

promet

4'72

meteorologische fortbildung

Wolkenphysik



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

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

Redaktionsausschuß

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

Titelbild

Cumulonimbus über einer Großstadt
Phot. PIERRE BOULAT, Paris

promet erscheint vierteljährlich im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — 6050 Offenbach (Main), Frankfurter Straße 135. Bezugspreis DM 20,— pro Jahrgang.

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

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

Seite

Thema des Heftes

Wolkenphysik

(Redaktion: H. W. Georgii, Frankfurt a. M.)

Beiträge

E. Müller		
1	Numerische Modelle konvektiver Wolken	1
H. Weickmann		
2	Atmosphärische Eisbildung	7
H. W. Georgii		
3	Kondensationskerne — Wolkenkerne	12
N. Czerwinski		
4	Das Tropfenspektrum	19
H. G. Müller		
5	Hagelunterdrückung	22
6	Literatur zur Wolkenphysik	27
Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters		
	Agrarmeteorologe im Weinbau	29
Tagungen		
	XII. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Sarajewo	31
	Tagungskalender	32
Aus dem Deutschen Wetterdienst		
	20 Jahre Deutscher Wetterdienst	32

Wolkenphysik

1

E. MULLER, Offenbach a. M.

Numerische Modelle konvektiver Wolken

Das Verfahren der numerischen Simulation wurde etwa gleichzeitig für die allgemeine Zirkulation und die thermische Konvektion (1) der Atmosphäre erschlossen. Das ist nicht verwunderlich. Obwohl die Prozesse ganz unterschiedliche Maßstäbe (charakteristische Länge, „promet“ 1/2 '71) aufweisen, geht es in beiden Fällen um den Abbau von Instabilitäten durch geordnete Strömungssysteme, die durch nichtlineare Gleichungssysteme beschrieben werden.

Umschichtung und Wolke

Der Konvektionsvorgang hat 2 Aspekte:

1. Die konvektive Instabilität der Vertikalschichtung setzt Bewegungen frei, die ihren Abbau, d. h. eine vertikale Umschichtung bewerkstelligen. Mit dieser Umschichtung sind Aufwärtstransporte von Wärme und Wasserdampf, Kondensations- und Niederschlagsvorgänge verknüpft. Anhaltspunkte über die dabei zu gewinnende kinetische Energie und den Charakter der Endschichtung lassen sich einem statischen Umschichtungsmodell entnehmen. Unter Idealisierung des wirklichen Ablaufs werden die Schichten einer Luftsäule individuell in eine physikalisch sinnvolle oder einem Extremalprinzip gehorchende neue vertikale Anordnung gebracht. Quantitative Aussagen bleiben allerdings dynamischen Umschichtungsmodellen vorbehalten, da es durch materielle und diffusive Flüsse (Entrainment) stets zu Mischungsvorgängen kommt. Außerdem sind Reibungs- und Wellenwiderstände zu überwinden.

2. Die in der freien Atmosphäre auftretenden konvektiven Instabilitäten sind fast ausschließlich vom bedinten bzw. feuchten Typ. Damit statische Energie (Summe aus potentieller und innerer Energie) in kinetische Energie umgewandelt werden kann, müssen in einem Ast der konvektiven Vertikalzirkulation Phasenübergänge des Wassers stattfinden: Aufsteigen mit Kondensation, Gefrieren, Sublimation oder aber Absinken mit inversen Phasenübergängen. Die Entstehung und Entwicklung einer Wolke ist also mit der konvektiven Umschichtung untrennbar verbunden.

Dementsprechend hat auch das Interesse an numerischen Konvektionsmodellen 2 Wurzeln. Großmaßstäbige Modelle auf der einen Seite, die der numerischen Wettervorhersage oder der Simulation der allgemeinen

Zirkulation zugrundeliegen, weisen Gitterpunktabstände von mehreren hundert Kilometern auf. Konvektive Prozesse, die die Rolle der Grenzschichtturbulenz in der freien Atmosphäre übernehmen, sind ihnen damit explizit nicht zugänglich. Sie müssen parametrisiert, d. h. an die großmaßstäbigen Felder angeschlossen werden. Die augenblickliche Rückführung labiler Schichtung auf den trocken- bzw. feuchtadiabatischen Temperaturgradienten ist ein Notbehelf, da Gradientansätze jedweder Art diesem Instabilitätsphänomen nicht gerecht werden können. Durch numerische Simulation einzelner oder Gruppen von Konvektionszellen soll nun versucht werden, eine charakteristische Form der Parametrisierung zu finden. Ein meteorologisch zufriedenstellendes und numerisch praktikables Ergebnis steht z. Z. noch aus.

Andererseits wird den Wolkenphysikern ein probates Instrument für Grundlagenforschung und Anwendung in die Hand gegeben. Wolkendynamisch kann die herkömmliche Untersuchung von Wolkenpaketen durch eine Kontinuumsbetrachtung abgelöst werden. An die Stelle des isoliert aufsteigenden Wolken- (Warmluft-) Körpers tritt eine konvektive Zirkulation, durch die sowohl erzwungenes ungesättigtes Aufsteigen oberhalb (Auslösung von Schwerewellen) als auch kompensierendes Absinken seitlich mit trockenadiabatischer Erwärmung (Verminderung des Auftriebs) erfaßt werden. Das dynamische Entrainment ergibt sich explizit, das turbulente durch eine geeignete Parametrisierung der Turbulenz im Konvektionsraum. Diese Aussagen treffen allerdings auf eindimensionale Modelle, die wegen ihres geringen Rechenaufwandes als Ersatz für ein echtes dynamisches Modell häufig Verwendung finden, nur teilweise zu. Neben der Konvektion in einer ruhenden Grundatmosphäre ist besonders der Einfluß eines horizontalen Grundstroms mit vertikaler Scherung auf die Energetik (2) und Struktur (3) konvektiver Zellen das Ziel numerischer Simulation. Mikrophysikalische Prozesse, in das Modell eingebaut, können vor einem realistischen dynamischen Hintergrund ablaufen und ihre Rückwirkungen auf die Dynamik untersucht werden. Möglichkeiten der künstlichen Beeinflussung von Wolken zum Zweck der Niederschlagsvermehrung (4), (5) oder Hagelbekämpfung (6) werden damit einer theoretischen Behandlung zugänglich.

Das Modell einer konvektiven Wolke bzw. einer Konvektionszelle beinhaltet die numerische Lösung einer Anfangs-Randwert-Aufgabe und unterscheidet sich nicht grundsätzlich von entsprechenden großmaßstäbigen Modellen. Ein vorgegebenes Volumen wird durch Gitterpunkte diskretisiert oder die Felder darauf in eine endliche Zahl von Spektralkomponenten zerlegt (7). Je nach der vertikalen Ausdehnung des Integrationsraumes oder genauer der labilen Schicht kann flache Konvektion (Mächtigkeit bis etwa 3 km) oder hochreichende Konvektion (die Troposphäre umfassend) behandelt werden. Im Hinblick auf den derzeitigen Leistungsstand elektronischer Datenverarbeitungsanlagen werden i. a. nur 2 Raumkoordinaten berücksichtigt; das führt entweder zu Darstellungen in einer Vertikalebene (x, z -System, keine Abhängigkeit von y : Wolkenwalze) oder zur Annahme rotationssymmetrischer Felder (r, z -System: keine Abhängigkeit von λ , Wolke mit kreisförmigem Querschnitt). Ausnahmen 3-dimensionaler Formulierung beschränken sich mittels Symmetrieannahmen auf einen Quadranten (8) und können im Falle der Feuchtkonvektion (9) wegen der verstümmelten Dynamik nicht befriedigen. Letzteres gilt für alle eindimensionalen Modelle (nur z -Abhängigkeit), die auf unterschiedlichen Parametrisierungen nicht explizit beschreibbarer Phänomene basieren, und bei denen die Mikrophysik im Vordergrund steht. Der Rand des Integrationsraumes ist je nach Lage und Problemstellung durchlässig oder undurchlässig für substantielle bzw. turbulente Flüsse. Um einen feuchtkonvektiven Prozeß in Gang zu setzen, wird normalerweise einer Anfangsatmosphäre (theoretisch oder gemessen) mit bedingt labiler Schichtung eine Störung entweder der Temperatur, der Feuchte, der Vertikalbewegung oder einer Kombination dieser Größen überlagert.

Für die Charakteristika vorliegender Modelle (Abmessungen, hydrothermodynamisches Gleichungssystem, Mikrophysik, Differenzenschema, Anfangs- und Randbedingungen, Parametrisierung der Turbulenz), die sich gemäß der wissenschaftlichen Zielsetzung etwas unterscheiden, soll später ein typisches Beispiel gebracht werden. Einen guten Einblick in Aufbau und derzeitige Leistungsfähigkeit der numerischen Methode vermittelt auch ein Studium der Modelle von ARNOLD (10), ORVILLE (11), TAKEDA (3) und WEINSTEIN (5).

Dynamik und Mikrophysik

Dynamik und Mikrophysik von Wolken, die — methodisch bedingt — bislang weitgehend unabhängig voneinander erforscht wurden, lassen sich mithilfe eines numerischen Wolkenmodells im Zusammenhang betrachten. Während die mikrophysikalischen Prozesse bei Schichtwolken, die über mehrere Stunden hinweg bestehen, eine dynamisch bestimmte Gleichgewichtsform anzunehmen scheinen, kommt ihrer spezifischen Ausbildung bei konvektiven Wolken mit Lebensdauern unter einer Stunde vermutlich eine kritische Bedeutung für die spätere Wolkenentwicklung und vor allem den

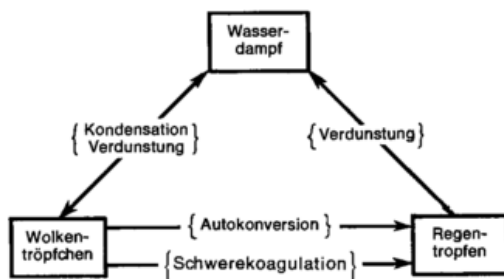
Niederschlagsvorgang zu. Konvektive Wolken werden also das vornehmste Studienobjekt im Hinblick auf die Wechselwirkung zwischen Dynamik und Mikrophysik sein.

Im Unterschied zu großmaßstäbigen Prozessen kann bei der Konvektion kein hydrostatisches Gleichgewicht vorausgesetzt werden. Gerade die Abweichung hiervon, der Auftriebsterm, spielt in den dynamischen Gleichungen eine entscheidende Rolle. Die Ersetzung der vertikalen Bewegungsgleichung durch die statische Grundgleichung hat zur Konsequenz, daß vertikal laufende Schallwellen eliminiert werden. Der Zeitschritt großmaßstäbiger Modelle braucht sich deshalb nicht an der hohen Phasengeschwindigkeit der Schallwellen zu orientieren, denn die horizontalen Gitterpunktstände sind hinreichend groß.

Anders bei der Konvektion. Hier muß man sich entweder den ursprünglichen Eulerschen Gleichungen, die Schallphänomene mitenthalten und einen entsprechend kleinen Zeitschritt bedingen, stellen oder den Schall auf andere Weise auszufiltern versuchen (Gewinnung sog. anelastischer Gleichungen). Eine solche Filterung gelingt durch Verwendung der Beziehung $\nabla \cdot \rho \mathbf{v} = 0$ anstelle der Kontinuitätsgleichung. Sie führt zu einer diagnostischen Beziehung für den Druck p , die schon im Falle trockener Konvektion unvertretbar kompliziert wird, Vereinfachungen ergeben sich, wenn man die Atmosphäre um einen z -abhängigen Grundzustand entwickelt und Gleichungen zur Berechnung der Abweichungen aufstellt. Hierbei sind die Ergebnisse der Maßstabsanalyse (12) zu beachten, daß der Stördruck bei hochreichender Konvektion in den Bewegungsgleichungen, im 1. Hauptsatz und in der thermischen Zustandsgleichung berücksichtigt werden muß. Bereits 1962 gelang OGURA und PHILLIPS die Herleitung eines praktikablen gefilterten Prognosesystems für hochreichende Trockenkonvektion, in das die Temperatur nur indirekt über die potentielle Temperatur, und zwar als Abweichung von einer Standardatmosphäre konstanter potentieller Temperatur, eingeht. Ein entsprechendes Prognosesystem für hochreichende Feuchtkonvektion steht bis heute aus. Das liegt daran, daß bei allen feuchtkonvektiven Berechnungen der Sättigungsdampfdruck benötigt wird, der eine Funktion der Temperatur ist. Es ist nicht gerechtfertigt, im allgemeinen Fall diese Temperatur durch die Werte einer geeignet geschichteten Bezugsatmosphäre zu approximieren (13), weshalb alle thermodynamischen Variablen in einer höchst impliziten Relation zueinander stehen, die eine konsequente Vorwärtsextrapolation ausschließt. Will man also bei der Simulation hochreichender Feuchtkonvektion nicht von vornherein unüberschaubare physikalische Ungenauigkeiten in Kauf nehmen, wie das bei allen bisherigen Modellen der Fall ist, so muß man auf die ursprünglichen Gleichungen zurückgreifen. Die ursprünglichen Gleichungen sind sozusagen die primitiven Gleichungen des konvektiven Maßstabs. Sie entsprechen denjenigen des Großmaßstabs darin, daß eine natürliche — nicht vorgeschriebene — Adaptation der Felder durch rela-

tiv hochfrequente Prozesse (Schallwellen bzw. Trägheits-Schwere-Wellen) bewerkstelligt wird, und daß der numerische Gewinn konsequenter Vorwärtsextrapolation durch einen relativ kleinen Zeitschritt erkauft werden muß.

Die Mannigfaltigkeit mikrophysikalischer Prozesse kann in numerischen Wolkenmodellen vorerst nur sehr fragmentarisch berücksichtigt werden. Das hängt mit dem erforderlichen Rechenaufwand und den mangelhaften theoretischen Grundlagen zusammen. Wichtige Aussagen über Umschichtung und Wolkenentwicklung lassen sich allerdings bereits ohne Mikrophysik gewinnen, indem man entweder das Kondensat reversibel mitführt (14) oder es im Augenblick seiner Entstehung mit unendlicher Geschwindigkeit ausfallen läßt (2). Einen entscheidenden Fortschritt bedeutet demgegenüber die Konzeption von KESSLER (15).



Entsprechend dem abgebildeten Schema wird das flüssige Kondensat in Wolken-tröpfchen und Regentropfen unterteilt. Wolken-tröpfchen sind spektral nicht gegliedert und so klein, daß ihre Relativbewegung gegenüber der Gasphase vernachlässigt werden kann; sie stehen stets im thermodynamischen Gleichgewicht mit dem Wasserdampf. Für die Größenverteilung der Regentropfen hingegen wird der Marshall-Palmer-Typ vorausgesetzt, der durch Messungen am Boden und in der freien Atmosphäre i. a. gut belegt ist. Regentropfen fallen mit Gleichgewichtsgeschwindigkeit; ihre Verdunstung im ungesättigten Gebiet wird explizit berechnet. Über einen freien Parameter in der Größenverteilung lassen sich alle Prozesse durch die Gesamttropfenmasse ausdrücken, so daß nur eine weitere prognostische Variable hinzutritt. Der Übergang tropfbaren Wassers aus der Wolken-tröpfchen- in die Regentropfenform wird durch 2 Prozesse geregelt. 1. Autokonversion: durch stochastische Vorgänge kommt es zur primären Entstehung großtropfiger Elemente (Überschreitung des für Kondensationsvorgänge kritischen Radiussschwellwertes von 30—40 μ); in der parametrisierten Form setzt dieser Übergang oberhalb eines kritischen Wolkenwassergehaltes ein, wobei die Übergangsrate dem Überschuß proportional ist. 2. Schwerekoagulation: die relativ zur Luft fallenden Regentropfen sammeln die auf ihrer Bahn befindlichen — gleichmäßig verteilt gedachten — Wolken-tröpfchen ein. Diese komplette Parametrisierung der Mikrophysik einer Allwasserwolke ist vielfach angewendet worden. Einflüsse, die vom Niederschlagsvorgang durch Umverteilung der Abtriebskräfte des Kondensats oder Verdunstungsabkühlung unterhalb der Wolke auf die Dynamik (Entstehung und

Entwicklung einer Abdrift) ausgehen, lassen sich hiermit untersuchen. Darüber hinausgehend sind in jüngerer Zeit verschiedene Versuche unternommen worden, die eingebaute Mikrophysik zu verfeinern. Eine Möglichkeit besteht darin, die Massenbilanzen für diskrete Radiusintervalle der Kondensatpartikel zu berechnen (3), (6), (10). Weitere Gesichtspunkte ergeben sich aus der Einführung der Eisphase (5), (6), (16) oder einer thermodynamischen Behandlung der Kondensation (Auf-treten von Übersättigungen (10)). Diesbezüglich anspruchsvolle Experimente zwingen u. a. zu dynamischen Vereinfachungen (Wolkenpaket, eindimensionales Modell) und/oder zur Einführung zahlreicher noch intuitiver Parametrisierungsansätze.

Numerische Wolkenmodelle verlangen demgemäß eine komprimierte Beschreibung der Mikrophysik und bieten ihrerseits eine in iterativem Prozeß ständig verbesserte dynamische Basis für die Ausarbeitung und Prüfung entsprechender Parametrisierungsschemata. Besonders die empirische Wolkenforschung muß hierzu beitragen und wird davon profitieren.

Ein Beispiel

Die allgemeinen Erörterungen sollen nun an einem Beispiel eigener Berechnungen veranschaulicht werden. Das Ziel ist, eine dynamisch einwandfreie Simulation hochreichender Feuchtkonvektion zu erreichen. Dementsprechend werden die ursprünglichen Gleichungen zugrundegelegt und das tropfbare Wasser reversibel mitgeführt, was für die Cumulusphase sicherlich eine realistische Annahme bedeutet. Zur Verminderung des Rechenaufwandes beschreibt das Modell eine Wolkenwalze, die in y -Richtung unendlich ausgedehnt ist und nur eine x, z -Abhängigkeit aufweist. Unter der Annahme bilateraler Symmetrie bezüglich der vertikalen Wolkenachse können die Rechnungen auf die Hälfte des bereitgestellten Konvektionsraumes beschränkt werden. Die seitlichen und vertikalen Ränder sind als undurchlässig für substantielle und turbulente Flüsse angenommen; das bedeutet, daß die Energie konvektiver Bewegungen vollständig der Ausgangsschichtung entnommen wird (vgl. etwa Nachmittagsgewitter). Die zur Bestimmung der parametrisierten turbulenten Flüsse erforderlichen Diffusionskoeffizienten werden mit Hilfe der Bilanzgleichung der Turbulenzenergie feldmäßig bestimmt.

Hierbei spielen 2 Energiequellen eine etwa gleichwertige Rolle: die Deformation des Geschwindigkeitsfeldes und die Feuchtlabilität der Vertikalschichtung. Das prognostische System führt als Variable die Geschwindigkeiten in x - und z -Richtung (u, w), die Dichte der trockenen Luft (ρ_L), die Mischungsverhältnisse des Wasserdampfes und des tropfbaren Wassers (m_D, m_W), die Temperatur (T) und den Druck (p). Ein prognostischer Zyklus besteht darin, über Prognosegleichungen u, w, ρ_L , den Gesamtwassergehalt ($m_{DW} = m_D + m_W$) und den Gesamtwärmeinhalt (Summe aus fühlbarer und latenter Wärme) zu bestimmen. Aus der Voraussetzung, daß die Luft entweder ungesättigt ist oder sich im Sättigungsgleichgewicht befindet, ergeben sich diagno-

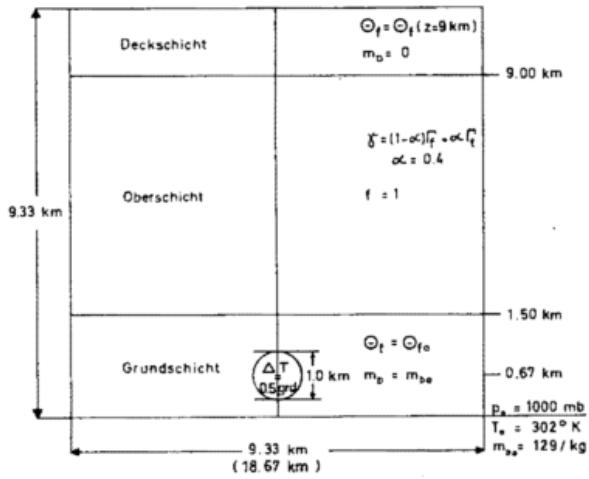


Abb. 1.1
Schema der Anfangsatmosphäre für die Experimente KONFEU 43, 44, (45)

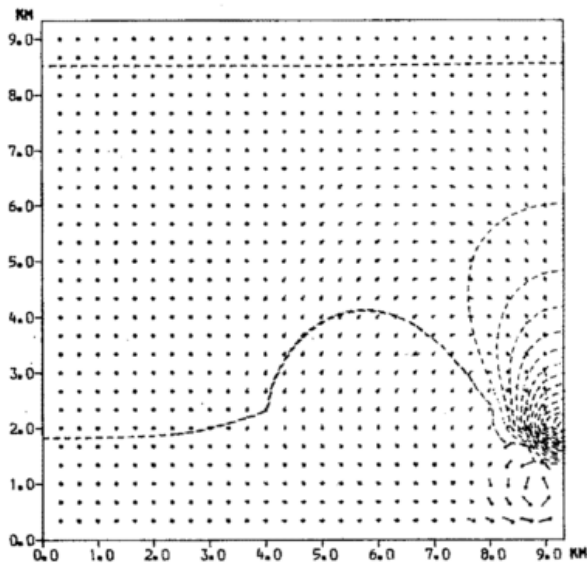


Abb. 1.2: 10.0 min, 0.01 g/kg, 1.74 m/s

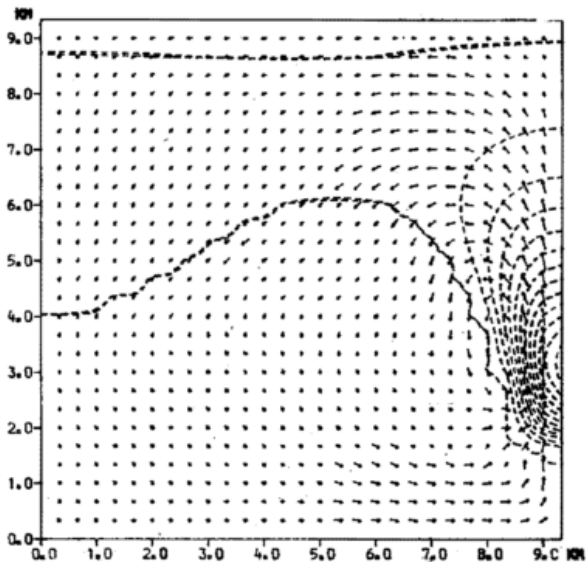


Abb. 1.3: 20.0 min, 0.10 g/kg, 3.45 m/s

Abb. 1.2—1.6

Numerisch simulierte (KONFEU 45) Entwicklungsstadien eines hochreichenden Konvektionsvorganges, veranschaulicht durch das Mischungsverhältnis tropfbaren Wassers (g/kg) und Geschwindigkeitsvektoren im Vertikalschnitt.

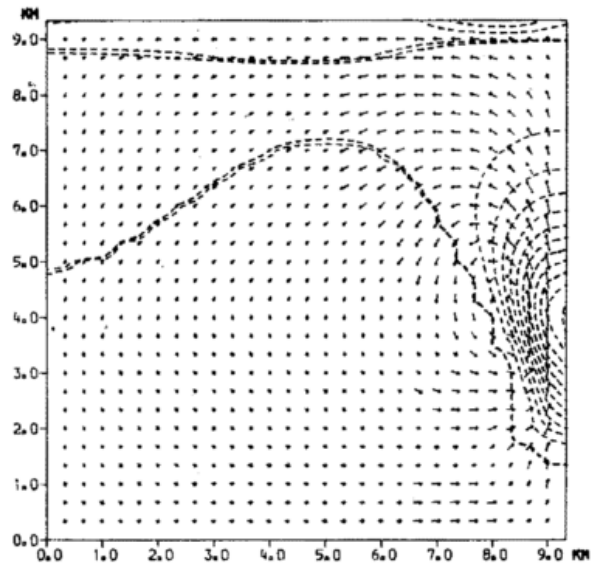


Abb. 1.4: 23.3 min, 0.25 g/kg, 8.35 m/s

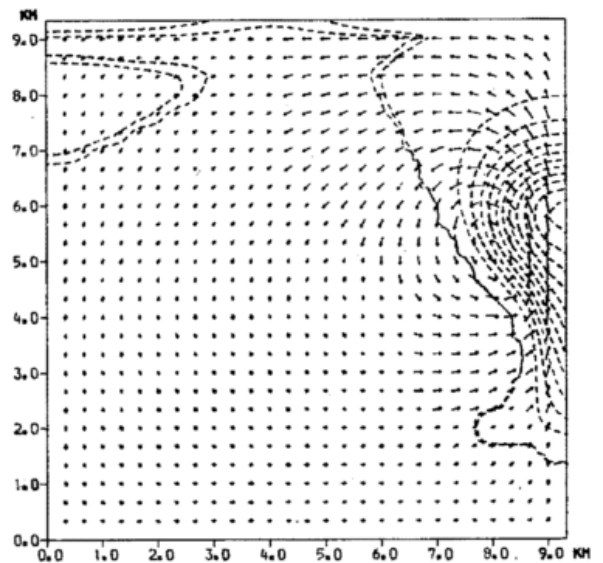


Abb. 1.5: 26.7 min, 0.50 g/kg, 18.75 m/s

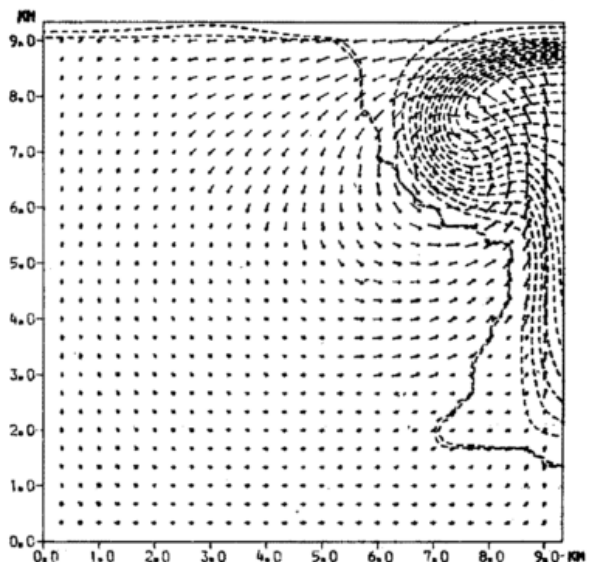


Abb. 1.6: 30.0 min, 0.50 g/kg, 29.35 m/s

Die Länge der Vektorpfeile ist 5 Klassen mit den Grenzen $V/V_{\max} = 1.00, 0.50, 0.25, 0.10, 0.01, 0$ zugeordnet, wobei V_{\max} die größte im Feld angetroffene Geschwindigkeit bedeutet. Zeitpunkt, Isolinienintervall und V_{\max} stehen unter den einzelnen Abbildungen.

