

Berichte
des
Deutschen Wetterdienstes

Nr. 106
(Band 15)

DK 551.591.3:551.593.54

**Über die Normsicht
bei Quickborn/Holstein und den Austausch
von trübendem Aerosol**

von

ERNST FRANKENBERGER

(mit 29 Abbildungen und 6 Tabellen im Text)

Offenbach a. M. 1967

Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	3
Abstract	3
Zur Fragestellung	3
Verwendete Formelzeichen	4
1. Zur Methode	4
1.1. Das Meßfeld	5
2. Zur Aerosolquellung und ihrem Einfluß auf die Häufigkeitsverteilung der Normsichtweiten	6
3. Der Einfluß von Regen auf die Dichte trübenden Aerosols	7
3.1. Der Regeneinfluß auf die Normsicht-Messung	8
3.2. Der Einfluß von feinstem Niederschlag auf die Normsicht	8
3.3. Das Auswaschen von trübendem Aerosol durch Regen	9
4. Allgemeines Absinken trübenden Aerosols	9
5. Vertikale Unterschiede der Konzentration trübenden Aerosols und der vertikale Austausch	10
5.1. Ergebnisse von Messungen vertikaler Normsichtunterschiede	10
5.2. Der Austausch von Aerosol	11
5.3. Die Produktion von trübendem Aerosol im Rahmen der Aerosolbilanz ..	12
5.4. Zu den Ursachen der Produktion trübenden Aerosols am Boden	13
6. Über die Abhängigkeit der Dichte trübenden Aerosols bei Quickborn von der Windrichtung und Windgeschwindigkeit	14
6.1. Zeitliche Änderungen der Normsicht am hellen Tage, umgerechnet auf die relative Einheitsfeuchte von 85%	16
6.2. Zeitliche Änderungen der Normsicht bei Nacht, umgerechnet auf die relative Einheitsfeuchte von 85%	17
6.3. Zur Abhängigkeit der Normsichtweiten vom Küstenabstand	19
Literatur	22

Manuskript abgeschlossen im Januar 1967

Anschrift des Verfassers:

Dr. E. Frankenberger, 2085 Quickborn/Holst, Bahnhofstraße 35

Zusammenfassung

Eine Analyse der im Sommer 1965 gewonnenen Normsichtregistrierungen aus verschiedenen Meßniveaus bei Quickborn hatte folgende Ergebnisse:

- 1) Nach einer Eliminierung der Aerosolquellung durch Luftfeuchtigkeit ergibt sich eine Zufallsverteilung logarithmischer Normsichtwerte, deren Streuung nur das 0,7fache der Streuung unreduzierter Werte beträgt.
- 2) Bei Niederschlägen wurden durchschnittlich 14% des trübenden Aerosols pro Millimeter Regenwasser ausgewaschen.
- 3) Während der Arbeitsruhe an regenfreien Wochenenden fallen bis zum Sonntag, 17 Uhr, etwa 36% des trübenden Aerosols aus.
- 4) Am Erdboden wird trübendes Aerosol erzeugt, wobei die Produktion pro Tag etwa 14% der Gesamtmenge atmosphärischen Aerosols ausmacht. Die industrielle Produktion der Umgebung ersetzt etwa 17% des Quickborner Aerosols pro Tag.
- 5) In der zweiten Nachthälfte fällt ein wesentlich größerer Anteil von Aerosolteilchen aus als in der ersten, auch wenn meßbarer Niederschlag nicht aufgefangen wird.
- 6) Aus der Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der Normsicht ist zu schließen, daß sich bei Windgeschwindigkeiten größer als 10 m/s in der von der Nordsee kommenden Strömung etwa 10 bis 20% Aerosolteilchen maritimen Ursprungs befinden.

Abstract

Records of the Normsicht at Quickborn from summer 1965 have been analysed with the following results:

- 1) By eliminating the influence of relative humidity on the Normsicht there results a random distribution of the logarithmic values, the standard deviation of which is about 0.7 of the original standard deviation.
- 2) The rate of wash out by rainfall was about 14% of the optical active atmospheric aerosol per mm rainwater.
- 3) During the weekends with no rainfall about 36% of the aerosol content fell out until 17 o'clock on sundays.
- 4) The soil is a source of optical active aerosol with a production rate of about 14% of the aerosol content of the atmosphere per day. The industrial production in the surroundings contributes about 17% per day.
- 5) From 3 to 6 o'clock a. m. the sedimentation of aerosol particles is much higher than during the first part of the night (21 — 3).
- 6) Considering the wind dependency of the Normsicht we have to conclude that about 10 till 20% of the aerosol particles have maritime origin, if the wind at Quickborn blows from the Northsea and if its velocity is stronger than 10 m/s.

Zur Fragestellung

In einer früheren Arbeit ist festgestellt worden, wie die Normsichtweiten bei Quickborn von der relativen Feuchte abhängen (1). Dabei hatte sich gezeigt, daß die Quotientenkoeffizienten, d. h. der Quotient aus der prozentuellen Normsichtänderung und der gleichzeitigen Feuchteänderung, zwar erwartungsgemäß vom Niveau der relativen Feuchte abhängen, aber wenig vom Ursprung des Aerosols, bzw. von der Richtung des Windes, welcher mitunter die Hamburger Dunstfahne, zeitweise maritimes Aerosol zum Meßplatz trägt. Wie erlauben uns deshalb zunächst die Annahme, daß das Teilchengrößenspektrum bei ein und derselben relativen Feuchte unabhängig von den Art der Aerosolquelle gleiche Form habe, und daß lediglich die Zahl der Teilchen aller Größenklassen um den gleichen Dichtefaktor schwanken kann. Das wird erlaubt sein, solange nicht das Aerosol sehr hohen Feuchten ausgesetzt wird, bei denen die Fallgeschwindigkeit der stärker gequollenen Teilchen zu einer Separierung führen kann. Bei Gültigkeit dieser Annahme muß die auf 85 Prozent relative Feuchte umgerechnete Normsichtweite umgekehrt proportional der Aerosoldichte sein. Es sei noch bemerkt, daß der Verlauf der Quickborner Quotientenkoeffizienten mit der relativen Feuchte auf einen Anteil größerer Teilchen im Spektrum schließen läßt, welcher höher ist als die normale JUNGE-Verteilung erwarten läßt. Dieser wahr-

scheinlich nur in den unteren Luftschichten gültige Befund ist auch bei optischen Analysen des Teilchengrößenspektrums durch RALPH G. ELDRIDGE (2) zutage getreten.

Als Einheitsfeuchte benutzen wir 85 %, weil dieser Wert der mittleren Luftfeuchtigkeit in Quickborn nahe kommt.

Die Quickborner Meßserie ist inzwischen zeitlich und räumlich vergrößert worden, indem die Normsicht nicht nur in 1,7 m Höhe, sondern zeitweise auch dicht am Boden und in Höhe von einigen Dekametern gemessen wird. So ist eine Analyse möglich geworden, welche der Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der Aerosoldichte, ihrer vertikalen Verteilung, der Produktion von trübendem Aerosol am Boden, sowie denjenigen Vorgängen gilt, welche Teil einer Bilanz des Aerosols sind. Außer diesen für geringere relative Feuchten angestellten Arbeiten sind auch noch einige Fälle mit höherer Luftfeuchte untersucht, bei denen ein Separationseffekt im Teilchengrößenspektrum zutage tritt.

In einer Abhandlung „Der Einfluß der Aerosolgrößenverteilung und ihre Änderung mit der relativen Feuchte auf die Sichtweiten“, welche in der Zeitschrift „Beiträge zur Physik der Atmosphäre“ erscheinen soll, werden die Quickborner Befunde zur Aerosolquellung von F. KASTEN theoretisch gedeutet.

A	[g · cm ⁻¹ · s ⁻¹]	der vertikale Austauschkoeffizient
a		ein temperaturabhängiger Faktor im sogenannten Strahlungsglied der Evapotranspiration nach G. HOFMANN
b	[Zahl]	Faktor im sogenannten Ventilationsglied der Evapotranspiration nach G. HOFMANN
B	[cal · cm ⁻² · s ⁻¹]	Wärmefluß pro Zeit- und Flächeneinheit von der Bodenoberfläche ins Innere des Bodens
D	[in Strich]	Windrichtung, rechtsherum gemessen gegen Nord
θ	[°C]	Lufttemperatur
θ'	[°C]	Feuchttemperatur der Luft
E	[g · cm ⁻² · s ⁻¹]	die Evapotranspiration des grasbedeckten Bodens
f		von der relativen Feuchte U abhängiger Faktor zur Umrechnung der Normsichtweite auf diejenige, die bei 85% relativer Feuchte herrschen würde
F	[Zahl]	Faktor nach FRÖSSLING zur Berücksichtigung des Fallgeschwindigkeitseinflusses auf die Tropfenverdunstung
IA	[n · cm ⁻² · s ⁻¹]	Vertikalstrom trübender Aerosolteilchen pro Zeit- und Flächeneinheit des Bodens
K	[cm ² · s ⁻¹]	vertikaler Diffusionskoeffizient
l	[km]	Abstand der Meßstelle von der Meeresküste, gemessen im Luv des Windes
NA	[cm ⁻³]	Zahl der trübenden Aerosolteilchen in der Raumeinheit
q	[g _w · g _L ⁻¹]	spezifische Feuchte, Gramm Wasserdampf pro Gramm Luft
Q	[cal · cm ⁻² · s ⁻¹]	die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche
ρ	[g · cm ⁻³]	die Luftdichte
R	[Zahl]	der Korrelationskoeffizient
r	[cm]	der Teilchenradius
S	[km]	die Normsicht nach KOSCHMIEDER
S _v	[km]	die geschätzte Augen-Sichtweite
t	[s]	die Zeit
U	[Zahl %]	die relative Feuchte
μ	[g · cm ⁻¹ · s ⁻¹]	Koeffizient der molekularen Zähigkeit der Luft
v	[m · s ⁻¹]	Windgeschwindigkeit
V	[cm ³]	Tropfchenvolumen

1. Zur Methode

Die analysierten Normsichtwerte sind mit Streulichtschreibern nach RUPPERSBERG (3) registriert worden. Zum Vergleich wurden an den Klimabeobachtungsterminen und bei interessanten Sichtverhältnissen auch die Augensichtweiten geschätzt, wenn sie kleiner als der größte horizontale Zielabstand unseres Geländes war, d. i. 2,6 km.

Die Streulichtschreiber besitzen Normsichtskalen mit nahezu logarithmischer Teilung. Sie reagieren nur auf die Menge und die Streuungseigenschaften des im Meßraum (etwa 1.3 Liter) befindlichen Aerosols, während der Wind und die Trägheit des Gerätes zu einer Mittelbildung über größere Strecken führen. Wie man aus

gleichzeitigen Registrierungen zweier eng benachbarter Streulichtschreiber erkennen kann, ist der prozentuelle Fehler bei ihnen wesentlich kleiner als bei unseren Schätzungen der Augensicht. Für die Sichtberatung sind Vergleiche zwischen registrierten Sichtwerten und den Ergebnissen von Sichtschätzungen am Tage nötig, welche man getrennt nach Gruppen mit bestimmtem Himmelszustand und mit gleichem Winkel des Sehstrahls zur Sonne durchführen müßte, um auch dem Wechsel der Augenempfindlichkeit Rechnung tragen zu können.

Abbildung 1 zeigt die Häufigkeitsverteilung der prozentuellen Unterschiede zwischen geschätzten Sichtweiten und gleichzeitig registrierten Normsichtweiten aus dem Jahr 1964, allerdings ohne die empfohlene Unterteilung in Gruppen.

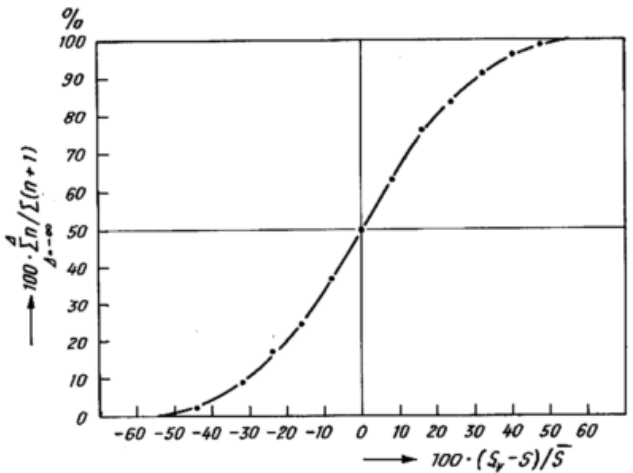


Abb. 1
Häufigkeitsverteilung der prozentuellen Unterschiede zwischen geschätzten Sichtweiten und den mit einem geeichten Streulichtschreiber registrierten Normsichtweiten.

Abbildung 2 gibt die Häufigkeitsverteilung des prozentuellen Unterschieds der Anzeigen zweier benachbart aufgestellter Streulichtschreiber nach RUPPERSBERG wieder, nämlich des Gerätes AEG/FFM unserer Dienststelle und eines zweiten gleichen Instrumentes, das uns freundlicherweise vom Leiter des Institutes für Physik der Atmosphäre der Deutschen Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt, Herrn Professor Dr. H. G. MÜLLER, geliehen worden ist. Für diese Leihgabe wird herzlich gedankt. Die Abbildung 2 enthält nur Anzeigeunterschiede, welche sich nach vollzogener Aneichung der beiden Geräte ergeben haben.

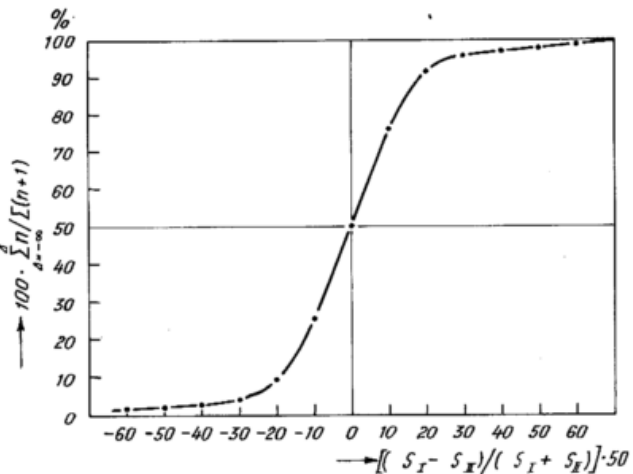


Abb. 2
Häufigkeitsverteilung der prozentuellen Anzeigeunterschiede zweier paralleler betriebener Streulichtschreiber nach RUPPERSBERG

Die Streuung der Unterschiede nach Abbildung 1 wurde zu 24 %, diejenige der Abbildung 2 zu nur 7 % berechnet. Die Abweichung von der Zufallsverteilung ist gering und geht auf unterschiedliche Trägheit der Instrumente und nicht völlig gleiche Ansprechschwelle für die Regelelektronik zurück. Die Anzeigefehler des einzelnen Streulichtschreibers sind wahrscheinlich nicht wesentlich kleiner als diejenigen der Differenz nach Ab-

bildung 2, weil beide Instrumente die Änderungen der Normsicht mit dem gleichen Vorzeichen erfassen. Bei Montage in verschiedenen Höhen ist dies nicht immer der Fall, doch sollten sich die meteorologischen Einflüsse auf die Normsicht mit hinreichender Genauigkeit analysieren lassen, weil die Normsicht einen Bereich von zwei bis drei Zehnerpotenzen bestreicht.

