

SONDERDRUCK AUS:

Robert Guderian (Hrsg.) (2000)

Handbuch der Umweltveränderungen ■ und Ökotoxikologie

Band 1B: Atmosphäre

Aerosol/Multiphasenchemie

Ausbreitung und Deposition von Spurenstoffen

Auswirkungen auf Strahlung und Klima

Mit 183 Abbildungen und 100 Tabellen



Springer

4.4

Stadtklima

■ W. KUTTLER

4.4.1

Einführung

Städte sind die am dichtesten besiedelten Gebiete der Erde und werden auch zukünftig zu den vorrangig genutzten Kulturlandschaften des größten Teils der Menschheit zählen. So wird z.B. für das 21. Jahrhundert prognostiziert, daß mehr als 60% der Weltbevölkerung in Städten, davon in 27 Megastädten mit jeweils mehr als 10 Mio. Einwohnern, leben werden (Birg 1996). Die Veränderungen der städtischen Lebenswelt sind vielerorts mit Einbußen an Umweltqualität verbunden und können sogar zu gesundheitlichen Beeinträchtigungen der Stadtbevölkerung führen. In diesem Zusammenhang spielen unter den verschiedenen Umweltmedien Klima und Luftqualität in Ballungsräumen eine herausragende Rolle. Die sich im Vergleich zum Umland ergebenden Unterschiede werden unter dem Begriff „Stadtklima“ zusammengefaßt. Zu seinen wichtigsten Merkmalen zählen die Überwärmung, eine größere Trockenheit sowie ein eingeschränkter atmosphärischer Austausch mit darauf beruhenden Anreicherungen von Luftbeimengungen, die verschiedenen Quellen entstammen. Obwohl diese Auswirkungen in erster Linie den lokalen bzw. regionalen Bereich betreffen, wird durch die Freisetzung langlebiger Luftinhaltsstoffe auch das globale Klima über deren Ferntransport beeinflusst (Kuttler 1994).

4.4.2

Ursachen des Stadtklimas

Die Ursachen des Stadtklimas beruhen auf drei maßgeblichen, direkt und indirekt wirkenden Faktoren, die auf die unterschiedliche Flächennutzung von bebautem und nicht bebautem Gebiet zurückzuführen sind: Es handelt sich hierbei um

- die Umwandlung ursprünglich natürlichen Bodens in versiegelte, überwiegend aus künstlichen Materialien bestehende Flächen mit starker dreidimensionaler Strukturierung,
- die Reduzierung der mit Vegetation bestandenen Flächen und
- die Freisetzung von gasförmigen, festen und flüssigen Luftbeimengungen sowie von Abwärme aus technischen Prozessen.

Tabelle 4.4-1. Charakteristiken des Stadtklimas einer Großstadt in den mittleren Breiten. (Nach Landsberg 1981; Kuttler 1998b)

Einflußgrößen	Veränderungen gegenüber dem nicht bebauten Umland	Einflußgrößen	Veränderungen gegenüber dem nicht bebauten Umland
Strahlung		Dauer der Frostperiode	-30%
Globalstrahlung (horizontale Fläche)	-20%	Wind	-25%
		- Geschwindigkeit	stark variierend
		- Richtung	
Atmosphärische Gegenstrahlung	10 bis 40%	Absolute Luftfeuchtigkeit	
		- tags	weniger
		- nachts	mehr
UV-Strahlung im Winter	-70% bis -90%	Nebel	
im Sommer	-10% bis -30%	- Großstadt	weniger
		- Kleinstadt	mehr
Sonnenscheindauer im Winter	-8%	Niederschlag	
im Sommer	-10%	- Regen	10% (in Lee)
		- Schnee	weniger
		- Tauabsatz	-65%
Sensibler Wärmestrom	50%	Bioklima	
		- Wärmebelastung des Menschen („Schwülestunden“)	um bis zu 40% häufiger
		- Vegetationsperiode	bis zu 10 Tage länger
		- Heiztage ^a	um bis zu 10% weniger
Lufttemperatur		Luftverunreinigungen	
- Jahresmittel	≈ 1 K	- CO, NO _x , AVOC ^b , PAN ^c	
- Winterminima	1 bis 3 K		mehr
- in Einzelfällen	bis 10 K	- O ₃	weniger

^a Heiztag = Tagesmittel der Lufttemperatur < 15 °C

^b AVOC = anthropogene flüchtige organische Verbindungen

^c PAN = Peroxiacetylnitrat

Hierdurch werden die aktinischen und thermischen Eigenschaften, das Evapotranspirations- und Wasserspeichervermögen sowie der bodennahe atmosphärische Austausch nachhaltig beeinflusst. Grundsätzlich sind die stadtklimatischen Eigenschaften urbaner Gebiete weltweit vergleichbar ausgeprägt. Allerdings bewirken die groß- und kleinräumige Lage einer Stadt, deren infrastrukturelle Ausstattung sowie die Wirtschaftsstruktur des entsprechenden Landes Modifikationen dieses anthropogenen Klimatyps, worauf jedoch im einzelnen nicht weiter eingegangen werden kann. Vielmehr beruht der nachfolgende Überblick über die wichtigsten stadtklimatischen Charakteristika, die in Tabelle 4.4-1 zusammengestellt sind, auf der Diskussion ausgewählter Beispiele aus den mittleren Breiten.

4.4.3

Thermische und hydrologische Eigenschaften des städtischen Untergrundes

Das thermische Verhalten versiegelter Oberflächen wird im wesentlichen durch die Dichte, Wärmekapazität, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit sowie den Wärmeeindringkoeffizienten der jeweils verwendeten Materialien bestimmt. Entsprechende Angaben zu ausgewählten Beispielen enthält Tabelle 4.4-2.

Während die Wärmekapazität und Speicherfähigkeit künstlicher Materialien (z. B. Asphalt) z. T. nur geringfügig höher sind als diejenige natürlichen Bodens (z. B. Lehm), erreichen die Wärme- und Temperaturleitfähigkeit insbesondere von Stahl vergleichsweise deutlich höhere Werte.

Wasser, das in verschiedenen Städten durchaus oberflächenbedeckend in Form von Flüssen, Kanälen oder auch Seen vorkommt, besitzt nicht nur aufgrund seiner hohen Wärmekapazität und der darauf beruhenden großen thermischen Trägheit gegenüber Temperaturveränderungen einen besonders nachhaltigen Einfluß auf das Stadtklima, sondern auch weitere, das Umgebungsklima durchaus positiv beeinflussende Wirkungen (Tabelle 4.4-3). Das Verhalten versiegelter Oberflächen gegenüber Wasserabfluß und -versickerung ist außerordentlich unterschiedlich ausgeprägt, da Porosität und Wasserleitfähigkeit in Abhängigkeit von Kapillarität und Hohlraumvolumen des jeweiligen Untergrundes stark schwanken können.

Die meist großflächige, mehr oder weniger vollständige Abdichtung urbaner Oberflächen durch impermeable Stoffe führt in der Regel dazu, daß Niederschläge rasch durch die unterirdische, verdun-

Tabelle 4.4-2. Thermische Eigenschaften^{a)} künstlicher und natürlicher Materialien (nach verschiedenen Tabellen aus Oke 1990)

Material	Anmerkungen	Dichte ($\text{kg m}^{-3} \cdot 10^3$)	Spezifische Wärme- kapazität ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1} \cdot 10^3$)	Wärme kapazitäts- dichte ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1} \cdot 10^6$)	Wärmeleit- fähigkeits- koeffizient ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	Temperatur- leitfähigkeits- koeffizient ($\text{m}^2 \text{s}^{-1} \cdot 10^{-6}$)	Wärmeeindring- koeffizient ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-0,5} \text{K}^{-1}$)
Asphalt		2,11	0,92	1,94	0,75	0,38	1 205
Beton	Gasbeton	0,32	0,88	0,28	0,08	0,29	150
	Schwerbeton	2,40	0,88	2,11	1,51	0,72	1 785
Naturstein		2,68	0,84	2,25	2,19	4,93	2 220
Backstein	durchschnittl.	1,83	0,75	1,37	0,83	0,61	1 065
Lehmziegel	durchschnittl.	1,92	0,92	1,77	0,84	0,47	1 220
Holz	weich	0,32	1,42	0,45	0,09	0,20	200
	hart	0,81	1,88	1,52	0,19	0,13	535
Stahl		7,85	0,50	3,93	53,30	13,60	14 475
Glas		2,48	0,67	1,66	0,74	0,44	1 110
Gipsplatte	durchschnittl.	1,42	1,05	1,49	0,27	0,18	635
Dämmmaterial	Polystyrol	0,02	0,88	0,02	0,03	1,50	25
	Kork	0,16	1,80	0,29	0,05	0,17	120
Lehmboden	trocken	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18	600
(40% Poren- volumen)	gesättigt	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51	2 210
Wasser	4 °C, unbewegt	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14	1 545
Luft	10 °C, unbewegt	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50	5
	turbulent bewegt	0,0012	1,01	0,0012	≈ 125	10 · 10 ⁶	390

