

Zeitschrift:	Jahrbuch der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Wissenschaftlicher und administrativer Teil = Annuaire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Partie scientifique et administrative
Herausgeber:	Schweizerische Naturforschende Gesellschaft
Band:	163 (1983)
Artikel:	Stadtklima und chemische Verschmutzung
Autor:	Gassmann, Fritz
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-90911

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 02.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Stadtklima und chemische Verschmutzung

Fritz Gassmann

Zusammenfassung

Es wird mit Hilfe einfacher Modellvorstellungen begründet, weshalb bei der Ausbildung einer Wärmeinsel dem Emissionsvermögen der Stadtoberfläche, den Verdunstungsverhältnissen sowie der anthropogenen Abwärme primäre Bedeutung zukommt, währenddem die kurzwellige Albedo sowie Wärmeleitung und -Speicherung eine untergeordnete Rolle spielen. Weitere Abschätzungen liefern Aussagen über die vertikale Erstreckung einer Wärmeinsel und deren Stabilität gegenüber einem Windfeld.

In einem zweiten Teil werden die wichtigsten Basisreaktionen beim photochemischen SMOG diskutiert sowie eine darauf aufgebaute mathematische Simulation eines Tagesganges der wichtigsten Luftfremdstoffkonzentrationen vorgestellt. Einige Messresultate aus der Umgebung von Zürich unterstreichen die Bedeutung des grossräumigen Eingriffes der Luftverschmutzung in den Strahlungstransport. So kann beispielsweise aufgrund von Sichtweitemessungen gezeigt werden, dass während der Sommermonate der vergangenen drei Jahrzehnte der Extinktionskoeffizient während 13 % der Zeit auf den doppelten Wert angestiegen ist, sodass die Intensität der Direktstrahlung an der Erdoberfläche während dieser 13 % der Zeit um rund 30 % abgenommen hat. Entsprechend gross kann als Folge die Absorption innerhalb der verschmutzten planetaren Grenzschicht werden, die zu Aufheizraten bis zu 2 K/h führen kann. Auf die klimatologische Bedeutung dieser Prozesse sowie auf deren mögliche Wechselwirkungen mit einer Wärmeinsel wird abschliessend hingewiesen.

Résumé

Selon un modèle physique simplifié, l'îlot de

chaleur d'une ville dépend avant tout de l'émissivité de la surface, des conditions d'évaporation et des rejets de chaleur anthropogènes, alors que l'albedo visible ainsi que la conduction et l'inertie thermique ne jouent qu'un rôle secondaire. D'autres estimations physiques donnent des relations concernant la structure verticale d'un îlot de chaleur et sa stabilité dans un champ d'écoulement.

Une deuxième partie est consacrée au SMOG photochimique. Après une discussion des réactions de base les plus importantes, une simulation mathématique des variations journalières de concentrations de quelques polluants est présentée. Quelques résultats de mesures exécutées aux environs de la ville de Zurich soulignent l'importance de la modification du rayonnement à travers la couche limite de l'atmosphère provenant de la pollution de l'air. Des mesures de la visibilité pendant les trois décennies passées montrent par exemple que le coefficient d'extinction pendant les mois d'été a doublé sa valeur pendant 13 % du temps. Par conséquent, l'intensité directe du rayonnement solaire a diminué d'à peu près 30 % pendant ce temps-là. D'autre part, l'absorption dans une couche polluée peut mener à un échauffement important de l'air de l'ordre de grandeur de 2 K/h. Pour finir, l'importance climatologique de ces processus et leurs possibilités d'interaction avec un îlot de chaleur sont discutées.

Physik der Wärmeinsel

Das Klima innerhalb einer Stadt hebt sich vom Klima ihrer ländlichen Umgebung in erster Linie durch die Ausbildung einer Wärmeinsel im Stadtbereich ab. Die weiteren, das Stadtklima charakterisierenden Phänomene, wie etwa die verstärkte Wolken- und

Niederschlagsbildung oder die Luftverschmutzung und damit zusammenhängend die Verringerung von Sonnenscheindauer und Sichtweite, treten in ihrer Prähnanz vielfach hinter dem Wärmeinseleffekt zurück, sodass die beiden Begriffe Stadtklima und Wärmeinsel meistens als Synonyme verwendet werden.