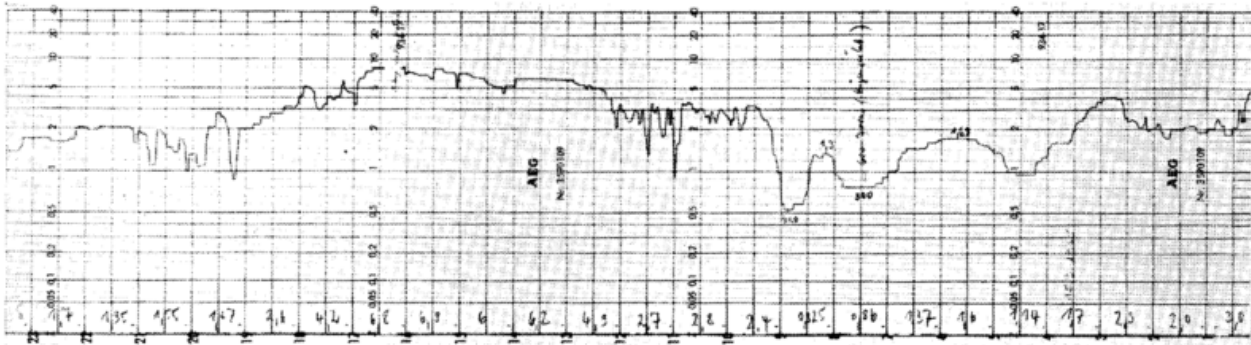


Abb. 3
Verkleinerte Registrierung der Normsicht vom 15. 9. 1965

Abbildung 3 ist eine im Maßstab 1:2.83 verkleinerte Wiedergabe der Normsichtregistrierung vom 15. 9. 1965. Der Kurvenverlauf ist sehr unruhig, bedingt durch Windunruhe und Niederschlag. VON FICKER hat einmal bemerkt, der relativ großen Trägheit meteorologischer Thermometer sei es zu verdanken, daß sich der Blick sogleich mit Erfolg auf die großräumigen Zusammenhänge des Wetters gerichtet hat. So sind auch wir genötigt, den Analysen Schwerpunkte der Normsicht längerer Zeiträume zugrunde zu legen, um orographische Einflüsse zu erkennen und dabei nicht zu sehr durch die oft großen, von Turbulenz und Schwingungen hervorgerufenen Normsichtschwankungen gestört zu werden. Wo es unumgänglich ist, wie bei den Sichtweiten der Nacht, gehen wir auch auf die feinere Struktur ein, benutzen aber sonst die Normsichtmittel voller Stunden, gelegentlich sogar deren übergreifende Mittelwerte.

Die Streulichtschreiber erwiesen sich als stabil. Sie erforderten außer dem Streifenwechsel kaum Wartung. In der kalten Jahreszeit, in der es viele Vögel zu den Futterplätzen der Station zieht, wurden die geheizten Höhlungen der Geräte mit zartem Draht gegen das Eindringen der Tiere geschützt.

1.1 Das Meßfeld

Die Meß- und Beobachtungsstation liegt 12,5 m über NN auf 55° 44'N und 09° 55'E, zirka 20 km nördlich der Stadt Hamburg und 1 km westlich der Ortschaft Quickborn inmitten von Wiesen. Die Quickborner Funktürme gestatten, laufend die Wind-, Temperatur- und Feuchteschichtung an und über den Streulichtschreibern zu registrieren (4).

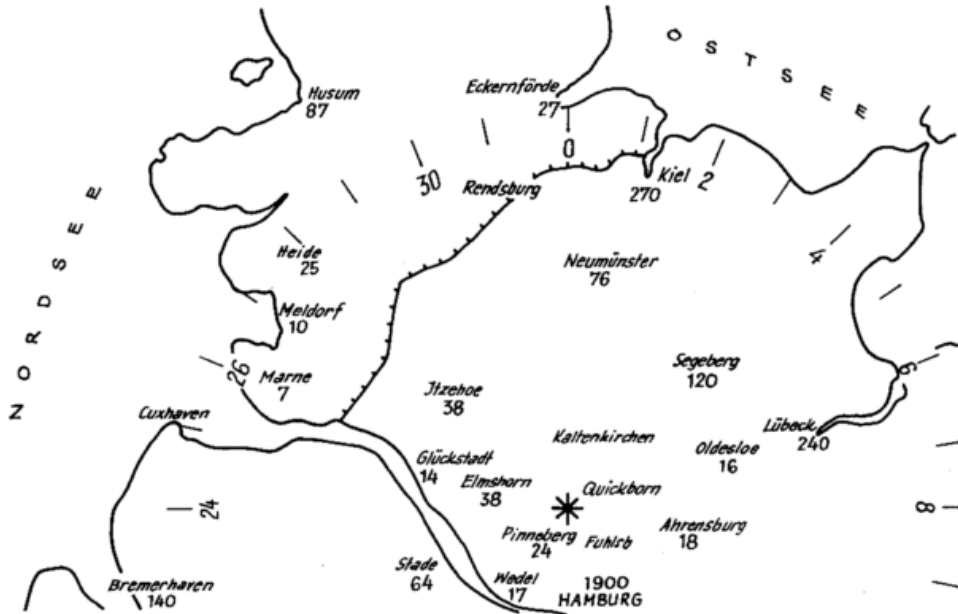
Abbildung 4 zeigt ein Photo der Meßstelle.



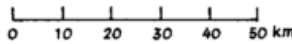
Abb. 4
Bild der Meßstelle bei Quickborn/Holst.

Abbildung 5 beschreibt in Landkartenform die Lage des Meßfeldes zum Mündungsgebiet der Elbe und zur Stadt Hamburg. Zur Beurteilung der Möglichkeit industriellen Ausstoßes von trübendem Aerosol sind die

Hauptorte mit der Zahl ihrer Einwohner in vollen Tausendern eingetragen. Eine Kreisteilung gibt in der 32-teiligen Skala die Richtung gegen Nord in Strich an.



Lage der Station Quickborn



Zahlen: DD in Strich u. Einwohnerzahl/1000

Abb. 5
Lage der Meßstelle zur Elbmündung

2. Zur Aerosolquelle und ihrem Einfluß auf die Häufigkeitsverteilung der Normsichtweiten

In der erwähnten Veröffentlichung des Autors (1) ist eine Reihe von Quellkoeffizienten, d. h. der prozentuellen Normsichtänderung je Prozent Änderung der relativen Feuchte für verschiedene Feuchteniveaus angegeben, welche in winterlichem Aerosol gemessen worden sind. Die Messungen wurden in den Sommermonaten fortgesetzt und auf sättigungsnahe Feuchteniveaus ausgedehnt.

Abbildung 6 zeigt die Ergebnisse in graphischer Form. Wir finden bei 77 % relativer Feuchte einen weit nach links herausfallenden Wert für das Winteraerosol, der sich auf nur 26 Einzelfälle stützte. Im Winter sind Trockenheiten selten und liegen in der Nähe des mittägigen Minimums der relativen Feuchte, bei denen sich die Feuchte nur langsam ändert. Wie wir noch sehen werden, können dann andere meteorologische Einflüsse, wie die Änderung der Windgeschwindigkeit oder anhaltende Aerosolproduktion, sich stärker als die Luftfeuchtigkeit auf die Normsicht auswirken. Beim Sommeraerosol lagen in diesem Feuchtebereich 120 Meßwerte vor, deren Mittelwert sich viel besser in den Kurvenverlauf einfügt. Dafür lagen im Sommer die relativen Feuchtewerte um 55 % beim mittägigen Minimum und die zugehörigen Quellkoeffizienten sind entsprechend unsicher. Bei 90 % relativer Feuchte unterscheiden sich die Sommer- und Winterergebnisse der Quellkoeffizienten etwas stärker, als es nach dem zu 18 % berechneten möglichen Fehler des Mittelwerts der Einzelgruppen erwartet wurde. Angesichts des großen Bereichs, in welchem die Normsicht schwankt, haben wir trotzdem für die Berechnung der Faktoren f,

mit denen die vorhandene Normsicht auf ein Feuchte-niveau von 85 % umgerechnet werden soll, immer den

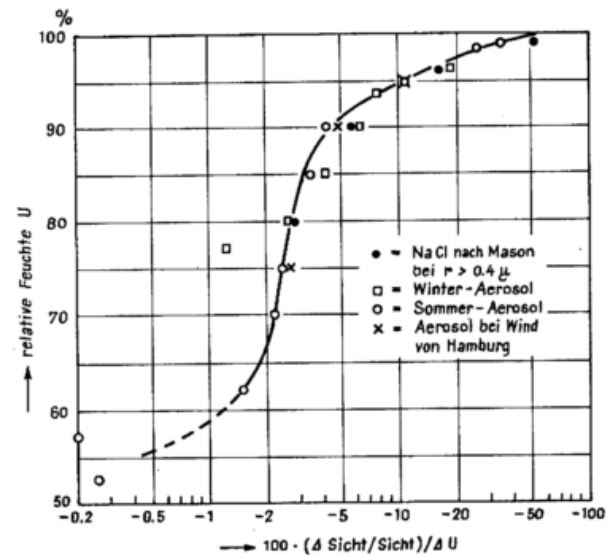


Abb. 6
Prozentuelle Änderung der Normsicht pro Prozent der relativen Feuchte als Funktion des Feuchteniveaus

Wert von -4.9 % zugrundegelegt. Diese Faktoren ergeben sich aus Reihen $f = [1 - (dS/S)U] \cdot [1 - (dS/S)U_{+1}] \cdot [1 - (dS/S)U_{+2}] \cdot \dots$, deren Gliederzahl von der Differenz der herrschenden Feuchte gegen 85 % abhängt. Die Faktoren sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

Tab. 1
Faktoren f zur Umrechnung der Normsicht auf eine relative Feuchte von 85 %

U	f	U	f	U	f	U	f
100 %	4.5	88 %	1.10	76 %	0.76	64 %	0.58
99 %	3.19	87 %	1.07	75 %	0.74	63 %	0.57
98 %	2.51	86 %	1.03	74 %	0.72	62 %	0.56
97 %	2.13	85 %	1.00	73 %	0.69	61 %	0.55
96 %	1.85	84 %	0.97	72 %	0.68	60 %	0.55
95 %	1.65	83 %	0.94	71 %	0.66	59 %	0.54
94 %	1.52	82 %	0.91	70 %	0.65	58 %	0.54
93 %	1.41	81 %	0.88	69 %	0.64	57 %	0.53
92 %	1.33	80 %	0.85	68 %	0.62	56 %	0.53
91 %	1.26	79 %	0.83	67 %	0.61	55 %	0.53
90 %	1.20	78 %	0.80	66 %	0.60	54 %	0.53
89 %	1.16	77 %	0.78	65 %	0.59	53 %	0.52

Es soll nun untersucht werden, welcher Anteil an der Variationsbreite der registrierten Normsichtwerte auf Quellung, bzw. Schrumpfung des trübenden Aerosols in der wechselnden Luftfeuchtigkeit zurückzuführen ist.

Dazu sind in Abbildung 7 die Häufigkeitsverteilung der im Monat Juli gemessenen Normsichtweiten (gestrichelte Linie) und diejenige der auf 85 % relative Feuchte umgerechnete Normsichtweiten als Summenfunktion wiedergegeben. Als Abszisse der Abbildung dient der Logarithmus der Normsichtweite, über welchem eine Normalverteilung besser realisiert ist als über der linearen Skala. Entsprechend der in der Einleitung gemachten Annahme ist die ausgezogene Linie auch die Häufigkeitsverteilung der mit einem unbekanntem Faktor multiplizierten Konzentrationen trübenden Aerosols, wenn die Logarithmen der Abszisse mit negativem Vorzeichen versehen werden. Weil die Ergebigkeit künstlicher und natürlicher Aerosolquellen stark mit der Jahreszeit wechselt, treten die meteorologischen Einflüsse besser in Erscheinung, wenn wir, wie in Abbildung 7, nur die Werte eines einzigen Monats betrachten.

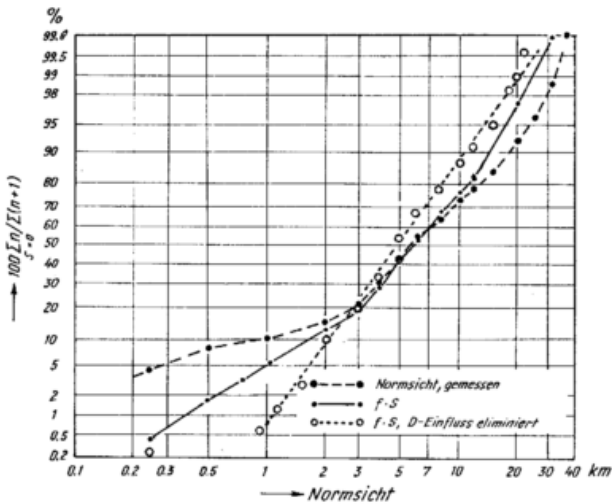


Abb. 7
Häufigkeitsverteilungen der gemessenen und der auf eine Einheitsfeuchte von 85 % umgerechneten Normsichtwerte aus dem Juli 1964

Der zur Umrechnung verwendete Einheitswert der relativen Feuchte kommt dem Monatsmittelwert so nahe, daß der Schwerpunkt der gemessenen Normsichtweiten mit 5.4 km nur um 0.3 km unter dem Medianwert der umgerechneten Werte liegt. Durch die Umrechnung auf Einheitsfeuchte verlagern sich beide Hälften der gestrichelten Kurve im Sinne einer Zufallsverteilung. Sie werden steiler und gestreckter, die linke Hälfte, welche den Nebelbereich überdeckt, natürlich besonders

stark. Es bleiben aber Abweichungen vom geradlinigen Verlauf, insbesondere eine Unstetigkeit bei etwa 3 km Normsichtweite. Dies liegt vor allem an der unausgeglichenen Häufigkeit der verschiedenen Windrichtungen in Verbindung mit der speziellen Verteilung der Aerosolquellen. Hätte der Wind während des Beobachtungszeitraumes aus allen Richtungen mit der gleichen Häufigkeit geweht und wäre dabei die Windgeschwindigkeitsverteilung immer ebenso gewesen, wie sie innerhalb der einen Strich umfassenden Windrichtungsintervalle beobachtet worden ist, so ergäbe sich diejenige Häufigkeitsverteilung der auf 85 % relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten, welche in Abbildung 7 durch offene Kreise dargestellt worden ist. Diese liegen dicht bei einer Geraden, nur im Nebelsichtbereich tritt für weniger als 0.5 % der Werteanzahl noch eine starke Abweichung von der Zufallsverteilung in Erscheinung. Die hier herausfallenden Werte sind etwa zur Hälfte bei Windrichtungen gemessen, die Hamburg nicht berühren, so daß es unwahrscheinlich ist, daß Schwaden industriellen Aerosols vorgelegen haben. Von den auf 85 % relative Feuchte umgerechneten Werten kleiner als 0.4 km ist nur ein einziger bei Feuchtesättigung gemessen worden. Die Abweichung kann demnach auch nicht als Folge der Anwendung zu kleiner Umrechnungsfaktoren f angesehen werden. Wir werden den wahren Grund in einem späteren Kapitel kennen lernen.

Überraschend ist an Abbildung 7, daß selbst noch bei so geringen relativen Feuchten wie 85 % im Sommer ein so hoher Anteil von Nebelsichtweiten vorliegt, nämlich 5 %.

Entsprechend der Eigenheit einer Normalverteilung im logarithmischen System tritt hier anstelle der Abstände vom Schwerpunkt das Verhältnis der Normsichtweiten zum Schwerpunkt. Der Streuung δ entspricht bei den gemessenen Normsichtweiten ein Verhältnis von 3.5, bei den umgerechneten Werten von nur 2.2. Es gehen demnach noch fast $\frac{3}{4}$ des Variationsbereiches der Sicht auf andere als Feuchteinflüsse zurück. Wir müssen uns bemühen, weitere Gesetzmäßigkeiten aufzuklären, welche die Veränderlichkeit der Normsichtweite, bzw. der Konzentration an trübendem Aerosol betreffen. Einige Ansätze dazu waren in der Untersuchung der Windrichtungsabhängigkeit der auf eine Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten aus dem Dezember 1963 und dem Januar 1964 in (1) gemacht.

