemente. f/F kennzeichnet die Quantität, $w' \cdot r$ die Intensität der austauschwirksamen Turbulenz.

Die Untersuchung der Häufigkeits- und Größenverteilung der Turbulenzelemente ist mit einer ortsfesten Apparatur nicht durchzuführen. Da es uns hier aber nicht auf echte geometrische Vorstellungen von den Turbulenzelementen ankommt, sondern lediglich auf die Verteilung der Vertikalgeschwindigkeiten, soweit sie für den Vertikalaustausch von Bedeutung sind, genügt auch eine ortsfeste Apparatur, wenn nicht in Verbindung mit besonderen Strömungserscheinungen oder Geländeeigentümlichkeiten örtlich verschiedene Vertikalgeschwindigkeiten auftreten können. BECKER⁷ hat festgestellt, daß die turbulenten Schwankungen im allgemeinen nicht an besondere Geländepunkte geknüpft sind, sondern mit der Strömung wandern. Die Besetzung einer Registrierkurve mit austauschwirksamen Schwankungen gibt deshalb zugleich ein Maß für die entsprechende Besetzung einer Fläche. Wir ersetzen den Ausdruck f/F durch das Produkt $n \cdot t$, das wir den „Durchsetzungsfaktor“ nennen. Bei der Mittelwertbildung der Schwankungsdauer t hatten wir der verschiedenen Austauschwirksamkeit durch Gewichtsbindung mit der horizontalen Zusatzgeschwindigkeit Rechnung zu tragen. Bei den Messungen mußten Wetterlagen vermieden werden, in denen trotz des BECKER'schen Befunds in Verbindung mit größeren Zirkulationen örtlich verschiedene Durchsetzungsfaktoren zu erwarten sind, z.B. die von H. SEILKOPF⁸ beschriebene Schraubenströmung oder sonniges Wetter bei sehr unterschiedlicher Bodenfeuchtigkeit, bei dem die Ablösung von Thermikblasen ortsfest ist.

Im Interesse bequemer Auswertung gingen wir nicht vom mittleren Mischungsweg r aus, sondern von einem Mittelwert l' , der aus den Mischungswegen in den Zentren der von uns registrierten austauschwirksamen Windschwankungen gebildet wurde. Diesen Mischungsweg können wir durch das Geschwindigkeitsgefälle du/dz und die horizontale Zusatzgeschwin-

digkeit in Windrichtung u' im Zentrum der Schwankungen ausdrücken. Wir erhalten dann für den Austauschkoeffizienten die Formel

$$(1) \quad A = \varphi \cdot n \cdot t \cdot \frac{w' u'}{du/dz} \cdot b, \quad [\text{gr/cm sec}]$$

wobei b eine von der Form der Windschwankungen abhängige Konstante ist. Diese Formel gestattet, bei der Berechnung der Austauschkoeffizienten die Wirkung jeder Schwankungsart für sich zu betrachten. Kennzeichnet man austauschwirksame Schwankungen durch den Index a und Schwankungen, die den Vertikalaustausch schwächen, mit dem Index c , so berechnet sich der vertikale Austauschkoeffizient mit Hilfe der Formel

$$(2) \quad A = \varphi \cdot b \cdot n_a \cdot t_a \cdot \frac{w'_a u'_a}{du/dz} - \varphi \cdot b \cdot n_c \cdot t_c \cdot \frac{w'_c u'_c}{du/dz} \quad [\text{gr/cm sec}]$$

Die Meßstelle und die Meßgeräte.

Quickborn liegt 20 km nördlich von Hamburg. Die Höhe des Geländes im Umkreis von 3 km schwankt zwischen 12 und 28 m, doch sind nur sehr geringe Steigungen vorhanden. Die Messungen wurden 2 km westlich der Ortschaft an einem der Funkmaste, bisher vorwiegend bei S- und SE-Wind, vorgenommen. Der Wind wehte dabei über Wiesen und lichte Hecken (Knicks) von durchschnittlich 60-70 m Abstand und etwa $2\frac{1}{2}$ m Höhe, wie man sie in ganz Schleswig-Holstein findet.

Folgende Meßgeräte wurden für die Untersuchung eingesetzt:

- 1) 3 Kontaktwindmesser der Firma Fuess zur Untersuchung des Windgefälles.

Diese Windmesser wurden, jeder auf einem besonderen Mast, in 10, 30 und 70 m Höhe angebracht, so daß sie unbeeinflusst von der Befestigung sind. Die Windgeber erzeugen elektrische Kontakte mit Hilfe von 10-stufigen Nockenrädern. Durch Ausfüllen einer Lücke zwischen zwei dieser Nocken wurde erreicht, daß auf 9 kurze Kontakte ein Stromschluß erfolgt, der solange andauert, bis 100 m Windweg zurückgelegt sind. Das Auszählen der Kontakte auf den Chronographenregistrierungen wird hierdurch erleichtert und die Möglichkeit geboten, feinere Einzelheiten der Windstruktur zu erkennen als dies mit Kontaktwindmessern von 1000 m Windweg möglich gewesen wäre.

Die Windmesser in 30 und 70 m Höhe befinden sich außerhalb des Störungsbereiches der Stationsgebäude. Um die Einwirkungen der Stationseinrichtungen auf den Windmesser in 10 m Höhe erkennen und berücksichtigen zu können, wurde zeitweise in einiger Entfernung von der Station ein Vergleichsgerät ebenfalls in 10 m Höhe betrieben an einer Stelle, deren Gelände und Vegetation dem allgemeinen Zustand der Umgebung entspricht.

- 2) 3 Thermographen der Firma Fuess, deren Meßelemente durch schmale Halbringblenden vor direkter Sonnenbestrahlung geschützt waren. Durch zahlreiche Vergleichsmessungen mit Aspirations-Psychrometern in den Aufstellungshöhen 13, 30 und 70 m wurden die Standkorrekturen und die durch indirekte Strahlung verursachten Meßfehler in Abhängigkeit von der Ventilation bestimmt. Damit die Belüftung nicht durch das Thermographengehäuse einseitig behindert wurde, waren die Geräte hochkant befestigt. Eine oberhalb der Schreibfeder angebrachte Basisfeder ließ erkennen, ob und wie weit sich die Registrierstreifen durch Temperatur und Luftfeuchtigkeit verzogen.
- 3) 3 Hygrographen der Firma Fuess, die bei der Auswertung der Thermographen Aufschluß gaben, wann nach Regenfällen die Bourdonrohre abgetrocknet sein konnten, bzw. ob eine etwa registrierte Feuchttemperatur wesentlich von der Lufttemperatur abwich.
- 4) eine kleine transportable mechanische Feinstrukturapparatur mit Windtafel und Neigungsfahne (Abb. 1). Sie ist aus dem Rahmen eines Ballonsonde-Meteorographen gefertigt. In der Mitte des Rahmens ist ein Rohr A befestigt. Es dient als vertikale

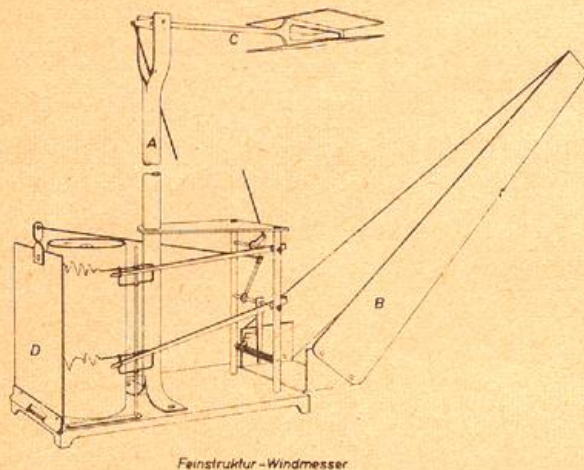


Abb. 1

Achse für die Apparatur und im oberen Teil zur Lagerung der Vertikalfahne außerhalb des Störungsbereiches der Registriereinrichtung. Das Gerät wird für die Messungen auf eine Stativstange gesteckt, ruht dann auf einem im Rohr befestigten Kugellager und stellt sich mittels der Schwanzfahne B gegen den Wind. Die Windtafel D ist $10 \times 17 \times 0,14$ cm groß und nach dem Vorschlag von S.P.FERGUSSON⁹ aus Balsa-Holz gefertigt. Sie betätigt den unteren Zeiger, der seitlich gegen eine schwache zylindrisch gewickelte Spiralfeder F anläuft. Durch diese Anordnung wird eine lineare Entzer-

rung des quadratisch mit der Windstärke wachsenden Winddruckes erreicht. Die Windstärke von 1 m/sec entspricht einem Ausschlag von 3,5 mm. Da die Windtafel und die bewegten Zeiger und Hebelteile arm an Masse sind, beträgt die Eigenschwingungsdauer der Tafel nur wenige Zehntel Sekunden. Die Zeigerreibung auf der beruhten Metallfolie genügt, um Eigenschwingungen zu unterbinden.

Auch die Vertikalfahne besteht aus Balsa-Holz. Die im Winkel von 6° gegeneinander geneigten Flächen haben die Größe der Windtafel. Um an Trägheitsmoment zu sparen, wurde die Fahne nicht mit einem Gewicht, sondern mit einer Feder ausbalanciert. Zu dem Direktionsmoment der Feder tritt ein von der Windstärke abhängiger Windtafелеffekt, der zur Auswertung der Registrierungen ein Isoplethendiagramm notwendig macht. Die Eigenschwingungsdauer der Vertikalfahne, die bei Windstille $1/3$ sec beträgt, sinkt stark mit der Windstärke, so daß während der Messungen die Einstellzeit eines elektrischen Schleifengalvanometers unterschritten wurde. Störend wirkt bei dieser Apparatur die noch verhältnismäßig große Reibung einer Vorrichtung zur Erzielung geradliniger Koordinaten. Ihre Haftreibung wurde erst bei Vertikalgeschwindigkeiten von etwa 10 cm/sec überwunden. Es können deshalb Fehler in der Bestimmung der Austauschkoefizienten in 70 m Höhe entstehen, die bei dem mittäglichen niedrigen Geschwindigkeitsgefälle 3 gr/cm·sec, bei den nächtlichen hohen Werten des Geschwindigkeitsgefälles 0,1 gr/cm·sec betragen. Die zu erwartenden Werte des Austauschkoefizienten sind wesentlich höher. Die Dämpfung der Vertikalfahne, die mit der Windstärke wächst, erzeugt schon von Windstärken über 2 m/sec ab eine praktisch aperiodische Einstellung. Die Vertikalfahne erzeugt bei einem Ausschlag von 10° einen Zeigerhub von 6,5 mm.

Ein Trommelumlauf dauerte $3\frac{1}{2}$ Minuten.

Die einwandfreie Funktion der Apparatur wurde bei der Aufzeichnung von Konvektionselementen bewiesen. Am Morgen des 20.10.1947 war die Apparatur in einer Höhe angebracht, von der aus man einen im Gipfel des Mastes angebrachten großen verspeichten Ring in der Windrichtung 25° unter der Horizontalen sah. Wenn das Verhältnis der horizontalen und vertikalen Zusatzgeschwindigkeit diesem Winkel des Windvektors entsprach, wurden die kurzperiodischen Schwankungen der Kármánschen Wirbel registriert, die beim Vorbeistreichen des Windes an dem Ring erzeugt waren.

Die vorliegenden Messungen und die Wetterbedingungen.

Vom 19.8.1947, einem heiteren frischwindigem Sommertag liegen 4 Feinstrukturregistrierungen aus 2, 14, 30 und 70 m Höhe vor. Die Messung aus 2 m Höhe ist für freies Gelände nicht repräsentativ; denn 30 m vor der Meßstelle lag ein Lattenzaun von 2,20 m Höhe.

Die Feinstrukturregistrierung aus 70 m Höhe hätte entsprechend den bei der starken Einstrahlung vorhandenen vielfältigen und langperiodischen Schwankungen wesentlich länger ausgedehnt werden müssen. Das Geschwindigkeitsgefälle war zur Zeit der Messung stark gestört. Da uns vorwiegend die stabilen Temperaturgradienten interessierten, wurde diese Messung nicht zum Vergleich herangezogen.

Vom 26.9.1947 liegen zwei zeitlich benachbarte Nachtregistrierungen aus 14 und 70 m Höhe vor. Es herrschte ebenfalls frischwindiges Wetter mit wolkenlosem Himmel.

Am 20.10.1947 wurden 7 Registrierungen in größeren zeitlichen Abständen gewonnen, um Aufschluß über den täglichen Gang des Austauschkoeffizienten an einem klaren Herbsttage zu gewinnen.

Am 4.11.1947 lag Quickborn unter dem Kamm eines Hochdruckgebietes. Von den 4 Registrierungen deutete die erste, um 09,01 Uhr in 70 m Höhe gewonnene, auf eine fast laminare Strömung, obwohl die Windstärke 5,3 m/sec betrug. Zunächst wurde vermutet, daß es sich um eine Störung der Apparatur handele, doch wurden im Lee der vor die Apparatur gehaltenen Hand die Kármánschen Wirbel einwandfrei aufgezeichnet. Erst 20 Min später trat in Verbindung mit dem Abbau der Inversion wieder Feinstruktur auf. In 14 m Höhe zeigte die Lufttemperatur einen periodischen Verlauf. Innerhalb jeder Periode stieg die Lufttemperatur sehr langsam an, um dann plötzlich abzusinken. Dieser Verlauf erinnert an die Auflösung von Strahlungsnebel, bei der man einen periodischen Gang der Vertikalbewegungen an den Aufhellungen des Himmels erkennt. Es wird angenommen, daß auch bei der Auflösung trockener Inversionen eine Walzenbildung auftreten kann, möglicherweise auch die von H. SEILKOPF⁸ beschriebene Schraubenströmung.

Über die Phasenbeziehungen der Windschwankungen.

In den Formeln(1) und(2) bedeutet $u' \cdot w'$ den Mittelwert des Produktes zusammengehöriger Zusatzgeschwindigkeiten. Bei der Auswertung von Feinstrukturregistrierungen wird vielfach angenommen, daß die aufgezeichneten Schwankungen in eindeutiger Beziehung zum vertikalen Gefälle und zur Richtung der Vertikalbewegung stehen, daß z.B. eine registrierte Böe nur von oben kommen kann, weil der Wind mit der Höhe zunimmt. Unsere Registrierungen beweisen, daß man mit dieser Annahme nicht auskommt, wenn man das Produkt $u' \cdot w'$ genau bestimmen will. Es gibt nämlich zahlreiche Windschwankungen, bei denen eine Änderung der Vertikalkomponente nicht mit einer entsprechenden Änderung der Horizontalkomponente verknüpft ist und umgekehrt Änderungen der Horizontalkomponente des Windes ohne gleichzeitige Änderung der Vertikalkomponente. Es kommt öfters vor, daß Schwankungen, in denen Luft nach oben transportiert wird, mit einer Zunahme der Windgeschwindigkeit und Schwankungen, in denen Luft von oben nach unten befördert wird, mit einer Abnahme der Horizontalkomponente des Windes verbunden sind. Mit dem vorliegenden Material nur einer Meßstelle kann nicht entschieden werden, wie weit eine gegenseitige Beeinflussung der Schwankungen in ihrer Wirksamkeit für den Vertikalaustausch vorhanden ist, wir können lediglich den Impulsstrom an unserer Meßstelle bestimmen. In Abb.2 sind zwei Ausschnitte gleichzeitiger Registrierungen der Vertikalkomponente des Windes (punktiert) und der Windstärke (ausgezogen) wiedergegeben. Die Kurven wurden so übereinander gezeichnet, daß eine Senkung der Richtungskurve einen Aufwind bedeutet, der gewöhnlich zu einer Abnahme der Windstärke führt. Die Kurven zeigen dementsprechend überwiegend parallelen Gang. Nur in zwei Registrierungen war trotz andauernder Feinstruktur ein Zusammenhang der Vertikal- und Horizontal-Komponenten nicht zu erkennen. Während dieser Registrierungen hatte bei sehr geringer Windstärke stabile Temperaturschichtung bestanden, so daß nur sehr geringe vertikale Austauschkoeffizienten zu erwarten waren, die nahe an der Empfindlichkeitsgrenze unserer Apparatur lagen. Die Austauschverhältnisse solcher Wetterlagen sollen mit einer

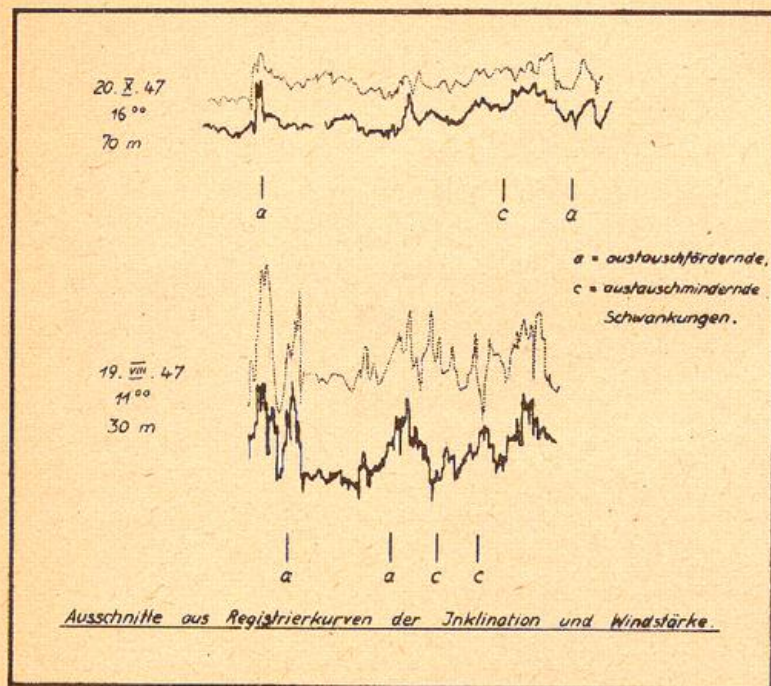


Abb. 2

telkurve gezeichnet. Die hierdurch abgeschnittenen kürzesten Schwankungen wurden nun vermessen. Die Durchzeichnung wurde hierzu mit der Geschwindigkeitskurve zur Deckung gebracht und von jeder Abweichung von der Mittelkurve folgende Daten bestimmt:

1. Gleich- bzw. Gegensinn der Ausschlagrichtungen,
2. die Größe der Schwankungen u' und w' und
3. die Dauer der Schwankungen.