Entstehung der Wärmeinsel

Bei der Ausbildung der bodennahen Stadt-Land-Temperaturdifferenz spielen hauptsächlich folgende Prozesse mit:

- Infrarot-Abstrahlung (Emissionsvermögen)
- Verdunstung
- anthropogene Abwärme
- Absorption und Streuung von Licht an Luftfremdstoffen
- Reflexion von Licht an der Erdoberfläche (Albedo)
- Wärmeleitung und -Speicherung in den Oberflächenstrukturen

Die Wärmeinsel muss sich daher in erster Linie durch die unterschiedlichen Energiebilanzen der städtischen und ländlichen Oberflächen-Grenzschicht erklären lassen. Die entsprechenden Energiegleichungen lauten

$$(1) \quad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\varrho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

$$(2) \quad B = G\tau(1-a) - \varepsilon\sigma T_{z=0}^4 + A(1-\alpha) = L + S - W + \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$$

$T = T(z, t)$ = Bodentemperatur

t = Zeit

z = Bodentiefe ($z \leq 0$, mittlere Bodenoberfläche bei $z = 0$)

ϱ = mittlere Dichte der Oberflächen-Grenzschicht

λ = mittlere Wärmeleitfähigkeit der Oberflächen-Grenzschicht

c = mittlere Wärmekapazität der Oberflächen-Grenzschicht

B = Strahlungsbilanz

G = Globalstrahlung (Summe von kurzwelliger direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung oberhalb der verschmutzten atmosphärischen Grenzschicht)

τ = Transmission der verschmutzten atmosphärischen Grenzschicht

a = kurzwellige Oberflächenalbedo

ε = Emissionsvermögen oder Grauwert der Oberfläche ($\varepsilon = 1$ für schwarzen Körper)

σ = Stefan-Boltzmann'sche Konstante

A = langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre

α = langwellige Oberflächenalbedo

L = latenter Wärmestrom Boden \rightarrow Atmosphäre (Verdunstung)

S = sensibler Wärmestrom Boden \rightarrow Atmosphäre (Wärmeleitung, Konvektion)

W = an die Bodenstruktur abgegebene anthropogene Wärme (Heizung, Abwärme)

Die Wärmeleitungsgleichung (1) lässt sich mit Hilfe einer Laplace-Transformation leicht analytisch auflösen, falls der sensible Wärmestrom an der Bodenoberfläche (letzter Term in der Energiebilanzgleichung [2]) näherungsweise als zeitlich konstant angenommen wird. Die Lösung für die Oberflächentemperatur ergibt sich dann zu

(3)

$$T = T_0 + \frac{2}{\mu} \sqrt{\frac{t}{\pi}} (B + W - L - S)$$

$$\mu = \sqrt{\lambda \varrho c} = \text{thermische Admittanz}$$

Mit Hilfe der Indices s für «Stadt» und l für «Land» lassen sich folgende Vereinfachungen formulieren:

$$(4) \quad a_s \approx a_l = a$$

$$(5) \quad \mu_s \approx \mu_l = \mu$$

$$(6) \quad \tau_s \approx \tau_l = \tau$$

$$(7) \quad G_s = G_l = G$$

$$(8) \quad A_s \approx A_l = A$$

$$(9) \quad \alpha_s \approx \alpha_l = \alpha$$

$$(10) \quad S_s \approx S_l = S$$

$$(11) \quad L_s \approx 0$$

$$(12) \quad W_l \approx 0$$

$$(13) \quad \varepsilon_l \approx 1$$

Die nur kleine Differenz zwischen Stadt- und Land-Albedo (4) kann anhand von Flugmessungen vom 7. 9. 1977, 13.00 h über der Stadt Basel illustriert werden (CLIMOD 1978, p. 30). Bei einer mittleren Albedo von 16,4 % im Hochrheingebiet hob sich der Innenstadtbereich von Basel mit rund 14 % in einem $1 \times 1 \text{ km}^2$ -Raster nur undeutlich ab, während die Oberflächentemperaturen eine klar erkennbare Wärmeinsel von ca. 3 – 5 K Stärke anzeigen. Ebenfalls nicht von vornherein zu erwarten ist die Ähnlichkeit der thermischen Admittanzen von Stadt- und Landoberfläche (5), die nach Oke (1981, p. 241) je etwa $1000 - 2000 \text{ J m}^{-2} \text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$ betragen. Eine Überprüfung dieser Werte mit Tabelle (Hütte I 1955; Geiger 1975, p. 29) ergibt tatsächlich sowohl für Normalbeton wie für feuchten Lehm-Sand-Boden oder ruhiges Wasser je rund $1600 \text{ J m}^{-2} \text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$. Die Gleichheit der Transmissionen (6) wird damit begründet, dass die in den Strahlungsfluss eingreifenden Luftfremdstoffe weit über die Wärmeinsel hinaus verteilt werden. Die restlichen Vereinfachungen (7) bis (13) sind Annahmen, die sich im Rahmen der vorzunehmenden Abschätzungen vertreten lassen. Der Aufbau einer Wärmeinsel lässt sich nun folgendermassen beschreiben:

$$(14) \quad \Delta T = T_s - T_l \approx \frac{2}{\mu} \sqrt{\frac{t}{\pi}} (\sigma T_{z=0}^4 (1 - \varepsilon_s) + L_l + W_s)$$

