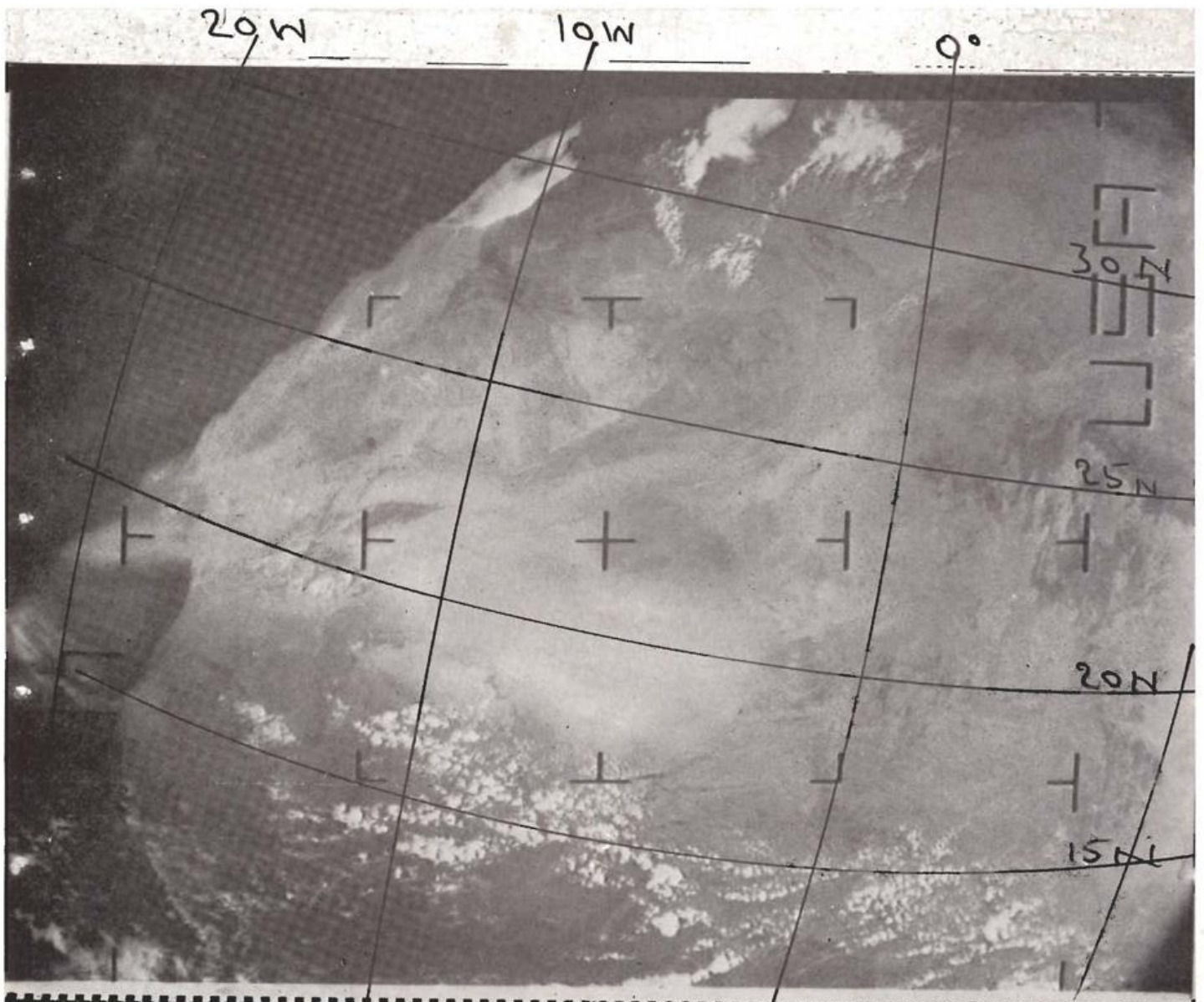


Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre II. Die Aerosole



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

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

Redaktionsausschuß

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

Titelbild

Ausbruch von Saharastaub über dem Atlantik auf einer Satellitenaufnahme

Das Bild zeigt die westliche Sahara vom Ahaggar am rechten Bildrand bei 5° E und 20–25° N bis zur Atlantikküste, die von Sierra Leone im Süden bis etwa Agadir in Marokko deutlich zu erkennen ist. Über großen Teilen des Gebiets beiderseits 20° N ist die Atmosphäre staubgetrübt und läßt keinerlei Struktur des Untergrundes erkennen. Zwischen 15° N (Dakar) und etwa 25° N, besonders deutlich aber beiderseits 20° N tritt der Saharastaub in ausgedehnten „Fahnen“ auf den Atlantik über.

Satellit NOAA 1, Umlauf 2383, Höhe 1460 km, Bild Nr. 1, aufgenommen am 19. Juni 1971 um 15 Uhr 26 Min. 5 Sek. GMT bei Position 06° 20' W und 21° 50' N.

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

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

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

Thema des Heftes

**Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre.
II. Die Aerosole**

(Redaktion: CHR. JUNGE, Mainz)

Beiträge

Seite

H.-W. Georgii
7 Die aerosolbildenden Spurengase 1

R. Jaenicke
8 Größenverteilung und chemische Zusammensetzung des troposphärischen Aerosols 6

C. Junge
9 Stratosphärische Aerosole 9

G. Hänel
10 Physikalisch-chemische und optische Eigenschaften von Aerosolteilchen 11

S. Beilke
11 Die Abscheideprozesse der Spurenstoffe aus der Atmosphäre 15

K. Bullrich
12 Die Rolle der Spurenstoffe im Strahlungshaushalt der Atmosphäre 19

Institute stellen sich vor

Das Institut für Meteorologie der Johannes Gutenberg-Universität Mainz 22

Problem- und Diskussionssecke

Die Herausforderung des Computers 24

GARP

GARP Second Objective: Climate 29

Wichtige Neuerscheinungen

31

Das interessante Satellitenbild

Waldbrand in der Lüneburger Heide 32
Literatur über Waldbrände 32

Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre

II. Die Aerosole

7

H.-W. GEORGII, Frankfurt am Main

Die aerosolbildenden Spurengase

Die Konzentrationsverteilung atmosphärischer Spurengase hängt von der inhomogenen Verteilung der Quellen und Senken natürlichen und anthropogenen Ursprungs und von der Möglichkeit der Konzentrationsveränderung durch Reaktionen in der Atmosphäre selbst ab.

Die in diesem Kapitel zu behandelnden Komponenten zeichnen sich durch ein hohes Maß von Reaktionsfreudigkeit aus. Es sind ihnen die meisten gasförmigen Schwefel- und Stickstoffverbindungen (mit Ausnahme des N_2O) zuzurechnen. Wie bei den nicht-reaktiven Spurengasen befaßt sich die Luftchemie mit der Frage des atmosphärischen Kreislaufes dieser Komponenten, d. h. mit Quellen, Senken und atmosphärischen Reaktionen im Rahmen des weltweiten Schwefel- und Stickstoffkreislaufes.

Der Schwefelkreislauf

Schwefel tritt in gasförmiger Form von Schwefelwasserstoff (H_2S) und Schwefeldioxid (SO_2) in der Atmosphäre auf, sowie als schwefelige Säure und Schwefelsäure in Tröpfchen und als Sulfat im Aerosol (7.1, 7.2). Die Quellen und Senken der atmosphärischen Schwefelverbindungen sind nach Schätzungen verschiedener Autoren in Abb. 7.1 wiedergegeben. Es ist evident, daß das der Atmosphäre direkt zugeführte Schwefeldioxid fast ausschließlich aus anthropogenen Quellen stammt und heute bereits einen beträchtlichen Anteil am globalen Schwefelhaushalt einnimmt. Allerdings sind die anthropogenen SO_2 -Quellen nicht gleichmäßig über die Erde verteilt, 93% des emittierten SO_2 werden auf der Nord- und nur 7% auf der Südhemisphäre in die Atmosphäre emittiert. Die Gesamtmenge hat sich jedoch in der Zeit von 1940 bis 1965 etwa verdoppelt. Die Extrapolation ergibt, daß im Jahre 2000 die globale anthropogene Schwefelemission (als SO_2) 160×10^6 t/Jahr betragen wird. Trotz steigender Produktionsrate des aus Verbrennungsprozessen stammenden SO_2 sind zur Zeit die natürlichen Quellen entstammenden Schwefelkomponenten noch im Übergewicht. Abb. 7.1 zeigt anhand der verschiedenen effektiven Senken der Schwefelverbin-

dungen, daß ihre troposphärische Verweilzeit im Vergleich zu der anderer Komponenten kurz sein muß, da sie offenbar durch den Wasserdampfzyklus begrenzt wird. Für H_2S und SO_2 werden Verweilzeiten von wenigen Tagen angegeben, für Sulfataerosole eine solche von 1–2 Wochen. H_2S und SO_2 werden in der Atmosphäre rasch oxydiert. Der Oxydationsprozeß führt zur Bildung der allgegenwärtigen Sulfataerosole, wobei heute die Auffassung vorherrscht, daß etwa die Hälfte aller atmosphärischen Aerosolteilchen auf der Nordhemisphäre über Gasreaktionen gebildet werden. Die Sulfateilchen werden vielfach unter Beteiligung des in der Atmosphäre ebenfalls vorhandenen Spurengases Ammoniak gebildet, so daß es erforderlich ist, die Betrachtung des Schwefelkreislaufes durch die des Kreislaufes der reaktionsfreudigen Stickstoffverbindungen zu ergänzen. Die Entfernung der Schwefelkomponenten aus der Atmosphäre erfolgt meist in der Form von SO_2 und Sulfataerosolen. Beide Komponenten werden ziemlich effektiv aus der Atmosphäre entfernt. In den Tropen und in den gemäßigten Breiten sind die Inkorporationen in Wolken- und Nebeltröpfchen mit nachfolgendem „Auswaschen“ durch Niederschlags-elemente neben der Adsorption am Boden und der Absorption durch die Vegetation die wesentlichen Senken. In ariden Zonen gewinnt die Sedimentation der Sulfateilchen an Bedeutung gegenüber dem Auswaschprozeß. Unsere Kenntnis über die Wirksamkeit des Ozeans als Senke für SO_2 ist noch unvollkommen, obwohl jüngere Untersuchungen keinen Zweifel daran lassen, daß angesichts der hohen pH-Werte des Meerwassers von 8.0–8.3 die Aufnahmefähigkeit der Ozeane für atmosphärisches SO_2 nahezu unbegrenzt ist. Unbestritten ist dagegen die Quellfunktion der Ozeane für Sulfat, das in den Seesalzpartikeln mit 7.7 Gewichtsprozenten enthalten ist.

Die Verteilung der Schwefelverbindungen in der Atmosphäre

Unsere Kenntnis über die großräumige Verteilung der atmosphärischen Schwefelkomponenten ist trotz erfreu-

← TRANSPORT
IN DER ATMOSPHERE →

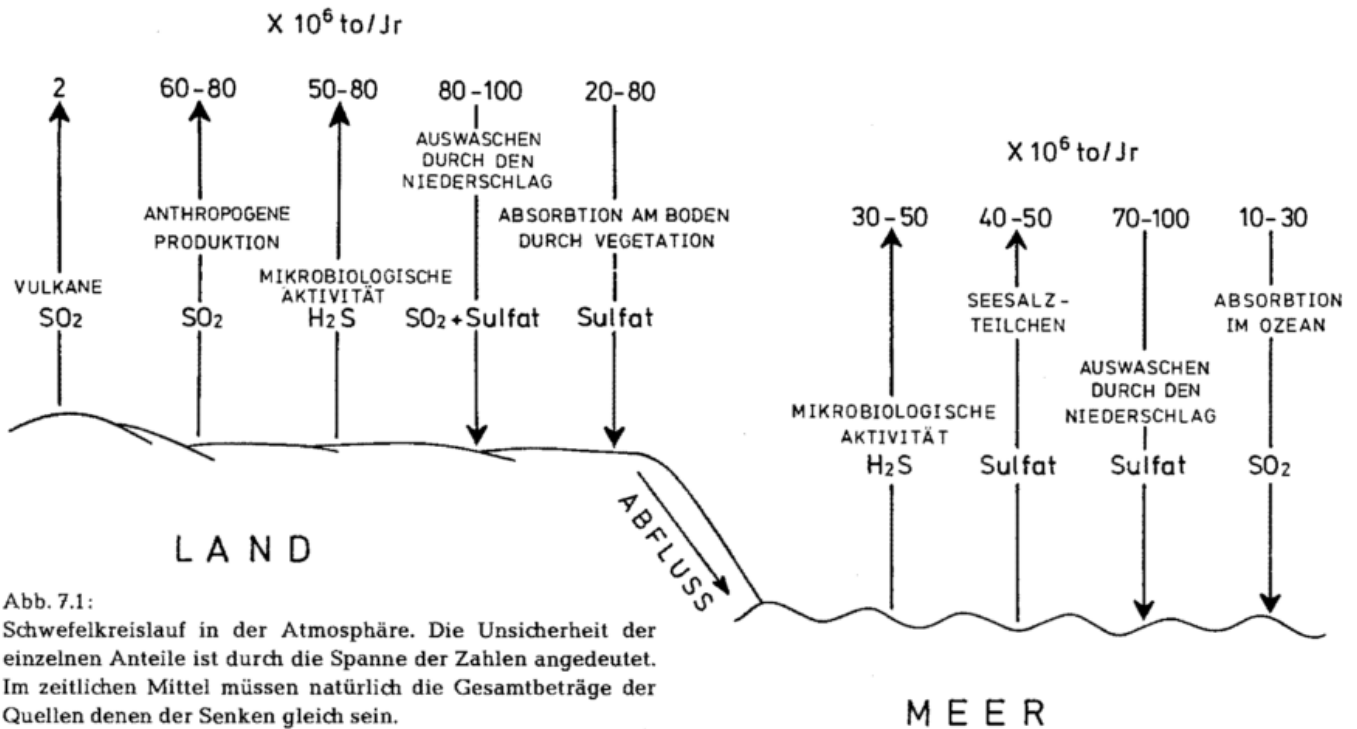


Abb. 7.1:
Schwefelkreislauf in der Atmosphäre. Die Unsicherheit der einzelnen Anteile ist durch die Spanne der Zahlen angedeutet. Im zeitlichen Mittel müssen natürlich die Gesamtbeträge der Quellen denen der Senken gleich sein.

licher Fortschritte, die bei der Bestimmung niedriger Konzentrationen des SO₂ in nicht-verunreinigter Luft über Kontinenten und über den Ozeanen in den letzten Jahren gemacht wurden, noch immer sehr unvollkommen (7.1, 7.2, 7.3).

In mehreren Arbeiten wird über die Abgabe von Schwefelwasserstoff aus flachen, sauerstoffarmen Meeresteilen und tropischen Binnenseen berichtet. Messungen des atmosphärischen H₂S-Gehaltes liegen jedoch abgesehen von der Umgebung industrieller H₂S-Emittenten bisher noch kaum vor. Eine Konzentration von 1–4 µg/m³ H₂S wurde an der karibischen Küste Panamas gefunden, ältere Messungen aus den USA lassen eine Konzentration zwischen 2 und 10 µg/m³ als realistisch erscheinen. (Alle Angaben in diesem Abschnitt beziehen sich auf Normal m³). Angesichts der Bedeutung, die der Schwefelwasserstoff im atmosphärischen Schwefelkreislauf einnimmt, ist die Unsicherheit über die H₂S-Konzentrationsverteilung besonders bedauerlich.

Ein klareres Bild ergibt sich bei der Betrachtung der SO₂-Konzentrationsverteilung. Diese ist vereinfacht und schematisch in Abb. 7.2 wiedergegeben. Über den Kontinenten ist die SO₂-Konzentration höher als über den Ozeanen und erreicht ihre Maximalwerte in den Zentren industrieller Tätigkeit bzw. in den Großstädten mit ihrer Ansammlung von Feuerstätten. Dieser Einfluß zusätzlicher anthropogener Quellen über dem Festland macht sich im Winter durch den Hausbrand verstärkt bemerkbar, was in Abb. 7.2 durch Wi = Winter und So = Sommer ausgedrückt werden soll. Flugzeugmessungen zeigen jedoch, daß sich dieser anthropogene Einfluß — gegenüber Reineluft — mit hundertfach er-

höher Konzentration auf die untere Troposphäre beschränkt. Die vertikale SO₂-Abnahme führt in etwa 3000 m Höhe über Grund zu einer „background“-Konzentration von rund 1 µg/m³. Messungen vom Schiff und in der freien Atmosphäre über dem Atlantischen Ozean zeigen eine Konzentrationsabnahme vom Kontinent zum Ozean sowie von den gemäßigten Breiten in Richtung Tropen, wo die SO₂-Konzentration unter 1 µg/m³ absinkt. Über dem Ozean ist die SO₂-Konzentration nahezu unabhängig von der Höhe, nimmt vielfach sogar mit der Höhe gering zu, was auf die Senkenfunktion des Ozeans für SO₂ hinweist.

Neben den gasförmigen Schwefelkomponenten haben wir hier noch die Verteilung des in Aerosolteilchen gebundenen Sulfats zu berücksichtigen. Die Verteilung der Sulfataerosole in der freien Atmosphäre über dem Festland weist geringere Schwankungen auf als die des SO₂. Das Massenverhältnis SO₂/SO₄⁻ beträgt in nicht-verunreinigten kontinentalen Luftmassen in erster Näherung 1:1, während in den Ballungsgebieten das SO₂/SO₄⁻-Verhältnis bei einer Sulfatkonzentration von rund 20 µg/m³ mit etwa 20:1 bis 40:1 stark zum SO₂ hin verschoben ist. Über dem Ozean werden weitgehend unabhängig von der geographischen Breite bei einer gewissen Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit in dem jeweiligen Meßgebiet Sulfatkonzentrationen zwischen 1 und 4 µg/m³ gefunden, die zumindest teilweise durch Seesalzteilchen erklärt werden können. In dem SO₂/SO₄⁻-Verhältnis über dem Ozean dominiert somit meist das Sulfat in einem Gewichtsverhältnis, das zwischen 1:1 und 1:4 schwankt. Es verdient jedoch hervorgehoben zu werden, daß die Mehr-

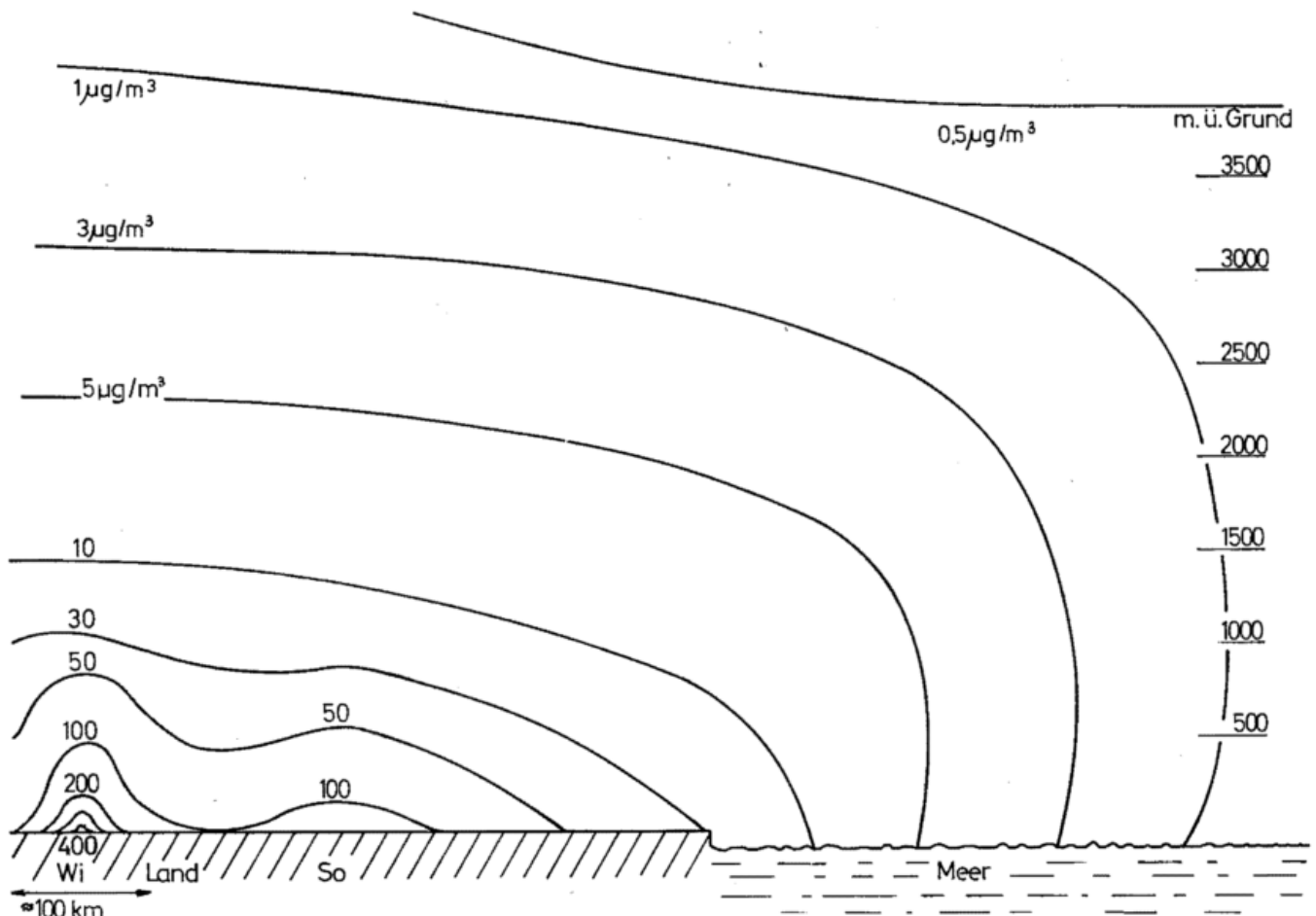


Abb. 7.2:
Schematische Darstellung der Verteilung des SO_2 in der unteren Troposphäre nach bisher vorliegenden Messungen.

zahl der sulfathaltigen Partikel, die über dem Atlantischen Ozean angetroffen werden, nicht an der Meeresoberfläche gebildet werden, sondern einen Anteil des kontinentalen atmosphärischen „background“ Aerosols darstellen, der als persistente Komponente über den Ozeanen anzutreffen ist (siehe auch Beitrag Nr. 8). Insbesondere dürfte dies für die sulfathaltigen Teilchen im Größenbereich $< 0.5 \mu\text{m}$ zutreffen. Wenn sich diese Übersicht auch vorwiegend mit den Schwefelkomponenten in der Troposphäre befaßt, so sei die stratosphärische Aerosolschicht abschließend erwähnt, deren Maximum in 18–20 km Höhe angetroffen wird, und die Sulfat in einer Konzentration von $0.1\text{--}0.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ enthält.

Atmosphärische Reaktionen der Schwefelverbindungen

Schwefelwasserstoff und Schwefeldioxid werden in der Atmosphäre oxydiert. Die Geschwindigkeit des Oxydationsvorganges ist sehr variabel und hängt von verschiedenen Faktoren ab, wie dem Vorhandensein von Wolken und Nebel, von Aerosolen bzw. von Reaktionspartnern wie Ammoniak. Das Endprodukt dieses Oxydationsprozesses ist Ammonium-Sulfat in Form von Aerosolteilchen bzw. Schwefelsäuretröpfchen. Den Reaktionen des SO_2 in der Atmosphäre wird angesichts steigender anthropogener Schwefelemissionen zunehmende Beachtung geschenkt, insbesondere da durch die

mit der Energiekrise wiedergewonnene Bedeutung der Kohle die Befürchtung sprunghaft steigender Schwefel-Emissionen groß ist.

Mehrere Mechanismen sind wirksam, die SO_2 zu Sulfat verwandeln:

1. Photochemische Oxydation des SO_2 unter Einwirkung der kurzwelligeren Sonnenstrahlung.
2. Photochemische Oxydation des SO_2 unter Beteiligung von Stickoxiden und Kohlenwasserstoffen.
3. Katalytische Oxydation von SO_2 an der Oberfläche geeigneter Schwermetallaerosole.
4. Oxydation von SO_2 in der flüssigen Phase in der Gegenwart von Ammoniak und/oder löslichen Schwermetallverbindungen (7.4).

Alle oben genannten Mechanismen sind als Senken für SO_2 von Bedeutung. Es ginge über den Rahmen dieser Übersicht, wollte man ausführlich auf jeden einzelnen der vier möglichen Oxydationsvorgänge eingehen. Von praktischem Interesse ist jedoch ihr Einfluß auf die atmosphärische Verweilzeit des SO_2 . Die photochemische Oxydation in reiner Luft ist ein langsamer Vorgang, der zu einer troposphärischen Verweilzeit von etwa 20 bis 40 Tagen führt und sicher nur in der oberen Troposphäre oder über den Ozeanen eine Rolle spielt. Die gleichzeitige Anwesenheit von Olefinen oder von Stickoxiden beschleunigt unter Einwirkung der Sonnenstrahlung

lung die SO_2 -Oxydation und führt zu Verweilzeiten von etwa 10–20 Tagen und damit bereits zu realistischen Werten.

Die Umsatzrate des Schwefeldioxid in Anwesenheit von katalytisch wirkenden Aerosolteilchen (Schwermetallverbindungen) übertrifft jedoch bei weitem die der photochemischen Oxydation. Im Winter und in verunreinigter Atmosphäre dürfte die katalytische Oxydation die dominierende Senke für das anthropogen erzeugte SO_2 sein, wobei die atmosphärische Verweilzeit durch die Art und Konzentration der vorhandenen Aerosole bestimmt wird. Es wird über Verweilzeiten zwischen wenigen Stunden und etwa 4 Tagen berichtet. Während der Sommermonate dürfte die Bedeutung der sogenannten NH_3 - SO_2 -Flüssigwasserreaktion die der katalytischen Oxydation an Aerosolen übertreffen. Bei den Überlegungen über den Mechanismus der Oxydation von SO_2 nach Inkorporation in Wolken- und Nebeltröpfchen spielt die gleichzeitige Aufnahme von Ammoniak eine große Rolle. Ammoniak wirkt bei diesem Prozeß als Katalysator und bewirkt eine Aufrechterhaltung eines pH-Wertes oberhalb 4,5, der für die Aufnahme von SO_2 in Tröpfchen entscheidend ist. Es ist einleuchtend, daß in der Atmosphäre die Konzentrationsverteilung des Ammoniaks die Ergiebigkeit dieser Reaktion für die Sulfatbildung in Tröpfchen bestimmt. Dieser Mechanismus der Sulfatbildung ist an die Gegenwart von Flüssigwasser geknüpft, d. h. er wird nur im Bereich der Wolken und des Nebels wirksam.

Da die Mehrzahl der Wolkentröpfchen während der Lebensdauer einer Wolke mehrere Kondensations- und Verdampfungszyklen durchläuft, kann die Bildung einer Vielzahl von Ammoniumsulfatpartikeln zwanglos erklärt werden. Zweifellos sind jedoch unter atmosphärischen Bedingungen mehrere Einflüsse auf den pH-Gehalt der Wolkentropfen wirksam; neben dem Ammoniakgehalt der Luft werden die in den Tröpfchen gelösten Kondensationskerne ihren Säuregehalt mitbestimmen.