Nun wurden die Flanken der ersten Mittelkurve gemittelt und die so zutage tretenden längeren Schwankungen vermessen usw.. Jede Schwankung wurde auf der Zellophanfolie nummeriert, um zu vermeiden, daß die gleiche Schwankung mehr als einmal vermessen wurde. Oft genügten zwei Mittelkurven, um alle Schwankungen zu erfassen. Waren längere Schwankungen in größerer Zahl vorhanden, so erübrigte sich die Auswertung der kürzesten Schwankungen, weil ihr Beitrag zum Vertikalaustausch dann vernachlässigt werden konnte.

Bei diesem Verfahren werden die Abschwächungen eines Aufwindes als Abwind gewertet, der Austausch mithin aus Elementarschwankungen zusammengesetzt, die einander überlagern können.

Wir haben bei der Vermessung der Schwankungen der mitunter sehr verschiedenartigen Kurvenform Rechnung getragen, indem wir nicht den erzielten Ausschlag notierten, sondern den Scheitelwert, der sich ergeben hätte, wenn die Schwankung bei gleicher Dauer und gleicher Fläche auf der Registrierung eine harmonische Form gehabt hätte. Oft haben die Schwankungen einen harmonischen Verlauf. Häufig ähnelt ihre Form einem Dreieck, selten einem Rechteck. Als Normalform schien deshalb die harmonische besonders geeignet. Sie wird bei der zeitlichen Mittelung der Zusatzgeschwindigkeiten durch den Faktor 0,63 berücksichtigt.

Bei der Auswertung wurden die Auf- und Ab-Winde getrennt behandelt. Hierauf wird später eingegangen werden.

Entsprechend dem Gleich- oder Gegensinn des Vorzeichens der Zusatzkomponenten wurden die Schwankungen als „austauschfördernd“ oder „austauschmindernd“ eingestuft. War die Amplitude einer oder beider Komponenten unter einem Betrage, der die Meßgenauigkeit wenig überschritt, so konnten diese Schwankungen bei höheren Windstärken, bei denen die Apparatur sehr empfindlich ist, den austauschunwirksamen Schwankungen zu-

empfindlicheren Apparatur geprüft werden. In Abb.2 sind einige besonders deutlich parallele Schwankungen mit a, andere invers verlaufende Schwankungen mit c gekennzeichnet. Vertikale Windschwankungen können demnach austauschfördernd, austauschmindernd oder austauschunwirksam sein.

Wir haben nun zur Bestimmung des vertikalen Austauschkoefizienten jede einzelne Windschwankung auf ihre Wirksamkeit für den Vertikalaustausch untersucht.

Die Auswertung.

Sie erfolgte in mehreren Gängen. Die Richtungskurve wurde auf Zellophan durchgezeichnet und durch die Ausschlagflanken der Windschwankungen eine erste Mit-

gerechnet werden.

Für jeden Schwankungstyp wurde eine mittlere Schwankungsdauer t durch den Ausdruck $t_i = \frac{\sum t_i' u_i'}{\sum u_i'}$ ermittelt. Diese Mittelwerte liegen bei den austauschfördernden Schwankungen ebenso wie bei den austauschmindernden wenig über dem arithmetischen Mittel, bei den austauschunwirksamen wenig darunter.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
Zeile	Datum	Zeit	Höhe	Registrierdauer	Windrichtung	Vertikaler Temp.-Gradient	Zunahme der Temp. v. 2-70m	Mittlere Windstärke	Mittlere Windstärke	Windzunahme mit der Höhe	Richardsonsche Zahl	Zahl aller registrierten Schwankungen pro 1000 sec	Anzahl der Schwankungen in 1000 sec	austausch-fördernd	austausch-mindernd	austausch-fördernd	austausch-mindernd	Dauer	Durchsetzungsfaktor	vertikal	horizontal	horiz. Einzelkomponente	Mittlerer Mischungsweg	Turbulenzkörpererstreckung	Austauschkoeffizient
	1947	MEZ	m	sec	16 Mils. C/100m	$\frac{d\theta}{dz}$	Abs ^o	\bar{u}_{70}	\bar{u}_{30}	$\frac{1}{z}$	\bar{u}	\bar{u}_0	n	n_a	n_m	t_a	t_m	U	u	w'	h'	u'	z'	m	$\frac{dC}{dz}$
1	19.8.	10 ²⁵	2	200	ESE	-2.5	-0.85	9.1	6.3	6.2	0.46	-0.015	2170	254	100	2.41	2.45	0.63	92	92	65	1.4	11	4.2	
2		10 ¹⁵	14	198	ESE	-2.8	-0.85	9.2	7.3	6.9	0.14	-0.038	2280	202	71	8.7	3.5	1.75	95	88	62	4.5	60	4.1	
3		11 ⁰⁰	30	190	ESE	-1.3	-0.25	8.3	7.3	6.0	0.04 _g	-0.018	2120	194	33	4.2	4.55	0.80	104	74	52	11.0	31	5.5	
4	26.9.	3 ⁵³	70	194	NE	+1.3	+2.35	8.2	4.8	3.2	0.08 ₃	0.113	2760	170	92	2.65	2.6	0.45	44	29	20	2.5	22	1.7	
5		4 ³⁵	14	178	NE	+1.5	+1.4	8.3	4.7	3.0	0.11	0.08 ₁	1070	118	29	6.22	3.75	0.74	57	31	22	2.1	19	4.5	
6	20.10.	11 ⁰³	70	218	SSE	-0.6	-0.5	4.2	3.8		0.010	1.97	1620	176	32	6.65	7.7	1.16	63	37	26	2.6	28	8.0	
7		16 ¹⁰	70	200	SSE	-0.5	+0.6	6.6	4.6	3.2	0.047	0.082	1330	120	50	7.3	2.1	0.88	58	38	27	5.7	37	15	
8		17 ²⁰	70	205	SE	+1.0	+2.1	6.4	3.6	2.8	0.067	0.16	1600	118	24	4.5	2.8	0.53	38	23	16	2.4	29	2.3	
9		17 ⁴⁰	14	150	SE	+1.7	+1.7	7.4	4.4	2.0	0.15	0.04	810	w'	w'	w' und h' ohne Zusammenhang									
10	7.11.	9 ⁰¹	70	200	E	+2.2	+1.35	5.8	2.3	2.0	<small>zwischen 0.24 u 0.27 u</small>	0.085	0.02												
11		9 ¹⁹	70	184	E	+0.9	+0.85	5.5	3.4	1.8	0.052	0.25	1340	110	54	2.35	2.0	0.26	45	21	15	2.9	13	0.91	
12		9 ⁴⁵	70	205	E	-1.0	+0.4	3.85	2.6	1.6	0.030	-0.26	1360	w'	w' und h' ohne Zusammenhang										
13		10 ¹⁰	14	170	E	-1.4	-0.08	4.4	3.7	2.2	0.14	-0.007	1360	82	12	6.0	7.0	0.50	43	20	14	1.0	13	1.1	
14	20.10.	9 ⁰⁵	70	77	S	+1.4	+2.5	4.5	2.3		0.059	0.25	1420	26	26	5.0	2.5	0.13	39	13	9	1.6	24	0.27	
15		10 ¹⁶	70	105	SSE	-0.5	-0.22	4.4	3.95	2.8	0.012	1.25	1350	132	20	8.7	6.0	1.14	66	35	25	2.1	38	6.4	
16	19.8	11 ⁵⁵	14	71	ESE	-1.0	-0.32	8.8	8.3	6.5	0.16	0.00	3050	280	42	3.63	1.9	1.01	94	60	42	2.7	23	13.	

Tabelle 1

Trotz der Verwendung von Sonnenblenden zeigten die Thermographen bei Windstärken unterhalb 4 m/sec zu hohe Temperaturen an. Da die Windstärke nicht in allen Höhen

gleich ist, mußten bei der Auswertung der Thermographenstreifen Korrekturen angebracht werden, die durch die Vergleichsmessungen mit ventilierten Thermometern gefunden waren.

Für jede Messung wurden aus den Wind- und Temperaturwerten der drei Meßstellen Profile gezeichnet, denen die Werte der Gradienten bzw. Differenzen entnommen wurden.

Tabelle der Ergebnisse.

Die Ergebnisse der Auswertungen sind in Tabelle 1 wiedergegeben. Da sich unsere Apparatur stets in die Windrichtung stellt, haben wir nur die in Spalte 21 angegebene totale Horizontalkomponente h' gemessen. Nach TAYLOR¹⁰ wurde angenommen, daß sich die mittlere Zusatzgeschwindigkeit der beiden horizontalen Komponenten nicht wesentlich unterscheidet und demnach u' als $1/\sqrt{2} \cdot h'$ berechnet. Diese mittleren Werte der Horizontalkomponente sind „Elementarschwankungen“, aus denen sich, besonders bei labilen Temperaturgradienten, durch Überlagerung große Windschwankungen (Böigkeit) aufbauen. Überlagerungen sind besonders häufig, wenn der Durchsetzungsfaktor den Wert 1 überschreitet. Wie stark der Austauschkoefizient durch Windschwankungen längster Periode beeinflußt wird, die mit unserer Apparatur nicht mehr erfaßt werden können, wird später erörtert werden.

Vergleich der Ergebnisse mit denen anderer Autoren.

a) Für adiabatisches Temperaturgefälle.

Bei adiabatischen Temperaturgradienten hat sich auch in der Atmosphäre der Mischungswegansatz von PRANDTL¹¹ bewährt:

$$l = \alpha \cdot (z + z_0)$$

z_0 ist ein Rauigkeitsmaß, das sehr klein gegen unsere Meßhöhen z ist und das wir deshalb zunächst vernachlässigen können. Die Größe α , welche nach den Feststellungen VON KÁRMÁN'S¹² den Wert 0,38 hat, bedeutet nach ROSSBY das Korrelationsverhältnis der Zusatzkomponenten u' und w' . Dies Verhältnis ist in den Mischungswegbegriff l der Grenzschichttheorie einbezogen, nicht aber in den Mischungswegbegriff r nach W. SCHMIDT. Deshalb muß der Mischungsweg der Grenzschichttheorie gerade mit dem mittleren Mischungsweg übereinstimmen, den wir im Scheitel unserer Windschwankungen fanden.

Wir sehen aus nebenstehender Tabelle, daß in den unteren Schichten größere Abweichungen vorhanden sind. Unsere Werte sind durchschnittlich um 10%

M e ß h ö h e	2 m	14 m	30 m	70 m
Zunahme der pot.Temp. bis 70 m Höhe	a) -2,5°	a) -2,8° b) -0,3°	a) -1,3°	a) -0,5° b) -0,2°
gemessener Mischungsweg	a) 1,4 m	a) 4,5 m b) 2,7 m	a) 11 m	a) 26 m b) 21 m
berechn. Mischungsweg	0,8 m	5,6 m	12 m	28 m

kleiner als die berechneten. Ein Einfluß der Temperaturgradienten, die bei unseren Messungen niemals genau adiabatisch waren, scheint vorhanden zu sein.

Weiter wollen wir die von uns bei nicht stabilen Temperaturgradienten gefundenen Austauschkoefizienten mit denen von STANGE und FRITZSCHE¹³ vergleichen, für die wir bei LETTAU¹⁴ Mittelwerte bestimmter Höhenschichten finden. LETTAU macht allerdings selbst darauf aufmerksam, daß eine Mittelbildung der bei verschiedenen Temperaturgradienten gefundenen Werte leicht zu Fehlern führt.

STANGE und FRITZSCHE fanden bei Einstrahlung zwischen 4 und 20 m Höhe einen Mittelwert des vertikalen Austauschkoefizienten von 15 gr/cm·sec, bei 50 m Höhe 45 gr/cm sec und bei 80 m Höhe vertikale Austauschkoefizienten von 87 gr/cm·sec. Der Mittelwert unserer bei nicht stabilen Temperaturgradienten gemessenen vertikalen Austauschkoefizienten beträgt bei 14 m Höhe 18 gr/cm·sec, für 70 m Höhe 72 gr/cm·sec. Wir erhielten fast die gleichen mittleren Austauschkoefizienten wie FRITZSCHE und STANGE.

Wir werden später sehen, daß die Werte des Austauschkoefizienten bei unserem Meß-

verfahren, das nur die Windschwankungen bis zu etwa 20 sec Dauer berücksichtigt, um 10-20% zu klein gemessen werden können.

b) Vergleiche bei stabilem Temperaturgefälle.

Unsere in 70 m Höhe bei sehr stabilem Temperaturgefälle bestimmten vertikalen Austauschkoeffizienten liegen zwischen 0,3 und 2,3 gr/cm·sec und damit nahe an den von LETTAU für Junimorgenstunden und 45 m Höhe ermittelten Werten. Die Koeffizienten von FRITZSCHE und STANGE für „Ausstrahlung“ sind dagegen meist höher nämlich im Mittel etwa 20 gr/cm·sec.

Bei stabiler Schichtung ist der Mischungsweg nach der Theorie von ROSSBY und MONTGOMMERY¹

$$l_{\text{stab}} = \frac{l_{\text{ad}}}{\sqrt{1 + \left(\frac{k}{du/dz}\right)^2}}, \quad k = \frac{\beta \cdot g}{T} \cdot \frac{dT}{dz},$$

wobei $\frac{du}{dz}$ das Geschwindigkeitsgefälle, $\frac{dT}{dz}$ das Gefälle der potentiellen Temperatur, g die Schwerebeschleunigung und β ein Faktor ist, den ROSSBY und MONTGOMMERY aus den Messungen von HEYWOOD¹⁵ in Leafield zu etwa 40 bestimmten, während sich nach SVERDRUP's¹⁶ Beobachtungen im Mittel $\beta = 11$ ergibt. Die Messungen in Leafield sind in größeren Höhen an Funkmasten, die von SVERDRUP auch dicht am Boden ausgeführt.

In Abb. 3 ist die Abhängigkeit des Mischungsweges von der Richardson'schen Zahl für 70 m Höhe nach obiger Formel eingetragen und zwar in der oberen Kurve für $\beta = 11$ und in der unteren Kurve für $\beta = 40$. Die aus den vorliegenden Feinstrukturmessungen berechneten Mischungswege sind als Kreise eingetragen. Sie liegen nicht auf den Kurven. Ihre Lage deutet darauf, daß die Richardson'sche Zahl kein eindeutiges Maß für den Mischungsweg einer bestimmten Höhe ist. Zwar mußte zur Berechnung der Richardson'schen Zahlen eine größere Unsicherheit in Kauf genommen werden, doch müßte wenigstens die Mehrzahl der Meßwerte bei den Kurven liegen.