Abb. 1.7
23.3 min

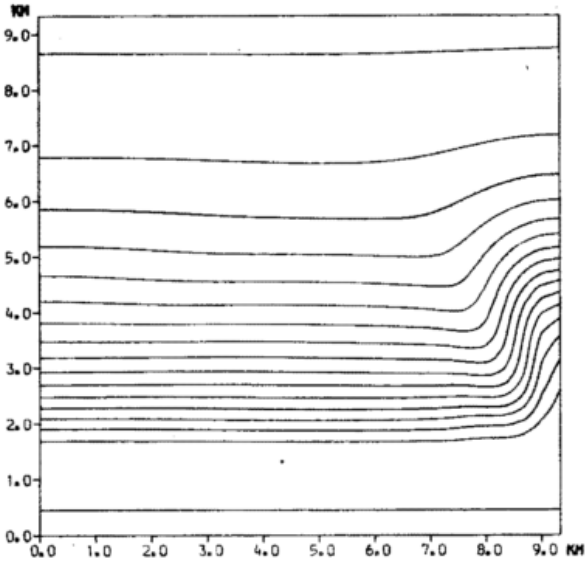


Abb. 1.8
30.0 min

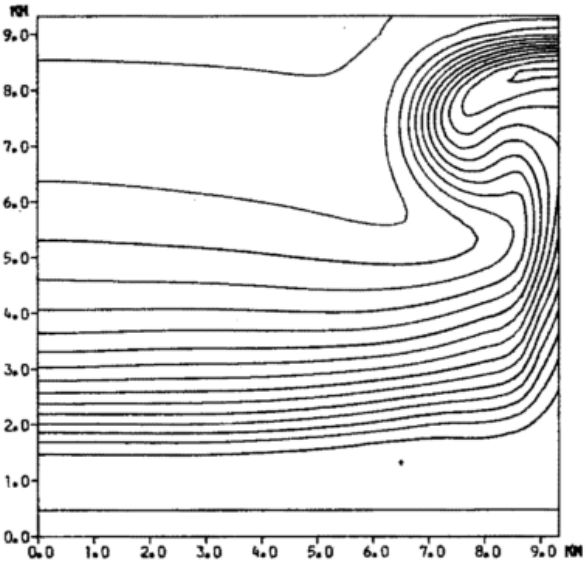


Abb. 1.9
36.7 min

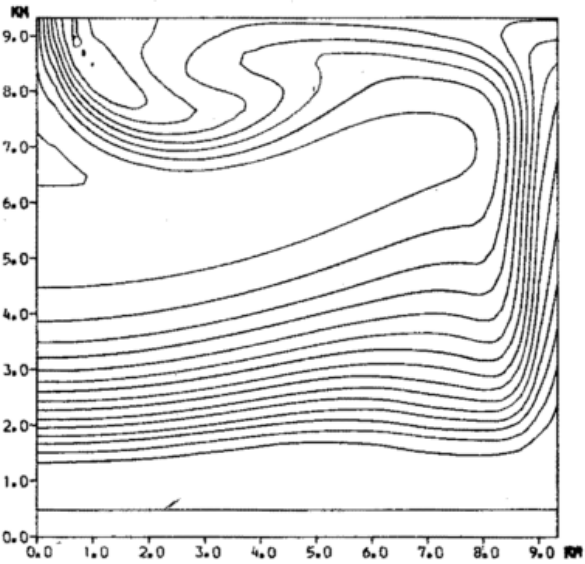


Abb. 1.10
0.25 g/kg
0.5 m/s

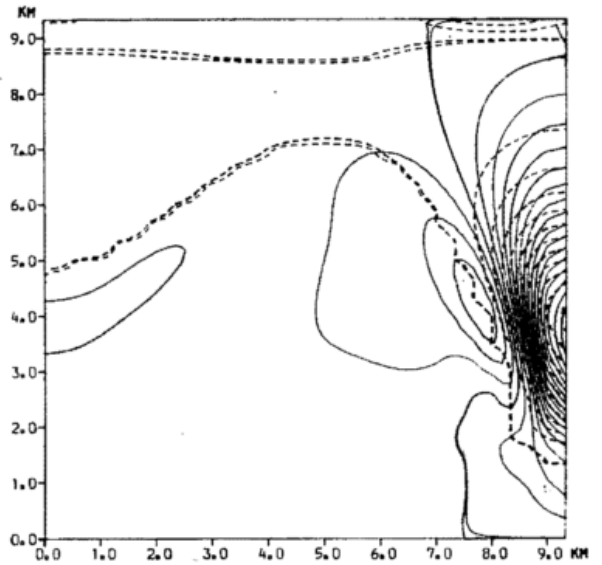


Abb. 1.11
0.25 g/kg
0.25 grd

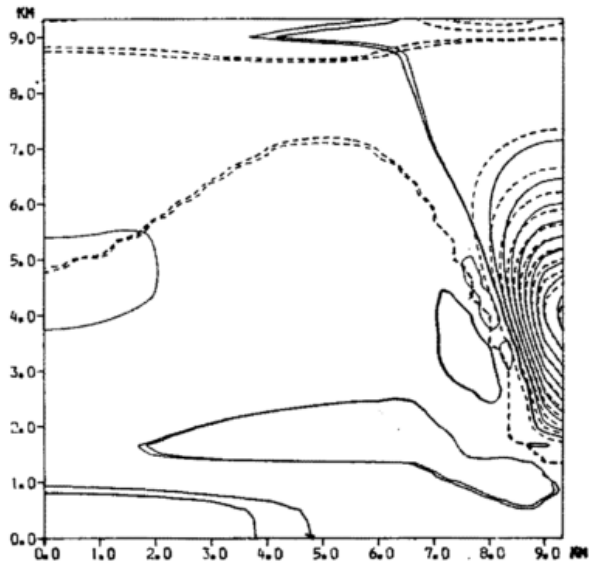


Abb. 1.12
0.25 g/kg
25 m²/s

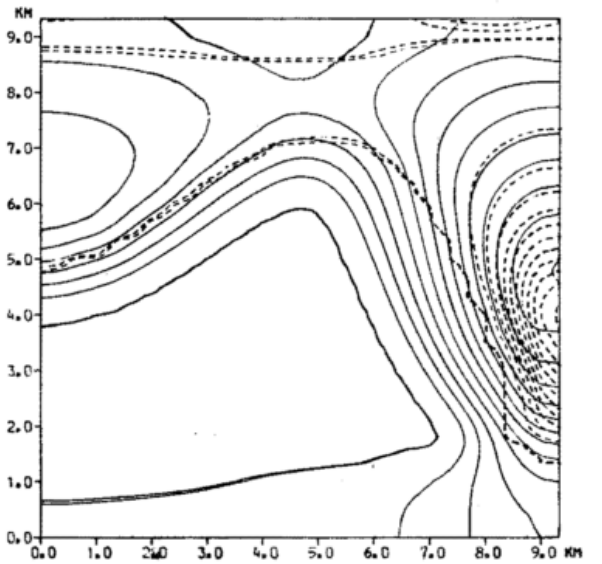


Abb. 1.7—1.9

Konvektive Umschichtung im numerischen Experiment (KONFEU 45), veranschaulicht durch Vertikalschnitte der potentiell-äquivalenten Temperatur. Das Isolinienintervall beträgt 1 grad. Die Abbildungen gehören zu folgenden Zeitpunkten:

Abb. 1.10—1.12

Vertikalschnitte des Mischungsverhältnisses tropfbaren Wassers (gestrichelt) und der Vertikalbewegung (Abb. 1.10), der Abweichung der Temperatur vom horizontalen Mittel (Abb. 1.11) und des Diffusionskoeffizienten (Abb. 1.12) zum Zeitpunkt 23.3 min. Doppelt ausgezogene Linien Wert Null. Die Isolinienintervalle betragen in:

stisch T , m_D , m_W und schließlich p über die thermische Zustandsgleichung. Das System von Gitterpunkten, auf denen alle Variablen definiert sind, besteht aus 2 Familien, die jeweils Maschenweiten von 333.3 m in x - und z -Richtung aufweisen. Sie sind gegeneinander zeitlich um eine Schrittweite (0.4 s) versetzt und räumlich so verschoben, daß die Gitterpunkte der einen Familie in die Mittelpunkte der durch die andere Familie gebildeten Elementarquadrate fallen. Es handelt sich also um ein in Raum und Zeit zentriertes Differenzenverfahren.

Das darzulegende Experiment — als KONFEU 45 bezeichnet — geht von einer theoretischen Anfangsverteilung aus, die in Abb. 1.1 schematisch dargestellt ist. Die Grundatmosphäre im hydrostatischen Gleichgewicht besteht aus einer ungesättigten neutralen Grundschicht mit konstanten Werten für die potentielle Temperatur ungesättigter Feuchtluft und das Wasserdampf-mischungsverhältnis, aus einer gerade gesättigten feuchtilabilen Oberschicht, in welcher der lokale Temperaturgradient (γ) zwischen dem feuchtadiabatischen (I'_f) und dem trockendiabatischen (I'_t) Wert liegt, und einer trockenen neutralen Deckschicht. Zur Auslösung des konvektiven Prozesses wird der Grundschicht eine Temperaturstörung (Warmluftblase) überlagert, die von einem Maximalwert (0.5 grad) im Zentrum radial linear abklingt. Die Überlagerung geschieht zunächst so, daß unter Festhaltung des Druckes der Temperaturexzeß durch ein Dichtedefizit kompensiert wird. Anschließend werden die Felder einer Adaptationsprozedur unterworfen, um sie schallfrei zu machen. Die erforderliche diagnostische Gleichung ergibt sich aus den Forderungen $\nabla \cdot \rho \mathbf{v} = 0$ und $\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \cdot \rho \mathbf{v}) = 0$. Der letzte Schritt ist bei sehr kleiner Anfangsstörung, die sich jedoch wegen langer Anlaufzeit als unzuverlässig erweist, entbehrlich. Der Ablauf der feucht-konvektiven Umlagerung läßt sich in 4 Phasen gliedern.

1. Initialisierung (0—10min). Durch die Anfangsstörung wird in der Grundschicht eine Initialzirkulation in Gang gesetzt, die auch auf die Oberschicht ausgreift (Abb. 1.2).

2. Organisation (10—20 min). Der feucht-konvektive Prozeß in der Oberschicht organisiert sich. Die räumlichen Abmessungen (Wolkenbreite, Abstand des Wirbelzentrums von der Achse) nehmen dabei charakteristische Werte an; die Anfangsstörung wird in das System einbezogen (Abb. 1.3).

3. Umschichtung (20—38 min). Der während der Organisationsphase durch freigesetzte Kondensationswärme entstandene Warmluftkörper steigt unter heftiger Kondensation auf (Abb. 1.4—1.6). Es werden dabei Maximalwerte des Aufwindes von 29.35 m/s, des Flüssigwassermischungsverhältnisses von 7.75 g/kg und des Temperaturüberschusses über den horizontalen Mittelwert von 7.68 grad erreicht. Während sich der Warmluftkopf am oberen Rand über der kälteren Luft rasch seitlich ausbreitet, bleibt in der Achse für längere Zeit ein quasistationärer Wolkenschlauherhalten. Die im Verlauf des Aufstiegens wachsende Einbeziehung seit-

licher Luft in den Wolkenkörper (dynamisches Entrainment) geht aus den Abb. 1.3—1.6 deutlich hervor. Legt man die potentiell-äquivalente Temperatur, die bei den behandelten Vorgängen annähernd als individuelle Invariante angesehen werden darf, der Darstellung zugrunde (Abb. 1.7—1.9), so steht der Aspekt der Umschichtung im Vordergrund. Aus vertikalen Luftmassenunterschieden werden dynamisch wirksame horizontale, die dann zu einer neuen vertikalen Anordnung führen (man vergleiche die Folge meridional-zonal-meridional bei einem Indexzyklus der allgemeinen Zirkulation). Zu beachten ist das resultierende mittlere Vertikalprofil mit einem Minimum in mittleren Höhen (Abb. 1.9), das nur durch einen geordneten Prozeß hergestellt werden kann.

Betrachten wir die Struktur der Felder im Bereich einer Cumuluszelle etwas genauer (Abb. 1.10—1.12): Aufwindslot und Wolke fallen nicht zusammen (Abb. 1.10); der seitliche Wolkenrand weist vielmehr ein ausgeprägtes Absinkmaximum auf. Diese Tatsache ist aus Messungen wohlbekannt (17) und läßt sich in eindimensionalen Modellen grundsätzlich nicht berücksichtigen. Die kompensierende Absinkbewegung setzt sich offenbar aus einer Nahkomponente, die zu der im Dreidimensionalen toroidalen Zirkulation des aufsteigenden Warmluftkörpers gehört, und einer Fernkomponente, deren großräumig gleichmäßige Bewegung mit der ablaufenden Umschichtung in Verbindung steht, zusammen. Der physikalische Mechanismus der Abwindstruktur wird klar, wenn man das Feld der Temperaturabweichungen vom horizontalen Mittel heranzieht (Abb. 1.11). Demnach gliedert sich die Zelle in einen heißen Kern, einen kalten Mantel und eine relativ warme Absinkumgebung. Der kalte Mantel fällt nun wieder etwa mit dem Wolkenrand zusammen und ist auf Entrainment-Detrainment-Vorgänge mit entsprechender Verdunstungsabkühlung zurückzuführen. Die räumliche Übereinstimmung von Absinkmaximum und Temperaturminimum ist das Ergebnis eines Optimierungsvorganges während der Organisationsphase. Die Darstellung des turbulenten Diffusionskoeffizienten, für alle Austauschgrößen gleich, zeigt in Übereinstimmung mit der Beobachtung (18), daß intensive Turbulenz nur im Innern und am Rand der Wolke zu erwarten ist, während im ungesättigten Gebiet gleichmäßigen Absinkens konvektionsbedingte Turbulenz zu vernachlässigen ist (Abb. 1.12).

4. Schwereschwingungen und Sekundärkonvektion (38 min bis zum willkürlichen Ende des Experimentes). Der feucht-konvektive Prozeß mündet in abklingende Schwereschwingungen, die zur Bildung weiterer aktiver Wolken (2. Generation) kleinerer vertikaler und horizontaler Abmessungen Veranlassung geben. Aus Gründen der Modellphysik und -geometrie läßt diese Phase kaum einen Vergleich mit der Natur zu und besitzt vorwiegend theoretisches Interesse.

Vielleicht ist anhand dieser wenigen Streiflichter die Leistungsfähigkeit der numerischen Simulationsmethode offenbar geworden, von der allein man eine Aufklärung des komplexen Gefüges konvektiver Wolken erhoffen kann.

Gekürzter Nachdruck des Originalaufsatzes über „Die Entwicklung unserer Anschauungen über atmosphärische Eisbildung seit Wegener“ im Alfred-Wegener-Gedenkhft der Zeitschrift: „Polarforschung“, Bd. VII, Jg. 40, 1970, Nr. 1/2, S. 57—72. Mit freundlicher Genehmigung des Herausgebers.

Historisches

Der Stand der Wissenschaft über die Beziehung atmosphärischer Eisbildung und Niederschlagsbildung bis zum Jahre 1938 wurde von FINDEISEN in seiner Untersuchung „Die kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung“ dargelegt. Nachdem W. PEPLER 1940 gefunden hatte, daß Eisbildung in der Atmosphäre für gewöhnlich erst bei Temperaturen unter -12°C beginnt, wurde angenommen, daß Sublimationskerne zwar den direkten Übergang der Dampfphase in die feste Phase veranlassen, aber so klein sind, daß sie erst bei entsprechender Eisübersättigung ansprechen. Da bei -12°C und Wassersättigung rund 12% Eisübersättigung herrschen, ergab sich durch Anwendung der W. Thomson'schen Formel eine Größenordnung für Sublimationskerne von rund 10^{-6} cm . Man nahm an, daß Sublimationskerne wegen ihrer Kleinheit bei der Kondensation zurückbleiben und daher „bei der Bildung von Wasserwolken unberührt bleiben“. Dieser Ansicht stand die unter Meteorologen wenig bekannte Ostwaldsche Stufenregel gegenüber. OSTWALD war ein Physiko-Chemiker, der die These aufgestellt hatte, daß sich von zwei möglichen Phasen aus dem Dampf einer Substanz immer diejenige zuerst bildet, die die kleinere Oberflächenenergie gegen die Dampfphase hatte. Bezeichnen wir die Grenzflächenenergie Dampf-Wasser mit σ_{DW} und die Grenzflächenenergie Dampf-Eis mit σ_{DE} , dann gilt nach einem Vorschlag von VOLMER angenähert die Beziehung:

$$\frac{\sigma_{\text{DW}}}{\sigma_{\text{DE}}} \sim \frac{\text{Kondensationswärme}}{\text{Sublimationswärme}}$$

oder $\sigma_{\text{DW}} \sim 0.88 \sigma_{\text{DE}}$. Im System Dampf-Wasser-Eis müßte sich darum immer die Wasserphase bilden, aus der dann durch Gefrieren mit einem kleinen Energieaufwand die feste Phase entsteht.

Mit Gültigkeit der Ostwaldschen Stufenregel ist das Erscheinen der neuen Phase aus dem Dampf an Kondensation und Wassersättigung gebunden, daher ist es notwendig, die Kondensationsbereitschaft der Kerne zu kennen. Während die Wirksamkeit hygroskopischer Substanzen durch die Arbeiten von HILDING KÖHLER erforscht war, war das Verhalten nicht hygroskopischer fester Kerne viel weniger bekannt.

Die Bevorzugung des Kondensationsprozesses gegenüber dem Sublimationsprozeß folgt auch aus der Tat-

sache, daß das Erscheinen der neuen Phase an die Sättigungsfeuchte mit Bezug auf die flüssige Phase und nicht an die Sättigungsfeuchte mit Bezug auf die feste Phase gebunden ist. Die sogenannte Eissättigung, die ja ausgedrückt als relative Feuchte temperaturabhängig ist, ist durch keinerlei bedeutende Erscheinung ausgezeichnet — Adsorptionserscheinungen an festen Oberflächen sind eindeutig an Wassersättigung gebunden und nicht an einen beliebigen Wert der relativen Feuchte. Dies folgte aus Untersuchungen über die Grenzflächenenergie von festen Stoffen und feuchter Luft, die gezeigt hatten, daß diese Energie von der relativen Feuchte abhängig war. Bei Annäherung an Wassersättigung verloren feste Stoffe ihre charakteristische Oberflächenenergie und nahmen viel geringere Werte an, die offenbar durch das Entstehen einer Adsorptionsschicht verursacht waren.

Die J. J. THOMSON'schen Arbeiten über das Gleichgewicht zwischen Kristallphase und Schmelze waren in der Meteorologie unbekannt und daher nicht auf die atmosphärische Eisbildung angewandt worden. So hatte sich die Sublimationskern-Hypothese fest etabliert.

Die neue Zeit

Die Sublimationskern-Hypothese sollte grundlegende Änderungen mit Ausbruch der neuen Dekade erfahren. 1939 war VOLMERs klassisches Werk „Die Kinetik der Phasenbildung“ erschienen, und die von ihm abgeleiteten allgemeinen Erkenntnisse über Keimbildung waren von seinem Mitarbeiter KRASTANOV (19), (20) auf die atmosphärische Eisbildung angewandt worden.

Die Entstehung der neuen Phase wurde ganz allgemein zurückgeführt auf die Arbeit, die erforderlich ist, einen „lebensfähigen“ Keim der neuen Phase zu bilden. Grundsätzlich waren zwei Wege erkannt worden: der neue Keim konnte sich entweder direkt aus der homogenen Dampfphase bilden (homogene Keimbildung) oder auf dem Umwege über einen Katalysator an einer fremden Grenzfläche (heterogene Keimbildung). Für die Entstehung eines Eiskristalls gab es daher offenbar mehrere Möglichkeiten, die allerdings erst später mit zunehmender Einsicht in die scheinbar immer verwickelter werdenden Verhältnisse erkannt wurden:

1. Primäre Entstehung direkt aus der Dampfphase.
2. Sekundäre Entstehung an einer Grenzfläche (Sublimationskern) aus der Dampfphase.
3. Primäre Entstehung direkt aus der Schmelze.
4. Sekundäre Entstehung an einer Grenzfläche (Gefrierkern) aus der Schmelze.

Es sollte sich später herausstellen, daß der bis dahin unbekannte Prozeß No. 3 eine große Rolle spielt beim Impfen von Wolken mit Trockeneis, und daß der Pro-

zeß No. 4 eine Reihe wichtiger Varianten haben konnte: der Gefrierkern konnte bereits in der unterkühlten Wasserphase enthalten sein, er konnte durch Kontakte mit der unterkühlten Phase die Keimbildung veranlassen, oder er konnte erst als Kondensationskern wirken und dann als Gefrierkern.

VOLMER geht von der Arbeit A_k aus, die für die Bildung eines Keimes der neuen Phase aus der homogenen alten Phase notwendig ist und leitet aufgrund der Keimgeometrie die Beziehung ab:

$$A_k = \frac{1}{3} \omega r_k^2 \sigma \quad [2.1]$$

Hierbei ist ω ein geometrischer Faktor, z. B. bei der Kugel $4 \cdot \pi$, beim Würfel $4 \cdot 6$; r_k Radius der dem Keim eingeschriebenen Kugel und σ die Grenzflächenspannung. Eine analoge Beziehung gilt für die Keimbildung in der Schmelze, nur daß als σ die Grenzflächenspannung Schmelze-Eis einzusetzen ist. Dadurch wird die Keimbildungsarbeit schon nahezu um eine Größenordnung geringer. In einem thermodynamischen System kann die Wahrscheinlichkeit W , daß in einer unendlichen Phase I die sehr kleine Masse m der Phase II als Keim vorliegt, durch die Boltzmannsche Beziehung ausgedrückt werden:

$$W = e^{-\frac{A_k}{kT}} \quad [2.2]$$

Berücksichtigt man, daß die Dauer τ des Keimzustandes begrenzt ist, und daß eine Häufigkeit I existiert, mit der der Keimzustand in der Zeit- und Volumeneinheit eintritt, dann findet man für W

$$W = \tau I \quad [2.3]$$

Schließlich wird die in der Zeit- und Volumeneinheit gebildete Keimzahl

$$I dt = ZW'O e^{-\frac{A_k}{kT}} dt \quad [2.4]$$

Hier bedeuten Z die Zahl der Einzelmoleküle in der Mutterphase, W' die sekundliche Stoßzahl der Dampfmoleküle auf 1 cm^2 multipliziert mit dem Kondensationskoeffizienten und O die Oberfläche einer Molekel. Der Faktor ist von der Größenordnung 10^{25} . VOLMER weist darauf hin, daß diese Gleichung für die Kinetik der Phasenbildung analog derjenigen für chemische Reaktionsgleichungen aufgebaut ist.

Der Teilchenradius im Ausdruck für die Keimbildungsarbeit im Exponenten kann durch verschiedene bekannte Beziehungen ausgedrückt werden. Für die Keimbildung aus der Dampfphase wird unter Benützung der W. Thomson'schen Beziehung über Teilchenradius und Übersättigung:

$$\frac{A_k}{kT} = \frac{4 \omega M^2}{3 R^2 k} \cdot \frac{\sigma^3}{d^2} \cdot \frac{1}{T^3 \ln^2 \frac{p_k}{p}} \quad [2.5]$$

Hier bedeuten:

- ω geometrischer Faktor
- M Molekulargewicht
- R Gaskonstante
- k Boltzmann'sche Konstante
- σ Grenzflächenenergie Dampf-Wasser
- T Abs. Temperatur
- d Dichte
- p_k Sättigungsdruck über Keim
- p Sättigungsdruck über ebener Wasserfläche

Findet die Keimbildung an einer Grenzfläche statt, dann muß die Benetzbarkeit der Grenzfläche berücksichtigt werden. Der Ausdruck im Exponenten wird daher mit einer Funktion multipliziert, die den Kontaktwinkel φ enthält. Abb. 2.1 zeigt die Abhängigkeit der Übersättigung vom Kontaktwinkel. Die Realität dieser Kurvendarstellung ist experimentell noch nicht bewiesen; es ist möglich, daß die starke Adsorptionsneigung von Wasserdampf zur Erniedrigung des Kontaktwinkels während der Kondensation beiträgt.

Abb. 2.2 ist übertragen von FLETCHER (22) und zeigt das kritische Übersättigungsverhältnis zur Keimbildung für einen Wassertropfen pro Sekunde auf einem festen unlöslichen Kern, dessen Radius gegeben ist, und dessen Oberflächeneigenschaft durch $m = \cos \varphi$ bestimmt ist. Man sieht leicht, daß $m = 1$ völlige Benetzung bedeutet.