Die Ausführungen machen deutlich, warum dem Schwefelkreislauf, insbesondere den Senken für SO_2 zunehmendes Interesse entgegengebracht wird. Wachsende anthropogene Schwefelemissionen in die Atmosphäre bieten eine umfassende Kenntnis der Mechanismen, die zur Umwandlung in Sulfate und zur Selbstreinigung der Atmosphäre führen. Sie erfordern darüber hinaus die Einbeziehung der reaktionsfreudigen Stickstoffkomponenten in diese Betrachtung.

Der Kreislauf der reaktiven Stickstoffkomponenten

Der Gesamtkreislauf des Stickstoffs und seiner Verbindungen unter Einschluß der Biosphäre und Hydrosphäre ist äußerst komplex und erst unvollkommen erforscht. Von den drei in der Atmosphäre vorkommenden Stickstoffoxiden — N_2O , NO und NO_2 — sind bei der Bildung von Aerosolen nur NO und NO_2 von Bedeutung, außerdem das am biologischen Kreislauf stark beteiligte NH_3 . Ähnlich wie beim Schwefelkreislauf treten neben den gasförmigen Komponenten auch an Aerosole und an Niederschlagselemente gebundenes Nitrat und Ammonium auf, und wir haben bei allen genannten Kom-

ponenten einen natürlichen und einen anthropogenen Anteil zu unterscheiden.

Während die natürlichen Quellen rund 1200×10^6 Tonnen NH_3 /Jahr produzieren und der anthropogene Anteil vernachlässigbar klein ist, ergeben die besten Schätzungen eine anthropogene $\text{NO} + \text{NO}_2$ -Emissionsrate von etwa 50×10^6 Tonnen bei einer natürlichen Produktionsrate von etwa 450×10^6 Tonnen/Jahr. Bei den hier zu behandelnden Stickstoffkomponenten überwiegt — nicht anders verhält es sich beim N_2O — der Anteil, der von mikrobiologischen Quellen stammt, bei weitem den Anteil, den Verbrennungsprozesse zusätzlich liefern. Im Falle der NH_3 -Abgabe des Erdbodens ist jedoch ein pH-Wert oberhalb 6 erforderlich. Dies darf natürlich nicht darüber hinwegtäuschen, daß die anthropogenen NO - und NO_2 -Quellen auf wenige Ballungsgebiete, d. h. Flächen geringer Ausdehnung konzentriert sind. Da wir uns in dieser Darstellung im wesentlichen auf den troposphärischen Kreislauf der Spurenkompnenten beschränken, soll nur am Rande erwähnt werden, daß in der Stratosphäre NO aus einer Reaktion zwischen N_2O und atomarem Sauerstoff gebildet werden kann. NO_2 kann außer durch Oxydation der Primäremission, NO auch durch Oxydation von NH_3 und durch luftelektrische Vorgänge entstehen. Es sei aber betont, daß die durch luftelektrische Entladungen produzierte Stickoxidmenge weltweit ohne Bedeutung ist.

Die Senken der reaktiven Stickstoffkomponenten sind ähnlicher Art, wie beim Schwefelkreislauf diskutiert. Ein wesentlicher Anteil des atmosphärischen NH_3 wird entweder in Gasform oder als Ammoniumsulfat in den Niederschlag inkorporiert und dem Boden als Ammonium wieder zugeführt, ein geringerer, an das atmosphärische Aerosol gebundener Teil fällt als „fallout“ per Sedimentation aus. Es ist ebenfalls seit langem bereits bekannt, daß Regenwasser Nitrat enthält und in geringem Umfang Nitrit (etwa 10% der Nitratkonzentration). Quellen und Senken sowie die später zu diskutierenden Reaktionen in der Atmosphäre führen dazu, daß die atmosphärische Verweilzeit von NH_3 , NO und NO_2 ebenfalls nur die Größenordnung von Tagen hat. Obwohl genaue Werte noch ausstehen, dürften Angaben von 2–5 Tagen für NH_3 und NO_2 der Wahrheit sehr nahekommen. Die NO -Oxydation ist ein sehr rasch ablaufender Prozeß, so daß die NO -Verweilzeit noch kürzer sein dürfte.

Verteilung der Stickstoffverbindungen in der Atmosphäre

Sowohl NH_3 als auch die Stickoxide sind Spurengase, die im Konzentrationsbereich von wenigen $\mu\text{g}/\text{m}^3$ auftreten. Die weltweite Verteilung außerhalb der Ballungsgebiete ist noch weniger bekannt als bei den Schwefelkomponenten. Folgende NH_3 -Konzentrationen werden in der Literatur für Meßstellen außerhalb der industriellen Ballungsgebiete genannt

Hawaii	2.5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Florida	5.1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
St. Moritz	4.7 $\mu\text{g}/\text{m}^3$
Zugspitze	6.5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$

wobei eine längere Meßreihe in St. Moritz/Schweiz erhöhte NH_3 -Konzentration ($10.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$) bei Advektion aus dem Süden und sehr niedrige Werte ($2.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$) bei Advektion aus Nordrichtung ergab.

Meßflüge zur Erforschung der Vertikalverteilung in der unteren und mittleren Troposphäre (bis 4 km Höhe) zeigten, daß die Produktionsrate für NH_3 und damit die Konzentration in der unteren Troposphäre abhängig ist von der mikrobiologischen Aktivität am Boden. Diese wiederum hängt von der Temperatur ab, so daß bei sommerlicher Temperatur ein erhöhtes NH_3 -Angebot gegenüber Herbst und Winter festzustellen war. Die Vertikalverteilung über dem Festland zeigt eine rasche Abnahme der NH_3 -Konzentration mit der Höhe, wobei die halbe Bodenkonzentration im Winter in etwa 1500 m, im Sommer in etwa 3000 m Höhe erreicht wird. Ein Vergleich mit der SO_2 -Verteilung zeigt, daß nur im Sommer NH_3 - und SO_2 -Konzentrationen vergleichbar hohe Werte erreichen, im Winter übertrifft die erhöhte SO_2 -Konzentration die dann verminderte NH_3 -Konzentration um den Faktor 3—4 in der gesamten unteren und mittleren Troposphäre. Es ist daher zu erwarten, daß der NH_3 - SO_2 -Flüssigwasserprozeß der Bildung von Ammoniumsulfatteilchen nur im Sommer von größerer Bedeutung ist. Die Quellen des NH_3 liegen überwiegend, wenn nicht ausschließlich über Land. Flüge über der Nordsee zeigten eine abnehmende NH_3 -Konzentration mit größer werdender Entfernung vom Festland. Unentschieden ist noch die Möglichkeit der NH_3 -Abgabe aus den tropischen Ozeanen, worauf neuere Untersuchungen während Forschungsfahrten der „Meteor“ Hinweise geben.

Messungen der NO - und NO_2 -Konzentration — im folgenden zusammengefaßt als NO_x bezeichnet — liegen hauptsächlich nur aus anthropogen verunreinigten Gebieten vor. In Großstädten — wo aus lufthygienischen Gründen eine Überwachung der NO_x -Verteilung geboten erscheint, kann die Konzentration auf über Hundert $\mu\text{g NO}_x/\text{m}^3$ ansteigen in deutlicher Abhängigkeit von der Verkehrsdichte und ihrer zeitlichen Variation. Dabei wird mit zunehmender Sonnenhöhe eine Abnahme der NO -Konzentration zugunsten der NO_2 -Konzentration beobachtet. Entsprechend diesem Oxydationsprozeß ist in Wohn- und Stadtrandgebieten im Sommer die NO -Konzentration nahezu Null, nur im Winter bei verminderter Einstrahlung kann NO während des ganzen Tages nachgewiesen werden. Reinluftmessungen der NO_x -Konzentration liegen bisher nur von wenigen ausgewählten Meßorten vor. So wurden im Engadin NO_x -Werte zwischen 10 und 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ gefunden, während aus industriefernen Gebieten der Vereinigten Staaten Konzentrationen zwischen 4 und 8 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ berichtet werden. Aus dem tropischen Brasilien und aus Panama liegen Messungen, die in Küstennähe durchgeführt wurden, vor, mit NO_x -Konzentrationen zwischen 0.5 und 2.5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

Einige Flugzeugaufstiege, die die Messung der NO_2 -Vertikalverteilung zum Ziele hatten, zeigen eine rasche Abnahme in den unteren 2000 m der Troposphäre von etwa 10 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ auf 3 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ und oberhalb 3000 m Höhe eine weitgehend konstante background-

Konzentration von 2 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Auch diese Aufstiege lassen den Schluß zu, daß NO_x vorwiegend am Boden gebildet wird, und daß wir zumindest über den Kontinenten mit einer einigermaßen gleichmäßigen „background“-Konzentration von wenigen $\mu\text{g}/\text{m}^3$ rechnen können.

Reaktionen der Stickstoffverbindungen

Über die Bedeutung des Ammoniak bei der Bildung der Ammoniumsulfat-Aerosole ist weiter oben bereits gesprochen worden. Bei der chemischen Umwandlung von Spurengasen in Partikel spielen die Stickoxide eine wichtige Rolle. Die photochemische Oxydation von SO_2 wird in Gegenwart von NO_2 beträchtlich beschleunigt, insbesondere wenn gleichzeitig noch ungesättigte Kohlenwasserstoffe an der Reaktion beteiligt sind. Der Beschleunigungsfaktor beträgt in Abhängigkeit von der Konzentration etwa 10—100. Reaktionen unter Beteiligung von NO , NO_2 und Kohlenwasserstoffen sind aus der verunreinigten Atmosphäre amerikanischer Großstädte besonders bekannt geworden, die zur Bildung des photochemischen „Smogs“ führen. Sichtbares Zeichen für photochemische Smogreaktionen ist die starke Aerosolbildung. Eine notwendige Voraussetzung für die Bildung dieses „photochemischen Smogs“ ist eine intensive Einstrahlung. Dabei werden neben anderen Reaktionsprodukten in größerer Menge sogenannte Oxydantien gebildet, deren Konzentration in Städten wie Los Angeles dabei bis zu mehreren Hundert $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ansteigen kann. Als in diesem Sinne besonders wirksame „Oxydantien“ sind Sauerstoffatome im Grundzustand und im ersten elektrisch angeregten Zustand 0 (^1D) sowie Ozon und Sauerstoffradikale (OH) anzusehen.

Die in diesem Kapitel besprochenen Spurengase zeichnen sich durch ihre physiko-chemische Reaktionsfreudigkeit in der Atmosphäre aus.

Es kann davon ausgegangen werden, daß trotz steigender anthropogener Emissionen in die Atmosphäre eine globale Zunahme der Konzentration dieser ziemlich kurzlebigen Komponenten nicht befürchtet werden muß. Mit der gleichen Sicherheit kann diese Aussage nicht für die Folgeprodukte aus Gasreaktionen, für die Aerosole, getroffen werden. Direkte und über die Extinktion der Sonnenstrahlung indirekte Messungen lassen zumindest auf der Nordhemisphäre einen langsamen großräumigen Anstieg der Aerosolkonzentration vermuten.

Literatur

- (7.1) KELLOG, W. W.; CADLE, R. D.; LAZRUS, E. R.; MARTELL, E. A.: The sulfur cycle. *Science* 175 (1972) S. 587—596
- (7.2) RASOOL, S. J.: Chemistry of the lower atmosphere. New York: Plenum Pr. 1973
- (7.3) GEORGII, H.-W.: Contribution in the atmospheric sulfur budget. *J. geophys. Res.* 75 (1970) S. 2365 bis 2371
- (7.4) BUTCHER, S. S.; CHARLSON, R. S.: An introduction to air chemistry. New York: Academic Pr. 1972

Größenverteilung und chemische Zusammensetzung des troposphärischen Aerosols

Die Troposphäre, als untere Etage im Aufbau der Atmosphäre, enthält etwa 70% der Gesamtgasmasse der Atmosphäre. Dem Meteorologen ist damit unmittelbar verständlich, daß die Vorgänge in der Troposphäre bestimmend für das Verhalten der Atmosphäre sind, auch wenn durch einige Spurengase in der Stratosphäre nicht unerhebliche Beeinflussungen tieferer Schichten auftreten.

Im Fall des atmosphärischen Aerosols ist die dominante Rolle der Troposphäre noch wesentlich ausgeprägter. Mehr als 99% der Gesamtmasse der Aerosolteilchen befinden sich in der Troposphäre und weniger als 1% werden in den höheren Luftschichten beobachtet.

Unter einem Aerosol versteht man das System aus Luft und den darin suspendierten Schwebeteilchen. Die Natur der Schwebeteilchen — auch Aerosolteilchen oder Aerosolpartikel genannt — ist dabei nicht festgelegt, die Teilchen können fest, flüssig oder irgendwie zusammengesetzt sein. Eine Ausnahme bildet allerdings die Anlagerung von Wasser in fester und flüssiger Form. Wolken, Regentropfen und Schneeflocken zählen nicht zum Aerosol in diesem Sinn, obwohl die Wolken für sich ebenfalls ein Kolloid bilden. Die Grenze zwischen Aerosol und Wolken etwa ist nicht genau festgelegt, wird jedoch durch die Menge des angelagerten Wassers bestimmt.

Der oben geführte Vergleich zwischen der Gasphase und der Teilchenphase soll noch etwas erweitert werden, um deutlich herauszustellen, in welchen Dimensionen diskutiert wird. Tab. 8.1 vergleicht die Massenkonzentration des Aerosols mit der beispielhafter Spurengase. Danach ist die Gesamtmasse des Aerosols in einem Normalvolumen Bodenluft geringer als die einer Reihe von Spurengasen, deren meßtechnische Erfassung erst in den letzten Jahren gelungen ist. Mit noch geringeren Konzentrationen (0.001 ng m^{-3}) werden einzelne Elemente und Verbindungen erfaßt. Es ist unmittelbar einleuchtend, daß die Messung solch geringer Konzentrationen erhebliche Schwierigkeiten bereitet und bis heute erst exemplarisch gelungen ist.

Gesamtkonzentration und Größenverteilung natürlicher troposphärischer Aerosole

Bezüglich der Gesamtkonzentration, also der Anzahl aller Aerosolteilchen im Einheitsvolumen, unterscheidet man in der Troposphäre zwei Aerosole, das *kontinentale Aerosol* und das *Reinluftaerosol*. Mittlere Gesamtkonzentrationen von 15.000 cm^{-3} werden in bodennaher kontinentaler Luft beobachtet, wobei im Einzelfall erhebliche Schwankungen auftreten können. Mittelwerte zwischen 300 und 600 cm^{-3} werden in der übrigen Troposphäre gemessen, also über den Ozeanen und in den oberen Schichten der Troposphäre. Ursache dafür

CH ₄	1000 $\mu\text{g m}^{-3}$
CO	15—250 $\mu\text{g m}^{-3}$
H ₂	40 $\mu\text{g m}^{-3}$
Aerosol	10—50 $\mu\text{g m}^{-3}$
H ₂ S	1—2 $\mu\text{g m}^{-3}$

Tabelle 8.1:

Vergleich der Massenkonzentrationen von einigen Spurengasen mit der des natürlichen Aerosols. Volumenangaben für Normaldruck und Normaltemperatur.

ist die Verteilung der Teilchenquellen. Grundsätzlich unterscheidet man zwei Produktionsmechanismen. Die Zerkleinerung von grobem Material, etwa durch Verwitterung und Abrieb von festem Material, und das Versprühen von Flüssigkeiten erzeugen nach der Einbringung in Luft ein relativ grobdisperses Aerosol. Die Bildung von Teilchen durch Reaktionen von atmosphärischen Gasen erzeugt ein sehr feindisperses Aerosol. Über dem Kontinent sind diese beiden Produktionsmechanismen in ausreichendem Umfang vorhanden und damit werden hohe Teilchenkonzentrationen erzeugt.

Über den Ozeanen und in der oberen Troposphäre fällt die Produktion des grobdispersen Anteils praktisch aus, mit Ausnahme der für die Gesamtkonzentration geringen Produktion von Seesalzteilchen an der Meeresoberfläche. Auch die Produktion aus der Gasphase ist erheblich vermindert. Das Reinluftaerosol dürfte daher im wesentlichen durch die Advektion gealterten kontinentalen Aerosols entstehen. Die Alterung eines Aerosols aber führt stets durch Reinigungsprozesse, wie „rainout“ und „washout“ und durch Koagulation, d. h. durch Zusammentreffen von Teilchen und ihrer Vereinigung, zu einer Konzentrationsverminderung.

Diese grobe Aufgliederung anhand der Gesamtkonzentration bestätigt sich natürlich auch im Vergleich der Größenverteilungen. Als Größenverteilung versteht man die Darstellung der Teilchenkonzentration als Funktion der Teilchengröße (Teilchenradius).

Die Größenverteilung (Abb. 8.1) unterteilt man in verschiedene Teilbereiche anhand des Teilchenradius. Teilchen kleiner als 10^{-5} cm ($0.1 \mu\text{m}$) Radius nennt man *Aitken-Teilchen*. Der anschließende Bereich von 10^{-5} cm bis 10^{-4} cm umfaßt die *großen Aerosolteilchen* (8.2). Noch größere Teilchen werden *Riesenteilchen* genannt.

Im troposphärischen Aerosol werden Teilchen zwischen einigen 10^{-7} cm und einigen 10^{-2} cm Radius beobachtet, also über etwa 5 Zehnerpotenzen. Die Größenverteilungen zeigen (Abb. 8.1), daß sich der entsprechende Konzentrationsbereich etwa über 12 Zehnerpotenzen von einigen 10^4 cm^{-3} bis etwa 10^{-8} cm^{-3} (1 Teilchen in 100 m^3 Luft) erstreckt. Seit der klassischen Arbeit von JUNGE (8.3) im Jahre 1952 ist bekannt, daß im kontinentalen

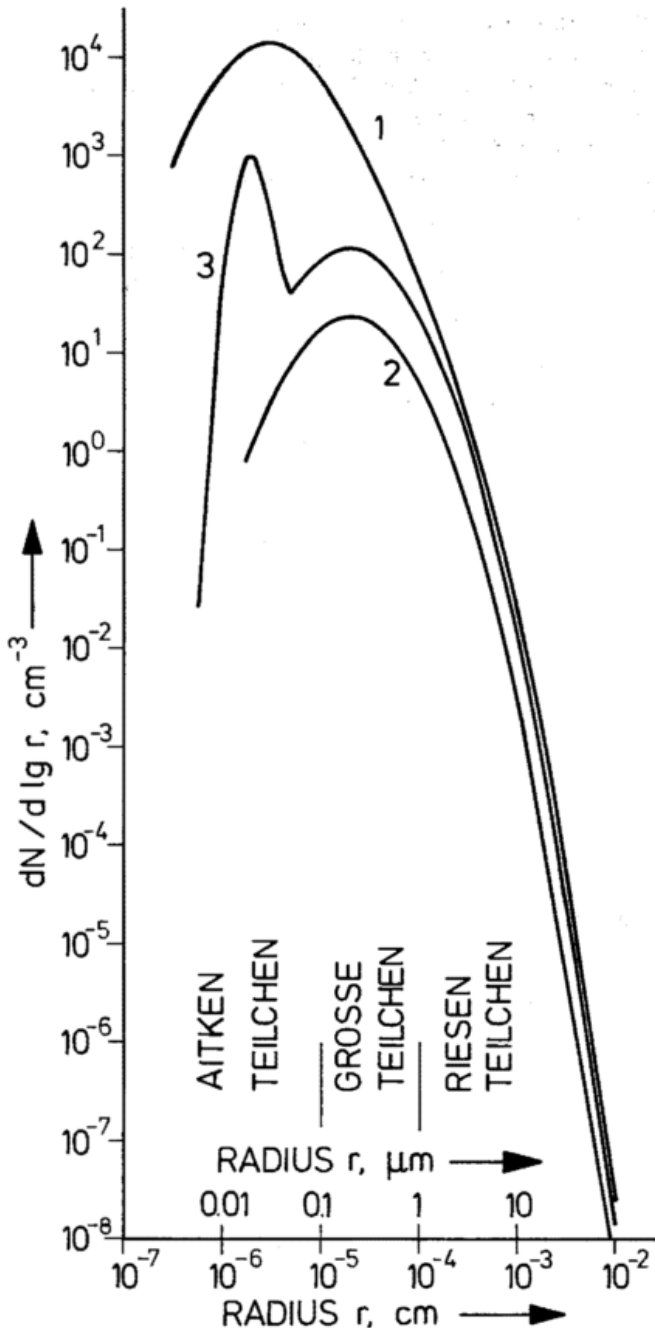


Abb. 8.1: Verallgemeinerte Größenverteilungen im troposphärischen Aerosol.

- (1) Kontinentales Aerosol, $N = 15000 \text{ cm}^{-3}$
- (2) Seesalzaerosol über dem Ozean, $N = 25 \text{ cm}^{-3}$
- (3) Maritimes Aerosol, $N = 400 \text{ cm}^{-3}$

Bei Advektion arider Luft wird besonders der Bereich oberhalb $0.2 \mu\text{m}$ Radius bis zu $10 \mu\text{m}$ Radius in der Konzentration angehoben.

Im unteren Bereich der Abb. sind die Namen der einzelnen Teilbereiche angegeben.

Aerosol die Größenverteilung der großen Teilchen und Riesenteilchen mit einer Potenzverteilung beschrieben werden kann. In diesem Bereich beobachtet man eine starke Konzentrationsabnahme bei wachsendem Teilchenradius. Unterhalb von $0.1 \mu\text{m}$ zeigt die Anzahlkonzentration kontinentaler Aerosole bei etwa $0.03 \mu\text{m}$ ein Maximum und fällt dann zu kleineren Radien hin steil ab. Während der Bereich oberhalb von $0.1 \mu\text{m}$ recht gut

gesichert erscheint, ist aus meßtechnischen Gründen der Bereich der Aitken-Teilchen praktisch nicht untersucht, und hier sind die Unsicherheiten besonders groß. Bezüglich der 3 Teilbereiche kann man im kontinentalen Aerosol sagen: Aitken-Teilchen etwa 14.000 cm^{-3} , große Teilchen etwa 1400 cm^{-3} , Riesenteilchen etwa 10 cm^{-3} . Für noch größere Teilchen, etwa $r > 10 \mu\text{m}$, ergibt sich $3 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-3}$, also 3 Teilchen in einem Liter Luft. Im maritimen Aerosol ist der Bereich der Aitken-Teilchen ebenfalls nur unsicher bekannt. Es gibt allerdings Anhaltspunkte, daß die Verteilung über dem Ozean zwei Maxima aufweist und zwar bei einigen 10^{-6} cm und bei 10^{-5} cm Radius, getrennt durch ein Minimum. Die Teilchen größer als 10^{-5} cm bestehen im wesentlichen aus versprühtem Meerwasser, also Seesalz, und gealterten Resten kontinentaler Aerosole.

Im maritimen Aerosol ergibt sich damit folgende Aufteilung:

Aitken-Teilchen etwa $300 - 600 \text{ cm}^{-3}$, große Teilchen etwa 100 cm^{-3} , Riesenteilchen etwa 5 cm^{-3} . Wir können davon ausgehen, daß sich im maritimen Aerosol oberhalb $10 \mu\text{m}$ Radius praktisch nur noch Seesalzteilchen befinden.

Im Bereich ausströmender Luftmassen aus den Wüstengürteln der Erde wird der Teilchengrößenbereich $0.1 \mu\text{m}$ bis $10 \mu\text{m}$ ganz erheblich durch mineralische Teilchen bestimmt (8.1). Dieser Staubtransport über dem Ozean ist zwar schon länger bekannt, doch erst in den letzten Jahren — gestützt auch auf Beobachtungen mit Satelliten (siehe Titelbild) — erkannte man den mächtigen Umfang dieses Vorganges. Seine Bedeutung für die Wolken- und Niederschlagsbildung und den Strahlungshaushalt der Erde ist noch längst nicht vollständig erfaßt.

Wir wissen aus verschiedenen Untersuchungen, daß die Seesalzteilchen nur in den unteren 2 km über dem Ozean beobachtet werden und offenbar die als Filter wirkenden Wolken nach oben nicht durchdringen. Die mineralische Komponente andererseits wird über dem Kontinent nur bis etwa 6 km Höhe beobachtet und sedimentiert nach unten auf dem Transport über dem Ozean.

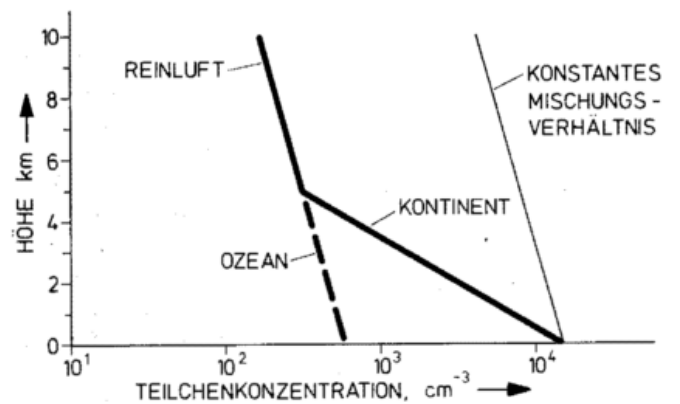


Abb. 8.2: Schematische Darstellung der Vertikalverteilung troposphärischer Aerosole über dem Kontinent und dem Ozean. Zum Vergleich ist das konstante Mischungsverhältnis für den Bodenwert (15000 cm^{-3}) des kontinentalen Aerosols eingezeichnet.

Für das hochtroposphärische Reinluftaerosol, das etwa 80% der Troposphäre ausfüllt, bleiben damit die Aitken-Teilchen mit einem Konzentrationsmaximum bei einigen 10^{-6} cm Radius. Messungen der Größenverteilung dieses Aerosols liegen praktisch nicht vor. Rückschlüsse auf die Größenverteilung können nur dann gezogen werden, wenn Messungen an Hochgebirgsstationen die Untersuchung großräumig absinkender Luftmassen eines stationären Hochdrucksystems gestatten.

Abb. 8.2 zeigt ein verallgemeinertes Bild der Verteilung des troposphärischen Aerosols. Sowohl die Aitken- als auch die großen Aerosolteilchen zeigen über dem Kontinent eine rasche Konzentrationsabnahme mit der Höhe. Diese Abnahme ist rascher, als es dem Mischungsverhältnis (Teilchenmasse zu Luftmasse) als konservativer Eigenschaft entspricht. Aus diesem Verlauf schätzt man die Höhe der homogenen Dunstatmosfera zu 1 bis 2 km ab, die damit wesentlich geringer ist als die Höhe der homogenen Atmosphäre (8 km). Die Konzentrationsabnahme reicht über dem Kontinent bis in etwa 5 km Höhe. Oberhalb dieser Grenze stellt sich ein mehr oder weniger konstantes Profil ein. Über dem Ozean beobachtet man in den unteren 2 km eine rasche Abnahme der Seesalzteilchenkonzentration, was sich in der Gesamtkonzentration praktisch nicht bemerkbar macht. Daher zeigt die Teilchenkonzentration über dem Ozean ein relativ konstantes Vertikalprofil. Oberhalb 2 km über dem Ozean und 5 km über dem Kontinent beobachtet man ein verhältnismäßig einheitliches Aerosol, das troposphärische Reinluftaerosol.