Auch die von EXNER¹⁷ empirisch gefundene Gleichung für die Temperaturabhängigkeit des Austauschkoeffizienten

$$A = \frac{F(z)}{3,4 + (ds/dz)}$$

bewährt sich nicht an unseren Meßergebnissen. Das zeigt sich in der Abb. 4. In der Ordinate dieser Figur ist der vertikale Austauschkoeffizient links für 70 m Höhe, rechts für 14 m Höhe, als Abszisse der vertikale Temperaturgradient eingetragen. Der für adiabatischen Temperaturgradienten gültige Wert wurde aus unseren Messungen mit 72 bzw. 18 gr/cm·sec eingesetzt. Die Abhängigkeit des Austauschkoeffizienten vom

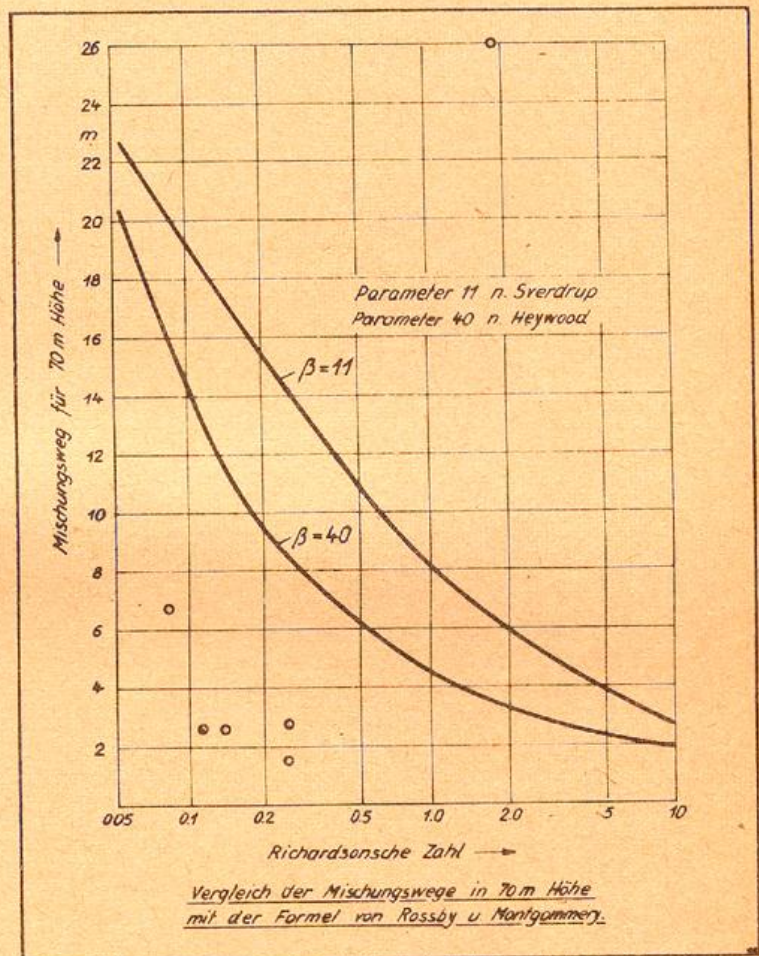


Abb. 3

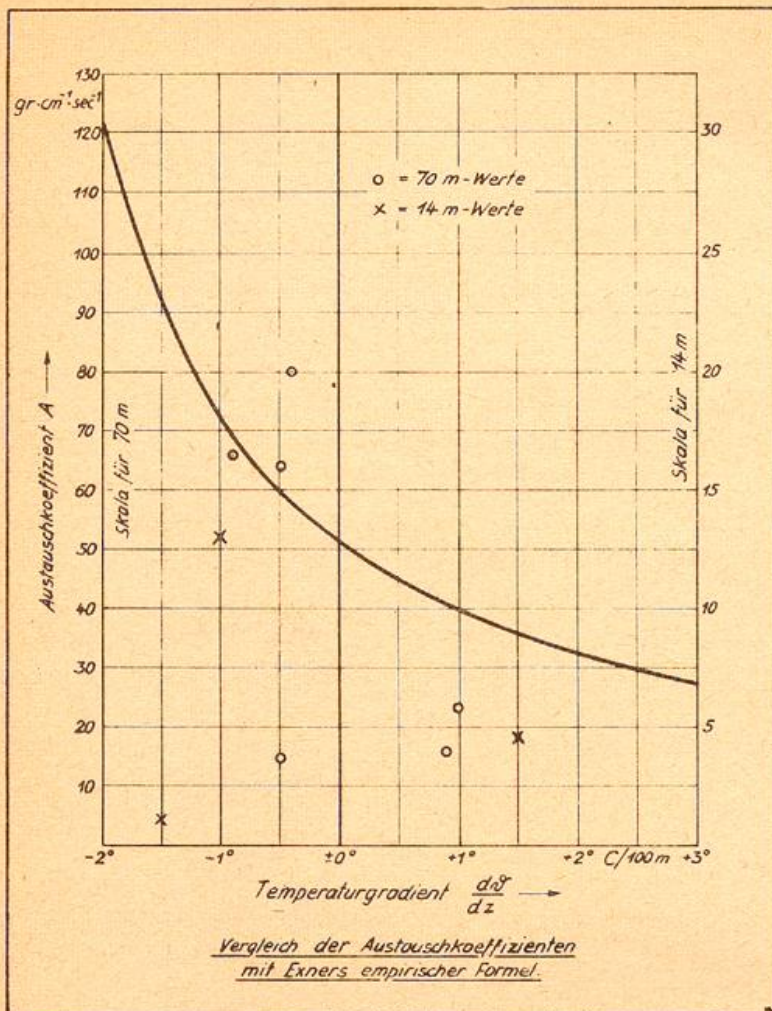


Abb. 4

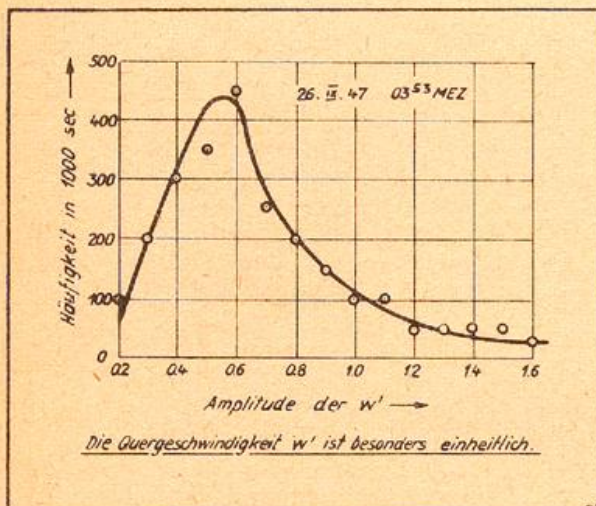


Abb. 5

die in den Messungen vom 19.8.47 Tabelle 1, Spalten 1, 2, 3 und 16 gefunden wird. Wir werden später sehen, daß die mittlere ungeordnete Vertikalgeschwindigkeit w' in enger Beziehung zur Schubspannungsgeschwindigkeit u_* steht, welche nach der Grenzschichttheorie proportional der Windgeschwindigkeit und in den untersten Schichten der Atmosphäre nahezu unabhängig von der Höhe ist. Wir werden somit den Einfluß der thermischen Stabilität auf den Ausdruck w'/\bar{u} zu betrachten haben. Bei der Reduktion der mittleren ungeordneten Vertikalgeschwindigkeit auf die Einheit der Windstärke

Temperaturgefälle müßte dann durch die ausgezogene Linie beschrieben werden. Unsere Meßpunkte liegen nicht auf dieser Linie. Der vertikale Temperaturgradient an der Meßstelle bewährt sich nicht als Maß für den vertikalen Austauschkoefizienten. Daran ändert sich auch dann nichts, wenn unsere vertikalen Austauschkoefizienten auf die gleiche Windstärke bezogen werden. Wir erkennen, wie berechtigt die Anregung LETTAU's¹⁸ ist, erneut die Abhängigkeit des vertikalen Austauschkoefizienten von der Stabilität in der Atmosphäre zu untersuchen. Wir werden versuchen, aus unseren Meßergebnissen genauere Vorstellungen über den Mechanismus des Vertikalaustausches zu gewinnen.

Deutung der Meßergebnisse.

Dazu haben wir alle in der Formel für den Austauschkoefizienten

$$A = \rho \cdot n \cdot t \cdot \frac{\bar{u}' w'}{\bar{u} \frac{d\theta}{dz}}$$

enthaltenen Größen einzeln und in ihrem Zusammenspiel beim Austauschvorgang zu betrachten.

a) die mittlere vertikale Zusatzgeschwindigkeit w' .

Bei der Auswertung der Feinstrukturregistrierungen ergab sich für die gleiche Wetterlage eine auffällige Gleichheit der Stärke der Elementarschwankungen w' aus verschiedenen Höhen. Die anderen Größen schwankten in verhältnismäßig weitem Bereich. Abb.5 zeigt als Beispiel die Häufigkeitskurve der Vertikalgeschwindigkeiten vom 26.9.47, 03.53 MEZ. Ebenso auffällig wie diese Häufung ist die geringe Höhenabhängigkeit der mittleren Vertikalgeschwindigkeit,

erwies sich nicht das Stundenmittel der Windgeschwindigkeit als maßgebend, sondern die in Tabelle 1 angegebenen Mittelwerte der Windstärke während der wenigen Minuten, in denen die Registrierungen gewonnen waren. Wie PAESCHKE¹⁹ fand, war für die Schubspannungsgeschwindigkeit der Größtwert der gemessenen Geschwindigkeit maßgebend. Wir benutzen deshalb die an unserer höchsten Meßstelle, in 70 m Höhe gemessenen Windstärken zur Reduktion.

Der engste Zusammenhang zwischen der Stärke der austauschwirksamen Elementarschwankungen und der Windstärke wurde gefunden, wenn die Windstärke aus dem mittleren Abstand der Kontaktmarken auf den Chronographenregistrierungen während der Dauer der Feinstrukturregistrierungen ausgewertet wurde.

Zur Prüfung des Stabilitätseinflusses trugen wir zunächst entsprechend dem empirischen Befund von EXNER¹⁷ die reduzierte mittlere ungeordnete Vertikalgeschwindigkeit in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten an der Meßstelle auf.

Es ergibt sich auch hier ein recht verworrenes Bild. Um einen brauchbaren Parameter für die austauschwirksamen Zusatzgeschwindigkeiten zu finden, suchten wir nach anderen Beziehungen. Dabei konnten wir aus den Untersuchungen von W. SCHMIDT⁶ über die Windstruktur Nutzen ziehen. In W. SCHMIDT's Vertikalschnitten der Geschwindigkeitsverteilung des Windes erstrecken sich die Turbulenzkörper, die man an den Isoplethen der Windgeschwindigkeit erkennt, meist von geringer Höhe über dem Erdboden bis zum oberen Bildrand (10 m). Sie überdecken demnach einen Höhenbereich, der die Mischungswege vieler Niveaus einschließt. Es liegt nahe anzunehmen, daß diese Turbulenzelemente auch am Vertikalaustausch in den von W. SCHMIDT nicht erfaßten größeren Höhen beitragen. Wenn nun aber die Turbulenzelemente eine so große vertikale Erstreckung haben, so

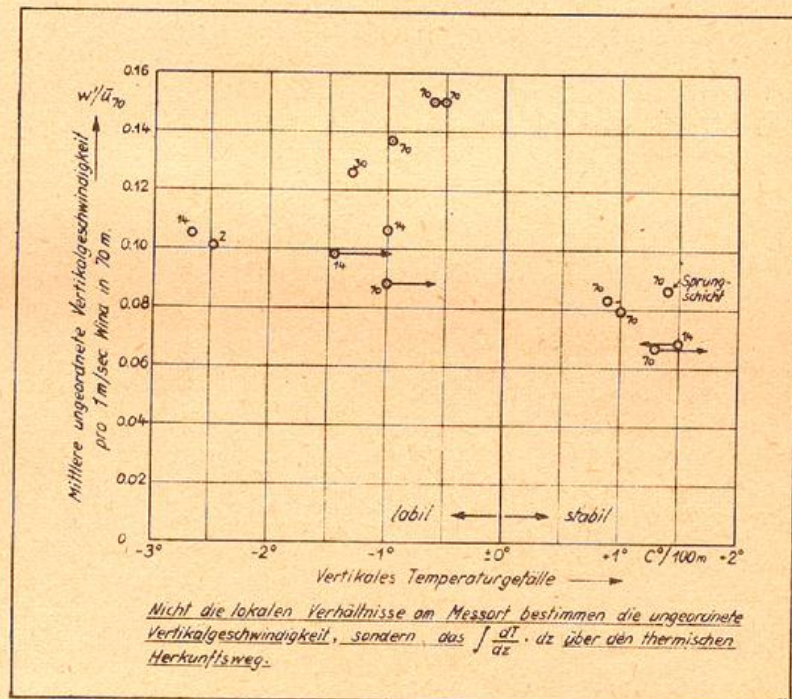


Abb. 6

kann das mit ihnen verbundene Strömungssystem auch vom Temperaturverlauf im ganzen Bereich dieser Erstreckung beeinflußt sein. Statt des örtlichen Temperaturgradienten an der Meßstelle hätten wir dann ein Temperaturintegral oder eine Temperaturdifferenz, welche dieses Integral charakterisiert, zu setzen. Wäre allerdings der thermische Mischungsweg klein, d.h. würden sich die Temperaturunterschiede der vertikalbewegten Luft gegen ihre Umgebung sehr rasch ausgleichen, so müßte der örtlich gemessene Temperaturgradient als Parameter für die Veränderungen der Vertikalgeschwindigkeit ausreichen. JAKOBSEN²⁰ äußerte die Vermutung, daß der Temperaturengleich mit der Umgebung bei Vertikalbewegungen langsamer vor sich geht, als der Austausch von Bewegungsgröße. Da sich nach verschiedenen Beobachtungen auch das Geschwindigkeitsgefälle des Windes abhängig von der Temperaturdifferenz, gemessen über einen großen Höhenbereich, erwies, haben wir den Zusammenhang zwischen der reduzierten mittleren vertikalen Zusatzgeschwindigkeit und der Temperaturdifferenz zwischen unserer höchsten Meßstelle und dem Boden untersucht. Diese Temperaturdifferenz ergab sich aus unseren Profilen, die wir auf vergrößertes Adiabatenpapier eintrugen, um die potentiellen Temperatur-

differenzen entnehmen zu können. Diese graphische Methode ergibt Temperaturdifferenzen, die um etwa $0,2$ bis $0,3^{\circ}$ zu klein sind. Das zeigte sich bei einer nachträglichen Kontrolle mit den von BROCKS²² angegebenen Mittelwerten der Höhenabhängigkeit der Temperatur, wobei als Untergrenze von der in Quickborn vorhandenen mittleren Rauigkeitshöhe ausgegangen wurde, über die in einem späteren Abschnitt eingehender berichtet wird. Abb.7 zeigt den engen Zusammenhang der reduzierten Vertikalgeschwindigkeit mit der Zunahme bzw. Abnahme der potentiellen Temperatur bis 70 m Höhe.

Aus dieser Abbildung gewinnen wir folgende Erkenntnisse:

Die mittlere ungeordnete Vertikalgeschwindigkeit ist - abgesehen vom Temperatureinfluß - proportional der in 70 m Höhe gemessenen Windstärke.

Durch stabile Temperaturgradienten wird die mittlere ungeordnete Vertikalgeschwindigkeit herabgesetzt, weil Hebungsarbeit geleistet werden muß. Die Bewährung des neuen Stabilitätsmaßes macht wahrscheinlich, daß die Vertikalbewegung der Luft über eine unserer Temperaturdifferenz entsprechende Strecke, zumindest aber über einen hohen

festen Bruchteil dieser Strecke erfolgte. Die gleiche Windschwankung ist demnach tatsächlich am Austausch in mächtigen Schichten beteiligt und wirkt nicht nur über einen kleinen Mischungsweg. Damit deckt sich die Beobachtung, daß die Zahl austauschwirksamer Schwankungen in allen Höhen bei gleicher Wetterlage ähnlich hoch gefunden wurde.