Für die Keimbildung aus der Schmelze leitet VOLMER unter Berücksichtigung der J. J. Thomson'schen Beziehung den folgenden Ausdruck ab

$$A_k = \frac{4 \omega M}{3 d} \left(-\right)^2 \frac{\sigma^3 T_s^2}{Q_s^2 (T_s - T)^2} \quad [2.6]$$

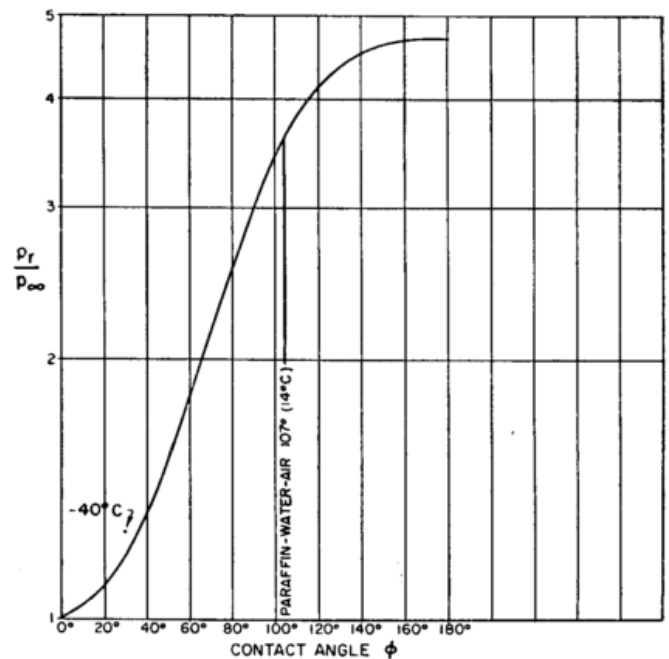


Abb. 2.1
Übersättigung bei Kondensation an einer Grenzfläche in Abhängigkeit vom Kontaktwinkel φ nach VOLMER (21)

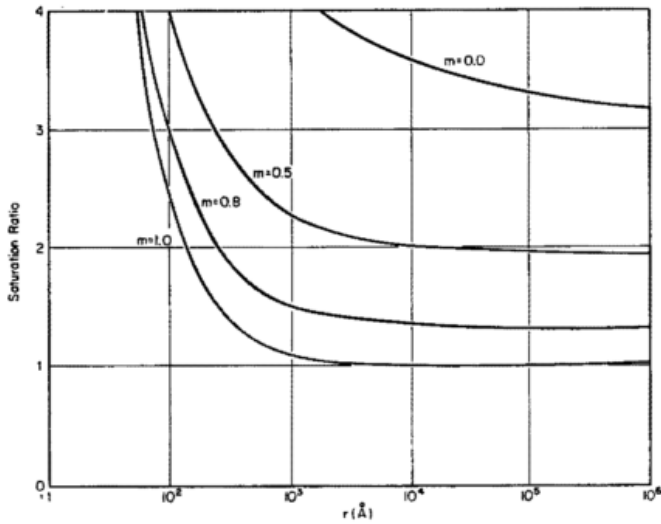


Abb. 2.2
Kondensationskurven für Kerne in Abhängigkeit von der Kerngröße r (in Ångström) und Kontaktwinkel φ ausgedrückt durch $m = \cos \varphi$ nach FLETCHER (22)

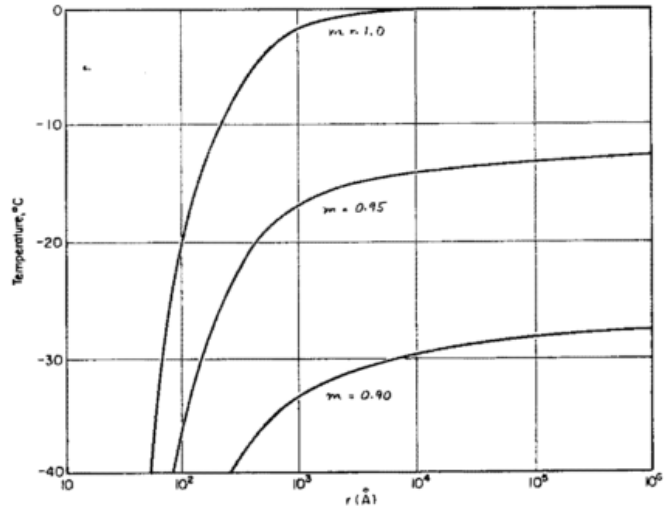


Abb. 2.3
Eisbildung aus der Dampfphase an Gefrierkernen mit gegebenem Radius r (in Ångström) und Benetzbarkeit ausgedrückt durch Parameter $m = \cos \varphi$, wo φ der Kontaktwinkel ist. Nach FLETCHER (22)

Hier bedeuten:

- σ Grenzflächenenergie Wasser-Eis
- Q_s Molare Schmelzwärme
- T_s Schmelzpunkt

Im Falle der Keimbildung an einem Kern muß neben dem Kontaktwinkel ein den „elastic strain“ berücksichtigender Ausdruck beachtet werden. Die Anwendung der Volmer'schen Theorie auf atmosphärische Eisbildung scheint in Fletchers Buch am weitesten fortentwickelt zu sein; deshalb seien hier aus seinem Buch zwei Figuren wiedergegeben, die den Verhältnissen in der Natur, so wie sie heute bekannt sind, am ähnlichsten sein dürften.

Abb. 2.3 gilt für einen Gefrierkern, der bei Wasser-sättigung wirksam wird und einen Eiskristall durch Sublimation wachsen läßt. Die Abszisse ist wiederum der Kernradius, während der Parameter m den Kontaktwinkel bedeutet. „Elastic strain“ ist nicht berücksichtigt; die Kurven gelten daher streng genommen nur für einen idealen Gefrierkern.

Abb. 2.4 gibt die Kristallisationstemperatur in Abhängigkeit von der Kerngröße für Eisbildung aus der Schmelze und wiederum als Funktion des Kontaktwinkels. Die Bedeutung der Figuren liegt darin, daß es möglich war, einer bestimmten Teilchengröße eine Gefrier- oder Sublimationstemperatur zuzuordnen. Da in der freien Atmosphäre Keimbildung durch Kontakt zwischen einem Gefrierkern und einem Wolkentröpfchen vorkommen kann, tragen auch solche Teilchen zur Eisbildung bei, die zu klein sind, um erst als Kondensationskern zu wirken.

Rückblickend sei betont, daß die klassische Volmer'sche Abhandlung einen neuen Weg jenseits des unsicheren Begriffes der Sublimationskernhypothese gezeigt hat; Nachteile der Theorie sind, daß es notwendig ist, makroskopische Eigenschaften wie die Grenzflächenenergie auf Aggregate anzuwenden, die nur wenige Ång-

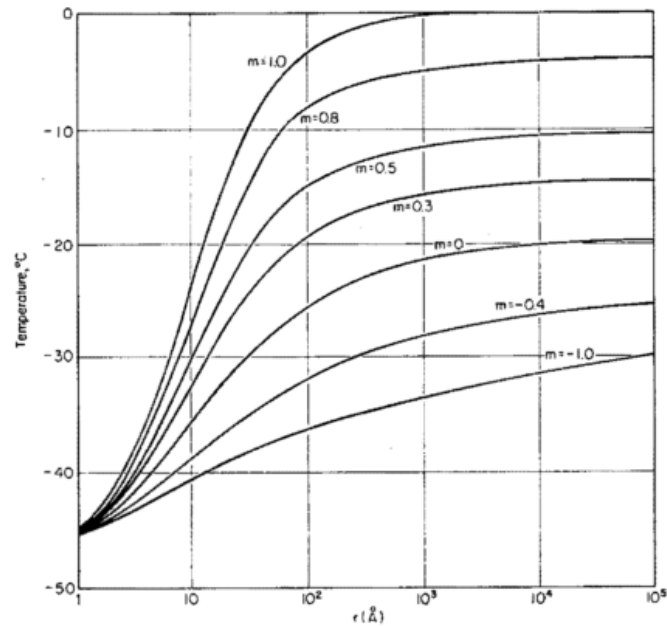


Abb. 2.4
Eisbildung aus der Schmelze an Gefrierkernen mit gegebenem Radius r (in Ångström) und Benetzbarkeit, ausgedrückt durch Parameter $m = \cos \varphi$, wo φ der Kontaktwinkel ist. Nach FLETCHER (22)

ström Durchmesser haben. Wenngleich damals die Anwendung der Theorie auf die atmosphärische Eisbildung tastend und unsicher war, so war doch von Anfang nicht daran zu zweifeln, daß von ihr neue wichtige Einsichten kommen würden. Sie bestätigte im wesentlichen Ostwalds Stufenregel, und ihre Quintessenz kann in der für die damalige Zeit lapidaren Feststellung zusammengefaßt werden: „Bis weit unterhalb der Gefriertemperatur entstehen primär Wassertropfen an Staub“ (21).

Die Gefrierkern-Hypothese

Von der beobachtenden und experimentellen Seite her wurde die Volmer'sche Theorie durch verschiedene Autoren unterstützt: E. WALL berichtete über Eisbildung im Strahlungsnebel von Klagenfurt (23) und definierte primäre und sekundäre Eisbildung, um Eisbildung durch Sublimationskerne und durch Gefrierkerne zu unterscheiden. Er schreibt (24): „Zur Eisbildung führen zwei Wege, der eine durch Gefrieren von Tröpfchen von einem festen Gefrierkern aus, der andere durch Sublimation am Sublimationskern“. Er war damit der erste, der den Begriff Gefrierkern in die Literatur einführte. Es sei hier an die Beobachtungen erinnert, nach denen für die Bildung von Auspuffwolken hinter hochfliegenden Flugzeugen und Cirren Wassersättigung für notwendig gefunden worden war. Diese Beobachtungen wurden bestätigt durch experimentelle Untersuchungen, die ergaben, daß auch bei tiefen Temperaturen (-40°C) Eiskristalle nur bei Wassersättigung entstanden. Es war besonders interessant zu finden, daß erste Eisbildung an Kernen oft eine geringe Wasserübersättigung benötigte, während folgende Eisbildungen kurz vor Erreichen der Wassersättigung bei 97% relativer Feuchte stattfanden. Das entsprach der irreversiblen Kondensation JUNGES (25) und bedeutete offenbar, daß Gefrierkerne feste Teilchen mit beschränkter Benetzbarkeit waren. Sehr wenig Eiskristalle entstanden im Bereich der Eisübersättigung und Wasseruntersättigung.

Es konnte keinem Zweifel unterliegen, daß durch die neuen Beobachtungen und Erkenntnisse anstelle der einfachen Sublimationskernhypothese erheblich kompliziertere Zusammenhänge zur Erklärung der atmosphärischen Eisbildung angenommen werden mußten. Was von der alten Sublimationskerntheorie erhalten blieb, waren die Vorstellungen der Isomorphie, des orientierten Aufwachsens eines Gastkristalls auf einer kristallinen Unterlage. Gegen Ende des 2. Weltkrieges waren die Erkenntnisse soweit fortgeschritten, daß als Bedingung für einen Sublimationskern die Existenz echter Isomorphie zwischen Eis und Kern erkannt war; d. h. daß beide Kristalle Mischkristalle zu bilden fähig sein mußten, während für einen Gefrierkern die geringere Forderung des orientierten Aufwachsens genügte. Echte Isomorphie erfordert keine Keimbildungsarbeit, sondern nur Weiterwachsen eines Kristalls auf einem anderen. Ein echt isomorpher Kristall verhält sich daher wie ein kleiner Eiskeim, auf dem Eis aus der Dampfphase sublimiert, wenn Eissättigung erreicht ist.

Orientiertes Aufwachsen — Epitaxie — dagegen erfordert nur 2-dimensionale Ähnlichkeit der beiden Kristallebenen, wobei die Kristallsysteme von Gast- und Wirtkristall nicht identisch zu sein brauchen; die Molekülbindung im Kristallgitter kann verschieden sein. Der Wirtkristall soll aber kaum löslich und nicht hygroskopisch sein; er muß wenigstens stellenweise benetzbar sein, damit die Gastmoleküle durch die Geometrie und Energieverteilung der Unterlage veranlaßt werden, sich in der Eisstruktur zu orientieren. Der Prozeß der Eisbildung beginnt hier mit der Adsorption von H_2O -Molekülen auf der Keimoberfläche, gefolgt von

Kondensation und subsequenter Eisbildung aus der Schmelze. Die Gefriertemperatur bestimmt sich dabei durch die Größe des Urkeims auf der Unterlage. Diese Größe ist gegeben durch den Grad des „misfit“ zwischen den beiden Kristallebenen.

Diese Vorstellungen schienen trotz stark hypothetischer Natur gestützt und bestätigt durch ein geniales Experiment. Von kristall-physikalischen Vorstellungen ausgehend, untersuchten VONNEGUT und TURNBULL (26) verschiedene Kristalle, deren Gitterstruktur derjenigen von Eis ähnlich war, auf ihre Keimwirkung für Eisbildung. Unter diesen war Silber-Jodid, dessen Struktur wie diejenige von Eis hexagonal war, und dessen Kristallgitter durch ein seltsames Spiel der Natur große Ähnlichkeit mit dem Eisgitter hatte. Der lineare „misfit“ zwischen den beiden Gittern ist nur etwa 1.4%. Weitere bemerkenswerte Eigenschaften von AgJ sind seine außerordentlich geringe Wasserlöslichkeit ($3 \cdot 10^{-7}$ g per 100 ccm Wasser), die leicht hydrophobe Eigenschaft seiner Oberfläche (Kontaktwinkel $10^{\circ} \pm 2^{\circ}$) und die Tatsache, daß AgJ, wenn verdampft, in heißer Flamme bei schneller Abkühlung des Dampfes offenbar durch homogene Keimbildung zu großen Mengen kleiner Kristalle sublimiert. Je nach der Bildungstemperatur entstehen verschiedene Varianten von AgJ, die teils kubische, teils hexagonale Struktur besitzen. Die wünschenswerte Form ist β -AgJ, das bei Temperaturen zwischen 137° und 146°C entsteht. Trotz der Hydrophobie seiner Oberfläche konnte BIRSTEIN (27), (28) zeigen, daß Wassermoleküle schon vor Erreichen von Wassersättigung in vielen Schichten adsorbiert werden. Er schließt daraus, daß die Orientierung dieser Schichten in der Eisstruktur das Weiterwachsen zu einem Eiskristall bei Eissättigung erlaubt, daß AgJ also ein Sublimationskern ist. Es gibt allerdings eine Reihe schwerwiegender Argumente, die gegen diese Ansicht sprechen. Zunächst bilden Eis und AgJ keine Mischkristalle; es besteht daher keine Isomorphie zwischen beiden Kristallen. EDWARDS und EVANS (29) bestätigten die Hydrophobie von AgJ und fanden, daß Kondensation bei 20°C an einer Silberjodit-Oberfläche erst bei einer relativen Feuchte von $120 \pm 5\%$ stattfindet. Sie schließen daher, daß Eisbildung nur durch Kontakt mit unterkühlten Wassertropfen entsteht. In der Praxis wird AgJ gewöhnlich durch einen Verbrennungsprozeß hergestellt, entweder gelöst in Azeton unter Beimengung eines Lösungsmittels wie NaJ oder NH_3 , oder in einem pyrotechnischen Gemisch zusammen mit einem Sauerstoffträger. AgJ ist daher kaum je in reiner Form vorhanden, sondern gemischt mit Verbrennungsrückständen, die immer mehr oder weniger hygroskopisch sind. An einem solchen Aggregat findet Kondensation vor Erreichen der Wassersättigung statt; wenn AgJ dann als Gefrierkern wirkt, kann der ganze Prozeß leicht als die Wirkung eines Sublimationskerns interpretiert werden. Da ferner die Entstehung der Silberjodid-Kristalle offenbar durch einen Prozeß homogener Keimbildung stattfindet, muß ihr Wachstum bei hoher Übersättigung stattfinden und daher zu sehr unregelmäßigen Kristallformen führen. Diese Kristalle werden Stufen, Ecken,

Löcher und andere Wachstumsfehler haben, in denen schon bei 90% Feuchte Kondensation stattfinden kann. Dieser Umstand kann wiederum leicht die Wirkung eines Sublimationskernes vortäuschen (30), (31).

Laboratoriumsuntersuchungen von MASON (32) an sorgfältig hergestellten reinen AgJ-Kristallen zeigten, daß Kristallbildung hauptsächlich an Stufen und Fehlern im Kristallgitter einsetzte. Es liegt daher nahe, die Wirksamkeit als Kapillarkondensation zu erklären und nicht als Sublimation aus der Dampfphase. Eindeutige Beobachtungen, daß AgJ als Gefrierkern durch Kontakt mit unterkühlten Wassertropfen und nicht als Sublimationskern wirkt, sind erst kürzlich durch sorgfältige Analysen der Eiskristallformen gelungen (33). Es konnte gezeigt werden, daß im Temperaturbereich von -10° bis -20° C charakteristische Unterschiede zwischen Eiskristallen bestehen, die durch Gefrieren von Tröpfchen und solchen, die durch einen Kern entstanden waren. Wenn AgJ in einen unterkühlten künstlichen Nebel eingeführt wurde, entstanden ausschließlich solche Kristalle, die durch ihr Wachstum um ein gefrorenes Tröpfchen ausgezeichnet waren. Hätte AgJ als Sublimationskern gewirkt, dann hätte die andere Form entstehen müssen. Diese Form entstand, wenn Trockeneis zum Impfen in derselben experimentellen Anlage benutzt wurde.

Damit müssen wir auf eine andere wichtige Entdeckung der Nachkriegszeit verweisen: Die Wirkung von Trockeneis. Vincent SCHAEFER (34) beobachtete, daß eine unterkühlte Nebelwolke in Eiskristalle umgewandelt werden kann, wenn man ein Stückchen Trockeneis darin herumschwenkt. Trockeneis ist feste Kohlensäure und -78° C kalt. Wenn es daher in eine mit Wasserdampf gesättigte Atmosphäre von -10° C gebracht wird, ist diese mit bezug auf die Trockeneis-Temperatur mehrtausendfach übersättigt, so daß sofort homogene Kondensation einsetzt und große Mengen submikroskopischer Tröpfchen entstehen, von denen einige gefrieren und als Kristall weiterwachsen. Es besteht auch die Möglichkeit, daß gemäß der Volmer'schen Theorie der homogenen Keimbildung aus der Dampfphase bei der tiefen Temperatur von Trockeneis Eis primär entsteht — ein experimenteller Nachweis steht jedoch noch aus.

SCHAEFERS Versuche führten jedoch zu einem überaus wichtigen Nebenprodukt; es stellte sich heraus, daß bei etwa -40° C die Schwelle der homogenen Keimbildung für unterkühltes Wasser besteht. Diese Schwelle ist auch in Laboratoriumsexperimenten mit sorgfältigst gereinigtem unterkühltem Wasser annähernd erreicht worden. Man darf annehmen, daß die dann wirksamen „Urkeime“ durch die tetraedrische Anordnung der Wassermoleküle gebildet werden. Diese Tetraeder spielen eine wichtige Rolle in röntgenspektroskopischen Aufnahmen von Eis, und es ist bekannt, daß die Struktur von unterkühltem Wasser derjenigen des Eiskristalls ähnlich wird. Eine einfache Erklärung der Schwellentemperatur existiert nicht; sie ist bedingt durch die Struktur des unterkühlten Wassers. FLETCHER berechnet für die Größe eines idealen Kristall-

keimes zur Eisbildung aus der Schmelze bei einer Temperatur von -40° C eine Größe von einigen wenigen Ångström (siehe Abb. 2.4).

Gefrieren von dünnen Filmen

Im Jahre 1960 waren die Forschungen über Eisbildung soweit fortgeschritten, daß Epitaxie als der einzig grundlegende Mechanismus in Frage gestellt war.

Ähnlich wie die oben erwähnte irreversible Kondensation war auch eine irreversible Kristallisation beobachtet worden. MASON (32) berichtete, daß ein Kaolinit-Kristall, der erst bei -9° C aktiv war, nach Verdampfen des Eises und Erwärmung bis nahe an 0° C schon bei -4° C wirkte. Es war jedoch seltsam, daß unter den vielen beobachteten Stoffen keiner war, der Eisbildung schon beim Gefrierpunkt von 0° C veranlaßt hätte — mit einer Ausnahme. Wir fanden bei Untersuchungen mit frisch gespalteten Glimmerflächen, daß auf denselben beim Anhauchen keine Tröpfchen, sondern ein homogener Wasserfilm entstand, dessen Homogenität durch gleichmäßige Newton'sche Farbringe sichtbar wurde. In der Kältekammer konnte beobachtet werden, daß dieser Film bevorzugt von zwei Stellen zu gefrieren begann: einmal von dort, wo Stufen durch abgerissene Blätter entstanden waren, und zum zweiten Mal von dort, wo der Film am dünnsten war, d. h. von den Rändern. Das Bemerkenswerteste war, daß der Film stets genau bei 0° C zu gefrieren begann. Diese Beobachtung ist um so erstaunlicher, als die gespaltene Glimmoberfläche Quarzstruktur hat, die als Gefrierkern für gewöhnlich erst unter -12° C wirkt. Es scheint daher, als sei das Gefrieren eines Wasserfilms auf einer chemisch reinen Oberfläche mit geringerem Energieaufwand verbunden als das Gefrieren eines Tröpfchens. Eine weitere interessante Beobachtung hat ALLEE (35) mitgeteilt, der die Bildung eines solchen Wasserfilms auf einer mit einer Tesla-Spule elektrisch gereinigten hochpolierten Chromoberfläche beobachtet hat. Auch hier kristallisierte der Film leicht in der Kältekammer. Es erscheint außerordentlich wichtig, die Keimbildung durch solche zweidimensionalen Filme zu studieren, da sie vielleicht Licht auf einige noch ungeklärte Beobachtungen in der Natur werfen können. WALL (23) beschreibt z. B., wie sich beim Auflösen eines Strahlungsnebels Eiskristalle mit zunehmender Häufigkeit, wie eine „epidemische Krankheit“ bildeten. Dieselbe Erscheinung ist auch wiederholt vom Verfasser beobachtet worden. In diesem Zusammenhange sei auch an die zahlreichen Beobachtungen der letzten Jahre erinnert, wonach Cumuluswolken schon bei Temperaturen um -4° C völlig vereist waren, während die gleichzeitig gemessenen Gefrierkernkonzentrationen nur $1/100$ bis $1/1000$ der Eiskristallkonzentrationen betragen (36). Es ist verständlich, daß beim Verdampfen der Wolkentröpfchen an den Wolkenrändern solche Wasserfilme entstehen, durch die die Keimbildung begünstigt wird. Diese Keimbildung wird wirkungsvoller an einem Verdampfungsfilm sein, da die Oberfläche durch die lösende Wirkung des Wassers gereinigt ist.

Kondensationsvorgänge in der Atmosphäre setzen nicht nur dynamische Hebungs- oder Mischprozesse voraus, die zur Abkühlung und damit zur Wasserdampfsättigung der Luft führen, sondern auch die Beteiligung geeigneter Kerne, an denen der Kondensationsprozeß und damit die Tröpfchenbildung einsetzt.

Die Erkenntnis, daß die Bildung einer neuen Phase an das Vorhandensein der sogenannten „Kondensationskerne“ geknüpft ist, führte zu einer Erforschung der Eigenschaften des atmosphärischen Aerosols bei der Kondensation. Zunächst wurde nach Untersuchungen hygroskopischer Substanzen der Einfluß der Seesalzpartikel bei der Wolken- und Nebelbildung überbewertet. Die bei der Messung der Teilchenzahl in den sogenannten „Kondensationskernzählern“ erzeugte Wasserdampfübersättigung übertrifft bei weitem die in der Atmosphäre zu erwartenden Übersättigungen. Es werden in den Zählern somit Kerne aktiviert und gezählt, die bei atmosphärischen Kondensationsprozessen sicherlich keine Rolle spielen.

In den letzten Jahren haben sich von seiten der Wolkenphysiker die Bemühungen verstärkt, diejenigen Teilchen des atmosphärischen Aerosols zu untersuchen, die als aktive Kondensationskerne, d. h. als Wolkenkerne bei der Tröpfchenbildung wirksam werden. Dazu muß man sich zunächst über die Höhe der Übersättigung klar werden, die tatsächlich in Wolken auftritt. Die maximale Übersättigung in Wolkenluft ist hauptsächlich von der Vertikalgeschwindigkeit und dem Größen-Spektrum der aktivierbaren Wolkenkerne abhängig.

Da es nicht möglich ist, die geringen Übersättigungen direkt zu messen, hat WARNER (37) eine indirekte Methode zu ihrer Bestimmung angewandt. Dazu werden die Vertikalgeschwindigkeit an der Wolkenbasis und das Tropfenspektrum in der Wolke gemessen. Die Übersättigung an der Wolkenbasis wurde dann mit folgender Beziehung berechnet:

$$S = \frac{0.0239 V + 1.72 \times 10^{-6} n}{\Sigma r} \quad [3.1]$$

Es bedeutet S die Übersättigung, ausgedrückt als Taupunkterhöhung in °C — zur Umrechnung bedient man sich der Beziehung $S (\%) \approx 6.7 \times S (^\circ\text{C})$ — V die Vertikalgeschwindigkeit in cm/s, n die Tropfenzahl pro Gramm Luft und Σr Summe der Tropfenradienintervalle in cm pro Gramm Luft.

Abb. 3.1 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Übersättigung an der Wolkenbasis. In nur 3% aller Fälle werden Übersättigungen größer als 1% beobachtet. Der 50%-

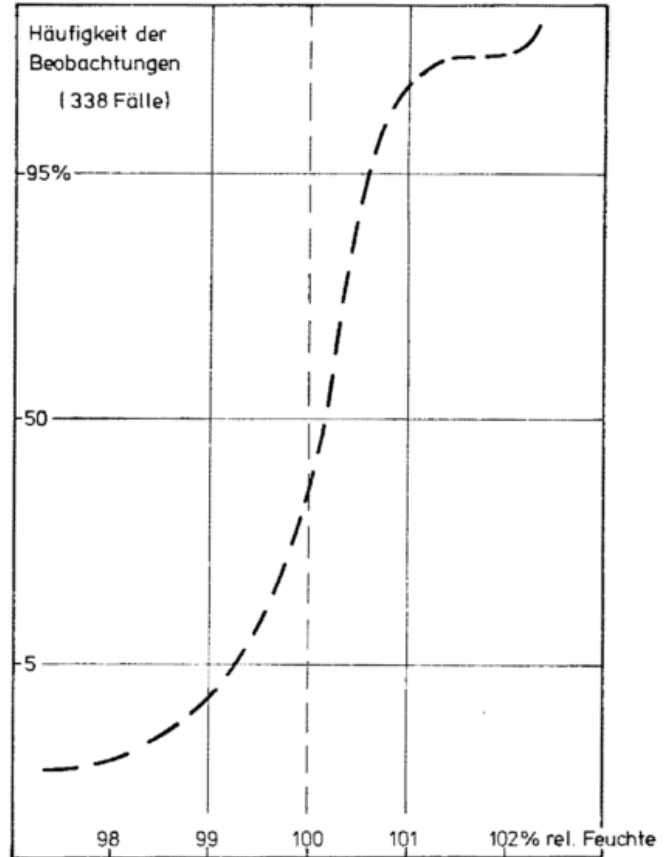


Abb. 3.1
Häufigkeitsverteilung der Übersättigung in Wolken (nach WARNER) (37)

Wert einer kumulativen Häufigkeitsverteilung liegt bei 0,1%, der 95%-Wert bei 0,6% Übersättigung. Die folgende Tabelle faßt einige typische Werte der an der Wolkenbasis zu erwartenden Übersättigungen zusammen.

Aufwindgeschwindigkeit (m/s)	Maximale Übersättigung (%)	
	kontinental	maritim
0,3	0,3	0,4
1	0,4	0,75
3	0,75	1,25
10	1,5	2,5

Alle Aerosolteilchen, die Übersättigungen über 2% benötigen, um aktiviert zu werden, sind daher für die Wolkenbasis zu erwartenden Übersättigungen zusammen. Mit Ausnahme weniger Gebiete treffen wir Wolken überall auf der Erde an, und der Grund für einen wolkenlosen Himmel ist immer ein anderer als Mangel an geeigneten Kernen. In diesem Aufsatz soll die Betonung auf den aktivierbaren Kernen, den „Wolkenkernen“ liegen, und es muß die Frage nach der Größenverteilung

lung und der Zusammensetzung der „Wolkenkerne“ sowie nach ihrer Konzentration über Kontinenten und Ozeanen und schließlich nach der Beziehung zwischen den Spektren der „Wolkenkerne“ und dem atmosphärischen Aerosol gestellt werden. Die Frage nach den „Wolkenkernen“ ist somit zunächst eine Frage nach dem atmosphärischen „background-Aerosol“.