Obwohl sich diese Übersicht auf das troposphärische Aerosol beschränkt, soll noch die weltweite Aerosolschicht zwischen 16 und 25 km in der Stratosphäre erwähnt werden, die zuerst von JUNGE (1961) beschrieben wurde (8.4). Von den erwähnten Teilchenintervallen zeigen die großen Aerosolteilchen einen erheblichen Konzentrationsanstieg in dieser Höhe. Diese Teilchen bestehen im wesentlichen aus Sulfat, so daß von einer Sulfatschicht gesprochen wird. Die letzten 10 Jahre haben gezeigt, daß diese Schicht Änderungen unterworfen ist, vor allem durch Vulkanausbrüche.

Chemische Zusammensetzung des Aerosols

Das natürliche Aerosol stellt eine Mischung verschiedener Substanzen dar, wie die große Variabilität der Quellen vermuten läßt. Tab. 8.2 ist dem SMIC-Report (8.5) entnommen und enthält die Quellen natürlicher Aerosole. Der anthropogene Anteil wird in dieser Veröffentlichung auf 20–25% des natürlichen abgeschätzt. Nach Tab. 8.2 ist der Anteil der direkt erzeugten Teilchenmasse (also größer als $0.1 \mu\text{m}$ Radius) etwa vergleichbar dem Anteil der aus der Gasphase gebildeten Teilchenmasse. Untersucht man die chemische Zusammensetzung des Aerosols, so muß man berücksichtigen, daß bezüglich der Massenverteilung der Bereich der großen Aerosolteilchen und der Riesenteilchen dominiert. Ihre chemische Zusammensetzung wird im Folgenden diskutiert: Kontinentales Aerosol besteht zu etwa 40% aus wasserunlöslicher Substanz, im wesentlichen unlösliche Mineralien und Material organischen Ursprungs. Etwa 10–20% des Gesamtaerosols sind im

Mittel ätherlösliche organische Substanz, und es werden Konzentrationen um $2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ beobachtet. Diese organische (ätherlösliche) Fraktion besteht im wesentlichen aus organischen Neutralstoffen, wie aliphatische und aromatische Kohlenwasserstoffe. Als weitere Bestandteile treten organische Säuren und Basen auf.

Etwa die Hälfte des organischen Anteils ist wasserlöslich und etwa 30% des Gesamtaerosols sind als wasserunlöslich-anorganisch anzusehen. Der Hauptteil der wasserlöslichen Komponente setzt sich aus anorganischen Salzen zusammen, deren hauptsächliche Ionenarten SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ sind. Dabei enthalten die großen Teilchen mehr wasserlösliche Substanz als die Riesenteilchen.

Aus den stöchiometrischen Verhältnissen der Ionen schließt man auf das Vorkommen einiger Salze und findet, daß Ammoniumsulfat $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ den größten Anteil bildet. So sind in bodennaher kontinentaler Luft etwa $10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ SO_4^{2-} gemessen worden, also etwa $14 \mu\text{g}/\text{m}^3$ $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Demgegenüber treten die weiteren Ionenarten zurück. Cl^- und Na^+ sind typische Ionen in maritimer Luft, doch gibt es auch in kontinentaler Luft eine beständige Cl^- -Komponente, die nicht maritimen Ursprungs ist. NO_3^- wird gefunden, wenn maritime Luft mit NO_2 -Spurengasen gemischt wird, und man vermutet, daß es durch Reaktionen von NO_2 in Seesalzteilchen gebildet wird.

Die Analyse bezüglich der Häufigkeit einzelner Elemente im Aerosol ist nicht einheitlich durchzuführen, da die Untersuchungsmethoden — meist Röntgenfluoreszenz und Neutronenaktivierung — unterschiedliche Empfindlichkeiten für verschiedene Elemente haben. Von den untersuchten Elementen zeigt Schwefel (S) und Silizium (Si) das häufigste Vorkommen. Typische Elemente in anthropogener nicht verunreinigter Luft sind leichte Metalle und seltene Erden. In anthropogen beeinflussten Aerosolen findet man dagegen Spuren von Schwermetallen.

Bei all diesen Betrachtungen muß man beachten, daß im Aerosol eine Mischung vieler Verbindungen und Elemente vorliegt. Man unterscheidet zwischen *innerer* Mischung, also der Mischung im einzelnen Aerosolteilchen, und *äußerer* Mischung. Bei äußerer Mischung bestehen die einzelnen Aerosolteilchen aus reinen Substanzen, die sich von Teilchen zu Teilchen unterscheiden. In

<i>Teilchenmasse als Teilchen direkt injiziert</i>	10 ⁶ t/Jahr
Verwitterung des Erdbodens	100—500
Waldbrände	3—150
Seesalz	(300)
Vulkaneruptionen	25—150
<i>Teilchenmasse aus Gasen gebildet</i>	
Sulfate aus H_2S	130—200
Ammoniumsalze aus NH_3	80—270
Nitrate aus NO_x	60—430
Kohlenwasserstoffe	75—200

Tabelle 8.2: Die wichtigsten Teilchenquellen in der Troposphäre. Die Angaben sind in 10^6 Tonnen pro Jahr. SMIC-Report (8.5).

ihrer Wirkung unterscheiden sich innere und äußere Mischung besonders bei der Anlagerung von Wasser mit Konsequenzen für die Sichtweite, die Wolkenbildung und den Strahlungshaushalt. Im atmosphärischen natürlichen Aerosol liegt im allgemeinen innere Mischung vor, wie man aufgrund der vielfältigen Alterungsprozesse des Aerosols, wie Koagulation, Wolkenbildung u. a. auch erwarten kann.

Gemäß der Vorstellung, daß das Reinluftaerosol ein gealtertes kontinentales Aerosol darstellt, in dem nicht nur die Teilchenkonzentrationen reduziert sind, sondern auch die Teilchenmassen, ist die chemische Zusammensetzung des Reinluftaerosols ähnlich der des kontinentalen Aerosols, wobei die mineralische Komponente zurückgedrängt wird.

Das maritime Aerosol enthält zusätzlich zu den Anteilen des Reinluftaerosols Salze des Meerwassers, im wesentlichen Natriumchlorid (NaCl) und Magnesiumchlorid ($MgCl_2$). Dieser Anteil ist natürlich sehr stark von der Windgeschwindigkeit abhängig, da die Seesalzteilchen durch die in der Gischt erzeugten Luftbläschen und deren Zerplatzen gebildet werden. So findet man etwa $1 \mu g/m^3$ Seesalz bei Windgeschwindigkeiten von 2 Beaufort, $10 \mu g/m^3$ bei 6 Beaufort und $500 \mu g/m^3$ bei Orkanstärke.

Wie bereits erwähnt, ist die Hauptmasse des Aerosols im Bereich der großen und Riesenkerne konzentriert. Im Aitkenkernbereich befinden sich nur etwa 5% der

Gesamtmasse. Dieser Bereich ist daher bei allen Untersuchungen bezüglich der chemischen Zusammensetzung kaum beachtet worden, obwohl solche Angaben wichtige Rückschlüsse auf den Bildungsmechanismus zulassen. Erst im Jahre 1974 sind erste Daten bekannt geworden, die zeigen, daß auch in diesem Bereich Schwefel wohl in der Form von $(NH_4)_2SO_4$ dominiert. Damit werden auch die Aitken-Teilchen ein fester Bestandteil des Schwefelkreislaufs in unserer Atmosphäre.

Literatur:

- (8.1) JAENICKE, R.; JUNGE, C.; KANTER, H. J.: Messungen der Aerosolgrößenverteilung über dem Atlantik. METEOR Forsch.-Erg. B Nr. 7 (1971) S. 1 bis 54
- (8.2) JUNGE, C.: Air Chemistry and Radioactivity. New York: Academic Pr. 1963
- (8.3) JUNGE, C.: Gesetzmäßigkeiten in der Größenverteilung atmosphärischer Aerosole über dem Kontinent. Ber. Dt. Wetterd. US-Zone 35 (1952) S. 261—277
- (8.4) CHAGNON, W.; JUNGE, C.: The vertical distribution of submicron particles in the stratosphere. J. Meteor. 18 (1961) S. 746—752
- (8.5) INADVERTENT CLIMATE MODIFICATION. Report of the study of man's impact on climate (SMIC). Cambridge/Mass. and London: MIT-Pr. 1971, 308 S.

9

C. JUNGE, Mainz

Stratosphärische Aerosole

Die Gasschicht des Ozons in der Stratosphäre mit ihrem Konzentrationsmaximum zwischen 20 und 25 km Höhe hat gewissermaßen ein Aerosoläquivalent in der weltweiten stratosphärischen Aerosolschicht, die ihr Konzentrationsmaximum um 20 km und etwas darunter hat. Im Gegensatz zur Ozonschicht manifestiert sich die Aerosolschicht in besonderen Dämmerungserscheinungen, besonders im Purpurlicht, das durch Streuung die Erde tangierender Sonnenstrahlung erzeugt wird. Langjährige Beobachtungen des Purpurlichtes in der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts (z. B. 9.1) hatten zu dem Schluß geführt, daß es sich hierbei um eine stratosphärische Aerosolschicht handeln müsse, die offenbar nach Vulkanausbrüchen besonders stark ausgebildet ist, wie z. B. nach den bekannten Ausbrüchen des Krakatao (1883) und Katmai (1912). Seit Beginn der 60er Jahre haben sich diese Vermutungen durch direkte und gezielte Untersuchungen mit Sondierungsmethoden mittels Flugzeugen und Ballonen bestätigt, und unsere Kenntnisse haben sich wesentlich erweitert (9.2). Jedoch sind wesentliche Fragen, insbesondere nach der Bildung der Schicht, auch heute noch offen.

Die „normale“ stratosphärische Aerosolschicht

Es ist wohl ein glücklicher Umstand, daß die ersten direkten Untersuchungen der stratosphärischen Aerosole am Ende einer über 2 Jahrzehnte währenden Zeitspanne geringer vulkanischer Tätigkeit erfolgten. Nach allem, was wir heute wissen, weist das deutliche Vorhandensein einer Schicht in solchen Zeiten auf Ursachen hin, die nichts mit Vulkanismus zu tun haben, sondern allgemein luftchemischer Natur sind. Es handelt sich um ein normales, grundsätzliches Phänomen unserer Atmosphäre. Vulkanische Tätigkeit verstärkt diese normale Schicht erheblich und schafft gestörte, anomale Verhältnisse, ähnlich wie solare Vorgänge anomale Verhältnisse in der Ionosphäre verursachen. Wir müssen dabei zwei Gruppen von Teilchen unterscheiden:

Die optisch wirksame Schicht besteht aus Teilchen mit einem ausgeprägten Maximum der Häufigkeit um etwa $0.3 \mu m$ Radius. Die Konzentrationen liegen in der Größenordnung 0.1 Teilchen pro cm^3 , im Maximum der Schicht ca. 3 km (Tropen) bis 10 km (mittlere Breiten) oberhalb der Tropopause. Lidarmessungen vom Boden

aus und andere direkte und indirekte Beobachtungen haben diese weltweite Schicht bestätigt, meist mit stark wechselnder Struktur, vermutlich eine Folge der horizontal stark verzahnten Mischungsprozesse der stabil geschichteten Stratosphäre. Die jahreszeitlichen Schwankungen sind gering.

Sehr aufschlußreich waren die chemischen Analysen der Aerosole, die eindeutig zeigen, daß Sulfat bei weitem der überwiegende Bestandteil ist. Da bislang mit Sicherheit kein Kation äquivalenter Menge nachgewiesen wurde, wird angenommen, daß es sich überwiegend um Schwefelsäure handelt. Diese Zusammensetzung schließt einen extraterrestrischen Ursprung aus und weist auf ein von der Troposphäre aus gesteuertes Phänomen hin, da hier SO_2 und SO_4^{2-} luftchemisch eine besondere Rolle spielen.

Gänzlich anders verhalten sich die Teilchen kleiner als $0.1 \mu\text{m}$ Radius. Ihre Konzentration, die mit Kernzählern gemessen wurde, beträgt in der oberen Troposphäre etwa 100—300 Teilchen pro cm^3 und nimmt dann in 5 bis 10 km Höhe oberhalb der Tropopause allmählich auf 10 oder weniger Teilchen pro cm^3 ab. Diese Vertikalprofile deuten auf direkten Transport von der Troposphäre hin, wobei die Abnahme in der Stratosphäre durch Sedimentation und Koagulation erklärt werden kann. Über die Größenverteilung und chemische Zusammensetzung dieser Teilchengruppe ist bisher nichts bekannt.

Die vulkanisch gestörte Schicht

Der Ausbruch des Agung im März 1963 leitete eine Periode wesentlich verstärkter Aerosolschichten ein, die bis zum Beginn der 70er Jahre dauerte (z. B. 9.5). Bei diesem in der Nähe des Äquators stattgefundenen Ausbruch gelangte die Hauptmasse des Materials in die Stratosphäre der Süd-Hemisphäre, wo die solare Strahlung bis zu 15% absank. Die Gesamtstrahlung von Sonne und Himmel nahm wesentlich weniger ab. Abschätzungen über die Gesamtmasse der stratosphärischen Aerosole aus solchen optischen Daten stimmen mit direkten Messungen des Sulfatgehaltes überein und zeigen, daß die Gesamtmasse der Aerosole der südlichen Stratosphäre um mehr als das 30fache, in der Nordhemisphäre um mehr als das 5fache zugenommen hatte. Bevor diese Störung jedoch im Laufe weniger Jahre abklingen konnte, erfolgten weitere Injektionen anderer Vulkane, und erst 1972 wurden wieder Vor-Agung-Verhältnisse angetroffen. Während dieser Störungen schienen mittlere Konzentration sowie mittlerer Radius der Teilchen anzuwachsen, während die chemische Zusammensetzung im wesentlichen unverändert blieb. Über das Verhalten der kleineren Teilchen unterhalb $0.1 \mu\text{m}$ Radius liegen leider keinerlei direkte Meßdaten vor. Optische Daten scheinen auf hohe Konzentrationen hinzudeuten.

Zur Frage der Bildung der Aerosolschicht

Die Zunahme der Konzentration der $0.3 \mu\text{m}$ Teilchen oberhalb der Tropopause unter ungestörten Verhältnissen um etwa den Faktor 4 entspricht einer Zunahme ihres Mischungsverhältnisses um den Faktor 15. Ein

solches weltweit angetroffenes Vertikalprofil ist natürlich durch direkten Transport aus der Troposphäre kaum zu erklären. Ein Transport durch die Tropopause hindurch, vor allem in niederen Breiten, als Folge des Eindringens von mächtigen Cumulonimbus-Wolken wäre denkbar, scheint aber quantitativen Betrachtungen nicht zu genügen. Es wurde daher sehr früh der folgende Vorgang angenommen: In weiten Bereichen der oberen Troposphäre scheint SO_2 in sehr geringen Mischungsverhältnissen von ca. 10^{-9} Volumenanteilen anwesend zu sein. Dieses SO_2 dringt durch Mischung in die Stratosphäre vor und wird durch Oxydationsprozesse zu Teilchen umgewandelt. Das SO_2 kann dabei nur dann genügend hoch in die Stratosphäre vordringen und damit die Höhe der beobachteten Aerosolschicht erreichen, wenn es sehr langsam, in der Größenordnung von wenigen Jahren, zu Schwefelsäure aufoxydiert und damit in Teilchen umgewandelt wird. Diese Teilchen wachsen langsam an und wandern dann teils durch Sedimentation, teils durch Mischung in die Troposphäre herunter. Damit wäre der stratosphärische Schwefelkreislauf wieder geschlossen. Eindimensionale Modellrechnungen zeigen, daß man in der Tat die gefundenen Profile recht gut annähern kann, vorausgesetzt, die Oxydation des SO_2 geht langsam genug, d. h. nicht schneller als mit einer Abbaurate von ca. 30% pro Jahr (9.3). Alle bisher bekannt gewordenen Reaktionen (z. B. photochemisch oder mit atomarem Sauerstoff oder mit HO_2 -Radikalen) genügen dieser Bedingung mit Ausnahme der Reaktion mit OH-Radikalen, die allerdings nur unsicher bekannt ist. Sollten Reaktionsmechanismen gefunden werden, die eindeutig dieser Bedingung widersprechen, muß nach anderen Erklärungen gesucht werden. Eine sehr direkte Prüfung dieser Vorstellungen wären SO_2 -Messungen in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, aber solche Messungen sind aus methodischen Gründen z. Z. noch nicht möglich.

Offenbar ist es auch bei den Vulkanausbrüchen nicht so sehr der anfänglich vorherrschende Aschenstaub als vielmehr die großen SO_2 -Mengen, die für die anomale Aerosolschicht bedeutungsvoll sind. Da nun der Schwefelanteil im Auswurf der Vulkane stark variiert, ist eine Zuordnung der stratosphärischen Auswirkung eines Ausbruches aus visuellen Beobachtungen meist nicht gut möglich. Dies ist jedenfalls der Eindruck, den man erhält. Wenn die SO_2 -Theorie zutrifft, müßte man erwarten, daß sich aus dem vorhandenen SO_2 -Vorrat der Stratosphäre so lange neue Teilchen chemisch nachbilden, bis das SO_2 durch Oxydation und Mischung wieder aus der Stratosphäre verschwunden wäre. Dies würde die relativ lange Zeitdauer der vulkanischen Störungen über mehrere Jahre erklären.

Klimatische Auswirkungen

Um es gleich vorwegzunehmen: In der Troposphäre haben sich bisher keine Auswirkungen der Vulkanausbrüche auf das Klima nachweisen lassen. Dies mag an dem relativ hohen Rauschpegel liegen, der solche Effekte überdeckt. In der Stratosphäre dagegen wurden nach dem Agung-Ausbruch Temperaturanstiege um 3 bis 5°C mehrere Jahre hindurch beobachtet (9.4). Das

ist ein nicht unbeträchtlicher Effekt, der offenbar wegen der starken Entkoppelung zwischen Strato- und Troposphäre keine nennenswerten Rückwirkungen auf die letztere hatte. Die Erwärmung der Stratosphäre muß wohl auf der Absorption kurzweiliger Sonnenstrahlung durch die Aerosolteilchen beruhen. Die bisher bekannten Eigenschaften der Teilchen scheinen dieser Annahme jedoch Schwierigkeiten zu bereiten.

Über die möglichen länger währenden Klimawirkungen vulkanischer Injektion in die Stratosphäre ist öfter spekuliert worden. Bei einer mittleren Lebensdauer eines solchen Ereignisses von ca. 3 Jahren liegen solche Gedanken nahe. Man muß jedoch dabei bedenken, daß Klimaänderungen erst erwartet werden können, wenn mindestens über mehrere Dezennien hinweg eine merkliche Häufung von starken Ausbrüchen auftritt, verglichen mit ähnlich ausgedehnten Perioden *vorher* und *nachher*. Es erscheint jedoch fraglich, ob bei der großen Zahl vorhandener Vulkane auf der Erde die Ausbruchfolgen statistisch so stark und anhaltend schwanken können. Die dazu vorliegenden Beobachtungen der Vergangenheit reichen kaum aus, um diese Frage zu klären,

da es sich selbst in den vergangenen Jahren gezeigt hat, wie unzuverlässig Beobachtungen von Vulkanausbrüchen sind, und wie schwierig es ist, stratosphärische Einwirkungen bestimmter Ausbrüche zu verfolgen.

Literatur:

- (9.1) GRUNER, P.: Dämmerungserscheinungen. Handbuch für Geophysik, 8 (1943) S. 432—526
- (9.2) JUNGE, C.: Air chemistry and radioactivity. New York: Academic Pr. 1963
- (9.3) JUNGE, C.: Sulfur budget of the stratospheric aerosol layer. Proc. of the Internat. Conf. on Structure, Composition and General Circulation of the Upper and Lower Atmospheres and Possible Anthropogenic Perturbations. Melbourne Jan. 1974, Vol. I S. 85—97
- (9.4) NEWELL, R. E.: Modification of stratospheric properties by trace constituent changes. Nature 227 (1970) S. 697—699
- (9.5) RASOOL, S. I.: Chemistry of the lower atmosphere. Plenum Pr. 1973 New York & London

10

G. HANEL, Mainz

Physikalisch-chemische und optische Eigenschaften von Aerosolteilchen

Es gibt zahlreiche meteorologische Fragestellungen, zu deren Bearbeitung physikalisch-chemische und optische Eigenschaften der Aerosolteilchen bekannt sein müssen. Beispielsweise sind dies die Entstehung und Auflösung von Wolken und Nebel, die Sichtweite und ihre räumlichen und zeitlichen Änderungen und der Einfluß der Teilchen auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre.

Grundsätzlich sind alle physikalisch-chemischen und optischen Eigenschaften vom Aerosoltyp und von der relativen Feuchte abhängig, die optischen Eigenschaften außerdem noch von der Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung. Beispielsweise wird unterschieden zwischen kontinentalen, maritimen, troposphärischen oder stratosphärischen Aerosolteilchen. Der Einfluß der relativen Feuchte besteht in der Wasserdampfabsorption an den Teilchen. Die Menge des absorbierten Wassers nimmt zu mit steigender relativer Feuchte.

Die rechnerische Beschreibung der obengenannten Phänomene — eine unabdingbare Voraussetzung für ihre Vorhersage — läßt sich für jeden Aerosoltyp auf die Kenntnis von vier grundsätzlichen Eigenschaften zurückführen, die z. T. erst in den letzten Jahren der direkten Messung zugänglich wurden.

a) die Größenverteilung der Aerosolteilchen bei einer konstanten relativen Feuchte,

b) die Masse des kondensierten Wassers bezogen auf die Masse im trockenen Zustand als Funktion der relativen Feuchte,

c) die mittlere Dichte bei konstanter relativer Feuchte,

d) der mittlere komplexe Brechungsindex bei konstanter relativer Feuchte, aber als Funktion der Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung.

Zur gleichzeitigen Messung der drei zuletzt genannten Parameter an jeweils einer Aerosolprobe sind erst in den letzten Jahren präzise und aufeinander abgestimmte Meßmethoden entwickelt worden (10. 1, 10. 2, 10. 3). Die Messungen erfolgen an Proben aus vielen Aerosolteilchen. Ebenfalls hat sich in den letzten Jahren herausgestellt, daß sich mit diesen Meßergebnissen realistische Modellrechnungen durchführen lassen (10. 3). Wir wollen im folgenden einige Beispiele bringen:

1. Teilchengröße als Funktion der relativen Feuchte

Die „Größe“ unregelmäßiger Körper, wie zum Beispiel atmosphärische Aerosolteilchen bei geringen relativen Feuchten, ist schwer anzugeben. Der Begriff „Größe“ wird deshalb meist nur in bezug auf ein Meßverfahren definiert. So gibt es beispielsweise „aerodynamische Teilchendurchmesser“ oder „Lichtstreuungs-Durchmesser“, basierend auf Größenmessungen in Aerosolzenstrifugen oder in optischen Teilchenanalysatoren. Beide

Durchmesser hängen u. a. von der Orientierung der Teilchen ab, mit der sie das Meßsystem passieren. Aus diesem Grunde ist es zweckdienlich, zur Definition der Teilchengröße auf eine eindeutiger definierte Eigenschaft zurückzugreifen, nämlich auf das Volumen. Darauf basierend wird hier die Teilchengröße durch den Äquivalentradius angegeben: das ist der Radius einer Kugel mit dem Volumen des Teilchens.

Ist die Größenverteilung der Aerosole bekannt, so tritt als weiterer Faktor das Wachstum der Teilchen mit der Feuchte hinzu. Dies ist schon lange bekannt und eine Folge des Gehaltes der Teilchen an mehr oder minder leicht löslichen Stoffen, die schon weit unterhalb der Wassersättigung Lösungströpfchen im thermodynamischen Gleichgewicht mit der relativen Feuchte bilden. Das Studium dieses Wachstums hat gezeigt, daß das atmosphärische Aerosol sich so verhält, wie man es für Teilchen recht komplexer Mischung aus wasserlöslichen und unlöslichen Stoffen erwarten muß. Solche Mischteilchen unterscheiden sich ganz wesentlich von Teilchen aus reinen Salzen in zweifacher Hinsicht (10.1).

1. Das Wachstum steigt verhältnismäßig monoton mit der relativen Feuchte an.
2. Das Wachstum ist erheblich geringer als bei reinen Stoffen.

Außerdem beobachtet man bei sinkender Feuchte eine durch Keimbildung etc. bedingte Verzögerung in der Ausscheidung gelöster Stoffe aus der Lösung. Daraus ergibt sich für die Wachstumskurven eine Art Hystereseis.

In der folgenden Abb. 10.1a ist als Beispiel das Verhältnis $r(f)/r_0$ der Äquivalentradien bei der relativen Feuchte f und im trockenen Zustand ($f = 0\%$) für verschiedene Werte von r_0 dargestellt. $100 \left(\frac{r(f)}{r_0} - 1 \right)$ ist die prozentuale Größenzunahme mit der relativen Feuchte. Die Kurven wurden berechnet (10.3) aus den eingangs genannten Messungen (b und c). Diese stellen einen Mittelwert dar, der während der drei Sommermonate 1970 auf dem Hohenpeißenberg in Reinluft gewonnen wurde. Bei den Berechnungen wurde angenommen, daß die aus den Messungen gewonnenen Daten für Teilchen aller Größen gelten. Das heißt, die chemische und strukturelle Zusammensetzung der trockenen Aerosolteilchen wird als größenunabhängig angesehen. Die Kurven gelten unter der Voraussetzung thermodynamischen Gleichgewichts zwischen Teilchen und Umgebungsluft. Diesen Daten und anderen Messungen (10.1, 10.3) ist folgendes zu entnehmen:

- a) Es gibt einen Bereich von Feuchtwerten, in dem bei absinkender Feuchte mehr Wasser an den Teilchen kondensiert ist als bei ansteigender Feuchte. Dieser Hystereseffekt ist bei maritimen Aerosolteilchen wesentlich stärker ausgeprägt (10.3). Der Hystereseffekt ist sowohl an luftgetragenen Aerosolteilchen als auch an Aerosolteilchenproben nachgewiesen, aber noch nicht in allen Einzelheiten untersucht worden.