3. Der Einfluß von Regen auf die Dichte trübenden Aerosols

Auf den Quickborner Registrierungen ist die Beeinflussung der Normsicht durch Niederschläge besonders hervorstechend. Es gibt dabei drei Erscheinungen, die nicht leicht von einander zu trennen sind:

- 1.) Die Herabsetzung der Sicht infolge Schwächung und Streuung des Sehstrahles an den Niederschlagstropfen,
- 2.) die Schwächung der Sicht durch Tröpfchen, die zwar auch noch Niederschlagströpfchen sind, die aber mit den im Niederschlagsmeßnetz eingesetzten Geräten nicht mehr als Regen erfaßt werden, und
- 3.) das Auswaschen von Aerosol durch Niederschlag.

Aussichten für eine Trennung bestehen nur dort, wo sich die Meßstelle orographisch nicht wesentlich von der weiteren Umgebung unterscheidet, so daß die gemessenen Regenmengen als repräsentativ für das Niederschlagsgeschehen gelten können, dem eine Luftmasse größerer Erstreckung ausgesetzt gewesen ist. Am Einzelfall sind die Effekte nicht exakt nachweisbar, weil immer mehr oder weniger große Änderungen der Windrichtung, der Luftmassenherkunft und der Windgeschwindigkeit auch während der Regenzeiten eintreten und die Normsicht ebenfalls beeinflussen. Die Station

Quickborn liegt günstig; denn die hier gemessenen Niederschlagsmengen unterscheiden sich nur wenig von denen, die im Umkreis von 50 km nahezu gleichzeitig aufgefangen worden sind. Der prozentuelle Unterschied beträgt z. B. im Mittel vieler Jahre etwa 3 %, im Juli 1965 14 % und im November 1965 11 %. Während der hier untersuchten Regen drehte der Wind durchschnittlich nur um 0.7 Strich. Wir haben deshalb den Versuch gewagt, den Unterschied der vor und nach Regen registrierten und auf 85 % relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten den Regenintensitäten bzw. den Regenmengen zuzuordnen.

3.1. Der Regeneinfluß auf die Normsicht-Messung

Die Sichtverringeringung bei Regen hängt von der Größe und Dichte der fallenden Tropfen ab. Die Streulichtschreiber nach RUPPERSBERG waren von uns, um Benetzungen der Gläser zu vermeiden, so montiert worden, daß der Gerätekörper wie ein Dach über dem Meßraum liegt. Bei stärkerem Wind quer zur Längsachse des Sichtmessers treiben mehr Regentropfen unter das Dach als bei Windstille oder als bei Windrichtungen parallel der Längsachse.

Abbildung 8 zeigt die prozentuelle Änderung der auf 85 % relative Feuchte umgerechneten Normsicht durch Regen über der Regenintensität für 35 Juliregen. Ein mittlerer Anstieg der Aerosoldichten, bzw. Abfall der Sicht mit wachsender Regenintensität ist deutlich erkennbar. In wenigen Fällen lagen Sichtbesserungen vor, was wir einer Überlagerung des Auswascheffektes zuschreiben müssen.

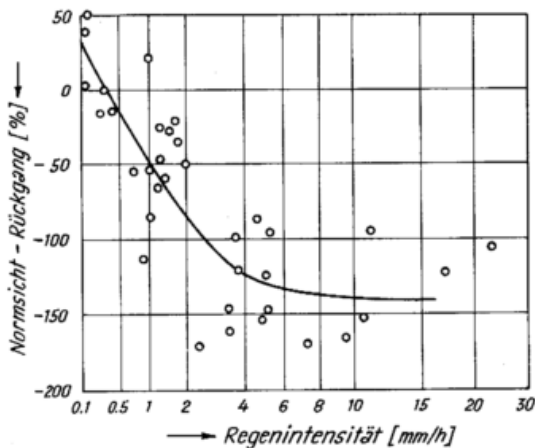


Abb. 8
Prozentuelle Abnahme der im Niederschlag gemessenen und auf 85 % relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten über der Regenintensität

3.2. Der Einfluß von feinstem Niederschlag auf die Normsicht

Eine nach fast allen Regenfällen eintretende Sichtbesserung, bzw. Verringerung der Dichte trübenden Aerosols durch den Auswascheffekt tritt nicht gleich in Erscheinung, wenn der Zeiger unseres Hellmannschen Regenschreibers beginnt horizontal zu schreiben und damit das Ende des Regens anzeigt, sondern in der Hälfte aller Fälle später, mitunter um mehrere Stunden. Im Durchschnitt aller Juliregen betrug diese Verspätung 1.9 Stunden. Für sie müssen wir eine Anreicherung der bodennahen Luftschichten mit Teilchen verantwortlich machen, welche kurz zuvor mächtigere, nicht völlig mit Wasserdampf gesättigte Schichten durchfallen haben und dabei durch Verdunstung an Fallgeschwindigkeit verloren. F. WAGNER (5) berechnete zur Erklärung der Absinkbewegung in Mammatuswolken die zeitliche Schrumpfung von Regentropfen und zog daraus Rückschlüsse auf die Temperaturänderungen. Dazu benutzte er die Formel von FINDEISEN

$$dV/dt = -24,3 \cdot r \cdot \eta \cdot \Delta q \cdot F \quad [1]$$

In Abbildung 9 haben wir dieser Beziehung entsprechend dargestellt, wie der Tröpfchenradius von der Fallhöhe bei solchen Teilchen abhängt, welche in Luft von 97,3 % relativer Feuchte fallen und unser Streulichtschreiberniveau mit einem Radius von 1 µm erreichen. Als punktierte Linie ist die Aufenthaltsdauer der Teilchen pro Meter Fallweg in Abhängigkeit vom Radius eingezeichnet, wozu die rechte Ordinatenenteilung gehört. In den untersten Zentimetern des Fallweges halten sich solche Tröpfchen 500 bis 1000 mal so lange auf wie im Nimbusniveau. Voraussetzung für Anstiege der Teilchenkonzentration in Bodennähe durch den Fallstreifeneffekt sind verhältnismäßig kleintropfige und ergiebige Regen. Ohne Turbulenz wären die Tropfen nur etwa 10 Minuten unterwegs, mit Turbulenz erheblich länger.

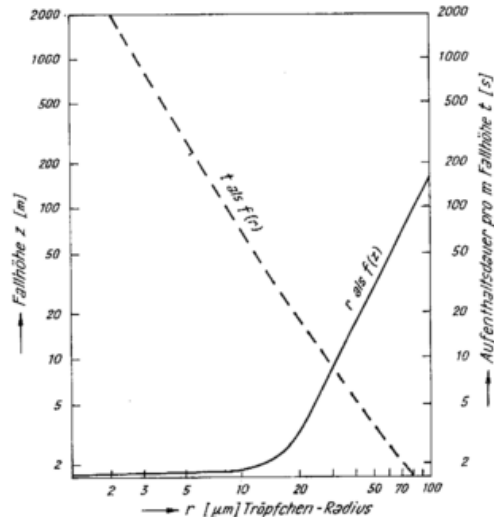


Abb. 9
Radius und Fallhöhe solcher Tröpfchen, welche bei einer relativen Feuchte von 97,3 % das 1,7-m-Niveau mit einem Radius von 1 µm erreichen, sowie ihre Aufenthaltsdauer pro Meter des Fallweges

In seltenen Fällen sind Anstiege der Aerosolkonzentration auch schon vor dem Einsetzen meßbaren Regens beobachtet worden, vor allem unter niedrigen Schichtwolken. Gewöhnlich wird aber die in Abbildung 9 zum Ausdruck kommende Konvergenz des Teilchenfalls bereits in größerer Höhe erfolgen, da auch sichtbare Fallstreifen in den meisten Fällen nicht bis zum Boden herabreichen. Erst in den höheren Luftfeuchtigkeiten nach Regen sind die Bedingungen für den Fallstreifeneffekt in Bodennähe längere Zeit hindurch günstig.

Dazu zeigt die Abbildung 10 die Häufigkeitsverteilung der mittleren stündlichen Luftfeuchtigkeiten nach dem Ende der mit dem Hellmannschen Regenschreiber gemessenen Sommerregen.

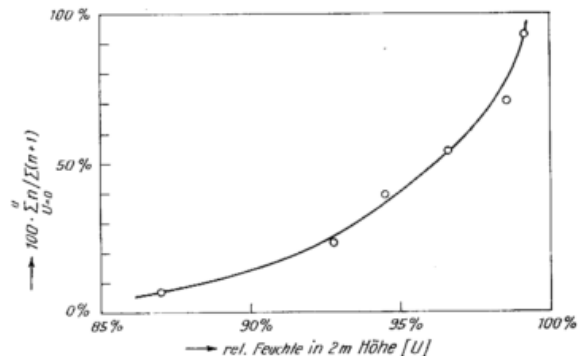


Abb. 10
Juli-Häufigkeitsverteilung relativer Feuchten aus denjenigen Stunden, welche nach den Anzeigen Hellmannscher Regenschreiber dem Ende der Regentfälle folgen

Auch noch später bleibt die relative Feuchte längere Zeit hindurch hoch. Eine Auszählung ergab folgende Schwerpunkte der stündlichen Mittelwerte für die erste bis vierte Stunde nach Ende der Sommerregen:

1. Stunde	96.8 ‰
2. Stunde	94.0 ‰
3. Stunde	90.5 ‰
4. Stunde	90.1 ‰

Während des regenreichen September des Geophysikalischen Jahres 1957 ist auch die Differenz der relativen Feuchten zwischen 2 und 0.3 m Höhe über dem Quickborner Meßfeld psychrometrisch gemessen worden:

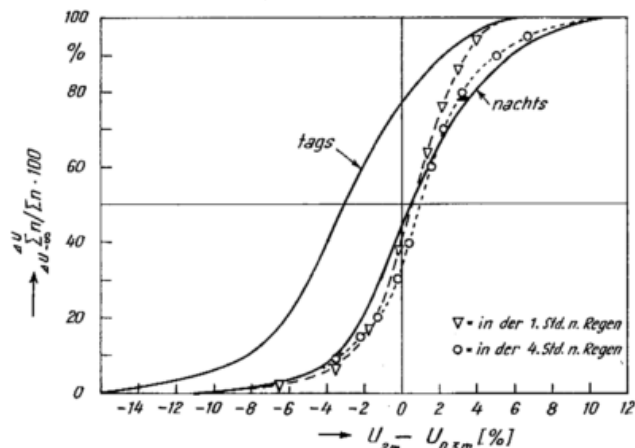


Abb. 11

Häufigkeitsverteilungen der Unterschiede der relativen Feuchten aus 2 und 0.3 m Höhe für alle Tages- und Nachtstunden des September 1957, sowie für die erste und vierte Stunde nach Aufhören der Niederschläge

Die Ergebnisse sind in Abbildung 11 als Häufigkeitsverteilungen für alle Nachtstunden, für die gesamte Zeit des hellen Tages, sowie für die erste und vierte Stunde nach Aufhören von Regen dargestellt. Nach Niederschlägen ist meistens die relative Feuchte dicht über dem Grase kleiner als in 2 m Höhe, so daß auch im September kleine Tröpfchen in den untersten Schichten der Atmosphäre mit zeitlicher Verzögerung fallen.

Weil sich der Fallstreifeneffekt nur aus Indizien ergab, kann von einer statistischen Sicherung der Untersuchung keine Rede sein. Später werden wir aber den ähnlichen Vorgang des allgemeinen Absinkens von Aerosol quantitativ nachweisen.

3.3. Das Auswaschen von trübendem Aerosol durch Regen

Zur Feststellung der Auswaschrate an trübendem Aerosol reichen die Niederschläge eines einzigen Monats nicht aus. Wir haben deshalb die Beobachtungen zweier

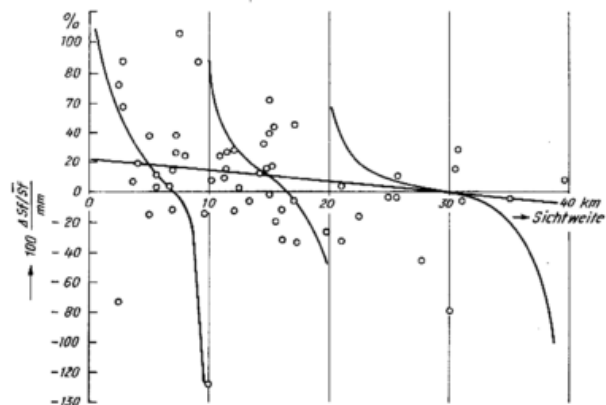


Abb. 12

Auswaschrate von Aerosol pro Millimeter Regen als Funktion der auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsicht

Juli- und eines Augustmonats zusammengefaßt, in der Erwartung, daß sich die Aerosolbilanzen von Juli und August noch nicht wesentlich unterscheiden. Der Unterschied derjenigen auf 85 ‰ relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten, welche eine Stunde vor Regenbeginn und bei Sichtoptimum nach Regenende gemessen worden sind, wurde durch die Menge des gefallenen Niederschlags geteilt und als Prozentanteil der mittleren auf 85 ‰ umgerechneten Normsicht in Abbildung 12 über eben dieser mittleren Normsicht eingetragen.

Die Abszisse wurde in drei, mit Meßwerten leidlich gut besetzten Bereiche unterteilt, und die Schwerpunkte der prozentuellen Sichtänderungen für sie ermittelt. Die Auswaschrate ist im allgemeinen um so größer, je geringer die Sicht bzw. je konzentrierter das trübende Aerosol ist. Bei guter Sicht liegen besonders viele Fälle vor, in denen ein sichtverschlechternder Vorgang mit dem Niederschlag verbunden gewesen ist, wahrscheinlich der im letzten Abschnitt behandelte Fallstreifeneffekt. Diese Deutung wird durch Abbildung 13 erhärtet, in welcher die Auswaschraten als Funktion der relativen Feuchte dargestellt sind.

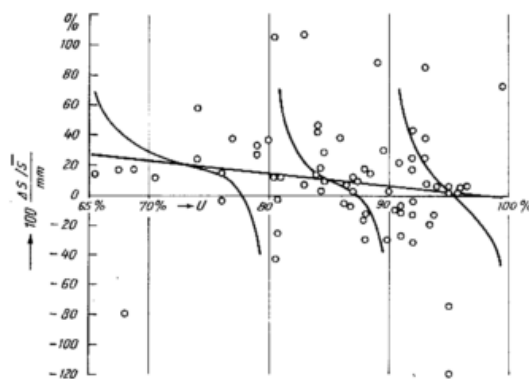


Abb. 13

Auswaschrate von Aerosol pro Millimeter Regen als Funktion des Mittelwertes der vor und nach Regen gemessenen relativen Feuchten

Auch hier sind die Abszissenwerte mittlere relative Feuchten der beiden Stunden, welche dem Regen vorangingen, bzw. ihm folgten. In trockener Luft sind hohe Auswaschraten festgestellt worden, weil feine Tröpfchen bereits in größerer Höhe verdunsten und vorzugsweise große Tropfen die unteren Luftschichten erreichen. Bei hoher Luftfeuchte treten öfters negative Auswaschraten, besser gesagt Zuwachsraten, in Erscheinung, weil die feinen Tröpfchen die untersten Luftschichten erreichen können und hier lange verweilen.

In den Bereichen geringer Normsicht der Abbildung 12, d. h. bis zu Normsichtwerten, welche nach der Umrechnung auf 85 ‰ relativer Feuchte 16 km nicht übersteigen, beträgt die mittlere Auswaschrate trübenden Aerosols pro Millimeter Regen etwa 14 ‰. Am Umfang dieses Materials ist der Auswascheffekt statistisch gesichert, wenn wir den in angelsächsischen Ländern üblichen Grenzwert der Streuung von 2 bzw. 2,5 σ zugrundelegen.