Atmosphärisches background-Aerosol und großräumige Verteilung der Wolkenkerne

Messungen des atmosphärischen Aerosols in reiner Luft zeigen, daß die Troposphäre von einem „background-Aerosol“ erfüllt ist, dessen Konzentration rund 200 bis 600 Teilchen/ccm beträgt. Diesen troposphärischen Reiluftaerosolen sind über den Kontinenten bis etwa 5 km Höhe Aerosole anthropogener Herkunft überlagert, deren Konzentration zeitlich und räumlich stark schwankt. Über den Ozeanen — zumindest ist dies für die Nordhemisphäre gesichert — ist dem „background“-Aerosol das maritime Seesalzaerosol überlagert, wobei der Größenbereich zwischen $0,1 \mu$ und 1μ Radius die Übergangszone zwischen Seesalzkomponente und „background“-Aerosol darstellt. (38).

Die Kenntnis der Beziehung zwischen Aerosol und den bei der Wolkenbildung aktivierbaren Wolkenkernen ist von großer Wichtigkeit für alle Fragen der Mikrophysik der Wolken. Zahl und Zusammensetzung dieser Wolkenkerne beeinflussen direkt die mittlere Größe der Wolkenelemente, die Zahl der Wolkenelemente, die kolloidale Stabilität der Wolken und ihre optischen Eigenschaften.

Es ist zwar eine seit langem bekannte Erscheinung, daß mineralische Teilchen kontinentalen Ursprungs weite Strecken über dem Atlantischen Ozean verfrachtet werden, doch ist der hohe Anteil des Aerosols kontinentaler Herkunft am troposphärischen background-Aerosol über dem Ozean fern jeglichen direkten Landeinflusses eine der für die Wolkenphysik wichtigsten Erkenntnisse der letzten Jahre.

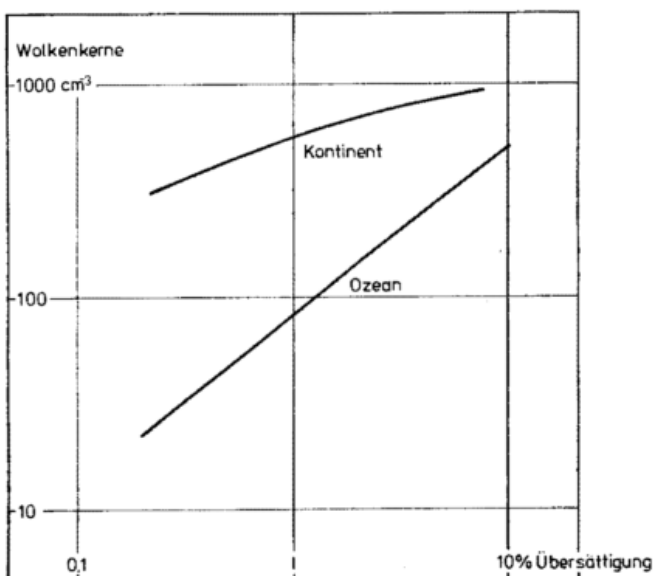


Abb. 3.2
Mittlere Konzentration der Wolkenkerne über Kontinenten und Ozeanen

Flugzeugmessungen der geographischen Verteilung der „Wolkenkerne“ durch SQUIRES und TWOMEY (39) und TWOMEY und WOJCIECHOWSKI (40) mittels einer thermischen Diffusionskammer im Übersättigungsbereich zwischen 0,2 und 2% ergaben charakteristische Übersättigungs-Spektren der bei Kondensationsvorgängen aktivierbaren Kerne. Bei 1% Übersättigung wurden bei den hier zitierten Messungen folgende Konzentrationen der Wolkenkerne beobachtet:

Mittelwert über den Kontinenten: $400/\text{cm}^3$

Mittelwert über dem Nordpazifik: $100/\text{cm}^3$

Mittelwert über dem Nord- und Südatlantik: $100/\text{cm}^3$

Mittelwert über dem Südpazifik: $40/\text{cm}^3$

Wie auch Abb. 3.2 zeigt, hat die Troposphäre über den Kontinenten einen höheren Gehalt an Wolkenkernen als die maritime Troposphäre.

Die aktivierten Kerne weisen unterschiedliche Konzentrationen bei konstant gehaltener Übersättigung auf, und sie nehmen mit wachsender Übersättigung unterschiedlich rasch zu. Dies deutet auf eine nicht homogene Zusammensetzung des Aerosols über den verschiedenen Ozeanen hin und auf einen unterschiedlich hohen Anteil beigemischter kontinentaler Aerosole. Untersuchung der kontinentalen Wolkenkerne über Australien, Afrika und Nordamerika ergaben erwartungsgemäß eine stärkere zeitliche und räumliche Fluktuation im Vergleich zur maritimen Atmosphäre. Die Erdoberfläche ist offensichtlich eine Quelle kontinentaler Wolkenkerne, doch gewinnen Gasreaktionen in der Atmosphäre als Kernquelle zunehmend an Bedeutung. Anthropogene Quellen spielen offenbar in globalem Maßstab noch eine geringe Rolle, insbesondere bei Übersättigungen unter 1%. Die mittlere troposphärische Verweilzeit der Wolkenkerne wird von SQUIRES und TWOMEY (39) mit 3 Tagen angegeben aufgrund von Messungen in einer sich vom Kontinent über den Ozean bewegenden Luftmasse. Diese Zeitangabe ist niedriger als die für troposphärische Aerosole üblicherweise angegebene Verweilzeit, was von den Autoren damit erklärt wird, daß diese Kerne bevorzugt am Kondensations-Verdampfungs- und Niederschlagszyklus teilnehmen. Eine einfache Abschätzung zeigt, daß die Selbstreinigung der Atmosphäre durch den Auswaschvorgang wirksam genug ist, um als einzige vermutliche Senke der Wolkenkerne zu gelten.

Das maritime „background“-Aerosol

Über das maritime Aerosol über den Ozeanen war bis vor wenigen Jahren nur bekannt und als allgemeingültig angesehen, daß in der ozeannahen Luftschicht die Seesalzteilchen eine wesentliche Rolle spielen, daß Teilchen im Größenbereich unter $0,1 \mu$ (Aitkenkerne) nur in äußerst geringer Anzahl auftreten, und daß zeitweise mit der Advektion von kontinentalen Luftmassen aus dem Inneren Afrikas Saharastaub in größeren Quantitäten über die Ozeane verfrachtet wird. Eine genauere Analyse des maritimen Aerosols gelang erst durch die Forschungsfahrten der „Meteor“ in den Jahren 1969 und 1971. Größenverteilung und chemische Zusammensetzung des maritimen Aerosols sind wichtige

Parameter für die Wirkung dieser Teilchen als Wolkenkerne, so daß ihre Kenntnis für den Wolkenphysiker von Bedeutung ist. Die Expeditionen der Jahre 1969 und 1971 im Atlantik zeigen hinsichtlich der Konzentration der Aitkenkerne Mittelwerte zwischen 594/ccm (41) sowie 490/ccm (Meteor Fahrt Nr. 23/1971). Diese Konzentrationsangaben sind höher als die vor etlichen Jahren in die Literatur eingegangenen Werte. Es besteht somit der Verdacht, daß sich auch über dem Atlantik eine großräumige Verunreinigung bemerkbar macht. Auf diese Möglichkeit wurde kürzlich auch von COBB und WELLS (42) hingewiesen, die anhand von Messungen der elektrischen Leitfähigkeit über dem Atlantik zeigen, daß sich die Gesamtkonzentration des Aerosols seit der Zeit des ersten Weltkrieges etwa verdoppelt hat.

Von dem über dem Atlantik verfrachteten Saharastaub liegen Messungen der Größenverteilung und Zusammensetzung noch kaum vor. Ein Beispiel für den Einfluß kontinentaler Aerosole auf die Zusammensetzung des maritimen Aerosols wurde während der Atlantik-

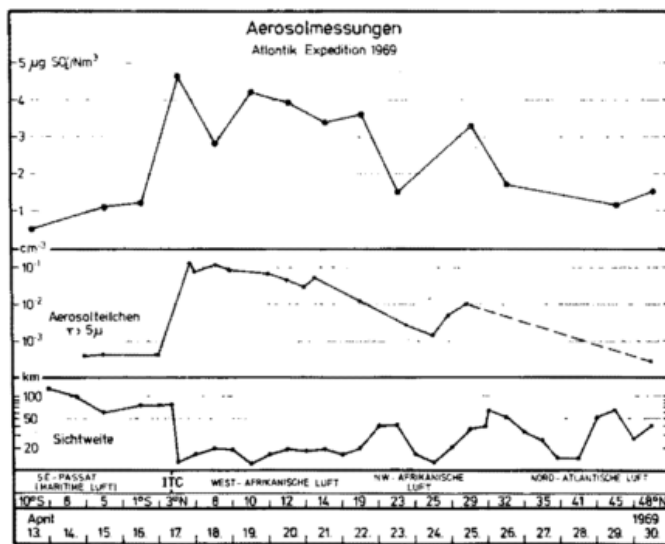


Abb. 3.3
Verteilung der Sulfatteilchen und des Gesamtaerosols über dem Atlantik (Meteorfahrt Nr. 23/1969)

Expedition der „Meteor“ im Jahre 1969 gefunden, als nach Durchfahren der ITC mit der Advektion westafrikanischer Luftmassen über dem Ozean ein spontaner Anstieg der Aerosolkonzentration, verbunden mit einem gleichzeitigen Rückgang der Sichtweiten, beobachtet wurde. Diese Aerosole enthielten — wie Abb. 3.3 zeigt — als eine wesentliche Komponente Sulfat, erkennbar an dem mit der Zunahme der Teilchenzahl verbundenen Anstieg des Sulfatgehaltes des Aerosols.

Hinsichtlich der sulfathaltigen Aerosolteilchen, die im Aerosol der ozeannahen Luftschicht anzutreffen sind, bieten sich zwei Quellen an:

1. Der Ozean selbst, da das Seesalzaerosol einen gewissen Anteil Sulfate enthält und 2. die Advektion aus kontinentalen Quellgebieten.

Das maritime Aerosol besteht nach neuerer Auffassung aus zwei Komponenten:

1. dem troposphärischen „background“-Aerosol kontinentaler Herkunft, das sich weltweit ausbreitet und etwa 80% der gesamten Troposphäre erfüllt und
2. dem Seesalzaerosol, das der unter 1) genannten Komponente überlagert ist. Seine Verbreitung ist im wesentlichen auf die Ozeane selbst und auch dort nur auf die unteren 2 Kilometer der Troposphäre beschränkt. Aufgrund der Untersuchungen während der verschiedenen „Meteor“-Forschungsfahrten und aus Daten der jüngsten Literatur hat JUNGE (38) erstmals eine Größenverteilung des Gesamtaerosols über den Ozeanen entwickelt, die die qualitative und quantitative Zusammensetzung in maritimer Reinluft berücksichtigt. Diese Darstellung — Abb. 3.4 — entspricht dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis über die verschiedenen Komponenten, die sich über den Ozeanen mischen und wird im folgenden erläutert:

1) Kurve a begrenzt die Seesalzteilchen, die in dieser Darstellung durch die Linie b in die beiden Produktionsmechanismen — einmal durch Bildung von Blasen an der Meeresoberfläche, zum andern durch aus der Meeresoberfläche herauschießende kleine Fontänen — getrennt werden. Die Lage der Linie b ist jedoch sehr unsicher.

2) Oberhalb Kurve a und unterhalb c ist das troposphärische background-Aerosol anzusetzen, das größtenteils kontinentalen Ursprungs ist. Teilchen größer als 1μ bestehen etwa zu 15% aus unlöslichen Bestandteilen, Teilchen unter 1μ Radius vermutlich aus Sulfat, vielleicht vorwiegend Ammoniumsulfat.

3) Zwischen Kurve c und d ist die Andeutung einer Produktion sehr kleiner Teilchen, die, wenn sie sich über dem Ozean im Gleichgewichtszustand befinden, auf einen Bildungsmechanismus (möglicherweise photochemische Oxydation) über dem Ozean selbst hinweisen.

4) Die aus der Sahara advectierte Staubkomponente ist durch Kurve c als zusätzliche kontinentale Beimengung eingezeichnet.

Die mittlere Verteilung des maritimen Aerosols, wie in Abb. 3.4 dargestellt, kann sich natürlich hinsichtlich der Teilchenzahl und der Größe der Teilchen durch anthropogene Einflüsse und durch deren Fernwirkung ändern.

Vertikalverteilung der Aerosole in maritimer Umgebung

Messungen des Aerosols durch JUNGE und Mitarbeiter (43) auf dem Observatorium Izana auf Teneriffa in 2370 m Höhe zeigten, daß selbst in maritimen Luftmassen in dieser Höhe das Seesalz eine völlig untergeordnete Rolle spielt. Direkte Sondierungen der Vertikalverteilung der wolkenbildenden Kerne über dem Ozean liegen bisher kaum vor. In erster Näherung darf angenommen werden, daß die Konzentration der „Wolkenkerne“ exponentiell mit der Höhe abnimmt. DINGER, HOWELL und WOJCIECHOWSKI (44) führten über dem Nordatlantik und an der Ostküste von Barbados Flugzeugaufstiege durch, um einmal die Vertikalverteilung der bei einer Übersättigung von 0,75% aktiven

Wolkenkerne, zum anderen die der Seesalzteilchen zu bestimmen. Zum Verständnis der Ergebnisse sei die Meßmethode erläutert:

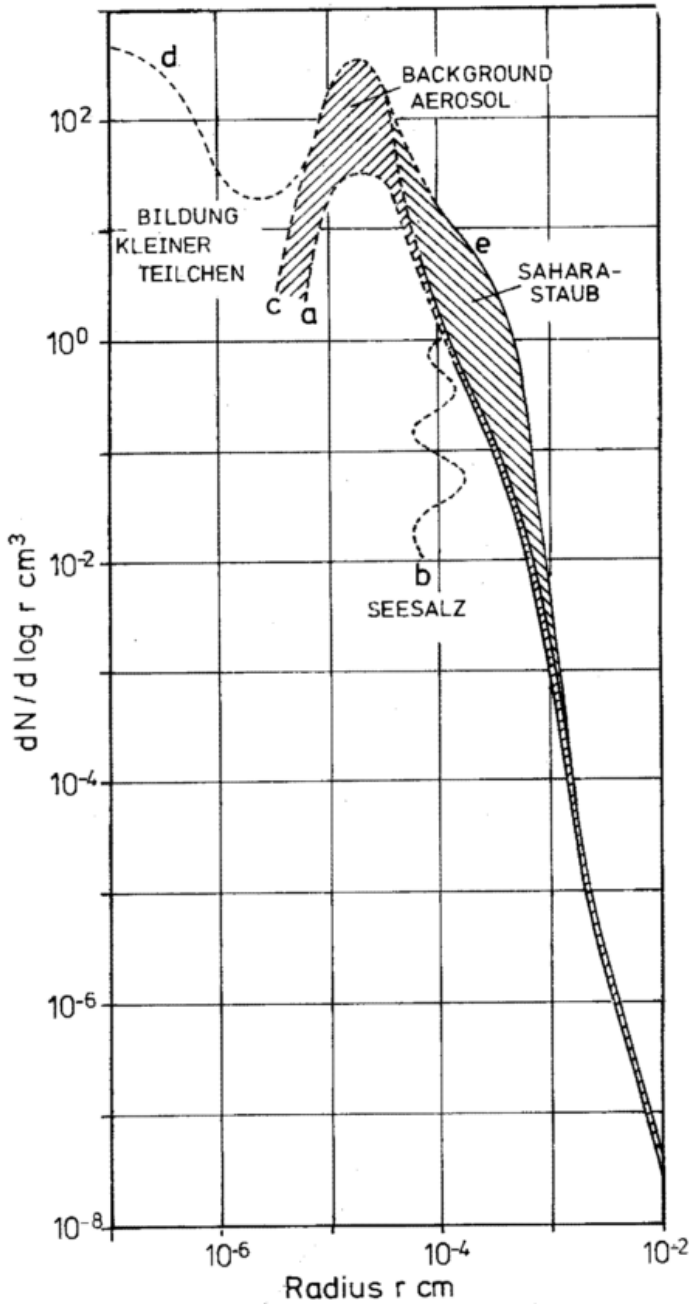


Abb. 3.4 Größenverteilung des atmosphärischen Aerosols in unbeeinflusster maritimer Luft (nach JUNGE) (38)

Die Verfasser suchten über die chemische Zusammensetzung des Aerosols dadurch Aufschluß zu gewinnen, daß sie die in verschiedenen Höhen gesammelten Proben in einem Quarzrohr erhitzen. Auf diese Weise gelingt es, die hitzebeständigen Seesalzkerne von den leicht flüchtigen Sulfatteilchen oder Schwefelsäuretröpfchen zu trennen. Das Beispiel eines Meßfluges zeigt Abb. 3.5. Es ist deutlich zu erkennen, daß an der Meeresoberfläche die Seesalzteilchen nur etwa 50% der Gesamtzahl der vorhandenen „Wolkenkerne“ ausmachen, ihr Anteil mit zunehmender Höhe abnimmt und in etwa 2,5 km über dem Ozean keine Seesalzteilchen mehr ge-

funden werden. Bei allen Messungen, die in der Karibischen See und im Atlantik östlich von Puerto Rico durchgeführt wurden, blieben Seesalzkerne auf die unteren beiden Kilometer der ozeannahen Atmosphäre beschränkt. Sie sind daher für wolkenphysikalische Fragestellungen nur von untergeordneter Bedeutung.

Erfreulicherweise liegen neuerdings auch Flugzeugmessungen vor, die über dem pazifischen Ozean gewonnen wurden. HOBBS (45) führte simultane Messungen der bei einer Übersättigung von 0,5% aktiven „Wolkenkerne“ und der Seesalzteilchen durch, wobei letztere mit einem Flammenphotometer kontinuierlich erfaßt wurden. Bei einer Gesamtkonzentration von 200 bis 400 Wolkenkernen/cm³ betrug die Zahl der Seesalzkerne nur 1/cm³ in den untersten 100 m über der Ozeanoberfläche und nahm auf rund 0,2/cm³ in 2 km Höhe über dem Ozean ab. Die Schlußfolgerungen, die man aus beiden Meßserien ableiten kann, sind folgende:

1. Der Ozean ist nicht die Hauptquelle der bei der Wolkenbildung aktiven Kerne.
2. Seesalzteilchen bilden nur einen geringen Anteil der Wolkenkerne in maritimer Umgebung.
3. Während die Zahl der Wolkenkerne über dem Ozean mit der Höhe nur geringfügig abnimmt (in den unteren 2 km), sinkt die Zahl der Seesalzkerne im gleichen Höhenintervall auf Null.
4. Trotz ihrer geringen Zahl sind die Salzkerne wichtig für die Entwicklung von Niederschlägen über den Ozeanen.
5. Die Mehrzahl der Wolkenkerne besteht aus flüchtigen Komponenten, vermutlich vorwiegend aus Ammoniumsulfat.

Die bisher vorliegenden Flugzeugmessungen geben allerdings eine noch unzureichende Information über die Vertikalverteilung der Wolkenkerne über den Ozeanen, insbesondere in den für die Wolkenbildung wichtigen Höhen über 2 km, wo der Einfluß des „background“-Aerosols kontinentaler Herkunft dominiert.

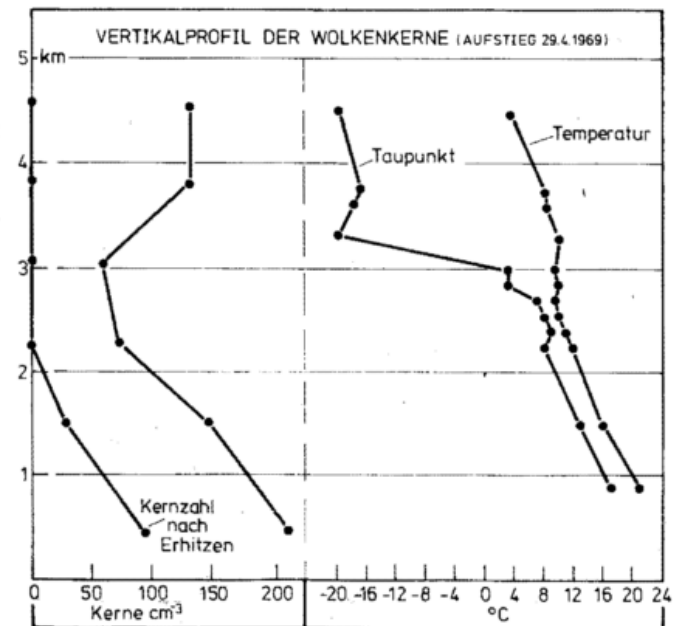


Abb. 3.5 Vertikalprofil der Wolkenkerne (nach DINGES u. a.) (44)

Das kontinentale „background“-Aerosol

Die oben erwähnte Arbeit von HOBBS (45) enthält einen deutlichen Hinweis, daß die Zahl der aktiven „Wolkenkerne“ über dem Kontinent um den Faktor 2—3 höher ist als über dem offenen Meer. Flugzeugaufstiege, die im kontinentalen Bereich Westdeutschlands durchgeführt wurden, zeigten einen hohen Anteil von Sulfateilchen an der Gesamtzahl der vorhandenen Aerosolteilchen (46) unabhängig von der Teilchengröße. Auch im Bereich der Aitkenkerne ist offensichtlich Sulfat ein wesentlicher Bestandteil der Kernsubstanz. Die Konzentration der Sulfateilchen nimmt mit der Höhe rasch ab. Die mittlere Konzentration der Teilchen über $0,2 \mu$ Radius betrug in verschiedenen Flughöhen:

- 500 m über Grund: $100/\text{cm}^3$
- 1500 m über Grund: $20/\text{cm}^3$
- 2500 m über Grund: $10/\text{cm}^3$
- 4500 m über Grund: $2/\text{cm}^3$

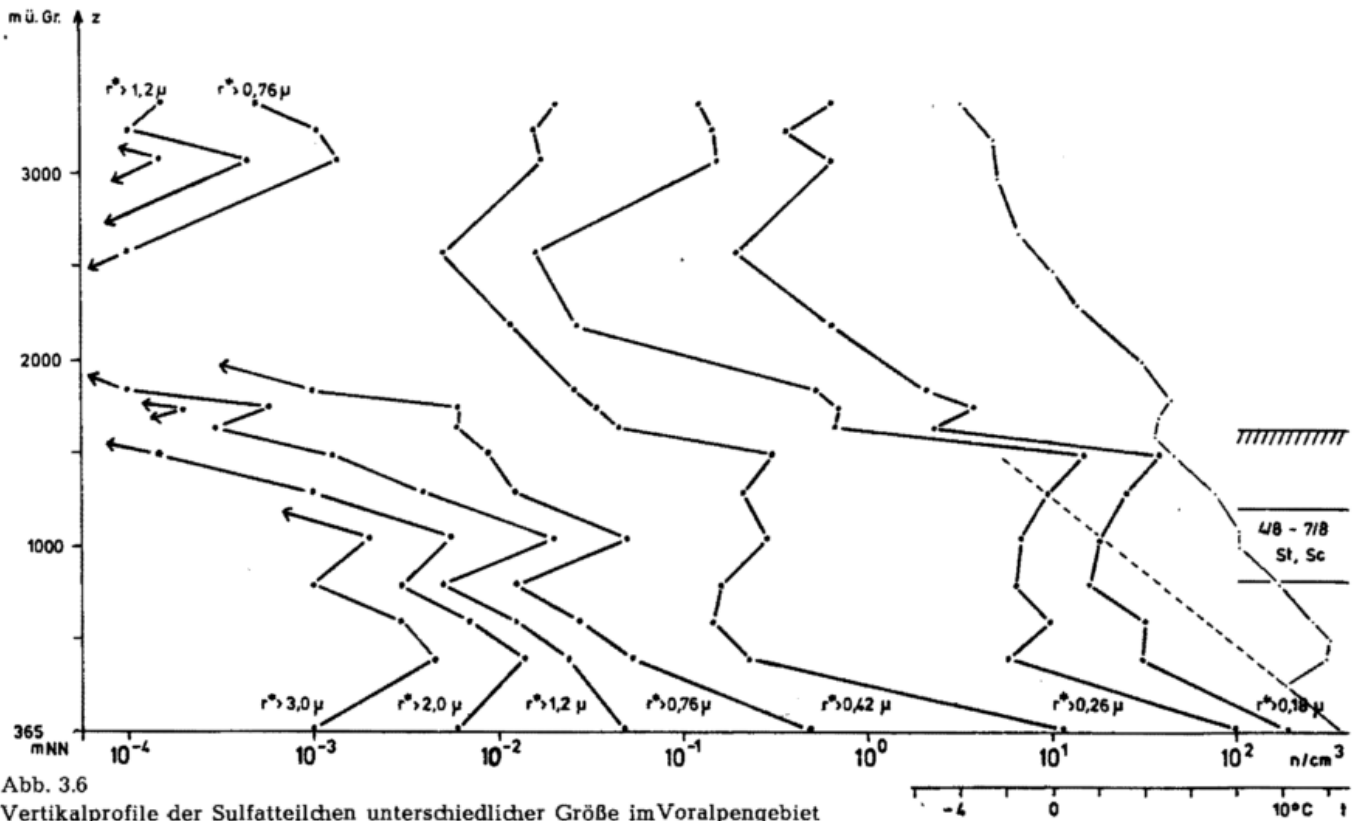
Diese Werte zeigen, daß Sulfateilchen über $0,2 \mu$ Radius nur einen Bruchteil der an der Wolkenbildung beteiligten Kerne ausmachen können. Dies bedeutet, daß in Zukunft den in den letzten Jahren etwas vernachlässigten Aitkenkernen wieder größere Beachtung geschenkt werden muß. Ihre Bedeutung für die Wolkenphysik ist unterschätzt worden.

Die Auswertung des Massenanteils, der auf die verschiedenen Teilchengrößenbereiche entfällt, zeigt, daß etwa 25% der gesamten Sulfatmasse den Teilchen mit einem Radius unter $0,2 \mu$ zuzurechnen sind. Diese vorwiegend in Aitkenkernen enthaltene Sulfatmasse steigt in der mittleren Troposphäre sogar auf 50% an. Es zeigt sich hier, daß auch zahlreiche Aitkenkerne aus Sulfat, vermutlich Ammoniumsulfat, bestehen. Es ist

daher mit großer Wahrscheinlichkeit der Schluß erlaubt, daß kontinentale Teilchen mit Radien unter $0,2 \mu$ als Wolkkerne aktiviert werden.