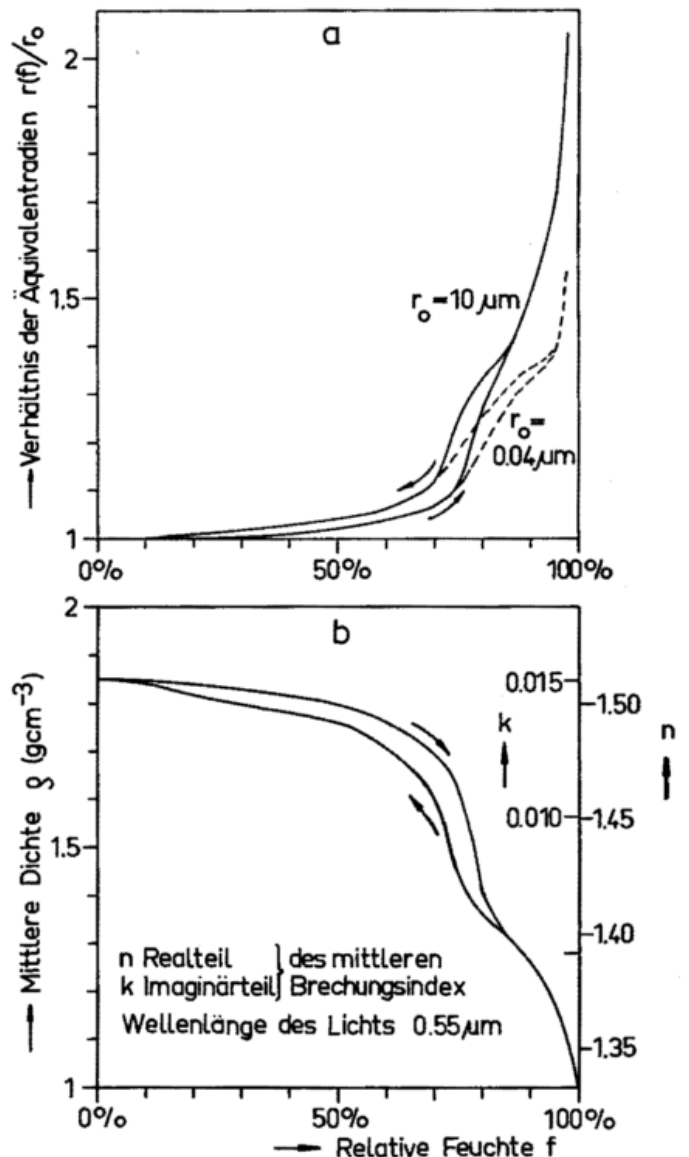


Abb. 10.1:
oben (10.1a)
Mittleres relatives Größenwachstum für kontinentales Aerosol für zwei Größengruppen. Die Größen sind unterschiedlich bei wachsender und sinkender Feuchte (Hystereseis).
unten (10.1b)
Mittlere Dichte δ , sowie Real- und Imaginärteil n und k des Brechungsindex der gleichen Teilchen wie bei 10.1a.

- b) Erst bei relativen Feuchten größer als ca. 70% beginnen die Teilchen stark mit der relativen Feuchte anzuwachsen, Aerosolteilchen maritimen Ursprungs ebenfalls stärker als Abb. 10.1a zeigt. Bei den größten relativen Feuchten ist die Radiusänderung mit der relativen Feuchte am stärksten.
- c) Bei den größten relativen Feuchten sind bei ursprünglich gleicher chemischer und struktureller Zusammensetzung die kleinen Teilchen prozentual weniger stark angewachsen als die großen. Dieser Effekt wird hervorgerufen durch die Erhöhung des Gleichgewichtspartialdrucks des Wasserdampfs über einer gekrümmten im Vergleich zu einer ebenen Oberfläche (Thomson'sche Formel).

2. Die mittlere Dichte und der mittlere komplexe Brechungsindex

Die mittlere Dichte ρ , der Realteil n und der Imaginärteil k des mittleren komplexen Brechungsindex $m = n - i \cdot k$ sind für jeden Aerosoltyp Funktionen der relativen Feuchte. n und k sind außerdem noch von der Wellenlänge λ der elektromagnetischen Strahlung abhängig. k ist ein Maß für die Absorption elektromagnetischer Strahlung durch die Teilchen.

In Abb. 10.1b ist zu sehen, wie am Beispiel der Hohenpeißberger Reinluft-Aerosolteilchen die Werte von ρ , n ($\lambda = 0,55 \mu\text{m}$) und k ($\lambda = 0,55 \mu\text{m}$) sich mit steigender relativer Feuchte immer mehr den Werten für reines Wasser nähern. In diesem Beispiel ist der Unterschied zwischen steigender und sinkender relativer Feuchte gering. Das gilt jedoch nicht mehr für maritime Aerosolteilchen. Der Unterschied zwischen den ρ -, n - und k -Werten für kleine und große Teilchen bei den größten relativen Feuchten ist für alle praxisbezogenen Betrachtungen vernachlässigbar.

Im Wellenlängenbereich um $3 \mu\text{m}$ und $12 \mu\text{m}$ ist der Imaginärteil des Brechungsindex von reinem Wasser größer als der Imaginärteil des mittleren Brechungsindex der trockenen Aerosolteilchen. In diesem Fall wächst der Imaginärteil mit der relativen Feuchte an.

Die mittlere Dichte der trockenen Aerosolteilchen liegt normalerweise zwischen ca. $1,5$ und 3 g cm^{-3} . Die Realteile und die Imaginärteile des mittleren komplexen Brechungsindex trockener Aerosolteilchen nehmen Werte zwischen ca. $1,0$ und $1,8$ bzw. zwischen ca. $0,001$ und $0,6$ an. Diese letzten Zahlenangaben gelten für Wellenlängen der elektromagnetischen Strahlung zwischen $0,3$ und $12,0 \mu\text{m}$. Reinluftteilchen und maritime Teilchen haben meist niedrigere mittlere Dichten und mittlere komplexe Brechungsindices als solche aus industrialisierten Gebieten.

Bisher wurden mit der Größenverteilung und dem mittleren komplexen Brechungsindex der atmosphärischen Aerosolteilchen Größen behandelt, deren Kenntnis notwendige Voraussetzung zur Berechnung optischer Eigenschaften der Atmosphäre sind. Davon sollen nun zwei, die Normsichtweite und die Albedo, bei einmaliger Streuung besprochen werden.

3. Die Normsichtweite als Funktion der relativen Feuchte

Die Normsichtweite $V_n = 3,91 / (\sigma_{EM} + \sigma_E) \lambda = 0,55 \mu\text{m}$ ist ein direktes Maß für den Extinktionskoeffizienten $(\sigma_{EM} + \sigma_E)$ der verunreinigten Luft bei der Wellenlänge des Lichts $0,55 \mu\text{m}$. σ_{EM} und σ_E sind die Extinktionskoeffizienten der Luftmoleküle und der Aerosolteilchen. Unter folgenden Voraussetzungen stimmt tagsüber die Normsichtweite mit der tatsächlichen Sichtweite überein:

- die Aerosolteilchen sind homogen in einer einheitlich beleuchteten Atmosphäre verteilt,
- das Sichtziel steht am Horizont und ist schwarz,
- es kann vom menschlichen Auge bei der Kontrastschwelle $0,02$ ($\ln \frac{1}{0,02} = 3,91$) gerade noch gesehen

werden. Die Abhängigkeit des Extinktionskoeffizienten der verunreinigten Luft $\sigma_{EM} + \sigma_E$ von der relativen Feuchte (10.3, 10.4) muß neben den teilchenbildenden und -verändernden Prozessen bekannt sein, wenn die Sichtweite quantitativ vorhergesagt werden soll (10.3).

Man kann die gemessene Abhängigkeit der Aerosolgrößen von der Feuchte dazu benutzen, die Änderung der Sichtweite mit der Feuchte zu berechnen. Dabei wird — z. T. in Abweichung realer Situationen — ein sehr homogenes Feuchtefeld angenommen und noch keine echte Tröpfchenbildung. Dann ist das Verhältnis der Normsichtweite bei den Feuchten f und f_0 (10.3)

$$V_n(f)/V_n(f_0) \cong \sigma_E(f_0)/\sigma_E(f) \cong [(100-f)/(100-f_0)]^x$$

wobei x ein empirischer Parameter ist, der vom Aerosol abhängt. Mit dieser für praktische Zwecke entwickelten Faustformel kann die Normsichtweiteänderung aufgrund einer Feuchteänderung vorhergesagt werden. Die Formel gilt für f und f_0 in dem Feuchtebereich zwischen ca. 75% und ca. $99,9\%$. Die Gültigkeit der obigen Formel ist durch Sichtweitestatistiken und eine große Anzahl von Einzelmessungen nachgewiesen worden.

In Abb. 10.2 ist gezeigt, wie sich aufgrund der obigen Gleichung die Normsichtweite mit der relativen Feuchte ändert. Ausgegangen wird von einer Sichtweite $V_n(f_0) = 5 \text{ km}$ bei $f_0 = 80\%$ relativer Feuchte. Der Abbildung ist zu entnehmen, daß die Sichtverminderung mit der relativen Feuchte für städtisches Aerosol am größten und für maritimes Aerosol am geringsten ist. Die Sichtweite 1 km wird zwischen 98 und $99,1\%$ relativer Feuchte unterschritten.

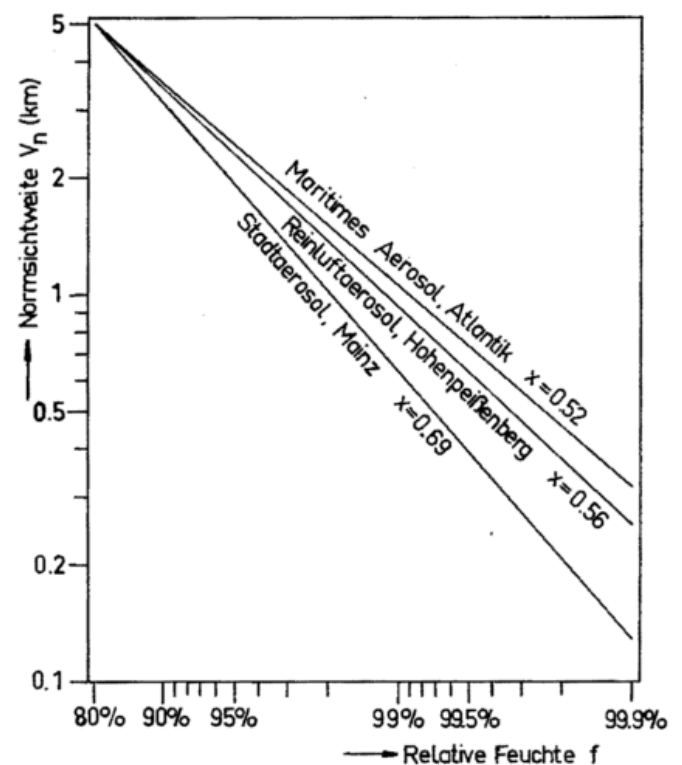


Abb. 10.2: Zusammenhang zwischen relativer Feuchte und Normsichtweite als Folge des Wachstums der Aerosolteilchen für verschiedene Aerosolarten, ausgedrückt durch den Parameter x .

4. Die Albedo bei einmaliger Streuung („single scattering albedo“)

Die Diskussion der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre schließt die Erwärmung und Abkühlung der Luft durch Strahlungsprozesse (vgl. Beitrag 12) ein. Hierbei spielen neben den Gasen auch die atmosphärischen Aerosolteilchen eine Rolle. Für die letzteren ist die Albedo bei einmaliger Streuung $\omega = \sigma_S / \sigma_E = 1 - \sigma_A / \sigma_E$ eine wichtige Größe. σ_S und σ_A sind der Streu- und der Absorptionskoeffizient der Aerosolteilchen. Es gilt $\sigma_E = \sigma_S + \sigma_A$, die Extinktion setzt sich also aus Streuung und Absorption zusammen. Deshalb ist ω der Streuanteil der von den Aerosolteilchen extinguierten Strahlung, der einem auf die Aerosolteilchen fallenden Strahlungsbündel durch einmalige Streuung verloren geht. $1 - \omega$ ist dann der absorbierte Anteil, der in eine andere Energieform, z. B. Wärme, oder in elektromagnetische Strahlung von anderer Wellenlänge umgewandelt wird. ω ist von der relativen Feuchte und der Wellenlänge der elektromagnetischen Strahlung abhängig.

In Abb. 10.3 ist die Albedo ω bei einmaliger Streuung als Funktion der relativen Feuchte f für verschiedene Wellenlängen λ der elektromagnetischen Strahlung für Hohenpeißenberger Aerosol dargestellt. Anhand der Beispiele für $\lambda = 0,55 \mu\text{m}$ und $2,0 \mu\text{m}$ ist gezeigt, wie

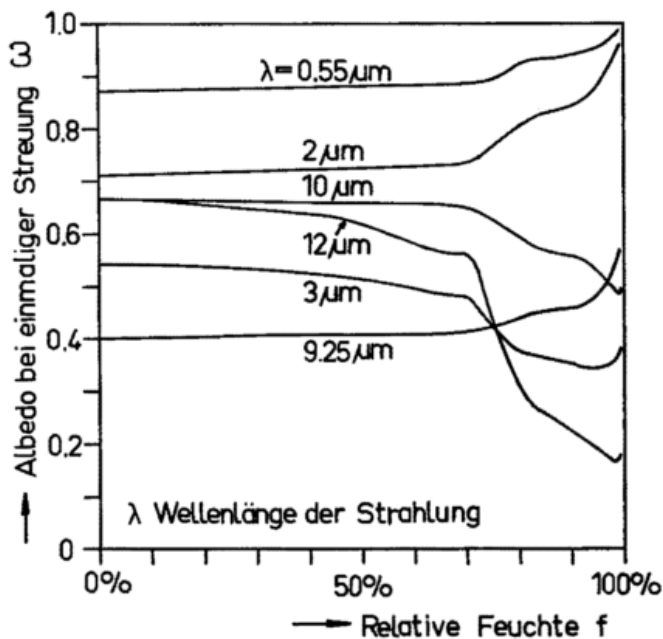


Abb. 10.3: Mittlere Albedo bei einmaliger Streuung ω als Funktion der relativen Feuchte und Wellenlänge.

im kurzwelligeren Strahlungsbereich zwischen ca. $0,3$ und $2,5 \mu\text{m}$ die Albedo bei einmaliger Streuung mit der relativen Feuchte zwischen 0 und $99,5\%$ zunimmt. Diese Zunahme von ω ist auf die starke Abnahme des für die Absorption elektromagnetischer Strahlung verantwortlichen Imaginärteils des mittleren komplexen Brechungsindex mit der relativen Feuchte zurückzuführen. Er nimmt mit zunehmender Wasseranlagerung ab, weil Wasser nur in wesentlich geringerem Maße als die Aerosolteilchen absorbiert. In diesen Fällen ist die Albedo bei einmaliger Streuung sehr groß und nähert sich mit steigender relativer Feuchte dem Wert 1 . Bei den restlichen vier Wellenlängen sind die Werte der Albedo wesentlich geringer. Sie müssen bei den größten relativen Feuchten, wie von der Theorie gefordert wird, Werte um $0,5$ annehmen. Hier wird also auch bei großen relativen Feuchten viel Strahlung absorbiert.

Anhand der vorangegangenen Beispiele wurden eine Auswahl physikalisch-chemischer und optischer Parameter atmosphärischer Aerosolteilchen besprochen. Die vorliegenden Ergebnisse beruhen auf direkten Meßdaten an atmosphärischen Aerosolteilchen und sind deshalb auch als besonders realistisch anzusehen. Modellrechnungen mit diesen Meßdaten über die Kondensationsvorgänge in Wolken und ihre Auswirkungen auf den Energiehaushalt der Wolkenluft fehlen noch. Sie sollen in Zukunft durchgeführt werden.

Literatur:

- (10.1) WINKLER, P.; JUNGE, C.: The growth of atmospheric aerosol particles as a function of relative humidity. Pt I: Method and measurements at different locations. *J. Rech. atmosph.* 6 (1972) S. 617—638
- (10.2) FISCHER, K.: Mass absorption coefficient of natural aerosol particles in the $0,4$ — $2,4 \mu\text{m}$ wavelength interval. *Beitr. Phys. Atmosph.* 46 (1973) S. 89—100
- (10.3) HÄNEL, G.: a) Messung und Berechnung physikalischer Eigenschaften atmosphärischer Schwebeteilchen als Funktion der relativen Luftfeuchtigkeit. Diss. Johannes Gutenberg-Universität, Mainz, b) Computation of the extinction of visible radiation by atmospheric aerosol particles as a function of the relative humidity, based upon measured properties. *Aerosol Sci.* 3 (1972) S. 377—386
- (10.4) KASTEN, F.: Visibility forecast in the phase of precondensation. *Tellus* 21 (1969) S. 631—635

Für den atmosphärischen Spurenstoffhaushalt ist die Frage von Interesse, durch welche Prozesse die der Luft beigemengten Spurengase und Aerosolpartikel wieder aus der Atmosphäre beseitigt werden. Diese „Selbstreinigung“ der Atmosphäre erfolgt im wesentlichen durch zwei Prozesse:

1. durch trockene Ablagerung dieser Stoffe an der Erdoberfläche. Darunter versteht man die direkte Aufnahme von Gasmolekülen und Aerosolpartikeln durch die Oberfläche. Dieser Vorgang wird in der Literatur meist als „dry deposition“ bezeichnet.
2. durch das Auswaschen dieser Stoffe durch Wolken und Niederschlag. Im Unterschied zu dry deposition bezeichnet man diese Prozesse häufig als „wet deposition“.

Trockene Ablagerung von Spurenstoffen

Ein Maß dafür, wie wirksam ein Spurenstoff an der Erdoberfläche abgeschieden wird, ist die sog. deposition velocity, was etwa mit Ablagerungs- oder Depositionsgeschwindigkeit übersetzt werden kann. Diese deposition velocity ist folgendermaßen definiert:

$$v(z) = \frac{F}{C(z)} \quad [11.1]$$

$v(z)$ deposition velocity (cm/s)

F Fluß eines Spurenstoffes zur Erdoberfläche (g/cm² s)

$C(z)$ Konzentration des Spurenstoffes in einer Referenzhöhe z über der Erdoberfläche (g/cm³)

Den reziproken Wert der deposition velocity kann man sich als einen Widerstand zum Spurenstofftransfer zur Erdoberfläche vorstellen:

$$\frac{1}{v(z)} = r(z) = r_a(z) + r_e \quad [11.2]$$

Dieser Widerstand $r(z)$ besteht, etwas vereinfacht dargestellt, aus einem aerodynamischen Widerstand und einem Widerstand, den die Erdoberfläche selbst der Spurenstoffaufnahme entgegenbringt.

$r(z)$ Gesamtwiderstand (s/cm)

$r_a(z)$ Aerodynamischer Widerstand (s/cm)

r_e Widerstand der Erdoberfläche (s/cm)

Der aerodynamische Widerstand $r_a(z)$ hängt überwiegend von den meteorologischen Parametern ab, die die Stabilität der Schichtung in der oberflächennahen Schicht bestimmen. Dagegen hängt der Widerstand der Erdoberfläche z. B. davon ab, ob die Spurenstoffe an Wasser- oder Landflächen abgeschieden werden, welchen pH-Wert diese haben, welche Körnigkeit ein Boden besitzt, ob ein Boden bewachsen ist usw.

Ist die Erdoberfläche eine perfekte Senke, d. h. wird jedes Aerosolpartikel bzw. jedes Spurengasmolekül, das auf die Erdoberfläche trifft, von dieser irreversibel aufgenommen, so wird r_e gleich Null. In diesem Fall würde die deposition velocity ausschließlich durch den aerodynamischen Widerstand $r_a(z)$ bestimmt. Solche Fälle kommen in der Atmosphäre nicht häufig vor. Ein Beispiel für eine perfekte Senke ist die SO₂-Absorption durch die Ozeane. Dagegen ist r_e für die SO₂-Absorption an bewachsenen und unbewachsenen Böden immer größer als Null, wie viele Arbeiten in den letzten beiden Jahren gezeigt haben. Die Messung der deposition velocity erfolgt im wesentlichen durch zwei Methoden:

- a) durch die Gradientmethode
- b) durch die radioaktive Tracermethode

Bei der Gradientmethode wird die Änderung der Konzentration C eines Spurenstoffes mit der Höhe z gemessen. Der Fluß eines Spurenstoffes zur Erdoberfläche wird näherungsweise beschrieben durch

$$F = K(z) \frac{dC}{dz}, \quad [11.3]$$

wobei der Austauschkoefizient $K(z)$ aus den gemessenen Vertikalprofilen von Temperatur und Windgeschwindigkeit abgeschätzt werden kann. Die radioaktive Tracermethode wird oft angewandt, wenn ein bestimmtes Spurengas radioaktiv markiert werden kann wie z. B. SO₂ als S₃₅O₂. Ein Vorteil dieser Methode besteht darin, daß neben dem Konzentrationsprofil über dem Erdboden auch die abgelagerte Gasmenge in der Pflanze bzw. im Boden selbst sehr genau bestimmt werden kann.

Die bisher in der Atmosphäre gemessenen deposition velocities besitzen Werte zwischen 0.20 cm/s für extrem geringe Windgeschwindigkeiten und etwa 4 cm/s für sehr hohe Windgeschwindigkeiten. Für atmosphärische Spurengase, die vom Boden gut absorbiert werden, können in guter Näherung Mittelwerte um 1 cm/s angenommen werden.

Ein solcher Mittelwert kann für die trockene Ablagerung von Aerosolpartikeln nicht angegeben werden, da die deposition velocity von Partikeln neben den schon erwähnten Abhängigkeiten noch eine Abhängigkeit von der Partikelgröße zeigt. So werden beispielsweise Aitkenkerne (0,01 < Radius r < 0.1 μ) und Riesenkerne ($r > 1\mu$) etwas besser abgeschieden als die im Radiusintervall zwischen ihnen liegenden Großen Kerne (0,1 < r < 1 μ). Für die Ablagerung von Aitkenkernen über Landoberflächen gibt GARLAND (11.4) einen Wert von 0,03 cm/s an. Für die Bestimmung der Ablagerungsgeschwindigkeiten von Aerosolpartikeln ergibt sich eine zusätzliche Schwierigkeit, da selbst bei geringen Windgeschwindigkeiten die an der Oberfläche abgelagerten Teilchen sehr oft wieder bis in

solche Höhen aufgewirbelt werden, in denen die Konzentrationen nach der Gradientmethode gemessen werden.

Für die Leser, die Probleme der trockenen Ablagerung ausführlich studieren möchten, verweise ich auf grundlegende Arbeiten von CHAMBERLAIN (11.1) sowie von GARLAND (11.4).

Auswaschen von Spurenstoffen in Wolken

In der Literatur teilt man Auswaschvorgänge oft wie folgt ein: als *rainout* bezeichnet man die Aufnahme von Spurenstoffen innerhalb der Wolke, als *washout* dagegen den Auswaschprozeß unterhalb der Wolkenbasis. Diese rein geometrische Einteilung hat den Nachteil, daß sie keine eindeutige Aussage über die physikalischen Vorgänge, die zur Inkorporation der Spurenstoffe in Wolken- und Regentropfen führen, zuläßt. Diese physikalischen Prozesse der Spurenstoffanlagerung können innerhalb der Wolke und unterhalb der Wolkenbasis durchaus die gleichen sein.

Auswaschen der Spurenstoffe unterhalb der Wolken

Eine modellmäßige Beschreibung der Auswaschvorgänge in Wolken (*rainout*) ist zum Teil recht schwierig. Die Spurenstoffkonzentration K (mg/lit) im Wolkenwasser kann nach JUNGE (11.7) durch folgende Beziehung beschrieben werden:

$$K = \frac{\varepsilon \times C}{L} \quad [11.4]$$

C Konzentrationen des Spurenstoffes in der Luft ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)

L Flüssigwassergehalt der Wolke (g/m^3)

ε Rainout-Koeffizient, d. h. der Teil von C , der vom Flüssigwasser inkorporiert wird.

Hierbei wird von der Vorstellung ausgegangen, daß in einem Luftvolumen, das Aerosolpartikel, Spurengase und Wasserdampf enthält, Kondensation stattfindet, wodurch ein bestimmter Bruchteil der Spurenstoffe vom Flüssigwasser aufgenommen wird. Da der vom Flüssigwasser aufgenommene Spurenstoff nicht in das betrachtete Luftvolumen nachgeliefert werden soll, gilt für ε definitionsgemäß:

$$0 \leq \varepsilon \leq 1$$

Eine solche Beschreibung des Rainout hat sich für viele praktische Zwecke als sinnvoll erwiesen. Die Anlagerung von Aerosolpartikeln wird durch die obige Beziehung recht gut quantitativ erfaßt. Zur Inkorporation von Aerosolen in Wolkentropfchen tragen — etwas vereinfacht dargestellt — zwei Prozesse bei:

- Die Einverleibung der Kondensationskerne (ε_n)
- Die Anlagerung von Partikeln (vor allem von Aitkenkernen) durch Brownsche Diffusion (ε_b).

$$\varepsilon = \varepsilon_n + \varepsilon_b \quad [11.5]$$

Der Koeffizient ε bezieht sich entweder auf die gesamte Aerosolmasse oder auf die Masse eines einzelnen Bestandteils des Aerosols. Für die Gesamtaerosolmasse bzw. für einen Bestandteil des Aerosols von derselben

relativen Verteilung wurden folgende ε_n -Werte angegeben:

$\varepsilon_n = 0,5$ für kontinentales Aerosol sehr hoher Konzentration

$\varepsilon_n = 0,8$ für kontinentales Aerosol sehr niedriger Konzentration

$\varepsilon_n = 0,9-1$ für maritimes Aerosol mit Konzentrationen von $200/\text{cm}^3$ bis $300/\text{cm}^3$.

Dagegen sind wahrscheinlich die ε_b -Werte wesentlich geringer. Sie besitzen Werte um etwa 0,01.

Während der Koeffizient ε für Aerosolpartikel recht gut abgeschätzt werden kann, bereitet eine Bestimmung repräsentativer Werte für die Anlagerung von Spurengasen zum Teil erhebliche Schwierigkeiten. Für Spurengase, die chemisch inert sind, und deren Löslichkeit in Wasser gering ist, lassen sich repräsentative Werte mühelos angeben. Für reaktive Gase, wie z. B. für SO_2 , stößt die Angabe repräsentativer ε -Werte dagegen auf große Schwierigkeiten. Das hängt damit zusammen, daß SO_2 im Wolkentropfen Ionen wie HSO_3^- , SO_3^{2-} und SO_4^{2-} bildet. Die Bildung dieser Ionen wiederum hängt in komplizierter Weise von verschiedenen Faktoren wie z. B. von der Anwesenheit von Fremdstoffen im Tropfen und von dessen pH-Wert ab. Die in der Literatur angegebenen Werte liegen etwa zwischen 0,01 und 1:

BEILKE und GEORGII: ε zwischen 0,01 und 0,1
für $L = 0,4 \text{ g}/\text{m}^3$

JUNGE: ε zwischen 0,03 und 0,20
für $L = 1 \text{ g}/\text{m}^3$

SUMMERS: ε zwischen 0,3 und 0,6
für $L = 3-6 \text{ g}/\text{m}^3$

Für Spurengase hoher Löslichkeit, deren Rainout-Koeffizienten nahe Eins sein können, ergibt sich eine zusätzliche Schwierigkeit. In vielen Fällen muß hier — vor allem bei einer langen Verweilzeit der Tröpfchen in der Wolke — die Nachlieferung des Gases in das betrachtete Luftvolumen berücksichtigt werden.

Die Auswaschvorgänge unterhalb der Wolkenbasis (*washout*) lassen sich näherungsweise recht gut durch eine Exponentialfunktion von der Form

$$C_t = C_0 e^{-at} \quad [11.6]$$

beschreiben.

C_t Konzentration des Spurenstoffes nach der Zeit t

C_0 Anfangskonzentration

a Auswaschkoeffizient (s^{-1})

Der Auswaschkoeffizient a ist nur unter ziemlich idealen Voraussetzungen eine Konstante und hängt vor allem von der Niederschlagsintensität, der Tropfengrößenverteilung und der Art des Spurengases oder Aerosols ab. Unter der Bedingung vollständiger Absorption am Tropfen ist der Auswaschkoeffizient a angenähert dem molekularen Diffusions-Koeffizienten des ausgewaschenen Spurengases bzw. der Aerosolteilchen proportional (11.3); d. h. Gase werden wesentlich wirksamer entfernt als Aerosole.