^{a)} Die Eigenschaften aller aufgeführten Größen sind temperaturabhängig

Tabelle 4.4-3. Physikalische und klimatische Eigenschaften von Gewässern (aus verschiedenen Quellen zusammengestellt). (Hier nach Hupfer u. Kuttler 1998)

Größen	Typische Werte/Eigenschaften urbaner Gewässer
Sonnenstrahlung	Eindringtiefe variabel in Abhängigkeit von Sonnenstand, Wellenlänge und Trübungsgrad des Wassers
Absorption der Sonnenstrahlung	Im kurzwelligen Bereich 90 bis 97%, im langwelligen Bereich 95%
Albedo	Reflexion der direkten Sonnenstrahlung groß bei Sonnenhöhen $< 30^\circ$ und umgekehrt; Reflexion der diffusen Himmelsstrahlung azimutunabhängig niedrig
Oberlicht	Durch gerichtete Reflexion an der Oberfläche
Unterlicht	Durch Streustrahlung an Wassermolekülen und Beimengungen, auch durch Reflexion am Gewässergrund
Spez. Wärmekapazität	Mit $4,2 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ hoch
Wärmeleitfähigkeitskoeffizient	Mit $0,6 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ gering
Oberflächentemperaturschwankung (ΔT_w)	Abhängig von der Tiefe (z): $\Delta T_w \sim z^{-0,25}$
Bowen-Verhältnis (Bo)	Niedrig; Wasser/Bo = -0,2; bebautes Gebiet $1 < \text{Bo} < 2$
Vertikaler Austausch	Turbulent infolge von Strömungen und Konvektion
Rauhigkeitslänge	Sehr klein. Wasser ist aerodynamisch glatt
Oaseneffekt	Latenter Wärmestrom $>$ Strahlungsbilanz, Ausgleich durch Wärmeadvektion aus bebauter Umgebung
Randeffekte	Wechselwirkung Ufer - Gewässer abhängig von Gewässergröße und Bebauungsdichte der Umgebung. Effekte tags $>$ nachts
Lufttransport	Bei Schwachwindlagen über Fließgewässern durch Mitführgeschwindigkeit
Verdunstung	Hoch, aber von Windexposition des Gewässers abhängig (Windwirklänge)
Lage im bzw. zum Stadtgebiet	Gewässer kann als Luftleitbahn zum Kaltlufttransport aus dem Umland dienen

stungsgeschützte Kanalisation abgeleitet werden und die Benetzungsdauer der exponierten Flächen deshalb in der Regel kurz ist. Wegen der dadurch verringerten Evaporation steht mehr Energie für die Oberflächenausstrahlung (E), den turbulenten sensiblen Wärmefluß (q_s) und den Bodenwärmefluß (q_B) zur Verfügung, während der mit

der Verdunstung gekoppelte turbulente latente Wärmefluß (q_1) stark eingeschränkt wird. Die in Tabelle 4.4-4 für unterschiedliche Materialien und in Tabelle 4.4-5 für verschiedene Städte enthaltenen Abflußbeiwerte (Ψ) belegen, daß je nach Bebauungsart der durchschnittliche Anteil des versickernden und des für die Verdunstung verfügbaren Wassers außerordentlich stark schwanken kann.

Tabelle 4.4-4. Abflußbeiwerte (Ψ) und mittlere Abflußbeiwerte ($\bar{\Psi}$). (Nach Müller 1979; verändert)

Oberflächen	Ψ	Bebauungsart	$\bar{\Psi}$
Dachflächen, Straßendecken	0,85...1,0	sehr dicht	0,7...0,9
Fugendichtes Pflaster	0,8...1,0	geschlossen	0,5...0,7
Gewöhnliches Pflaster	0,5...0,7	offen	0,3...0,5
Chaussierung und Mosaikpflaster	0,4...0,6	gartenreiche Außenviertel	0,2...0,3
Promenadenbefestigung	0,15...0,3	unbebautes Gelände	0,1...0,2
Unbefestigte Flächen	0,1...0,2	Sportplätze, Gleisanlagen	0,1...0,2
Parkanlagen und Gärten	0...0,1	Vegetationsflächen	0...0,1

Tabelle 4.4-5. Vergleich der mittleren Wasserbilanz (mm a^{-1}) dreier Großstädte (Gs) in der Russischen Föderation sowie in Weißrußland mit benachbarten, landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten (E). (Nach L'Vovic u. Cernyšev 1983, aus Hupfer 1991; verändert)

	Moskau	E1	Δ (%)	Kursk	E2	Δ (%)	Minsk	E3	Δ (%)
P	700	700	-	527	527	-	800	800	-
GA	300	200	+50	133	111	+ 20	472	240	+ 97
AO	250	130	+93	86	61	- 26	408	144	+183
AU	50	70	-28	47	50	- 6	64	96	- 34
ETP	400	500	-20	394	416	- 4	328	560	- 42
VG	35%			12%			50%		
Ψ	0,36	0,19		0,16	0,12		0,51	0,18	

Einzugsgebiete (E): E1 (Moskva), E2 (Tuskar), E3 (Svisloc); P=Niederschlag; GA=Gesamtabfluß; AO=oberird. Abfluß; AU=unterird. Abfluß; ETP =Evapotranspiration; VG=Versiegelungsgrad; Ψ =Abflußbeiwert = AO/P

$$\Delta = \frac{Gs - E}{E} \cdot 100\%$$

Wasserbilanzen für Ballungsräume (Tabelle 4.4-5) zeigen im Vergleich zu nicht versiegelten Einzugsgebieten des jeweiligen Umlandes, daß der Gesamtabfluß (GA) in bebautem Gebiet je nach Versiegelungsgrad (VG) um bis zu 100% über demjenigen des Umlandes liegen kann. Bestimmende Größe ist hierbei insbesondere der oberirdische Abfluß (AO), während der unterirdische Abfluß (AU) wegen der Bebauung vergleichsweise stark eingeschränkt ist. Die städtische Evapotranspiration (ETP) weist für die drei genannten Beispiele im Einzelfall durchaus wesentlich geringere Werte auf.

4.4.4

Aufbau der Stadtatmosphäre, Windverhältnisse

Bedingt durch die Dreidimensionalität weisen Städte eine Vergrößerung ihrer Grundfläche um ein Mehrfaches auf. Bestimmende Größen sind hierfür der städtische Grund- und Aufriß.

Die aerodynamischen Eigenschaften der Oberflächen lassen sich in Hinblick auf eine Beeinflussung des horizontalen und vertikalen Windvektors über die Rauigkeitshöhe (z_0) und die Verdrängungshöhe (d_0) angeben, die als Maße für die Unebenheit von Flächen gelten. Unter der Rauigkeitshöhe versteht man denjenigen Abstand von der Unterlage, bei dem die Windgeschwindigkeit theoretisch Null wird. Bezogen auf das weiter unten behandelte logarithmische Windgesetz ist z_0 somit der Höhenwert des Schnittpunktes der Verlaufskurve der Windgeschwindigkeit mit der Ordinate.

Da die Rauigkeitshöhe nur bei annähernd einheitlich gestalteter Oberfläche angewendet werden darf, muß bei heterogen auftretendem Untergrund (Baumbestände, Stadtgebiete) zusätzlich eine entsprechende Verdrängungshöhe berücksichtigt werden. Es handelt sich hierbei um diejenige Höhe über der Unterlage, innerhalb der die Windgeschwindigkeit nicht durch das logarithmische Windgesetz bestimmt werden kann (vgl. hierzu auch Hupfer u. Kuttler 1998). Beruhend auf einem empirischen Ansatz von Lettau (1969) kann z_0 z.B. nach Gl. 4.4-1

$$z_0 = 0,5 \bar{h} \cdot \bar{s} / S / \text{m} \quad (4.4-1)$$

mit

\bar{h} = mittlere Hindernishöhe /m

\bar{s} = mittlere Windangriffsfläche des Hindernisses /m²

S = Flächenanspruch des Hindernisses /m²

berechnet werden.

Die Verdrängungshöhe (d_0) ergibt sich nach Gl. 4.4-2 etwa zu

$$d_0 = 2/3 \cdot h / m \quad (4.4-2)$$

mit

h = Hindernishöhe /m.