4. Allgemeines Absinken trübenden Aerosols

Gegenüber den Geschwindigkeiten turbulenter Luftbewegungen sind die Fallgeschwindigkeiten der Aerosolteilchen klein. Ihr Einfluß auf die Sicht tritt gegenüber anderen meteorologischen Einflüssen nur hervor, wo es zu größeren Konvergenzen des Fallstromes kommt, wie bei dem unter 2.2. behandelten Fallstreifeneffekt. Wir können aber das ständige Ausfallen von Aerosol nachweisen, wenn wir die Aerosoldichten am Ende industrieller Ruhepausen mit denjenigen vergleichen, die nach Tage dauernder Wirksamkeit der Betriebe vorgefunden wird. Weil die Zeit des Arbeitsschlusses an Wochenenden nicht ganz einheitlich ist,

benutzen wir als Vergleichstermine die zweistündige Zeitspanne von 15 bis 17 Uhr MEZ der Donnerstag und der Sonntage. Diese Nachmittagszeit ist besonders günstig, weil die vertikale Durchmischung der Bodenschicht in ihr am größten ist. Wochenenden mit Niederschlag lassen wir außer Betracht, um dem Auswascheffekt zu entgehen.

Abbildung 14 zeigt in der linken Kurve die Häufigkeitsverteilung aller auf 85% relativer Feuchte umgerechneten Normsichtweiten der regenfreien Donnerstage eines Jahres von 15 bis 17 Uhr, rechts die entsprechende der Sonntage. Die Medianwerte unterscheiden sich um 36% des Sichtmittelwertes. Es ist dies etwa das Doppelte desjenigen Betrages, welcher nach dem Umfang der Beobachtungen statistisch nicht mehr gesichert ist. Im Durchschnitt setzt sich demnach innerhalb von zwei Tagen etwa ein Drittel des Gehaltes der Atmosphäre an trübenden Teilchen am Boden ab, obwohl außer der Industrie weitere ständig arbeitende Quellen trübenden Aerosols vorhanden sind.

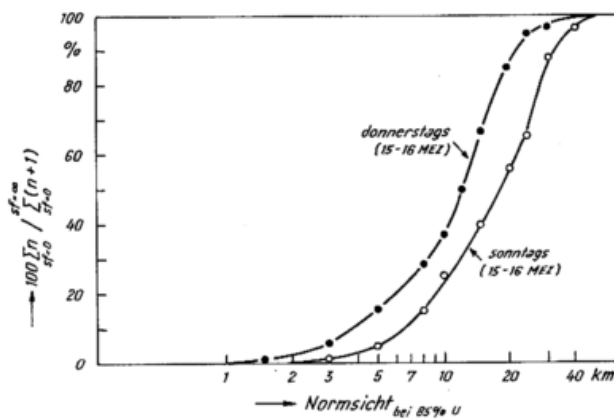


Abb. 14
Häufigkeitsverteilungen der auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten, welche vor und nach den Wochenenden eines Jahres gemessen worden sind

Bei einer Aufspaltung der Meßserie in zwei Gruppen, welche die regenfreien Wochenenden mit Landwind der Richtungen 1 bis 18 Strich und die regenfreien Wochenenden mit Seewind der Richtungen 22 bis 30 Strich enthalten, ließ sich feststellen, daß der Ausfall in Luftmassen kontinentaler Herkunft mit 39% des mittleren Gehaltes an trübendem Aerosol größer ist als in maritimen Luftmassen, in denen der Unterschied der Medianwerte von Donnerstag und Sonntag nur 21% ihres Mittelwertes betragen hat. Auffällig ist, daß die in der Häufigkeitsverteilung zum Ausdruck kommende Streuung der Aerosolkonzentrationen im Landwind um 80% größer ist als im Seewind.

Daß sich ein deutlicher Ausfall auch im Seewind offenbarte, zeugt davon, daß ein erheblicher Anteil des herangeführten Aerosols erst auf der relativ kurzen Strecke von der Küste bis Quickborn (circa 60 km) erzeugt worden ist; denn auf den zum Teil sehr langen Seewegen gibt es keine industrielle Aerosolproduktion. Luft, welche von den britischen Inseln über die Nordsee driftet, benötigt für die Reise gewöhnlich ein bis zwei Tage.

5. Vertikale Unterschiede der Konzentration trübenden Aerosols und der vertikale Austausch

Zur Messung der geringen Unterschiede der Normsicht zwischen zwei bodennahen Niveaus war eine genaue Aneichung beider Streulichtschreiber und die Überwachung ihrer Empfindlichkeit notwendig. Dazu wurden in 1,7 m Höhe, der Augenhöhe unserer stehenden Beobachter zwei Gestelle errichtet, auf denen die Geräte in mehreren Perioden durchschnittlich dreimal so lange betrieben worden sind als in den verschiedenen Niveaus zur Messung der vertikalen Sichtunterschiede.

Außerdem wurden die Geräte in den Gradient-Meßperioden zeitweilig vertauscht, um systematische Unterschiede zu eliminieren. Allerdings sind dabei wesentliche Verschiedenheiten der gemessenen vertikalen Gradienten vor und nach dem Austausch nicht gefunden worden, lediglich in der Urlaubszeit 1965 mußten Messungen unberücksichtigt gelassen werden, weil die Überwachung nicht hinreichend erschien.

Auch die Angleichgeschwindigkeit der Gebereinstellung an die vorhandene Sicht nach einer Verstellung von Hand ist überwacht worden. Sie unterschied sich bei den beiden Streulichtschreibern um 50%. Im Mittel wurden zur Einstellung circa 8 Minuten benötigt. Durch Veränderung von Brückenspannungen hätte man die Ausschläge beider Meßgeräte gleich machen können. Zur Zeitersparnis wurde hierauf verzichtet und der vom Meßbereich abhängige Empfindlichkeitsunterschied rechnerisch bei der Auswertung berücksichtigt.

Als zweites Meßniveau diente im Mai zunächst die Höhe von 0.3 m über dem Boden. Reflexe der Blitzlampe an Halmen wurden durch Abdecken mit einem schwarzen Samttuch vermieden. Mit zunehmendem Graswuchs wurde dies bodennahe Niveau aufgegeben und der zweite Streulichtschreiber in 30 m Höhe montiert, um weitere Informationen über die Sicht bei Hochnebelnagen zu gewinnen.

Für die Umrechnung der Normsicht auf eine relative Einheitsfeuchte von 85% wurden U-Werte mit Psychrometern dicht an den beiden Streulichtschreibern gemessen. Beim Entnehmen der Faktoren f aus der Tabelle 1 sind auch Bruchteile von % berücksichtigt worden.

Aus dem Mai liegen die Ergebnisse von 16 Meßtagen des vertikalen Sichtgradienten vor, vom Ende Juni und Anfang Juli 8 Tage und aus dem Oktober 6 Tage. Außerdem ist noch im September an zwei Tagen gemessen worden, leider mit unzureichender Aneichung, so daß diese Werte nur für Korrelationsrechnungen verwendet werden können.

5.1. Ergebnisse von Messungen vertikaler Normsichtunterschiede

Die mittleren stündlichen Unterschiede der auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten zwischen 1.7 und 30 m Höhe sind in Abbildung 15 in Prozent der mittleren umgerechneten Sichtweite f, S, getrennt für die vier Tagesquartale, als Summenfunktion der Häufigkeit eingetragen.

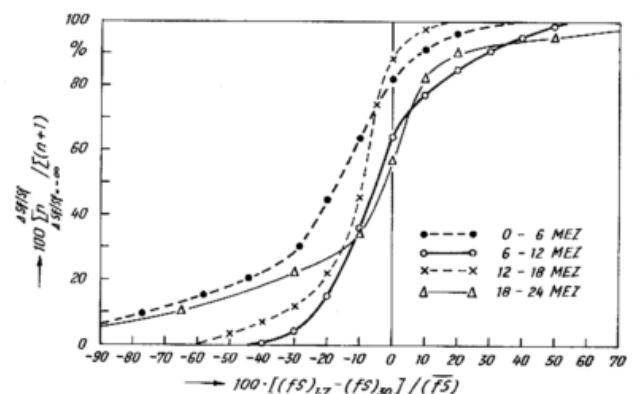


Abb. 15
Häufigkeitsverteilung des vertikalen Unterschieds stündlicher Mittelwerte der in 1.7 und 30 m Höhe gemessenen und auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten für die vier Quartale des Tages

Diese auf einheitliche Feuchtigkeit umgerechneten prozentuellen Sichtunterschiede haben vieles mit den in Quickborn gemessenen vertikalen Dampfdruckunterschieden gemeinsam, nämlich:

- a) Die Streuung ist für das Nachmittagsquartal am geringsten und am größten für Nacht. In Abbildung 15 ist $\sigma_{III} = 11\%$, $\sigma_I = 25\%$ und $\sigma_{IV} = 23\%$.
- b) Wie beim Austausch von Wasserdampf effektive Aufwärtsströme (Verdunstung) und effektive Abwärtsströme (Taubildung) möglich und von entsprechenden vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte begleitet sind, so kommen auch positive und negative Gefälle der Aerosolkonzentration vor.

Entsprechend der in Abbildung 2 erkennbaren Streuung des Anzeigenunterschieds zweier dicht benachbarter Streulichtschreiber ist auch die Streuung an den Nachmittagen, im Quartal III, zum größeren Teil auf Mängel der Geräte und weniger auf die Variation der Wetterbedingungen zurückzuführen. Wegen der großen Zahl von Stunden ist aber nur der dritte Teil des Medianwertes der dünn gestrichelten Kurve in Abbildung 15 statistisch nicht mehr gesichert. Die bedeutende nächtliche Vergrößerung der prozentuellen vertikalen Normsicht- und Aerosolkonzentrationsgefälle ist auf die kleinen nächtlichen vertikalen Austausch- oder Diffusionskoeffizienten zurückzuführen. Wie beim Wasserdampf finden wir nachts bei stärkerer Turbulenz geringe vertikale Gefälle, bei geringer Turbulenz aber große, die gewöhnlich mit geringen Reichweiten vertikaler Transporte, d. h. mit Konvergenzen oder Divergenzen der Austauschströme verbunden sind.

5.2. Der Austausch von Aerosol

Wir haben nun die Möglichkeit, die gemessenen vertikalen Gradienten der Konzentration trübenden Aerosols mit den zugehörigen vertikalen Diffusionskoeffizienten zu multiplizieren, um Aufschluß über vertikale Aerosoltransporte zu gewinnen. Folgende Bedenken stehen einem solchen Vorhaben im Wege:

- a) Wir hatten angenommen, daß die Dichte des trübenden Aerosols umgekehrt proportional der auf eine Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweite, f, S , sei:

$$N_A = k \cdot 1 / (f, S) \quad [2]$$

Mit dem beabsichtigten Verfahren würden wir vertikale Austauschströme erhalten, in welchen die unbekannte Konstante k steckt. Wir können aber wenigstens die Aerosol-Austauschströme auf die Dichte des in den unteren Schichten der Atmosphäre vorhandenen Aerosols beziehen. In solchen anteiligen Werten fällt die Größe k heraus.

- b) Wir müssen uns darüber klar sein, daß so errechnete Vertikalströme oder anteilige Vertikalströme von trübendem Aerosol die zuvor untersuchten Absinkvorgänge unberücksichtigt lassen.
- c) Wir haben zu bedenken, daß der Differenzenquotient zwischen 30 und 1.7 m Höhe nicht mit dem Differentialquotienten einer mittleren Höhe übereinzustimmen braucht. Hier hilft uns die Analogie weiter, die zwischen den Erscheinungen des Vertikaltransports von trübendem Aerosol und dem vertikalen Wasserdampfaustausch besteht.

Wir haben aus Feuchtwerten, die in 2, 13, 28 und 70 m Höhe gemessen worden sind, vertikale Dampfdruckprofile gezeichnet. Aus ihnen ließen sich die Differentialquotienten für 15 m Höhe ebenso wie die Differenzenquotienten zwischen 30 und 1.7 m Höhe entnehmen. In der Abbildung 16 ist der Quotient aus beiden Werten über dem jeweiligen vertikalen Austauschkoeffizienten eingezeichnet, welcher aus der vertikalen Windverteilung berechnet wurde. Die geschlossenen und offenen Kreise geben dabei an, ob Verdunstung herrschte oder ob infolge der Taubildung am Wiesenboden Wasserdampf nach unten befördert worden ist. Wir sehen aus Abbildung 16, daß die Quotienten einen Wert nahe 1.0 haben, solange Wasserdampf als Folge der Verdunstung

am Boden nach oben befördert worden ist, und daß die Differenzenquotienten und Differentialquotienten bei der Taubildung sehr stark verschieden waren. Verlässliche Aerosolaustauschrechnungen dürfen wir daher nur erwarten, wo die auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten in 30 m Höhe größer als in 1.7 m Höhe gefunden worden sind, was einer mit der Höhe abnehmenden Aerosoldichte entspricht. Allerdings ergaben sich bei den nächtlichen, nach unten gerichteten effektiven Aerosoltransporten stets sehr kleine Beträge. Mittelwerte des Transports, erstreckt über längere Zeiten, werden von ihnen nicht wesentlich beeinflusst.

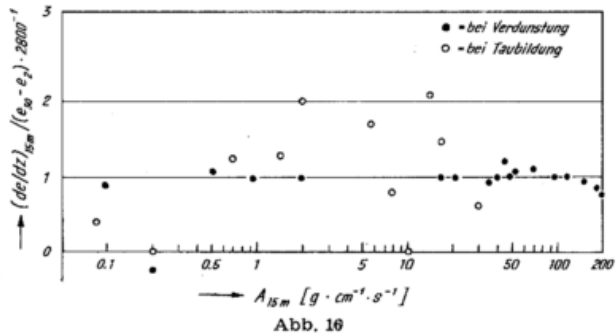


Abb. 16
Quotient aus den vertikalen Differentialquotienten und den vertikalen Differenzenquotienten der spezifischen Feuchte in Julnächten über dem vertikalen Austauschkoeffizienten in 15 m Höhe

Der turbulente Vertikalstrom von trübendem Aerosol pro Flächeneinheit des Boden und pro Sekunde ist:

$$I_A = K \cdot k \cdot [(f, S)_1 - (f, S)_2] / (z_1 - z_2), \quad [3]$$

wobei sich die Indizes 1 und 2 auf die beiden Meßniveaus beziehen.

Teilen wir gemäß a) die Intensität des Vertikalstroms durch die bodennahe Aerosolkonzentration, so ergibt sich für den Strom-Bezugswert:

$$I_A / N_A = K \cdot [1 - (f, S)_1 / (f, S)_2] / (z_1 - z_2). \quad [4]$$

Dieser Quotient hat die Bedeutung einer Anhebung der Aerosolatmosphäre pro Zeiteinheit, solange die bodennahe Aerosolkonzentration konstant bleibt, was in den hier interessierenden Zeiträumen annähernd zutrifft.

Die vertikalen Diffusionskoeffizienten K ergaben sich anhand einer früheren Untersuchung des Autors aus der Windscherung (6) mittels der Formel

$$K = (u^* / v_{0.5})^2 \cdot (z_{0.5} / z)^m \cdot v_{0.5} \cdot z / m \quad [5]$$

wobei für $u^* / v_{0.5}$ der empirische Wert von 0.14 eingesetzt wurde. Nachdem $v_{0.5}$ noch durch die in 10 m Höhe gemessene Windgeschwindigkeit und den Exponenten m der Wind-Höhen-Funktion ausgedrückt war, haben wir

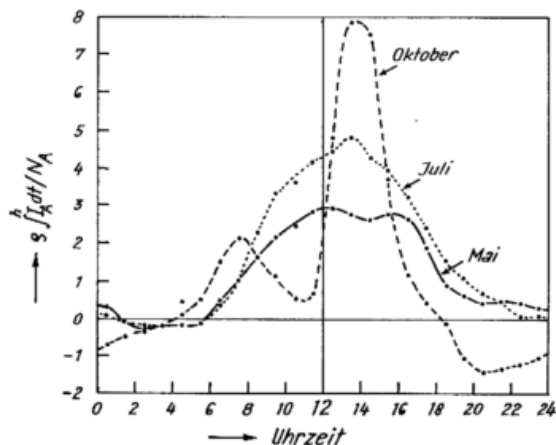


Abb. 17
Tagesgang der Aerosolproduktion am Boden der Meßwiese, bezogen auf die Dichte trübenden Aerosols in 1.7 m Höhe für Mai, Juli und Oktober

alle eingehenden Kombinationen von z und m zusammengefaßt und in einer Hilfstafel dargestellt. So ließen sich die vertikalen Diffusionskoeffizienten rasch aus der Windgeschwindigkeit in 10 und 28 m Höhe bestimmen.