Ein Spurenstoff wird um so wirkungsvoller ausgewaschen, je höher die Niederschlagsintensität ist. Bei

konstanter Regenintensität wird ein Spurenstoff um so besser ausgewaschen, je kleiner die Tropfen sind. In diesem Falle ist das wirksamere Auswaschen auf die größere Tropfenzahl und die damit verbundene größere Gesamtoberfläche aller Tropfen zurückzuführen.

Von den atmosphärischen Spurengasen werden diejenigen, die in Wasser sehr gut löslich sind wie z. B. HCl, NH₃ und SO₂, bevorzugt ausgewaschen.

Im Gegensatz zu einem Spurengas besitzen Aerosolpartikel keine einheitliche Größe. Der Größenbereich dieser Partikel erstreckt sich über vier Zehnerpotenzen. Da die physikalischen Prozesse der Anlagerung von Partikeln an fallende Tropfen, abhängig von der Größe der Aerosolpartikel, sehr verschieden sind, sollte man eine komplizierte Abhängigkeit des Auswaschkoeffizienten a vom Radius der ausgewaschenen Partikel erwarten. In Abb. 11.1 ist der Auswaschkoeffizient als Funktion der Größe der ausgewaschenen Partikel für zwei verschiedene Niederschläge als Parameter aufgetragen. Die Kurven wurden von ZIMIN berechnet und basieren u. a. auf der Annahme, daß jedes Partikel, das mit einem fallenden Tropfen in Kontakt kommt, von diesem auch inkorporiert wird. Während das Auswaschen von Spurengasen auf Brownscher Diffusion beruht, erfolgt die Aufnahme von Aerosolpartikeln sowohl durch Diffusion als auch durch Trägheitsabscheidung. Bei sehr kleinen Partikeln überwiegt die Diffusionsanlagerung, während sie für größere Partikel entsprechend der Abnahme des Diffusionskoeffizienten zunehmend unbedeutender wird. Für Aerosolpartikel mit einem Radius größer als 1μ überwiegt die Trägheitsabscheidung. Im Bereich $0,05 < r < 1 \mu$ liegt ein breites Minimum. In diesem Bereich sind sowohl Trägheitsabscheidung als auch Diffusionsanlagerung wenig wirksam. Die in Abb. 11.1 gezeigte „Filterfunktion“ gilt nicht nur für das Auswaschen von atmosphärischen Teilchen. Eine solche Funktion beschreibt im Prinzip auch die Ablagerung von Teilchen an Oberflächen wie z. B. die Abscheidung von Partikeln an Faserfiltern (11.5).

Welche Werte besitzen die Auswaschkoeffizienten?

Für normale Niederschläge d. h. für Niederschläge mit Intensitäten zwischen 0,5 und 10 mm/h haben die Auswaschkoeffizienten für gut lösliche Spurengase Werte zwischen 10^{-3} und 10^{-4} s^{-1} , während sie für Aitkenkerne etwa 2 Größenordnungen niedriger sind.

Vergleich der Vorgänge in und unterhalb der Wolke

Aus einer chemischen Analyse von Regenwasser kann man normalerweise nicht schließen, ob die im Regen nachgewiesenen Spurenstoffe vorwiegend durch washout oder durch rainout aus der Atmosphäre entfernt worden sind. Ebenso wenig kann man normalerweise erkennen, ob die im Regen nachgewiesenen Spurenstoffe ihren Ursprung in der Anlagerung von Aerosolpartikeln in der festen Phase oder in der Absorption und nachfolgenden chemischen Umwandlung von Spurengasen in der Gasphase haben. Die Beantwortung dieser Fragen hängt neben der Lebensdauer der Wolke und der Art und Stärke des Niederschlags sehr stark

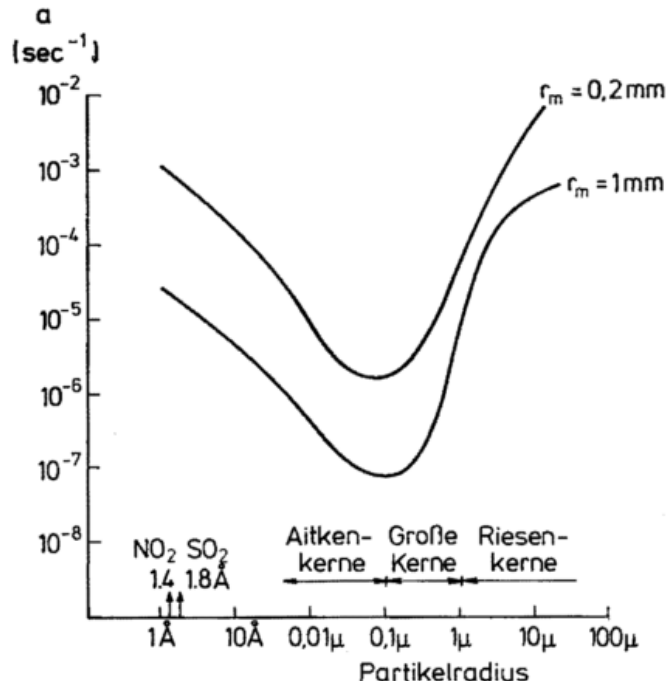


Abb. 11.1: Abhängigkeit des Auswaschkoeffizienten a unterhalb von Wolken vom Teilchenradius nach Rechnungen von ZIMIN. Es wurde eine Niederschlagsintensität von 10 mm/h angenommen. Der angegebene Tropfenradius r bezieht sich auf das Maximum des Tropfenspektrums.

von den vertikalen Konzentrationsprofilen der Spurenstoffe ab. Ist der im Regenwasser nachgewiesene Spurenstoff Sulfat (SO₄⁼), so könnten die einzelnen Anteile in einer stark verunreinigten Atmosphäre mit hohen SO₂-Bodenkonzentrationen und starker Abnahme mit der Höhe etwa wie folgt aussehen:

	Gasphase (SO ₂)	feste Phase (sulfathalt. Aerosol)
rainout	5%	20%
washout	70%	5%

Tabelle 11.1: Relative Anteile von rainout und washout zum Sulfat im Niederschlag für eine stark verunreinigte Atmosphäre

Für ein Reinluftgebiet mit sehr geringen SO₂-Bodenkonzentrationen verschieben sich die Anteile zum rainout hin und könnten etwa wie folgt aussehen:

	Gasphase (SO ₂)	feste Phase (sulfathalt. Aerosol)
rainout	25%	70%
washout	kleiner 1%	4%

Tabelle 11.2: Relative Anteile von rainout und washout zum Sulfat im Niederschlag für eine sehr reine Atmosphäre

Die beiden Anteile des rainout in Tabelle 11.2 können erheblich schwanken. Der Anteil des rainout am Sulfatgehalt im Regenwasser wird aber immer wesentlich größer sein als der Anteil des washout.

	stark verunr. Gebiet	mittl. verunr. Gebiet	Reinluft- gebiet	Jährl. Regen- menge	Gebiet und Autor
⁰ / ₀ Deposition durch Auswaschen	8 ⁰ / ₀	14 ⁰ / ₀	47 ⁰ / ₀	700 mm	England
durch trock. Abl.	92 ⁰ / ₀	86 ⁰ / ₀	53 ⁰ / ₀		CHAMBERLAIN
⁰ / ₀ Deposition durch Auswaschen	—	27 ⁰ / ₀	55 ⁰ / ₀	800 mm	Große Seen Kanada
durch trock. Abl.	—	73 ⁰ / ₀	45 ⁰ / ₀		WHELPPDALE

Tabelle 11.3:

Vergleich der Wirksamkeit von trockener Ablagerung und Auswaschen am Beispiel des Schwefels

Für maritime Niederschläge sollte man erwarten, daß nahezu der gesamte Schwefel durch die Inkorporation von sulfathaltigen Partikeln innerhalb der Wolke zustande kommt. Im globalen Maßstab werden atmosphärische Spurenstoffe wesentlich wirkungsvoller durch Prozesse des rainout aus der Atmosphäre beseitigt als durch washout.

Vergleich der Effektivität von trockener Ablagerung und Auswaschen

Ein solcher Vergleich kann nur für wenige Spurenstoffe gezogen werden, da nur für wenige Spurenstoffe lückenlose Messungen ihrer Konzentration im Niederschlag sowie gleichzeitig ihrer deposition velocity vorliegen. Für atmosphärischen Schwefel sind von CHAMBERLAIN (11.2) sowie von WHELPPDALE (11.6) Abschätzungen gemacht worden, die zeigen, daß die trockene Ablagerung von SO₂- bzw. SO₄⁼-Schwefel zumindest für stark und mittelstark verunreinigte Gebiete im Jahresmittel einen größeren Beitrag zum insgesamt abgelagerten Schwefel liefert als Auswaschvorgänge.

Ein solches Ergebnis, das die trockene Schwefelablagerung den Hauptanteil des insgesamt abgeschiedenen Schwefels ausmacht, scheint auf den ersten Blick überraschend, wird aber wohl verständlich, wenn man bedenkt, daß die in Tabelle 11.3 angegebenen Werte auf ein Jahr bezogen sind. Das bedeutet, daß in diese Zahlenwerte auch die regenfreien Perioden eingehen, in denen nur die trockene Ablagerung wirksam ist. Vergleicht man trockene Deposition und Deposition durch Auswaschen nur für die Dauer eines Regens, so findet man in der Regel, daß die Deposition von Schwefel durch Niederschläge wesentlich effektiver ist.

Literatur:

- (11.1) CHAMBERLAIN, A. C.: Transport of gases to and from grass and grass-like surfaces. Proc. Roy. Soc. A 290 (1966) S. 236—265
- (11.2) CHAMBERLAIN, A. C.: Deposition of SO₂ by gaseous diffusion. Unveröffentlichter Vortrag auf dem Int. Sympos. on Turbulent Diffusion in Environmental Pollution, Charlottesville, N. C., April 1973
- (11.3) ENGELMANN, R. J.: The calculation of precipitation scavenging. AEC Res. and Development Rep. BNWL-77 (1965)
- (11.4) GARLAND, J. A.: Dry deposition of SO₂ and other gases. Erscheint in den Proceedings des Atmosphere-Surface Exchange Symposium, Richland, USA, September 1974, als Band der US Atomic Energy Commission Symposium Series, 1975
- (11.5) JAKOBI, W.: Über die Retention radioaktiver Aerosole in Faserfiltern. Schr.-R. über zivilen Luftschutz H. 11 (1958)
- (11.6) WHELPPDALE, D. M.: Dry deposition over the Great Lakes. Erscheint in den Proceedings des Atmosphere-Surface Exchange Symposium, Richland, USA, September 1974, als Band der US Atomic Energy Commission Symposium Series, 1975
- (11.7) JUNGE, C. E.: Air Chemistry and Radioactivity, New York: Academic Pr., 1963
- (11.8) BEILKE, S.; GEORGII, H. W.: Investigation on the incorporation of Sulfur Dioxide into fog and raindroplets, Tellus 20 (1968) S. 435—441
- (11.9) SUMMERS, P.: Scavenging of SO₂ by convective storms. In: R. J. Engelmann; W. G. Slinn: Precipitation scavenging (1970) Proc. Sympos. Oak Ridge/Tenn. 1970 S. 305—318

Die Rolle der Spurenstoffe im Strahlungshaushalt der Atmosphäre

In diesem abschließenden Beitrag soll eine kurze Übersicht über die wichtige Rolle der gasförmigen und in Partikelform erscheinenden Spurenstoffe für den atmosphärischen Strahlungshaushalt und damit für die allgemeine Zirkulation gegeben werden. Zwei Prozesse sind hierbei entscheidend:

1. Durch die *Absorption* solarer und terrestrischer Strahlung sowie *Eigenstrahlung* (Emission) der Gase H_2O , CO_2 , O_3 und der Aerosolpartikel entstehen Divergenzen der vertikal gerichteten Strahlungsströme, die zu lokalen und regionalen Temperaturänderungen der Atmosphäre führen. Dabei erstreckt sich der Einfluß der Gase überwiegend auf den langwelligen Bereich, derjenige der Aerosole auf den sichtbaren Bereich der Strahlung.
2. Durch die *Reflexion* der Sonnenstrahlung an Erd- und Wolkenoberflächen sowie durch die Rückstreuung an Luftmolekülen und Aerosolpartikeln (Rayleigh- und Dunststreuung) wird die globale Albedo (planetarische Albedo) bestimmt. Das ist der Bruchteil der solaren Strahlung, der von der Erde und Atmosphäre ungenutzt in den Weltraum zurückgeht; er beträgt etwa 30% und wird seinerseits von den Absorptionsprozessen beeinflusst. Die unter 1. und 2. genannten Prozesse sind entscheidend für die mittlere Temperatur der Erdatmosphäre verantwortlich.

Bei der Abschätzung der klimatischen Auswirkung von Änderungen der Spurenstoffgehalte und der Erdbodenalbedo muß bedacht werden, daß zwischen den erwähnten Phänomenen Rückkopplungseffekte die Regel sind. Sie sind quantitativ schwer zu fassen und machen Einzelberechnungen, z. B. des Einflusses des CO_2 auf die Erdbodentemperatur, unsicher.

Der Einfluß der Spurengase

Es sei zunächst auf die Bedeutung der Gase eingegangen. Tab. 12.1 gibt eine Übersicht über die wichtigsten Absorptionsbanden der Gase im kurz- und langwelligen Spektralbereich.

	Wellenlänge in μm
O_3	0.30, 0.4 bis 0.7, 9.6
H_2O	0.72, 0.81, 0.93, 1.13, 1.37, 1.85, 2.66, 5—8, ≥ 15
$(H_2O)_2$	8—13
CO_2	1.46, 1.6, 2.0, 2.7, 4.2, 13—17

Tab. 12.1

Die für den Strahlungshaushalt wichtigsten Absorptionen im solaren und terrestrischen Wellenlängenbereich. Die dominierenden Banden sind hervorgehoben.

Auf Abb. 12.1 ist für mittlere atmosphärische Verhältnisse der Einfluß der die Strahlung absorbierenden und emittierenden Spurenstoffe auf die vertikale Strahlungsstromdivergenz in Form von täglichen Abkühlungs- bzw. Erwärmungsraten dargestellt. Hierbei wurden die bekannten Ergebnisse von MANABE und MÖLLER (12.1) und DÖPPLICK (12.2), von KORB und Mitarbeitern neu bearbeitet und ergänzt.

Auf Abb. 12.1a sind die Strahlungseffekte der Spurenstoffe im *langwelligen Spektralbereich* wiedergegeben. Es wird deutlich, daß in der Troposphäre hauptsächlich der *Wasserdampf* das vertikale Temperaturprofil durch Abkühlung infolge überwiegender Strahlungsemission beeinflusst. Hierbei ist erst in jüngster Zeit die vom Partialdruck e des Wasserdampfes linear abhängige Absorption (*e-type-Absorption*) im 8—13 μm Wellenlängenbereich („Fenster“) bekannt geworden (12.3). Diese beeinflusst die Strahlungsstromdivergenzen vor allem in den Tropen infolge des dort höheren Wasserdampfgehaltes. Hier macht die *e-type-Absorption* in den untersten 1,5 km ca. 50% der gesamten Absorption durch Spurenstoffe aus mit Abkühlungsraten von ca. 2 °C/Tag. Sie erklärt die bisherigen Diskrepanzen zwischen direkt gemessenen und von Satelliten aus ohne Berücksichtigung der *e-type-Absorption* bestimmten tropischen Bodentemperaturen. Man vermutet in der Natur dieses Absorbers ein dimeres Wasserdampfmolekül $(H_2O)_2$, was auch zu der Bezeichnung „dimeres Wasserdampfabsorption“ Anlaß gab.

Während in der Troposphäre der Anteil von CO_2 an den langwelligen Strahlungsabkühlungen im Vergleich zu H_2O nur gering ist, sind die entsprechenden Abkühlungsraten in der Stratosphäre von etwa gleicher Größenordnung. Dies ist eine Folge der sehr geringen Wasserdampfmischungsverhältnisse von etwa 3—5 ppm in der Stratosphäre. Die Aerosole tragen nur in den untersten 2 km zur Abkühlung bei, da die Aerosolkonzentration jedenfalls über Land rasch mit der Höhe abnimmt. Ozon hat so gut wie keinen Einfluß im langwelligen Bereich.

Auf Abb. 12.1b sind die täglichen Erwärmungsraten eingetragen, die durch Absorption der Spurenstoffe im *solaren Wellenlängenbereich* hervorgerufen werden. Bei den Berechnungen wurden wiederum mittlere Verhältnisse für die Spurenstoffe angenommen sowie eine Albedo des Erdbodens von $A = 0,1$ und eine Sonnenhöhe von 15° (das ist die mittlere Sonnenhöhe im Jahr für die gesamte Erde für einen 24-Stunden-Tag). Auch hier ist die dominierende Wirkung des Wasserdampfes in der Troposphäre festzustellen. Allerdings ist in den unteren 2 km die Erwärmung durch die Absorption an Aerosolen nicht zu vernachlässigen. In der Stratosphäre wird die starke Erwärmung durch Absorption

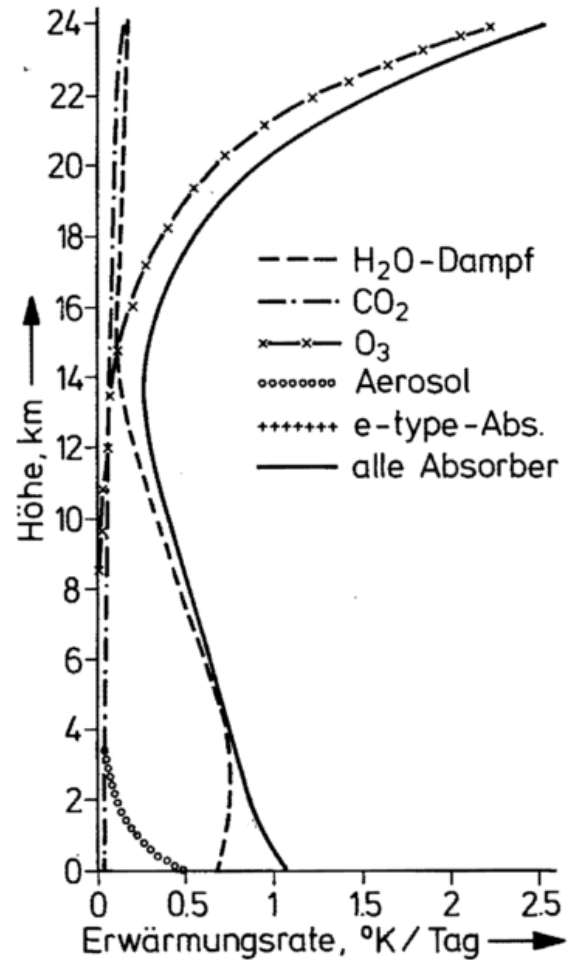
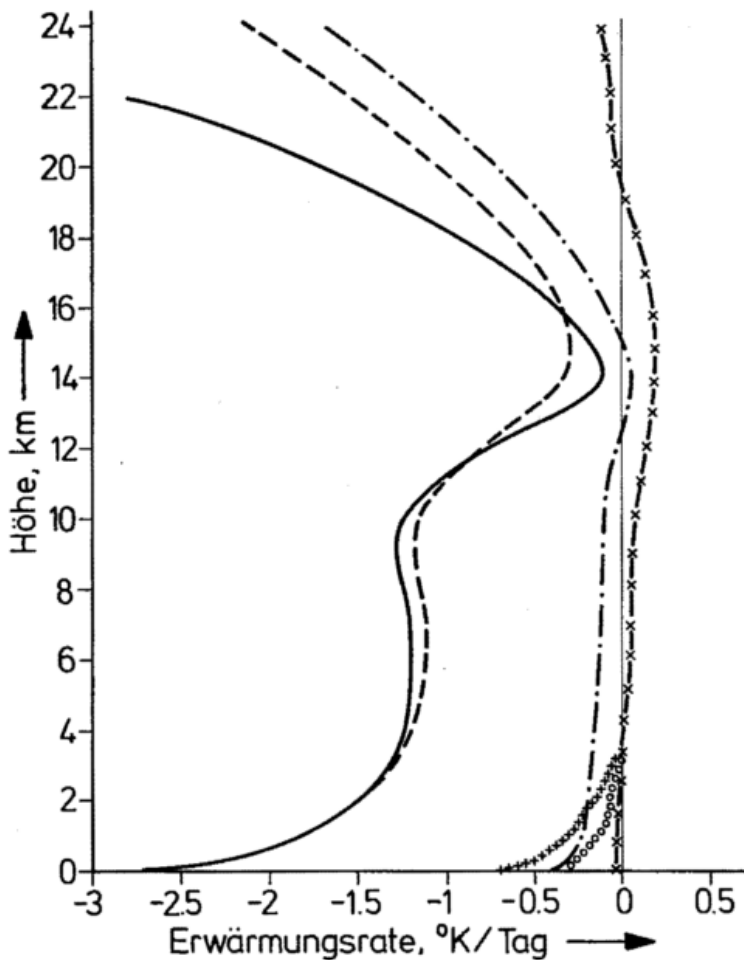


Abb. 12.1:
links (12.1a)
Langwellige Strahlungsstromdivergenz, angegeben in Temperaturänderung pro Tag, in einer wolkenlosen Standardatmosphäre, hervorgerufen durch die absorbierenden Spurengase Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon; in den untersten 3 km mit Berücksichtigung der e-type- und der Aerosolabsorption; nach (12.2) neu berechnet und erweitert von J. GELEYN, G. KORB, W. PANHANS, Mainz, 1975.
Wasserdampfgehalt in der unteren Troposphäre zwischen 1.8 cm PPW (Erdboden) und 0.5 (in 3000 m Höhe).

rechts (12.1b)
wie in Abb. 12.1a, jedoch kurzwellige Strahlungsstromdivergenz. Dabei wurde eine mittlere Albedo der Erdoberfläche von $A = 0.1$ und eine Sonnenhöhe von 15° angenommen; die letztere entspricht einem Zeitmittel über die ganze Erde für einen 24-Stunden-Tag und für das ganze Jahr.

des kurzwelligen Lichtes durch O_3 offenbar, und man erkennt, daß sich hier die negativen und positiven Gesamtanteile in Abb. 12.1a und 12.1b in etwa gleichen, was einem angenäherten Strahlungsgleichgewicht entspricht. In der Troposphäre dagegen besteht ein erhebliches Überwiegen der Gesamtabkühlungsraten, was bekanntlich im wesentlichen durch die Absorption der Sonnenstrahlung an der Erdoberfläche ausgeglichen wird.

Die übrigen hier nicht behandelten Spurengase wie CH_4 , H_2 , N_2O , CO etc. haben nur indirekten Einfluß auf den Strahlungshaushalt. N_2O , CO und H_2 beeinflussen den O_3 -Haushalt. SO_2 wird durch Oxydation in Sulfat umgewandelt, das ein wichtiger Bestandteil der atmosphärischen Aerosolpartikel ist, deren Einfluß im nächsten Abschnitt näher diskutiert wird.

Wie in Beitrag 3 im vorigen Heft erläutert, würde ein Anstieg des CO_2 eine globale Erwärmung der Erdoberfläche und Troposphäre zur Folge haben. Dies beruht

auf der Absorption der langwelligen Ausstrahlung der Erdoberfläche im „Fensterbereich“ von $7-12 \mu m$, die mit ansteigendem CO_2 wirksamer wird, und ist aus den Angaben der Abb. 12.1 nicht erkenntlich.

Der Einfluß der Aerosole

Das Aerosol absorbiert bzw. emittiert im gesamten Spektralbereich von $0,3-20 \mu m$. Besonders stark ist die Emission im „Fensterbereich“ ($7-12 \mu m$).

Der Einfluß der Aerosolpartikel im langwelligen Spektralbereich wird in Abb. 12.1a gezeigt. Durch Strahlungsemission im spektralen „Fenster“-Bereich erfolgt Abkühlung, die den Erwärmungsraten durch Absorption solarer Strahlung gegenübersteht. Ein Beispiel solcher Erwärmungsraten, gültig für mittlere Aerosolverhältnisse, ist auf Abb. 12.1b dargestellt. Beide Effekte sind auf die untersten Schichten der Troposphäre beschränkt und haben dieselbe Größenordnung wie die durch Absorption des Wasserdampfs hervorgerufene. Die Abhängigkeit der Strahlungsflußdivergenz durch Absorption im Wellenlängenbereich $0,45-0,85 \mu m$ für verschiedene Trübungen in den untersten 3 km ist auf Abb. 12.2 wiedergegeben (12.4).

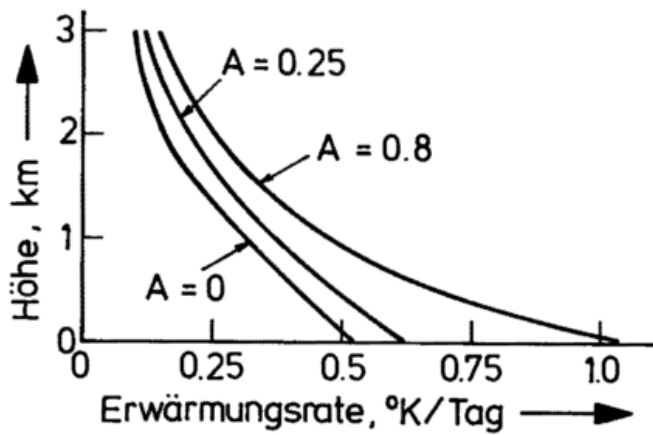


Abb. 12.2:

Erwärmungsrate durch Aerosolabsorption Ende April in 50° nördlicher Breite als Funktion der Höhe. Dabei wurde eine stärkere Trübung entsprechend einem Trübungsfaktor nach LINKE $T = 4$ angenommen, sowie ein Brechungsindex $m = 1.5$ bis $0.02i$ und das Spektralintervall 0.45 bis $0.85 \mu\text{m}$. Die Albedo wurde variiert, um deren Einfluß zu zeigen.

Die Trübung ist durch den Linke'schen Trübungsfaktor T ausgedrückt. Für den Realteil n des kompletten Brechungsindex $m = n - ik$ wurde der Wert 1.5 und für den Absorptions-Index k der Wert 0.02 angenommen, entsprechend mittleren Verhältnissen. Die Ergebnisse gelten für einen Tag im letzten Aprildrittel (bzw. Anfang August), bei der geographischen Breite 50°N für 3 Erdbodenalbeden A .

Stellt man die Abkühlungsraten, hervorgerufen durch langwellige Strahlungsabsorption und -emission, den Erwärmungsraten, entstanden durch kurzwellige Absorption, gegenüber, so ergibt sich bei mittleren Feuchte- und Aerosolverhältnissen ein Nettoeffekt von etwa $+0.2^\circ\text{C}/\text{Tag}$ (12.3).