Die stärkste Ausprägung der Wärmeinsel geschieht gegen das Ende von klaren, windstilen Sommernächten, wo sowohl die Verdunstung als auch der anthropogene Wärmeeintrag vernachlässigbar klein sind, sodass dem Emissionsvermögen der Stadtoberfläche die Hauptrolle zufällt. Diese auch als Grauwert bezeichnete Eigenschaft der Stadtoberfläche hängt mit der Geometrie der Oberflächenstruktur zusammen und kann deshalb in Beziehung zu einem «sky view factor» gebracht werden, der den von den Strassenschluchten aus sichtbaren Prozentsatz der Himmelshalbkugel angibt (Oke 1981). Die innerhalb einer Stadt weitgehend unterdrückte Verdunstung spielt vor allem tagsüber eine wichtige Rolle und der anthropogene Wärmeeintrag ist hauptsächlich während der Heizperiode zu berücksichtigen. Die (sehr vereinfachten)

Überlegungen zeigen, dass den ersten drei der sechs anfänglich aufgeführten Prozesse primäre Bedeutung zukommt.

Vertikale Erstreckung der Wärmeinsel

Über einer kreisförmigen Stadt mit Radius R nehme die Stadt-Land Lufttemperaturdifferenz $\Delta T(z)$ bei Windstille nach oben linear ab und verschwinde bei einer Höhe H , der Obergrenze der Wärmeinsel. Durch die unterschiedliche Dichte einer Luftsäule über der Stadt und über dem Land ergibt sich eine mittlere horizontale Druckdifferenz von

$$(15) \quad \Delta p = \varrho g H \frac{\frac{1}{2} \Delta T_{z=0}}{T}$$

ϱ = mittlere Luftdichte
 g = Normalbeschleunigung

und damit nach dem Bernoullischen Gesetz einen nach der Stadt gerichteten Wind

$$(16) \quad v = \sqrt{\frac{2 \Delta p}{\varrho}} \cdot \chi, \chi < 1$$

Die Reibungskonstante χ berücksichtigt den Bremseffekt der Bodenrauhigkeit und dürfte in der Größenordnung von 0.5 liegen. Durch den kühleren Landwind würde die Wärmeinsel aufgelöst, wenn nicht dauernd eine Energiezufuhr P , die etwa dem Klammerausdruck in (14) entspricht, die Wärmeinsel aufrechterhalten würde. Für einen stationären Zustand gilt:

$$(17) \quad 2\pi R v H \cdot \varrho c_p \frac{1}{2} \Delta T_{z=0} = \pi R^2 P$$

Nach der Elimination von Δp und v erhält man aus (15) bis (17) eine Beziehung zwischen der vertikalen Erstreckung der Wärmeinsel, der Stärke der Wärmeinsel, der Energiezufuhr und dem Stadtradius:

$$(18) \quad H = \frac{1}{\Delta T_{z=0}} \left(\frac{R P}{\varrho c_p \chi} \right)^{2/3} \left(\frac{T}{g} \right)^{1/3} \approx \frac{0.027}{\Delta T_{z=0}} \left(\frac{R P}{\chi} \right)^{2/3}$$

Für die Stadt Zürich lässt sich hieraus mit $R = 3 \text{ km}$, $\Delta T_{z=0} = 5 \text{ K}$ und $P = 200 \text{ W/m}^2$ eine vertikale Erstreckung der Wärmeinsel

von rund 60 m berechnen. Für eine zehn mal grössere Stadt (zehnfache Kreisfläche) würde sich die Wärmeinsel bei sonst gleichen Bedingungen nur auf etwa 100 m Höhe vergrössern, da gleichzeitig die Temperaturdifferenz $\Delta T_{z=0}$ etwas zunehmen würde (vgl. Landsberg 1981, p. 98).

Stabilität der Wärmeinsel

Mit denselben vereinfachenden Überlegungen lässt sich auch die Stabilität gegenüber einem Windfeld abschätzen. Eine Wärmeinsel wird durch einen synoptischen Druckgradienten sicher dann wesentlich beeinflusst oder sogar zerstört, wenn dieser längs dem Stadtdurchmesser Druckdifferenzen von der in (15) berechneten Grössenordnung erzeugt. Formuliert man den synoptischen Druckgradienten mit Hilfe des geostrophischen Windes v_g , erhält man für die kritische Windstärke

$$(19) \quad v_g^* = \frac{g}{4fT} \frac{H}{R} \Delta T_{z=0} \approx 85 \frac{H}{R} \Delta T_{z=0}$$

Für das obige Beispiel der Stadt Zürich ergibt sich so eine kritische Windstärke von 8,5 m/s in guter Übereinstimmung mit dem

Wert von 8 m/s, den Landsberg (1981, p. 117) für Bremen mit 400000 Einwohnern angibt, das sich der Grösse nach mit Zürich vergleichen lässt.