Abbildung 17 gibt den mittleren Tagesgang des stündlichen vertikalen Aerosoltransports pro Flächeneinheit des Bodens, bezogen auf die bodennahe Aerosolkonzentration für die Meßtage des Mai, Juni/Juli und Oktober wieder. Allerdings ist hier die Aerosolteilchenzahl auf die Masseneinheit der Luft bezogen, so daß beim Bezug auf die Gleichung [4] die Ordinatenwerte noch durch die Luftdichte zu teilen sind.

Wie oben erläutert, ist der nächtliche Verlauf nur in den Maitagen exakt, in denen die beiden Meßniveaus 0.3 und 1.7 m Höhe gewesen sind. Wir können aber vermuten, daß bei starker Inversionsbildung im Oktober viele große Tröpfchen aus den windschwachen unteren Bodenschichten ausfielen, eine Konzentrationsverringerng herbeiführten und so auch austauschmäßig zu verstärktem abwärtsgerichtetem Aerosoltransport Anlaß gegeben haben.

Auch außer dem nächtlichen Vorzeichenwechsel des Stromes haben die Tagesgänge in Abbildung 17 Ähnlichkeiten mit dem Tagesgang des Wasserdampftransports, nämlich das starke Anschwellen während des hellen Tages und die Verschiebung des Maximums in den Nachmittag. Wir wollen deshalb auch einen quantitativen Vergleich durchführen, indem wir das pro Tag und Flächeneinheit des Bodens verdunstete Wasser in Beziehung zur Wasserdampfkonzentration der bodennahen Luftschichten setzen, d. h. indem wir

$$\int E \cdot dt / q \text{ bilden und mit } \int I_A \cdot dt / N_A \text{ vergleichen.}$$

Tab. 2

Vergleich der täglichen Neuproduktion von Wasserdampf (Verdunstung), bezogen auf die bodennahe spezifische Feuchte, mit der täglichen Aerosolproduktion am Boden, bezogen auf die Aerosolkonzentration pro Gramm Luft der unteren Schichten. Mittelwerte der Meßreihen.

(Gramm Luft pro cm² und Tag)

		$\int E \cdot dt / q$	$\int I_A \cdot dt / N_A$
Mai	1965	30.6	28.0
Juni-Juli	1965	37.2	40.6
Oktober	1965	22.7	25.2

Etwas anschaulicher ist ein Vergleich der mittleren täglichen Anhebungen durch die Verdunstung bei der Wasserdampf-atmosphäre mit der mittleren täglichen Anhebung durch die Aerosolproduktion am Boden bei der Aerosol-atmosphäre unter der Voraussetzung, daß die vertikale Verteilung der Konzentration erhalten bleibt, was natürlich nur angenähert der Fall sein kann.

Tab. 3

		Anhebung der Wasserdampf-atmosphäre pro Tag	Anhebung der Aerosol-atmosphäre pro Tag
Mai	1965	250 m	220 m
Juni-Juli	1965	295 m	320 m
Oktober	1965	180 m	200 m

Die Ähnlichkeit der Werte in den linken und rechten Spalten der Tabellen braucht nicht dafür zu sprechen, daß die Ursachen der Wasserdampfproduktion und der Aerosolbildung am Boden in engen Beziehungen stehen. Wenn sich bei beiden Prozessen eine derartige Verwandtschaft der Quotienten von Neubildung und bodennaher Konzentration einstellt, so spricht das lediglich dafür, daß auch die Höhen der sogenannten homogenen

Atmosphären beim Wasserdampf und bei Aerosol ziemlich gleich sind.

5.3. Die Produktion von trübendem Aerosol im Rahmen der Aerosolbilanz

Wollen wir wissen, was die oben gezeigten Anhebungen für die Bilanz des trübenden Aerosols bedeuten, so müssen wir herausfinden, welcher Bruchteil des Gesamtaerosols sich in ihnen befindet. Die vorliegenden Veröffentlichungen über die Kernkonzentration in verschiedenen Höhen sind — wie CH. JUNGE (7) bemerkt — wegen der Höhenabhängigkeit der systematischen Meßfehler mit Kritik zu betrachten. Die von LANDSBERG (8) gegebene Zusammenstellung der Ergebnisse von Kernzählungen durch Ballonfahrer ist hinsichtlich des Höhenbereichs am vollständigsten, jedoch in den untersten Schichten nicht repräsentativ, weil sich dort Freiballone gewöhnlich in einer Stadtdunsthöhe bewegen. Am zuverlässigsten erscheint noch der für 1500 m Höhe angegebene Wert dieser Serie, weil diese Höhe bereits über der Bodenschicht liegt, und hier der von JUNGE vermutete Fehler eines mit sinkendem Druck verstärkten Abfangens von Kernen in den Zuführungen der Kernzähler noch nicht sehr ausgeprägt sein kann. Wegen der Wirkung des horizontalen Austauschs sind in dieser Höhe auch besser ausgeglichene Werte zu erwarten als in geringeren Höhen. Wir nehmen an, daß in den Höhen unterhalb 1500 m Austauschgleichgewicht herrscht, d. h., daß die Profile der vertikalen Wasserdampf- und Aerosolverteilung gleiche Form haben. In einem Umschau-Kurzbericht (9) veröffentlichte HORST DRONIA Jahresdurchschnittswerte der vertikalen Wasserdampfverteilung über Berlin. Über der Flächeneinheit des Bodens liegen dort demnach im Durchschnitt 2.04 g Wasserdampf. Entsprechend dem Jahresgang des Dampfdruckes sind es im Sommer circa 2.75 g. Die Höhe der homogenen Wasserdampf-atmosphäre ist durchschnittlich 2.6 km. Der mittlere tägliche Niederschlag über unserem Meßfeld hat während der Meßperiode 2.43 mm Wasser zu Boden gebracht. Das sind 9% des Gesamtwassers der Atmosphäre, welche durch Verdunstung ersetzt werden mußten, um die durchschnittliche Verteilung zu erhalten. Sie entsprechen somit einer Anhebung um 234 m pro Tag, während der Mittelwert der Anhebungen in Tabelle 3 242 m pro Tag beträgt, eine recht befriedigende Übereinstimmung.

Bei der Aerosol-atmosphäre findet, wie wir in den Abschnitten 3. und 4. gesehen haben, sowohl ein mit dem Niederschlag eng verbundenes Auswaschen, wie auch ein ständiges Absinken der Aerosolteilchen statt. Deshalb wird die Höhe der homogenen Kernatmosphäre etwas geringer als diejenige der Wasserdampf-atmosphäre sein. Die erwähnte Verteilung nach LANDSBERG führt nach der beschriebenen Abänderung auf einen Wert von etwa 1.7 km, so daß die gefundene mittlere tägliche Anhebung einer Neuproduktion am Boden von 14% des Gesamtaerosols entspricht.

Der am Boden aufgefangene Niederschlag stellt den Gesamtverlust der Atmosphäre an Wasser dar, die am Boden beobachtete Sichtbesserung hingegen, aus welcher sich bei Wind von Land eine Auswaschrates von etwa 14%, bei Wind von See eine solche von etwa 10% ergeben hat, wird mit Sicherheit nicht in der gesamten Aerosol-atmosphäre gleich groß gewesen sein. Aus der vertikalen Kernverteilung und mittleren Werten für die Lage von Nimbuswolken haben wir abgeschätzt, daß die Fallwege der Regentropfen bei Wind von Land etwa circa 55% der homogenen Kernatmosphäre, bei Wind von See etwa 60% erfassen. Beim mittleren täglichen Niederschlag von 2.43 mm und den beobachteten Auswaschraten ergibt sich hiernach ein Gesamtverlust durch Niederschlag pro Tag von 19% bei Wind vom Inland und von etwa 14% bei Wind von der Küste.

Wir fanden somit bisher die folgenden Glieder einer örtlichen Aerosolbilanz:

- A. Tägliche Verluste
 durch Niederschlag: etwa $-16\frac{1}{2}\%$ ($= \frac{19+14}{2}$)
 durch Absinken: etwa -15%
 B. Tägliche Neuproduktion
 am Boden etwa $+14\%$

Wenn man den Stadtbereich von Hamburg unberücksichtigt läßt, findet man in der weiteren Umgebung kein auffälliges horizontales Sichtgefälle, so daß man folgern muß, daß circa 17% des Gesamtaerosols täglich durch anthropogene Quellen geliefert werden. Selbstverständlich kann diese Abschätzung nur einen sehr rohen Überblick geben. Sie macht aber deutlich, daß man mehr als bisher der Bildung trübenden Aerosols am Erdboden Beachtung schenken muß.

5.4. Zu den Ursachen der Produktion trübenden Aerosols am Boden

Wir haben in Abbildung 17 gesehen, daß $g \int_0^h I_A dt / N_A$ einen ausgeprägten Tagesgang mit einem Maximum gegen 13 Uhr MEZ besitzt.

Abbildung 18 gibt zur Eliminierung des Tagesganges, welchen auch der Nenner N_A besitzt, auch noch den Tagesgang des Produktes $g \cdot k \int_0^h I_A dt$, welches die mit einem unbekanntem Faktor k multiplizierte Zahl der von der Flächeneinheit des Bodens innerhalb einer Stunde vom Boden in die Atmosphäre steigenden Teilchen trübenden Aerosols darstellt.

Auch hier liegt das Maximum am Nachmittag, wie bei der Evapotranspiration des Wiesenbodens. An den stündlichen Einzelwerten, aus welchen der dargestellte mittlere Tagesgang errechnet worden ist, konnten wir feststellen, daß die Ergiebigkeit der Neuproduktion enger mit der Wurzel aus der Windgeschwindigkeit korreliert ist als mit der ersten oder gar zweiten Potenz. Dies spricht gegen die Annahme, daß vom Winde feindisperses Aerosol hochgewirbelt wird, welches sich vorher an Pflanzen- oder Bodenflächen abgesetzt hat. Wohl

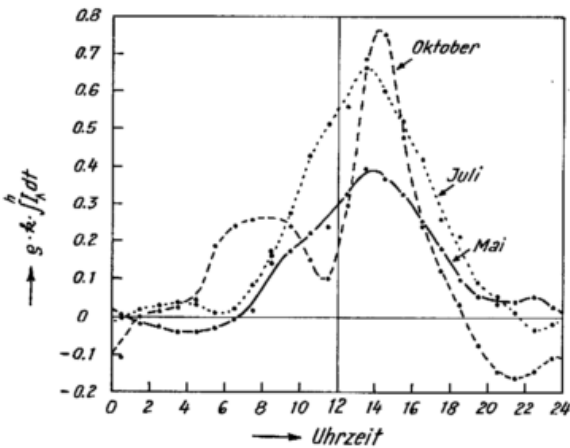


Abbildung 18 Tagesgang der Produktion trübenden Aerosols am Boden in willkürlichen Einheiten für Mai, Juli und Oktober. (k hat im cm⁻¹, g, s-System die Größenordnung 10⁵, hier 10⁴, da in Formel [3] die Sicht in km eingesetzt ist.)

aber wächst die Aerosolproduktion, wie auch die Verdunstung, mit der psychrometrischen Differenz, d. h. mit der Trockenheit der Luft. Aufschlußreich ist ein in Abbildung 19 dargestellter Zusammenhang.

Es sind hier aus dem Mai 1965 sechsstündige Aerosolflüsse pro cm² vom Boden in die Atmosphäre, bezogen auf die herrschende Aerosoldichte über dem mittleren Produkte aus der Wurzel aus der Windgeschwindigkeit und der psychrometrischen Differenz während dieser Flüsse aufgetragen. Die Meßwerte sind durch Ziffern

ersetzt, welche den Abstand vom letzten Regen in Tagen angeben. Deutlich ist zu erkennen, daß die Aerosolproduktion am Boden bei gleichen meteorologischen Bedingungen mit dem Abstand vom letzten Niederschlag anwächst. Bei der Verdunstung war es umgekehrt. Es ist möglich, daß Aerosolteilchen oder die zu ihrer Bildung erforderlichen Gase oder Substanzen mit der

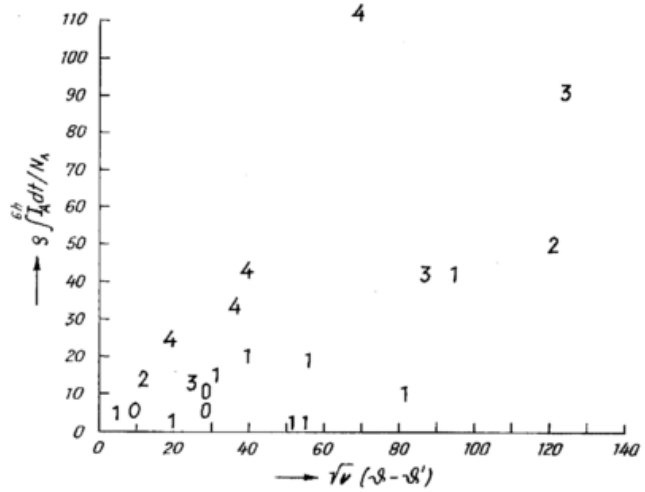


Abbildung 19 Aerosolproduktion in 6 Stunden, bezogen auf die Aerosolkonzentration in 1,7 m Höhe, als Funktion des Produktes $v^{1/2} \cdot (\theta - \theta')$ für verschiedene Abstände vom letzten Regen, gemessen in Tagen

Bodendurchlüftung austreten, und zwar um so stärker, je weniger die Bodenkapillaren mit Wasser verstopft sind. Wie Abbildung 19 zeigt, ist die Produktion trübenden Aerosols eng mit dem Produkte $v^{1/2} \cdot (\theta - \theta')$ verbunden, welches proportional dem sogenannten Ventilationsgliede der Evapotranspiration ist. In einer früheren Untersuchung des Autors (10) war nämlich die Verdunstung in zwei Glieder zerlegt worden, von denen das erste mit der Strahlungsbilanz — genauer mit $(Q-B)$, wobei $B \ll Q$ — proportional ist, während das zweite von den Bedingungen der Ventilation des Pflanzenbestandes abhängt. Setzen wir statt der Verdunstung den Aufwand an Verdampfungswärme ein, so war

$$\int E dt = a \int (Q-B) dt + b \int \sqrt{v} \cdot (\theta - \theta') \cdot T dt \quad [6]$$

G. HOFMANN (11) konnte dies Ergebnis auf theoretischem Wege deuten, und zeigen, daß der Faktor a von der Temperatur abhängt (in Quickborn variiert a zwischen 0.4 und 0.6). Die Wurzel aus v erwies sich für Windgeschwindigkeiten bis herab zu 0.6 m/s als brauchbare Näherungsfunktion für die Windabhängigkeit der Wärme- bzw. Stoffübergangszahl zwischen der Oberfläche und der Luft. Bei Verwendung der in 2 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeiten v in cm · s⁻¹ hat der hydrodynamische Faktor b einen Wert von 0.00161, bei Verwendung der in 10 m Höhe gemessenen Windwerte tagsüber etwa den Wert 0.0014, wenn T in Minuten gemessen wird. Für nicht voll benetzte Flächen der Bodenbedeckung sind die Summanden von [6] noch mit einem Benetzungsfaktor zu multiplizieren, welcher kleiner als eins ist und bei geschlossenem Bewuchs des Bodens mit lebenden Pflanzen nicht unter 0.65 sinkt.