Für ausgewählte Baukörperstrukturen enthält Tabelle 4.4-6 entsprechende z_0 - und d_0 -Werte. Diese Angaben können nur als Orientierungswerte dienen, da sowohl z_0 als auch d_0 von der Windrichtung abhängen.

Tabelle 4.4-6. Rauigkeitshöhen (z_0) und Verdrängungshöhen (d_0) für ausgewählte Baukörperstrukturen^a. (Nach Theurer 1993)

Baukörperstruktur	z_0 (m)	d_0 (m)
Stadtzentren	2,4	10
Blockrandbebauung, 3- bis 5geschossig	2,1	9
Industrieanlagen	1,6	12
Wohnblöcke in Zeilenbau, 3- bis 5geschösig	1,5	7
Dichte Wohnbebauung, Ein- und Mehrfamilienhäuser, 1- bis 3geschossig	1,4	4
Wohnbebauung, Einfamilienhäuser, 1- bis 2geschossig	1,3	2
Gewerbegebiete	0,6	5

^a Bei einem Anströmwinkel $\beta = 0^\circ$; β = Winkel zwischen der Hauptorientierungsrichtung einer Bebauung und der Anströmrichtung

Das städtische Windfeld wird vergleichsweise zu seiner Umgebung durch zusätzliche mechanische und thermische Turbulenz mehr oder weniger stark hinsichtlich Richtung und Geschwindigkeit modifiziert. Während sich über dicht bebauten Stadtgebieten Störungen der bodennahen Grenzschicht bis in Höhen von etwa 500 m ü. Grund nachweisen lassen, stellt sich ein weitgehend unbeeinflusstes Windfeld in aufgelockert bebauten Vororten schon bei etwa 400 m und über ebenem Umland in weniger als 300 m ein (Abb. 4.4-1). Die Berechnung der Höhenabhängigkeit der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit innerhalb der Bodenschicht kann in der Regel über zwei Ansätze, und zwar einerseits über das logarithmische Windprofil, andererseits unter Verwendung eines Potenzprofils erfolgen. Die nachfolgenden Gleichungen beziehen sich jeweils auf neutrale Schichtungsverhältnisse.

Das logarithmische Windprofil lautet (Gl. 4.4-3):

$$\bar{v}_z = \frac{u^*}{K_a} \ln \frac{z - d_0}{z_0} / m s^{-1} \quad (4.4-3)$$

mit

\bar{v}_z = mittlere Windgeschwindigkeit in der Höhe z / m s^{-1}

u^* = Schubspannungsgeschwindigkeit / m s^{-1}

Ka = Kármán-Zahl (0,4) / 1

z = Höhe / m

z_0 = Rauigkeitshöhe / m

d_0 = Verdrängungshöhe / m

Eine gute Näherung für das logarithmische Windprofil stellt der Ansatz nach dem Potenzprofil dar, der wegen seiner einfacheren Handhabung vielfach Verwendung findet und deshalb hier angeführt wird. Er lautet:

$$\bar{v}_z = \bar{v}_{\text{ref}} \cdot \left(\frac{z}{z_{\text{ref}}} \right)^\alpha / \text{m s}^{-1} \quad (4.4-4)$$

mit

\bar{v}_{ref} = mittlere Windgeschwindigkeit in der Referenzhöhe / m s^{-1}

z = Höhe / m

z_{ref} = Referenzhöhe / m

α = Rauigkeitsexponent / 1.

Die Referenzhöhe z_{ref} wird meist mit 10 m ü. Gr. angegeben; der mittlere Rauigkeitsexponent α , der die Rauigkeit der Erdoberfläche charakterisiert, variiert von 0,16 im Umland über 0,28 im Vorortbereich bis 0,40 in dicht bebauten Stadtgebieten (vgl. Abb. 4.4-1).

Der schematische Aufbau der städtischen Atmosphäre ist für eine gradientschwache Wetterlage Abb. 4.4-2 sowie Tabelle 4.4-7 zu entnehmen. Er hängt ab von der Art, Größe und Anordnung der Strömungshindernisse sowie von der daraus resultierenden Stärke der mechanischen und thermischen Turbulenz. Unter optimalen Bedingungen lassen sich drei verschiedene Schichten ausgliedern, bei denen es sich um die unten liegende Stadthindernisschicht („Urban Canopy Layer“), die Übergangsschicht („Urban Turbulent Wake Layer“) und die Stadtgrenzschicht („Urban Boundary Layer“) handelt.

Die *Stadthindernisschicht* erstreckt sich vom Boden bis etwa in die Höhe des mittleren Dachniveaus. Sie führt zu einer Vielzahl von Mikroklimaten in Abhängigkeit von der Flächennutzung und besitzt ein eigenes klimatisches Regime. Zwischen dieser und der sich nach oben anschließenden Stadtgrenzschicht tritt gelegentlich noch eine *Übergangsschicht* auf.

Die *Stadtgrenzschicht* ist über einem Stadtgebiet nicht symmetrisch aufgebaut, sondern wird durch die großräumig vorherrschende

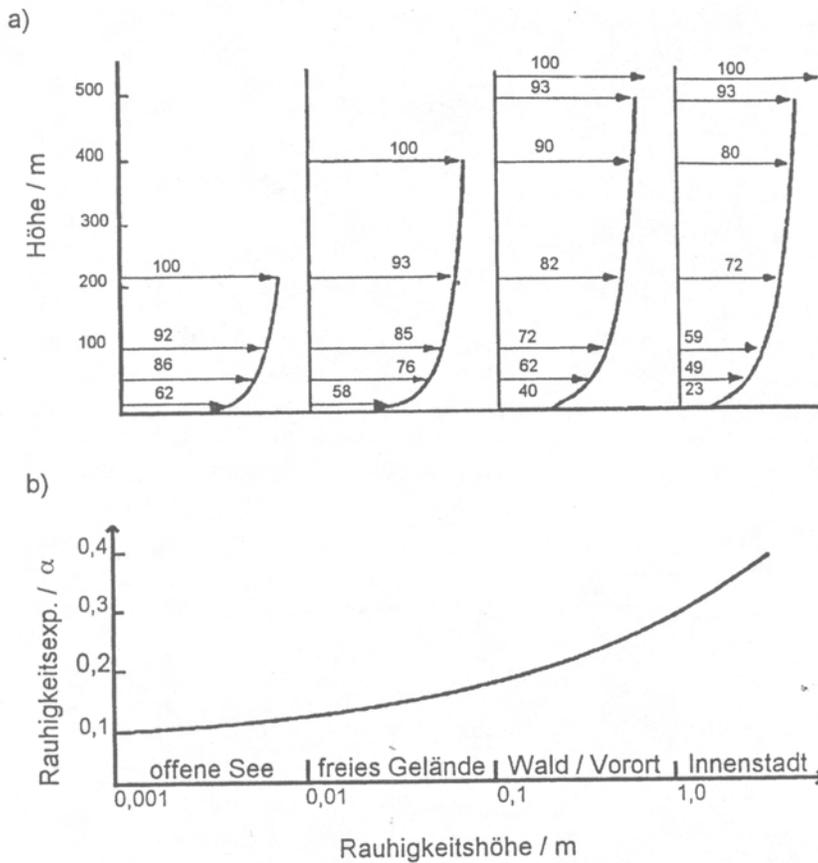


Abb. 4.4-1. Vertikale Windprofile (a) und Rauigkeitsexponenten $[\alpha]$ (b) für unterschiedliche Oberflächen und Rauigkeitshöhen. (Gradientwind $v = 25 \text{ m s}^{-1}$; für 60° Breite; nach Davenport 1995)

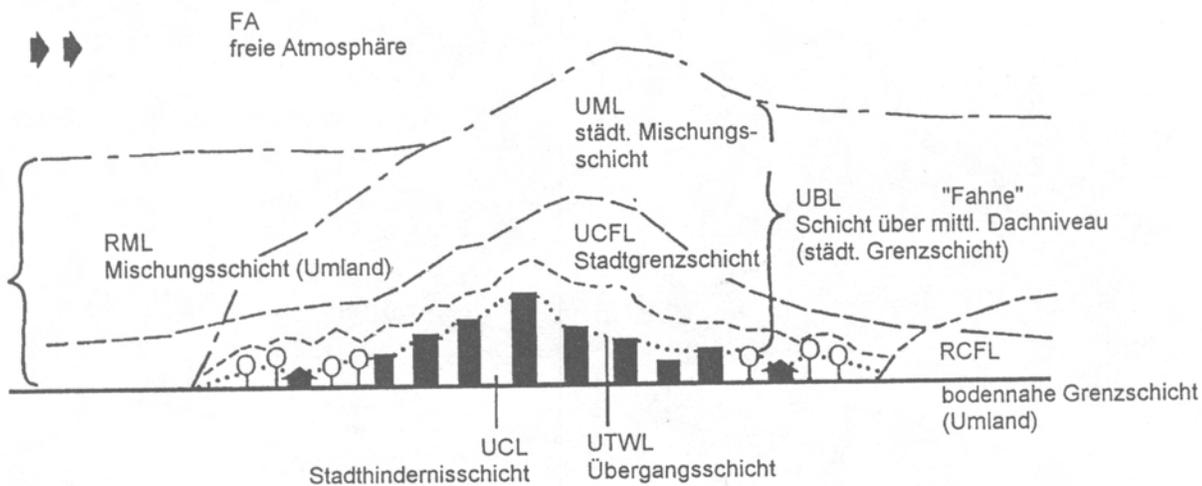


Abb. 4.4-2. Aufbau der städtischen Atmosphäre. (Nach Wanner 1986, hier nach Hupfer und Kuttler 1998)