Der photochemische SMOG

Basisreaktionen beim photochemischen SMOG

Der oxidierende, photochemische SMOG, auch als Los Angeles SMOG bezeichnet, hat während der letzten Dekade zunehmend an Bedeutung gewonnen, weil er hauptsächlich durch den in grösseren Städten stark angewachsenen Autoverkehr gebildet wird. Weiter ist anzunehmen, dass die während der Vegetationsperiode bei intensiver Sonnenstrahlung ablaufenden photochemischen Prozesse und deren vielfältige Produkte neben dem sauren Regen eine wesentliche Ursache des um sich greifenden Waldsterbens sind. In den siebziger Jahren wurden deshalb über ein Dutzend Modelle entwickelt, um die recht verwickelten chemischen Reaktionsabläufe zu beschreiben. Der Umfang dieser Modelle, die vielfach mit SMOG-Kammer Messungen oder Tagesgang Messungen in Städten verglichen wurden, reicht von weni-

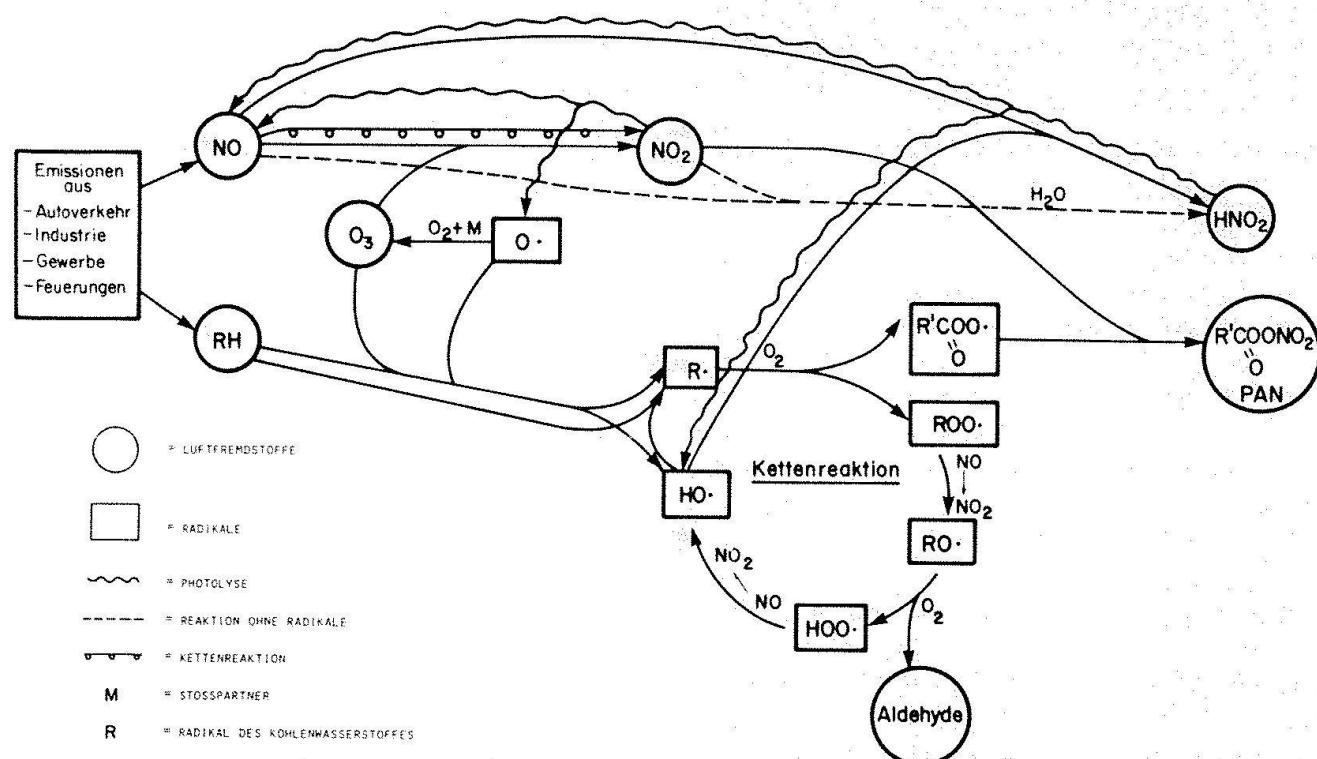


Abb. 1. Basissystem des photochemischen SMOG

gen Grundreaktionen bis hin zu einem komplizierten Mechanismus von 143 Reaktionen (Graedel et al. 1976). Die in jedem Modell enthaltenen Basisreaktionen, ohne die eine einigermassen brauchbare Modellierung nicht möglich ist, sind in Abb. 1 zusammengestellt. Die Emissionen von Stickstoffmonoxid (NO) und Kohlenwasserstoffen (RH), die in Schweizer-Städten zu rund 75 resp. 42 % vom Autoverkehr stammen (ATAL 1983, p. 10), bilden den Ausgangspunkt der sommerlichen SMOG-Reaktionen. Ohne Sonneneinstrahlung läuft nur die von Radikalen unabhängige, in Abb. 1 gestrichelt eingezeichnete, Reaktion ab, die die Stickoxide zusammen mit Wasserdampf in salpetrige Säure (HNO_2) überführt. Die in Abb. 1 nicht eingezeichnete Oxidation von NO zu NO_2 mit Hilfe von Luftsauerstoff ist bei den in Betracht kommenden NO-Konzentrationen unterhalb 1 ppm ($\sim 1200\mu\text{g}/\text{m}^3$) zu vernachlässigen, weil die quadratisch von der NO-Konzentration abhängige Reaktionsgeschwindigkeit so klein wird, dass die Reaktion mehrere Tage beanspruchen würde. Gerade die anfänglich kleinen NO_2 -Konzentrationen sind es jedoch, die unter Sonneneinstrahlung die Kettenreaktionen der SMOG-Photochemie auslösen, da durch ultraviolette Strahlung mit Wellenlängen unterhalb 400 nm NO_2 in NO und atomaren Sauerstoff O aufgespalten wird (die Bindungsenergie zwischen NO und O von 305 kJ/Mol entspricht einem