Als Beispiel für die Sulfateilchenverteilung in Wolkenhöhe sei der Meßflug vom 17. April 1970 (Abb. 3.6) angeführt. Deutlich ist ein sekundäres Maximum der Teilchenkonzentration in 3000 m Höhe zu erkennen. Dies ist für Teilchen $> 0,7 \mu$ Radius besonders ausgeprägt. Es wird angenommen, daß es sich hierbei um Sulfateilchen handelt, die als Endprodukte bei der Verdampfung der Wolkentröpfchen zurückgeblieben sind. Im Rahmen der gesamten Meßserie wurden häufig Aerosolanreicherungen in Wolkenhöhe angetroffen.

Diese Anreicherung von potentiellen Wolkernen in der Höhe sich auflösender Wolken ist ein Hinweis auf einen Bildungsmechanismus von Kernen, der in den Wolken selbst stattfindet. Dieser Mechanismus führt zu Sulfaten in Wolkentröpfchen durch Aufnahme von SO_2 mit nachfolgender Oxydation zu $\text{SO}_4^{=}$ in Gegenwart von Spuren von NH_3 . Wenn die Wolkentröpfchen verdampfen, bleiben Sulfatpartikel als Rückstand in der Atmosphäre. Es läßt sich die Sulfatmenge berechnen, die als Funktion der Zeit bei Anwesenheit verschieden hoher SO_2 - und NH_3 -Konzentration gebildet werden kann. Diese Rechnungen ergeben, daß bei einer typischen atmosphärischen Spurengas-Konzentration etwa $20 \mu\text{g}$ Sulfat pro Stunde in jedem Kubikzentimeter Wolkenwasser gebildet werden. Das heißt, in einer Stunde werden in einem 20μ -Wolkentröpfchen etwa 6×10^{-13} g Sulfat gebildet, was einem sphärischen Ammoniumsulfatpartikel von $0,5 \mu$ Radius entspricht. Eine solche Partikel ist mit Sicherheit ein wirksamer „Wolkern“.



Die Größenverteilung der Sulfateilchen folgt einer Potenzverteilung mit einem negativen Exponenten von 4,2 bis 4,8 über dem Festland und 2,5 bis 2,8 über dem Ozean. Bemerkenswert ist der hohe Anteil an großen und Riesenkernen über dem Atlantik, wie aus der vergleichenden Übersicht der an drei verschiedenen Meßstellen gewonnenen Größenverteilung hervorgeht (Abb. 3.7). Die Sulfatmenge liegt eine Größenordnung höher als sie entsprechend dem Chloridgehalt sein dürfte, wenn der Ozean als einzige Quelle der Sulfateilchen in Frage käme. Es dürfte sich bei diesen Teilchen im ozeanischen Bereich daher größtenteils um über den Atlantik advehierte Aerosole kontinentalen Ursprungs handeln, die ein Bestandteil des oben diskutierten troposphärischen background-Aerosols darstellen. Die Ergebnisse der Untersuchung troposphärischer Sulfateilchen können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

1. Sulfateilchen können als aktive „Wolkenkerne“ im Bereich der großen Kerne und der Riesenkern angesehen werden.
2. Sulfateilchen in diesem Größenbereich bilden offensichtlich nur einen Bruchteil der über dem Kontinent aktiven Wolkenkerne.
3. Eine Anzahl der als „Wolkenkerne“ aktiven Sulfateilchen gehört auch dem Größenbereich der Aitkenkerne ($r < 0,1 \mu$) an.

Die Zusammensetzung der „Wolkenkerne“

Die chemische Zusammensetzung der „Wolkenkerne“ ist von beträchtlichem Interesse, da ihre Kenntnis nicht nur Rückschlüsse darauf erlaubt, welche Teilchen des atmosphärischen Aerosols bevorzugt bei Kondensationsprozessen aktiv werden, sondern auch darauf, wo die Quellen dieser aktiven Aerosolpartikel zu suchen sind. Die Sulfateilchen stellen aufgrund der Untersuchungen verschiedener Autoren die Mehrzahl der Teilchen im Bereich der sogenannten „großen“ Kerne ($0,1 \mu < r < 1 \mu$) und können als aktive „Wolkenkerne“ angesehen werden. Es wurde aber bereits darauf hingewiesen, daß ein wesentlicher Anteil der Wolkenkerne im Bereich der Aitkenkerne ($r < 0,1 \mu$) zu suchen ist. Dies macht die chemische Analyse der Kernsubstanz äußerst schwierig, da ein Aitkenkern eine Masse von nur etwa 10^{-15} g besitzt. Zur qualitativen Analyse der Kernsubstanz wurde von TWOMEY (47) ein Verfahren entwickelt, das die Flüchtigkeit der jeweiligen chemischen Verbindungen ausnutzt. Das Verfahren wurde bei Kernen des natürlichen Aerosols sowohl kontinentaler als auch maritimer Herkunft angewandt. Es zeigte sich aus dem Verhalten der Kernsubstanz, daß sowohl das kontinentale als auch das maritime Aerosol überwiegend aus leicht flüchtigen Verbindungen zusammengesetzt ist (Abb. 3.8). Die meisten Wolkenkerne bestehen nicht aus Seesalz oder Natriumchlorid, vielmehr haben sie über Land und über dem Meer eine sehr ähnliche Zusammensetzung. Der experimentelle Befund erlaubt den Schluß, daß die Mehrzahl der Wolkenkerne aus Ammoniumsulfat besteht. Auch über dem Ozean beträgt der Anteil der Seesalzteilchen nur wenige Prozent der Gesamtteilchenzahl. Aus den Ergebnissen der Unter-

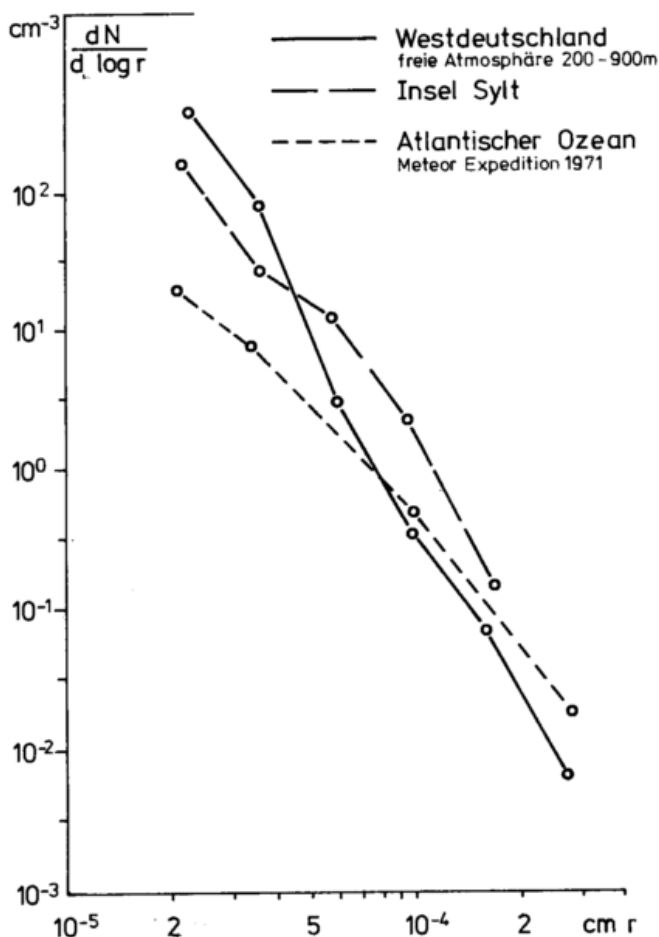


Abb. 3.7
Größenverteilung der Sulfateilchen

suchungen TWOMEYs kann weiterhin geschlossen werden, daß die Dispersion von Teilchen von der Erdoberfläche zwar eine wichtige, aber nicht für die Gesamtzahl ausschlaggebende Quelle der Wolkenkerne darstellt. Diese dürfte die Reaktion von Gasen in der Atmosphäre und die damit verbundene Kernproduktion sein, obwohl ein direkter Beweis noch nicht geführt werden konnte.

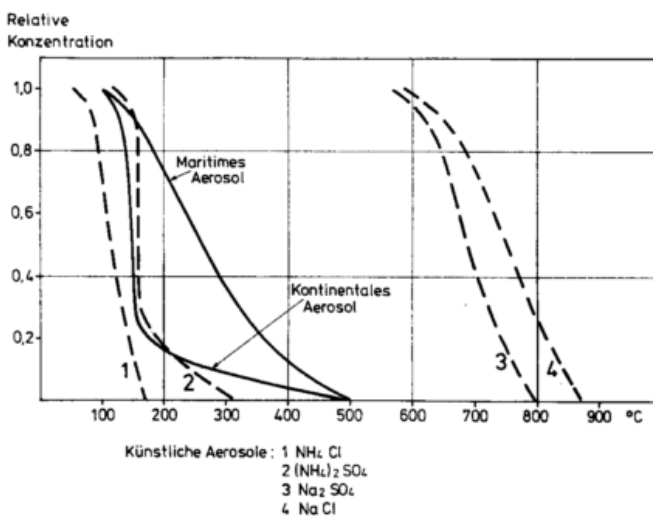


Abb. 3.8
Verhalten künstlicher und natürlicher Wolkenkerne bei zunehmender Erhitzung (nach TWOMEY) (47)

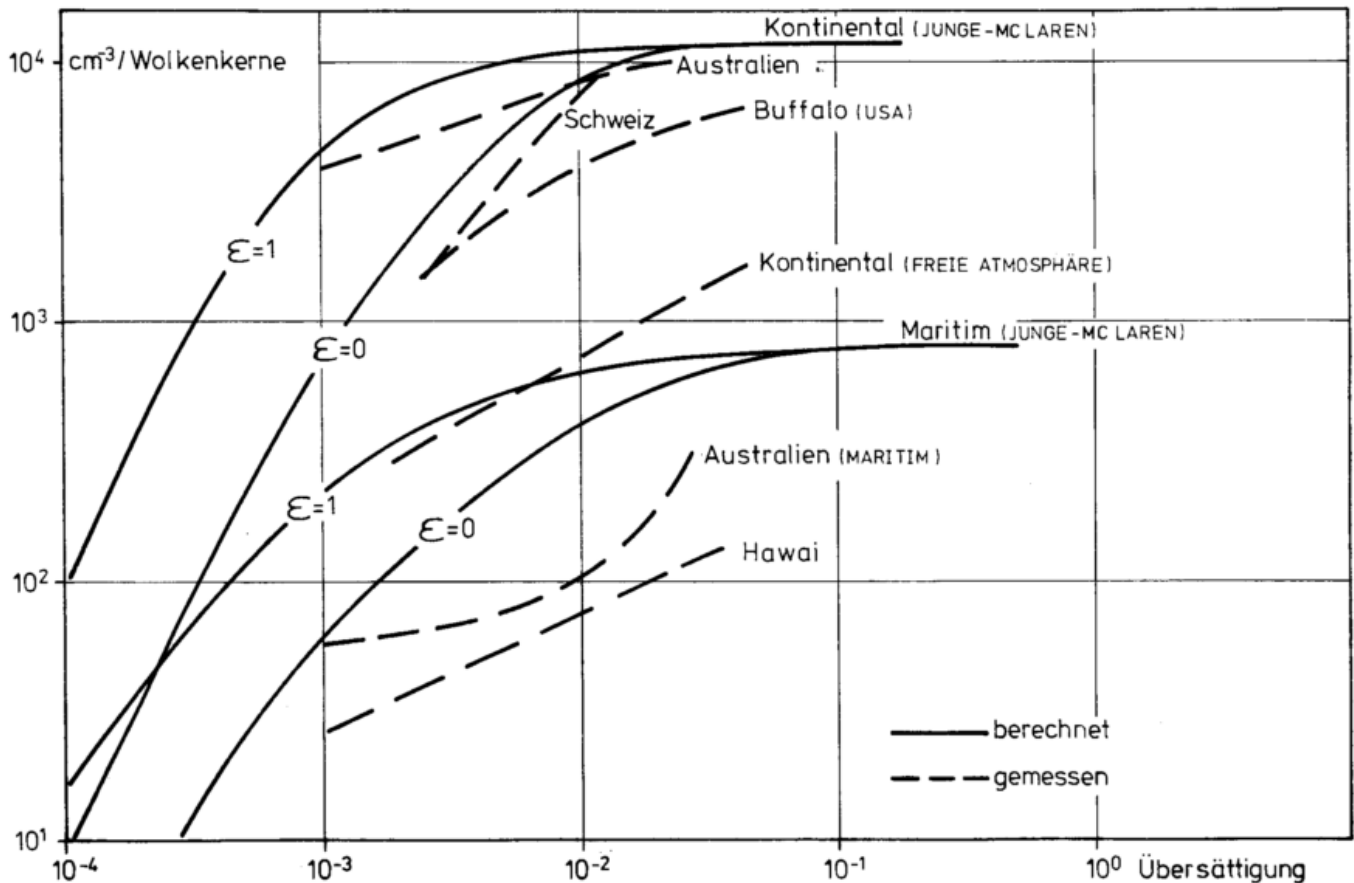


Abb. 3.9
Vergleich gemessener und berechneter Kernspektren (nach JUNGE, MCLAREN) (48)

Aerosolgrößenverteilung und „Wolkenkernspektrum“

Die Behandlung der „Wolkenkerne“ als „aktiven“ Teil des atmosphärischen Aerosols verlangt die Untersuchung des Zusammenhanges zwischen dem Übersättigungsspektrum der Wolkenkerne und dem Anteil der Größe und Zusammensetzung des Aerosols, das bei Kondensationsprozessen aktiviert wird. Wir können davon ausgehen, daß der überwiegende Anteil der atmosphärischen Aerosolteilchen — vielleicht mit Ausnahme der reinen Meersalzkomponente — Mischkerne sind, d. h. aus einem löslichen und einem unlöslichen Anteil bestehend.

Die kritische Übersättigung ist ein Funktion des Radius und des Volumens des löslichen Anteils der Aerosolteilchen. JUNGE und MCLAREN (48) haben die kritische Übersättigung für Teilchen verschiedener Größe und Zusammensetzung berechnet. Die Ergebnisse zeigen, daß nur ein Bruchteil der Aerosolteilchen in einer Diffusionskammer aktiviert wird, die zur Messung der Wolkenkerne benutzt werden. Falls der Anteil löslicher Komponenten 10% des Gesamtvolumens des Teilchens übertrifft, hängt die für die Aktivierung erforderliche kritische Übersättigung viel stärker vom Radius als von der Zusammensetzung ab. Teilchen des natürlichen atmosphärischen Aerosols werden jedoch nur im Ausnahmefall einen geringeren Anteil an löslicher Substanz enthalten. In den Diffusionskammern werden im Übersättigungsbereich 0.1% bis 1% Teilchen mit Radien um und unter 0.1 μ aktiviert. Da wie

oben erwähnt, die Zusammensetzung nicht stark in das Ergebnis eingeht, wird die Größenverteilung des Aerosols zum dominierenden Faktor.

In Abb. 3.9 wurden gemessene mit berechneten „Wolkenkernspektren“ verglichen. Die berechneten Übersättigungsspektren entsprechen einem maritimen bzw. kontinentalen Aerosol durchschnittlicher Zusammensetzung und Teilchenzahl. Die Übereinstimmung mit den gemessenen Spektren ist in einigen Fällen überraschend gut. Die beste Übereinstimmung ergibt sich offensichtlich bei kontinentalen Aerosolen mit Mischkerncharakter. Für die Übersättigungen, die 1% übersteigen, sollte man annehmen, daß das aktivierte „Wolkenkernspektrum“ gegen die Gesamtzahl der vorhandenen Aerosolteilchen konvergiert, da bei Übersättigungen über 1% praktisch alle meßbaren Aerosolteilchen aktiviert werden. Die Ursache für die Diskrepanz zwischen beobachteten und berechneten Werten bei Übersättigungen zwischen 0.1% und 1% dürfte darin zu suchen sein, daß die Zahl der Wolkenkerne über dem Atlantik, die für die Rechnung benutzt wurde, wahrscheinlich um den Faktor 3 über den Pazifikwerten liegt. Die Ursache für den weiteren Anstieg der Wolkenkernkonzentration bei Übersättigungen über 1% kann eigentlich nur dadurch geklärt werden, daß mehr Teilchen aus dem Größenbereich um 0,01 μ als Wolkenkerne aktiviert werden, als man bisher annahm. Es ist jedoch bei der Beurteilung der Zusammenhänge zu berücksichtigen, daß simultane Messungen der Aerosolgrößenverteilung und der Kernspektren bisher noch kaum vorgenommen wurden.

Weltweite Zunahme der „Wolkenkerne“

Die Struktur der Wolken kann durch einen langperiodischen weltweiten Anstieg der Aerosolkonzentration in verschiedener Weise beeinflusst werden.

1. Das Angebot zusätzlicher „Wolkenkerne“ erhöht die Wolkenröpfchenkonzentration und vermindert bei gleichbleibendem Flüssigwassergehalt der Wolken die mittlere Tröpfchengröße.

2. Das Angebot besonders aktiver „Wolkenkerne“ im Größenbereich der Riesenkerne ($r > 1 \mu$) vermindert das Wasserdampfangebot für die anderen gleichzeitig vorhandenen Kerne.

Beide Fälle wurden im SMIC-Report 1971 diskutiert. Die Auswirkung des ersten Falles ist durch Messungen der Tropfengrößenverteilung und der Wolkenkernkonzentration zumindest im regionalen Bereich bereits nachgewiesen. Es wird angenommen, daß der Anteil anthropogener Wolkenkerne durch direkte Partikelinjektion derzeit nur wenige Prozent ausmacht, und

daß die Hauptquelle anthropogener Wolkenkerne die Bildung von Aerosolteilchen durch Gasreaktionen ist. Messungen der Wolkenkerne werden erst seit 1968 durchgeführt. Die Zeitspanne ist noch zu kurz, um eine Entscheidung darüber zu fällen, in welchem Ausmaß sich ein langperiodischer Trend der Konzentration der Wolkenkerne bereits jetzt nachweisen läßt. Es besteht jedoch Einigkeit, daß eine solche Zunahme zu einem verminderten Wirkungsgrad der Niederschlagsbildung führen würde. Dabei werden vorzugsweise die Gebiete betroffen, wo sich der Niederschlagsprozeß in „warmen“ Wolken ohne Beteiligung der Eisphase entwickelt. Bei gleichbleibendem Wasserdampfangebot sollte sich als Folge der Bedeckungsgrad erhöhen, oder die Schichtdicke der Wolken verstärken.

Diese Übersicht soll nicht nur den Stand der Erkenntnisse auf dem Gebiet der für die Wolkenbildung wichtigen Kerne vermitteln, sondern auch die enge Verbindung ausdrücken, die zwischen Wolkenphysik, Luftchemie und der weltweiten anthropogenen Einwirkung auf die Atmosphäre besteht.

4

N. CZERWINSKI, Karlsruhe

Das Tropfenspektrum: Ein Mittel zur Beschreibung der Niederschlagsstruktur

Die Erforschung der Entstehung, der räumlichen und zeitlichen Verteilung und der Vorhersagemöglichkeit von Regen ist ein wichtiger Gegenstand der Meteorologie. Einfachste Maßzahlen des Niederschlags stellen die Niederschlagsmenge und -dauer dar. Durch langjährige Messungen können so begrenzte (statistische) Möglichkeiten zur Niederschlagsvorhersage gewonnen werden. Die moderne Meteorologie geht bereits andere Wege, die sich die Erkenntnisse der Radarwellenausbreitung in der Atmosphäre, speziell auch in Niederschlagsgebieten, zu Nutze macht. Dadurch gewinnt die räumliche (und zeitliche) Verteilung der Größe der Regentropfen, das Tropfenspektrum, an Bedeutung.

Meßmethoden

Die älteste Methode zur Messung des Tropfenspektrums stellt die von WIESNER entwickelte und von DIEM modifizierte Filtermethode dar (49). Ein mit Eosin-Talkumpuder bestäubtes Filterpapier mit der Fläche F wird eine definierte Zeit t dem Regen ausgesetzt, wobei jeder auftreffende Tropfen einen Fleck hinterläßt. Der Fleckdurchmesser ist bei genügend hoher Qualität der Filterpapiere dem Tropfendurchmesser eindeutig zuzuordnen. Die Zahl der auf die Fläche F in der Zeit t aufgetroffenen Regentropfen mit dem Durchmesser D

sei $n(D)$. Dann erhält man für die Zahl $N(D)$ der Tropfen je m^3 :

$$N(D) = \frac{n(D)}{F \cdot v \cdot t} \quad [4.1]$$

wobei v die Tropfenfallgeschwindigkeit darstellt, die nur von D abhängt und bekannt ist. Wiederholt man die Zählung $n(D)$ für alle auf dem Filter vorhandenen Tropfengrößen D , erhält man das Tropfenspektrum $N = N(D)$.

Eine ähnliche Methode wird seit 1953 in den USA angewandt (50). Mit einer Spezialkamera wird ein definiertes Volumen fotografiert. Die abgebildeten Tropfen müssen wie bei der Filtermethode nach ihrer Größe ausgezählt werden.

Die neueren Meßmethoden gehen dazu über, das Auszählen der Tropfen elektronisch zu vollziehen. Um dies zu erreichen, muß eine Tropfenauffangeinrichtung geschaffen werden, die ein elektrisches Signal liefert. Der in Berlin (51) entwickelte Regenanalysator versucht dieses Signal durch zwei feine Drahtgitter zu erzeugen. Am ersten Gitter wird ein auffallender Tropfen elektrostatisch aufgeladen, am zweiten wieder entladen. Die vom Tropfen aufgenommene bzw. abgegebene Ladung ist seiner Größe zuzuordnen. Durch mechanische Bean-

sprechung des Tropfens und der damit teilweise unkontrollierbaren Ladungsaufnahme der entstehenden Tropfenfragmente entstehen einige Unsicherheiten in der Interpretation des Meßergebnisses. Vergleichsmessungen mit der Filtermethode fielen ungünstig aus (52). Ein weiteres elektronisches Gerät (53) liefert wesentlich bessere Ergebnisse (54). Hier geben die Tropfen ihren von ihrer Größe abhängigen mechanischen Impuls an einen Styroporkegel ab, der mit seiner Spitze nach unten weist. Der Kegel würde nun nach unten ausgelenkt werden, würde nicht elektronisch ein gleichgroßer entgegengerichteter Impuls erzeugt werden, der den Kegel praktisch in der Ruhelage hält. Der den mechanischen Impuls kompensierende elektrische Impuls wird gemessen und gezählt.

Vertikale Struktur der Niederschläge

Man ist mit den beschriebenen Meßmethoden in der Lage, Tropfen ab ca. 0,5 mm Durchmesser zu erfassen. Bei Untersuchungen, die die Vertikalstruktur von Niederschlägen betreffen, ist somit für eventuell in Wolken geratende Meßgeräte keine Beeinflussung durch Wolkentropfen möglich.

Verlassen die Regentropfen die Wolkenuntergrenze, so sind sie auf ihrem Weg zur Erde verschiedenen Einflüssen ausgesetzt, die das Tropfenspektrum verändern. Es sind dabei folgende vier Prozesse von Bedeutung: Verdunstung und Kondensation, Zerspritzen und Koagulation.

Verdunstung und Kondensation der Tropfen sind durch das Temperatur/Feuchteprofil der Atmosphäre gegeben und durch mathematische Modelle nachzuahmen (55), (56), (57). Die Verdunstungsgeschwindigkeit $\frac{dm}{dt}$ (m = Masse des Tropfens) ist dabei hauptsächlich eine Funktion der Tropfengröße D , der Fallgeschwindigkeit v des

$$\frac{dm}{dt} = f(D, v, \varphi, \dots) \quad [4.2]$$

Tropfens und der Feuchte φ der Luft. Ferner gehen auch die Lufttemperatur und die kinematische Zähigkeit der Luft sowie empirische Konstanten ein. Zu einer groben Abschätzung der Tropfengrößenänderung durch Verdunstung soll die einfachste Formel, die nach FRÖSSLING (58), herangezogen werden. Die Tropfen sollen eine Schicht von 1000 m Dicke durchfallen, die isotherm ($t = 10^\circ \text{C}$) geschichtet ist, die vertikale Feuchteverteilung sei so, daß zwischen der Luft und der Tropfenoberfläche ein Dampfdruckgefälle von $\Delta e = 1,0 \text{ mm Hg}$ bestehe.

D_0 [mm]	0,500	1,125	1,625	2,125	2,750	3,250
D [mm]	0,090	1,016	1,551	2,068	2,704	3,210

Tab. 4.1 Änderung der Tropfengröße durch Verdunstung

Diese Voraussetzungen gelten für alle Tropfengrößen im gleichen Maße, so daß aus Tab. 4.1 ersichtlich wird, wieviel stärker die kleinen Tropfen an Größe (von D_0 auf D) abnehmen als die großen. Man sollte dabei im Gedächtnis behalten, daß z. B. ein Tropfen von 0,5 mm

Durchmesser etwa 10 min, ein 4-mm-Tropfen aber nur 2 min zum Durchfallen der vorgegebenen 1000 m Höhe benötigt.

Starke Veränderungen des Tropfenspektrums werden durch Koagulation und Zerspritzen von Tropfen verursacht. Während das Zerspritzen von Tropfen trotz vielfacher, auch fotografischer Untersuchungen noch durch kein mathematisches Modell beschrieben werden kann, ist dies für die Koagulation möglich (55). Die Grundgleichung der Koagulation geht davon aus, daß N_i Tropfen der Größe D_i und N_j Tropfen der Größe D_j vorhanden sind. Die zugehörigen Tropfenfallgeschwindigkeiten sind v_i und v_j . Durchfallen diese Tropfen die Strecke Δz , so nimmt die Zahl der Tropfen N_j durch Koagulation um ΔN_j ab:

$$\Delta N_j = \frac{\pi}{4} (D_i + D_j)^2 \left(1 - \frac{v_i}{v_j}\right) N_i N_j \Delta z \quad [4.3]$$

Ähnlich nimmt N_i um ΔN_i ab:

$$\Delta N_i = \frac{v_j}{v_i} \Delta N_j \quad [4.4]$$

Die neu entstehenden Tropfen der Größe D_c vermehren sich dabei um ΔN_c :

$$\Delta N_c = \frac{D_i^3 v_i \Delta N_i + D_j^3 v_j \Delta N_j}{D_c^3 v_c} \quad [4.5]$$

Welchen Einfluß das Zerspritzen von Tropfen haben kann, läßt sich aus einigen Meßergebnissen abschätzen (59). Auf dem Wankgipfel, rund 1000 m über Garmisch-Partenkirchen, wurde für einen Aufgleitregen das mittlere Spektrum Nr. 1 der Tab. 4.2 gemessen.