Strömung modifiziert. Mächtigkeit und Gestalt der städtischen Grenzschicht verhalten sich umgekehrt proportional zur Windgeschwindigkeit. Bei windreicher Witterung läßt sich die genannte Schichtenfolge kaum differenzieren. Während strahlungsreicher, windarmer Wetterlagen tritt sie hingegen stärker hervor. Die Gesamtmächtigkeit der ur-

Tabelle 4.4-7. Modifikation der planetarischen Grenzschicht durch einen Stadtkörper. (Nach Wanner 1986)

Begriffe	Eigenschaften
Urban Canopy Layer (UCL)/ Stadthindernisschicht oder durch Objekte eingeschlossene Lufthülle	Eigenes meteorologisches Re- gime: Sehr turbulent, kontrol- liert durch Schubspannung und Rauhigkeitselemente (Gebäude- form, -höhe) sowie Oberflächen- Energiebilanzen
Urban Turbulent Wake Layer (UTWL) oder Übergangsschicht	Sehr turbulent, „dynamisches Scharnierelement“ zwischen Stadthindernisschicht und Stadt- grenzschicht
Urban Constant Flux Layer (UCFL) oder Stadtgrenzschicht/ Bodenschicht/Prandtl- Schicht	Urban Boundary Layer (UBL) oder städtische Grenzschicht
Mixed Layer (ML) oder Mi- schungsschicht/Ekman-Schicht/ Drehungsschicht	<ul style="list-style-type: none"> - Mächtigkeit: Ca. 10% der ge- samtten BL (Boundary layer); - Quasikonstante Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte; - Windrichtung ungefähr gleichbleibend; - Schubspannung dominiert über Gradient- und Coriolis- kraft; - über komplexer Topographie: beeinflusst durch Lokalwind- systeme <ul style="list-style-type: none"> - Mächtigkeit: 100 m bis einige 100 m; - Höhenabhängige Änderung von Impuls-, Wärme- und Feuchtefluß; - Dominanz der Schubspan- nung nimmt zugunsten von Gradient- und Corioliskraft ab; - über komplexer Topographie: beeinflusst durch Regional- windsysteme
Free Atmosphere (FA) oder freie Atmosphäre	Keine thermische und mechani- sche Beeinflussung mehr; d. h. Windfeld wird durch Gradient- und Corioliskraft bestimmt

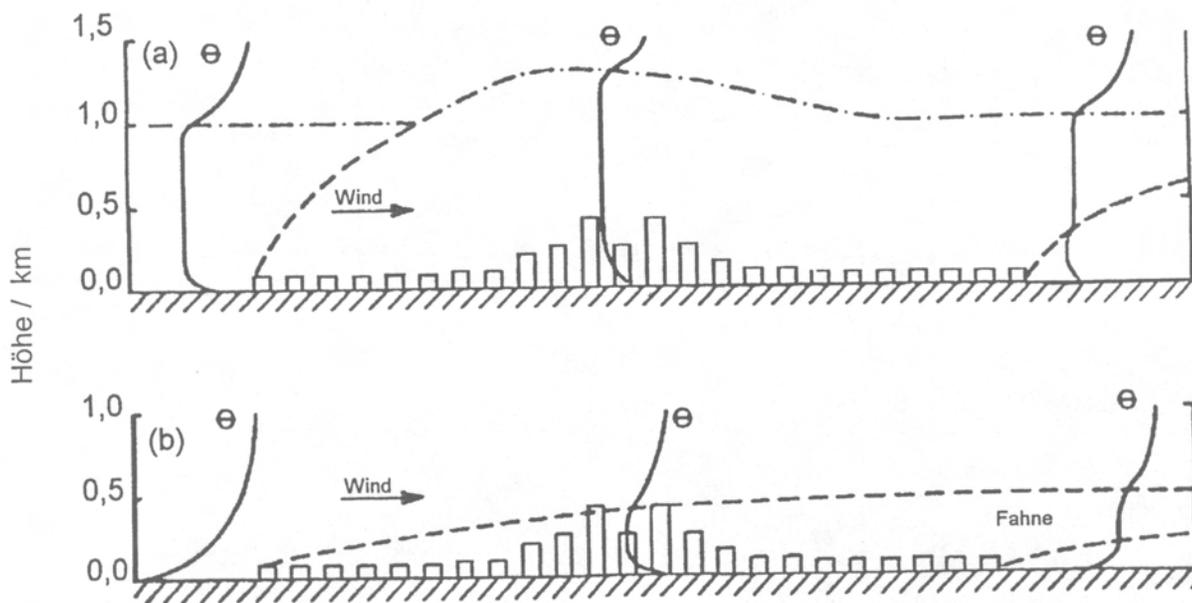


Abb. 4.4-3. Thermische Struktur der Stadthindernisschicht (= Urban Canopy Layer) großer Städte während austauscharmer Strahlungswetterlagen. Schematische Profile der potentiellen Temperatur (a) tagsüber und (b) nachts. (Nach Oke 1990)

banen Grenzschicht kann bei tagsüber auftretender starker Konvektion mehrere hundert Meter erreichen, nachts hingegen nur wenige Dekameter aufweisen (Abb. 4.4-3). Auch können sich nachts unter den angegebenen Witterungsbedingungen Strahlungsinversionen ausbilden, die im Umland wegen der stärkeren Abkühlung besonders intensiv ausgeprägt sind. Innerhalb der städtischen Grenzschicht ist diese Temperaturinversion meist nicht nachzuweisen, da die Wärmeabgabe durch den Stadtkörper eher zu neutralen bzw. labilen Schichtungsverhältnissen führt. In Lee kann die sich unter Umständen mehrere Kilometer weit ins Umland erstreckende städtische Abluffahne in abgeschwächter Form dort zu stadtklimaähnlichen Verhältnissen führen.

Neben den in der Regel in Stadtgebieten zu beobachtenden verringerten Windgeschwindigkeiten sind diese darüber hinaus durch häufigeres Auftreten sowohl von Windstillen als auch von Böen gekennzeichnet. Die urbane Auswirkung auf die Windgeschwindigkeit zeigt exemplarisch anhand der in Tabelle 4.4-8 zusammengestellten Werte die unterschiedlich starke Beeinflussung durch verschiedene Stadtklimatope. Unter dem Begriff Klimatop wird in diesem Zusammenhang eine Fläche verstanden, die sich durch ein gleichartiges mesoklimatisches Verhalten auszeichnet. Für das vorgenannte Beispiel ergeben sich fallweise Windgeschwindigkeitsreduktionen, die fast die Hälfte des Freilandwertes erreichen. Besonders ausgeprägt sind die Unterschiede, wenn ausschließlich der Schwachwindbereich als Vergleich

Tabelle 4.4-8. Mittlere stündliche Windgeschwindigkeiten verschiedener Klimatope in der Stadt Düsseldorf (Meßperiode: 12. 1. 1993 bis 11. 1. 1994; Meßhöhe: 4 bis 6 m ü. Gr.). (Nach Kuttler unveröffentlicht)

Freiland (Kuppe)	Vorort	Industrie- gebiet	Grün- fläche	Innen- stadt, rheinfern	Innen- stadt, rheinnah	Gewerbe- gebiet	Aue
100%	69%	60%	49%	57%	71%	54%	74%
3,5 m s ⁻¹	2,4 m s ⁻¹	2,1 m s ⁻¹	1,7 m s ⁻¹	2,0 m s ⁻¹	2,5 m s ⁻¹	1,9 m s ⁻¹	2,6 m s ⁻¹

Tabelle 4.4-9. Anzahl der Schwachwindepisoden (mittlere Windgeschwindigkeit $\bar{v} \leq 1,5 \text{ m s}^{-1}$) unterschiedlicher Dauer (Minstdauer=6 h) und maximaler Dauer einer Episode in Stunden für verschiedene Klimatope der Stadt Düsseldorf (Meßperiode: 12. 1. 1993 bis 11. 1. 1994; Meßhöhe: 4 bis 6 m ü. Gr.). (Nach Kuttler unveröffentlicht)