Energiequant bei einer Wellenlänge von rund 400 nm). Das sehr kurzlebige Sauerstoffradikal (Lebensdauer ca. 15 μsec) bildet zusammen mit Luftsauerstoff und einem Stoßpartner, der die Bindungsenergie übernehmen kann, den für den Photosmog typischen Schadstoff Ozon (O_3), der zusammen mit NO wiederum NO_2 bilden kann und so der Photolyse entgegen wirkt. Die beiden Sauerstoffteilchen O und O_3 bilden aber auch den Start einer Kettenreaktion, indem sie aus Kohlenwasserstoff entsprechende Radikale ($\text{R} \cdot$) sowie das Hydroxyl-Radikal ($\text{HO} \cdot$) erzeugen. Das sehr reaktive Hydroxyl-Radikal bildet mit Kohlenwasserstoffen unter Abspaltung von Wasser weitere Alkylradikale ($\text{R} \cdot$), kann aber mit NO auch salpetrige Säure (HNO_2) bilden, die wiederum durch Photolyse Hydroxyl-Radikale abspalten kann. Die Erzeugung von Alkylradikalen durch das Hydroxyl-Radikal wird zu einer

Kettenreaktion, die über das Peroxyradikal ($\text{ROO} \cdot$), das Alkoxyradikal ($\text{RO} \cdot$) und das Hydroperoxy-Radikal ($\text{HOO} \cdot$) wiederum zum Hydroxyl-Radikal führt. Dabei werden NO zu NO_2 oxidiert sowie Aldehyde gebildet. Die beschriebene Kettenreaktion läuft bis alle Kohlenwasserstoffe aufgebraucht sind oder bis andere Reaktionen den Grossteil eines Zwischenproduktes aus dem Zyklus entfernen. Eine wichtige solche Stopreaktion ist die Bildung von Peroxyacetyl Nitrat (PAN) aus dem Peroxyacetylradikal ($\text{RCOOO} \cdot$) und NO_2 . Das Peroxyacetylradikal entsteht aus der Auf trennung der Doppelbindungen von ungesättigten Kohlenwasserstoffen durch O· oder O_3 (das dadurch entstehende $\text{R}'\text{C}=\text{O}$ wurde in Abb. 1 nur als $\text{R} \cdot$ bezeichnet). PAN ist ein besonders wichtiger Luftschadstoff, da er vermutlich bereits in äusserst kleinen Konzentrationen nachteilige Auswirkungen auf Pflanzen und Tiere (inkl. Menschen) ausüben kann.

Simulation der SMOG-Photochemie

Beim Vorarbeiten (Zellner 1983) zur Implementierung eines SMOG-Modells in das für die CLIMOD-Studie (1978) benutzte hydrodynamische Grenzschichtmodell (Haschke et al. 1980) wurde aus Rechenzeit-Gründen ein

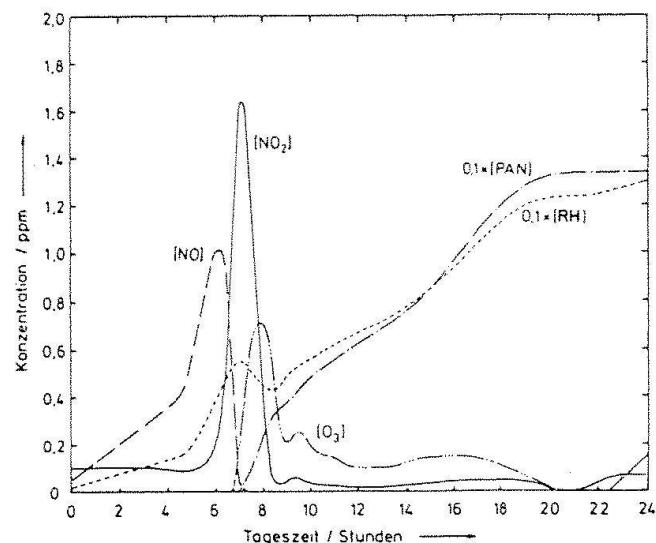


Abb. 2. Tagesgang der Luftfremdstoff-Konzentrationen in einer ruhenden, nicht durchmischten Luftsicht in Bodennähe (entnommen aus Zellner, 1983)