Der in Abb.7 am weitesten rechts befindliche Punkt gehört zu einer Messung, bei der nur wenige austauschwirksame Schwankungen auftraten. Das Verhältnis der horizontalen Zusatzgeschwindigkeit zur vertikalen Zusatzgeschwindigkeit, das sich im Mittel mit dem Wert $0,4$ der Grenzschichttheorie deckt, be-

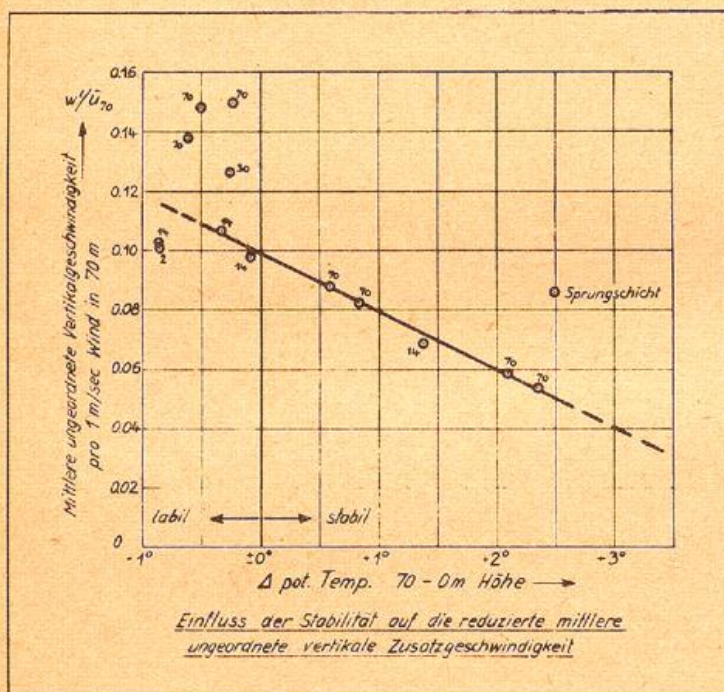


Abb. 7

trug hier nur $0,23$. Nehmen wir das Verhältnis $0,4$ als richtig an und gehen wir von der gemessenen horizontalen Zusatzgeschwindigkeit u' aus, so fällt der berechnete Wert der vertikalen Zusatzgeschwindigkeit mit $0,5$ genau auf die Gerade in der Abbildung. Als Ursache der zu hoch gemessenen Vertikalgeschwindigkeit finden wir in der Registrierung deutlich ausgeprägte Wellen von 14 sec Dauer. Man muß sich demnach hüten, jede Vertikalbewegung als austauschwirksam anzusehen. Auf diese Gefahr macht schon W.SCHMIDT²¹ aufmerksam. Bei schwingungsartigen Vorgängen werden die Vertikalverschiebungen ganz oder zum großen Teil rückgängig gemacht wie man mitunter an Cu cast beobachten kann. Mit dem Aufschießen einer neuen Quellung sackt häufig eine benachbarte ältere zusammen und nimmt kondensiertes Wasser mit. Durch solche Pendelungen wird der Vertikalaustausch abgeschwächt.

Die kleinen Ziffern an den Meßpunkten der Abb.7 bedeuten die Höhen. Wir erkennen, daß die Adiabate zwei Bereiche abgrenzt, nämlich den stabilen Bereich, in dem eine Abhängigkeit der Vertikalgeschwindigkeiten von der Höhe nicht ausgeprägt ist und den labilen Bereich, in dem eine Aufteilung der Meßpunkte nach der Höhe sichtbar wird. Bei Labilität ist eine stärkere Haftung der Luft in Bodennähe zu erkennen und zusätz-

liche Beschleunigungen in größeren Höhen, die vom thermischen Aufbau herrühren. Wir werden für die Vertikalbewegung der Luft ähnliche Betrachtungen anwenden können wie sie von LINKE, RAETHJEN und THRAN an wesentlich größeren statisch steigenden trockenen Luftmassen benutzt wurden.

Bei adiabatischen Temperaturgradienten beträgt die mittlere ungeordnete Vertikalgeschwindigkeit etwa den zehnten Teil der in 70 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeit. Es gilt die Gleichung

$$w' = 0,098 \cdot \bar{u}_{70} (1 - 0,19 \Delta T). \quad [\text{cm/sec}]$$

In der Grenzschichttheorie nimmt man an, daß die vertikale Erstreckung einer Bewegung mit der Vertikalgeschwindigkeit w' wächst. Dementsprechend können wir die Schwankungen der Mächtigkeit der ROSSBY-schen Bodenschicht durch die Veränderungen der Vertikalgeschwindigkeiten in unseren großen austauschwirksamen Windschwankungen infolge der Stabilität erklären.

b) Die mittlere horizontale Zusatzgeschwindigkeit u' .

VON KÁRMÁN wies nach, daß allgemein das Verhältnis zwischen der mittleren ungeordneten Horizontalkomponenten und der mittleren ungeordneten Vertikalkomponenten der Zusatzgeschwindigkeiten konstant sei und den Wert 0,38 habe. Bei unseren Messungen erhielten wir für dieses Verhältnis bei den austauschwirksamen Schwankungen in 14 m Höhe 0,43 und in 70 m Höhe 0,38. Danach gilt das VON KÁRMÁN'sche Ergebnis ebenso an Turbulenzkörpern von mehreren Dekametern Erstreckung in 70 m Höhe wie an den kleinen Strömungsmodellen der Hydrodynamik. Ursache dieser Erscheinung ist aber - wie wir sahen nicht eine Beschränkung der Turbulenzkörperbewegung auf den Mischungsweg. Wir müssen vielmehr annehmen, daß das Windfeld gerade so weit scherend wirkt, daß sich dieses Verhältnis der Zusatzgeschwindigkeiten einstellt.

Wir können die scherende Wirkung des Windfeldes vergleichen mit der verzögernden Wirkung der Reibung auf die Vertikalgeschwindigkeit überhitzter Luft, über welche wir Zahlenmaterial in der Arbeit von THRAN²⁵ finden.

Die Änderung der horizontalen Zusatzgeschwindigkeit mit der Höhe wird für ein vertikalbewegtes Luftteilchen bestimmt einmal durch das Einwandern in Luftschichten anderer Horizontalgeschwindigkeit und außerdem durch die Verzögerungen oder Beschleunigungen in horizontaler Richtung infolge Reibung.

$$\frac{du'}{dz} = \frac{du}{dz} + v.$$

Der Reibungseinfluß allein ist durch den Ausdruck

$$\frac{du'}{dt} = -k' \cdot u'^2$$

zu beschreiben. THRAN benutzte GULDBERG-MOHN'sche Reibungskoeffizienten k , die nach seinen Messungen proportional der Geschwindigkeit und abhängig vom Ausmaß der vertikal bewegten Luft waren. Diese Koeffizienten haben die Dimension $[1/\text{sec}]$. Damit wir die Zusammenhänge besser erkennen, haben wir Reibungskoeffizienten $k' = k/u'$ eingeführt. Diese Koeffizienten hängen nur noch vom Ausmaß der bewegten Luftmassen ab, das wir später berücksichtigen werden. Mit $dz/dt = w'$ wird

$$\frac{du'}{dz} = \frac{du}{dz} - k' \cdot \frac{u'^2}{w'}.$$

Wir erkennen an dieser Gleichung, daß sich eine horizontale Zusatzgeschwindigkeit besonders leicht dort ausbildet, wo das Geschwindigkeitsgefälle groß ist. Hier besteht demnach die größte Wahrscheinlichkeit für die Neubildung austauschwirksamer Turbulenzelemente. Bei den Windprofilen logarithmischer Art, wie wir sie bei Tage haben, bilden sich solche Turbulenzelemente vorzugsweise in den unteren Schichten. Bei den nächtlichen Windprofilen mit mehr linearem Verlauf können sich Turbulenzelemente auch in größerer Höhe bilden. Große Turbulenzelemente werden schon nach geringer Hebung austauschwirksamer als kleine Turbulenzelemente, bei denen das Abzugsglied kleiner ist. Bei Benutzung von Widerstandskoeffizienten statt der Reibungskoeffizienten tritt näm-

lich der Radius der Turbulenzelemente im Nenner des Abzugsgliedes auf. Durch das Auftreten der horizontalen Zusatzgeschwindigkeit in der zweiten Potenz wird ihrem Wachstum sehr bald eine Grenze gesetzt.

Wir finden nun die an den Turbulenzelementen wirksamen Reibungskoeffizienten k' , wenn wir der Bedingung VON KÁRMÁN's und unserem Befund entsprechend u'/w' mit 0,4 und du'/dz mit null einsetzen. Dann ist

$$k' = 6,3 \cdot \frac{du'/dz}{w'} \quad [1/cm]$$

Wir werden diese unsere Werte k' , die dem Mischungsweg umgekehrt proportional sind, durch Berücksichtigung der horizontalen Zusatzgeschwindigkeit u' und des Durchmessers der Turbulenzelemente mit den THRAN'schen Reibungskoeffizienten k vergleichen. Bei überdiabatischen Temperaturgradienten (Tabelle 1, Spalten 6 und 15) fanden wir in 70 m Höhe Werte des Geschwindigkeitsgefälles du/dz von 0,01 [1/sec] und der mittleren Vertikalgeschwindigkeit w' von etwa 66 cm/sec. Dabei drängen die Turbulenzelemente mit einer mittleren Horizontalgeschwindigkeit von 27 cm/sec gegen die umgebenden schneller oder langsamer bewegten Schichten an. Wir würden Reibungskoeffizienten k von $2,6 \cdot 10^{-2}$ [1/sec] erhalten, wenn die Geschwindigkeit im Turbulenzelement gleichmäßig und ein schroffer Übergang der Geschwindigkeit an der Grenze der Turbulenzelemente vorhanden wäre. In unseren Registrierungen fanden wir vorwiegend eine harmonische Form der Windschwankungen, die wir auch für die Geschwindigkeitsverteilung quer zur Windrichtung annehmen können. Die mittlere Vertikalgeschwindigkeit im Turbulenzelement hat demnach nur den 2,5ten Teil des Scheitelwertes. Der Reibungskoeffizient, der zur Aufrechterhaltung der VON KÁRMÁN'schen Bedingung bei den gemessenen Vertikalgeschwindigkeiten notwendig ist, ergibt sich bei der vorhandenen Turbulenzkörpergröße zu

$$k = 6,4 \cdot 10^{-2} \quad [1/sec]$$

In 70 m Höhe steigen unsere Turbulenzelemente - wie wir an Abb. 7 sahen - bei Labilität beschleunigt. Bei THRAN finden wir in seiner Figur 6 c für beschleunigte Bewegungen mit Geschwindigkeiten von 27 cm/sec Reibungskoeffizienten k von $0,3 \cdot 10^{-3}$ [1/sec], die nach THRAN's Angaben dem Durchmesser der Luftmassen umgekehrt proportional sind. Die von THRAN untersuchten Aufwindgebiete hatten im Mittel 800 m Durchmesser. Aus unseren Registrierungen können wir geometrisch richtige mittlere Turbulenzkörpergrößen nicht ableiten. Aus der Dauer der Windschwankungen ergeben sich mittlere Größen von 28 und 38 m Durchmesser. Rechnen wir mit 35 m Durchmesser, so liefern die THRAN'schen Werte Reibungskoeffizienten von

$$k = 6,8 \cdot 10^{-2} \quad [1/sec]$$

Zu den gleichen Reibungskoeffizienten kommen wir nach Messungen von SEIFERT in Cu cast, wenn wir als Durchmesser dieser Wolken 350 m annehmen.

Aus den Reibungskoeffizienten lassen sich Werte der kleinturbulenten horizontalen Austauschkoefizienten abschätzen, wenn man die Querschnittsform und die Geschwindigkeitsverteilung in den Turbulenzelementen kennt. In Verbindung mit den horizontalen Zusatzgeschwindigkeiten tritt der kleinturbulente Horizontalaustausch als eine scheinbare Zähigkeit in Erscheinung, welche den Geschwindigkeitsabfall im Turbulenzelement quer zur Windrichtung bestimmt. Führen wir wieder den Faktor 2,5 wegen der ungleichmäßigen Geschwindigkeitsverteilung im Turbulenzelement ein, so ergibt sich der an Turbulenzelementen kreisförmigen Querschnitts wirksame kleinturbulente horizontale Austauschkoefizient A'_h bei normaler Luftdichte zu

$$A'_h = 0,6 \cdot 10^{-3} \cdot k' \cdot w' \cdot L^2 \quad [gr/cm \text{ sec}]$$

Die so berechneten Werte liegen für 70 m Höhe bei 1200 gr/cm·sec. Für 14 m Höhe ergeben sich sehr verschiedene, aber durchweg höhere Werte, in einem Fall sogar 19 000 gr/cm sec. LETTAU zitiert Messungen von RICHARDSON²⁶ und SCRASE²⁷ nach denen in 2 m Höhe die horizontalen Komponenten des Austauschensors etwa 100 bis 10 000 mal größer gefunden wurden als die horizontalen Komponenten. Dieses Ergebnis deckt sich mit unserer Rechnung. Die in der Atmosphäre gemessenen Reibungs- und horizontalen Austausch-

koeffizienten sind notwendig und hinreichend, unsere Beobachtungen zu erklären, daß sich die mittlere horizontale Zusatzgeschwindigkeit der turbulenten Schwankungen nicht wesentlich mit der Höhe ändert und das 0,4-fache der mittleren ungeordneten Vertikalgeschwindigkeit beträgt. Die vertikale Verschiebung der Turbulenzelemente kann deshalb größer sein als der Mischungsweg.

Abb. 7 kennzeichnet die Veränderungen sowohl der auf die Einheit der Windstärke reduzierten mittleren ungeordneten Vertikalkomponente wie auch der reduzierten mittleren Horizontalkomponente der turbulenten austauschwirksamen Zusatzgeschwindigkeiten mit der Zunahme bzw. Abnahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe, wenn wir für die Horizontalkomponenten den Ordinatenmaßstab mit dem Faktor 2,5 multiplizieren.

Über die Häufigkeit der austauschwirksamen Turbulenzelemente. (Durchsetzungsfaktor).

Wir hatten bei der Auswertung jede Windschwankung für sich betrachtet und eine Zerlegung vorgenommen, wenn sich Schwankungen überlagerten. Die Größe des Austauschkoefizienten hängt von der in der Zeiteinheit auftretenden Zahl solcher austauschwirksamer Elementarschwankungen ab. Als geeignetes Maß für diesen Einfluß der Häufigkeit hatten wir den Durchsetzungsfaktor eingeführt. In Abb. 8 ist der Durchsetzungsfaktor für die austauschwirksamen Windschwankungen in Abhängigkeit von der Zunahme bzw. Abnahme der potentiellen Temperatur bis 70 m Höhe wiedergegeben. Diejenigen Punkte, die aus dem allgemeinen Verlauf stark herausfallen, sind bei der Auflösung von Inversionen gemessen, bei der örtlich sehr verschiedene, meist periodisch wechselnde Durchsetzungsfaktoren zu erwarten sind. Wir erkennen die örtlich stark verschiedene Vertikalbewegung besonders gut bei Nebelauflösung (Walzenbildung, Schraubenströmung). Die Windgeschwindigkeit hat offenbar keinen Einfluß auf den Durchsetzungsfaktor. Von den in 14 m Höhe gemessenen Durchsetzungsfaktoren liegt einer bei starker Labilität ($\Delta T = -0,85^\circ$) außerhalb der Zeichnung. In den unteren Schichten können erhebliche Störungen des Durchsetzungsfaktors durch Hindernisse eintreten. Der Mittelwert des Durchsetzungsfaktors einer größeren Fläche muß in den unteren Schichten der Atmosphäre - wie wir sehen werden - unabhängig von der Höhe sein, weil sich auch die Schubspannung und die Schubspannungsgeschwindigkeit nicht wesentlich ändern. Nach unserer Formel und der Formel der Grenzschichttheorie ist die Schubspannung

$$\tau = 0,4 \cdot n \cdot t \cdot \overline{u' \cdot w'} = \varrho \cdot (l \cdot du/dz)^2.$$

Die Schubspannungsgeschwindigkeit der Grenzschichttheorie ist demnach

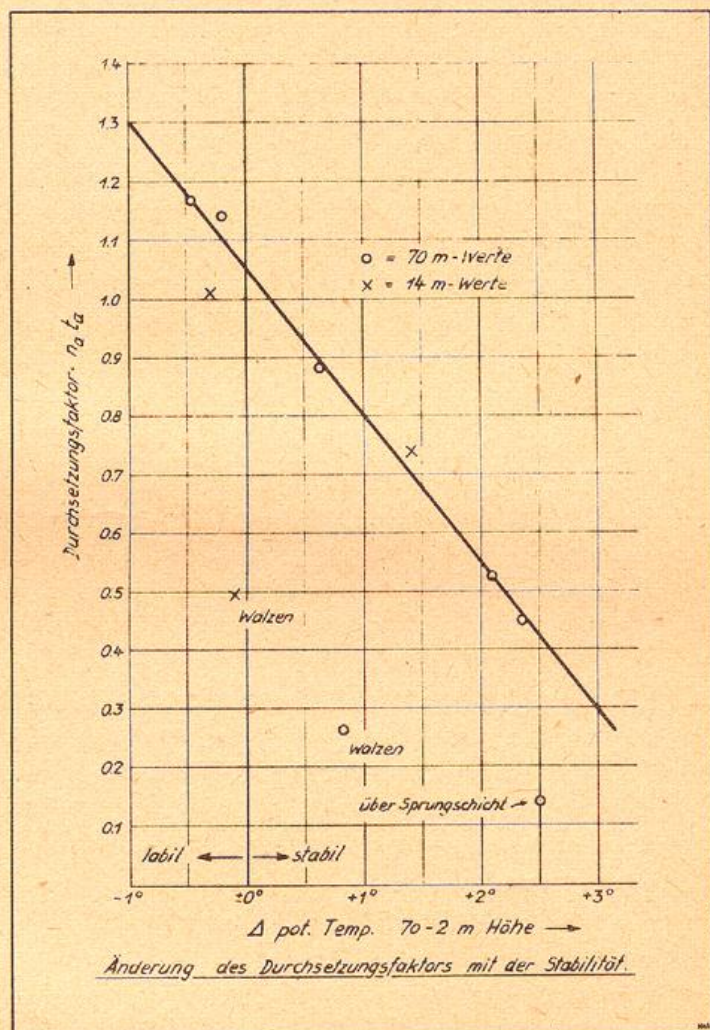


Abb. 8

Änderung des Durchsetzungsfaktors mit der Stabilität.

$$1 \cdot \frac{du}{dz} = u_* = 0,4 \cdot w' \cdot \sqrt{n \cdot t}.$$

Wir fanden, daß sich w' nur wenig mit der Höhe ändert. Demnach schließt die Bedingung, daß sich die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* nicht mit der Höhe ändern soll, die Bedingung ein, daß auch der mittlere Durchsetzungsfaktor sich nur wenig mit der Höhe ändert.