Episoden- dauer [h]	Standort							
	Freiland (Kuppe)	Vorort	Industrie- gebiet	Grün- fläche	Innen- stadt, rhein- fern	Innen- stadt, rhein- nah	Gewerbe- gebiet	Aue
≤6	20	153	201	252	231	130	198	171
>6 bis 9	17	68	54	82	104	66	71	82
10 bis 19	2	77	129	138	110	59	95	80
20 bis 29	1	7	17	23	13	3	22	8
30 bis 39	0	0	0	5	1	0	5	1
>40	0	1	1	4	3	2	5	0
Maximale Dauer einer Episode	22	42	42	60	45	71	74	31

zugrundegelegt wird. Tabelle 4.4-9 verdeutlicht, daß sowohl die Anzahl an Schwachwindepisoden im bebauten Bereich als auch deren jeweilige maximale Dauer zunehmen. Während im Freiland beispielsweise ein Schwachwindereignis maximal 22 Stunden vorherrschte, belief sich dieser Wert im Gewerbegebiet auf mehr als das Dreifache. Eine Verringerung der städtischen Windgeschwindigkeiten stellt sich insbesondere bei allochthoner Witterung ein, wenn die übergeordnete Luftbewegung oberhalb einer Grenzwindgeschwindigkeit liegt. Der Wert dieser Grenzwindgeschwindigkeit hängt von Stadtgröße und -struktur ab. Wird dieser Wert jedoch bei windruhiger Strahlungswet-

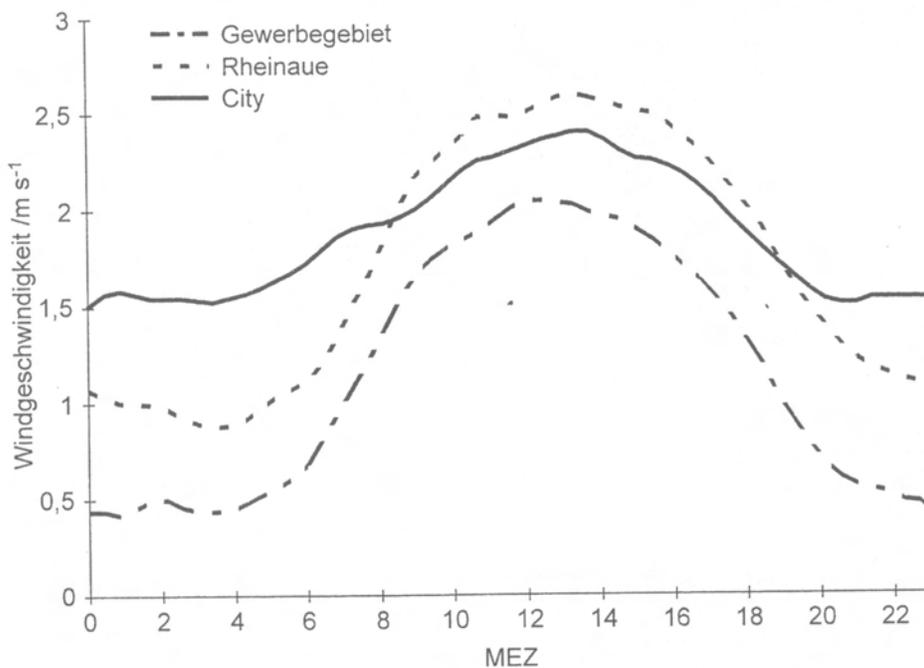


Abb. 4.4-4. Mittlere stündliche Windgeschwindigkeiten für 54 Strahlungstage in drei Klimatopen der Stadt Düsseldorf (Meßperiode: 12. 1. 1993 bis 11. 1. 1994; Meßhöhe: 4–6 m ü. Gr.). (Nach Kuttler unveröffentlicht)

terlage unterschritten, dann können sich in bebauten Gebieten – insbesondere nachts und frühmorgens – bodennah deutlich höhere Windgeschwindigkeiten im Vergleich zum Umland einstellen, wie Abb. 4.4-4 zeigt. Während z. B. am Citystandort in der zweiten Nachthälfte $1,5 \text{ m s}^{-1}$ erreicht werden, liegen die Werte im Umland (Rheinaue, Gewerbegebiet) bei 1 m s^{-1} bzw. $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Frühmorgens nehmen die Umlandwindgeschwindigkeiten im Vergleich zum Innenstadtstandort deutlich zu, wobei die Werte des Rheinauenstandortes diejenigen der Innenstadt übertreffen. Diese an das Vorherrschen von Strahlungswetterlagen gekoppelten Windverhältnisse in Stadt und Umland lassen sich auf die städtische Überwärmung zurückführen, die nachts besonders stark ausgeprägt ist (Hupfer u. Chmielewski 1990).

Ein sich in diesem Zusammenhang häufig einstellendes Flurwindsystem zeichnet sich durch eine bodennahe, wenige Meter mächtige, meist intermittierend auftretende Luftbewegung von geringer Geschwindigkeit aus, die im Idealfall radial in die Stadt eindringt und diese mit kühler Luft versorgt (Barlag u. Kuttler 1990/1991). Der für die Strömung notwendige Druckgradient zwischen Stadt und Umland beruht auf den Unterschieden der Energiebilanz, die bei windschwachen Strahlungswetterlagen besonders deutlich hervortreten.

Flurwinde kommen bodennah überwiegend nachts und im Sommer vor. Planungsrelevant wird dieses Windsystem dann, wenn es da-

Tabelle 4.4-10. Luftleitbahnen und ihre Eignung für den Kaltlufttransport. (Nach Kuttler u. Romberg 1992; Beckröge 1990; hier nach Kuttler 1998 b)

<p>1. Ein- und Ausfallstraßen</p> <ul style="list-style-type: none"> - niedrige z_0-Werte; tagsüber starke Aufheizung → Labilisierung der bodennahen Luftschicht → Erhöhung der Reibungswiderstände - Freisetzung von Kfz-Emissionen - Vorbelastung durch Hausbrandemissionen der straßenbegleitenden Bebauung möglich, insbesondere im Winter 	<p>3. Grünflächen/Parkanlagen</p> <ul style="list-style-type: none"> - mehr oder weniger niedrige z_0-Werte; tagsüber kaum Aufheizung → Stabilisierung der bodennahen Luftschicht → Senkung der Reibungswiderstände - Möglichkeit der Entwicklung von Eigenzirkulationen - keine Freisetzung von Emissionen - Ausfilterung von Luftbestandteilen <p><i>Wertung:</i> Nutzung zu empfehlen</p>
<p><i>Wertung:</i> Nutzung nicht ohne weiteres zu empfehlen; Luftqualitätsanalyse insbesondere hinsichtlich des Einzugsgebietes auf potentielle Immissionen notwendig</p> <p>→ Verbesserung der Luftqualität kaum zu erwarten</p>	<p>→ Verbesserung der Luftqualität zu erwarten</p>
<p>2. Bahntrassen</p> <ul style="list-style-type: none"> - niedrige z_0-Werte; tagsüber starke Aufheizung → Labilisierung der Luft → Erhöhung der Reibungswiderstände - wenn kein Diesellokbetrieb, dann kaum Freisetzung von Emissionen - nachts starke Abkühlung der Schotterflächen → Stabilisierung der Luft → kleine Reibungswiderstände 	<p>4. Fließ-/Stillgewässer</p> <ul style="list-style-type: none"> - sehr niedrige z_0-Werte; tagsüber – bei entsprechender Größe – kaum Aufheizung → Stabilisierung der bodennahen Luftschicht → Senkung der ohnehin niedrigen Reibungswiderstände - Möglichkeit der Entwicklung von Eigenzirkulationen (Stadt-/Seewindsystem bzw. Stadt-/Flußwindssystem) - keine Freisetzung von Emissionen - Senke für Gase und Schwebeteilchen <p><i>Wertung:</i> Nutzung zu empfehlen</p>
<p><i>Wertung:</i> Nutzung zu empfehlen, wenn kein Diesellokbetrieb</p> <p>→ Verbesserung der Luftqualität kaum zu erwarten</p>	<p>→ Verbesserung der Luftqualität zu erwarten; allerdings: Minderung des thermischen Effekts in der Nacht durch möglicherweise warmen Wasserkörper</p>

zu beiträgt, die stadtklimatisch-lufthygienische Situation zu verbessern, d.h. eventuellen Hitzestreß abzubauen und eine Luftregeneration im bebauten Bereich zu ermöglichen.