- Sonnenaufgang um 5 Uhr, maximale Emissionen von NO, NO_2 , RH um 7.30 Uhr und 16.30 Uhr
- NO-Konzentrationen nach 8 Uhr sind unterhalb 0,5 ppb
- RH- und PAN-Konzentrationen sind aus Gründen der Darstellung um den Faktor 10 abgeschwächt.

möglichst knappes Reaktionssystem gewählt, das im wesentlichen dem in Abb. 1 dargestellten Basissystem entspricht. Als Geschwindigkeitskonstanten wurden die an SMOG-Kammer Messungen kalibrierten Werte von Eschenroeder (1972) übernommen, die teilweise bis zu einem Faktor 20 von Tabellenwerten abweichen. Man hofft dabei, dass durch diese Abweichungen nicht formulierte weitere Reaktionen (beispielsweise im Zusammenhang mit Wasserdampf oder Kohlenmonoxid) berücksichtigt werden können. Abb. 2 zeigt ein damit berechnetes Beispiel für einen Tagesgang der Schadstoff-Konzentrationen in einer nicht realistischen, ruhenden und nicht vertikal durchmischten, bodennahen Luftsicht während eines wolkenlosen Sommertages. Die Photolyse-Reaktionsgeschwindigkeiten wurden proportional zur Sonnenintensität gewählt und die Emissionen von NO, NO₂ und RH wurden entsprechend einer typischen Verkehrsdichte mit Maximalwerten um 7.30 Uhr und 16.30 Uhr vorgegeben. Vor dem um 5 Uhr simulierten Sonnenaufgang kann nur die von Radikalen unabhängige, relativ langsame Synthese von salpetriger Säure ablaufen, weshalb die Konzentrationen von NO und RH kontinuierlich ansteigen. Der bereits nach 4 Uhr beginnende steilere Anstieg ist auf die sich erhöhende Verkehrsdichte zurückzuführen. Etwa eine Stunde nach Sonnenaufgang ist die Radikalbildung durch die Photolyse so stark, dass die NO-Konzentration trotz steigenden Emissionen scharf abfällt und die NO₂-Konzentration entsprechend zunimmt. Ihr Maximum ist erreicht, sobald nahezu das gesamte NO oxidiert ist und damit der NO₂-Abbau gegenüber seiner Bildung dominiert. Dabei wird ein Überschuss an O₃ gebildet, der nun nicht mehr zur Oxidation von NO verbraucht, sondern zum Starten der Radikal-Kettenreaktion benutzt wird. Die RH- sowie die O₃-Konzentrationen gehen dementsprechend zurück und PAN steigt stark an. Ab etwa 10 Uhr wird ein nahezu stationärer Zustand mit fast gleichbleibenden NO-, NO₂- und O₃-Konzentrationen und kontinuierlich ansteigenden PAN- und RH-Konzentrationen erreicht. Das zweite Emissionsmaximum am Nachmittag zeigt nur geringe Auswirkungen, weil einerseits das hohe Ausgangsniveau der vor Sonnenaufgang akkumulierten NO-Konzentration fehlt

und andererseits die Sonnenstrahlung so intensiv und die RH-Konzentration so hoch ist, dass zufolge der Bildung organischer Radikale die NO- und NO₂-Emissionen nahezu in vollem Umfang sofort abgebaut werden. Der soeben erläuterte Tagesgang kann in der Natur nie in dieser extremen Form beobachtet werden, weil gleichzeitig mit der Photolyse auch die im betrachteten Beispiel nicht simulierte Konvektion einsetzt, die die Schadstoffe rasch auf die gesamte Höhe der planetaren Grenzschicht verteilt und so die berechneten unrealistischen Konzentrations spitzen am Morgen stark dämpft. Die mathematische Modellierung kann realistischere Resultate erst dann ergeben, wenn das betrachtete photochemische Modell mit einem Grenzschichtmodell verkoppelt wird.

Beispiele von Messresultaten

Das augenfälligste Merkmal einer SMOG-Situation ist die Beschränkung der Sichtweite durch Absorptions- und Streuvorgänge an vielfältigen SMOG-Produkten, wobei der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre eine entscheidende Rolle spielen dürfte. Die leicht wasserlöslichen Substanzen, wie beispielsweise die im SMOG gebildeten Säuren, bewirken durch Herabsetzung des Sättigungsdruckes, dass durch sie verunreinigte Wassertröpfchen im μm -Bereich bereits bei relativen Feuchten weit unterhalb von 100 % entstehen können. Solche Partikel mit Durchmessern in der Größenordnung der Wellenlänge von sichtbarem Licht vermindern durch ihre intensive Lichtstreuung den Kontrast C und damit die Sichtweite V. Eine einfache Überlegung ergibt den Zusammenhang zwischen diesen Größen und dem Volumen-Extinktionskoeffizienten β zu:

$$(20) \quad V = \frac{1}{\beta} \ln \frac{1}{C} \approx \frac{4}{\beta} \quad (\text{mit } C \approx 2\%)$$