Wir konnten zeigen, daß das erste Glied der Evapotranspiration, das Strahlungsglied, keine Rolle bei der Aerosolproduktion spielt; denn deren Ergiebigkeit ist wesentlich enger mit dem Ventilationsgliede korreliert als mit der Gesamtverdunstung. Das zeigt die folgende Tabelle 4. Sie enthält in der Spalte 2 den Korrelationskoeffizienten zwischen der Menge aufsteigenden Aerosols und der gleichzeitigen Evapotranspiration, R (I_A, E), in Spalte 3 den Korrelationskoeffizienten zwischen der Menge aufsteigenden Aerosols und dem Ventilations-

gliede der Verdunstung, in Spalte 4 den Quotienten aus der Ergiebigkeit der Aerosolproduktion während sechs Stunden und der gleichzeitigen Ergiebigkeit der Evapotranspiration und endlich in Spalte 5 den Quotienten aus der Ergiebigkeit der Aerosolproduktion und der Er-

giebigkeit allein der Ventilationsverdunstung, ebenfalls während jeweils sechs Stunden. Wegen der günstigen Meßniveaus im Anfang des Mai konnte hier noch zwischen den Zeiten des hellen Tages und der Nacht unterschieden werden.

Tab. 4

Korrelationskoeffizienten zwischen der Ergiebigkeit der Aerosolproduktion am Boden und der Gesamtverdunstung $R(I_A, E)$, Spalte 2, sowie dem Ventilationsverdunstungsglied $R[I_A, \sqrt{v}(\vartheta - \vartheta')]$, Spalte 3, und Quotienten aus der Ergiebigkeit der Aerosolproduktion am Boden und der Gesamtverdunstung $\frac{\rho \cdot k \int I_A dt}{\int E dt}$, Spalte 4, und der gleichen Ergiebigkeit und der Ventilationsverdunstung $\frac{\rho \cdot k \int I_A dt}{360 b \sqrt{v}(\vartheta - \vartheta')}$, Spalte 5.

Monat	2. $R(I_A, E)$		3. $R(I_A, \sqrt{v}(\vartheta - \vartheta'))$		4. $\frac{\rho \cdot k \int I_A dt}{\int E dt}$		5. $\frac{\rho \cdot k \int I_A dt}{360 b \sqrt{v}(\vartheta - \vartheta')}$	
	tags	nachts	tags	nachts	tags	nachts	tags	nachts
1965								
Mai	0.41	0.38	0.43	0.61	0.0275		0.0802	0.023
Juni — Juli	0.33		0.38		0.0255		0.0844	
September	0.28		0.42					
Oktober	0.42		0.53		0.068		0.106	

Die Korrelationskoeffizienten der Spalte 3, welche das Produkt $v^{1/2}(\vartheta - \vartheta')$ enthalten, sind durchschnittlich 20 Prozent größer als diejenigen der Spalte 2. Der Unterschied ist nachts im Mai und im Herbste besonders ausgeprägt. Auch die Quotienten mit dem Ventilationsgliede der Verdunstung aus Spalte 5 links stimmen miteinander besser überein als die Quotienten, welche die Gesamtverdunstung im Nenner enthalten. Daß der letzte Wert in Spalte 5 mit 0.106 größer ist als diejenigen aus den Monaten Mai, Juni und Juli ist offenbar durch die Trockenheit des Bodens verursacht, welche sich bereits in der Abbildung 19 als förderlich für eine starke Produktion trübenden Aerosols am Boden erwiesen hat. In den 18 Tagen, welche der Oktober-Meß-Serie vorangegangen waren, hat es nämlich nur einmal geregnet und auch dies nur mit einer Niederschlagsmenge von 0.3 mm.

Die Strahlungsbilanz spielt nach diesen Befunden für die Aerosolbildung am Boden keine, oder doch nur eine sehr untergeordnete Rolle, was nicht ausschließt, daß die kurzwellige Strahlung des hellen Tages die Neubildung begünstigt, sind doch die Quotienten der Spalte 5 im Mai für den hellen Tag bedeutend größer als für die Nacht.

W. SCHMIDT (12) hatte bereits im Jahre 1925 Rechnungen über die Ausbreitung von Pollen angestellt, R. RASSMUSSEN und F. W. WENT (13) haben pflanzliche hygroskopische Stoffe im Wolkenniveau festgestellt. Sie zogen daraus weitgehende Schlüsse auf den Ursprung sommerlichen Dunstes. Wir konnten eine ziemlich regelmäßige Neubildung trübenden Aerosols am Boden nachweisen, ohne Näheres über seine Beschaffenheit sagen zu können. Wir hoffen, daß die hier mitgeteilten Befunde über meteorologische Zusammenhänge bei späteren Untersuchungen, welche wahrscheinlich das Rüstzeug der SpurencHEMIKER erfordern, von Wert sind.

In den Abbildungen 17 und 18 findet sich im Tagesgang der Ergiebigkeit bodennaher Produktion von trübendem Aerosol ein sekundäres Minimum gegen 11 Uhr MEZ. Wir werden hierauf später eingehen.

6. Über die Abhängigkeit der Dichte trübenden Aerosols bei Quickborn von der Windrichtung und Windgeschwindigkeit

Der Austausch mit höheren Luftschichten, deren Strömungsrichtung von lokalen Zirkulationen wenig beeinflusst wird, erweist sich für die Aerosoldichten in

Bodennähe oft wesentlicher als starke Quellen größeren Abstandes, auf welche die Fahne des Windmessers in zehn Meter Höhe zeigt. Deshalb verliefen Versuche, allein mit den Windwerten aus 10 m Höhe einfache Gesetzmäßigkeiten zu finden, wenig erfolgreich. Im Frühjahr 1965 ließ Herr Dr. KOHLSCHE eine Windfahne in 70 m Höhe montieren.

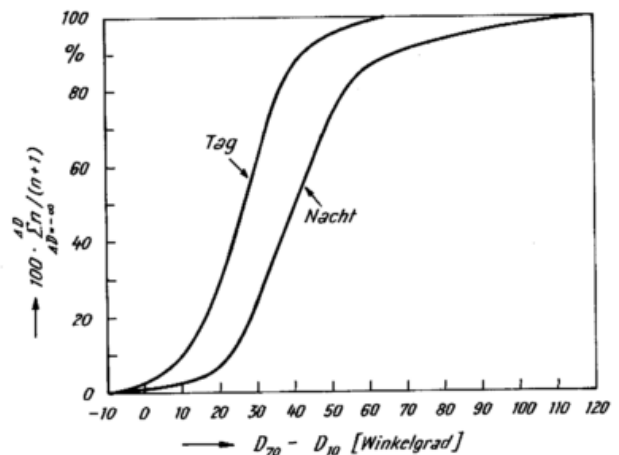


Abb. 20
Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungsunterschiede zwischen 70 und 10 m Höhe, getrennt für Tag und Nacht

Abbildung 20 zeigt die Abweichungen der Windrichtung dieses Niveaus von derjenigen in 10 m Höhe. Getrennt für Tag und Nacht sind Häufigkeitsverteilungen der Abweichungen als Summenfunktionen aufgetragen. Die Einzelwerte können mit einem konstanten Justierungsfehler von 4° und veränderlichen Fehlern der Auswertung bis zu einem Strich behaftet sein. Die Ergebnisse schwanken aber weit stärker und der Unterschied der Medianwerte für Tag und Nacht ist weit größer als mit der 3 σ -Grenze des Zufalls erklärbar ist. Nachts kommen die Unterschiede zeitweise sogar 90° nahe. Weil das analysierte Beobachtungsmaterial noch ohne eine Windfahne in 70 m Höhe gewonnen worden ist, wurde der Untersuchung die Richtung des geostrophischen Windes zugrundegelegt, welche den Null-Uhr- und Sechs-Uhr-Wetterkarten des täglichen Wetterdienstes entnommen worden ist. In der Zeit starken Austausches, besonders Nachmittags sind die Windrichtungsunterschiede verschiedener Höhen relativ klein, so daß die in 10 m Höhe gemessenen Windrichtungswerte mit einem empirischen Zuschlag berücksichtigt werden konnten.

Abbildung 22 enthält Schwerpunktwerte der auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten, getrennt nach Windgeschwindigkeitsstufen von 2 m/s und nach übergreifend gemittelten Stufen der geostrophischen Windrichtung in Strich. Im oberen Teil der Abbildung befindet sich eine Aufzählung orographischer Merkmale, welche als Quellen oder Senken von Aerosol eine Rolle für die Sichtweite spielen können. Eine Wohnbaracke, welche im NNE des Meßfeldes gelegen war und sich im Januar noch in der winterlichen Dunstverteilung (1) bemerkbar gemacht hatte, ist inzwischen abgerissen worden. Zur Abbildung 22 gehört die Tabelle 5, welche auch noch Auskunft über die Zahl der Meßwerte und die Streuung um den Medianwert gibt. An den Streuungswerten ist dort, wo von Stufe zu Stufe ein Anstieg oder Abfall der Medianwerte sicher ist, eine trend-Korrektur angebracht worden.

In 70 m Höhe sind geringe Windgeschwindigkeiten selten. In den Windstufen oberhalb 2 m/s nimmt die prozentuelle Streuung mit steigender Windgeschwindigkeit von etwa 22% auf nur etwa 7% der Medianwerte ab, in der untersten macht sie circa 43% aus. Den Grund für diese der Nebelvorhersage hinderliche Tatsache untersuchen wir in einem späteren Abschnitt. Je stärker der Wind ist, um so größer wird die auf 85% relative Feuchte umgerechnete Normsicht gefunden. Im Nordwestsektor tritt das besonders deutlich hervor, aber auch bei den Windrichtungen von 31 über Nord bis 20 Strich wachsen die Schwerpunktwerte der einzelnen Stufen von links nach rechts, deren Mittelwerte 2,30, 2,55, 3,79, 5,56 und 6,17 km betragen, obwohl bei Wind von ENE einige Male relativ gute Sicht aufgetreten ist, welche zu der Überschneidung der Kurven in Abbildung 22 geführt hat. In der Tabelle 5 sind Stellen, an denen der Normsichtzuwachs von einer Windstufe zur nächsten auch statistisch gesichert ist, durch zusätzliche Striche der Spaltenteilung markiert. Obwohl die Hamburger Dunstfahne im Sommer dem Auge kaum auffällt, tritt sie in Abbildung 22 deutlich in Erscheinung.

6.1 Zeitliche Normsichtänderungen am hellen Tage, umgerechnet auf die relative Einheitsfeuchte von 85 %.

Als Erklärung für die Abhängigkeit der Aerosoldichten von der Windgeschwindigkeit bietet sich die Tatsache an, daß die Höhe der Grenzschicht, in welcher eine von der Bodenreibung des Windes verursachte Turbulenz herrscht, mit zunehmender Windgeschwindigkeit wächst, mit abnehmender schrumpft. So kann sich von unten kommendes Aerosol mehr oder weniger hoch ausbreiten. Bei Abflauen des Windes und Nachlassen der Turbulenz in höheren Schichten wird das im Abschnitt 4 behandelte Absinken trübenden Aerosols für eine langsame Rückkehr sorgen. Auch das neu zugeführte Aerosol wird für eine zunehmende Konzentration in den unteren Schichten führen.

Wir wollen den zeitlichen Gang der Aerosoldichte im einzelnen betrachten und dabei diejenigen Fälle unberücksichtigt lassen, in denen Niederschläge durch Auswaschen Einfluß auf die Aerosoldichten nehmen konnten. Auch die Nachtzeiten lassen wir zunächst außer Betracht. In der verbleibenden Reihe mittlerer stündlicher Windgeschwindigkeiten und umgerechneter Normsichtwerte wurden die Wendepunkte der Windbeschleunigung, d. h. aufeinanderfolgende Maxima und Minima der Windgeschwindigkeit aufgesucht.

In Abbildung 23 sind die aufeinanderfolgenden prozentuellen und auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtänderungen $100 \cdot \Delta(f \cdot S) / (f \cdot S)$ über den zugehörigen prozentuellen Windgeschwindigkeitsänderungen $100 \cdot \Delta v / \bar{v}$ aufgetragen. Die Meßpunkte sind durch kleine Ziffern ersetzt. Sie bedeuten den Quotienten aus dem mittleren Produkt $v^{1/2} \cdot (\vartheta - \vartheta')$ und dem

vertikalen Austauschkoeffizienten aus 15 m Höhe. Das genannte Produkt kennen wir bereits aus dem Abschnitt 5.2. Es war angenähert proportional der Ergiebigkeit der Aerosolproduktion am Boden. Der vertikale Aus-

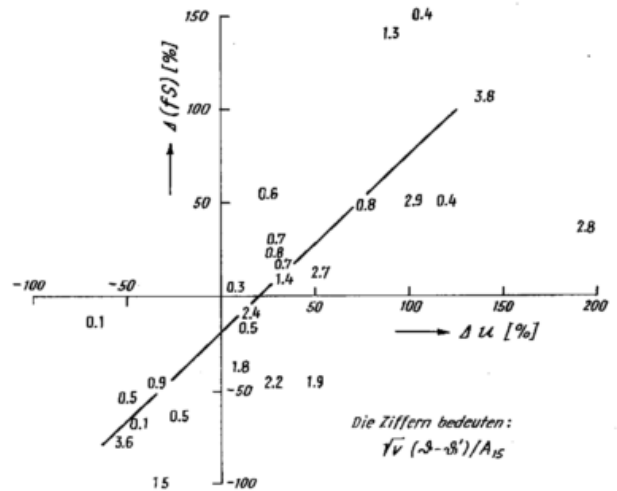


Abb. 23

Prozentuelle Änderungen der auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsichtweiten in 1,7 m Höhe über den gleichzeitigen prozentuellen Windgeschwindigkeitsänderungen in 70 m Höhe für regenfreie Zeiten am hellen Tage im Juli

tauschkoeffizient $A = \varrho \cdot K$ steht im Nenner; denn mit $1/A$ wächst die vertikale Sichtzunahme mit der Höhe, bzw. die zeitliche Zunahme der Aerosolkonzentration in großen Zügen. So sehen wir denn auch auf Abbildung 23 im oberen Teil der Werte-Wolke bevorzugt Ziffern mit niedrigeren Werten als im unteren Teil. Die eingezeichnete Regressionsgerade scheidet die Ordinate bei einem Wert von -19% , welcher der mittleren Sichttrübung durch Neubildung von Aerosol innerhalb der hier vertretenen Zeitabschnitte des Windganges entspricht. Der Steigung der Geraden entsprechend, war die prozentuelle Sichtänderung gerade etwas gleich der prozentuellen Windgeschwindigkeitsänderung.

Bezeichnen wir den vertikalen Abstand der Meßwerte in Abbildung 23 von der Geraden als $\Delta (\Delta f \cdot S) / (f \cdot S)$, so ist der Korrelationskoeffizient

$$R [\Delta (\Delta f \cdot S) / (f \cdot S), v^{1/2} \cdot (\vartheta - \vartheta') / A_{15}] = -0.45$$

Die Strammheit des Zusammenhangs der zeitlichen Sichtänderungen mit den Produktions- und Ausbreitungsbedingungen ist demnach nach Eliminierung der einfachen Windgeschwindigkeitsabhängigkeit gerade so groß wie der in Tabelle 4, Spalte 3 enthaltende mittlere Korrelationskoeffizient zwischen der Aerosolproduktion pro Zeit- und Flächeneinheit des Bodens und den Ventilationsbedingungen $v^{1/2} \cdot (\vartheta - \vartheta')$, hat aber natürlich das umgekehrte Vorzeichen.

Hatten wir bisher die Produktionsrate von neuem Aerosol nur aus dem vertikalen Normsichtgradienten und dem Vertikalaustausch bestimmt, so wollen wir nun noch prüfen, wie weit sie sich an den geringen zeitlichen Änderungen der Normsicht bestätigt, die nach Abb. 23 nicht mit Änderungen der Windgeschwindigkeit erklärt werden können.

Berücksichtigen wir die Länge der Zeitabschnitte von Wendepunkt zu Wendepunkt der Windbeschleunigung, so ergibt sich für konstante Windgeschwindigkeit eine stündliche Normsichtänderung um $-4,9 \pm 2\%$.