Voraussetzung dafür ist allerdings, daß die Umlandkaltluft möglichst weit in das Stadtinnere eindringen kann. Dazu bedarf es möglichst rauhigkeitsarmer Ventilationsbahnen, die das Kaltluftproduktionsgebiet im Umland mit der Stadt auf möglichst kurzem Wege verbindet. Tabelle 4.4-10 enthält eine Zusammenstellung potentiell nutzbarer Ventilationsbahnen für den Kaltlufttransport, die vielfach in Stadtgebieten verbreitet sind.

4.4.5

Strahlungs- und Wärmehaushalt

Der Strahlungs- und Wärmehaushalt eines Stadtgebietes unterliegt im Vergleich zum Umland zahlreichen Einflüssen, die innerhalb der bodennahen Atmosphäre sowohl auf die reflektierenden, streuenden und absorbierenden gas- und partikelförmigen sowie flüssigen Luftbeimengungen zurückzuführen sind, als auch durch Art, Gliederung, Nutzungsstruktur und Exposition der städtischen Oberflächen geprägt werden. Die Zusammensetzung der Stadtatmosphäre und die Oberflächenbeschaffenheit bestimmen die kurz- und langwellige Albedo, den Emissionsgrad und damit letztlich das thermische Verhalten der Flächen.

Unter der Voraussetzung von Advektionsarmut und Abwesenheit von Niederschlag besteht die Strahlungs- bzw. Wärmebilanz für die Grenzfläche Boden/Luft nach Gl. 4.4-5 aus

$$Q + q_m + q_a + q_B + q_l + q_s = 0 / \text{W m}^{-2} \quad (4.4-5)$$

mit

- $Q = \text{Strahlungsbilanz} / \text{W m}^{-2}$
- $q_m = \text{metabolische Wärmeflußdichte} / \text{W m}^{-2}$
- $q_a = \text{künstliche Wärmeflußdichte} / \text{W m}^{-2}$
- $q_B = \text{Bodenwärmeflußdichte} / \text{W m}^{-2}$
- $q_l = \text{turbulente latente Wärmeflußdichte} / \text{W m}^{-2}$
- $q_s = \text{turbulente sensible Wärmeflußdichte} / \text{W m}^{-2}$

Nach dem Energieerhaltungssatz und unter Beachtung, daß eine Fläche per definitionem masselos ist, muß die Summe der einzelnen Glieder der Strahlungs- und Wärmebilanz ausgeglichen sein. Sie wird deshalb zu Null gesetzt. Die Strahlungsbilanz (Q) ergibt sich zu

$$Q = (I + D)(1 - \rho_s) + A(1 - \rho_l) + E / W m^{-2} \quad (4.4-6)$$

mit

I = direkte Sonnenstrahlung $/W m^{-2}$

D = diffuse Sonnenstrahlung $/W m^{-2}$

ρ_s = kurzwelliger Reflexionsgrad der Oberfläche /1

ρ_l = langwelliger Reflexionsgrad der Oberfläche /1

A = langwellige Gegenstrahlung $/W m^{-2}$

E = langwellige Ausstrahlung $/W m^{-2}$ mit $E = \sigma \cdot \varepsilon \cdot T_O$

σ = Stefan-Boltzmann Konstante ($5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)

ε = Emissionsgrad /1

T_O = Oberflächentemperatur /K

Konventionsgemäß werden Strahlungs- und Wärmeflußdichten mit einem positiven Vorzeichen versehen, wenn sie zur Bezugsfläche hin gerichtet sind. Im umgekehrten Falle sind sie negativ.

Die meist verschmutzte Stadtatmosphäre führt dazu, daß das Verhältnis von direkter (I) zu indirekter Solarstrahlung (D) klein ist. Eine Schwächung der Globalstrahlung ($G = I + D$) ist abhängig von der Zenitdistanz der Sonne sowie der Konzentration und den optischen Eigenschaften der in der Luft enthaltenen Gase und Schwebeteilchen. Im allgemeinen wird – je nach Verschmutzungsgrad – von einer durchschnittlichen Minderung im Vergleich zum Umland von 4 bis 20% ausgegangen (Wendling u. Pohl 1979), wobei sich sowohl deutliche Unterschiede zwischen den Jahreszeiten als auch Abhängigkeiten zu einzelnen Windrichtungen wegen der Beeinflussung durch die Abluftfahnen ergeben.

Die Verringerung der Lichtdurchlässigkeit der Atmosphäre kann mit Hilfe des von Linke eingeführten Trübungsfaktors (T_L) angegeben werden. Bei diesem wird die tatsächliche Trübung der Luft, hervorgerufen durch Absorption und Streuung, mit der Schwächung der Strahlung, die durch eine Rayleigh-Streuung erzeugt wird, verglichen. Allgemein wird T_L auch als das Vielfache der reinen Atmosphären aufgefaßt, die dieselbe Trübung wie die tatsächliche Atmosphäre verursachen. Richtwerte für T_L sind in Tabelle 4.4-11 enthalten. Die Trübungswerte westeuropäischer Stadtatmosphären dürften gegenwärtig im Durchschnitt bei $T_L = 4$ bis 6 liegen.

Die Gesamtschwächung, der die Globalstrahlung unterworfen ist, läßt sich wie folgt berechnen (VDI 3789, 1994):

$$G = I_0 \cdot \exp(-T_L \cdot \delta_{RO} \cdot m \cdot p/p_0) / W m^{-2} \quad (4.4-7)$$

mit

G = aktuelle Globalstrahlung / W m^{-2}

I_0 = Solarkonstante ($1\,367 \text{ W m}^{-2}$)

T_L = Linke-Trübungsfaktor /1

δ_{RO} = vertikale optische Dicke der Rayleigh-Atmosphäre einschließlich Ozonabsorption /1

m = relative optische Luftmasse /1

p/p_0 = Luftdruckkorrektur zur Reduktion der optischen Dicke der Normatmosphäre mit dem Luftdruckniveau $p_0 = 1\,013 \text{ hPa}$ auf den aktuellen Luftdruck

Tabelle 4.4-12 stellt die Globalstrahlungsflußdichten einer theoretisch stark verschmutzten Stadtatmosphäre ($T_L = 5$) und einer weniger belasteten Umlandatmosphäre ($T_L = 3$) gegenüber. Insbesondere bei tiefstehender Sonne und einer daraus resultierenden überproportionalen Zunahme der optischen Luftmasse nimmt die Strahlungsschwächung relativ große Werte an. Ferner ist die Verringerung der

Tabelle 4.4-11. Richtwerte für den Linke-Trübungsfaktor (T_L) bei verschiedenen Luftmassen. (Nach VDI 3789, 1994)

Charakterisierung der Luftmasse	T_L
Sehr saubere Kaltluft	2
Saubere Warmluft	3
Feuchtwarme oder stagnierende Luft	4 bis 6
Verunreinigte Luft	>6

Tabelle 4.4-12. Abhängigkeit der Globalstrahlungsflußdichte (G) vom Linke-Trübungsfaktor (T_L) für verschiedene Sonnenhöhenwinkel (γ), relative optische Luftmassen (m) und vertikale optische Dicken (δ_{RO}) im „Stadt“ ($T_L = 5$)/ „Umland“ ($T_L = 3$)-Vergleich. (Nach VDI 3789, 1994)

γ (Grad)	m^a (1)	δ_{RO}^b (1)	G $T_L = 5$ [„Stadt“] (W m^{-2})	G $T_L = 3$ [„Umland“] (W m^{-2})	$\frac{\text{„Stadt“}}{\text{„Umland“}} \cdot 100\%$
60	1,15	0,095	792	985	80,4
45	1,41	0,094	704	918	76,7
30	2,00	0,089	561	801	70,0
15	3,86	0,077	309	560	55,2

^a $m = 1/[\sin(\gamma + a(\gamma + b)^{-c})]$; $a = 0,50572$, $b = 6,07995^\circ$, $c = 1,6364$

^b $\delta_{RO} = 1/(0,9m + 9,4)$

Globalstrahlungsflußdichte von der Wellenlänge abhängig. So kann es im ultravioletten Bereich ($\lambda < 380$ nm) unter ungünstigen Bedingungen sogar zu einer weitgehenden Strahlungsabsorption kommen.

Die auch vom Sonnenhöhenwinkel (γ) sowie von der Beschaffenheit und Exposition der Oberfläche abhängige kurzwellige reflektierte Strahlung wird für europäische und nordamerikanische Großstädte mit einem Reflexionsgrad von 10 bis 30% angegeben. Der langwellige Reflexionsgrad (ρ_1) erreicht etwa 5%; er wird in Anbetracht der Fehler bei der Bestimmung der anderen Größen meist nicht berücksichtigt.