Ein weiterer wichtiger Beitrag zum Strahlungshaushalt wird von den Aerosolpartikeln durch kurzwellige *Strahlungsstreuung* geleistet. Durch sie wird um so mehr Strahlung in den Weltraum zurückgegeben, je größer die Trübung ist, was zu einer globalen Abkühlung führt. Da das Aerosol jedoch auch absorbiert, verbleibt weniger Strahlungsenergie, die die Atmosphäre durch Streuung verlassen kann. Dieser Effekt ist um so größer, je größer sowohl die Trübung als auch die Erdbodenalbedo ist. Letztere erhöht nämlich die Mehrfachstreuung und damit auch den Absorptionsanteil. Je nach den eingehenden Zahlenwerten kann zunehmender Aerosolgehalt zu einer Erhöhung oder Erniedrigung der planetaren Albedo führen. Quantitative Ergebnisse auf Grund der exakten Lösung der Strahlungsübergangsgleichung und unter Verwendung neuer Meßdaten über die Strahlungsabsorption an Aerosolpartikeln sind auf Abb. 12.3 wiedergegeben (12.4). Ähnliche Überlegungen sind auch von anderen Autoren bekannt (12.6, 12.7). Auf Abb. 12.3 ist die planetarische Albedo R (nicht zu verwechseln mit der Albedo A der Erdoberfläche) für bestimmte realistische Voraussetzungen dargestellt. Bei fehlender Erdbodenalbedo ($A = 0$) wächst die planetarische Albedo R mit zunehmender Trübung T noch leicht an. Schon bei $A = 0.20$

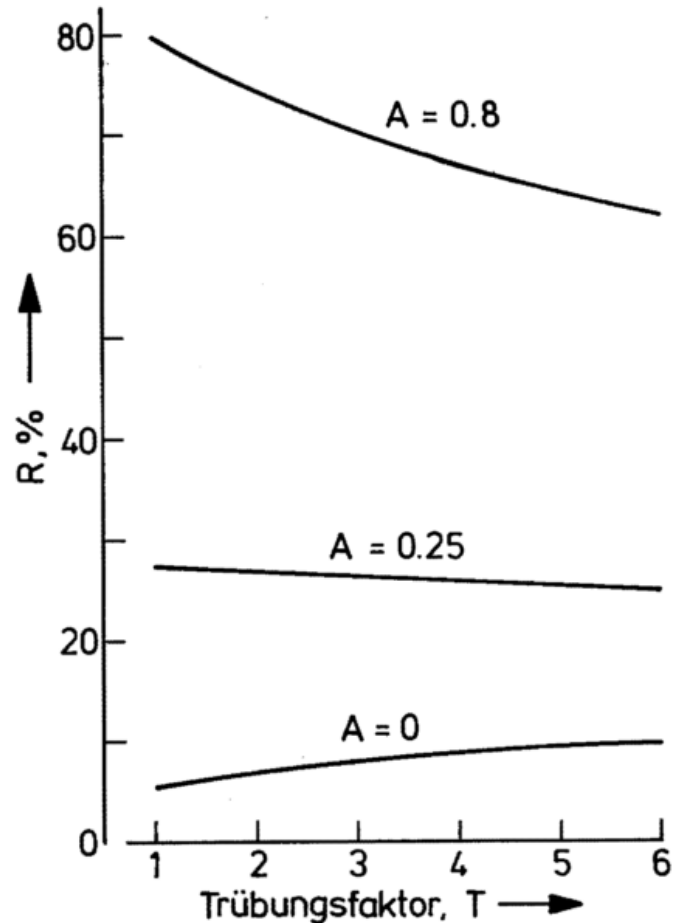


Abb. 12.3:

Die globale Albedo R als Funktion des Trübungsfaktors T nach LINKE und der Erdbalbedo A . R ist angegeben als der Prozentanteil der einfallenden Sonnenstrahlung, der in den Weltraum reflektiert wird. Die Rechnungen gelten für eine Wellenlänge von $0.55 \mu\text{m}$, einen komplexen Brechungsindex $m = 1.5$ bis $0.02i$ und eine geographische Breite von 53° (12.4).

nimmt R mit zunehmendem T ab. D. h., der in den Weltraum zurückgestreute Anteil der von der Sonne gelieferten Strahlungsenergie vermindert sich durch die Anwesenheit der Aerosolpartikel um so mehr, je höher die Erdbodenalbedo ist.

Neben dem direkten Einfluß der Aerosole auf den Strahlungshaushalt gibt es einen indirekten Einfluß, der durch die Anwesenheit der Wolken bedingt ist. Es ist bekannt, daß eine Erhöhung der Aerosolteilchenkonzentration vor allem in Reinfluft auch zu einer Erhöhung der Anzahl der Wolkentröpfchen führt. Eine Erhöhung der Tröpfchenzahl führt aber zu einer Verkleinerung der Tröpfchengröße, da das zur Verfügung stehende kondensierte Wasser gleich bleibt. Eine Wolke mit kleineren und zahlreicheren Tröpfchen hat aber eine höhere Albedo. Gleichzeitig bewirkt eine Erhöhung der Tropfenzahl jedoch eine Zunahme der Mehrfachstreuung in den Wolken, welche als erhebliche Wegverlängerung der Lichtstrahlen aufgefaßt werden kann. Dadurch erhöht sich die Strahlungsabsorption durch die Aerosolpartikel, was zu einer Erniedrigung der Wolkenalbedo führt. Diese Absorption in Wolken führt z. B. dazu, daß die Wolkenalbedo einen oberen Grenzwert von etwa 0.8 hat.

Bei mittleren Sonnenhöhen und mittlerem Aerosolgehalt ergeben sich z. B. Erwärmungsraten in einer 1000 m dicken Stratuswolke von etwa 1,5 °C/Tag. Die Frage nach den sich aus dieser Erwärmung ergebenden Folgen für die Entwicklung der Wolken selbst ist noch offen.

Die Strahlungsverhältnisse an Aerosolen haben in letzter Zeit besonders deshalb das Interesse erregt, weil die Frage des Einflusses regionaler und weltweiter Änderungen des atmosphärischen Aerosolgehalts durch menschliche Tätigkeit auf das Klima von Bedeutung wurde. Die Ausführungen und Diskussionen in der Literatur zeigen, daß wir erst am Anfang stehen, den sehr komplexen Einfluß der Aerosole auf den Strahlungshaushalt zu verstehen. Dies gilt ganz besonders für den unter Umständen sehr bedeutenden indirekten Einfluß der Aerosole über die Modifikation der Mikrostruktur der Wolken.

Die Rolle des stratosphärischen Aerosols im Strahlungshaushalt

Eindrucksvolle anomal farbige Dämmerungserscheinungen, wie verstärktes Purpurlicht, lassen mit bloßem Auge erkennen, daß sich in der Stratosphäre Dunst, d. h. Aerosolpartikel in erhöhter Anzahl, befinden müssen. Wir wissen, daß sich dort die Teilchenkonzentrationen nach Vulkanausbrüchen um ein Vielfaches erhöhen, was zu einer Herabsetzung der Strahlungstransparenz führt. Durch die verglichen mit der Troposphäre lange Verweilzeit des Aerosols in der Stratosphäre kann eine solche Störung der Strahlung über mehrere Jahre andauern. Jedoch nur stärkere Ausbrüche in zeitlich kürzerer Folge oder so außergewöhnliche wie die des Krakatao können einen merklichen Sonnenstrahlungsverlust am Erdboden herbeiführen. Für die Stratosphäre selbst bedeutet eine Anreicherung von Aero-

solpartikeln eine Erwärmung durch Strahlungsabsorption sowohl im kurzwelligen als auch im langwelligen Spektralbereich. Nach dem Ausbruch des Vulkans Agung im Frühjahr 1963 wurde z. B. eine Erhöhung der Stratosphärentemperatur um ca. 3° K über mehrere Jahre beobachtet.

Literatur:

- (12.1) MANABE, S.; MOLLER, F.: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Monthly Weather Rev.* 89 (1961) S. 503—532
- (12.2) DOPPLICK, T. G.: Radiative heating, climatic effects. Report of the study of critical environmental problem. SCEP-Report, Cambridge/Mass.: MIT-Pr. 1971, S. 86
- (12.3) GRASSL, H.: Influence of different absorbers in the window region on radiative cooling and on surface temperature determination. *Beitr. Phys. Atmosph.* 47 (1974) S. 1—13
- (12.4) ESCHELBACH, G.: Computations of the influence of aerosols of the atmospheric radiation balance in the visible spectrum. *Beitr. Phys. Atmosph.* 46 (1973) S. 249—261
- (12.5) FISCHER, K.; GRASSL, H.: The absorption of radiation by natural aerosol particles in the atmospheric long wave window and consequences to the heat balance of the atmosphere. *Tellus* im Druck
- (12.6) MITCHELL, J. M. JR.: The effect of atmospheric particulates on radiation and temperature. Background paper for SCEP-Report, Cambridge/Mass.: MIT-Pr. 1971, S. 89
- (12.7) YAMAMOTO G.; TANAKA, M.: The increase of global albedo due to air pollution. *J. atmosph. Sci.* 29 (1972) S. 1405—1412

Institute stellen sich vor

Das Institut für Meteorologie der Johannes Gutenberg-Universität Mainz

Geschichtliches

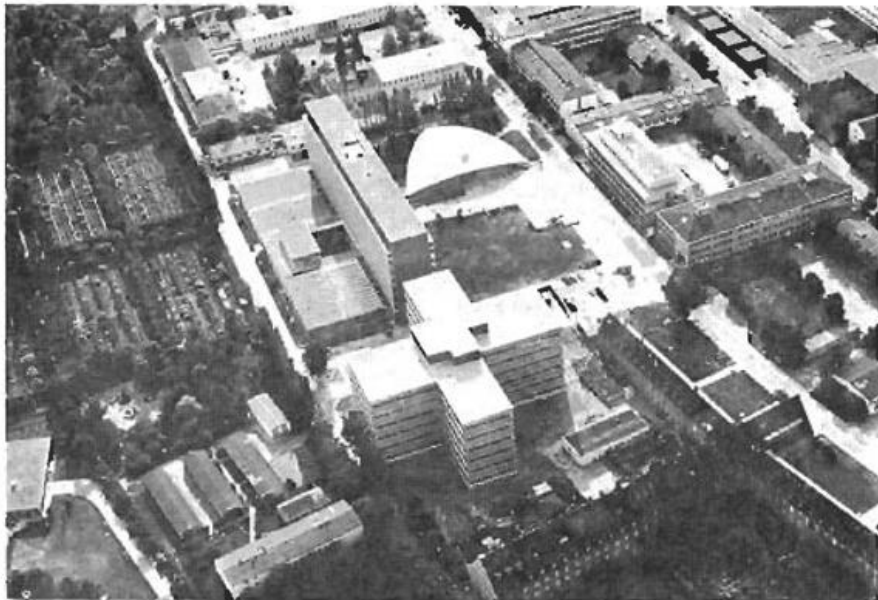
Die alte Mainzer Universität wurde 1477 gegründet und bestand bis zur Zeit der französischen Revolutionskriege. 1946 wurde sie als Johannes Gutenberg-Universität mit starker französischer Initiative wieder neu gegründet. Als Gebäude standen hierzu ehemalige Flakkasernen und ein noch von der alten Universität ererbtes großes Gelände zur Verfügung, so daß die heutige Universität fast vollständig auf einem zusammenhängenden Campus steht. 1949 wurde das „Meteorologisch-Geophysikalische Insti-

tut“ — zunächst in zwei kleinen Dachkammern — eingerichtet. F. MOLLER leitete das Institut, das 1956 in den Physikalischen Neubau umzog, bis 1960. Unter der Direktion von C. JUNGE, 1962—1968, vergrößerte sich die Zahl der Mitarbeiter und Studenten weiterhin stetig. Das Institut zog 1968 in die obersten Stockwerke des „Naturwissenschaftlichen Neubaus“ um, kurz nach dem JUNGE die Leitung des Max-Planck-Instituts für Chemie in Mainz übernommen hatte. Im neuen „Institut für Meteorologie“ wurde nach Weggang von ROSEN-

BACH die Geophysik durch die „Theoretische Meteorologie“, mit K.-H. HINKELMANN als Leiter, ersetzt. Vom Sommer-Semester 1970 bis Wintersemester 1974/75 stand das Institut unter der Leitung von H. HINZPETER.

Leitung, Lehre und Forschung

Heute werden Lehre und Forschung von 5 Dozenten, 2 akademischen Räten und 3 Assistenten betreut. Hinzu kommen Vorlesungen von JUNGE und Mitarbeitern des Max Planck-Instituts für Chemie und eine Lehrveranstaltung von KURZ, Wetterdienstschule Neustadt, über *Synoptik*. Den etwa 70 Studenten des Faches Meteorologie werden somit Vorlesungen aus allen wichtigen Gebieten der *Phänomenologischen, Experimentellen und Theoretischen Meteorologie* (einschließlich „Allgemeine Zirkulation“) in einem einjährigen Zyklus angeboten. Der Vorlesungsstoff wird den



Teil des Universitätsgeländes in Mainz (freigegeben Bez. Reg. Rheinland-Pfalz Nr. 10935-5)

Studenten zum großen Teil (in der „Theoretischen Meteorologie“ vollständig) in Skripten ausgehändigt.

Das Institut verfügt über eine leistungsfähige Werkstatt, über moderne Labors und eigene kleinere elektronische Rechenanlagen. Es wird von einem Institutsrat, dem ein Direktor vorsteht, kollegial geleitet. „Institutsatzung“, „Studiengang“, „Prüfungsordnung“, Studentenberatung und anderes mehr ermöglichen den Studenten eine laufende eingehende Information. Das Fach Meteorologie gehört zum Fachbereich Physik. Die Vordiplome in Physik und Meteorologie sind gegenseitig austauschbar.

Schwerpunkte in Forschung und Lehre

Die *Theoretische Meteorologie* bemüht sich, atmosphärische Entwicklungen analytisch zu formulieren und zurückzuführen auf Axiome und gesicherte Hypothesen der Physik. Insbesondere werden die Aussagen der Thermodynamik irreversibler Prozesse herangezogen, um möglichst alle irreversiblen molekularen und mikroturbulenten atmosphärischen Prozesse aus einem einzigen Prinzip herzuleiten und eine konsistente Thermodynamik auch eines mikroturbulenten Systems aufzubauen.

Eprobt und numerisch verifiziert werden die aus diesen Versuchen fließenden Ansätze an einem räumlich eindimensionalen vertikalen Modell, das vertikale Profiländerungen berechnet. Besonders sorgfältig und aufwendig beinhaltet dieses Modell Berechnungen des Strahlungsflusses und mikroturbulenter Flüsse von Materie, Im-



Das Institut für Meteorologie befindet sich in den obersten Stockwerken des Naturwissenschaftlichen Neubaus

puls und Energie in den Grenzschichten Atmosphäre — Boden und der freien Atmosphäre. Bemühungen um den Einbau von Konvektionsmechanismen und Miteinbeziehung der Wolkenphysik sind im Gange.

Ein zentrales Thema der Forschungsgruppe „Strahlung und Aerosole“ ist die Erfassung der physikalisch-chemischen Eigenschaften natürlicher und anthropogener atmosphärischer Aerosolpartikel bei verschiedenen relativen Luftfeuchtigkeiten. Hierbei werden sowohl optische Methoden angewendet, um das Aerosol in ungestörten luftgetragenen Zustand betrachten zu können als auch Sammelproben von Aerosolteilchen untersucht. Diese Un-

tersuchungen, zu denen auch Berechnungen der Strahlungsmehrfachstreuung und Messungen der spektralen Absorption von Aerosolpartikeln gehören, tragen zur Lösung verschiedener Probleme bei wie z. B. des Strahlungstransportes in der Atmosphäre, der planetarischen Albedo, der Sichtweite, der Wolken- und Niederschlagsphysik, der Biometeorologie.

Die Forschungsrichtung „Strahlung und Aerosole“ ist in den *Sonderforschungsbereich 73 „Atmosphärische Spurenstoffe“* integriert, dem auch das Universitätsinstitut für Meteorologie in Frankfurt a. M. und die Abteilung Luftchemie des Max Planck-Instituts für Chemie in Mainz angehören. Die enge Zusammenarbeit mit diesen Instituten erweist sich als sehr fruchtbar.

Meßreihen im Rahmen der skizzierten Arbeiten wurden und werden in verschiedenen Teilen der Erde durchgeführt, um sowohl die „reine“ Atmosphäre als auch die anthropogen beeinflusste zu erfassen.

1970 wurde die Arbeitsrichtung „*Atmosphärische Turbulenz / Atmosphärische Grenzschicht*“ aufgenommen und mit dem Aufbau einer kleinen Arbeitsgruppe begonnen. Die Mitarbeiter konnten sich an mehreren deutschen wie auch internationalen Meßprogrammen (z. B. JONSWAP II, GREIV I, GATE) beteiligen, wobei vor allem die Erfassung der turbulenten Flüsse von Impuls, sensibler und latenter Wärme mit Hilfe von Fluktuationmessungen

und Profilmethoden und die Bestimmung statistischer Kenngrößen der turbulenten Strömung innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht im Vordergrund stand. Bei diesen Untersuchungen wurden Ultraschall- und Hitzdrahtanemometer, Platindrahtthermometer, Lyman- α -Humidometer und eine Profilanlage für Wind, Trocken- und Feuchttemperatur eingesetzt. Ein Meßwagen dient als Labor bei Feldmessungen.

Neben den experimentellen Untersuchungen gilt der Erarbeitung von Modellen für die spektrale Turbulenztheorie und der atmosphärischen Grenzschicht besonderes Interesse. Hierbei geht es vor allem darum, durch Verwendung von hypothetischen Ansätzen aus dem Modell jene Funktionen bzw. Größen zu errechnen, die die Ähnlichkeitstheorie selbst nicht liefern kann, und die sonst nur auf experimentellem Wege bestimmbar sind. K. BULLRICH, Mainz

Problem- und Diskussionsecke

Die Herausforderung des Computers

Den Theoretikern ist es zuzuschreiben, daß der Einbruch des Computers in die Meteorologie mit solcher Vehemenz erfolgte, schneller und wuchtiger, als es dem normalen Eindringen des Computers in alle Lebensbereiche entsprochen hätte. Die Theoretiker mußten für das neue Gebiet der numerischen Wettervorhersage immer die neuesten, leistungsfähigsten Rechner verwenden, brauchten große Rechengeschwindigkeiten, große Speicher, schnellen Zugriff. Sie forderten, und sie erhielten, was sie brauchten. Die Masse der übrigen Meteorologen wurde mit diesen Giganten konfrontiert und durch sie herausgefordert.

Der Verfasser des nachfolgenden Aufsatzes James M. CRADDOCK, Mitglied des Meteorological Office in Bracknell, stellte sich mit seinen Mitarbeitern dieser Herausforderung. Er ist selbst kein Theoretiker, sondern Statistiker und war langjähriger Referent für langfristige Witterungsvorhersage am Meteorological Office. Der Aufsatz wurde bereits vor 4 Jahren für „promet“ in englischer Sprache geschrieben unter dem Titel: „The Challenge of the Meteorological Office Computer“. Er wurde jedoch vom Verfasser bisher zurückgehalten. Entsprechend den in dieser Fortbildungszeitschrift vertretenen Grundsätzen wurde der Beitrag mit Ausnahme der original wiedergegebenen Zusammenfassung von der Schriftleitung übersetzt und überarbeitet. Er wendet sich nicht nur an die wenigen deutschen Computerbenutzer, sondern möchte mit seinem Gedankengut alle Meteorologen und Wetterberater ansprechen. Daß die Erfahrungen des Verfassers an anderen Rechnern gewonnen wurden als z. B. im Deutschen Wetterdienst, kommt diesem Bestreben eher zugute, als daß es stört.

Summary

A sketch is given of the main components of the Meteorological Office computer installation at Bracknell, England, and followed by reflections on the adjustment in attitude which will be required of meteorologists if they are to make full use of enormous computer power in research and the public service.

Einführung

Dieser Aufsatz wurde 1971 geschrieben, noch vor der Aufstellung des großen IBM-Rechners, der jetzt durch das Meteorological Office benutzt wird. Als ich ihn geschrieben hatte, kamen mir jedoch einige Zweifel, ob ich nicht übertriebene Erwartungen gehabt hätte, und ich zögerte, ihn zu veröffentlichen, bis ich positiv hätte beweisen können, daß die Entwicklung in der erwarteten Richtung verlief. Die

letzten drei bis vier Jahre haben indessen gezeigt, daß die Probleme so lagen, wie ich es mir dachte. So wird der Aufsatz in der damaligen Form erscheinen, abgesehen von der Einführung, welche den Umfang und die Erfüllung meiner Erwartungen auf den neuesten Stand bringt.

Vor 1955 führten die meisten Mitglieder des Meteorological Office ihre Rechnungen mit Bleistift und Papier unter Benutzung eines Rechenschiebers aus, und sie schätzten sich glücklich, Zugang zu einem Tischrechner zu haben, wenn die Aufgaben es verlangten. Seit 1955 hat das Amt 3 elektronische Rechner installiert und benutzt. Der erste, eine FERRANTI-MERCURY, 1957 installiert, verkörperte die Zunahme der Rechnerleistung durch einen Faktor von vielleicht 100, verglichen mit dem, was vorher verfügbar war.

Der zweite Rechner, eine ENGLISH ELECTRIC KDF 9, 1965 installiert, war ungefähr 30mal leistungsfähiger als die MERCURY.

Der dritte Rechner, im Dezember 1971 installiert, war vielleicht 90mal so leistungsfähig wie die KDF 9. Im Dezember 1974 wurde dieser Rechner, die IBM 360/195 durch eine IBM 370/158 erweitert, welche, obwohl langsamer als die 195, eine Art „virtuellen Speicher“ darstellt in der Absicht, die Arbeit zwischen beiden Rechnern zu teilen, wobei die 195 nur die größeren „jobs“ übernehmen soll. Verbindungen zwischen dem Hauptrechner und dem globalen Fernmeldenetz und mit Wissenschaftlern, welche den Rechner benutzen wollen, sind vorgesehen durch Satelliten-Rechner, durch Sichtgeräte, Lochkartenleser, Lochstreifenleser, Magnetbänder und Magnetplatten, während die Ausgabe für den menschlichen Leser in der Hauptsache über den Schnelldrucker und die Calcomp 1670 als Mikrofilm vor sich geht.

Die Computersprache auf der unteren Ebene ist der ASSEMBLER, die Hauptsprache auf höherer Ebene ist FORTRAN.

Die gesamte Anlage ist in einem speziell für diese Zwecke entworfenen Gebäude untergebracht mit genügend Platz zwischen den Stockwerken für die enorme Menge von Kabeln, die eine solche Anlage erfordert. Die Einheiten, welche den meisten Gebrauch vom eigentlichen Computer machen, sind durch die ganze Installation hindurch in anschließenden Stockwerken untergebracht. Große Aufmerksamkeit wurde dem „Layout“ gewidmet, so daß Gruppen von Leuten mit verschiedenen Aufträgen imstande sind, ihre Arbeiten durchzuführen, ohne sich gegenseitig zu stören. Mit solchen „Außenstellen“ wird ständig experimentiert, es werden neue hinzugefügt, andere weggenommen oder umgestellt, um die Kombinationen herauszufinden, welche für die Arbeitsbedingungen eines solchen Hauptzentrums für Vorhersage, Forschung und Fernübertragung ein Optimum darstellen. Die dabei zu lösenden Probleme sind keine der akademischen Welt, sondern ähneln mehr den Problemen, die in einem Zeitungsunternehmen oder bei den Stationen eines allgemeinen Krankenhauses vorkommen.

Die Zusammensetzung der neuen Anlage und der Anstoß für das fortschreitende Wachstum der Computerleistung in den letzten 20 Jahren kam in der Hauptsache von der Forschung in dy-

namischer Wettervorhersage her, so von SAWYER und BUSHBY (9) und von BUSHBY und TIMPSON (2), die darauf hinwiesen, daß man bedeutende wirtschaftliche Vorteile erringen kann, wenn es gelingt, mit numerischen Methoden die Entwicklung vereinfachter atmosphärischer Modelle vorherzusagen. Die bisherigen Betriebserfahrungen haben diese Erwartungen bestätigt, aber sie haben auch gezeigt, daß weitere Fortschritte nur im Gefolge noch höher entwickelter Modelle auftreten werden, welche wiederum eine noch größere Computerleistung erfordern, wenn die Lösung der resultierenden Gleichungen sich an das Wetter halten soll.

Studien der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation sind sogar noch weiter gegangen, seit sie darauf hinwiesen, daß ein realistisches globales Modell eine Computerleistung erfordert, welche die Leistung jeder bisher existierenden Anlage weit überschreitet.

Die Dynamiker, die 1955 mehr Computerleistung forderten, als damals verfügbar war, tun das daher auch heute noch. Für die Computerbenutzer auf anderen Gebieten indessen bedeutet die Ankunft der IBM 195 den Übergang von einer Zeit der Kargheit an Rechenhilfsmitteln zu einer Zeit des Überflusses. Dieser Aufsatz befaßt sich in der Hauptsache mit der Herausforderung an die britischen Meteorologen, ihre Gedanken und Methoden an Rechenhilfsmittel anzupassen, welche um einen Faktor 240 000 über das hinausgehen, was die meisten von ihnen 1955 erwarten konnten.

Der Ansporn für die Theoretiker der numerischen Vorhersage, von den Computer-Hilfsmitteln einen sehr wirksamen und wirtschaftlichen Gebrauch zu machen, wurde verstärkt durch die Tatsache, daß die ersten elektronischen Rechner ziemlich teuer waren, sowohl was die Anschaffung, als auch was den Betrieb und die Unterhaltung anlangte. Anders als sein Vorgänger, der Tischrechner, war der neue Computer unzuverlässig, erforderte, um ihn funktionsfähig zu halten, geschicktes technisches Spezialpersonal und war sehr schwierig zu benutzen. Wer ihn benutzen wollte, hielt sich mit seinen Forderungen streng an die rechnerische Aufgabe und war gewillt, jedwede Unbequemlichkeit auf sich zu nehmen, um die Aufgabe mit höchstmöglicher Geschwindigkeit zu erledigen.

Indessen hat das Wachstum der physischen Größe und des Personalbedarfs

von einem Computer zum nächsten nicht Schritt gehalten mit dem Wachstum der Leistung, weil diese, in Form von wachsender Geschwindigkeit, Speichervermögen und Zuverlässigkeit im Gefolge des Gebrauchs kleinerer Komponenten in physischen Einheiten von grob gesehen konstanter Größe verwirklicht werden konnte. Was einst ein teurer Bestandteil war, wurde jetzt billig, gemessen an den Kosten einer einzelnen Addition oder Multiplikation. Während der Numeriker noch eine hohe Prämie auf den Nutzeffekt des Computers setzen muß, sind viele seiner Kollegen, deren Ansprüche durch relativ winzige Beträge an Rechnerzeit befriedigt werden können, gut beraten, etwas weiter zu sehen, und einen kleineren Nutzeffekt hinzunehmen, dafür aber sparsamer zu wirtschaften mit den anderen Hilfsmitteln, den materiellen wie den menschlichen. Wenn dabei eine befriedigende Bilanz gefunden werden kann, dann wird man die immer wiederkehrenden Aufgaben der Meteorologen auf den Computer nehmen können, und es bleibt mehr Zeit für die eigentliche Arbeit, die Einsicht, Intelligenz und Urteilsvermögen erfordert und den Einsatz eines Fachmeteorologen verlangt.

Die Überlegungen beim Aufstellen dieser Bilanz, die in den folgenden Abschnitten besprochen werden sollen, führen in überraschendem Ausmaß auf die Lösung von Problemen der Kommunikation.