Das mittlere Produkt $v^{1/2} \cdot (\vartheta - \vartheta')$ war in diesen Zeiten zu $77 [(cm/s)^{1/2} \cdot ^\circ C]$ gemessen. Berechnen wir die einstündige Produktion pro Flächeneinheit des Bodens $k \int I_A dt$ mit einem mittleren Quotienten aus den Werten in Tab. 4, Spalte 5 links, multiplizieren wir sie mit der mittleren reduzierten Normsicht der Beobachtungszeit (etwa 10 km) und teilen wir dies Produkt durch die

für eine Verstärkung des Austauschs. Wir prüfen das mittels der Abbildung 26.

In ihr sind die prozentuellen Änderungen der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten während der Zeit von 9¹/₂ bis 02¹/₂ Uhr MEZ aus dem Juli 1964 über dem vertikalen Austauschkoeffizienten in 15 m Höhe aufgetragen. Diesen Änderungen liegen übergreifend gemittelte stündliche Werte zu Grunde. Den Einfluß der Windgeschwindigkeitsänderungen auf die Sicht haben wir vor dem Eintragen der Werte in Abbildung 26 entsprechend der Steigung der Regressionsgeraden in Abbildung 23 berücksichtigt. Bei Austauschkoeffizienten, die größer als $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ sind, finden wir in Abbildung 26 mittlere nächtliche Zunahmen der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsicht, bzw. Abnahmen der Konzentration trübenden Aerosols von 35 bis 40 % innerhalb der 5 Nachtstunden. Das ist eine Folge des Fortbestehens der vertikalen Mischung bei der abendlichen starken Abnahme der Aerosolproduktions-Ergiebigkeit. Ein Ausfallen größerer Teilchen ist ebenfalls nicht ausgeschlossen.

Bei kleineren Austauschkoeffizienten finden wir dagegen Normsichtänderungen, welche auf eine mittlere Erhöhung der Aerosolkonzentration um 70 %, entsprechend 14 %/h schließen lassen. Wir vergleichen sie mit den Konzentrationserhöhungen, welche sich am hellen Tage gemäß Abbildung 23 ergeben hatten, und welche angenähert proportional dem Produkt $v^{1/2} \cdot (\vartheta - \vartheta^*)/A_{15}$ gefunden waren. Am oberen Rande der Abbildung 26 haben wir hierzu Mittelwerte der Größe $v^{1/2} \cdot (\vartheta - \vartheta^*)/A_{15}$ für drei Bereiche der Abszisse angeschrieben. Gegenüber den Tageswerten sind sie im mittleren Bereich mit 65 sehr hoch. Selbst, wenn wir berücksichtigen, daß entsprechend Tabelle 4, Spalte 5 nachts bei gleichen meteorologischen Wind- und Feuchteverhältnissen pro Flächen- und Zeiteinheit nur etwa ein Drittel der Aerosolergiebigkeit des hellen Tages erreicht wurde, so müßte es doch zu einer Verschlechterung der Sicht gekommen sein, die noch beträchtlich größer ist als die beobachtete. Alle Anzeichen sprechen für ein unvollständige Kompensation der durch die Aerosolzufuhr von unten bedingten starken Konzentrationserhöhung durch einen Ausfall von Aerosolteilchen. Besonders in der ersten Nachthälfte nimmt die relative Feuchte mit der Höhe ab, so daß die Sinkgeschwindigkeit der stark quellenden Teilchen im Gegensatz zu den mit Abbildung 9 beschriebenen Verhältnissen mit Annäherung an den Boden zunimmt. Daß in der Abbildung 26 der nächtliche

Rückgang der Aerosolkonzentration bei kleinsten vertikalen Austauschkoeffizienten im Mittel etwas kleiner ist als im mittleren Teil, liegt offenbar an der geringeren Neuproduktion von Aerosol bzw. kleineren Werten von $v^{1/2}(\vartheta - \vartheta^*)/A_{15}$.

Es wurde versucht, den nächtlichen Aerosolausfall auch unmittelbar nachzuweisen, in dem wir die Aerosolkonzentration gegen 21 Uhr mit derjenigen verglichen haben, welche zwei Stunden nach Sonnenaufgang vorhanden ist. Es ist das eine Morgenzeit, in welcher die nachts entstandene Bodeninversion gerade nur bis zur Höhe einiger Dekameter aufgelöst ist, während die darüber befindlichen Schichten mit ihrer stabilen Schichtung eine höher reichende Mischung verhindern. Zu diesen beiden Zeiten sind im Sommer die vertikalen Gradienten der Aerosolkonzentration in den untersten Schichten noch bzw. bereits wieder klein, so daß der Vergleich eine Art Gesamtbilanz der Nacht liefert.

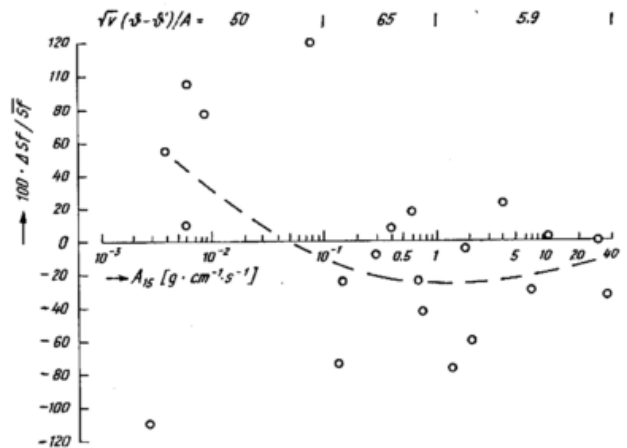


Abb. 27
Prozentuelle Änderung der auf 85% relative Feuchte umgerechneten Normsicht von 21 bis 6 Uhr nachts im Juli über dem vertikalen Austauschkoeffizienten

Auch in Abbildung 27 dient als Abszisse der mitternächtliche Austauschkoeffizient in 15 m Höhe. Wir sehen aus ihr, daß im mittleren Bereich während der ganzen Nacht die Aerosolkonzentration gegen den Abend im Mittel nur um 40 % zugenommen hat, während es gegen 2 Uhr noch 70 % gewesen sind. Diese relative Verringerung um etwa 30 % kann mit dem Teilchenausfall erklärt werden. Beim kleinsten Vertikalaustausch der

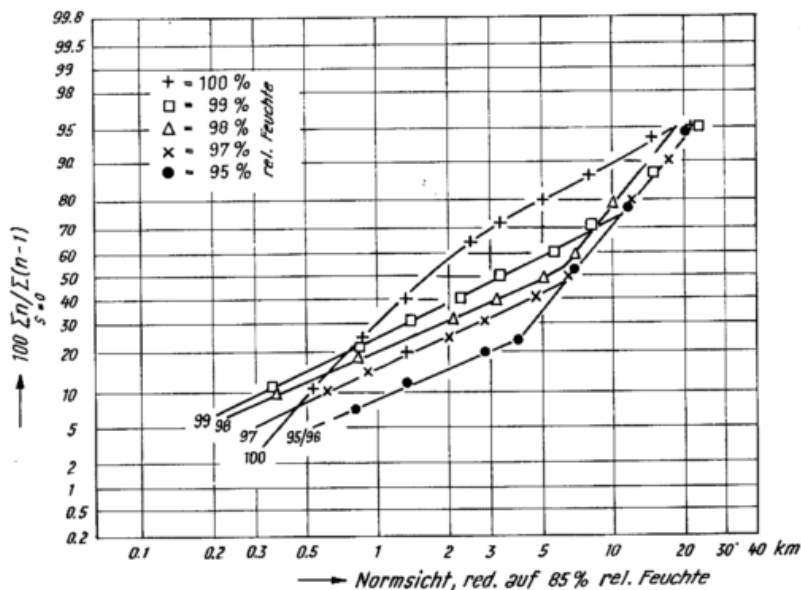


Abb. 28
Häufigkeitsverteilungen der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten für verschiedene Feuchteniveaus

Nacht ergibt sich auch gegenüber der Abendzeit eine Verringerung der Aerosolkonzentration, bzw. eine Verbesserung der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtwerte, nämlich im Mittel um 50 %. Eigentlich sind es noch mehr; denn der am weitesten unten links gelegene Meßwert sollte unberücksichtigt gelassen werden, weil zwischen den Vergleichsterminen eine Drehung der Windrichtung von WzN auf SSE erfolgte, welche relativ dichtes Aerosol von der Stadt Hamburg nach Quickborn kommen ließ.

Schließlich kommt der Effekt des nächtlichen Teilchenausfalls auch noch in den Häufigkeitsverteilungen der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten zum Ausdruck, welche bei verschiedenen sättigungsnahen relativen Feuchten gewonnen sind.

Die Verteilung bei 96 % relativer Feuchte unterscheidet sich nicht von derjenigen niedriger Feuchteniveaus. Bei den nächsthöheren Niveaus verschieben sich die Medianwerte etwas nach links, doch bleibt die Form im wesentlichen erhalten. Diese Verschiebung kann durch die in Abbildung 3 beschriebenen Vorgänge, sowie durch eine unausgeglichene Häufigkeit der über verschiedenen ergiebige Quellgebiete führenden Windrichtungen hervorgerufen sein. Die Verteilung bei 100 % relative Feuchte besitzt dagegen auch eine wesentlich andere Form, indem die besonders kleinen Normsichtweiten, bzw. die größten Aerosoldichten, welche man gerade bei der Sättigung erwartet, seltener vertreten sind als bei den geringeren Feuchteniveaus. Diese Erscheinung erklärt sich zwanglos mit dem Ausfall der am stärksten gequollenen Tröpfchen.

Wir haben an dieser Stelle noch auf den eigenartigen Tagesgang des vertikalen Aerosolflusses pro Zeit- und Flächeneinheit einzugehen, welchen in den Abbildungen 17 und 18 der Oktober besitzt. Wir sahen dort einen Anstieg der Quellstärke gegen Sonnenaufgang, während des Vormittags einen Rückgang und erst gegen 11 Uhr MEZ einen steilen Anstieg, dem das nachmittägige Maximum folgt. Dieser Gang kam nicht erst bei der Mittelwertbildung für die Gesamtzeit heraus, sondern ist bei jedem Meßtage erkennbar. Er steht mit der Auflösung der nachts gebildeten Bodeninversion in Verbindung. Wie bereits oben betont, wird zur Auflösung der nachts entstandenen Bodeninversion eine gewisse Zeit benötigt, die sich bei der schwachen Strahlungsbilanz des Oktober bis dicht an den Mittag erstreckt. Während dieser Auflösungszeit findet in den unteren erwärmten Schichten eine lebhafte Durchmischung statt, während die oberliegenden Reste der Inversion eine Sperrschicht für den Vertikalaustausch darstellen. So wirkt sich die morgens beginnende verstärkte Produktion von trübendem Aerosol in den Stunden bis 11 Uhr vorwiegend in einem zeitlichen Anstieg der Aerosoldichten in 1,7 und 30 m Höhe aus. Erst wenn die Inversion ganz aufgelöst ist, kann sich eine größere Sichtzunahme mit der Höhe einstellen, womit die zeitliche Zunahme der Aerosolkonzentration zugunsten eines großen vertikalen Aerosolflusses ihr Ende findet. Beim Vertikalaustausch von Schwefeldioxyd-Gas, welches vorwiegend aus höheren Schloten ausgestoßen wird, liegen die Verhältnisse nach einer Mitteilung von R. REIDAT (15) etwas anders. Wir mußten bei der Berechnung des Tagesganges der Aerosolproduktion die Meßwerte des 26. ganz unberücksichtigt lassen, weil überhaupt keine völlige Inversionsauflösung eingetreten ist. Die Produktionsergiebigkeit hätte sich hier nur erfassen lassen, wenn für die Ermittlung der Differenzenquotienten zwei sehr bodennahe Niveaus benutzt wären. Bei der starken Winddrehung mit der Höhe lag an diesem Tage der Sichtmesser in 30 m Höhe noch in einer Winddrift von Hamburg, während der untere von reinerer Luft bespült worden ist. In Hamburg sind zu dieser Zeit bereits viele Öfen beheizt.

Zusammenfassend stellen wir fest, daß gerade in der Hauptnebelzeit, nämlich in der Nacht, für welche wir uns im Interesse einer möglichst einfachen Nebelvorhersage konstante Werte des trübenden Aerosols wünschen, besonders starke Schwankungen auftreten. Obwohl nachts am Boden nur wenig Aerosol erzeugt wird, führen doch in Nächten mit effektiver Ausstrahlung des Bodens sehr geringe Werte der turbulenten vertikalen Diffusionskoeffizienten zu starker Anhäufung trübender Teilchen in den untersten Luftschichten, ein Vorgang, welcher vom Ausfallen stark gequollener Teilchen nur zum Teil kompensiert werden kann. Eine Abriegelung des Bodens könnte zu einer Verbesserung der Sichtverhältnisse führen.

Für die Sichtprognose ist wichtig, den Rückgang vertikaler Austauschkoefizienten auf Werte unter $1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ rechtzeitig zu erfassen. Nach unseren Beobachtungen wurden solche Werte noch erreicht, als in einer wolkenlosen Nacht die geostrophischen Windgeschwindigkeit 11 m/s war.

6.3. Zur Abhängigkeit der Normsichtweiten vom Küstenabstand

Wir wenden uns wieder der Abbildung 22 zu, welche die Windgeschwindigkeitsabhängigkeit der auf eine Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten erkennen läßt. Bei einer früheren Analyse der Normsicht, welche in der winterlichen Hamburger Stadtdunstoffahrt auftrat (1), hatten wir erkannt, daß die Aerosolkonzentration in Quickborn umgekehrt proportional der $3/2$ ten Potenz der Windgeschwindigkeit, $v^{-3/2}$ ist. Unter den neuen Normsichtbeobachtungen des Sommers sind besonders viele bei Nordwestwind gewonnen. Sie lassen ebenfalls allgemeine Gesetzmäßigkeiten erkennen. Bei Windrichtungen zwischen 22 und 31 Strich traten die höchsten Normsichtwerte auf und auch die höchsten Windgeschwindigkeiten. Es erstreckt sich aber die in Abbildung 22 zutage getretene Steigerung der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Sicht bei Anstieg der Windgeschwindigkeit nur bis zu Windwerten von etwa 7 m/s. Es ist das gerade derjenige Wert, bei welchem die Seeoberfläche beginnt, die ersten weißen Stellen zu bekommen. In ihnen können Tröpfchen Meeressalze in die Atmosphäre bringen. Die durch einen Rückgang der mittleren reduzierten Normsichtwerte zutage tretende Zufuhr trübenden Aerosols ist besonders groß, wenn der Wind aus dem an das linke Elbufer anschließendem Wattengebiet kommt.

Über den Anteil der Meereskerne im Aerosol hoffen wir Aufschluß zu gewinnen, wenn es gelingt, die Abhängigkeit der auf eine Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtwerte von der Aerosolproduktion an Land quantitativ zu beschreiben.

Um die Glieder einer Normsichtformel an möglichst markanten Sichtänderungen ableiten zu können, haben wir die Meßergebnisse der folgenden Richtungen benutzt:

- 22 $\frac{1}{2}$ Strich (WSW) Küstenabstand 345 km,
Windweg von Holland über Papenburg,
- 25 $\frac{1}{2}$ Strich (WzN) Küstenabstand 52 km,
Windweg von der Elbmündung,
- 29 $\frac{1}{2}$ Strich (NWzN) Küstenabstand 163 km,
Wind von der dänischen Küste bei Insel Röm,
sowie zum Vergleich
- 20 $\frac{1}{2}$ Strich (SW) Küstenabstand 1220 km,
Wind von der Gironde mündung über Orleans,
Duisburg und Bremen.