Die langwelligigen *Strahlungsflußdichten*, die durch den zweiten Teil von Gl. 4.4-6 zum Ausdruck kommen, werden im wesentlichen von der Temperatur der Oberflächen und der Atmosphäre (auch Luftfeuchte und CO_2 -Gehalt) sowie den entsprechenden Emissionsgraden (ε) bestimmt. Auf die langwellige Ausstrahlung (E) wirkt sich besonders stark die Horizontüberhöhung aus, die z. B. durch das Verhältnis von Straßenbreite zur Höhe der Randbebauung angegeben werden kann und in Städten eine besondere Rolle spielt. Bei großen Verhältniswerten, d. h. breiten Straßen und niedrigen Gebäudehöhen, wird bei entsprechenden Wetterlagen noch rund 90% der Energie ausgestrahlt; bei sehr kleinen Verhältniswerten (z. B. 0,5) hingegen nur noch weniger als 30%. Hinsichtlich der Strahlungsflußdichten im langwelligen Bereich zeichnen sich Städte im Vergleich zum Umland sowohl durch höhere Werte der Gegenstrahlung (= höherer Treibhauseffekt) als auch der Ausstrahlung des Untergrundes aus (Tabelle 4.4-13). Während die höheren Gegenstrahlungswerte auf die stärkere Konzentration infrarotabsorbierender Gase einschließlich des Wasserdampfes sowie von Schwebeteilchen zurückzuführen sind, beruhen die höheren Ausstrahlungswerte auf höheren Oberflächentemperaturen.

In die *städtische Wärmebilanz* (vgl. Gl. 4.4-5) gehen q_m , q_a , q_B , q_l und q_s ein. Unter metabolischer Wärmeproduktion (q_m) versteht man die durch den Stoffwechsel von Organismen verursachte, d. h. in er-

Tabelle 4.4-13. Mittlere langwellige Strahlungsflußdichten (W m^{-2}) für Ausstrahlung (E), Gegenstrahlung (A) und deren Differenz (E-A) in Stadt und Umland von Montreal auf der Basis von zwölf Profilmessfahrten während wolkenloser Nächte in den Jahren 1969/70. (Nach Oke u. Fuggle 1972)

	E	A	E - A
Stadt (S)	313	401	-88
Umland (U)	298	382	-84
Differenz S-U	15	19	-4

ster Linie von den Stadtbewohnern abgegebene Energie. Faßt man z.B. die von den Einwohnern einer Großstadt freigesetzte Energie unter Berücksichtigung eines „mittleren Aktivitätszustandes“ von etwa 200 Watt pro Person zusammen, dann würde für eine Fläche von 200 km^2 und unter Zugrundelegung von 600 000 Einwohnern etwa $0,6 \text{ W m}^{-2}$ resultieren. Da es sich im Vergleich zu den anderen Flußdichten hierbei um einen relativ geringen Wert handelt, wird er bei Energiebilanzbetrachtungen im allgemeinen vernachlässigt.

Die *künstliche Wärmeproduktion* (q_a), die aus der thermischen Emission von Kraftfahrzeugen, Kraftwerken, Industrieanlagen, Hausbrand und evtl. auch aus dem Betrieb von Klimaanlage resultiert, erreicht in Abhängigkeit vom Typus sowie von der geographischen und topographischen Lage einer Stadt sehr unterschiedliche Werte (Tabelle 4.4-14). So können z.B. hohe Wärmeflußdichten sowohl durch hohe Einwohnerdichten als auch durch hohen Pro-Kopf-Energieverbrauch verursacht werden. Die Beeinflussung macht sich besonders im Winter bei negativer Strahlungsbilanz und tiefen Temperaturen bemerkbar. Städte in winterstrengen Klimaten wie Fairbanks, Montreal oder Manhattan können q_a -Werte erreichen, die z.T. um ein Mehrfaches über denjenigen der natürlichen Strahlungsbilanz (Q) liegen.

Zur einfachen Handhabung und Kennzeichnung der das thermische Stadtklima im wesentlichen bestimmenden Größen q_s und q_l wird vielfach der von Bowen eingeführte Verhältniswert (Bo) (Gl. 4.4-8) verwendet:

$$Bo = \frac{q_s}{q_l} / 1 \quad (4.4-8)$$

Oberflächen, die z.B. wenig verdunstungsaktiv sind und deren Energieabgabe überwiegend über q_s erfolgt, zeichnen sich durch Bo -Werte >1 aus, während bei dominierendem turbulenten latenten Wärmefluß Bo -Werte <1 erreicht werden. Die Angabe des Bowen-Verhältnisses erlaubt in Hinblick auf den vorherrschenden Wärmetransport eine detaillierte Klassifizierung unterschiedlich genutzter Flächen. Abb. 4.4-5 enthält für verschieden genutzte Oberflächen die mittleren stündlichen Bo -Werte. Negative Zahlen werden auf dieser Mittelungsbasis nur über Grünflächen gefunden, und zwar frühmorgens, abends und insbesondere nachts. Während der Tagesstunden sind sowohl der fühlbare als auch der latente Wärmefluß überwiegend von der Oberfläche weggerichtet. Bei Vorherrschen von Temperaturinversionen können sich die Wärmetransportrichtungen umkehren, wodurch Bo ein negatives Vorzeichen annehmen kann. Da in Stadtgebieten auf-

Tabelle 4.4-14. Pro-Kopf-Energieverbrauch, Flußdichten der anthropogenen Energieproduktion (q_a) und der natürlichen Strahlungsbilanz (Q) in ausgewählten Städten der nördlichen Halbkugel pro Jahr. (Nach Zusammenstellungen in Helbig 1987; Oke 1990; Steinecke 1995, verändert)

Stadt (geogr. Breite)	Jahr	Jahreszeit	Fläche km ²	Bevöl- kerung 10 ⁶ Einw.	Einwohner- dichte Einw./ km ²	Pro-Kopf- Verbrauch MJ · 10 ³ /Einw.	q_a W m ⁻²	Q W m ⁻²	Anteil von $\frac{q_a}{Q} \cdot 100\%$
Fairbanks (64°N)	1965-70	Jahr	37	0,03	810	740	19	18	106
Reykjavík (64°N)	1992	Jahr	38	0,1	2 680	1 100	35	90	39
Sheffield (53°N)	1952	Jahr	48	0,5	10 420	58	19	56	34
Berlin (West) (52°N)	1967	Jahr	234	2,3	9 830	67	21	57	37
Chorzów (50°N)	1965	Jahr	-	-	-	-	82	-	-
Vancouver (49°N)	1970	Jahr	112	0,6	5 360	112	19	57	33
Budapest (47°N)	1970	Jahr	113	1,3	11 500	118	43	46	93
		Sommer					32	100	-
		Winter					51	-	-
Montreal (45°N)	1961	Jahr	78	1,1	14 102	221	99	52	190
		Sommer					57	92	62
		Winter					153	13	1 177
Manhattan (40°N)	1967	Jahr	59	1,7	28 810	128	117	93	126
		Sommer					40	-	-
		Winter					198	-	-
Los Angeles (34°N)	1965-1970	Jahr	3 500	7,0	2 000	331	21	108	19
Hongkong (22°N)	1971	Jahr	1 046	3,9	3 730	34	4	~110	4
Singapur (1°N)	1972	Jahr	568	2,1	3 700	25	3	~110	3

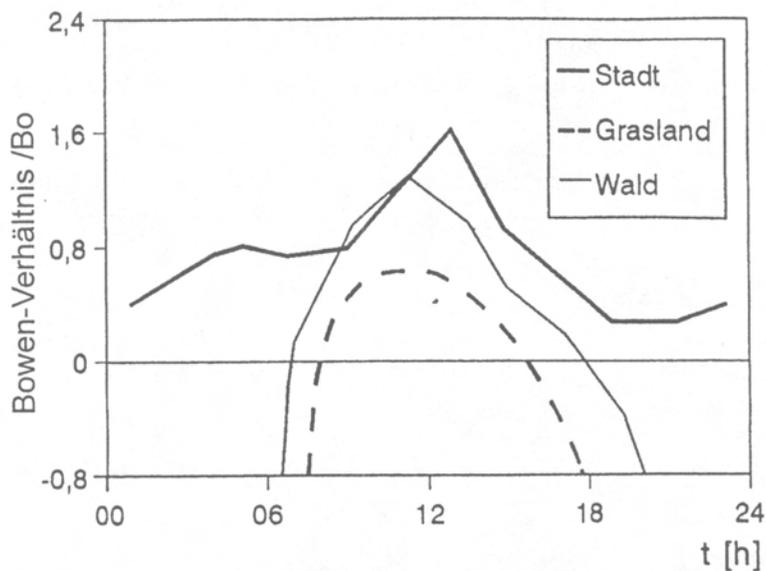


Abb. 4.4-5. Tagesgang des Bowen-Verhältnisses (Bo) für verschiedene Oberflächen. (Aus Oke et al. 1982; hier nach Kuttler 1998 b)

grund des Wärmeinseleffekts Inversionen seltener auftreten, sinken die Bo -Werte zwar unter eins, werden jedoch i. a. nicht negativ, was z. B. im Umland der Fall ist, wenn sich ein zur Oberfläche gerichteter q_s -Transport und ein noch in die Atmosphäre erfolgender q_l -Transport gegenüberstehen.