Spektrum Nr.	1	2	3	4	5	6
D [mm]						
$\leq 0,75$	280,0	224,5	229,8	1753,3	437,2	551,8
0,76 — 1,00	194,6	137,3	140,1	458,5	202,1	190,4
1,01 — 1,25	21,9	20,2	20,1	130,8	95,6	53,7
1,26 — 1,50	4,7	5,4	5,1	58,6	55,4	26,6
1,51 — 1,75	0,5	1,0	0,3	26,9	31,3	6,9
1,76 — 2,00	0,2	0,3	0,2	10,1	15,4	4,3
2,01 — 2,25	—	0,0	0,1	4,5	7,4	1,4
2,26 — 2,50	—	—	—	3,4	4,4	0,1
2,51 — 3,00	—	—	—	3,7	4,6	0,2
3,01 — 3,50	—	—	—	0,6	1,7	—
3,51 — 4,00	—	—	—	0,2	0,5	—
4,01 — 4,50	—	—	—	—	0,1	—
4,51 — 5,00	—	—	—	—	—	—

Tab. 4.2 Die Änderung eines Tropfenspektrums (Zahl der Tropfen je m^3) beim Fallen

Unter Berücksichtigung von Koagulation und Verdunstung wurde das in Garmisch-Partenkirchen zu erwartende Spektrum Nr. 2 berechnet, während Spektrum Nr. 3 tatsächlich gemessen wurde. Berechnetes und gemessenes Spektrum stimmen recht gut überein, denn es kommen hauptsächlich kleinere Tropfen vor, die erfahrungsgemäß viel weniger zum Zerspritzen neigen als große. Die Spektren Nr. 4 bis Nr. 6 stellen die Er-

gebnisse eines intensiven Kaltfrontregens mit stark schauerartigem Charakter und großen Tropfen dar. Das berechnete Spektrum Nr. 5 ergibt hier zu wenig kleine und zu viele größere und große Tropfen im Vergleich zum gemessenen Spektrum Nr. 6. Eine Berücksichtigung des Zerspritzens von Tropfen würde die Zahl der großen Tropfen in Spektrum Nr. 5 reduzieren, die Zahl der kleinen erhöhen, so daß man der Messung näher kommen könnte.

Horizontale Struktur der Niederschläge

Die Ursachen für die horizontale Struktur der Niederschläge sind sehr vielfältig und meist nicht berechenbar. An erster Stelle sind die den Niederschlag erzeugenden Wolkenarten zu nennen, die den Niederschlagscharakter — Nieselregen, Landregen, Schauer und Gewitter — prägen. Es folgen lokale, orographische Einflüsse wie Gebirge, die zu Stauregen führen können. Ferner spielt der Wind, bzw. das vertikale Windprofil (Richtung und Geschwindigkeit) eine Rolle.

Für den Einfluß des Windes sei ein Beispiel angeführt: Ein Gewitter mit kräftigen Aufwinden im Cumulus zieht gegen den Bodenwind (wie es häufig vorkommt) auf. Der Bodenwind wird dann je nach seiner vertikalen Mächtigkeit die Tropfen mehr oder weniger weit zur Cumulusmitte hin verfrachtet. Wegen der geringeren Masse und der damit verbundenen kleineren Fallgeschwindigkeit der kleinen Tropfen werden diese weiter nach innen verfrachtet als die großen. Es kommt zu dem häufig beobachteten Effekt, daß der Regen an der Station beim Herannahen des Gewitters ausschließlich mit großen Tropfen beginnt.

Die ersten Untersuchungen zur horizontalen Struktur der Regen begannen kleinräumig (60). Auf einem ebenen Feld von 12×12 m wurde ein Meßfeld von 4×4 m in der Mitte mit neun Regenmessern als quadratisches Gitternetz bestückt. Die acht äußeren Regenmesser waren Polystyrol-Regenmesser, der mittlere ein Hellmann-Regenmesser. Abgesehen von den Unterschieden, die zwischen den Polystyrol-Regenmessern und dem Hellmann-Regenmesser auftraten, wurden auch teilweise erhebliche Unterschiede der Polystyrol-Regenmesser untereinander festgestellt. Die Unterschiede waren gering bzw. nicht vorhanden, wenn der Wind schwach war, sie waren groß, wenn er über 4 m/sec anstieg. Ergänzende Tropfenmessungen zeigen, daß im

Falle geringer Unterschiede das Tropfenspektrum einheitlich und schmal ist, im Falle größerer Unterschiede breit, ferner wurde für den letzteren Fall noch eine starke Windzunahme mit der Höhe beobachtet. Aus diesen Ergebnissen wurde für den ersten Fall der Begriff des homogenen, für den zweiten Fall der des inhomogenen Regens abgeleitet.

Diese Ergebnisse wurden später für größere Meßfelder bestätigt (61), als 20 Polystyrol-Regenmesser entlang einer Strecke von 600 m auf einem Flugplatz aufgestellt wurden. Bei homogenem Regen waren kaum oder keine Unterschiede festzustellen, wohl aber bei inhomogenem.

Die weltweit gemessenen Regenspektren bieten einen umfassenden Einblick in die großräumige Struktur der Niederschläge (62). Das Meßstellenverzeichnis weist Stationen von arktischen bis zu tropischen Zonen auf, es umfaßt kontinentale und maritime Stationen (63). Es zeigt sich, daß die Struktur hauptsächlich durch die atmosphärische Schichtung und die geographische Lage bestimmt wird. Die Spektren und ihre Veränderlichkeit, wie sie z. B. durch die Zahl der Tropfen der einzelnen Größen oder durch die Breite des Spektrums ausgedrückt werden kann, sind für die einzelnen Stationen charakteristisch. Stau- und Labilitätsregen unterscheiden sich deutlich. Soweit genügend Messungen vorliegen, zeigen sich auch jahreszeitliche Unterschiede. Intensive Regen sind mit Labilität und hoher Temperatur gekoppelt. Sie fehlen in der Polarzone vollständig. Sie treten bei kontinentalen Regen nur bei breiten Spektren auf, bei maritimen Regen bei schmalen Spektren und sind in der Tropenzone an hohe Tropfenzahlen gebunden. Maritime Regen sind bei gleicher Intensität und gleicher geographischer Breite meist feintropfiger als kontinentale.

Die gemessenen Tropfenspektren geben nicht nur Einblick in die Struktur der Regen, sie stellen das Verbindungsglied zu vielen anderen meteorologischen, physikalischen und technischen Fragen dar, wie z. B. die Ausbreitungsbedingungen elektromagnetischer Wellen (Licht, Radar, Nachrichtenverkehr), Regenerosion (schnelle Flugkörper, Raketen) und Auswaschen von Stoffen aus der Atmosphäre (SO_2 , radioaktive Substanzen). Die wichtigste Anwendung dürfte aber wohl die quantitative Niederschlagsvorhersage mittels Radar sein, die nur durch Kenntnis der Tropfenspektren Erfolge erzielen kann.

Hagelbildung

Hagelschlag ist eine der größten Gefahren für die Landwirtschaft. Einer Zusammenstellung der Wirtschaftskommission für Europa in den Vereinten Nationen sind folgende Angaben für die jährlichen Hagelschäden in Europa entnommen:

Belgien 8—10 Millionen Francs, Bulgarien 300—700 Millionen Leva, Deutschland (Bundesrepublik) 4,5 Millionen DM (Versicherungsprämien), Italien 100 Milliarden Lire, Österreich 250—300 Millionen Schillinge, Spanien 700 Millionen Pesetas, Ungarn 300 Millionen Forints. Hagelgefährdet sind insbesondere Gebiete im Lee von Hochgebirgen der gemäßigten Zone: die Randgebiete der Alpen, des Kaukasus und der Pyrenäen, die Gebiete östlich der Rocky Mountains und der Anden, aber auch der ostafrikanischen Hochgebirge. Hagelwetter entwickeln sich vorzugsweise im Zuge kräftiger Kaltlufteinbrüche, ihre Intensität ist in erster Linie durch die Labilität der aerologischen Schichtung, in zweiter Linie durch die Luftfeuchtigkeit in der einbrechenden Kaltluft und durch die Geschwindigkeit und Scherung der Höhenströmung bestimmt. Sehr kräftige Höhenströmung kann die Hagelbildung unterdrücken. Das hat zur Folge, daß die schwersten Schäden im allgemeinen zu Beginn der Kaltlufteinbrüche auftreten.

Mikrophysikalisch hängt die Hagelbildung sehr eng zusammen mit dem Charakter des in der aufsteigenden Luft vorhandenen Aerosols. Auf diesem Gebiete bedürfen unsere Kenntnisse noch dringend der Erweiterung. Bei labiler Schichtung steigt die Luft aus Bodennähe auf, das in ihr enthaltene Wasser kondensiert bei zunehmender Abkühlung zu Tropfen. Kondensationskerne sind stets im Überfluß vorhanden, so daß ihre Gesamtzahl stets ausreicht, um den Phasenübergang Dampf-Flüssigkeit ohne Schwierigkeit zu ermöglichen; als Wolkenkerne wird meistens nur ein geringer Anteil der vorhandenen Kondensationskerne wirksam. Steigen die Wolkentröpfchen innerhalb des Aufwindstroms über die Nullgradgrenze empor, so tritt jedoch zunächst noch kein Gefrieren auf. Um den Phasenübergang flüssig-fest zu ermöglichen, sind Gefrierkerne notwendig, die in der normalen Atmosphärenluft beim Gefrierpunkt extrem selten sind. Kühlt sich tropfenerfüllte Luft unterhalb von 0°C ab, so existieren in ihr bzw. in den Tropfen nur ganz wenige Gefrierkerne. Als charakteristische Zahl kann etwa 10^{-5} Kerne pro Liter Luft angesehen werden, doch kann diese Zahl sich um Größenordnungen anders ergeben, zumal insbesondere auf der Nordhalbkugel Hüttenwerke und andere durch menschliche Tätigkeit entstandene Quellen Gefrierkerne produzieren, von denen weitgehend unbekannt ist, wie lange sie unter den verschiedenen atmosphärischen

Einflüssen ihre Wirksamkeit bewahren. In Stundenabstand werden um den Faktor 100 verschiedene Gefrierkernkonzentrationen gemessen. Die feinen, in den Tropfen enthaltenen ungelösten Partikel entfalten ihre Kernwirksamkeit im allgemeinen erst bei Temperaturen, die vielfach weit unterhalb des Gefrierpunktes liegen, so daß in natürlichen Wolken normalerweise bis etwa -12°C , häufig noch bei erheblich tieferen Temperaturen vorzugsweise Wassertropfen angetroffen werden. Da die Gefrierkerne nach Wahrscheinlichkeitsgesetzen etwa gleichmäßig über die Masse des kondensierten Wassers verteilt sind, gefrieren größere Tropfen eher als kleine, weil die Wahrscheinlichkeit, daß ein großer Tropfen einen bei der gegebenen Temperatur wirksamen Gefrierkern enthält, größer ist als für einen kleineren.

Mit abnehmender Temperatur wächst die Anzahl der wirksamen Gefrierkerne stark an; man kann etwa für eine Temperaturabnahme von 4°C mit einer Verzehnfachung des Gefrierkerngehalts rechnen. Daraus geht hervor, daß die hagelbildenden Schichten in der Atmosphäre sich im Temperaturniveau zwischen 0 und -20°C befinden müssen, bei tieferen Temperaturen ist das Angebot an Gefrierkernen so groß, daß die Bildung großer Schloßen unwahrscheinlich wird.

Solange im Cumulonimbus die Aufwindgeschwindigkeit groß ist, werden zwar alle kondensierten Partikel mit nach oben getragen, aber relativ zur umgebenden Luft bleiben die großen Partikel zurück. Sie kollidieren dabei mit kleineren, die im Aufwind auf sie treffen, und wachsen weiter an. Ist die größere Partikel ein Eisteilchen, so gefrieren die angelagerten Tröpfchen ebenfalls. Die Eispartikel wachsen auch durch Kondensation schneller als die Wassertropfen, da bei gleicher Temperatur der Gleichgewichtsdampfdruck über Eis größer ist als über Wasser. Hagelbildung in einer Cumulonimbuswolke setzt voraus:

- a) hinreichend hohe spezifische Feuchte in der bodennahen Luft, damit in der Höhe auf der Feuchtadiabaten eine genügend große Temperaturdifferenz erzeugt wird,
- b) daraus folgend eine erhebliche Aufwindgeschwindigkeit im Kern der Hagelwolke,
- c) eine große Mächtigkeit der feuchtlabilen Schicht in der Troposphäre,
- d) die normalerweise geringe Anzahl wirksamer Gefrierkerne.

Ist die spezifische Feuchte in Bodennähe nicht groß genug (das ist auch dann der Fall, wenn die Lufttemperatur relativ niedrig ist), dann bildet sich kein Hagel, da die frühzeitig gebildeten Eisteilchen nicht genügend

Wassertropfen zur Anlagerung finden. Sie werden dann rasch mit in große Höhen emporgetragen, wo die Anzahl der natürlichen Gefrierkerne mit abnehmender Temperatur sehr schnell zunimmt. Die Wolke wandelt sich dann rasch in eine Wolke von Eisteilchen um. Große Hagelschloßen können sich nicht mehr bilden. Ist die Aufwindgeschwindigkeit zu gering, so fallen die frühzeitig gebildeten Eisteilchen gegen den Aufwind schnell in Schichten hinab, wo die Temperatur oberhalb des Gefrierpunktes liegt. Sie schmelzen dann, ehe sie den Erdboden erreichen, und können so keinen großen Schaden anrichten. Ist die Anzahl der bei relativ hoher Temperatur wirksam werdenden Gefrierkerne relativ hoch, so kommen auf jeden Kern nur relativ wenige Wassertropfen, die gebildeten Eisteilchen werden nach oben und seitwärts aus der Wolke herausgetragen, die Partikel bleiben klein und der angerichtete Schaden gering.

Wenn die Möglichkeit besteht, dafür zu sorgen, daß in einer stark quellenden Wolke die Anzahl der frühzeitig zur Wirkung gelangenden Gefrierkerne die der natürlicherweise vorhandenen um ein mehrfaches übertrifft, besteht die Chance, die Hagelbildung zu unterdrücken; statt des Hagels tritt dann ein Starkregen auf.

Ausnutzung der kolloidmeteorologischen Instabilität

Die kolloidmeteorologische Instabilität von Wolken, die unterkühlte Tropfen enthalten, wird auf verschiedene Weise zur Wetterbeeinflussung benutzt: In unterkühlten Wolken im Gebirgsstau besteht die Möglichkeit einer gegenüber der natürlichen Entwicklung vorgezogenen Niederschlagsauslösung, durch die eine Neuverteilung des Niederschlages, im allgemeinen mit bevorzugtem Niederschlag auf der Luvseite des Gebirges erreicht werden kann. Kleinere Cumuluswolken können aufgelöst werden, unterkühlter Nebel kann zum Ausschneien gebracht werden. In den meisten Fällen benutzt man dafür zusätzlich zu diesem Zwecke hergestellte und in die Atmosphäre eingebrachte Eispartikel. Diese werden entweder dadurch erzeugt, daß man sehr kalte Substanzen in die Luft einbringt, oder man benutzt Substanzen, die bereits bei Temperaturen dicht unterhalb 0°C als Gefrierkerne wirksam werden. Bei sehr tiefen Temperaturen entstehen nämlich auch in natürlicher Luft spontan Eiskerne (homogeneous nucleation). Diese spontane Eiskernbildung erreicht etwa bei -40°C ein Ausmaß, gegenüber dem die Anzahl der künstlich eingebrachten Gefrierkerne keine Rolle mehr spielt.

Als kernbildende Substanzen benutzt man vorzugsweise flüssiges Propan, feste oder flüssige Kohlensäure oder flüssigen Stickstoff. Da diese Substanzen aber echtes Eis bilden, ist ihre Benutzung im allgemeinen auf Temperaturen unterhalb 0°C beschränkt, da das Eis ja oberhalb des Gefrierpunkts wieder schmilzt. Die zweite Klasse eiskeimbildender Substanzen, unter denen das Silberjodid und Bleijodid die bekanntesten sind, unterliegen dieser Beschränkung nicht. Man kann sie bei Temperaturen oberhalb 0°C in die Atmosphäre einbringen. Sie werden dann, wenn sie durch die Luft

in Gebiete mit Minustemperaturen verfrachtet werden, als Eiskerne aktiv, was ihre Verwendungsmöglichkeit bequem macht. Nachteilig ist, daß diese Substanzen erst einige Grade unterhalb 0°C wirksam werden, während echte Eisteilchen ihre Wirksamkeit schon unmittelbar unterhalb 0°C entfalten.

Will man innerhalb einer Cumuluswolke die Anzahl der Eispartikel künstlich erhöhen, so kann man das mit Eis, das über Propan oder Trockeneis (festes CO_2) gebildet ist, nur von oben her (von tiefen Temperaturen her kommend) erreichen, hingegen ist die Verwendung von Silber- oder Bleijodid auch von hohen Temperaturen, z. B. vom Boden her ausgehend möglich.

Zur Entwicklung einer Methode zur Hagelunterdrückung durch eine künstliche Vermehrung der Gefrierkerne ist es zunächst notwendig, sich über die erforderlichen Kernzahlen ein Bild zu verschaffen, weiterhin ist zu überlegen, auf welche Weise die zusätzlichen Gefrierkerne an den Ort der Hagelbildung zum richtigen Zeitpunkt gebracht werden können.

Diese beiden Fragen enthalten im Grunde bereits die ganze Problematik einer wirksamen Hagelunterdrückung.

Technik der Hagelunterdrückung

Der Lufttransport durch eine Hagelfront von 20 km Länge kann zu 5 bis $7 \cdot 10^5$ kg/s abgeschätzt werden. Von dieser Luftmasse befindet sich allerdings zur gleichen Zeit nur ein Bruchteil (vielleicht ein Viertel) in einem Zustand, in dem aktuell Hagelbildung stattfinden kann. Die Aufgabe ist, diese Luftmasse während der Zeit, in der Hagelbildung droht, mit einer solchen Menge von Silberjodid (oder einer anderen kernbildenden Substanz) zu impfen, daß sich nur kleine Eispartikel, keine gefährlichen Hagelschloßen bilden können. Grundsätzlich gibt es zwei Verfahren, diese Aufgabe anzugehen. Entweder man reichert die Luft in Bodennähe für eine hinreichend lange Zeit mit der kernbildenden Substanz soweit an, daß beim Einzug in die Wolke und beim weiteren Transport der Luft stets genügend wirksame Kerne zur Verfügung stehen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß eine ganze Reihe Vorgänge existieren, die die Anzahl der wirksamen Kerne auf dem Wege in die Hagelbildungszone bereits reduziert: Abfangen an Hindernissen bereits in Bodennähe (Bäume, Sträucher, Häuser), die Degradation der Kerne durch die Bestrahlung mit ultraviolettem Licht von der Sonne her, Koagulation mit Aerosol, das vorzeitiges Ausfallen verursacht.

Das zweite Verfahren ist bemüht, die wirksamen Kerne unmittelbar in die hagelbildende Zone einzubringen. Hier wird natürlich mit wesentlich weniger Substanzverbrauch auszukommen sein. Die Schwierigkeit konzentriert sich darauf, möglichst exakt die richtige Stelle und den richtigen Zeitpunkt zu erkennen, was nunmehr einen erheblichen technischen Aufwand voraussetzt.

Zur Beurteilung, welches Verfahren aussichtsreicher ist, muß noch etwas über das Verhalten einer typischen Impfschubstanz gesagt werden. Silberjodid ist am mei-

sten benutzt worden, es ist auch am genauesten untersucht. Trotzdem sind die Ergebnisse dieser Untersuchungen zum Teil widersprüchlich. Das gilt auch für Bleijodid. Außer diesen beiden Verbindungen hat wohl keine andere der kernwirksamen Substanzen bisher in größerem Maße Verwendung gefunden.

Für praktische Versuche wird Silberjodid meistens zuerst verdampft, sei es, daß man es durch eine Flamme gehen läßt oder einem Explosivsatz beimischt. Die Flammentemperatur darf nicht zu hoch sein. Im allgemeinen unterscheiden sich Kerosin- und andere Gasflammen nur wenig. Die vom Silberjodidrauch gebildeten Partikel besitzen eine Kernwirksamkeit, die wie bei natürlichen Gefrierkernen mit abnehmender Temperatur stark zunimmt. Bei gutem Wirkungsgrad kann man bei -5°C mit bis zu 10^{11} , bei -10°C bis zu 10^{14} , bei -15°C bis 10^{15} , bei -20°C bis zu 10^{16} Gefrierkernen pro 1 Gramm verdampftes Silberjodid rechnen. Während die zeitliche Abnahme der Wirksamkeit der Silberjodidkerne bei unmittelbarem Einbringen des Materials in die hagelbildende Zone keine Rolle spielt, wirkt sich die Ultraviolettstrahlung der Sonne bei den Partikeln, die sich, bevor sie wirksam werden können, längere Zeit in der Atmosphäre aufhalten, ungünstig aus. Ultraviolettes Sonnenlicht zerstört im Laufe der Zeit die Gefrierkernwirksamkeit. Das Ausmaß dieses Einflusses ist von verschiedenen Autoren sehr unterschiedlich gefunden worden. Ein neuerer zwischen den Extremen liegender Wert gibt bei einer Bestrahlung, die der vollen Sonnenintensität entspricht, einen Rückgang der Kernwirksamkeit auf $\frac{1}{6}$ des ursprünglichen Betrages innerhalb einer Stunde an. Dieser Betrag gilt für die Verdampfung in einer Propanflamme, wie sie in vielen gebräuchlichen Silberjodidgeneratoren verwendet wird.

Unmittelbare Bekämpfung der Hagelbildung

Über die unmittelbare Bekämpfung der Hagelbildung innerhalb der Bildungszone wird insbesondere von sowjetischer Seite berichtet. In der Sowjetunion wurden Hagelabwehrraketen entwickelt, die über begrenzten Gebieten in Georgien, in Tadschikistan, auf der Krim und im Moldaugebiet mit gutem Erfolg eingesetzt worden sind. Neben den Hagelraketen wurden auch spezielle, mit Silberjodid versehene Granaten aus Flugabwehrgeschützen abgefeuert. Es finden mehrere Typen von Hagelabwehrraketen Verwendung, der Typ „Alazani“, der zur Zeit in Georgien Verwendung findet, ist wie folgt charakterisiert: Kaliber 82,5 mm, Länge 1420 mm, Gewicht 10 kg, Maximalhöhe 8600 m, Maximalreichweite 11 600 m, Aerosolbehälter 1 kg. Nach einer etwas älteren Angabe soll jede Rakete bei -10°C 10^{16} Gefrierkerne abgeben, was eine Konzentration von 10^5 bis 10^6 m^{-3} im „empfindlichen Bereich“ der Hagelwolke bedeutet. Die Raketen werden mittels elektrischer Zündung aus Startgestellen abgefeuert, deren jedes 12 Raketen enthält, die in verschiedener Richtung in kürzestem Zeitabstand abgeschossen werden können. Nach Angaben von G. K. SULAKVELIDSE wurden an einem Hageltag 32 kg Silberjodid ver-

braucht bei einem Jahresverbrauch von 0,5 kg für je 10 km^2 zu schützendes Areal.

Organisatorisch sind in der Sowjetunion in Gebieten mit wertvollen landwirtschaftlichen Kulturen Hagelbekämpfungsgruppen gebildet worden, deren Aufgabe es ist, je etwa 1000 bis 1500 km^2 zu schützen. Dabei gehören zu jeder Bekämpfungsgruppe eine Kommandostelle und 8 bis 10 Stützpunkte mit Startrampen. Jede Hagelbekämpfungsgruppe verfügt über 10 bis 12 Abschußgestelle und 1500 bis 2000 Raketen. Das Gesamtpersonal der Gruppe umfaßt etwa 50 Köpfe, von denen 30 ständig angestellt sind, während die übrigen nur während der Hagelsaison beschäftigt werden. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß die Gruppe hinsichtlich der aerologischen Messungen völlig selbständig arbeitet (zwei Radiosondenaufstiege mit 4 Höhenwindmessungen pro Tag) und über ein leistungsfähiges Wetterradargerät (210 kW Leistung) verfügt. Faxschreiber und sonstige Wetterunterlagen stehen ebenfalls zur Verfügung. 14 Kräfte des genannten Personals sind Spezialisten (vom Meteorologen bis zum Raketentechniker). Die Kommandostelle ist mit den Abschlußstellen durch Funk verbunden.

Die unmittelbare Bekämpfung des Hagels im Bildungsbereich verlangt außerordentlich schnelle Reaktion. Auf der Grundlage der synoptischen und aerologischen Situation wird das Radarbild analysiert, und auf Grund des Verlaufs von 7 Parametern, zu denen die Höhenausdehnung der die Radarstrahlung maximal reflektierenden Schichten, ihre Erstreckung oberhalb und unterhalb der 0°C -Grenze und ihre Beziehungen zur Temperatur am Boden und an der Wolkenbasis gehören, werden die Abschußgestelle gerichtet und die Schußzeit befohlen. Die Entscheidungsprozedur nimmt nur etwa 2 Minuten in Anspruch. Nach der Bekämpfungsaktion wird mit einer Neubildung der hagelführenden Struktur innerhalb der Wolke bzw. mit einem Neuaufbau der Hagelwolke innerhalb von 7 bis 10 Minuten gerechnet. Auf die beschriebene Art sind in der Sowjetunion zur Zeit etwa 35 000 km^2 geschützt.

Nicht ganz leicht zu beurteilen sind die wirtschaftlichen Aspekte dieser Art der Hagelbekämpfung. Nach den veröffentlichten Zahlen und Bildern kann grundsätzlich an einer Wirksamkeit der benutzten Methoden nicht gezweifelt werden.

Für die Moldauische Sowjetrepublik werden folgende Zahlen mitgeteilt:

Jahr	„Geschützte“ Fläche km^2	Geschädigter An- teil der geschütz- ten Fläche %	Geschädigter An- teil der unge- schützt. Fläche %
1965	1000	0,55	1,45
1966	1000	0,32	4,32
1967	1200	0,55	1,73
1968	1700	0,24	3,10
1969	2200	0,15	4,88

Fraglich ist, wie sich der Aufwand zum Nutzen verhält. Im Alazanital, dem Hauptweinbaugebiet Georgiens wird mit durchschnittlich 60 Hageltagen im Jahr gerechnet. In der Sowjetunion sieht man ein Hagel-

bekämpfungsverfahren als wirtschaftlich an, wenn eine Reduktion des Schadens um 70 bis 75% erreicht werden kann, und wenn diese Reduktion des Schadens fünf- bis zehnmals größer ist als die Kosten der Hagelunterdrückung. Diese Kosten stehen in enger Beziehung zum Hagelvorkommen selbst. Der Anteil an festen Kosten ergibt sich aus den ständig verfügbaren Einrichtungen und den Personalkosten. Variable Kosten sind die Raketen. Sie werden im Falle des Alazantals mit 70 bis 80% der Gesamtkosten angegeben. Im Ganzen gesehen wird in der Sowjetunion mit 300 bis 600 Dollar pro km² geschützter Fläche jährlich gerechnet. Das beschriebene Verfahren stellt sehr hohe Ansprüche an die ständige Verfügbarkeit hochkomplizierter technischer Geräte, einer entsprechenden Besatzung und an Schnelligkeit der Arbeitsweise. Dementsprechend sind die Kosten erheblich. Die Bekämpfung der Hagelbildung in großer Höhe der Atmosphäre setzt voraus, daß der betroffene Luftraum vom Luftverkehr jeder Art während der Bekämpfungsaktion freigehalten wird. Praktisch überwunden ist die Gefahr für Unbeteiligte am Boden, die durch herabfallende Raketenteile entstehen könnte. Es ist technisch durchaus möglich, die Raketen so zu bauen, daß sie sich ohne Zurückbleiben gefährlicher Teile völlig zerlegen.