1. Kommunikation von Daten zum Computer in Formen, die für hohe Verarbeitungsgeschwindigkeiten geeignet sind.
2. Kommunikation der Absichten des Benutzers zum Computer in Termen, die jeden denkbaren Zusammenhang berücksichtigen, der bei den hohen Geschwindigkeiten, schneller als der menschliche Gedanke, auftreten kann.
3. Kommunikation der Computer-Ergebnisse zum Meteorologen.
4. Kommunikation der Computer-Ergebnisse durch den Meteorologen an seine Kollegen.
5. Kommunikation nutzbarer Computer-Ergebnisse durch Meteorologen an die Allgemeinheit.
6. Mathematische und statistische Probleme usw., welche zwar schon immer existierten, aber als unwichtig im Hintergrund standen, bis sie plötzlich vordergründig wurden als Hindernisse bei computergerechter Forschung.

1. Die Kommunikation von Daten zum Computer

Daten für den Gebrauch bei der Kurzfristvorhersage kann man auf die IBM 195 übertragen durch direkte Verbindung mit Satellitenrechnern, die auf den Auszug von Daten aus den globalen Fernmeldekanälen programmiert sind. Die Übertragung geschieht ohne menschliches Zutun. Die Inangasetzung dieses automatischen Systems hängt nicht nur von der Lösung des Programmierproblems in Bracknell ab, sondern auch von einer Übereinkunft von Meteorologen in aller Welt über international vereinbarte Normen der Übermittlung. Bis dahin werden die Daten auf Lochstreifen aufgenommen und nach Durchsicht und manueller Sortierung in den Computer eingegeben. Der unmittelbare Zweck dieser Daten ist natürlich ihr Gebrauch bei der Kurzfristvorhersage mit numerischen oder traditionellen Methoden, die Übermittlung an andere internationale Datenzentren und die Verarbeitung beim Gebrauch für Veröffentlichungen, bei Langfristvorhersagen usw. Haben die Daten diesen speziellen Zwecken gedient, dann gehen sie über in die Verantwortung des „Systems Development Branch“. Manche werden auf einer umfassenden Datenbank unbegrenzt aufbewahrt in Formen, die für den Gebrauch in der Klimatologie oder in der Forschung geeignet sind.

Dabei ist beabsichtigt, daß eine solche Datenbank auch Daten aus früheren Jahren enthalten sollte, umgeschrieben und festgehalten auf Computermedien wie z. B. Magnetbändern. Obwohl es erhebliche Schwierigkeiten gibt, Daten in Formen zu bringen, die sowohl für unmittelbaren Zugriff als auch für lange Speicherung geeignet sind, sollte eine solche Datenbank ein wertvoller nationaler Vermögensbestandteil werden.

Eine Datenbank etwas kleineren Maßstabs wurde in den letzten 20 Jahren auf dem Gebiet der Langfristvorhersage aufgebaut. Hier werden Daten benötigt, die nur zum kleinen Teil aus den laufenden Übermittlungen genommen werden können. Die meisten dieser Daten wurden aus alten Aufzeichnungen manuell ausgezogen und auf Lochkarten übertragen, oder sie wurden durch Kauf oder Austausch erhalten. Sie bilden jetzt die Datenbank, die auf Magnetbändern und Magnetplatten liegt und durch CRADDOCK (3) beschrieben wurde.

Der Aufbau einer Datenbank erfordert mehr als ein einfaches Sammeln einschlägiger Daten. In Wirklichkeit sind

die Aufgaben der Umwandlung solcher Daten in Standardeinheiten und Standardformate und bis zu einem gewissen Grade das Aufdecken und Ausmerzen schwerwiegender Fehler und Lücken beachtlicher als allgemein bekannt. Die langfristige Datenbank, die ca. 50 Millionen Daten in einem, zwei oder drei Standardformaten aus Quellen in Großbritannien, Deutschland, Japan und den Vereinigten Staaten enthält, vereinigt vielleicht 90% aller voneinander unabhängigen Messungen, die in den letzten 100 Jahren gemacht worden sind, und die für großräumige Wetterprozesse mit Einfluß auf die Britischen Inseln einschlägig sind.

Die Ansprüche der Klimatologie an diese Daten sind etwa von derselben Art, aber während die Zahl der potentiell verwendbaren Daten dafür sehr groß ist, befindet sich der Prozeß ihrer Umwandlung in Standard-Medien und -Formate und die Prüfung auf Fehler erst im Anfangsstadium.

2. Die Kommunikation zwischen dem Meteorologen und dem Computer

Während die ersten Computerbenutzer darauf gefaßt waren, einen großen Teil ihrer Zeit auf die Erlernung fremder und kurzlebiger Sprachen zu verwenden, um den größten Nutzeffekt bei der eigentlichen Berechnung zu erhalten, müssen die Rechnerkosten jetzt gegen die seltene und teure Kraft des menschlichen Gehirns gewogen werden. Ein Schema, welches vom Standpunkt des Rechners aus hoch wirtschaftlich aussieht, kann in Wirklichkeit sehr kostspielig sein, wenn es unvernünftige Ansprüche an die Männer und Frauen stellt, die damit arbeiten müssen. Mit der IBM 195 kann eine ansehnliche statistische Berechnung nur wenige Sekunden Rechnerzeit erfordern, und es müssen daher Mittel der Eingabe von Instruktionen in den Rechner gesucht werden, welche robust sind, leicht anzuwenden für normale Meteorologen und beliebig wiederholbar.

Ein sehr wichtiger Fortschritt liegt für die Basisprogrammierung im Ersatz der hochspezialisierten Maschinen-codes durch Programmiersprachen wie FORTRAN und ALGOL. Der Gebrauch solcher Sprachen, die es ermöglichen, Programme von einem Computer zum anderen zu übertragen, hat wichtige Folgerungen für den internationalen Austausch und liefert das Element einer zeitlichen Stabilität. Dieser Gesichtspunkt ist wichtig, wenn sich hochentwickelte Anwendungen des Computers auszahlen sollen.

Ein gleichermaßen wichtiger Fortschritt auf anderer Ebene liegt in der Entwicklung von Modul-Programmen wie die METO-Sprache nach CRADDOCK und FREEMAN (7) oder das biologische Programmpaket von DAVIES (6). Sie gestatten es, ein Problem innerhalb eines bestimmten Gebiets zu lösen durch Gebrauch einer passenden Folge vorher vorbereiteter Moduln. Die Regeln für das Aufrufen der Moduln sind nicht solchen Zwängen unterworfen wie bei einer Programmiersprache auf der Ebene von FORTRAN. Sie können auf den Benutzerkreis zugeschnitten werden, wobei Definition und Programmierung jedes Moduln nur einmal erfolgt, auch wenn der Modul einige tausend Mal gebraucht werden sollte.

Wenn eine Gruppe von Meteorologen ein bestimmtes Arbeitsverfahren entwickelt hat, dann scheint es, daß Rechnungen praktischer und mit weniger Aufwand durchgeführt werden können durch Benutzung einer Folge von Programm-Moduln mit passenden Parametern als durch Programmierung jeder neuen Rechnung von Grund auf über FORTRAN oder ALGOL. Es ist ein Anfangsaufwand notwendig, die verschiedenen Moduln bereitzustellen. Allerdings muß man zugeben, daß die Zweckbestimmung eines leicht verständlichen und wirksamen Moduln in der Hand von Leuten, die ihn benutzen sollen, ihre eigenen Probleme hat. Immerhin war die Arbeit des Programmierens und der Beschreibung von Moduln, die das Gebiet der synoptischen Klimatologie erfaßten, während der Lebensdauer der KDF 9 fast völlig fertig geworden, und für mehrere Jahre danach hatten Arbeiten auf diesem Gebiet den Vorteil, eine Computersprache benutzen zu können, die so leicht war, daß ein Neuhinzukommender imstande war, ein einsatzfähiges Programm bereits am Nachmittag des Tages zu schreiben, an dem er sein Amt übernahm.

Mit der Inbetriebnahme der IBM 195 wurden alle METO-Moduln, die sich bewährt hatten, auf FORTRAN zurückprogrammiert. Dabei konnte letztmalig die Definition geändert werden, so daß der Übergang auf den neuen Computer und seine Nachfolger vollzogen werden konnte, ohne daß ein Klimatologe neue Übereinkünfte hätte studieren müssen.

Überlegt man sich dieses Problem der Kommunikation mit dem Computer, dann ist es angebracht, den Ratschlag wieder zu erwähnen, den DAVIES (6) gegeben hat: „Es ist zu hoffen, daß der Leser immer daran denkt, daß für

den Biologen die Rechnung immer nur ein Mittel zum Zweck ist mit dem realen Ziel einer etwas besseren Einsicht in ein biologisches Problem.“ Das gilt auch für die Meteorologen, und es scheint, daß die Aufklärung im Gebrauch der Modul-Programm-Technik es jetzt den meisten Meteorologen ermöglichen wird, weniger Zeit zu verwenden auf die Eingabe von Instruktion in den Computer wie es gegenwärtig der Fall ist, dafür aber mehr Zeit auf die Deutung der Resultate und auf den Zweck ihrer Berechnungen.

Die Dokumentation von Computer-Anwendungen ist ein Spezialgebiet, auf dem es Fortschritte geben muß schon bevor der neue Computer ausgeschöpft werden kann. Die Firma IBM nimmt die Frage der Dokumentation sehr ernst und ist daher einer der großen publizistisch tätigen Konzerne der Vereinigten Staaten, aber der Meteorologe, der ihre Literatur benutzt, wird einfach erschlagen durch den hohen Anteil von Fakten in diesem weitgespannten Dokumentations-Angebot, welche ohne denkbaren meteorologischen Interesse sind. Andere Computer-Hersteller scheinen in derselben Lage zu sein, und es wird vielleicht keine ideale Lösung geben. Aber es gibt ein weites Feld für Forschungen, um herauszufinden, welche Möglichkeiten, in FORTRAN oder anderen Computersprachen zweckmäßig sein werden für die verschiedensten meteorologischen Anwendungen und für ein Handbuch, das nur diese Anwendungen enthält und keine anderen. Die Entwicklung der Modul-Programm-technik sollte auch auf dem Gebiet der Dokumentation weiter helfen, da ein guter Programm-Modul, einmal gefunden, eine genügend lange Lebensdauer haben wird, um eine klare Beschreibung zu rechtfertigen.

Es scheint eine allgemeine Regel zu sein, daß es weit leichter ist, zum Paket der Computer-Software eine neue Möglichkeit hinzuzufügen, als eine unzureichende auszumerzen, so daß die Pakete immer dazu neigen, mit Überbleibseln aus der Vergangenheit belastet zu werden. Der Wechsel zur IBM 195 schafft für alle, die einen kühlen Blick auf Vergangenes werfen können, eine Gelegenheit, alte Fehler zu bereinigen.

3. Kommunikation zwischen Computer und Meteorologen

Der Zeilendrucker ist ein so wirksames Mittel, Zahlen aus dem Computer in lesbarer Form auszugeben, daß die

meisten Computerbenutzer verwirrt werden, nicht durch zu wenig Ausgabe, sondern durch zu viel. Es ist ein natürliches Bestreben des Benutzers, jede Zahl, die der Computer gefunden hat, und die irgend einen denkbaren Wert haben könnte, auch auszudrucken mit dem Ergebnis, daß Berge von bedrucktem Papier erzeugt werden, die nach geringer oder gar keiner Untersuchung einfach abgelegt werden.

Die Ausgabe der CALCOMP 1670 auf Mikrofilm eröffnet ein vielversprechendes Angebot auf die Herstellung von Karten oder anderen zeichnerischen Darstellungen, die visuell als Ganzes studiert werden müssen, aber das Problem der Ausgabe signifikanter Ergebnisse einer extensiven statistischen Untersuchung, die irgendwo in einer Menge unwichtiger Zahlen stecken, wird damit nicht gelöst, auch nicht das Problem der Aufbewahrung der Resultate für einen zukünftigen Gebrauch im Computer. Für solche Zwecke liegt der Fortschritt in Richtung auf eine feinere Computer-Ausnutzung, indem das, was eine erste flüchtige Prüfung der Resultate wäre, auf den Computer übernommen wird. Dann werden nur die Ergebnisse, welche die Prüfung bestanden haben, ausgedruckt, und Resultate, die vielleicht die Zukunft benötigt, werden in Standardformaten auf Magnet-Trägern zurückgehalten.

4. Kommunikation zwischen dem Meteorologen und seinen Kollegen

Die Einrichtung einer wirksamen Kommunikation zwischen Meteorologen und Computer kann zu einem explosiven Anwachsen der Zahl der wissenschaftlichen Abhandlungen führen (3). Zur selben Zeit kann sie ein breit gestreutes Material liefern, das veröffentlicht werden sollte, um anderen Meteorologen zu nützen, aber schwer zu veröffentlichen ist, etwa Computer-Programme oder Umengen von geprüften und standardisierten Daten. Das Problem der Veröffentlichung von Information, die für die Meteorologie wichtig ist, aber nicht an den üblichen Stellen gefunden wird, berührt auch die mathematischen und statistischen Themen, die in Abschnitt 6 erwähnt werden. Es sind Themen, für welche die einschlägigen Arbeiten in ungebrauchlichen Zeitschriften erscheinen, verborgen und umgeben von anderen Themen. Die Blockierung in der Kommunikation entsteht nicht so sehr aus dem Umfang einschlägiger Information, obwohl dieser beträchtlich sein kann, als vielmehr aus der Zerstreuung

über viele Quellen und der Verdünnung durch nicht einschlägige Materie, welche die Auffindung meist unmöglich macht. Es wurde jedoch ein vielversprechendes neues Kommunikationsmittel eröffnet durch das computergerechte „*cataloguing and retrieval system*“, das für den meteorologischen Gebrauch im WWW Planning Report No 34 (10) veröffentlicht wurde. Das System wurde bereits benutzt, um einen Katalog herzustellen über Literatur, Daten, Computer-Programme und sonstige Information über langfristige Witterungsvorhersage, welcher auf Anforderung durch einen Computer dupliziert, durchmustert und sortiert werden kann.

5. Kommunikation zwischen dem Meteorologen und der Öffentlichkeit

Ist der Meteorologe so geschickt in der Computer-Anwendung, daß er vermeiden kann, mit bedrucktem Papier überschwemmt zu werden, so sollte er auch genügend Einsicht besitzen, um zu vermeiden, daß dasselbe mit der Öffentlichkeit geschieht. Ein Beispiel soll diesen Punkt erläutern: Dank der vorsorglichen Übertragung deutschen klimatologischen Materials auf Lochkarten hat der meteorologische Dienst in Deutschland in der „Deutschen Klimakunde“ einen großen Band meteorologischer Statistik veröffentlicht, wie er kaum seinesgleichen in irgend einem anderen Land findet. Ein britischer Meteorologe, der Daten für London Airport und die IBM 195 benutzt, wird bald in der Lage sein, für diese Station eine umfassendere Statistik mit höherer Information zu gewinnen als für irgend eine Station der „Klimakunde“, und bei dieser Tätigkeit wird sich neben dem publikationsreifen Material dreierlei zeigen:

- a) Die Daten für London Airport sind in einem für hochentwickelte statistische Analysen geeigneten Zustand,
- b) Die Computer-Programme für solche Analysen arbeiten wirksam,
- c) Die statistischen Verfahren für die Interpretation solcher Analysen sind bereits entwickelt.

Diese Fakten können für viele Leute wichtig sein, welche sich nicht mit einem britischen Äquivalent zur „Klimakunde“ befassen wollen, weil Daten für London Airport für manche anderen Zwecke nützlich sind, weil statistische Programme auf Daten anderer Stationen angewandt werden können, und weil die Bekanntgabe solcher Fakten nicht von der Veröffentlichung eines Ausschnitts aus den Resultaten

abhängen sollte. Bei der Veröffentlichung sollte man dem Publikum sagen, welche Stationen Daten besitzen, in einer für Analysen aufbereiteten Form, und welche Typen von Analysen beigesteuert werden können, da dann auf Anforderung für jede Station mit geeigneten Daten eine Analyse leicht bearbeitet werden kann. Allgemein sollte dem Gebrauch der IBM 195 nicht so sehr ein Anwachsen der Routinepublikationen folgen — das könnte, wenn ungeprüft, ohne allen Grund leicht erweitert werden —, sondern eine *wachsende Veröffentlichung dessen, was man bei geringen Kosten tun kann*.

6. Mathematische, statistische und andere Probleme

Hat man eine gut ausgestattete Datenbank und ein gutes Modul-Programm-Paket, dann kann ein Klimatologe mit Leichtigkeit 1000mal mehr Ergebnisse erzielen, etwa Korrelationskoeffizienten, als er es in den Tagen des Tischrechners fertig gebracht hätte. Er wird finden, daß unter 1000 Resultaten gut über 50 sind, welche die 5%-Signifikanzgrenze überschreiten, aber er hat noch zu entscheiden, welche davon ihm glaubwürdig erscheinen, und ob die Häufigkeitsverteilung seiner Resultate auch Züge aufweist, die über eine reine Zufallsverteilung hinausgehen. In manchen Fällen, wie in einer Arbeit von CRADDOCK und WARD (8) können signifikante Ergebnisse gefunden werden, weil sie in ein erkennbares Muster fallen, und in anderen Fällen, etwa bei der Groß-Raum-Komponenten-Analyse von CRADDOCK und FLOOD (4) erfordern meteorologische Gründe ein Signifikanz-Niveau unter Verhältnissen, für welche die gegenwärtige statistische Theorie nur wenig Anhaltspunkte liefert.

Wo die meteorologische Praxis anfängt, Probleme in Mathematik und Statistik aufzuwerfen, die nicht durch bestehende Theorien abgedeckt sind, kann man befriedigende Antworten oft durch „*Monte-Carlo-Methoden*“ erhalten, die von der Erzeugung von Serien von Zufallszahlen abhängen. BARTELS (1) beleuchtet ein solches Verfahren, das sich oft als erfolgreich erwiesen hat, während CRADDOCK und FLOOD (5) ebenfalls die Ausdehnung einer wohlbekannten statistischen Methode auf die meteorologische Praxis zeigen.

7. Probleme der Logistik

Die unglaublich komplizierten Rechnungen bei der numerischen Vorhersage besitzen die Eigentümlichkeit, daß sie, einmal in Gang gesetzt, die

IBM 195 eine beachtliche Zeit beschäftigen, von wenigen Minuten bis zu einer Stunde und mehr. Rechnungen für die meisten anderen Aufgaben dagegen sind vergleichsweise so einfach, daß sie diesen Computer nur für wenige Sekunden beschäftigen. Der Beginn solcher Rechnungen wurde um die Zeit zurückgehalten, die gebraucht wird, um die Daten vorzubereiten und um die Zeit, die nötig ist, um die Programme in Gang zu setzen. Mit der Organisation von Spezialdatenbanken, wie z. B. für die Zwecke der Langfristvorhersage und von Modul-Programm-Paketen wie dem METO-System kommt keine dieser Grenzen zum Tragen, und kleine Berechnungen können in einem Ausmaß von Hunderten pro Tag begonnen werden. Dann wird die Organisation des praktischen Zugriffs zum Computer wichtig, und es zeigt sich, daß die IBM 195-Installation gut geplant war, so daß Ingenieure, Operateure und Benutzer ihre arbeitsartigen Aufgaben erledigen können ohne Überschneidung und Kreuzung der gegenseitigen Wege.

Indessen tritt ein weniger leicht zu behandelndes Problem auf, wenn eine uneingeschränkte Benutzung (random use) erfolgen soll mit wertvollen Daten, die in hochkonzentrierter Form, z. B. auf Magnetband, gespeichert sind. Es dauert nämlich im Durchschnitt 5 bis 10 Minuten, ein Magnetband aufzulegen und spezifische Daten in den Computer einzulesen, auch wenn die Rechnungen, die mit diesen Daten dann vorgenommen werden, nur wenige Sekunden in Anspruch nehmen. Wenn z. B. 50 Anforderungen auf Rechenzeit Daten benötigen, die auf verschiedenen Bändern liegen und innerhalb von 5 Minuten ankommen, dann wäre eine Warteschlange für das Auflegen der Bänder notwendig, auch wenn die Rechnungen selbst überhaupt keine Zeit erforderten und die Benutzer, deren Bänder ans Ende der Warteschlange kamen, sich gegen die Verzögerung auflehnen würden. Diese Schwierigkeit kann verkleinert werden durch eine überlegte Handhabung der Datenbank mit der Doppelung der wesentlichen Daten so, daß die meisten Anforderungen aus einem Sachgebiet Daten aus derselben Gruppe von Bändern benötigen, ebenso dadurch, daß man verschiedenen Gruppen von Benutzern Priorität zu verschiedenen Tageszeiten gibt.

Nichtsdestoweniger ist kaum zu sehen, wie man das Problem mit den Mitteln der gegenwärtigen Technologie eliminieren soll, und es kann leicht so bleiben, daß man den totalen

Durchlauf durch die IBM 195 begrenzen muß, wenn alle anderen Hindernisse für Hochgeschwindigkeitsrechnung beseitigt worden sind.

8. Weiterer Ausblick

Unmittelbar anwendbar ist der Computer für Aufgaben, die bereits scharf umrissen sind und für solche, die ohne große Änderung im Charakter durch Computermethoden besser erledigt werden können. Das nächste Stadium umfaßt zweierlei: *Sich mit dem Computer vertraut machen und geistige Haltungen und Hemmungen, die in der Vor-Computerzeit entstanden sind, aufgeben.*

Z. B. basiert die in langer Zeit aufgebaute Organisation einer Bibliothek auf einem Kartenindex, der für manuelles Lesen und Sortieren geeignet ist, der seiner Natur nach leicht dupliziert werden kann, und der auch erweitert werden kann, um mehr Information aufzunehmen. Ersetzt man diesen Katalog durch einen anderen, der auf ein Computermedium aufgebaut ist, z. B. auf Magnetband, dann können nicht nur Suchaktionen ausgeführt werden in einer Weise, die mit Karten-Katalogen unmöglich sind, auch der Katalog kann gedoppelt werden, zur Sicherung und als ein Mittel zur Verteilung wertvoller Information an interessierte Wissenschaftler und Institute. Der „World Weather Planning Report No. 34“, der ein computergerechtes „cataloguing and retrieval system“ meteorologischer Literaturangaben für die Meteorologische Weltorganisation (WMO) beschreibt, ist ein Hinweis, daß ein solches System weder zu kompliziert, noch sehr schwierig zu handhaben ist. Das einzige *Hindernis für den Fortschritt* ist nicht das technische Problem, sondern *die Tatsache, daß die meisten Bibliothekare offensichtlich noch nicht daran gedacht haben, daß ein Katalog auf diese Art benutzt werden kann.*

9. Schlußfolgerungen

Am Ende dieser Ausführungen über den neuen Computer, der 240 000 mal leistungsfähiger ist als der Tischrechner von vor 20 Jahren, sollte man daran denken, daß einst der Ersatz des Pferdes als Antrieb durch eine Verbrennungsmaschine von vielleicht 50facher Leistung auch Änderungen im Aussehen des Wagens hervorgebracht hat. Sie haben nahezu 100 Jahre gebraucht, um eine Quasistabilität zu erreichen. Auch wenn wir lernen, unsere Ideen schneller anzupassen als unsere Eltern und Großeltern, wird der Anstoß des Computers an die Gesell-

schaft sicher nicht kleiner sein als der des Automobils, und seine Folgen werden Jahre brauchen, um sich auszuwirken. Wir müssen den Fortschritt durch „Versuch und Irrtum“ erwarten, und einige der Fehler werden teuer sein, so wie es im Lauf der Geschichte war. Nichtsdestoweniger eröffnet der Computer die Möglichkeit für die Meteorologen, den größten Teil sturer Routinearbeit abzustößeln und die geistigen Fähigkeiten für die eigentlichen Probleme zu verwenden, die nach menschlicher Einsicht rufen, wie sie nur ein Wissenschaftler einsetzen kann.

Das wurde vor drei Jahren geschrieben, und seither verlief die Entwicklung in den vorhergesagten Bahnen, wenn auch der Fortschritt manchmal langsamer und manchmal schneller war als man hätte erwarten können. In Bezug auf die langfristige Arbeit scheint die Idee einer Datenbank, die allen interessierten Wissenschaftlern zugänglich ist, Wurzel geschlagen zu haben. Anforderungen solcher Daten von Universitäten und anderen meteorologischen Diensten laufen jetzt wöchentlich ein. Das METO-System der Modul-Programme für die KDF 9 ist unter dem Namen METOCODE in ein System auf FORTRAN-Basis umgewandelt worden; es ist geplant für die Anpassung an Computer jeder Herkunft und brauchbar für Wissenschaftler in allen Teilen der Welt. In dieser Form arbeitet das System bereits an verschiedenen Universitäten und überseeischen meteorologischen Diensten.

Obwohl nun der Fortschritt auf breiter Front sich durchgesetzt hat, haben die Wissenschaftler, die sich mit Klimatologie, mit Langfristvorhersage und mit langsamen atmosphärischen Änderungen befassen, nur langsam die Folgerungen daraus gezogen. Wenn mit METOCODE in irgend einem Maßstab auf diesen Gebieten Rechnungen durchgeführt werden sollen, dann erfordert diese Arbeitsform ein Rückwärts-Uberdenken der gesamten Strategie der Forschung. Der Wissenschaftler, befreit von der Notwendigkeit, seine Forschung an seine Computerleistung anzupassen, kann mehr Zeit auf das Sammeln und Prüfen der Originaldaten verwenden, bei alten Niederschlagsaufzeichnungen zum Beispiel. Er kann sich nach besseren statistischen Methoden umsehen und sie anwenden, das Risiko, daß seine Ergebnisse dem Zufall zuzuschreiben sind, kann er reduzieren. Er kann Resultate erzielen, welche enger mit den Bedürfnissen des Kunden ver-

knüpft sind, gegeben durch die Welligkeit des Computers, anstatt sich zufrieden zu geben mit der Veröffentlichung von Standard-Statistiken, die man auch mit weniger flexiblen Hilfsmitteln produzieren kann.

Die Anpassung der Analysemethoden und der Analyseergebnisse an die neue Macht, das ist die überragende Herausforderung des Computers.

10. Literatur

- (1) BARTELS, J.: Anschauliches über den Statistischen Hintergrund der sogenannten Singularitäten im Jahresgang der Witterung. *Ann. Meteor.* 1 (1948), S. 106—127.
- (2) BUSHBY, F.; TIMPSON, M.: A 10-level model and frontal rainfall. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 93 (1967), S. 1—17.
- (3) CRADDOCK, J.: Work in synoptic climatology with a digitized data bank. *Meteor. Mag.* 99 (1970), S. 221—232.
- (4) CRADDOCK, J.; FLOOD, C.: Eigenvectors for representing the 500 mb geopotential surface over the Northern Hemisphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 95 (1969), S. 567—593.
- (5) CRADDOCK, J.; FLOOD, C.: The distribution of the statistics in small contingency tables. *J. appl. Statist.* 19 (1970), S. 173—181.
- (6) DAVIES, R.: *Computer Programmes in Quantitative Biology*. London, New York, Academic Press 1971.
- (7) CRADDOCK, J.; FREEMAN: The METO computer language. *J. appl. Statist.* 16 (1967), S. 120—123.
- (8) CRADDOCK, J.; WARD: Some statistical relationships between temperature anomalies in neighbouring months in Europe and Western Siberia. *Meteor. Off. Scient. Pap. No. 12* (1962).
- (9) SAWYER, J.; BUSHBY, F.: A baroclinic model atmosphere suitable for numerical integration. *J. Meteor.* 10 (1953), S. 54—59.
- (10) World Weather Watch Planning Report No. 34 (1974):
CRADDOCK, J.: The Storage Cataloguing and Retrieval of Meteorological Information. (WMO Sekretariat Avenue Giuseppe Motta, Genf, Schweiz). 234 S.