Abb. 3 zeigt die Entwicklung der Häufigkeit eines kurzen (5 – 9,9 km) sowie eines mittleren (10 – 19,9 km) Sichtweitebereiches in Zürich-Kloten während der Sommermonate (Mai – August) über 32 Jahre (1949 – 1980). Es ist anzunehmen, dass die signifikante Verschiebung von rund 200 Stunden, entsprechend 1,6 Stunden täglich zwischen 5.30 und 18.30 Uhr, von mittleren Sichtwei-

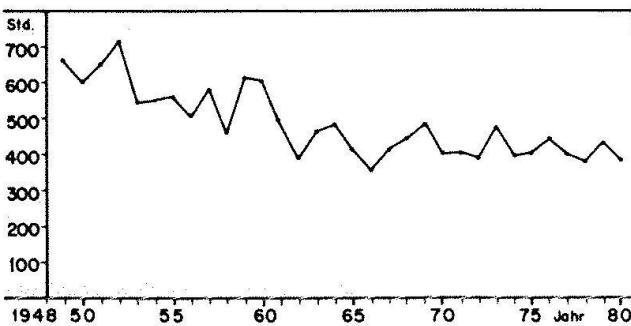
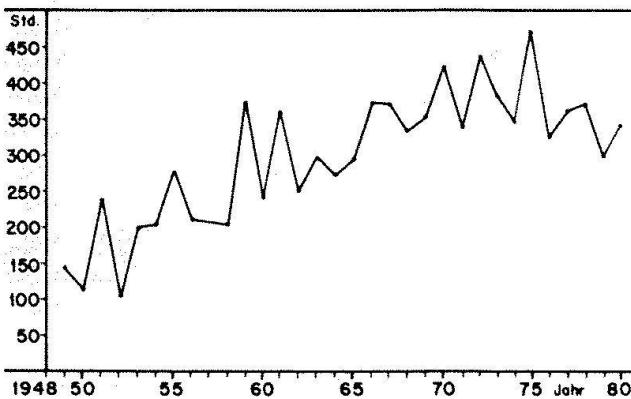


Abb. 3. Häufigkeit ausgewählter Sichtweitebereiche zwischen Mai und August, 5.30-18.30 h MEZ, gemessen im Flughafen Zürich-Kloten.
Oben: Sichtweiten 5,0 - 9,9 km
Unten: Sichtweiten 10,0 - 19,9 km

ten auf die zunehmende Luftverunreinigung zurückzuführen ist. Die durchschnittliche Halbierung der Sichtweite während dieser 200 Stunden (dies sind 13 % der Untersuchungszeit) entspricht einer Verdoppelung des Volumen-Extinktionskoeffizienten von rund $0,25$ auf $0,5 \text{ km}^{-1}$. Die in Bodennähe gemessene Sichtweite dürfte tagsüber repräsentativ sein für die gesamte planetare Grenzschicht, die an Sommertagen mit starker Konvektion 1-1,5 km mächtig ist, sodass die Intensität der Direktstrahlung als Folge der Erhöhung des Extinktionskoeffizienten um rund 30 % abgenommen haben dürfte. Diese Abnahme der Sonnenintensität kann nur zum Teil durch eine Verstärkung der diffusen Strahlung kompensiert werden, weil einerseits die Absorption innerhalb der verschmutzten planetaren Grenzschicht und andererseits die durch den Dunst erhöhte Albedo wesentliche Anteile in Anspruch nehmen. Die Absorption an Aerosolen wurde von Bussen (1982) mittels unabhängiger fotometrischer und calorimetrischer Methoden in Frankfurt am Main gemessen, wobei Absorptionskoeffizienten über $0,4 \text{ km}^{-1}$ be-

stimmt wurden, was klimatologisch bedeutsame Aufheizraten innerhalb der planetaren Grenzschicht von $1-2 \text{ K/h}$ ergibt. Berechnungen der Albedo einer Dunstschicht mit Hilfe eines für Licht interpretierten Neutronentransportcodes (Achab 1982) ergaben ebenso beachtliche Werte um 10 %.