Der Durchsetzungsfaktor genügt der Formel

$$(n \cdot t)_{\text{stab}} = (n \cdot t)_{\text{ad}} \cdot (1 - 0,24 \Delta T).$$

Für die vertikale Zusatzgeschwindigkeit hatten wir einen Temperaturkoeffizienten $(1 - 0,19 \Delta T)$ gefunden. Die Quantität und die Intensität der austauschwirksamen Turbulenz ändern sich demnach fast in gleicher Weise mit der vertikalen Zunahme bzw. Abnahme der potentiellen Temperatur. Der Unterschied des Reduktionsgliedes ist wahrscheinlich durch Mängel der Meß- und Auswertmethode verursacht. $(n \cdot t)_{\text{ad}}$ wurde zu 1,05 bestimmt, beträgt aber wahrscheinlich gerade 1, womit der Temperaturkoeffizient des Durchsetzungsfaktors dem der Vertikalgeschwindigkeit nahe käme. Die Überlagerung unserer austauschwirksamen Elementarschwankungen wird bei labiler Temperaturschichtung zu einer regelmäßigen Erscheinung, weil dort der Durchsetzungsfaktor den Wert 1 übersteigt. Es kommt auch zu mehrfachen Überlagerungen.

Die oben angegebenen Formeln der Grenzschichttheorie gelten für adiabatischen Temperaturgradienten, bei dem man nur die Amplitude der Schwankungen zu berücksichtigen hat. Benutzt man diese Formeln der Grenzschichttheorie auch bei labilem Temperaturgradienten, so wird man nicht so große Fehler erhalten wie bei stabilen Temperaturgradienten, weil durch die Überlagerungen eine Vergrößerung der Schwankungsamplituden eintritt. In Feinstrukturregistrierungen, welche bei Stabilität gewonnen sind, liegen zwischen den austauschwirksamen Schwankungen viele unwirksame. Ist nur ein einziges meteorologisches Element registriert, so ist das Absinken des Durchsetzungsfaktors nicht ohne weiteres zu erkennen. Man erhält zu große Austauschkoefizienten, wenn man dann jede Schwankung mit einer austauschwirksamen Schwankung gleichsetzt oder jede Vertikalbewegung mit einem Austausch identifiziert.

Das mittlere Rauigkeitsmaß für das Quickborner Gelände.

Die oben gewonnene Formel für die Schubspannungsgeschwindigkeit gibt uns die Möglichkeit, nach einer von PAESCHKE¹⁹ angegebenen Gleichung ein mittleres Rauigkeitsmaß für das Quickborner Wiesen- und Knickgelände zu finden.

$$\frac{u_{\text{max}}}{u_*} = 5,75 \cdot \log(500 - z'_0) + 4,95 - 5,75 \cdot \log h_0,$$

dabei gibt z'_0 die mittlere Höhe der Bodenunebenheiten an und h_0 die Rauigkeitslänge, welche für den Verlauf des Geschwindigkeitsprofils in unmittelbarer Nähe des Erdbodens von Bedeutung ist. u_{max} ist die größte in 5 m Höhe von PAESCHKE gemessene Geschwindigkeit. Aus einer Bearbeitung unserer Windregistrierungen konnten wir entnehmen, daß in 5 m Höhe bei adiabatischen Temperaturgradienten das 0,34-fache der in 70 m Höhe gefundenen Windgeschwindigkeit herrscht. Zu dieser Geschwindigkeit addierten wir den Betrag der mittleren horizontalen Zusatzgeschwindigkeit, um u_{max} zu erhalten. Bei starren Hindernissen fand PAESCHKE gute Übereinstimmung zwischen den Größen z'_0 und h_0 . Setzt man beide Größen gleich, so erhält man ein mittleres Rauigkeitsmaß für unser Gelände von

$$h_0 = 72 \text{ cm.}$$

Dies Rauigkeitsmaß gibt einen ungefähren Anhalt, wie tief der Wind im Mittel in die Hecken und Knicks eingreift.

Über das Geschwindigkeitsgefälle in 50 und 70 m Höhe.

Auch in Quickborn war das Geschwindigkeitsgefälle, die letzte der für den vertikalen Austauschkoefizienten wichtigen Größen, abhängig von der vertikalen Temperatur-

verteilung in den untersten Luftschichten. Der empirisch gefundene Zusammenhang ist in Abb.9 dargestellt.

In den Kreuzen ist das auf die Einheit der Windstärke reduzierte Geschwindigkeitsgefälle in 70 m Höhe, in den Kreisen der auf die Einheit der Windstärke reduzierte Differenzenquotient der Geschwindigkeit zwischen 30 und 70 m Höhe in Abhängigkeit von der vertikalen Zunahme bzw. Abnahme der potentiellen Temperatur bis 70 m Höhe dargestellt. Die beiden Größen unterscheiden sich im Mittel um einen konstanten Betrag von etwa $1 \cdot 10^{-5}$ [1/cm]. Die Differenzenquotienten sind Stundenmittel, bei denen die zugehörigen Temperaturdifferenzen

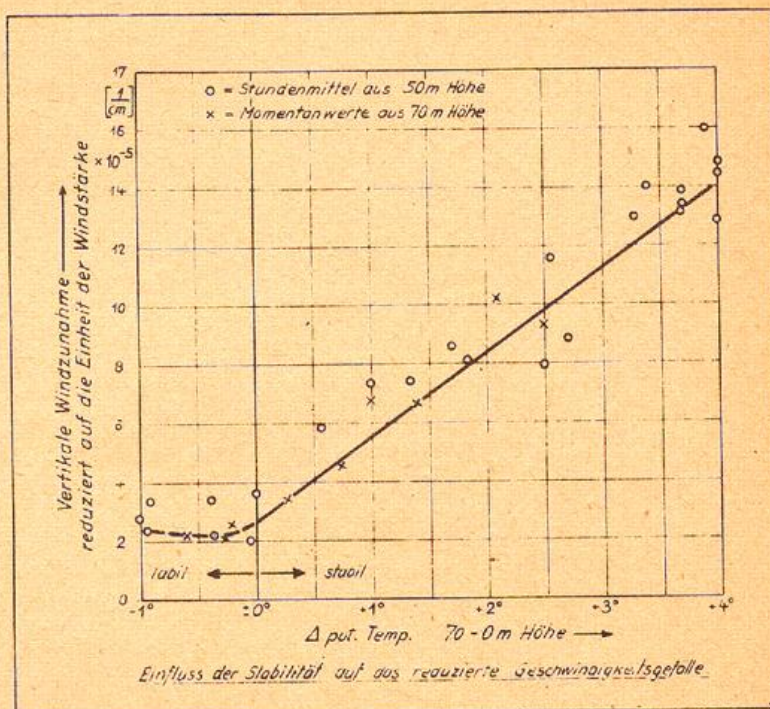


Abb. 9

allein den Thermographenregistrierungen entnommen wurden. Die Werte für 70 m Höhe sind graphisch aus Profilen von Momentanmessungen des Windes gewonnen, wobei zur Bestimmung der Temperaturdifferenzen außer den Thermographenregistrierungen zahlreiche Messungen mit aspirierten Thermometern vorlagen. Als repräsentativ für das reduzierte Geschwindigkeitsgefälle in 70 m Höhe wurde die ausgezogene Linie angenommen. Unsere Abb. 9 gestattet gewisse Rückschlüsse auf die bodennahe thermische Stabilität auch dort, wo nur Windmessungen, aber keine Temperaturmessungen vorliegen.

Das auf die Einheit der Windstärke reduzierte Geschwindigkeitsgefälle in 70 m Höhe bei Quickborn genügt der Gleichung

$$\left(\frac{du/dz}{u}\right)_{70_{\text{stab}}} = \left(\frac{du/dz}{u}\right)_{70_{\text{ad}}} \cdot (1 + 1,1 \Delta T). \quad [1/cm]$$

Bei adiabatischen Temperaturgradienten wurde das Geschwindigkeitsgefälle, reduziert auf eine Windstärke von 1 cm/sec, zu $2,6 \cdot 10^{-5}$ [1/cm] gefunden. Das Geschwindigkeitsgefälle im überadiabatischen Bereich war nahezu konstant.

Der Austauschkoeffizient

$$A = 0,4 \cdot \rho \cdot n \cdot t \cdot \overline{w' \cdot u'} \cdot \frac{1}{du/dz} \quad [gr/cm \text{ sec}]$$

Wir erhalten mit dieser Formel zu große Austauschkoeffizienten, wenn wir nicht die austauschmindernden Schwankungen berücksichtigen. Die Anzahl dieser Schwankungen und ihre Zusatzgeschwindigkeiten ergeben sich unmittelbar aus unseren Registrierungen. Die Austauschkoeffizienten der letzten Spalte unserer Tabelle 1 sind berechnet, indem der Austauschrückstrom bei Annahme eines invarianten Geschwindigkeitsgefälles voll in Abzug gebracht wurde.

Durch Einsetzen unserer Ausdrücke für die turbulenten Zusatzgeschwindigkeiten, den Durchsetzungsfaktor und das Geschwindigkeitsgefälle erhalten wir die Formel

$$\left(\frac{A}{u}\right)_{70_{\text{stab}}} = 0,06 \cdot \frac{(1 - 0,19 \Delta T)^2 (1 - 0,24 \Delta T)}{(1 + 1,1 \Delta T)}. \quad [gr/cm^2]$$

In dieser Formel haben wir dem Austauschrückstrom Rechnung getragen, indem wir statt des Zahlenfaktors 0,078 nur 0,06 einsetzten. Damit ist allerdings nicht die Tatsache berücksichtigt, daß der Austauschrückstrom mit der Stabilität etwas anwächst.

Wenn wir annehmen, daß auch im labilen Bereich unsere austauschwirksamen Elementarschwankungen in Verbindung mit dem Durchsetzungsfaktor allein für den Austausch ver-

antwortlich sind, so ist

$$\left(\frac{A}{u}\right)_{70\text{lab}} = 0,11 \cdot (1 - 0,19 \Delta T)^2 \cdot (1 - 0,24 \Delta T). \quad [\text{gr/cm}^2]$$

Der Zahlenfaktor mußte erhöht werden, um dem thermischen Auftrieb der Turbulenzelemente Rechnung zu tragen. Wegen der geringen Veränderlichkeit des reduzierten Geschwindigkeitsgefälles bei Labilität entfällt hier dessen Temperaturkoeffizient.

Für die in Quickborn beabsichtigten Messungen des Austauschkoefizienten in geringeren Höhen sind folgende Erfahrungen von Nutzen:

- 1) die mittlere ungeordnete Vertikalgeschwindigkeit der Elementarschwankungen ist der Windstärke in 70 m Höhe proportional,
- 2) das Verhältnis der turbulenten Zusatzgeschwindigkeiten u'/w' beträgt 0,4 und
- 3) der mittlere Durchsetzungsfaktor kann innerhalb der Bodenschicht über den höchsten Hindernissen als unabhängig von der Höhe angesehen werden.

Für alle Austauschmessungen sind die Abb.7 und 9 von Bedeutung.

Aus der Temperaturfunktion der Formeln folgt eine sehr starke Abnahme des vertikalen Austauschkoefizienten, wenn der adiabatische Temperaturgradient in Richtung größerer Stabilität überschritten wird, ein Vorgang, den man häufig auch an dem Erlahmen der feuchtlabilen Konvektion beobachten kann. Die vertikalen Austauschkoefizienten werden in Nächten mit überwiegender Ausstrahlung so niedrig, daß mit einem erheblichen Absinken der Gradientwindhöhe gerechnet werden muß.

Außer den mit der Feinstrukturapparatur gemessenen kurzperiodischen Windschwankungen kommen als Träger des Vertikalaustausches noch die langperiodischen Schwankungen in Frage. Nach DURST³ gehören diese zu großen Zellen vertikaler Konvektion, die sich häufig im Stratocumulus abzeichnen. In den Quickborner Chronographenregistrierungen aus 70 m Höhe sind diese langperiodischen Windschwankungen besonders in den Mittagsstunden sehr regelmäßig ausgeprägt. Unabhängig von der Windstärke, Windrichtung und Jahreszeit haben sie eine mittlere Erstreckung L von 4 km, die wir als bevorzugte Zellengröße ansehen können. Triften diese Zellen über den Beobachtungsort und treten dabei die von der Höhe z abhängigen Maxima und Minima der Windstärke u_{\max} und u_{\min} auf, so beträgt die mittlere Vertikalgeschwindigkeit w'_z der Höhe z

$$w'_z = \frac{\int_0^z (u_{\max} - u_{\min}) \cdot dz}{L/2} \quad [\text{cm/sec}]$$

wenn innerhalb der Zellen die Windrichtung einheitlich ist. Es ist anzunehmen, daß die Windrichtung nicht konstant bleibt. Wir berechnen demnach mit der Formel größtmögliche Werte von w'_z . Aus den mittleren Größtwerten der langperiodischen Windschwankungen, die in Quickborn mittags auftreten, finden wir für 70 m Höhe mittlere Vertikalgeschwindigkeiten der Konvektionszellen von 13 cm/sec. Wegen der großen horizontalen Ausdehnung der Zellen ist zur Aufrechterhaltung dieser kleinen Vertikalgeschwindigkeiten ein erheblicher seitlicher Zustrom erforderlich. Die Vertikalgeschwindigkeit verursacht eine Vergrößerung des Austauschkoefizienten um folgendes Glied:

$$A_L = w'_z \cdot \alpha \cdot w'_z \cdot \frac{1}{du/dz} \quad [\text{gr/cm sec}]$$

α gibt das Verhältnis der Zusatzgeschwindigkeiten u'/w' an. Unmittelbar konnten wir dieses Verhältnis nur für Schwankungen bis zu 40 sec Dauer ermitteln, wobei sich der zuerst von v. KÁRMÁN bestimmte Wert von 0,38 ergab. Galt dieser Wert in einem Intervall der Schwankungsdauern von 2-3 Zehnerpotenzen, so dürfte die Extrapolation auf Schwankungen, deren Dauer um eine weitere Zehnerpotenz größer ist, nicht zu beträchtlichen Fehlern führen. Für die Mittagsstunden ergibt sich demnach ein Zusatzglied zum Austauschkoefizienten von 9 gr/cm·sec. Da sich die Böigkeit in ähnlicher Weise mit der Stabilität ändert wie die mittleren ungeordneten, auf die Einheit der Windstärke bezogenen Vertikalgeschwindigkeiten (Abb.7), so bleibt auch zu anderen Tageszeiten der Anteil der Grobkonvektion am Austauschkoefizienten der untersten Luftschichten gering. Nur bei bestimmten Wetterlagen, die aber zeitlich nicht ins Gewicht fallen,

kann in den unteren Luftschichten, besonders oberhalb von 10 m Höhe, trotz stabiler Schichtung eine Grobkonvektion von oben aufgeprägt werden und hierdurch der Austauschkoefizient kurzzeitig stärker über den Wert steigen, der sich aus unserer Formel für $(A/\bar{u})_{70\text{st}}$ ergibt. Obwohl wir Größtwerte für die Vertikalgeschwindigkeit und das Zusatzglied zum Austauschkoefizienten einsetzten, finden wir den Einfluß der Grobkonvektion auf den Vertikalaustausch der unteren Dekameter der Atmosphäre klein gegenüber dem Einfluß von Schwankungen mittlerer Dauer. Wie wir im folgenden Abschnitt sehen werden, sind Fehler, die durch andere Einflüsse auftreten können, wesentlich größer.