Prophylaktische Bekämpfung der Hagelbildung

Diese Überlegungen führen dazu zu prüfen, ob es nicht zweckmäßiger ist, die Atmosphäre unmittelbar vom Boden aus dort zu impfen, wo die Luft sich befindet, die nachher in den Aufwindstrom des Cumulonimbus hineingezogen, den Wasserdampf enthält, bei dessen Kondensation später die Hagelschloßen entstehen würden. Diese Methode hätte den Nachteil, daß ein großer Anteil des verwendeten Impfmateri als nicht die Hagelwolke erreicht, daß es auf einer viel größeren Fläche und während einer viel längeren Zeitspanne eingebracht werden muß, daß daher voraussichtlich der Materialverbrauch viel höher ist. Sie hat den Vorteil, daß, ohne auf die einzelne Hagelwolke Rücksicht zu nehmen, „auf Verdacht“ geimpft werden kann, daß die ständige Bereitschaft einer großen Anzahl hochqualifizierter Spezialisten nicht notwendig ist, daß die Ausführung der Arbeiten selbst vielmehr den interessierten Landwirten weitgehend selbst überlassen bleiben kann, daß flugsicherungsmaßig keine zusätzlichen Schwierigkeiten zu erwarten sind.

Ein Beispiel hierfür ist das seit 1959 in Aquitanien (Südwestfrankreich) benutzte System. Auf einer Fläche von 70 000 km² ist eine im Laufe der Jahre von 82 auf 240 Geräte wachsende Anzahl von Silberjodidgeneratoren am Erdboden verteilt (mittlerer Abstand 17 km). Jedes der Geräte gibt pro Stunde 13,6 g Silberjodid an die Atmosphäre ab. 1966 wurde eine Gesamtmenge von 4050 kg Silberjodid verbraucht. Die Auswirkung dieser Aktion ist im Gegensatz zu den Versuchen in der Sowjetunion weder am einzelnen Hagelwetter feststellbar noch für ein Abwehrgebiet der Größe 1000 bis 1500 km² zu bestimmen. In der Beschränkung der Abwehr selbst auf relativ kleine Zielgebiete bei erheblichem Mitteleinsatz liegt ein grundsätzlicher Vorteil des sowjetischen Verfahrens. Im Fall der großflächigen

Abwehraktionen in Aquitanien dagegen kann nur eine Statistik der von den Hagelversicherungen bezahlten Schäden eine Beurteilung erlauben. Eine Erfolgsabschätzung wurde in Frankreich in der Weise durchgeführt, daß man die in Aquitanien bezahlten Schäden mit denen in ganz Frankreich verglich. Dieses Verfahren muß natürlich zu großen Streueffekten führen. Tatsächlich ist das Ergebnis nicht als statistisch signifikant anzusehen, wenn auch die Tendenz zu geringeren Schäden in dem mit Silberjodidgeneratoren besetzten Gebiet kaum zu übersehen ist. J. DESSENS, von dem diese Angaben übernommen wurden, gibt als Gesamtkosten für das Abwehrnetz den Betrag von 5,5 Millionen Francs an, während der verhütete Schaden auf 38 Millionen Francs geschätzt wird. Damit wäre bei dem französischen Verfahren mit einem Faktor Erfolg zu Kosten von etwa 7 zu rechnen, was auch etwa in der für die Sowjetunion angegebenen Größenordnung liegt.

In USA, wo in ausgedehnten Gebieten des östlichen Colorado, in Kansas, Nebraska und South Dakota mit schweren Hagelschäden alljährlich zu rechnen ist, hat man versucht, das Problem auf etwas andere Weise zu lösen. Silberjodidgeneratoren vom Boden aus sind auch hier benutzt worden, jedoch nicht für so lange Zeit bei wenig geänderten Versuchsbedingungen. Dafür sind Flugzeuge mit Silberjodidgeneratoren an Bord eingesetzt worden. Eine gründliche Überwachung der Entwicklung der Hagelstürme mittels Radargerät ist hier gewährleistet. Die Versuche wurden im Aufwindgebiet der Hagelwolke durchgeführt. Negative Erfahrungen führten zu folgenden Schlüssen: Die Menge des Impfstoffes muß hinreichend sein. Die Hagelgefahr muß rechtzeitig erkannt werden. Wenn man sich schon des Flugzeugs bedient, so sollte die Impfung gleich in genügender Höhe erfolgen, um die größere Gefrierkernwirkung auch wirklich ausnutzen zu können. P. C. SINCLAIR kommt daher zu folgender Überlegung: Geht man von einem Volumen der zu impfenden Hagelwolke von 15 bis 20 km³ aus und der Notwendigkeit, etwa $2,5 \cdot 10^{11}$ Kerne pro km³ zur Wirkung zu bringen, rechnet man andererseits mit einem Wirkungsgrad von nur 10^{-4} , das heißt, daß unter 10 000 injizierten Kernen nur 1 zur Wirkung kommt, so muß die Zahl der vom Flugzeug angegebenen Kerne um den Faktor 100 gegenüber der bisher benutzten Technik erhöht werden. Auch in den USA bedient man sich neben der Generatortechnik, die die letztgenannten Forderungen wohl erfüllen könnte, der Benutzung pyrotechnischer Einrichtungen, bei denen vom Flugzeug aus Raketen oder Sprengladungen in die Wolke geschossen werden. Man hofft so, den Ort der Impfwirkung genauer zu erreichen. Diese Vorrichtungen sind jedoch bisher meistens für andere Wetterbeeinflussungsexperimente benutzt worden, so daß über praktische Erfahrungen hiermit bei der Hagelbekämpfung noch nichts bekannt geworden ist.

Der Rosenheimer Hagelabwehrversuch

Einen Kompromiß zwischen den verschiedenen Methoden stellt der in der Bundesrepublik von 1958 bis 1967 durchgeführte „Rosenheimer Hagelabwehrversuch“ dar. Veranlaßt durch ortsgebundene Überlieferung einer-

seits, durch schwere Hagelschäden in den Jahren 1953 und 1956 andererseits wurde im Landkreis Rosenheim (Oberbayern) ein Versuch zur Hagelbekämpfung durchgeführt, der auf folgenden Überlegungen beruhte: Bekämpft werden soll die Hagelgefahr im Landkreis Rosenheim. Der Landkreis Rosenheim umfaßt ca. 840 km². Er gehört zu den stark hagelgefährdeten Gebieten des nördlichen Alpenvorlandes (ca. 17 Hageltage im Jahr). benützt wurden Silberjodid-Bodengeneratoren und Raketen, die, durch Bestimmungen der Flugsicherung in ihrer Maximalhöhe beschränkt, eine Sprengladung mit je 16 g Silberjodid auf 1500 m Höhe brachten. Die einzelnen Abwehrposten waren in drei Reihen von Raketenposten mit je 1 bis 3 km Abstand voneinander längs des Inn, d. h. längs der westlichen Landkreisgrenze gestaffelt. Der Grund für diese Anordnung liegt in der Erfahrung, daß in den weitaus meisten Fällen der Höhenwind bei Hagelwetterlagen aus westlicher Richtung weht, die Hagelwetter daher aus Westen heranziehen. Die Raketen wurden mittels elektrischer Fernzündung aus besonderen Abschußgestellen abgefeuert, wobei der Schütze in hinreichender Entfernung in Deckung stand. Jeder Schütze verfügte über sein eigenes gesichertes Raketenlager und wurde für den Umgang mit Explosivstoffen besonders geschult. Die Anzahl der Raketenposten betrug etwa 60. Die Zahl der abgeschossenen Raketen wechselte von wenigen Stücken bis 284 an einem einzelnen Nachmittag.

Neben dem Raketennetz bestand ein solches von Silberjodidbodengeneratoren, bei denen pro Betriebsminute 1 g Silberjodid in die Atmosphäre abgegeben wurde. Da die mit Propangas betriebenen Generatoren jeweils für 5 Minuten arbeiten, um dann für 10 Minuten zu pausieren, blies ein Generator bei achtstündigem Betrieb 160 g Silberjodid in die Atmosphäre. Es standen in den letzten Jahren des Versuchs 32 Silberjodidgeneratoren in Betrieb, die ebenfalls an der westlichen Landkreisgrenze bis zu 15 km westlich in 2 von Nord nach Süd sich erstreckenden Ketten angeordnet waren. Der maximale Auswurf an Silberjodid an einem Bekämpfungstag kann daher mit etwa 5000 g veranschlagt werden. Im Mittel werden etwa 1000 g Silberjodid pro Bekämpfungstag verbraucht worden sein.

Der Einsatz der Hagelabwehrversuche geschah vom Flughafen München-Riem aus, wo etwa 45 km westlich des Versuchsgebietes gelegen, eine Routineradiosondenstation des Deutschen Wetterdienstes und ein 200 kW-Wetterradargerät zur Verfügung standen und somit eine genaue laufende Überwachung der Niederschlag führenden Wolken über dem Versuchsgebiet durchgeführt werden konnte. Die Alarmierung des Abwehrnetzes geschah stets, wenn Hagelgefahr als gegeben angesehen wurde. Innerhalb der zehnjährigen Dauer des Versuchs wurden deutlich erkennbar erhebliche Erfahrungen gesammelt, so daß Fehlwarnungen am Anfang des Versuchs sowohl im Sinne unnötigen Alarms wie auch im Sinne nicht erfolgter Warnung bei Hagelgefahr häufiger vorkamen als in den letzten Jahren. Während die Generatorenposten nach Warnung ihre Geräte einschalteten und in Betrieb hielten, bis das Ende der Gefahr mitgeteilt wurde oder bis zu einem

Zeitpunkt am Abend, zu dem normalerweise mit Hagel nicht mehr zu rechnen war, schossen die Raketenschützen bei Aufkommen von Cumulonimben in eigener Verantwortung. Sie wurden, um zu einer optimalen Beurteilung der Wettersituation zu kommen, jedes Jahr zu einer besondere Schulung zusammengerufen. Trotzdem lag zweifellos in diesem Verfahren ein Nachteil gegenüber dem vorbeschriebenen sowjetischen System, bei dem der Kontakt zwischen der Kommandostelle am Platze des Wetterradars und der Abschußstelle viel enger ist. Nun bedeutet natürlich auch die Höhenbegrenzung auf 1500 m im Rosenheimer Fall, daß das Impfmateriale aus der Explosionswolke der Rakete, verteilt durch die mit dem Aufwind der Hagelwolke verbundene Turbulenz, in jedem Falle eine gewisse Zeit braucht, um an den Ort der Wirkung kommen zu können. Der Schütze wird also so eingewiesen, daß er rechtzeitig schießt, bevor sich der Hagel in der Wolke bereits gebildet hat. Hier liegt eine der Schwächen des in Rosenheim benutzten Verfahrens, welche dieses eher in die Nähe des französischen stellt.

Erfolgsbeurteilung des Rosenheimer Versuchs

Die Erfolgsbeurteilung erfolgte nach zwei Gesichtspunkten. Für alle Tage, an denen in der Nähe des Versuchsgebietes Hagel gefallen war, wurden aufgrund der zur Verfügung stehenden Berichte von Wetterbeobachtern, von weiteren freiwilligen Beobachtern, von den Hagelschützen und den Generatorenobleuten selbst und von der staatlichen Hagelversicherung Karten der Hagelfälle und des beobachteten Niederschlags gezeichnet. Eine ganze Reihe dieser Karten zeigt eine gewisse Ausparung des Gebiets in Lee der Abwehrketten von den Hagelschäden der Umgebung. Problematisch ist die Abschätzung der Schwere eines Hagelschlags, da diese nicht nur von der Menge und dem Gewicht der Hagelkörner selbst abhängt, sondern auch vom Zustand der Vegetation. Hagel zur Zeit der Obstblüte mag objektiv nicht allzu schwer sein, er kann gewaltige Schäden anrichten, während sehr schwerer Hagelschlag vor Beginn der Hauptvegetationsperiode oder nach der Getreideernte nicht mehr mit besonders hohen Schäden verbunden zu sein pflegt. Hier liegt eine der Schwierigkeiten, auch die Effektivität der Abwehraktionen richtig zu beurteilen. Leichter ist dies, wenn es sich bei der zu schützenden Frucht um eine Monokultur handelt, wie der Wein in der Provinz Mendoza (Argentinien) oder in Georgien.

Eine weitere Möglichkeit zur Beurteilung der Wirksamkeit der Hagelabwehrversuche ergibt sich aus klimatisch-statistischen Vergleichen. Zu diesem Zwecke kann man die Hagelhäufigkeit in orographisch und klimatisch möglichst dem Versuchsgebiet ähnlichen Gebieten ohne Abwehraktivitäten heranziehen. So geschah es im Falle Rosenheim mit den Landkreisen Erding, Ebersberg, Miesbach, Aibling, Laufen und Traunstein. Außerdem können die Daten des Versuchsgebietes für einen Zeitraum, der nicht durch Abwehraktionen belegt war, zum Vergleich herangezogen werden. Allerdings stellt sich dabei heraus, daß die Hagelschäden von Jahr zu Jahr außerordentlich variieren.

Die Variation ist um so ausgeprägter, je kleiner das untersuchte Gebiet ist. Bei zehn Jahren Versuchsdauer und einer Versuchsfläche von 820 km² kann man kaum zu statistisch signifikanten Resultaten kommen.

Verglichen mit dem Zeitraum 1948 bis 1957, in dem keine Abwehrversuche stattfanden, ging die Anzahl der Schadenstage (Hageltage mal Anzahl der geschädigten Gemeinden) im Versuchszeitraum 1958 bis 1967 im Mittel auf 73% zurück. In der gleichen Zeit wies ganz Bayern einen Rückgang von 100 auf 95% auf. Ein Vergleich der Kontrollgebiete, bei denen kein Abwehreffekt erwartet wurde, zeigt jedoch das Ergebnis, daß der Rückgang der Schäden während der Versuchsperiode in den leewärts vom Landkreis Rosenheim gelegenen Landkreisen Traunstein und Laufen nach bedeutend stärker ist. Sie weisen nur eine Anzahl der Schadenstage von 53% gegenüber dem Vergleichszeitraum von 1948 bis 1957 auf. Dieses Resultat ist nicht schwer zu verstehen. Im Gegensatz zum sowjetischen

System benötigt das von Bodengeneratoren oder Raketen mit einer Maximalhöhe von 1500 m in die Atmosphäre entlassene Impfmateriale eine geraume Zeit (Größenordnung 10 Minuten), um im Bereich der aktuellen Hagelbildung wirksam zu werden. Während dieser Zeit ist aber die hagelträchtige Wolke schon etwa 20 km, möglicherweise mehr nach Osten abgetrieben. Es ist also sehr schwer, wenn nicht unmöglich, in unserem Klimagebiet vom Boden oder aus geringer Höhe sich selbst gegen den Hagel zu schützen. Andererseits ist ein Versuchsgebiet von 820 km² zu klein, um durch eine Statistik bei einer Versuchsperiode von zehn Jahren zu einem signifikanten Resultat zu kommen. Bei Versuchen vom Boden aus sollten Abwehrketten in einer gewissen Tiefe mindestens 30 km luvwärts von dem zu schützenden Gebiet aufgestellt werden. Ihre Länge sollte mindestens 60 km betragen, wobei das zu schützende (Versuchs-)Gebiet mindestens 4—6000 km² groß sein sollte.

6

Literatur zur Wolkenphysik

- (1) MALKUS, J. S.; WITT, G.: The evolution of a convective element: a numerical calculation.
In: *The Atmosphere and the Sea in Motion*. New York 1959.
S. 425—439.
- (2) ASAI, T.: Cumulus convection in the atmosphere with vertical wind shear: numerical experiment.
J. Meteor. Soc. Japan **42** (1964)
S. 245—259.
- (3) TAKEDA, T.: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: the formation of a "long-lasting" cloud.
J. Atmosph. Sci. **28** (1971)
S. 350—376.
- (4) SIMPSON, J.; WIGGERT, V.: Models of precipitating cumulus towers.
Monthly Weather Rev. **97** (1969)
S. 471—489.
- (5) WEINSTEIN, A. I.: A numerical model of cumulus dynamics and microphysics.
J. Atmosph. Sci. **27** (1970)
S. 246—255.
- (6) DANIELSEN, E. F.; BLECK, A.; MORRIS, D. A.: Hail growth by stochastic collection in a cumulus model.
J. Atmosph. Sci. **29** (1972)
S. 135—155.
- (7) DALEY, R.; MERILEES, P.: A spectral model of bubble convection.
J. Atmosph. Sci. **28** (1971)
S. 933—943.
- (8) FOX, D. G.: Numerical simulation of three-dimensional, shapepreserving convective elements.
J. Atmosph. Sci. **29** (1972)
S. 322—341.
- (9) LEBEDEV, S. L.: A three-dimensional non-stationary model of an atmospheric convective cell with a cloud.
Izv. Acad. Sci. USSR atmosph. oceanic Phys., Washington D. C. **2** (1966) Nr. 1, S. 8—14.
- (10) ARNASON, G.; GREENFIELD, R. S.: Micro- and macro-structures of numerically simulated convective clouds.
J. Atmosph. Sci. **29** (1972)
S. 342—367.
- (11) ORVILLE, H. D.; SLOAN, L. J.: A numerical simulation of the life history of a rain storm.
J. Atmosph. Sci. **27** (1970)
S. 1148—1159.
- (12) DUTTON, J. A.; FICHTL, G. H.: Approximate equations of motion for gases and liquids.
J. Atmosph. Sci. **26** (1969)
S. 241—254.
- (13) OGURA, Y.; PHILLIPS, N. A.: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere.
J. Atmosph. Sci. **19** (1962)
S. 173—179.
- (14) OGURA, Y.: The evolution of a moist convective element in a shallow, conditionally unstable atmosphere: a numerical calculation.
J. Atmosph. Sci. **20** (1963)
S. 407—424.
- (15) KESSLER, E.: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations.
Meteor. Monogr. **10** No. 32 (1969).
- (16) OGURA, Y.; TAKAHASHI, T.: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell.
Monthly Weather Rev. **99** (1971)
S. 895—911.
- (17) WARNER, J.: The microstructure of cumulus cloud. Part III. The nature of the updraft.
J. Atmosph. Sci. **27** (1970)
S. 682—688.
- (18) ALEKSANDROV, V. S., SILAYEVA V. I., SHMETER, S. M.: Atmospheric turbulence in and near cumulonimbus clouds.
Transl. Air Force Cambridge Res. Labor. Nr. 45 (1969) = AFCRL-69-0178.
- (19) KRASTANOW, L.: Über die Bildung der unterkühlten Wassertropfen und der Eiskristalle in der freien Atmosphäre.
Meteor. Z. **57** (1940) S. 357.
- (20) KRASTANOW, L.: Beitrag zur Theorie der Tropfen- und Kristallbildung in der Atmosphäre.
Meteor. Z. **58** (1941) S. 37.
- (21) VOLMER, Max: Kinetik der Phasenbildung. Dresden, Leipzig: Steinkopf 1939.
- (22) FLETCHER, H. N.: The Physics of Rainclouds, Cambridge. University Press 1962.

- (23) WALL, E.: Material zur Frage der Eiskeimbildung in der Atmosphäre. Meteor. Z. **59** (1942) S. 109—120
- (24) WALL, E.: Einfaches Schema der atmosphärischen Eiskeimbildung. Meteor. Z. **59** (1942) S. 177—183.
- (25) JUNGE, C.: Übersättigungsmessungen an atmosphärischen Kondensationskernen. Gerlands Beitr. Geophys. **46** (1938) S. 108.
- (26) VONNEGUT, B.: The nucleation of ice formation by silver iodide. J. appl. Phys. **18** (1947) S. 593—595.
- (27) BIRSTEIN, S. J.: The effect of relative humidity on the nucleation properties of photolyzed silver iodide. Bull. Amer. Meteor. Soc. **33** (1952) S. 431.
- (28) BIRSTEIN, S. J.: The role of adsorption in heterogeneous nucleation. I: Adsorption of water vapor on silver iodide and lead iodide. J. Meteor. **12** (1955) S. 324—331.
- (29) EDWARDS, G. R.; EVANS, L. F.: Ice nucleation by silver iodide: I. Freezing vs. Sublimation. J. Meteor. **17** (1960) S. 627—634.
- (30) WEICKMANN, H.: A theory of the formation of ice crystals. Arch. Meteor. Geoph. Bioklimat. A **4** (1951) S. 309—323.
- (31) FLETCHER, N. H.: Physical basis of ice crystal nucleation: Developments since 1960. Second Nat. Conf. on Wea. Mod., Santa Barbara, 1970 S. 320—324.
- (32) MASON, B. J.: The nucleation and growth of ice crystals. Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union, No. **5** (1960) S. 226—232.
- (33) WEICKMANN, H.; KATZ, U.; STEELE, R.: Ag. — Sublimation or contact nucleus? Second Nat. Conf. on Wea. Mod. Santa Barbara, 1970 S. 332—336.
- (34) SCHAEFER, V.: The production of ice crystals in a cloud of supercooled water droplets. Science **104** (1946) S. 104.
- (35) ALLEE, P.: 1970: persönl. Mitt.
- (36) MOSSOP, S. C.: Comparisons between concentration of ice crystals in cloud and the concentration of ice nuclei. J. Rech. atmosph. **3** (1968) S. 119—124.
- (37) WARNER, J.: The supersaturation in natural clouds. J. Rech. atmosph. **3** (1968) S. 233.
- (38) JUNGE, C.: Our knowledge of the physico-chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment. Erscheint in J. Geophys. Res.
- (39) SQUIRES, P.; TWOMEY, S.: A comparison cloud nuclei measurements over central North America and the Caribbean Sea. J. Atmosph. Sci. **26** (1966) S. 684.
- (40) TWOMEY, S.; WOJCIECHOWSKI, T. A.: Observation of the geographical variation of cloud nuclei. J. Atmosph. Sci. **26** (1969) S. 684.
- (41) JÄNICKE, R.; JUNGE, C.; KANTER, H. J.: Messungen der Aerosolgrößenverteilung über dem Atlantik. Meteor.-Forschungs-Ergebn. R. B. **7** (1971) S. 1—54.
- (42) COBB, W. E.; WELLS, H. J.: The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmosphere pollution. J. Atmosph. Sci. **27** (1970) S. 814.
- (43) JUNGE, C. u. a.: Luftchemische Studien am Observatorium Izana (Teneriffa). Meteor. Rdsch. **22** (1969) S. 158.
- (44) DINGES, J.; HOWELL, H. B.; WOJCIECHOWSKI, T. A.: On the source and composition of cloud nuclei in a subsident air mass over the North Atlantic. J. Atmosph. Sci. **27** (1970) S. 791.
- (45) HOBBS, P.: Simultaneous airborne measurements of cloud condensation nuclei and sodium-containing particles over the ocean. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. **97** (1971) S. 263
- (46) GEORGII, H. W.; VITZE, W.: Global and regional distribution of sulfur components in the atmosphere. Idöjaras **5** (1971) S. 294.
- (47) TWOMEY, S.: The composition of cloud nuclei. J. Atmosph. Sci. **28** (1971) S. 377.
- (48) JUNGE, C.; McLAREN, E.: Relationship of cloud nuclei spektra to aerosol size distribution and composition. J. Atmosph. Sci. **28** (1971) S. 382.
- (49) DIEM, M.: Messungen der Größe der Regentropfen in natürlichem Regen und bei künstlicher Beregnung. Beitr. naturk. Forsch. in Südwestdeutschland **15** (1956) S. 75—90.
- (50) JONES, D. M. A.; DEAN, L. H.: A raindrop camera. Research report No. 3, Contract No. DA-36-039 SC 42 446 (1953).
- (51) SCHMIDT, F.: Der Regenanalyseator, ein elektronisches Gerät zum Messen und Registrieren der Tropfengrößen im Regen. Techn. Bericht Nr. **91** (1966) Heinrich-Hertz-Inst. für Schwingungsforschung, Berlin.
- (52) STRANTZ, R.: Vergleich der Meßergebnisse des Regenanalyseators mit der Filtermethode. Dipl.-Arb. Met. Inst. Univ Karlsruhe
- (53) JOSS, J.; WALDVOGEL, A.: Ein Spektrograph für Niederschlags-tropfen mit automatischer Auswertung. PAGEOPH **68** (1967) S. 240.
- (54) VOGT, S.: Vergleich der Meßergebnisse des Regenspektrographen (RD-69) mit der Filtermethode. Meteor. Rdsch. **25** (1972) S. 81—88.
- (55) HARDY, R. K.: A study of rain-drop-size distributions and their variation with height. Contract No. AF 19 (628)-281, (1962).
- (56) KUHME, H. W.: Ein Verfahren zur Bestimmung der Größenänderung fallender Regentropfen in Abhängigkeit von Temperatur u. Feuchte. Ber. Inst. Meteor. Geophys. Univ. Frankfurt/M. Nr. **15** (1968).
- (57) WOLFF, E.: Bestimmung von Tropfenspektren an der Wolkenuntergrenze aus vorgegebenen Bodenspektren. Meteor. Rdsch. **25** (1972) S. 99—105.
- (58) FROSSLING, N.: Über die Verdunstung fallender Tropfen. Gerlands Beitr. Geophys. **52** (1938) S. 170—216.
- (59) CZERWINSKI, N.: Vergleichsmessungen des Niederschlags am Alpenrand in 700 und 1700 m Höhe. Dipl.-Arb. Meteor. Inst. TH Karlsruhe 1967.
- (60) DIEM, M.: Zur Struktur der Niederschläge I. Die Genauigkeit von Regennmessungen. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. B **15** (1967) S. 39—51.
- (61) CZERWINSKI, N.: Niederschlagsmessungen entlang einer Strecke von 600 m auf einem Flugplatz. Interner Bericht am Meteor. Inst. TH Karlsruhe 1967.
- (62) DIEM, M.: Zur Struktur der Niederschläge III. Regen in der arktischen, gemäßigten und tropischen Zone. Arch. Meteor. Geophys. Bioklimat. B **16** (1968) S. 347—390.
- (63) CZERWINSKI, N.: Struktur maritimer Regen, gemessen auf der Atlantischen Expedition 1969 (GARP) mit dem Forschungsschiff METEOR. Meteor.-Forsch.-Ergebn. R. B. **6** (1971) S. 61—71.