Die unterste Windgeschwindigkeitsstufe 0 bis 2 m/s muß wegen der großen Streuung der Sichtwerte unberücksichtigt gelassen werden. Auch müssen wir uns darüber klar sein, daß die angegebenen Küstenabstände wegen der Breite der Windrichtungsintervalle und we-

gen der Krümmung der Windtrajektorien nicht exakt die Länge des über Land verlaufenden Windweges angeben können. Wir nehmen nicht nur an, daß die Aerosolproduktion am Boden bei gleichen meteorologischen Bedingungen überall ebenso groß ist wie in Quickborn, sondern müssen der Einfachheit halber auch so rechnen, als ob die Quellen anthropogenen Aerosols gleichmäßig im Lande verteilt seien. Bei einer Windgeschwindigkeit v verteilt sich das vom Boden in die Atmosphäre tretende Aerosol, dessen Produktion annähernd proportional $v^{1/2}$ gefunden war, auf eine Luftsäule der horizontalen Länge v , — da wir seine Menge pro Zeit- und Flächeneinheit rechnen — auf eine Breite von 1 cm und auf die Höhe der Reibungsschicht. Wir nehmen an, daß in der Raumeinheit bodennaher Luftschichten stets der gleiche Bruchteil des über seiner Grundfläche liegenden gesamten atmosphärischen Aerosolgehaltes zu finden sei, solange die Windgeschwindigkeit konstant ist. Dann müßte der Küstenabstand l linear in den Gesamtgehalt eingehen und in die Verdünnung, welche in bodennahen Schichten herrscht, mit einer noch zu bestimmenden Potenz. Für die Grenzschichthöhe turbulenter Strömungen im Anlaufbereich gaben PRANDTL und v. KARMAN (16) eine Abhängigkeit von $l^{1/2}$ an. Nach LETTAU (17) ist die Höhe der Reibungsschicht der Atmosphäre etwa proportional $v^{1/2}$. Die Abhängigkeit der Aerosolkonzentration vom Küstenabstand l ist für die am Boden gebildeten trübenden Teilchen die gleiche wie für diejenigen anthropogenen Ursprungs. Unsere Formel für die auf Einheitsfeuchte umgerechnete Normsicht wird deshalb den Ausdruck

$$l^n \cdot (k_1 \cdot v^{-1} + k_2 \cdot v^{-3/2})$$

enthalten, wobei das zweite Glied der Klammer für den Einfluß der anthropogenen Aerosolproduktion steht. Auf den längeren Triftwegen von der Küste bis Quickborn benötigt das nahe am Meer produzierte Aerosol bei geringeren Windgeschwindigkeiten mehrere Tage Reisezeit, um nach Quickborn zu gelangen, so daß wir den Ausfalleffekt und das Auswaschen durch Niederschlag zu berücksichtigen haben, welche wir wie gleichmäßig verlaufende Vorgänge behandeln, da im Juli

1964 die Niederschläge in 55 ziemlich gleichmäßig verteilten Fällen aufgetreten sind. Dazu führen wir einen die Zeit enthaltenden Abklüpfungsfaktor ein. Rechnen wir den Küstenabstand in km, die Zeit in Tagen und die Windgeschwindigkeit in m/s, so ergibt sich für die der Aerosolkonzentration proportionale Größe $1/f.S$

$$1/(f.S) = e^{-0,00194 \cdot l/v} \cdot \ln \cdot (k_1 \cdot v^{-1} + k_2 \cdot v^{-3/2}) \text{ [km}^{-1}] \text{ [7]}$$

Bei Einsetzen der im Windgeschwindigkeitsbereich von 4 bis 6 m/s vorliegenden Werte und Kombination der verschiedenen Gleichungen ergaben sich für n die folgenden Werte: 0.42, 0.30, 0.37, 0.11, 0.35, 0.50.

Vereinfachend haben wir anstelle des Mittelwertes 0.342 für n in die Formel die dritte Wurzel eingesetzt. Die oben erwähnte PRANDTLsche Form hätte zur fünften Wurzel geführt. Offenbar verläuft die vertikale Ausbreitung in der Grenzschicht hinter der Küste rascher als in der Anlaufschicht beim Windkanal, wahrscheinlich weil auch schon im Wind über See Turbulenz herrscht.

Für die Klammer in [7] ergab sich bei mittleren Windgeschwindigkeiten, nämlich 5 m/s aus den verschiedenen Kombinationen 0.0191, 0.0185, 0.180 und 0.202 mit dem Mittelwert 0.0185.

Bei Einsetzen der Werte von v erhält man für $k_1 = 0.0199$ und $k_2 = 0.0195$.

Das Verhältnis von k_1 und k_2 ist auch das Verhältnis der Ergiebigkeitswerte der natürlichen Aerosolquelle am Boden und der anthropogenen, bei einer Windgeschwindigkeit von 1 m/s. In der Bilanzrechnung des Abschnitts 5 haben wir auch versucht, die Glieder getrennt für Land- und Seewind aufzustellen und auf die Stärke anthropogener Aerosolerzeugung zu schließen. Nach dem Verhältnis von k_1 und k_2 zu schließen, haben wir in diesem Abschnitt den Einfluß des Menschen auf die Lufttrübung eher über- als unterschätzt.

Der Einfachheit halber haben wir für alle Windrichtungen die gleichen Konstanten n , k_1 und k_2 eingesetzt, um nach der Formel [7] zu erwartende, auf Einheitsfeuchte umgerechnete Normsichtwerte zu berech-

Tab. 6
Berechnete und gemessene auf Einheitsfeuchte umgerechnete Normsichtweiten für verschiedene Küstenabstände Quickborns und verschiedene Windgeschwindigkeiten

Richtung Küsten- abstand	20 ^{1/2} 1220 km			22 ^{1/2} 345 km			25 ^{1/2} 52 km			Strich 29 ^{1/2} 163 km		
	Soll km	Ist km	△ %	Soll km	Ist km	△ %	Soll km	Ist km	△ %	Soll km	Ist km	△ %
Wind- geschw. v_{70} m/s.												
3	3.9	2.4	64	3.5	4.3	-25	5.3	5.5	-4	3.9	3.6	6
5	5.3	5.2	1	5.8	6.1	-4	9.8	9.6	2	6.9	7.1	-1
7	7.5	6.6	12	8.1	8.9	-10	14.6	14.3	2	10.3	10.3	0
9	8.8	6.8	27	1.2	8.9	20	19.6	12.8	35	13.7	18.8	-37
11	10.7	7.2	32	14.0	8.2	41	25.0	15.1	40	17.3	16.9	2
			27			4			16			-6

nen. In der Tabelle 6 sind sie mit den Medianwerten unserer Beobachtungen verglichen.

In der untersten Windstufe von 0 bis 2 m/s waren die hier nicht angeführten berechneten Normsichtweiten durchschnittlich 60% kleiner als die beobachteten. Es liegt das daran, daß bei schwachem Wind die Strömung in den seltensten Fällen geradlinig zur Küste verläuft, so daß der Rechnung meist ein zu kleiner Abklüpfungsfaktor zugrunde gelegt worden ist. Außerdem entwickelt sich tagsüber bei schwachem Wind oft freie Konvektion, welche Aerosol in Höhen trägt, welche den Näherungswert LETTAUS für die Obergrenze der turbulenten Bodenschicht beträchtlich übersteigen. Daß auf der Vergleichsstrecke, welche über Industriegebiete führt, durchweg zu große Normsichtwerte berechnet worden sind, ist nicht verwunderlich, eher noch, daß die Unter-

schiede gegen die beobachteten Werte dieser Richtung nicht noch größer sind.

Betrachten wir die prozentuellen Differenzen zwischen den berechneten und beobachteten Normsichtwerten der beiden höchsten Windstufen, d. h. der letzten beiden Zeilen von Tabelle 6 mit dem Mittelwert des Unterschieds der ganzen Spalten, welcher ganz unten steht, so ergeben sich in der Reihenfolge von links nach rechts folgende Abweichungen: + 3%, + 27%, + 21% und - 11%, d. h. bei starkem Wind ist gerade in der von der freien See kommenden Luft besonders viel trübendes Aerosol gewesen. Daraus schließen wir, daß bei Windgeschwindigkeiten von 10 bis 12 m/s dem Aerosol zusätzlich etwa 10 bis 20% maritimes Aerosol beige-mengt ist.

Der Unterschied zwischen den dabei in Frage kommenden Zeilen übersteigt das dreifache der Streuung, nur die Werte der letzten Spalte sind für eine statistische Sicherung etwas spärlich.

Unsere Ergebnisse zeigen, daß sich der Aerosolgehalt wesentlich schneller änderte, als man anzunehmen geneigt ist. Beim Fehlen einer Aerosol-Neuproduktion würde unser empirischer Abklingungsfaktor, welcher allerdings eine tägliche Niederschlagsmenge von 2,4 mm Regen berücksichtigen mußte, zu den folgenden Konzentrationsabnahmen führen:

- nach 2 Tagen auf 52 ‰,
- nach 4 Tagen auf 26 ‰,
- nach 7 Tagen auf 10 ‰ und
- nach 14 Tagen auf 1 ‰.

Mit den Ergebnissen einer weltweiten Aerosolbilanz durch LETTAU (18) stehen diese Befunde nicht in Widerspruch, wohl aber zu denjenigen, welche VOLZ (19) aus der zeitlichen Änderung der atmosphärischen Trübungsfaktoren gewonnen hat. Zur Erklärung des Unterschieds nimmt VOLZ an, daß in höheren Schichten eine Aerosolquelle in Form von Koagulationsprozessen und Umformungen aus der Gasphase nach JUNGE (20) existiere. Ausübende von Sichtvorhersagen sind trotz der großen Abklingungswerte der Trübung gezwungen, die Länge des Verlaufs der Windtrajektorien über Land zu beachten, sowie den zu erwartenden Gang der Windgeschwindigkeit. Größere Unsicherheit wird besonders bei den unbeständigen zyklonalen Wetterlagen zu erwarten sein, während sich in beständigeren und niederschlagsärmeren antizyklonalen Lagen öfters ein Gleichgewichtswert einstellt. Das macht die Abbildung 29 für den Seewindsektor 26 bis 29 Strich deutlich.

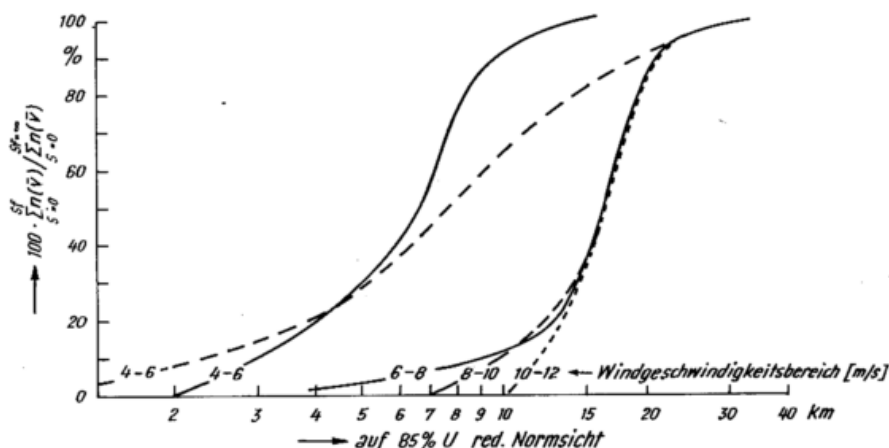


Abb. 29
Häufigkeitsverteilungen der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten bei zyklonaler (gestrichelt) und antizyklonaler (ausgezogen) Strömung

Für Windgeschwindigkeiten über 4 m/s sind hier Häufigkeitsverteilungen der auf Einheitsfeuchte umgerechneten Normsichtweiten für Windgeschwindigkeitsstufen von 2 m/s Breite eingetragen, und zwar punktiert die in zyklonaler Strömung gemessenen, ausgezogen die Werte aus antizyklonaler Strömung.

Die bei Windgeschwindigkeiten zwischen 4 und 6 m/s gemessenen Normsichtwerte aus zyklonaler Strömung überdecken trotz der vollzogenen Umrechnung auf die relative Einheitsfeuchte von 85 ‰ einen besonders großen Abszissenbereich. Sie gehören größtenteils zum 15. Juli, an welchem stark getriebene Luft von der Nord-

see zurückkehrte, wohin sie vor einer raschen Umformung des Druckfeldes von Süden her getrieben war. Solche Übergangswerte werden natürlich mit steigender Windgeschwindigkeit seltener. Deshalb sehen wir in Abbildung 29 in den höheren Windstufen einen beträchtlich geringeren Anteil der kleinen Normsichtweiten. Schon aus Tabelle 5 lernten wir den krassen Gegensatz zwischen der geringen Streuung der reduzierten Normsichtweiten in der höchsten Windgeschwindigkeitsstufe (etwa 6 ‰) und den bedeutenden Streuungswerten bei den geringsten Windgeschwindigkeiten (etwa 66 ‰) kennen.

Literatur

- (1) FRANKENBERGER, E.: Beziehungen zwischen der Normsichtweite und der relativen Feuchte in Quickborn. Beitr. Phys. Atmosph. 37 (1966) S. 184 — 196.
- (2) ELDRIGE, Ralph G.: Haze and fog aerosol distributions. J. atmosph. Sci. 23 (1966) S. 605 — 613.
- (3) RUPPERSBERG, G. H.: Registrierungen der Sichtweite mit dem Streulichtschreiber. Beitr. Phys. Atmosph. 37 (1964) S. 252—263.
- (4) FRANKENBERGER, E.: Meßergebnisse und Berechnungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche. Ber. Dt. Wetterd. Nr. 73 (1960).
- (5) WAGNER, F.: Mammatus als Anzeichen für Absinkbewegung in Wolkenluft. Ann. Meteor. 1 (1948) S. 336 — 340.
- (6) FRANKENBERGER, E.: Über den Vertikalaustausch. Beitr. Phys. Atmosph. 32 (1960) S. 283 — 299.
- (7) JUNGE, Ch.: Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. Ann. Meteor. 6 (1952) Beiheft S. 1 — 55.
- (8) LANDSBERG, H.: siehe B.J. MASON: The Physics of clouds. Oxford 1957. S. 46.
- (9) DRONIA, H.: Der Feuchtigkeitsgehalt in der Stratosphäre. Umschau 64 (1964) S. 216.
- (10) FRANKENBERGER, E.: Über Strahlung und Verdunstung. Ann. Meteor. 7 (1955) S. 47 — 52.
- (11) HOFMANN, G.: Verdunstung und Tau als Glieder des Wärmehaushalts. Planta 47 (1956) S. 303 — 322.
- (12) SCHMIDT, W.: Der Massenaustausch in freier Luft. Hamburg 1925. S. 72 — 77.
- (13) RASSMUSSEN, R., and WENT, F. W.: Vortrag über den Ursprung des sommerlichen Dunstes, gehalten 1964, Nat. Acad. Sci. Washington, zitiert nach Umschau 65 (1965) S. 445 — 446.
- (14) FRANKENBERGER, E.: Investigations on the vertical exchange within the lowest decameters at Quickborn. Geophys. Res. Pap., Cambridge/Mass., Nr. 19 (1952) S. 323 — 343.
- (15) REIDAT, R., u. BOHNSACK, G.: Auf- und Abbau von Bodeninversionen. Mitt. Verein. Großkesselbesitzer 87 (1963) S. 401 — 408.
- (16) PRANDTL, L., u. v. KARMAN: siehe H. LETTAU: Atmosphärische Turbulenz. Leipzig 1939. S. 89.
- (17) LETTAU, H.: Atmosphärische Turbulenz. Leipzig 1939. S. 110.
- (18) LETTAU, H.: zitiert nach (19).
- (19) VOLZ, F.: Über einige Quellen des atmosphärischen Aerosols. Geofis. pura e appl. 36 (1957) S. 138 — 147.
- (20) JUNGE, Ch.: Die Rolle der Aerosole und der gasförmigen Beimengungen der Luft im Spurenstoffhaushalt der Troposphäre. Tellus 5 (1955) S. 1 — 26.