J. M. CRADDOCK,
United Kingdom Meteorological
Office, Bracknell, Berks.,
England

GARP

GARP Second Objective: Climate

Zielsetzungen von GARP

1967 wurde von der WMO und dem ICSU damit begonnen, ein internationales Programm zur Erforschung der gesamten Atmosphäre der Erde zu entwickeln. Anstoß zu diesem Entschluß waren sicher die überraschenden Ergebnisse numerischer Modelle der allgemeinen Zirkulation, die bei vorgegebener Ozeanoberflächentemperatur und Bewölkung, aber nahezu beliebigen Anfangsbedingungen — trockene, ruhende Atmosphäre beliebiger Temperatur — nach einer Relaxationszeit von einigen hundert Tagen ein Windfeld und Felder der Zustandsgrößen der Atmosphäre lieferten, die den beobachteten Feldern sehr ähnlich waren.

Das internationale Programm heißt **GARP** — **Global Atmospheric Research Programme**. Die Zielsetzung des Programms war definiert: „to study those physical processes in the troposphere

and the stratosphere that are essential for an understanding of:

- (a) *The transient behaviour of the atmosphere as manifested in the large-scale fluctuations which control changes of the weather: this would lead to increasing the accuracy of forecasting over periods from one day to several weeks.*
- (b) *The factors that determine the statistical properties of the general circulation of the atmosphere which would lead to a better understanding of the physical basis of climate.*

Erstes Ziel von GARP war es damit, Modelle der Atmosphäre zu entwickeln, in denen die subskaligen Prozesse und die irreversiblen Prozesse möglichst gut beschrieben werden. Ausgehend von einem guten Anfangsfeld — mit möglichst dichtem Meßnetz und möglichst exakten Messungen — soll ein solches Modell dann die Vorausbe-

rechnung der Felder des Windes und der Zustandsgrößen über einen Zeitraum erlauben, der die gegenwärtig gegebene Vorhersagezeit deutlich überschreitet.

Dem Verständnis subskaliger konvektiver Prozesse in den Tropen und damit der Verbesserung der Modelle bezüglich solcher Erscheinungen diene **GATE**, das **GARP Atlantic Tropical Experiment**, und der Gewinnung des „guten“ Anfangsfeldes soll 1978/79 das **FGGE** — **First GARP Global Experiment** — dienen, wozu neben den Routinebeobachtungen auch zusätzliche Satelliten, Bojen- und Ballonsysteme eingesetzt werden müssen. Auch wenn eine Möglichkeit, subskalige Prozesse mit Hilfe der für die Gitterpunkte des Modells vorliegenden (skaligen) Feldgrößen zu beschreiben, nicht für alle Prozesse bestehen muß, so ist doch der Weg, zu einem realistischen Modell zur Erreichung des ersten GARP-Zieles zu kommen, vorgezeichnet.

Die bestehenden Modelle zeigen aber auch, daß unvermeidliche Meßfehler und die Maschenweite des Beobachtungsnetzes, d. h. das unzureichend bekannte Anfangsfeld, den Vorhersagezeitraum auf 1 bis 2 Wochen beschränken werden. Sind die irreversiblen Prozesse im Modell ausreichend beschrieben, dann sind die für größere Zeiträume vorhergesagten Felder zwar klimatologisch vernünftig, zeigen aber keine Abhängigkeit von den Anfangsfeldern. Ist dies eine Folge der unzureichend bekannten Anfangs- und vielleicht auch Randbedingungen, dann ist es sinnvoll, jene Felder als zufällig und nur statistisch beschreibbar anzusehen und das *statistische Verhalten der Atmosphäre als Klima* zu bezeichnen; neuere Arbeiten definieren das Klima auch in ähnlicher Weise.

In die GARP-Zielsetzungen war daher schon 1967 auch das Studium jener Prozesse aufgenommen, die die statistischen Eigenschaften der allgemeinen Zirkulation bestimmen, um damit zu einem besseren Verständnis der physikalischen Grundlagen des Klimas zu kommen. Mit zunehmender Festlegung des FGGE-Programms begann daher auch die Diskussion über jene zweite Zielsetzung von GARP, über das Studium des Klimas. 1971 wurde in Stockholm ein Seminar „Study of Man's Impact on Climate“ durchgeführt, 1972 tagte eine UNO-Konferenz in Stockholm, die ähnliche Fragen auf politischer Ebene diskutierte, und schließlich wurde 1974 erneut eine Konferenz in Stockholm durchgeführt, auf der über die physikalischen Grundlagen

von Klima und Klimamodellen diskutiert wurde.

Unzweifelhaft stellt die letzte Konferenz einen deutlichen Fortschritt dar: an Stelle der Spekulation über Klimaänderungen und deren Ursachen tritt mehr und mehr das Bestreben in den Vordergrund, das Klima als einen statistischen Prozeß aufzufassen und mit solchen Prozessen zukommenden Methoden zu beschreiben; Versuche, das Klima einfach durch eine entsprechend langzeitige Integration von Zirkulationsmodellen zu beschreiben, sind nicht mehr so dominierend wie früher.

Klimabeschreibung

Will man das Klima simulieren, muß man es kennen, d. h. quantitativ beschreiben, um beobachtetes und berechnetes Klima vergleichen zu können. Das *Klima als Statistik der Atmosphäre zu definieren*, ist sehr weitgefaßt, vereinfachende Statistik ist sicher notwendig. Zur einfachen Beschreibung z. B. des Klimas von Offenbach könnte man ausgewählte Größen: Niederschlag, Temperatur, Bedeckung und die Horizontalkomponenten des Windvektors als Komponenten eines Zufallsvektors auffassen. Die Wahrscheinlichkeitsverteilung dieses Vektors könnte das Klima definieren, obwohl damit wichtige Eigenschaften, wie z. B. die Dauer von Trockenperioden im Sommer u. ä. noch nicht erfaßt werden. Nimmt man vereinfachend an, daß jene Verteilung durch die ersten und zweiten Momente ausreichend beschrieben wird, dann genügt es, *Mittelwerte, Varianzen und Kovarianzen* abzuschätzen, wobei z. B. die Kovarianz Niederschlag-Temperatur bereits von KÖPPEN als wesentliches Klimamerkmal herangezogen wurde: ihr Vorzeichen unterscheidet Sommer- und Winterregengebiete.

Das Klima der Bundesrepublik könnte entsprechend durch die Wahrscheinlichkeitsverteilung des aus den 5 Beobachtungsgrößen der n Klimastationen zu bildenden $n \times 5$ dimensionalen Zufallsvektors beschrieben werden. Beschränkt man sich wiederum auf die ersten und zweiten Momente, so treten jetzt auch Zweipunkt-Korrelationen hinzu.

Die zeitliche Analyse der Varianzen und Kovarianzen eines Ortes liefert ihre spektrale Dichte im Frequenzraum, die räumliche Analyse — für ein Gebiet — die spektrale Dichte im Wellenzahlraum, so daß eine objektive Darstellung eines wesentlichen Aspektes des Klimas möglich wird. Das gleiche gilt für das Klima der

gesamten Erde, und eine weitere Betrachtung muß zeigen, welches Gewicht allen möglichen 1. und 2. Momenten für das Klima zukommt; Telekonnectionen werden aber damit bereits erfaßt sein.

Bei der Analyse der bekannten Zustände der Atmosphäre wird mitunter versucht, eine Antwort auf die Frage zu finden, ob unser *Klima transitiv, intransitiv oder almost-intransitiv* ist, wobei ein transitives Klima eine vom Anfangszustand des Modells unabhängige Statistik, ein intransitives Klima eine vom Anfangszustand abhängige Statistik aufweist, während ein Klima als almost-intransitiv bezeichnet wird, wenn es für sehr lange Zeit eine konstante Statistik zeigt, dann aber auch in einen Zustand mit geänderter Statistik fallen kann. Diese von LORENZ eingeführte Unterscheidung möglicher verschiedener Statistik des thermodynamischen Systems der Atmosphäre hat großen Erkenntniswert und wird sehr nützlich sein bei der Bewertung von Ergebnissen von Modellen. Es ist jedoch schwer verständlich, wie aus Beobachtungsergebnissen eines begrenzten Teils einer Realisation auf die Eigenschaften des Prozesses geschlossen werden kann, d. h. wie man aus vorliegenden endlichen Beobachtungsreihen auf den im obigen Sinne definierten Charakter unseres Klimas schließen kann.

Klimamodelle

Setzt man voraus, daß Klima durch Wechselwirkungen zwischen fester Erde, Kryosphäre, Ozean, Atmosphäre und Biomasse bestimmt wird, so müßte ein vollständiges Klimamodell die Entwicklung des Planeten Erde nachvollziehen, ein sicherlich in absehbarer Zeit nicht realisierbares Vorhaben. Vernünftig erscheint es, zunächst das Verhalten eines Modells der Atmosphäre zu untersuchen, für die Ozean, Kontinente und Eisfelder Randbedingungen sind und analog für Ozean und Kryosphäre zu verfahren und später diese drei Sphären in einem gemeinsamen Modell zu untersuchen. Eine zunächst getrennte Behandlung von Ozean und Atmosphäre bietet sich an, da sich beide Systeme wesentlich voneinander unterscheiden. Die Atmosphärenmodelle haben eine Relaxationszeit von einigen hundert Tagen, Ozeanmodelle haben eine solche von wenigstens einigen hundert Jahren. Will man Prozesse, wie sie den Zyklonen in der Atmosphäre entsprechen, in einem Ozeanmodell auflösen, muß man mit einem etwa zehnmal stärker auflösenden Gitter arbeiten.

Obwohl der Ozean wegen der fehlenden Phasenflüsse ein thermodynamisch einfacheres System ist als die Atmosphäre, wird eine numerische Behandlung mindestens so schwierig sein wie bei der Atmosphäre. Die Kontrolle eines Ozeanmodells ist wegen des viel geringeren Beobachtungsmaterials z. Z. nur unvollkommen möglich.

Am weitesten fortgeschritten sind die Atmosphärenmodelle, die bei vorgegebener Ozeanoberflächentemperatur und einfachen Annahmen über die Wärme- und Wasserkapazität der festen Erde anscheinend ein transitives Klima liefern. Dieses Klima der Atmosphäre — bei vorgegebenen Randbedingungen — ist uns dann bekannt, wenn eine Ausdehnung der Integrationszeit über 1 Jahr hinaus — etwa bis zu 10^3 oder 10^5 Jahren — die eingangs beschriebene Wahrscheinlichkeitsverteilung nicht wesentlich ändert. Da die Modelle die Verteilung der Kontinente, wechselnde Albedo u. ä. berücksichtigen, besteht keine grundsätzliche Schwierigkeit, den Einfluß geänderter Albedo, geänderter Bodenrauigkeit, geänderter CO_2 -Konzentration u. ä. auf das Klima zu untersuchen. Jede Änderung könnte eine Veränderung der Wahrscheinlichkeitsverteilung, d. h. des Klimas, nach sich ziehen, wobei einfache Parameter, wie etwa die Mitteltemperatur der Erde, durchaus unverändert bleiben könnten.

So scheint es vernünftig, die Sensitivität des Klimas der Atmosphäre auf solche einfachen Änderungen zu überprüfen. Allerdings kann man bislang über die Zuverlässigkeit derartiger Ergebnisse noch wenig aussagen. Die Bewölkungs- und Niederschlagsbildung ist nur sehr unvollkommen modelliert, wodurch z. B. der Einfluß einer Änderung der Aerosolkonzentration unsicher bleibt, und schließlich ist nicht zu übersehen, welche Konsequenzen die Beschränkungen auf ein nur endlich auflösendes Gitter oder auf eine begrenzte Wellenzahl angesichts der nichtlinearen Prozesse auf die Statistik des Modells hat.

Das Studium solcher Atmosphärenmodelle ist außerordentlich aufwendig: es erfordert sehr große Rechnungen und viel Rechenzeit. Deshalb wird versucht, auch mit einfacheren Modellen Aussagen über das Verhalten der Atmosphäre zu gewinnen. Zweidimensionale Modelle können dadurch gewonnen werden, daß die Zustandsgrößen und das Windfeld über die Länge λ gemittelt werden, so daß ein z, Φ -Modell entsteht oder — vielleicht besser — diese Mittelung über die

Höhe z , so daß ein λ , Φ -Modell entsteht. Mit z , Φ -Modellen wird experimentiert. Ruft man sich den Einfluß der großen nordsüdstreichenden Gebirge in Erinnerung, so erscheint es zweifelhaft, ob so stark simplifizierte Modelle Aussagen liefern können. Da in z , Φ -Modellen nur Breitenkreismittel des Windfeldes und der Zustandsgrößen vorliegen, müssen die meridionalen Transporte (durch Zyklonen u. ä.) als Funktion der Änderung der mittleren Größen mit Φ dargestellt werden. Ähnlich wie bei turbulenten Transporten würde ein „Austauschkoeffizient“ den Transport über die Breite Φ bestimmen. Setzt man konstante Randbedingungen (unveränderte Lage des Planeten auf der Bahn) voraus, dann wird man im Integral über eine hinreichend lange Zeit auch Zyklonen als zufällige Ereignisse ansehen können, diese Zeit muß aber sicher groß sein gegenüber der Lebensdauer einer Zyklone, also etwa ein Jahr ausmachen. Da wir über einen solchen Zeitraum nicht mit annähernd konstanten Randbedingungen rechnen können, sollte das „Austauschkonzept“ nicht anwendbar sein.

Dennoch gibt es eine große Anzahl zweidimensionaler Modelle — auch für das System Ozean-Atmosphäre — die oft mit sehr einfachen Methoden schwierige Fragen aufgreifen: Wäre ein Klima ohne das Eis des Nordpolarmeeres stabil oder würde sich das Polarmeer nach einiger Zeit wieder mit Eis bedecken? Diese einfachen Modelle geben auch eine Antwort darauf, deren Aussagekraft aber wohl nicht allgemein anerkannt ist.

Überwachung des Klimas

Die Überlegung, daß unser Klima durchaus nicht stabil sein muß, und die Erfahrungen aus den Gebieten der Glaziologie und der Geologie, die für den Menschen gravierende Änderungen des Verhaltens der Atmosphäre in der Vorzeit erkennen lassen, führen zu der Befürchtung, daß menschliche Aktivität — wie Urbarmachung großer Flächen der Erde — zunehmende Energiefreisetzung — den statistischen Zustand der Atmosphäre und des Ozeans zum Nachteil des Menschen verändern könnten. Deshalb wird eine *möglichst vollständige Überwachung der Atmosphäre und des Ozeans angestrebt*. Neben den Beobachtungen der Wetterdienste sollen auch Satelliten zu dieser Aufgabe herangezogen werden: Satelliten sollen Klimaparameter beobachten. Was Klimaparameter sind, ist nicht definiert. Bevor man aber weiß, welche statistischen Grö-

ßen besonders günstig zur Bewertung des Klimas sind, werden daher zunächst die Ausdehnung der Polareiskappen, der Schneeflächen, die Albedo der Erde (auch als Funktion der Breite) und der Strahlungshaushalt (ebenfalls als Funktion der Breite) und ähnliches als Klimaparameter aufgefaßt und beobachtet.

Durch die Diskussion über die Möglichkeit der Modellierung des Klimas wird sicher die Meteorologie, insbesondere die Entwicklung statistischer Modelle, befruchtet werden. Auch in

der Bundesrepublik muß, wie auch die Gründung des Max-Planck-Instituts für Meteorologie zeigt, die Arbeit auf dem Gebiet der Klimaforschung in Zukunft verstärkt werden.

H. HINZPETER, Hamburg

Literatur: The physical basis of climate and climate modelling. Report of the International Study Conference in Stockholm, 29 July bis 10 August 1975. GARP Publications Series No. 16 (1975).

Wichtige Neuerscheinungen

DOTREPPE-GRISARD, N.

La pollution de l'air.
Paris: Ed. Eyrolles; Liège: Ed. Cebedoc 1972. 250 S.

OLIVER, J. E.

Climate and man's environment.
An introduction to applied climatology.
New York: Wiley 1973. VIII, 517 S.

SCHREIBER, D.

Entwurf einer Klimaeinteilung für landwirtschaftliche Belange.
Paderborn: Ferdinand Schöningh 1973. 103 S., 14 Bl. Abb. u. Kt. als Beil. = Bochumer geogr. Arb. S.-R. 3.

SEWELL, W. R. D. et al.

Modifying the weather, a social assessment.
Victoria/Canada: Univ. of Victoria, Dept. of Geography 1973.
XVI, 349 S. = Western Geographical Series. Vol. 9.

BATTAN, L. J.

Weather.
Englewood Cliffs/N. J.: Prentice-Hall 1974. VIII, 136 S. = Foundations of Earth Science Series.

BUDYKO, M. J.

Climate and life. English edition ed. by D. H. Miller. (Übers. aus d. Russ.)
New York, London: Academic Press 1974, XVII, 508 S. = International Geophysics Series. 18.

BYERS, H. R.

General meteorology. 4th ed.
New York: McGraw-Hill 1974. XV, 461 S.

CRITCHFIELD, H. J.

General climatology. 3rd ed.
Englewood Cliffs/N. J.: Prentice-Hall 1974. XII, 446 S.

FLEAGLE, R. G.; CRITCHFIELD, J. A.; JOHNSON, R. W.; ABDO, M. F.

Weather modification in the public interest.
Seattle, London: Univ. of Washington Pr. 1974. IX, 88 S.

HENTSCHEL, G.

Mensch — Wetter und Klima.
Berlin: VEB Verl. Volk. u. Gesundheit 1974. 101 S. = „Medicus“. Kleine medizinische Bücherei für alle.

PASQUILL, F.

Atmospheric diffusion. The dispersion of windborne material from industrial and other sources. 2nd ed.
Chichester: Ellis Horwood, New York: John Wiley, Halsted Pr. 1974. XI, 429 S.

GOSSARD, E. E.; HOOKE, W. H.

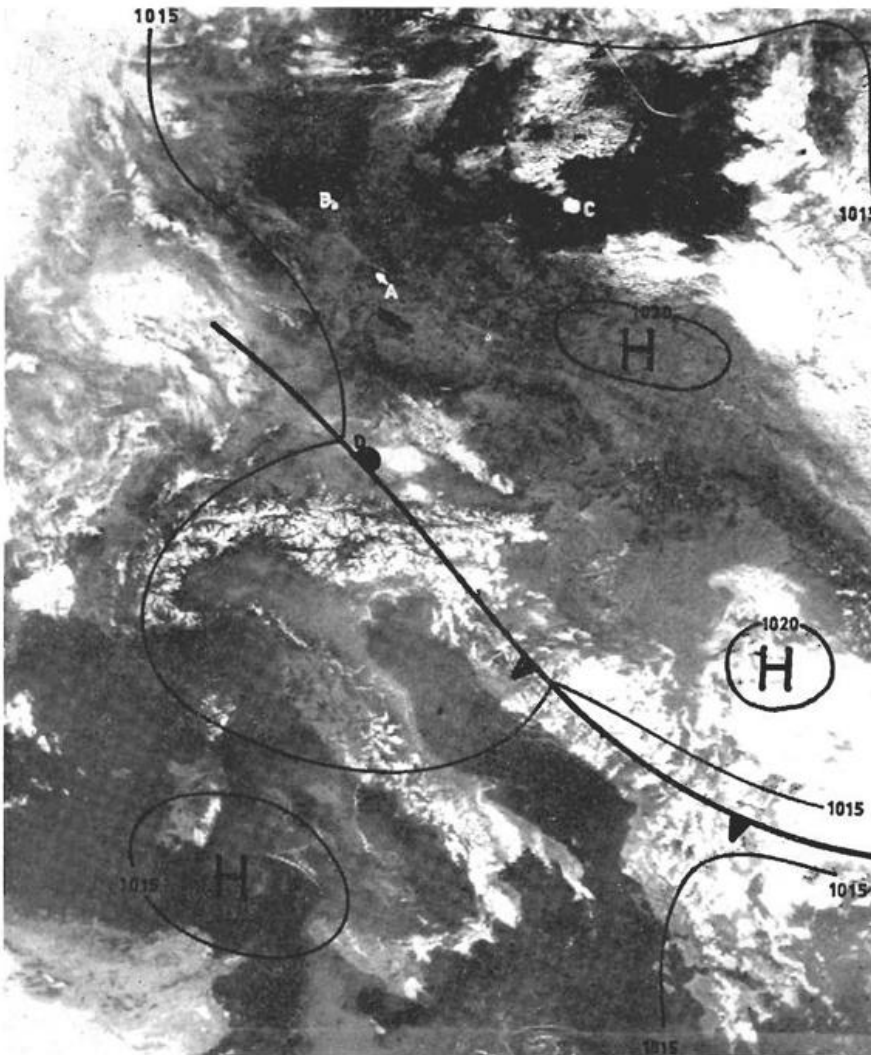
Waves in the atmosphere. Atmospheric infrasound and gravity waves — their generation and propagation.
Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier Sci. Publ. Comp. 1975. XV, 456 S. = Developments in Atmospheric Science. 2.

MILLER, A. A.; PARRY, M.

Everyday meteorology, 2nd ed.
London: Hutchinson 1975. 272 S., 17 S. Bildtaf.

Das interessante Satellitenbild

Waldbrand in der Lüneburger Heide



Satellitenbild vom 14. August 1975, 11.45 GMT, aufgenommen von METEOR 22 aus ca. 900 km Höhe.

Aufgrund der schlechten horizontalen Auflösung (3,5 km im Subsatellitenpunkt) der ESSA 8 — APT — Aufnahmen war der Waldbrand in der Lüneburger Heide, der vom 8. bis 19. August 1975 in dieser Gegend wütete, auf den im DWD routinemäßig aufgenommenen Satellitenphotos nicht auszumachen. Ein zufällig von dem russischen Wettersatelliten METEOR 22 am 14. August empfangenes Photo zeigt die Rauchfahne. Die Bilder dieses Satelliten haben eine Auflösung von 900 m. Man erkennt die am Westrand des mit seinem Zentrum über Polen liegenden Hochs in Windrichtung (Südost) ausgerichtete Rauchfahne (A).

Auf einige andere bemerkenswerte Erscheinungen in dem Bild sei noch hingewiesen. In dem wolkenfreien Gebiet der von Nordwest nach Südost gerichteten Hochdruckachse tritt die orographische Gliederung deutlich hervor: Jadebusen (B), die dänischen Inseln: Fünen, Arö, Langeland, Seeland, Mön, Lolland und die schwedische Insel Öland. Deutlich ist ebenfalls die Lübecker Bucht und die Ostseeküste mit Rügen zu sehen. Bornholm ist durch einen kräftig ausgebildeten Cumulonimbus markiert (C).

Auf dem Festland treten die mecklenburgische Seenplatte und das kleine und große Haff, sowie die Höhenzüge des Harzes, Thüringer Waldes, Erz- und Riesengebirges und der Beskiden hervor. Deutliche Cumulonimben sind über Landshut, Niederbayern und dem Bayerischen Wald zu sehen (D). Auch in der Alpenkette und dem Apennin und den Küstenumrissen von Italien und Griechenland werden mehr Einzelheiten deutlich als in den ESSA-Bildern.

Sobald die russischen Satelliten auch operationell eingesetzt werden, besteht die Hoffnung, diese hochauflösenden Bilder auch täglich zu empfangen und im Betriebsdienst zu verwenden.

Ebenfalls sind weitere Fortschritte in der Anwendung von Satellitenbildern zu erwarten, wenn der DWD, ab Winter 1975/76 mit einer entsprechenden Empfangsanlage ausgestattet, die VHRR (Very High Resolution Radiometer)-Daten (Auflösung 0,9 km) von NOAA 4 zur Verfügung hat.

Gabriele MENNICKEN, Offenbach

Literatur über Waldbrände

- GÖDDE, S.: Die Waldbrände in der südlichen Provence — eine geographische Untersuchung unter besonderer Berücksichtigung klimatischer Einflüsse. Münster (Westf.): Westfäl. Wilhelms- Univ. Phil. Fak. Diss. v. 10. 12. 1973.
- SCHRODER, M. J.; BUCK, Ch. C.: Fire weather. A guide for application of meteorological information to forest fire control operations. Washington, D.C.: Superintendent of Docum. U.S. Governm. Print. Off. 1970 — U.S. Department of Agriculture, Forest Service = Agriculture Handbook 360.
- ROBERTS, Ch. F.: Weather and forest fire. Weatherwise 27 (1974) S. 100—105, 115.
- GEIGER, R.: Neue Unterlagen für eine Waldbrandbekämpfung. 2. Teil: Die Witterungsbedingungen für Waldgroßbrände. Mitt. Reichsinst. f. Forst- u. Holzwirtschaft. 1948 Nr. 5, S. 1—11
- GEIGER, R.: Die Waldgefährdung durch den Dürresommer 1947. Forstwiss. Centralbl. 70 (1951) S. 349 bis 355.

Tagungskalender

1. WMO-IAMAP-Symposium on *Long-Term Climatic Fluctuations*, Norwich, U. K., 17.—22. 8. 1975.
Factors affecting climate and the energy budget of the earth/atmosphere system
Numerical modelling of climatic change
Statistical properties of climatic change
Paleoclimatic chronology
Suspected physical processes of extra-terrestrial origin
Climatic predictability and the future
2. Joint DMG/AMS International Conference on „*Numerical Simulation of Large-Scale Atmospheric Processes*“, Hamburg, 30. 8.—4. 9. 1976
Numerical Methods (including Nestling and Telescoping)
Parameterization of Sub-Grid-Processes
Global and/or Hemispheric Models
Predictability
Climatic Models
3. Symposium der *Strahlungskommission der IAMAP* vom 19.—28. 8. 1976 in Garmisch-Partenkirchen.
4. Gemeinsame Tagung der Schweizer Meteorologischen Gesellschaft und der American Meteorological Society über „*Mountain Meteorology and Biometeorology*“, Interlaken, 10.—14. 6. 1976.
Waldkultur
Agrokultur
Spezielle Winde (insbes. Föhn)
Lawinenvorhersage.

Anschriften der Autoren

Max-Planck-Institut für Chemie
(Otto-Hahn-Institut)
Postfach 3060
65 Mainz

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

Bisher wurden folgende Themen in **promet** behandelt:

Jg. 1, H. 1/2'71	Mikro- und Makroturbulenz
Jg. 2, H. 1'72	Numerische Vorhersage
2'72	Satellitenmeteorologie I
3'72	Satellitenmeteorologie II
4'72	Wolkenphysik
Jg. 3, H. 1'73	Das Barotrope Modell
2'73	Geschichte der meteorologischen Strahlungsforschung
3'73	Meßtechnik und Automation
4'73	Technoklimatologie
Jg. 4, H. 1'74	Die Grenzschicht der Atmosphäre
2'74	Medizinmeteorologie
3'74	Instrumente und Methoden
4'74	Vorhersageprüfung
Jg. 5, H. 1'75	Agrarmeteorologie heute
2'75	Die chemische Zusammensetzung der unteren Atmosphäre. I. Die Gase

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