Genauigkeitsbetrachtungen.

Zu den schon erwähnten Mängeln der Feinstrukturapparatur traten bei der Messung der vertikalen Austauschkoefizienten noch folgende Fehlerquellen: die Unsicherheit in der Bestimmung der Werte des Geschwindigkeitsgefälles, die Vernachlässigung der Windschwankungen, die einen bestimmten Betrag nicht überschritten und die Einrechnung eines festen Anteils austauschmindernder Windschwankungen in die Konstanten der Formeln. Der Einfluß dieser Fehler ist abhängig von der Windstärke, weil die Amplituden der Windschwankungen proportional zur mittleren Windgeschwindigkeit sind. Unterhalb von 1,8 m/sec ist eine zuverlässige Messung der Windstärke mit den Schalenkontaktwindmessern nicht mehr möglich. Bei den in Quickborn vorwiegenden Windstärken von 7 m/sec gestattet die angegebene Formel, den vertikalen Austauschkoefizienten bei adiabatischen und stabilen Temperaturgradienten auf etwa 30% genau zu bestimmen.

Anwendung der Formeln auf die Schubspannung.

Mit Hilfe unserer Formeln finden wir Werte des vertikalen Austauschkoefizienten und der Schubspannung, welche nicht nur für ein kleines Versuchsfeld, sondern für größere Gebiete gelten, in denen Wiesen und Hecken das Landschaftsbild bestimmen. Da solche Gebiete nicht selten sind, erscheint es lohnend, die Schubspannungen, welche dort auftreten, mit denen zu vergleichen, die auf See gemessen wurden.

Die Schubspannungen in 70 m Höhe unterscheiden sich nur wenig von mittleren Bodenwerten der Schubspannung.

Wir finden durch Multiplikation der vertikalen Austauschkoefizienten mit dem Geschwindigkeitsgefälle

$$\text{und} \quad \left(\frac{\tau}{\bar{u}^2}\right)_{70\text{lab}} = 2,9 \cdot 10^{-6} \cdot (1 - 0,19 \Delta T)^2 \cdot (1 - 0,24 \Delta T) \quad [\text{gr/cm}^3]$$

$$\left(\frac{\tau}{\bar{u}^2}\right)_{70\text{stab}} = 1,6 \cdot 10^{-6} \cdot (1 - 0,19 \Delta T)^2 \cdot (1 - 0,24 \Delta T). \quad [\text{gr/cm}^3]$$

ROSSBY und MONTGOMMERY bestimmten die Schubspannungen über See aus Pilotballonaufstiegen der Deutschen Seewarte und fanden für normale Luftdichte

$$\left(\frac{\tau}{\bar{u}^2}\right)_{\text{See}} = 1,7 \cdot 10^{-6} \quad [\text{gr/cm}^3]$$

Bei der im Jahre 1947 vorhandenen mittleren Temperaturverteilung der unteren Dekameter betrug die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe das 0,49fache der Windgeschwindigkeit in 70 m Höhe und die Schubspannung in 70 m Höhe nur 65% derjenigen Schubspannung, die bei adiabatischem Temperaturgradienten vorhanden gewesen wäre. Für unseren Vergleich können wir demnach schreiben:

$$\left(\frac{\tau}{\bar{u}^2}\right)_Q = 4,4 \cdot 10^{-6}. \quad [\text{gr/cm}^3]$$

Die Schubspannung über unserem Schleswig-Holsteiner Gelände beträgt zwar mittags mehr als das Siebenfache der Schubspannung über See, im Mittel vieler Monate jedoch nur das Dreifache. Hier macht sich der starke Einfluß der bodennahen Temperaturverteilung bemerkbar.

Offene Fragen und Ausblick.

Während man bisher den örtlichen Temperaturgradienten für die Veränderungen des vertikalen Austauschkoeffizienten verantwortlich machte und mit verhältnismäßig kleinen vertikalen Versetzungen der Turbulenzelemente rechnete, mußten wir aus unseren Messungen folgern, daß die austauschwirksamen Windschwankungen große vertikale Erstreckung haben. Der vertikale Verlauf der Temperatur in den unteren Dekametern der Bodenschicht ist für die Stärke und Häufigkeit dieser Schwankungen entscheidend. Damit sind neue Fragen entstanden. Wie kommt es zu dem strammen Zusammenhang der austauschwirksamen Turbulenz und der Zunahme bzw. Abnahme der potentiellen Temperatur bis 70 m Höhe? Es ist kaum anzunehmen, daß gerade dieser Höhe eine besondere Bedeutung zukommt. Eher kann man Zusammenhänge mit der von BROCKS*) behandelten labilen Unterschicht bzw. nächtlichen Inversionen vermuten. Es ist wahrscheinlich, daß die Temperaturdifferenz des maßgebenden Höhenbereiches gerade einen bestimmten Bruchteil unserer Masthöhe ausmachte. Feinere Temperaturmessungen sind notwendig, um hier Klarheit zu schaffen.

Aus unseren Messungen müssen wir ferner schließen, daß die von W. SCHMIDT zitierten Anschauungen von JAKOBSEN²⁰ nicht unberechtigt sind, daß nämlich der Temperatureausgleich der aus der Gleichgewichtslage gehobenen oder gesenkten Luft nicht mit gleicher Geschwindigkeit vor sich geht wie der Ausgleich der Bewegungsgröße. Wir beobachten nämlich, daß die horizontale Zusatzgeschwindigkeit innerhalb der Bodenschicht nicht über einen bestimmten Bruchteil der Vertikalgeschwindigkeit anwächst. Dagegen scheint die Temperaturdifferenz zwischen der vertikalbewegten Luft und der Umgebung bis zu unserer Meßhöhe anzuwachsen, weil nicht der Temperaturgradient, sondern die über einer größeren Strecke gemessene Temperaturdifferenz steuernd auf die Vertikalbewegungen wirkt. Zur Klärung dieser Frage ist beabsichtigt, die Mischungswege für Wärme unmittelbar mit den Mischungswegen für Bewegungsgröße zu vergleichen.

Bei der Auswertung unserer Messungen haben wir die Windschwankungen getrennt nach dem vertikalen Richtungssinn behandelt und dabei eine größere von der Stabilität abhängige Unsymmetrie gefunden. Diese Erscheinung soll mit einer empfindlicheren Apparatur untersucht werden. Weiter soll der „Rückkehrkonvektion“ besondere Beachtung geschenkt werden.

Die bisher vorwiegend bei SE- und E-Wind gewonnenen Messungen sollen auch auf andere Windrichtungen und Bodenbedeckungen ausgeweitet und in stärkerem Maße die Austauschverhältnisse bei labiler Temperaturschichtung untersucht werden.

Literaturverzeichnis.

- 1) Rossby u. Montgomery, Mass.Inst.of Techn., Meteor. Papers 3,3 (1935)
- 2) Sverdrup, Met.Z. 53 (1936) 10
- 3) Durst, M.O. Geophys. Mem. No.54, section III
- 4) Robitzsch, Arb.d.Pr.aeronaut.Obs.Lindenberg 13 (1919) 66
- 5) Barkow, Met.Z. 32 (1917) 1
- 6) W. Schmidt, Met.Z. 46 (1929) 495
- 7) Becker, Beitr.Phys.d.fr.Atm. 16 (1930) 271
- 8) Seilkopf, Ann.Hydr. 1936 84
- 9) S.P. Fergusson, Harvard Meteor.Studies No.4 (1939)
- 10) Taylor, Aero.Res.Committee, R.and M. No.345
- 11) G. Prandtl, Beitr.Phys.d.fr.Atm. XIX, Bjerknes-Festband (1932) 189
- 12) v.Kármán, Gött.Nachr.1930, Math.Phys.Kl. S.58
- 13) Stange u. Fritzsche, Beitr.Phys.d.fr.Atm. 23 (1936) 25
- 14) Lettau, Atmosph.Turbulenz, 1939, Akadem.Verlagsges. Leipzig S.139 u.S.142
- 15) Heywood, Quart.Journal Roy.Met.Soc. Vol.57, 433

*) Wie BROCKS inzwischen in einem Vortrag ausführte, besteht ein strammer Zusammenhang zwischen unserer Temperaturdifferenz (ΔT)₇₀ und der Stärke des Temperaturgefälles in geringen Höhen über dem Boden.

- 16) Sverdrup, s.14) S.71
- 17) Exner, zitiert nach 14) S.195, Sitz.-Ber.Akad.d.Wiss.Wien 136 (1927) 452
- 18) Lettau, Atm. Turbulenz, 1939, Akadem.Verlagsges. Leipzig S.71
- 19) Paeschke, Beitr.Phys.d.fr.Atm. 24 (1938) 163
- 20) Jakobsen, s.21) S.112
- 21) W. Schmidt, Der Massenaustausch in freier Luft u.verw.Ersch. Hamburg 1925
- 22) Brooks, Forsch.-Ber.d.WD.d.US-Zone, Ber.5
- 23) Lincke, Met.Z. 45 (1928) 256
- 24) Raethjen, Met.Z. 48 (1931) 15
- 25) Thran, Untersuchungen über das Wesen statisch aufsteigender trockener Luftmassen
Diss.1937, H.Schmidt,Kiel
- 26) Richardson, Phil.Transact.Roy.Soc.London,Ser.A 221 (1920)
- 27) Scrase, M.O.Geophys.Mem. 52 (1930)

Z u s a m m e n f a s s u n g

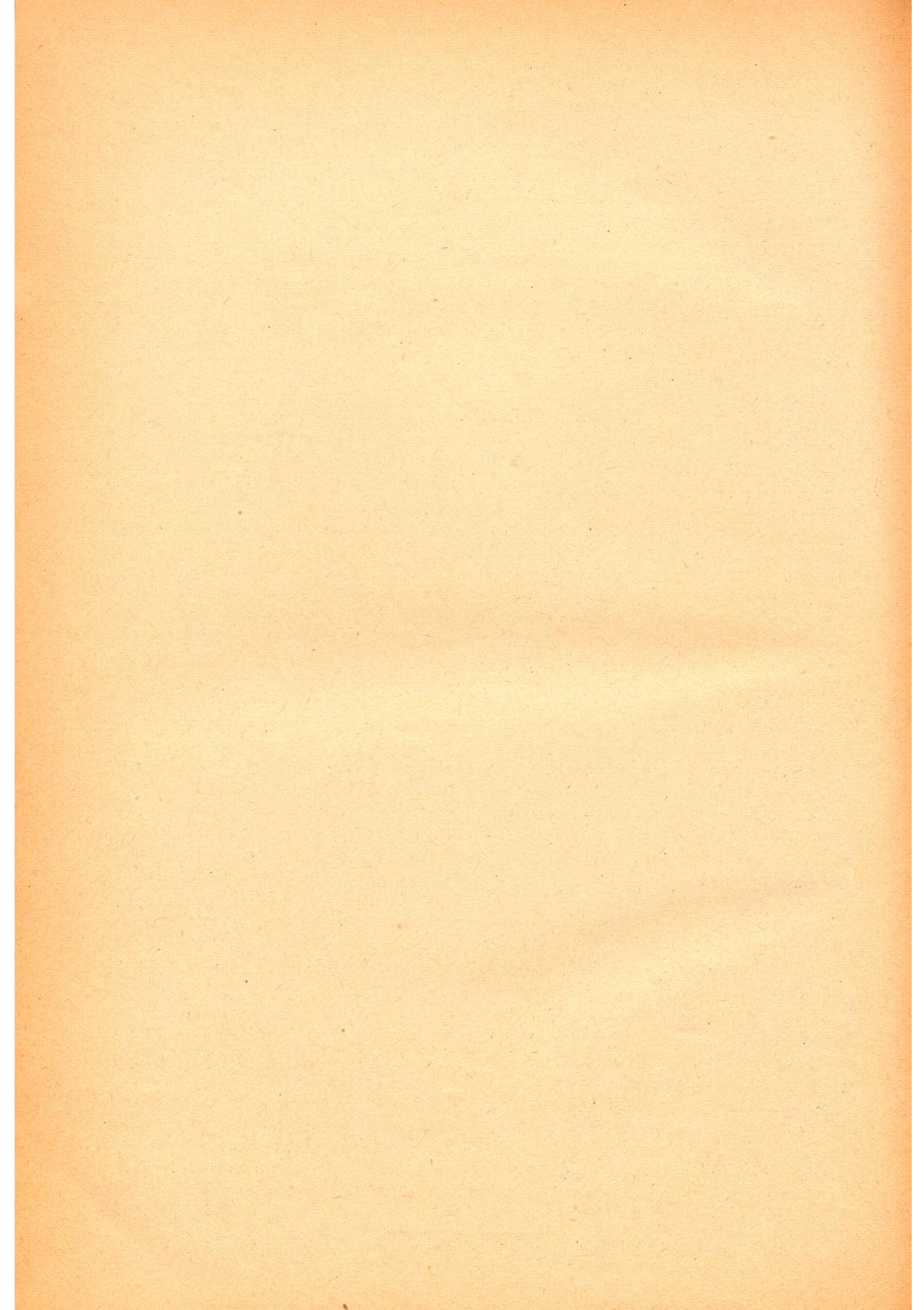
ROSSBY und MONTGOMMERY grenzten innerhalb der atmosphärischen Reibungsschicht zwei Bereiche ab. In der Bodenschicht, die meist eine Mächtigkeit von vielen Dekametern hat, soll der vertikale Austauschkoeffizient etwa proportional der Höhe zunehmen. Träger des Vertikalaustausches sind nach GIBLET, DURST u.a. kurze turbulente Schwankungen, die bei der Bodenreibung entstehen, und größere Windschwankungen, die mit hochreichenden Zirkulationszellen zusammenhängen und bei größeren stabilen Temperaturgradienten verschwinden.

Auf Grund von Feinstrukturregistrierungen, die an den 70 m hohen Funkmasten in Quickborn gewonnen wurden, wird nachgewiesen, daß auch die kurzen Windschwankungen konvektiven Charakter haben; denn in ihnen wird Luft über einen Höhenbereich bewegt, der den Mischungsweg wesentlich übertrifft. Es wird untersucht, wie sich die turbulenten Zusatzgeschwindigkeiten dieser Windschwankungen, ihre Häufigkeit und das Geschwindigkeitsgefälle mit der Stabilität verändern und eine Faustformel für den vertikalen Austauschkoeffizienten aufgestellt. Der Vertikalaustausch zeigt keinen Zusammenhang mit der Richardson'schen Zahl und nur einen sehr losen Zusammenhang mit dem Temperaturgradienten an der Meßstelle, läßt sich aber als Funktion des Verlaufs der potentiellen Temperatur in den unteren Dekametern darstellen.

S u m m a r y

ROSSBY and MONTGOMMERY separated two regions within the atmospheric layer of friction. In the ground-layer, which mostly has a thickness of many decameters, the coefficient of the vertical Austausch is supposed to increase about proportionally to altitude. According to GIBLET, DURST etc., this vertical Austausch is connected with short, turbulent fluctuations generated by friction near the ground, and with larger wind-fluctuations, which go with high reaching cells of circulation, disappearing with greater, stable temperature-gradients.

By records of fine structure won on the radio towers (70 m high) at Quickborn, it is shown that the short wind fluctuations, too, are of a convective nature; because air is moved in them over a range of height greatly surpassing the Mischungsweg (mixing length). It is discussed how the additive turbulent velocities of these wind fluctuations, as well as their frequency of occurrence and the gradient of velocity, change with stability; an approximate formula is derived for the coefficient of vertical Austausch. It does not show any relation to Richardson's parameter, and only a loose connection with the temperature gradient near the point of observation; but it can be represented as a function of the distribution of potential temperature in the lower decameters of height.