Zum Berufsbild des Meteorologen und Wetterberaters

Agrarmeteorologe im Weinbau



Physikalisches und biologisches Denken

Das Arbeitsgebiet des Meteorologen ist normalerweise der Luftraum mit den Vorgängen, die sich in ihm abspielen, dem Wettergeschehen. Es sind physikalische Gesetze, die diese Vorgänge steuern. Physikalisch-mathematisches Denken ist daher notwendig, sie zu verstehen, das verwickelte Ineinandergreifen der verschiedenen Prozesse mit physikalischen Geräten aufzudecken. Wie überall in den Naturwissenschaften trachtet dabei der Meteorologe nicht mehr danach, nur zu beschreiben, wie die Natur es macht; mit Computern versucht er, nachzurechnen, warum sie es so macht.

Zum Arbeitsgebiet des Agrarmeteorologen gehört jedoch noch ein Zweites, nämlich das Lebendige. Zu zeigen, wie Pflanze und Tier durch das Wettergeschehen beeinflusst werden, und wie dazu das Wettergeschehen auch noch durch die weitere und die engere Umgebung der Lebewesen abgewandelt wird, ist seine Berufsaufgabe. Zum *physikalisch-mathematischen* Denken kommt bei ihm noch die Notwendigkeit, auch *biologisch* zu denken und sich einfühlen zu können.

Die Arbeitsergebnisse des physikalisch-mathematischen Denkens, die Leistungen des Synoptischen und des

Klimatologischen Wetterdienstes sind lebensnotwendig für ihn; aber er wendet sie anders an, stellt auch andere Anforderungen an sie. Besonders leicht läßt sich dies am Beispiel der klassischen Klimatologie verständlich machen.

Der Klimatologe macht seine Messungen in zwei Meter Höhe über Grund. Die Einflüsse der bodennächsten Schichten sollen sich verwischt haben. Seine Meßstationen sollen für ein größeres Gebiet „repräsentativ“ sein. Der Agrarmeteorologe braucht dagegen Daten aus der unmittelbaren Umgebung der Pflanze. Für die Weinbergsklimakartierung zum Beispiel sind daher Hüttenmessungen in 70 cm Höhe vorgeschrieben.

Der mitteleuropäische Klimatologe rechnet nach einer geschickt ausprobierten vereinfachten Formel

$$\frac{I + II + 2 \times III}{4}$$

Temperaturtagesmittelwerte aus und hat eine reiche Klimadatenammlung langjähriger Meßreihen aufzuweisen. Dem Agrarmeteorologen wäre es wichtiger zu wissen, welche Temperaturen jeweils zwischen Sonnenuntergang und Sonnenaufgang, also bei Nacht, und umgekehrt bei Tage, bei Sonneneinstrahlung die Pflanzen beeinflusst haben.

Arithmetisch gebildete Summen- und Mittelwerte sind in der Agrarmeteorologie nur beschränkt brauchbar. Ein und derselbe Mittelwert kann durch verschiedene Zahlenzusammensetzungen zustande kommen und damit für das Pflanzenleben ganz verschiedene Bedeutung haben. „Die Pflanze hat für die höheren Temperaturen das bessere Gedächtnis“, sagen die Gärtner, und sie wollen damit andeuten, daß die biochemischen Vorgänge im Zellinneren nach einer e-Funktion verlaufen, bei der die Temperatur als ein mit Koeffizienten behafteter Exponent eingesetzt werden muß; sie wollen damit zum Ausdruck bringen, daß man nicht arithmetisch (immer mit den gleichen Gewichten) die Temperaturen zusammenzählen darf.

Die Pallmann'sche Zucker-Inversionsmethode läßt deshalb der Wirklichkeit besser entsprechende Ergebnisse erwarten. Sie hätte in die Agrarmeteorologie, z. B. in die vergleichende Klimagütebestimmung von Weinberglagen unumstrittenen Eingang gefunden, wenn es nicht so schwierig wäre, den Anschluß an das reiche und nicht zu vernachlässigende Datenmaterial der bisherigen Klimatologie zu finden, und wenn man mit ihr auch die Grenzwerte erfassen würde, ab welchen eine Temperatursteigerung, bzw. -senkung kaum noch fördernd, wenn nicht gar hemmend auf die Stoffumsätze einwirkt.

Häufigkeitsverteilungen, Auszählungen von gewissen Extremwerten haben in der Agrarmeteorologie eine größere Aussagekraft als Mittelwerte. Der Klimatologe muß sich bei der Zusammenfassung seines Datenmaterials nach Zeitspannen an das künstliche System unseres Kalenders halten. Der Agrarmeteorologe dagegen wünscht sich Zusammenfassungen der Daten nicht nach Monaten oder Dekaden, sondern nach den Entwicklungsstadien der zu untersuchenden Lebewesen.

Man könnte noch viele solche Beispiele anführen, um zu zeigen, daß die Agrarmeteorologie eine eigene Sache mit eigenen Ansprüchen ist. Mit Recht hat man im Wetterdienst die Agrarmeteorologie von der Klimatologie abgezweigt.

Die Organisation der agrarmeteorologischen Arbeit im Deutschen Wetterdienst

Steuerung und zentrale Verwaltungsarbeiten, Forschungen zur Gestaltung von Arbeitsunterlagen sind überregionale Aufgaben der Abteilung Agrar-

meteorologie des Zentralamtes in Ofenbach. Ihr sind Agrarmeteorologische Forschungsstellen unmittelbar angegliedert.

Es muß Zuständigeren vorbehalten bleiben, in nachfolgenden Aufsätzen zu berichten, wie die Abteilung Agrarmeteorologie des Zentralamtes mit den Datenverarbeitungsanlagen für ihre Zwecke das riesige Zahlenmaterial des Klimatologischen und des Synoptischen Dienstes umarbeiten läßt, um neue Arbeitsunterlagen zu gewinnen, wie Warndienste, z. B. gegen die Kartoffelkrautfäule (*Phytophthora*) oder den Getreideauswuchs entwickelt werden, und wie dabei nicht nur physikalisch-mathematische, sondern auch andersartige, biologische Gesichtspunkte berücksichtigt werden müssen. In diesem Aufsatz hier kann nur von der Arbeit an einer Außenstelle des Agrarmeteorologischen Beratungsdienstes berichtet werden.

Dieser Beratungsdienst ist regional ausgerichtete Praxis, ist Nutzenanwendung aller agrarmeteorologischen Erkenntnisse. Grundlagenforschung kann nicht Aufgabe des Beratungsdienstes sein, und doch ist die Befähigung, wissenschaftlich arbeiten, forschen zu können, unabdingbare Voraussetzung für jeden Berater. Er muß um die Eigentümlichkeiten seines Beratungsgebietes Bescheid wissen, muß vielfach erst mit wissenschaftlicher Versuchsarbeit erproben, was in seinem Falle von den agrarmeteorologischen Erkenntnissen angewandt und angeraten werden kann.

Der Agrarmeteorologe und seine Klienten

Der agrarmeteorologische Beratungsdienst obliegt als regionale Aufgabe einem Dezernat in den Wetterämtern. Sind jedoch Sonderkulturen zu betreuen, z. B. der Wein- und Obstbau oder der Braugersten- oder Spezialweizenanbau, die Luzernensaatzucht oder der Hopfenbau, dann tut man gut, den Beratungsdienst an eine Außenstelle in dem betreffenden Anbauggebiet zu vergeben. Eine „Wetterwarte und Agrarmeteorologische Beratungsstelle“ ist dann bei entspre-

chender Personalausstattung die geeignetste Organisationsform. Sie muß, um praxisnah zu bleiben, räumlich nah bei den Kulturen untergebracht sein, die es zu betreuen gilt. Wer zum Beispiel den Weinbau berät, sollte täglich mit den Reben leben können, sollte sehen, wann und wie sie blühen, wie sie frieren, daß ihre Blätter in einer Kälteperiode gelbstichig erscheinen. Solche Beobachtungen sind die Grundlage einer rechtzeitigen und richtigen Beratung. Im Bürohochhaus der Stadt kann man sie nicht erleben, und es wäre eine Verschwendung von Reisegeldern, allwöchentlich hinauszufahren, um festzustellen, wie weit die zu beratenden Kulturen in der Entwicklung vorangekommen, gehemmt oder gar geschädigt worden sind. Wer hier überspitzt formuliert: „Um einen Bauernhof zu beraten, brauche ich nicht im Bauernhof zu wohnen“, der weiß nicht, wie sehr er in Gefahr ist, daß man ihn mit seinen Beratungen als „Stehkragenbauern“, erachtet, ohne es ihn merken zu lassen. Mit der Praxis zu leben, ist das A und O für einen wirksamen agrarmeteorologischen Beratungsdienst, und man täusche sich nicht: Wir Meteorologen sind oft in Gefahr, als weltfremde Wolkengucker belächelt zu werden. Es bedarf guten Humors und einer gewissen Schlagfertigkeit und Routine, die innere Freiheit zu gewinnen, daß man mit Unbefangenheit überzeugen und durch Beratungen führen kann. Es bedarf aber auch guter Sachkenntnisse. Wer nicht weiß, wie eine Rebe im Frühjahr geschnitten wird, kann nicht beurteilen, wie sich die Erziehungsform auf das Bestandsklima auswirken muß. Wer im Weinberg einen Silvaner-Rebstock nicht von einer Müller-Thurgau-Rebe zu unterscheiden weiß, kann nicht erfahren, wie die Rebsorten im Laufe des Jahres verschieden auf die mikroklimatischen Besonderheiten ihres Geländes zu reagieren vermögen. Wer nichts vom Weintrinken versteht und dabei die Sprache der Meteorologen nicht in die Sprache der Praktiker zu übersetzen vermag, der wird mit seinen Beratungen bei Winzern schlecht ankommen. Bei allen anderen Sonderkulturen ist

es genauso. Kluge, mit Fremdwörtern durchsetzte Reden bewirken nichts, auch wenn sie fachlich einwandfrei in ihrem Inhalt sind.

Doch die Arbeit des Agrarmeteorologen im Beratungsdienst beschränkt sich nicht auf den rustikalen Umgang mit den Praktikern. Beratungen und Bereitstellung von Unterlagen für Behörden sowie Betreuung und Hilfestellung bei den wissenschaftlichen Untersuchungen der Universitäts- oder Forschungsinstitute am Platze oder in der Nähe der Dienststelle gehören zu den wichtigsten, aber auch schwierigsten Aufgaben des agrarmeteorologischen Beratungsdienstes. Daß hierbei andere Umgangsformen notwendig sind, bedarf keiner Erläuterung. Das Wichtigste dabei ist, sehr genau zuzuhören und mit geschickten Fragen auszukundschaften, was die Leute eigentlich machen wollen. Meistens stellt es sich dabei heraus, daß ihnen der Fachmeteorologe mit anderem Zahlenmaterial als sie es forderten besser und vielseitiger helfen kann. Oftmals gehen sie auch mit falschen oder gar unvollkommenen Vorstellungen an die Ausdeutungen des meteorologischen Zahlenmaterials. Wenn man die Leute von der anderen Fakultät dann berichtigen will, muß man taktvoll vorsichtig sein; denn auch Wissenschaftler sind nicht immer frei von persönlicher Eitelkeit, und nur wenige werden geduldig zuhören können, ohne zu unterbrechen.

Aber nichts destoweniger, die Arbeit des Agrarmeteorologen ist schön; seine Aufgaben, auch die im Beratungsdienst sind lebendig reizvoll und abwechslungsreich. Möchten diese Zeilen meine Kollegen veranlassen, diese Behauptung zu beweisen, indem sie über einzelne Arbeiten aus dem Aufgabenbereich ihrer Dienststelle berichten. Die Kollegen aus dem Synoptischen und Klimatologischen Wetterdienst aber möchten ahnen, warum ihnen Agrarmeteorologen mit ihren „ausgefallenen“ Sonderwünschen so oft zur Last fallen, und warum der Agrarmeteorologe sich nicht so glatt in das herkömmliche Berufsbild des Meteorologen einfügt.

R. WEISE, Würzburg

XII. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie in Sarajewo

Auch die Tagungen für Alpine Meteorologie entwickeln sich mehr und mehr zu Mammut-Tagungen. Während es bisher der Vorzug dieser Tagungen war, daß sie in einem überschaubaren Rahmen stattfanden und einen gewissen intimen Charakter aufwiesen, kann man dies von der XII. Internationalen Tagung für Alpine Meteorologie, die vom 11. bis 16. September 1972 in Sarajewo stattfand, nicht mehr behaupten. Die Zahl der angemeldeten Vorträge war so groß, daß man gezwungen war, mit Ausnahme der Eröffnungs- und Schlußsitzung und zweier Einleitungsvorträge die gesamte Tagung in Parallelsitzungen von 2 Sektionen abzuwickeln. Dies war für die Tagungsteilnehmer — wenn sie nicht von vornherein einseitig interessiert waren — insofern besonders unangenehm, als die Sektion B mangels anderer Möglichkeiten in einem Saal des alten Rathauses von Sarajewo, 3 Straßenbahnhaltestellen entfernt vom Haupttagungsgebäude, tagen mußte. Ein kurzfristiges Wechseln der Sektionen von Vortrag zu Vortrag war deshalb nicht möglich. Zum Teil ist diese Entwicklung gefördert worden durch die Bestrebungen, die Tagungen für Alpine Meteorologie mit denen für Karpatenmeteorologie zusammenzulegen. Der Vorschlag war vor einem Jahr auf der Tagung für Karpatenmeteorologie in Bukarest von der jugoslawischen Delegation gemacht worden, dort aber auf Widerstand seitens einiger Ostblockländer gestoßen. Als Kompromiß wurde damals vereinbart, daß jeweils die Veranstalter der Alpen Tagungen die Teilnehmer der Karpatenmeteorologie-Tagungen mit einladen und umgekehrt. So nahmen in Sarajewo auch Meteorologen aus der UdSSR, aus Rumänien, Bulgarien, Ungarn und aus der Tschechoslowakei teil, lediglich Polen und die DDR hatten keine Vertreter entsandt.

Die Tagung wurde — bis auf die Sitzungen der Sektion B — in der Skenderija, einer repräsentativen Mehrzweckanlage, die hauptsächlich für Jugend- und Sportveranstaltungen gedacht ist, und in der ein sehr schöner

und geräumiger Vortragssaal zur Verfügung stand, durchgeführt. Bis auf die üblichen Tücken der Projektionsrichtungen stand hier einem reibungslosen Tagungsablauf und fruchtbaren Gedankenaustausch nichts im Wege. Es zeigte sich jedoch bald, daß der große Rahmen der Tagung offensichtlich die Diskussionsfreudigkeit der Teilnehmer sehr beeinträchtigte. So kam es vor, daß ganze Fachsitzungen ohne ein Wort der Diskussion zu Ende gingen, obgleich es an interessanten Vorträgen nicht fehlte.

Der wissenschaftliche Teil der Tagung wurde durch zwei Einleitungsvorträge eröffnet. Es sprach zuerst M. ČADEŽ über das Thema „Eine komplexe Methode für die Beschreibung der Wetterentwicklung im Alpengebiet Jugoslawiens“. Seine Methode basiert dabei auf einer sehr weitgehend durchgeführten Klassifizierung von Wettertypen für einzelne Gebiete mittels eines umfangreichen Zahlenschlüssels; er hofft, daraus empirische prognostische Beziehungen ableiten zu können.

Den zweiten Einleitungsvortrag hielt M. SCHUEPP über „Probleme und Aufgaben der Alpen Synoptik“. Seine Ausführungen enthielten eine kritische Wertung der Entwicklung der Synoptik der letzten Jahrzehnte. Er warnte davor, im Zuge der neuen, insbesondere theoretischen Fortschritte alte Erkenntnisse und Erfahrungen zu rasch über Bord zu werfen und zu vergessen. Besonders am Herzen lag ihm eine internationale Vereinheitlichung und Weiterentwicklung der Prinzipien der Frontanalyse, die vor allem durch das neue Hilfsmittel der Satellitenaufnahmen sich auseinanderzuentwickeln droht und neuer Grundsätze und Vereinbarungen bedarf.

Die übrigen wissenschaftlichen Vorträge sollten den folgenden Themenkreisen zugeordnet werden:

1. Dynamische und synoptische Meteorologie der Gebirgsgebiete
2. Klima der Gebirgsgebiete
3. Bioklima und Umweltprobleme der Gebirgsgebiete
4. Methoden und Resultate von systematischen meteorologischen Un-

- tersuchungen in Gebirgsgebieten
5. Physikalische Meteorologie der Gebirgsgebiete
6. Glaziologie und Hydrologie.

Es zeigte sich jedoch, daß die Grenzen oft recht schwer zu ziehen waren und die Vorträge auch manchmal den gesteckten Rahmen überschritten.

Besonders hervorzuheben ist dabei ein Bericht von T. GINSBURG über den Aufbau einer meteorologischen Daten- und Informationsbank in der Schweiz. Man erfuhr hierbei, daß in der Schweiz erstaunliche Fortschritte auf diesem Gebiet gemacht worden sind. Bisher sind die 30 bis 70 Jahre umfassenden Beobachtungsreihen von 20 Stationen auf Datenträger (Plattenspeicher) gebracht worden und dort mit einem speziellen Programm direkt aufrufbar. Über die reine Datenerfassung und Bereitstellung hinaus wurde auch bereits begonnen, mit Mitteln der mathematischen Statistik das Material auszuwerten. So wurden Varianzanalysen und Fourier-Analysen sowie zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen für Korrelationen zweier meteorologischer Elemente (z. B. Temperatur und Feuchte oder Temperatur und Sonnenscheindauer) berechnet. Es ist geplant, in einer Publikationsreihe „*Meteoplan*“ nach und nach die vollständigen Ergebnisse dieser Auswertungen zu veröffentlichen, um meteorologische Planungsunterlagen für die verschiedensten Bedürfnisse der Öffentlichkeit zur Verfügung zu stellen.

Offizielle Tagungssprachen waren deutsch und französisch. Für die deutschen Teilnehmer war es besonders angenehm, daß mehr als die Hälfte aller Vorträge in deutsch gehalten wurden. Einige jüngere jugoslawische Meteorologen benutzten bei ihren Vorträgen auch die englische Sprache, die sich offensichtlich auch in Jugoslawien als internationale Sprache der Wissenschaften mehr und mehr durchsetzt.

Im Anschluß an die Arbeitssitzungen fanden wahlweise zwei 2¹/₂tägige Exkursionen statt, eine zu den Plitwitzer Seen, die andere durch das Gebirgsland von Bosnien und Herzegowina zur dalmatischen Küste. Leider war die Organisation der Exkursionen völlig an ein örtliches Reiseunternehmen vergeben worden, so daß man auf der Fahrt jeden Bezug auf meteorologische, klimatische oder auch geographische Besonderheiten oder Sehenswürdigkeiten vermißte. So unterschieden sich diese Exkursionen kaum von den üblichen Rundfahrten im

Zeitalter des Massentourismus. Natürlich vermittelten sie trotzdem einen ausgezeichneten Eindruck von der Naturschönheit der Waldgebirge des südlichen Jugoslawiens und von den verschiedenartigen kulturellen Einflüssen, denen dieses Land während seiner Geschichte ausgesetzt war.

Abschließend kann gesagt werden, daß der jugoslawische hydrometeorologische Dienst sich sehr bemühte, die Tagung reibungslos und für die Teilnehmer in angenehmer Atmosphäre ablaufen zu lassen. Bei den vielfältigen freundschaftlichen Beziehungen zwischen deutschen und jugoslawischen Meteorologen bestand an persönlichen Kontakten kein Mangel, und vielfach wurden neue Freundschaften geschlossen. Gelegenheit zu zwanglosen Gesprächen ergaben sich außer in den Tagungspausen auf zwei Empfängen, die von der Landesregierung von Bosnien und Herzegowina am Anfang der Tagung und vom Direktor des hydrometeorologischen Dienstes Jugoslawiens am Ende der Tagung gegeben wurden.

Einer Einladung folgend, die am Schluß der Tagung durch das Verlesen eines Telegramms von Prof. BOSSOLASCO bekanntgegeben wurde, wird die nächste Tagung für Alpine Meteorologie in Italien stattfinden.

W. BUSCHNER, Offenbach

Tagungskalender (Auszug)

2.—4. April 1973

Mainz, Bundesrepublik Deutschland
International Symposium of Atmospheric Trace Gases (IAMAP/IUGG)

8.—14. April 1973

Charlottesville, Virginia, USA
Symposium on Turbulent Diffusion and Environmental Pollution (IUGG/IAMAP, IAPSO/IUTAM)

25.—27. April 1973

München
9. Internationale Polartagung

14.—18. Mai 1973

Reading, United Kingdom
Symposium on Dynamics of Meso-scale Meteorology and Fine Mesh Modelling (WMO/IAMAP)

4.—9. Juni 1973

Madrid, Spanien
Symposium on the Design of Water Resources Projects with Inadequate Data (UNESCO/WMO/IASH)

25.—29. Juni 1973

Genf (WMO)
WMO Executive Committee Panel of Experts for the International Hydrological Decade — Tenth session.

30. Juli — 3. August 1973

Helsinki, Finnland

Technical Conference on the Observation and Measurement of Air Pollution (WMO)

6.—18. August 1973

Helsinki, Finnland
Commission for Instruments and Methods of Observation — Sixth session (WMO)

4.—7. September 1973

Wien, Österreich
IMO/WMO Centenary Celebrations (Siehe auch die Notiz auf der dritten Umschlagseite)

10.—12. September 1973

Genf, Schweiz
IMO/WMO Centenary Celebrations

25.—28. September 1973

Ort noch unbestimmt
Conference on Hydrology in Europe (UNESCO/WMO/ECE)

Vor Oktober 1973

Ort und Zeit noch unbestimmt
Symposium on Climate Fluctuations and the Future of our Climate

8.—20. Oktober 1973

Bad Homburg v.d.H.,
Bundesrepublik Deutschland
Commission for Special Applications of Meteorology and Climatology (CoSAMC) — Sixth session

5.—17. November 1973

Paris, Frankreich
Comission for Atmospheric Sciences (CAS) — Sixth session

Aus dem Deutschen Wetterdienst

20 Jahre Deutscher Wetterdienst

Mit dem Ende des 2. Weltkrieges wurde auch der erst im Jahre 1934 aus den zahlreichen vorher im Reichsgebiet bestehenden meteorologischen Einrichtungen geschaffene Reichswetterdienst, eine Luftfahrtverwaltung, aufgelöst. Bereits wenige Monate nach dem Zusammenbruch begannen die Besatzungsmächte damit, in ihren jeweiligen Besatzungszonen Zonenwetterdienste einzurichten, wobei sie sich weitgehend auf die noch vorhandenen Reste des Reichswetterdienstes abstützen konnten. Somit war die geordnete wetterdienstliche Tätigkeit nur kurzfristig unterbrochen. Infolge der Aufspaltung in einzelne selbständige Wetterdienste waren allerdings auf die Dauer weder die nationalen noch die internationalen Aufgaben voll zu erfüllen. Dies erkennend machte der

Bund von seiner ihm nach § 74 des Grundgesetzes zustehenden Gesetzgebungsbefugnis Gebrauch. Am 11. November 1952 unterzeichnete der Bundespräsident das vom Bundestag mit Zustimmung des Bundesrates beschlossene „Gesetz über den Deutschen Wetterdienst“. Mit dem Inkrafttreten des Gesetzes am 29. November 1952 waren die Grundlagen für einen fachlich und organisatorisch einheitlich ausgerichteten Wetterdienst in der Bundesrepublik geschaffen. Die Anstalt Deutscher Wetterdienst wurde als Bundesoberbehörde dem Bundesministerium für Verkehr unterstellt. Im November 1972 blickte der Deutsche Wetterdienst nun auf sein 20jähriges Bestehen zurück. Einen Rückblick auf die 20 Jahre findet man u. a. in der „Wetterkarte des Wetteramts Frankfurt in Offenbach a. M.“ vom 10. November 1972, Beilage S 16.

Abkürzungen: IAMAP = International Association of Meteorology and Atmospheric Physics (IUGG), IUTAM = International Union of Theoretical and Applied Mechanics, IASH = International Association of Scientific Hydrology, IMO = International Meteorological Organisation, Vorgängerin der WMO, IUGG = International Union of Geodesy and Geophysics, IAPSO = International Association for the Physical Sciences of the Ocean, UNESCO = United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.

Definition

“The English weather ist a fair compromise between rain and fog”

Aus: “How to be alien”

by George Mikes, Verlag Wingate, London, New York 1957.

Ankündigung

Für die Angehörigen der 2. Studienaktion des RWD findet am Rande der 100-Jahr-Feier der IMO (WMO) vom 4.—7. 9. 1973 in Wien ein Jubiläumstreffen (30 Jahre Diplomhauptprüfung) statt. Interessenten wenden sich bitte an Dr. Siegfried Uhlig, 521 Troisdorf, Am Burghof 10.

Der Verband Deutscher Meteorologischer Gesellschaften teilt mit:

Der Vorstand des VDMG beschloß auf seiner Sitzung am 19. 10. 1972, daß die nächste Meteorologentagung im Frühjahr 1974 im Frankfurter Raum, wahrscheinlich in Bad Homburg, stattfinden soll. Als Termin ist der 27.—29. März 1974 vorgesehen. Folgende 4 Themen sind vorläufig in Aussicht genommen:

1. GARP (Global Atmospheric Research Program)
2. Anthropogene Klima- und Wetterbeeinflussung (beabsichtigte und unbeabsichtigte)
3. Probleme der numerischen Kurzfristvorhersage
4. Objektivierung der Lokal- und Punktvorhersage

Außerdem veranstaltet der VDMG in kleinerem Rahmen im Herbst 1973 eine Fachtagung über das Thema „Tropische Meteorologie“ oder „Planetarische Grenzschicht“.

Anschriften der Autoren

Dr. N. Czerwinski

Meteorologisches Institut der Universität Karlsruhe
75 Karlsruhe 1, Kaiserstraße 12, Physik-Hochhaus

Prof. Dr. H. W. Georgii

Universitäts-Institut für Meteorologie und Geophysik
6 Frankfurt a. M. 1, Feldbergstraße 47

Dipl.-Met. Eberhard Müller

Deutscher Wetterdienst, Zentralamt
605 Offenbach a. M., Frankfurter Straße 135

Prof. Dr. H. G. Müller

Deutsche Forschungs- und Versuchs-Anstalt für Luft- und Raumfahrt, Institut für Physik der Atmosphäre
8031 Oberpfaffenhofen, Post Wessling Obb.

Dr. H. Weickmann

603 Wewoka Drive, Boulder/Col. 80303, USA

Manuskriptsendungen werden erbeten an

Hauptschriftleitung „promet“

Herrn Dipl.-Ing. A. Hofmann

6380 Bad Homburg

Theodor-Storm-Str. 35

oder

Deutscher Wetterdienst

— Zentralamt —

6050 Offenbach (Main)

Frankfurter Straße 135