Um den Lufthaushalt über der Stadt Zürich zu untersuchen, wurden während der stabilen, spätsommerlichen Hochdrucklage vom 23.9. bis zum 4. 10. 1983 rund 120 hochaufgelöste Fesselballonsondierungen über der Stadtmitte (bis in eine Höhe von 500 m) aufgenommen. Neben den meteorologischen Größen wurde die Ozonkonzentration und während dreier ausgewählter Tage zusätzlich NO und NO₂ gemessen. Die Resultate eignen sich hauptsächlich als Testdaten für Simulationsmodelle der planetaren Grenzschicht über grossen Agglomerationen. Weitere 600 Fesselballonsondierungen mit Ozon und teilweise mit Stickoxiden wurden zwischen Mai und September 1982 in der Mitte sowie am östlichen Abhang des Reusstals gemessen, um den Schadstofftransport aus der Agglomeration Zürich, den nächtlichen Ozonabbau durch die Vegetation, sowie das Windsystem im Reusstal zu untersuchen. Die gemeinsam mit dem Labor für Atmosphärenphysik der ETH Zürich durchgeföhrten Messungen wurden im Sommer 1984 durch weitere Ballonsondierungen ab der Albiskrete sowie durch Messflüge in der weiteren Umgebung der Stadt Zürich ergänzt. Bei bereits früher durchgeföhrten Probeflügen mit dem dafür eingesetzten Motorsegler, der neben den meteorologischen Größen die atmosphärische Turbulenz sowie Ozon misst, konnten Auswirkungen der Agglomeration Zürich auf die Luftqualität in einem Umkreis von rund 15 km Radius deutlich nachgewiesen werden.

Beeinflussung des Stadtklimas durch chemische Verschmutzung

Aufgrund des stetigen Luftaustausches zwischen einer Stadt und ihrer näheren oder weiteren Umgebung ist die Luftverschmutzung kein lokales Phänomen wie etwa die Wärmeinsel und damit das eigentliche Stadtklima. Der bedeutsame Eingriff der Luftschaadstoffe in den Strahlungstransport durch die planetare Grenzschicht verändert

deshalb die klimatischen Bedingungen sowohl innerhalb einer Stadt wie auch in ihrer weiteren Umgebung. Durch die Absorption und Reflexion von Sonnenstrahlung innerhalb der planetaren Grenzschicht wird deren Stabilität verändert, was Rückwirkungen auf die Wolkenbildung wie auf die Dynamik der Wärmeinsel ausüben kann. Rückkopplungseffekte zwischen der Luftverschmutzung und der Ausprägung einer Wärmeinsel, die beides verstärken würden, sind denkbar, es ist aber auch das Gegenteil möglich. Die Beantwortung diesbezüglicher Fragen scheint in der näheren Zukunft mit Hilfe von Computermodellen möglich, wenn die Implementierung von genügend wirklichkeitsnahen Programmen zur Simulation der wichtigen chemischen Prozesse gelingt. Im Hinblick auf Absorptions- und Streuprozesse dürfte dabei der bis heute nur wenig detailliert verstandenen Tröpfchenbildung in verunreinigter Luft vermehrte Bedeutung zukommen.

Literatur

Achab, M. 1982: Intensity attenuation of the atmospheric radiation through a haze-layer in the visible spectral range. TM-34-82-7, Eidg. Institut für Reaktorforschung, Würenlingen.

ATAL 1983: Luftreinhaltung im Kanton Zürich. Amt für technische Anlagen und Lufthygiene, Zürich.

Busen, R. et al. 1982: The determination of the atmospheric heating rate due to the absorption of short-wave radiation in particles. In: Atmospheric trace constituents, proc. of Coll. Mainz 1981, ed. by F. Herbert, 1982, 97-108.

CLIMOD 1978: Möglichkeiten regionaler Klimaveränderungen durch menschliche Einwirkungen. 2. Zwischenbericht über das Projekt CLIMOD, EDMZ, Nr. 411.78, Bern.

Eschenroeder, A. Q., Martinez, J. P. 1972: Concepts and applications of photochemical SMOG-Models. Advances in Chemistry, Ser. 113, 1972, 101-168.

Geiger, R. 1975: Climate near the ground. Harvard University Press, 5. ed., Cambridge Massachusetts, London.

Graedel, T. E., Farrow, L. A., Weber, T. A. 1976: Kinetic studies of the photochemistry of the urban troposphere. Atmospheric Environment, Vol. 10, 1976, 1095-1116.

Haschke, D., Gassmann, F., Jacobs, C. A., Pandolfo, J. P. 1980: Computer simulation of mesoscale meteorological effects of waste heat disposal through cooling towers. Paper pres. at EPRI Workshop, Sept. 1980, San Francisco.

Hütte I 1955: Des Ingenieurs Taschenbuch. Verlag von Wilhelm Ernst & Sohn, 28. Auflage, Berlin.

Landsberg, H. E. 1981: The urban climate. International Geophysics Series, Vol. 28, Academic Press, New York, London.

Oke, T. R. 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island, Comparison of scale model and field observations. Journal of Climatology, Vol. 1, 1981, 237-254.

Zellner, K. 1983: Mathematische Modellierung photochemischer Reaktionen in der Atmosphäre. Diplomarbeit unter der Leitung von N. Moussiopoulos, Institut für Technische Thermodynamik, Universität Karlsruhe.

Dr. Fritz Gassmann
Abteilung Energie & Umwelt
Eidg. Institut für Reaktorforschung
CH-5303 Würenlingen