Dezimal - KlassifikationFachgebiet 551.5 Meteorologie, Klimatologie

Zusammengestellt nach Beschlüssen der Internationalen
 Meteorologischen Organisation
 1935, 1939, 1947
 unter Verwendung der Deutschen (allgemeinen) Ausgabe
 1932, 1937

Vorbemerkung.

Ab Heft 9, 1948 wird allen Aufsätzen und Kleineren Mitteilungen in den „Annalen der Meteorologie“ eine DK-Zahl beigelegt. Es handelt sich um die Kennzahl der sog. „Dezimal-Klassifikation“.

Das Fachgebiet „Meteorologie und Klimatologie“ wurde durch die „Internationale Meteorologische Organisation“ aufgeteilt und dem „Internationalen Verband für Dokumentation“ unterbreitet. Dieser Verband hat den Vorschlag der I.M.O. in die „Internationale Ausgabe der Dezimal-Klassifikation“ aufgenommen. Durch eine Resolution auf der Direktorenkonferenz der I.M.O. in Washington 1947 wurde das Fachgebiet Meteorologie der Dezimal-Klassifikation (DK) auf den neuesten Stand gebracht.

Da die DK, im Gegensatz zu anderen Fachgebieten, dem derzeitigen Stand der Meteorologie angepaßt ist und durch international vereinbarte Erweiterungen ständig auf dem Laufenden gehalten wird, bietet sie ein gutes und ausreichendes Merkmal, den Inhalt der in den Aufsätzen behandelten Themen zu kennzeichnen.

Die Form des Aufbaus der DK darf als allgemein bekannt vorausgesetzt werden, so daß eine kurze Erläuterung genügen kann.

In der DK ist die gesamte Geistes- und Naturwissenschaft vertreten.

Man hat als 1. Ziffer (0,1...,9) eine Grobeinteilung (s.S.31), in der z.B. 5 Mathematik und Naturwissenschaften bezeichnet. Bei weiterer Unterteilung 51,52,.....,59 gilt 55 für die Geophysik. Unter 551,552,..... 559 bezeichnet 551 das Gebiet Physikalische und Dynamische Geologie, dem als Untergruppe 5515 Meteorologie angehört. Aus praktischen Gründen setzt man hinter jeder 3.Ziffer einen Punkt, schreibt also 551.5.

Auch diese Gruppe kann man weiter unterteilen und kommt so z.B. auf 551.509.31 = Wettervorhersage nach täglichen synoptischen Karten. Jede weitere, hinten angesetzte Ziffer bringt eine weitere Unterteilung, jeder Abstrich der letzten Ziffer führt zu einem Oberbegriff.

So ist

551.509.318 = Wittertypen als Grundlage zur Wettervorhersage.

551.509.318	ist	enthalten	in	551.509.31	Vorhersage nach täglichen synoptischen Karten
551.509.31	"	"	"	551.509.3	Grundlagen und Methoden der Wettervorhersage
551.509.3	"	"	"	551.509	Wettervorhersagen
551.509	"	"	"	551.50	Praktische Meteorologie
551.50	"	"	"	551.5	Meteorologie.Klimatologie
551.5	"	"	"	551	Physikalische Geologie
551	"	"	"	55	Geophysik
55	"	"	"	5	Naturwissenschaften.

In der DK gibt es außer den eben erwähnten Hauptzahlen noch sog. „Anhänge-Zahlen“ sowie Zeichen, von denen hier aber nur die erwähnt werden sollen. die in den „Annalen der Meteorologie“ verwendet werden.

In () angehängte Zahlen beziehen sich auf den Ort; sie sind im Auszug auf S.31

mitgeteilt. So bedeutet also z.B. 551.571.7(43): der Aufsatz behandelt die Feuchtigkeit in der freien Atmosphäre über Deutschland.

Werden in einem Aufsatz mehrere Elemente oder Erscheinungen behandelt und miteinander in Beziehung gesetzt, so werden die DK-Zahlen der einzelnen Elemente durch : verbunden. Ein Aufsatz „Über die Abhängigkeit der Lufttemperatur von der Wassertemperatur im Nordseegebiet“ erhält demnach die DK-Zahl

551.524.2 : 551.526.6 (261.2) oder $\begin{matrix} 551.524.2 (261.2) \\ 551.526.6 (261.2) \end{matrix}$

Ein Aufsatz über „Die Verteilung der Luft- und Wassertemperatur im Nordseegebiet“, in dem die beiden Elemente unabhängig voneinander behandelt werden, ist dagegen

551.524.2 + 551.526.6 (261.2)

oder

551.524.2 551.526.6 (261.2)

zu klassifizieren, um durch diese mit + oder auch gar nicht verbundene Doppelzahl zu kennzeichnen, daß sowohl die Lufttemperatur 551.524.2 als auch die Wassertemperatur 551.526.6 behandelt sind, ohne daß diese Elemente aber in Beziehung zueinander gebracht werden.

Im folgenden sind nur die Hauptzahlen des Fachgebietes Meteorologie und Klimatologie (551.5) vollständig gegeben. Die Anhängeszahlen in Auswahl. Außerdem wird auf Seite 31 ein knapper Überblick über die gesamte Klassifikation gegeben.

P-g-

551.5 Meteorologie. Klimatologie

— Allen Zahlen ist die Gruppe 551 voranzusetzen ! —

- .50 Praktische Meteorologie
- .501 Beobachtungsverfahren. Auswertung. Observatorien
 - .1 Anleitungen für Beobachter
 - .3 Einheiten. Wetterbuchstaben. Skalen.
 - .4 Verf. u. Taf. f. Berechnung u. Reduktion
 - .42 " " " " Reduktion
 - .45 " " " " graphische Auswertung
 - .6 Graphische Verf. d. Darst.; Isoplethen
 - .7 Freie Atmosph.: Beob.-u. Auswertverf.
 - .9 Observatorien. Aufstellung von Instrumenten. Lage der Stationen
- .502 Verwaltungsvorschriften
- .506 Beobachtungsergebnisse.
 - .1 Wochen-, Monats-, Jahresberichte
 - .2 Beobachtungen und Berichte für bestimmte Zeitabschnitte
 - .3 Lange Beobachtungsreihen
 - .5 Expeditionen
 - .7 Beobachtungen aus d. freien Atmosph.
 - .8 Phänologie. Tiere und Pflanzen als Wetteranzeiger
 - .9 Sonstige Beobachtungsergebnisse
- .507 Anlagen zur Beförderung oder Aufstellung met. Instr. oder Stationen
 - .1 " " " für die freie Atmosphäre
 - .11 Ballone (einschl. Pilotballone)
 - .12 Drachen
 - .13 Flugzeuge (mit u. ohne Motor)
 - .15 Fallschirme
 - .18 Raketen
 - .19 Sonstige Träger
 - .3 Bewegliche Anlagen auf Land
 - .4 Feste Aufstellung auf Land od. Eis
 - .6 Wassergebundene Träger (Schiffe usw.)
- .508 Meteorologische Instrumente
 - .1 (gestrichen; war etwa = 551.507.1)
 - .2 für Strahlung und Temperatur
 - .21 Aktino-, Pyrhelio-, Pyrgeometer
 - .22 Schwarzkugelthermometer
 - .23 Sonnenscheinautographen
 - .25 Sonstige Strahlungsmeßgeräte
 - .26 Thermometer. Thermographen
 - .27 Hütten. Thermometeraufstellungen
 - .29 Sonstige Geräte f. Temp. messungen
 - .4 Luftdruckmeßgeräte
 - .41 Mit Flüssigkeitsdruck arbeitend
 - .43 Metallbarometer, -barographen
 - .45 Hypsometer
 - .49 Sonstige Geräte z. Luftdruckbest.
 - .5 Instrum. zur Bestimmung des Windes
 - .51 Einf. Instr.: Windfahnen. Wetterhähne
 - .53 Anemometer nur f. Windrichtung
 - .54 " " " " Windgeschwindigkeit
 - .56 Pilot-Ballon-Theodoliten
 - .57 Radio-Peilgeräte; Radargeräte
 - .58 Nephoskope
 - .59 Sonstige Instrumente
 - .7 Instr. f. Feuchte, Verdunstung, Tau, Reif o. ä., Wolkenform, Niederschlag
 - .71 Psychrometer, Hygrometer
 - .72 Verdunstungsmesser
 - .74 Taumesser
 - .76 Instr. z. Messung d. Wolkenform usw.
 - .761 Wolkenkamas
 - .762 Wolkenbasis und -gipfelmeßgeräte; Wolkenscheinwerfer
 - .765 — Wassergehalt u. Tröpfchengröße
 - .769 Sonst. Geräte z. Wolkenerforschung
- .508.77 Regenmesser; Schneemesser usw.
 - .79 Sonstige Instrumente
 - .8 Kombinierte Instrumente
 - .81 Meteorographen
 - .811 Graphisch registrierende
 - .812 Radiosonden. Rawinsonden
 - .813 Mit Drahtleitung fernregistr.
 - .814 Automatisch meldende Stationen
 - .85 Radarausrüstung z. Ort. met. Phänom.
 - .9 Instrumente zur Messung verschiedener physikalischer Erscheinungen
 - .91 — von (Kondens.-)Kernen u. Staub
 - .92 — der Sicht
 - .93 — der Lichtzerstreuung
 - .94 — der Luftelektrizität
 - .95 — der Luftzusammensetzung
 - .951 Ozonometer
 - .96 Instr. f. Ionosphärenforschung
 - .98 — der Abkühlungsgröße, Wärmeverlust
 - .99 Sonstige Instrumente
- .509 Wettervorhersage u. andere Anwendung
 - .1 Übermittl. synopt. Beob. mit und ohne Draht; Wetterschlüssel
 - .2 Wetterkarten. Wetterberichte
 - .21 " f. kurzfrist. Vorhers. (-3 Tage)
 - .22 " f. Langfristvorhersagen
 - .25 Vorhersagekarten
 - .3 Grundlagen u. Methoden d. Vorhersag.
 - .31 Nach tägl. synoptischen Karten
 - .311 Aufbau d. Störungen (f. progn. Zweck)
 - .312 Luftdrucktendenz (f. progn. Zwecke)
 - .317 Meldungen aus d. fr. Atm. (" " ")
 - .318 Wassertypen (f. progn. Zwecke)
 - .319 Sonst. Grundlagen f. d. Vorhersage nach tägl. synopt. Karten
 - .33 Langfristvorhersagen
 - .34 Örtl. Vorhs.; Vorh. einzelner Beob.
 - .39 Sonstige Vorhersagen
 - .5 Verteilung u. Prüfung d. Vorhersagen
 - .51 Wetter
 - .52 Wind, Sturm
 - .53 Temperatur
 - .54 Niederschlag: Regen, Schnee, Hagel
 - .58 Vorhersagen für Sonderzwecke
 - .59 Sonstige Vorhersagen
 - .6 Künstliche Beeinflussung d. Wetters
 - .62 " d. Temp. od. Strahlung (Frostschutz)
 - .65 Nebelauflösung
 - .66 Wolkenauflösung
 - .67 Künstl. Niederschlag; Hagelschießen
 - .8 Wetterregeln
 - .9 Sonstige Anwendungen der Meteorol.
- .51 Struktur, Mechanik, Thermodyn. d. Atm.
- .510 Physikalische Eigenschaften, Zusammensetzung u. allg. Struktur d. Atm.
 - .3 Dichte
 - .4 Zusammensetzung der Atmosphäre
 - .41 Chemische Zusammensetzung
 - .42 Staub, Dunst u. sonst. Verunreinig.
 - .5 Allg. Beschreibungen d. Struktur d. A.
 - .52 Troposphäre im allgemeinen
 - .53 Stratosphäre im allgemeinen
 - .534 Ozonschicht
 - .535 Ionosphäre
 - .536 Äußerste Schichten d. Atmosphäre
- .511 Mechanik u. Thermodynamik der Atmosphäre im allgemeinen

— Allen Zahlen ist die Gruppe 551 voranzusetzen ! —

- .513 Allgemeine Zirkulation d. Atmosph.
 - .1 Mechanik und Thermodynamik
 - .2 Verteilung d. Elemente (incl. Luftmas-
 - .3 Aktionszentren [sen]
 - .7 Beziehungen zw. entfernten Gebieten
- .515 Atmosph. Bildungen u. Störungen
 - .1 Tiefdruckgebiete (außertropisch)
 - .11 Mechanik und Thermodynamik
 - .12 Verteilung der Elemente
 - .127 " " " i.d.fr. Atmosph.
 - .13 Lebensgeschichte. Verlagerung. Zugstraßen
 - .2 Tropische Zyklonen; Hurricans usw.
 - .21/23 wie bei .515.1
 - .3 Tornados; Wirbelwinde; Wasserhosen; [Staubteufel]
 - .31/33 wie bei .515.1
 - .4 Gewitter
 - .41/43 wie bei .515.1
 - .7 Hochdruckgebiete
 - .71/73 wie bei .515.1
 - .8 Luftmassen und Fronten
 - .81/83 wie bei .515.1
- .52 Strahlung und Temperatur
- .521 Strahlung
 - .1 Sonnenstrahlung im allgemeinen
 - .11 Sonnenschein
 - .12 Aktino- od. Pyrheliometerbeobacht.
 - .13 Solarkonstante
 - .14 Reflexion d. Sonnenstrahlg. Albedo
 - .16 Tageshelligkeit
 - .2 Terrestrische Strahlung
 - .3 Absorption; Ausstrahlung; Streuung; Durchlässigkeit i.d. Atmosphäre
 - .31 Sonnenstrahlung
 - .32 Terrestrische Strahl. (Boden, Atm.)
 - .6 Strahlung bestimmter Wellenlängen
 - .61 Infrarot-Strahlung
 - .63 Ultraviolet-Strahlung
 - .64 Kosmische o. durchdringende Strahl.
 - .66 Elektr. od. Korpuskularstr. v. d. Sonne
 - .7 Strahlung vom Nachthimmel
 - .9 Sonstige Strahlungsarten
- .524 Lufttemperatur
 - .1 Struktur. Mikrovariationen
 - .2 Verteilung an der Erdoberfläche
 - .3 Schwankungen an der Erdoberfläche
 - .31 Täglicher Gang
 - .32 Jährlicher Gang
 - .33 Andere Perioden
 - .34 Säkulare Schwankungen
 - .35 Unperiodische Schwankungen
 - .36 Häufigkeiten. Maxima. Minima
 - .37 Frost
 - .371 Met. Grundlagen f. Frostschutz
 - .4 Vertikale Verteilung in der bodennahen Turbulenzschicht
 - .7 Temperatur in der freien Atmosph.
- .525 Erdbodentemperatur
 - .2 Temp. an d. Erdoberfläche (incl. „Gras-
 - .4 Vertikale Verteilung [minima])
 - .5 Gefrorener Boden
 - .6 Temperaturen in Höhlen usw.
- .526 Temperatur der Wasseroberfläche
 - .6 Ozeane; Meere
 - .8 Seen; Flüsse
- .54 Luftdruck
- .541 Mikrovariationen
- .542 Verteilung an der Erdoberfläche
 - .1 Luftdruckgradient
- .543 Luftdruckänderungen
 - .1 Tägliche und halbtägige Welle
- .543.2 Jährliche Periode
 - .3 Sonstige periodische Schwankungen
 - .4 Säkulare Schwankungen
 - .5 Unperiodische Schwankungen
 - .6 Häufigkeit. Maxima. Minima
- .547 Luftdruck in der freien Atmosphäre
 - .1 Höhenberechnung aus Barometerables
 - .2 Reduktion auf Standard-Niveaus
 - .3 Schwankungen. Wellen
- .55 Wind
- .551 Struktur. Mikrovariation. Böigkeit. Turbulenz
- .552 Horizontale Verteilg. a.d. Erdoberfl.
- .553 Änderungen, Schwankungen des Windes an der Erdoberfläche
 - .1 Täglicher Gang
 - .11 Landwind; Seewind
 - .12 Bergwind; Talwind
 - .2 Jährlicher Gang
 - .21 Monsun
 - .22 Sonstige m.d. Jahreszeit wechselnde
 - .3 Sonst. period. Schwankungen [Winde]
 - .4 Säkulare Schwankungen
 - .5 Unperiodische Schwankungen
 - .6 Häufigkeit; Max.; Min.; Windrosen
 - .8 Stürme
- .554 Vertikale Verteilung in der bodennahen Turbulenzschicht
- .555 Wind an besonderen Orten
 - .1 Passat. Doldrums
 - .3 Warme Fallwinde (Föhn usw.)
 - .4 Kalte Fallwinde (Bora usw.)
 - .6 Polarluftausbrüche (Blizzard usw.)
 - .8 Sand-, staubführende Winde (Schirokko, Harmattan usw.)
 - .9 Sonstige Winde
- .556 Wirkungen des Windes
 - .1 Zerstörungen durch Winde
 - .2 Schutz gegen Wind
 - .3 Nutzbarmachung des Windes
 - .4 Transport v. Fremdkörp. durch d. Wind
- .557 Höhenwinde. Winde i.d. fr. Atmosphäre
 - .2 Horizontale Verteilung d. Höhenwinde
 - .3 Schwankungen des Höhenwindes
 - .31 Täglicher Gang
 - .32 Jährlicher Gang
 - .33 Sonstige periodische Schwankungen
 - .34 Säkulare Änderungen, Schwankungen
 - .35 Unperiodische Schwankungen
 - .36 Häufigkeit; Maxima; Min.; Windrosen
- .558 Vertikalkomponente d. Luftbewegung
 - .1 Konvektion; Thermik; Vertikalströme in oder unter einzelnen Wolken
 - .2 Vertikalströmungen großen Ausmaßes
 - .21 Orographische Störungen (Moazagotl)
 - .29 Sonstige großräumige vertikale Luftbewegung in d. freien Atmosph.
- .57 Wasserdampf und Hydrometeore
- .571 Feuchtigkeit
 - .1 Struktur
 - .2 Horizont. Verteilung a.d. Erdoberfl.
 - .3 Schwankungen
 - .31/36 wie bei .557.31/36
 - .4 Vertikale Vert. i.d. bodennahen Turbulenzschicht
 - .7 In d. fr. Atmosphäre [bulenzschicht]
- .573 Verdunstung
- .574 Kondensation und Ablagerungen
 - .1 Physik. Kerne
 - .2 Künstliche Kondensation

— Allen Zahlen ist die Gruppe 551 voranzusetzen ! —

- .574.4 Kondensation an der Erdoberfläche
- .41 Flüssig (Tau)
 - .42 Fest (Reif, Glatteis usw.)
 - .7 Kondensation oder Sublimation an Gegenständen i.d. freien Atmosphäre
- .575 Dunst und Nebel
- .1 Struktur; Bildung und Auflösung
 - .2 Horizontale Verteil. a.d. Erdoberfl.
 - .3 Schwankungen
 - .31/36 wie bei .557.31/36
 - .5 Besondere Gelegenheiten
- .576 Wolken
- .1 Struktur, Bildg; Auflösg; Klassifikat.
 - .11 Struktur. Bildung und Auflösung
 - .12 Benennung. Klassifikation. Beschreibung
 - .2 Betrag. Menge
 - .3 Schwankungen
 - .31/36 wie bei .557.31/36
 - .4 Wolkenhöhe
 - .5 Wolkenzug
- .577 Niederschläge im allgemeinen
- .1 Struktur; Bildg; Auflösg; Klassifikat.
 - .11 Struktur. Bildung und Auflösung
 - .12 Bezeichnung. Klassifikation (z.B. Landregen, Wolkenbruch usw.) Beschreibung
 - .2 Vert. a.d. Erdoberfl.
 - .21 Niederschlagsmenge; Regenhöhe
 - .22 Niederschlagsdauer; Tage mit Nied.
 - .3 Schwankungen
 - .31/36 wie bei .557.31/36
 - .37 Außergewöhnliche Niederschläge in kurzen oder langen Zeiträumen
 - .38 Dürren
 - .5 Verschiedene Einflüsse
 - .51 Einfluß der Topographie
 - .52 Einfluß der Vegetation (Wald usw.)
 - .53 Einfluß d. Menschen (Stadteinfluß)
 - .59 Sonstige Einflüsse
 - .6 Schäden
 - .61 Schäden durch Niederschläge
 - .62 Schäden durch Dürre
- .578 Form des Niederschlages
- .1 Regen. Sprühregen. Niesel
 - .11 Struktur. Zusammensetzung. Temperatur.
 - .13 Schwankungen
 - .3 Regenschnee
 - .4 Schnee. Griesel. Eisnadeln
 - .41 Struktur. Zusammensetzung. Temperatur. Form der Schneekristalle
 - .42 Verteilung an der Erdoberfläche
 - .43 Schwankungen
 - .45 Schneestürme
 - .46 Schneedecke (einschl. Temperatur und Dichte)
 - .47 Schneeschmelze
 - .7 Hagel; Graupel
 - .71 Zusammensetzung. Struktur. Temperatur.
 - .72 Verteilung an der Erdoberfläche
 - .73 Schwankungen
 - .8 Fremdkörper enthaltende Niederschl.
 - .81 Blutregen
 - .82 Manna
 - .83 Flechten
 - .89 Sonstige Fremdkörper
 - .9 Sonstige Arten von Niederschlag
- .579 Bodenfeuchtigkeit. Gewässerkunde. Hydrometeorologie
- .1 Wasservorrat aus Niederschlägen
 - .2 Wasservorrat aus Schneedecke. Wassergehalt der Schneedecke
 - .3 Wasservorrat aus Gletschern
 - .4 Schwankungen d. Oberflächenwasser (infolge von Niederschlägen)
 - .5 Bodenfeuchtigkeit. Versickerung
- .58 Klimatologie
- .581 Solarklima. Klimazonen. Einfluß der geographischen Breite
- .582 Klimatologie bestimmter Orte, Gebiete oder Erdteile
- .1 Beschreibende Klimatologie
 - .2 Statistische Klimatologie
 - .3 Karten; Atlanten (außer Wetterkarten)
- .583 Klimaänderungen. Klimaschwankungen
- .1 Nach instrumentellen Beobachtungen
 - .13 Periodische Schwankungen
 - .14 Säkulare Schwankungen
 - .15 Unperiodische Schwankungen
 - .2 Historische Perioden (ohne Instrum.)
 - .3 Prähistorische u. jüngere geologische Perioden
 - .7 Paläoklimatologie
- .584 Mikroklimatologie
- .1 Allgemeine Grundsätze u. Begriffe
 - .2 Mesoklima (zwischen Makro- u. Mikroklima). Lokalklima
 - .3 Mikrokl. u. d. Gesichtspkt. kleiner topographischer oder Bodeneinflüsse
 - .31 Mikrokl. an Hängen. Wärmeinseln. Kältelöcher
 - .32 Mikrokl. auf kahlem Bod. od. felsigen
 - .33 " an Ufern od. Küsten
 - .34 " an (auf) Eis- o. Schneeoberfl.
 - .4 Mikrokl. in vegetations-beeinflußten Luftschichten
 - .41 Mikrokl. i. Wäldern oder Lichtungen
 - .42 " in niedrig wachsender Vegetat.
 - .43 Pflanzenklima (an oder in Pflanzen)
 - .5 Mikrokl. in Straßen oder Plätzen i.
 - .6 Klima umschloss. Räume
 - .61 Raumklima
 - .65 Klima i. Höhlen, Bergwerken, Eishöhl.
 - .7 Klima der Luftspalten im Boden oder
 - .9 Sonstige Mikroklimata [Schneesicht]
- .585 Klimatypen. Klimaklassifikation
- .1 Ozeanische Klimate
 - .3 Monsunklimate
 - .5 Kontinentale Klimate
 - .53 Wüstenklima
 - .55 Steppenklimate
 - .7 Gebirgsklimate
 - .9 Sonstige Klimatypen
- .586 Biometeorologie. Agrarmeteorologie
- .1 Menschen
 - .11 Wetter u. Klima als Faktoren physiologischer u. geistiger Funktionen. Akklimatisation
 - .12 Wetter u. Klima als Faktoren bei Krankheiten und Tod
 - .121 Helio- u. Klimatherapie. Kurortkl.
 - .14 Klima als Faktor in Rassemerkmalen
 - .17 Experimente mit künstl. Klimaten
 - .2 Tiere in natürlicher Umgebung
 - .3 Haustiere
 - .5 Pflanzen in natürlicher Umgebung
 - .6 Kultivierte oder domestiz. Pflanzen
 - .61 Wetter u. Klima als Faktoren in der Pflanzenphysiologie u. b. Wachstum
 - .611 Wetter als Faktor für Feldanbau
 - .62 W. + Kl. als Fakt. b. Pflanzenkrankheit
 - .64 Klima passend zum Anbau der verschiedenen Kulturen
 - .67 Experimente mit künstlichem Klima
- .587 Klima der freien Atmosphäre
- .588 Einfluß der Umgebung auf das Klima
- .1 Land- und Seeverteilung. Kontinentalität
 - .2 Topographie. Lage

— Allen Zahlen ist die Gruppe 551 voranzusetzen ! —

- .588.3 Boden. Untergrund
 - .4 Seen. Flüsse
 - .5 Eis
 - .6 Vegetation. Wälder
 - .7 Städte. Gebäude. Andere menschl. Ein-
 - .9 Sonstige Einflüsse (wirkungen)
- .59 Verschiedene Phänomene u. Einflüsse
- .590.2 Kosmische Einflüsse
 - .21 Einfl. d. Sonne (außer Wärmestrahlg)
 - .22 Einfluß des Mondes
 - .23 Einfluß der Planeten
 - .24 Erscheinungen bei Finsternissen
 - .25 Erscheinungen bei Meteoren
 - .29 Sonstige kosmische Einflüsse
 - .7 wie .588.6/7
- .591 Sicht
 - .1 Physik der Sicht
 - .2 Horizont. Verteilung a. d. Erdoberfl.
 - .3 Schwankungen an der Erdoberfläche
 - .31/36 wie bei .557.31/36
 - .361 Außergewöhnlich gute Sicht
 - .6 Vertikal- und Schrägsicht
 - .7 Änderung mit der Höhe
- .593 Optische Phänomene in der Atmosph.
 - .1 Durch Brechung i. d. Luft hervorgeru-
 - .11 Luftspiegelung. Fata Morgana (fen
 - .12 Szintillieren
 - .13 Verzerrung an Himmelskörpern
 - .5 Durch Absorption oder Zerstreuung
 - .51 Grüner Strahl
 - .52 Spektra. Regenbanden
 - .53 Blau des Himmels
 - .54 Trockener Dunst. Trübung
 - .55 Dämmerungsercheinungen. Alpenglü-
 - .6 Durch Kondensationsprodukte (hen
 - .61 Nebelbogen. Glorien. Brockengespenst
 - .62 Regenbogen
 - .63 Halos. Höfe. Nebensonnen usw.
- .593.64 Kränze
 - .65 Färbung der Wolken
 - .651 Von Wolken bis zum Cirrusniveau
 - .652 Von Perlmutterwolken
 - .653 Von leuchtenden Nachtwolken
 - .7 Polarisation. Neutraler Punkt
 - .8 Abnorme Sichtbarkeit als opt. Ersch.
 - .9 Sonstige optische Erscheinungen
- .594 Elektrische Erscheinungen i. d. Atm.
 - .1 Schönwetterelektrizität
 - .11 Potentialgradient
 - .12 Ionisation. Ladung
 - .13 Ionenbeweglichkeit. Leitfähigkeit
 - .14 Radioaktivität der Atmosphäre
 - .18 Beziehungen zu anderen Elementen
 - .2 Elektrizität bei gestörtem Wetter
 - .21 Elektrizität der Gewitter
 - .22 Elektrische Entladungen
 - .221 Funkenentladungen (Blitze)
 - .222 Stille Entladungen (St. Elmsfeuer)
 - .223 Kugelblitze
 - .25 Elektrizität der Niederschläge
 - .5 Nordlicht. Südlicht
 - .51 Physik des Nordlichtes
 - .52 Höhe und geographische Verteilung
 - .53 Perioden
 - .6 Rundfunk-(Radio-)Übertragung als Erscheinungen der Luftelektrizität
 - .7 Wettereinfluß auf Rundfunk-(Radio-)
 - .71 Rundfunk (Ausstrahlungen)
 - .72 Radar
 - .9 Sonstige elektrische Erscheinungen
- .596 Akustische Erscheinungen i. d. Atm.
 - .1 Ausbreitung d. Schalles. Hörbarkeit. Zone des Schweigens.
 - .5 Donner
 - .9 Sonstige durch meteorologische Faktoren hervorgerufene Schallerscheinungen.

R a u m f ü r N a c h t r ä g e

Geographische Kennziffern (Auswahl)

— Diese Kennziffern werden in () gesetzt. —

(26) Ozeane	(47) Europ. Rußland	(68) Südafrika
(261) Nordatlantik	(471.1) Finnland	(7) Nordamerika
(261.2) Nordsee	(474) Baltische Staaten	(71) Kanada
(261.3) Ostsee	(48) Skandinavien	(72) Mexico
(262) Mittelmeer	(481) Norwegen	(728) Mittelamerika
(263) Tropischer Atlantik	(485) Schweden	(729) Westindien
(264) Südatlantik	(489) Dänemark	(73) U.S.A.
(265) Westpazifik	(491) Island u. Faröer	(74) NO-Staaten der U.S.A.
(266) Ostpazifik	(492) Holland	(75) SO- " " "
(267) Indischer Ozean	(493) Belgien	(76) Südzentralstaaten "
(268) Arktischer Ozean	(494) Schweiz	(77) Nordzentralstaaten "
(269) Antarktische Gewässer	(495) Griechenland	(78) Weststaaten d. U.S.A.
(4) Europa	(496) Europ. Türkei	(79) Pazifische Staaten "
(410) Großbritannien	(497) Balkanstaaten	(798) Alaska
(411) Schottland	(498) Rumänien	(8) Südamerika
(415) Irland	(499) Griechische Inseln	(9) Ozeanien
(42) England	(5) Asien	(91) Malaiischer Archipel
(43) Deutschland lich Elbe	(51) China	(92) Sundainseln
(431) (etwa)N-Deutshl. öst-	(52) Japan	(93) Australasien
(432) Sachsen;Thüringen	(53) Arabien	(94) Australien
(433) Bayern	(54) Indien	(95) Neuguinea
(434) (etwa)SW-Deutschland	(55) Iran	(96) Polynesien
(435) (")N-Dtschl.westl.Elbe	(56) Kleinasien	(97) Zerstreute Inseln
(436) Österreich	(57) Sibirien	(98) Nordpolargebiete
(437) Tschechoslovakei	(59) Indochina	(984) Spitzbergen
(438) Polen	(6) Afrika	(988) Grönland
(439.1) Ungarn	(62) Ägypten	(99) Südpolargebiete
(44) Frankreich	(63) Abessinien	
(45) Italien	(64) Marokko	
(46) Spanien	(65) Algerien	
(469) Portugal	(66) Nördl.Zentralafrika	
(469.9) Azoren	(67) Südliches Zentralafrika	

Kurzer Gesamtüberblick über die Dezimal-Klassifikationa) Die 10 Hauptabteilungen

0 Allgemeines	5 Mathematik; Naturwissenschaft
1 Philosophie	6 Angew.Wissenschaft; Medizin; Technik
2 Theologie	7 Kunst; Photographie; Musik; Sport
3 Sozialwissenschaft;Recht;Verwaltung	8 Schöne Literatur
4 Sprachwissenschaft	9 Geschichte; Geographie

b) Auswahl von DK-Zahlen einiger Grenzgebiete der Meteorologie

51 Mathematik	55 Geologie u. verwandte Wissenschaften
52 Astronomie	551.46 Ozeanographie
525.6 Gezeiten	.48 Hydrographie
.624 Gezeitenwirkung auf die Erd- atmosphäre	.49 Hydrologie
527.7 Erdatmosphäre(Höhe,Zus'setzung)	57 Biologie
.72 Astronomische Erforschung der Erdatmosphäre	58 Botanik
.722 durch Beob.d.Szintillation	59 Zoologie
.723 durch Beob.d.atm.Refraktion	61 Medizin
.724 durch Beob.v.Meteor. u.Stern- schnuppen	62 Ingenieurwesen
53 Physik	63 Land- und Forstwirtschaft
533 Aerodynamik	631.9 Klima;Landwirtschaftl.Ökologie
54 Chemie	65 Handels- und Verkehrstechnik
	91 Geographie

c) Einige allgemeine DK-Zahlen

016 Fachbibliographien	(043) Dissertationen
06 Gesellschaften; Tagungen	(05) Zeitschriften; Periodika
37 Unterricht	(058) Jahrbücher
(02) Handbücher;Lehrbücher	(07) Schulbücher;Lehrbücher f.Universität
(03) Lexika; Wörterbücher	(08) Sammelwerke
(04) Vorträge; Aufsätze	(09) Geschichte