Eine wichtige Größe in der städtischen Energiebilanz stellt die Bodenwärmeflußdichte q_B dar. Aufgrund der hohen Wärmeleitfähigkeits- und Wärmekapazitätswerte von Baumaterialien übernehmen Untergrund und Gebäude eine wichtige thermische Speicherfunktion. Es kann davon ausgegangen werden, daß bis zu 50% der städtischen Energiebilanz unter trockenen Witterungsverhältnissen durchschnittlich auf q_B entfallen (Parlow 1998). Die hieraus am Tage resultierende Energierücklage speist während der Nachtstunden die städtische Wärmeinsel.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß in bebautem Gebiet für die Glieder D , E , A , q_a , q_B und q_s der Strahlungs- und Energiebilanz durchschnittlich höhere Werte auftreten, niedrigere hingegen für I und q_l .

4.4.6 Städtische Überwärmung

Im Vergleich zum Umland weisen Städte in der Regel höhere Luft- und Oberflächentemperaturen auf. Besonders stark ist die Überwärmung während eigenbürtiger (autochthoner) Wetterlagen, die sich dadurch auszeichnen, daß Betrag und Verlauf der Klimaelemente durch die lokalen Verhältnisse bestimmt werden. Hohe Ein- und Ausstrah-

Tabelle 4.4-15. Stundenmittelwerte der Lufttemperaturen (in 2 m ü. Gr.) im Tagesgang für Stadt (\bar{t}_S) und Umland (\bar{t}_U) am Beispiel Düsseldorf. (Meßperiode: 12. 1. 1993 bis 11. 1. 1994). (Nach Kuttler unveröffentlicht)

Spalten- num- mer	Stadt ^a			Umland ^b			Stadt minus Umland		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Uhrzeit MEZ [h]	\bar{t}_S [°C]	\bar{t}_{Smin} [°C]	\bar{t}_{Smax} [°C]	\bar{t}_U [°C]	\bar{t}_{Umin} [°C]	\bar{t}_{Umax} [°C]	$\Delta\bar{t}_{S-U}$ [K]	$\Delta\bar{t}_{Smin-Umin}$ [K]	$\Delta\bar{t}_{Smax-Umax}$ [K]
0	10,4	1,8	17,3	8,7	0,6	15,4	1,7	1,2	1,9
1	10,1	1,7	16,8	8,4	0,5	14,9	1,7	1,2	1,9
2	9,8	1,5	16,3	8,1	0,3	14,3	1,7	1,2	2,0
3	9,5	1,5	16,0	7,8	0,1	13,9	1,7	1,4	2,1
4	9,3	1,3	15,6	7,6	-0,1	13,6	1,7	1,4	2,0
5	9,1	1,1	15,3	7,5	-0,2	13,5	1,6	1,3	1,8
6	9,0 ^c	1,0	15,3	7,6	-0,3	14,2	1,4	1,3	1,1
7	9,2	1,0	15,7	8,1	-0,4	15,2	1,1	1,4	0,5
8	9,7	0,9	16,5	8,9	-0,3	16,2	0,8	1,2	0,3
9	10,3	1,1	17,4	9,8	0,2	17,4	0,5	0,9	0,0
10	11,0	1,4	18,4	10,8	0,7	18,5	0,2	0,7	-0,1
11	11,7	2,0	19,3	11,6	1,4	19,5	0,1	0,6	-0,2
12	12,5	2,7	20,0	12,3	2,2	20,1	0,2	0,5	-0,1
13	13,0	3,4	20,5	12,9	2,9	20,5	0,1	0,5	0,0
14	13,4	4,1	20,9	13,2	3,6	21,1	0,2	0,5	-0,2
15	13,6 ^d	4,3	21,2	13,3	4,0	21,3	0,3	0,3	-0,1
16	13,5	4,3	21,4	13,1	3,7	21,4	0,4	0,6	0,0
17	13,3	4,0	21,4	12,7	3,0	21,1	0,6	1,0	0,3
18	12,9	3,5	20,9	12,1	2,1	20,4	0,8	1,4	0,5
19	12,5	3,2	20,4	11,3	1,7	19,6	1,2	1,5	0,8
20	12,0	2,9	19,7	10,5	1,4	18,4	1,5	1,5	1,3
21	11,5	2,6	18,9	9,9	1,2	17,1	1,6	1,4	1,8
22	11,1	2,4	18,2	9,4	1,0	16,1	1,7	1,4	2,1
23	10,7	2,2	17,5	9,0	0,9	15,3	1,7	1,3	2,2
\bar{X}	11,2	2,3	18,2	10,2	1,3	17,1	1,0	1,1	0,9

^a Standort Citylage; 37 m ü. NN; Versiegelungsgrad 83%^b Standort Freiland, Niederterrasse; 39 m ü. NN; Versiegelungsgrad 14%^c Minima *kursiv*^d Maxima **fett**

lung sowie geringe Luftbewegung sind am ehesten die Garantien dafür. Während allochthonen Wetters mit höheren Windgeschwindigkeiten, geringerer durch Bewölkung verursachter Einstrahlung und insbesondere beim Auftreten von Niederschlägen, ergeben sich keine bzw. nur kaum nachweisbare stadtklimatische Modifikationen.

Die städtische Überwärmung ist auf die in Abschnitt 4.4.5 genannte unterschiedlich starke Ausprägung der einzelnen Glieder der Strahlungs- und Energiebilanz zurückzuführen. Die Stärke der Überwärmung wird üblicherweise durch die Temperaturdifferenz (Δt_{S-U}) – in der Regel durch die der Lufttemperatur – zwischen Stadt (S) und Umland (U) angegeben. Überwärmte Stadtgebiete werden als „Wärmeinseln“ bezeichnet, womit man auf das inselartige Auftreten der Übertemperatur in einer kühleren Umgebung hinweisen will (Kuttler 1998 a). „Wärmearchipel“ wäre der sinnvollere Begriff, da ein Stadtgebiet nicht homogen überwärmt ist, sondern aufgrund der heterogenen Flächennutzungsstruktur durchaus mehrere Wärmezentren mit dazwischenliegenden Bereichen niedrigerer Temperatur aufweisen kann. Dieser Begriff hat sich jedoch nicht durchgesetzt.

Räumliches und zeitliches Erscheinungsbild städtischer Wärmeinseln

Grundsätzlich lassen sich verschiedene Typen von Wärmeinseln unterscheiden, die zeitlich entkoppelt und räumlich unterschiedlich stark auftreten können.

Eine vom Untergrund her beeinflusste *Bodenwärmeinsel* beruht auf hohen Oberflächentemperaturen. Sie deckt sich im wesentlichen mit der Verbreitung der bebauten Gebiete und ist damit als flächenscharf anzusehen. Ihr Nachweis erfolgt anhand von Oberflächentemperaturen, die z. B. mit Strahlungsthermometern erfaßt oder mit Hilfe von Infrarot-Thermalaufnahmen dargestellt werden können.

Die *Wärmeinsel der Stadthindernisschicht*, die sich auf den Luftraum zwischen Boden und mittlerer Dachhöhe bezieht, ist auf die Oberflächenvergrößerung und Energiefreisetzung (q_s , q_l , q_a), einer erhöhten Gegenstrahlung (A) sowie einer verringerten Ausstrahlung (E) durch die Horizonteinschränkung zurückzuführen. Nachgewiesen wird sie mit Hilfe von Lufttemperaturmessungen. Dieser Wärmeinseltyp fällt in seiner Verbreitung nur grob mit der bebauten Fläche zusammen, da es sich hierbei um ein überwärmtes Luftvolumen handelt, das schon bei geringer Windgeschwindigkeit einer permanenten Deformation unterliegt. Insbesondere kann vom Umland zufließende Kaltluft, z. B. als Flurwind (s. Kap. 4.4.4.), zu einer Verschiebung der Grenzen dieser Wärmeinsel führen, woraus eine besonders stark gegliederte Abgrenzung zum Umland resultieren kann.

Darüber liegt die *Stadtgrenzschichtwärmeinsel* oder auch die städtische Abluftfahne. Deren Entstehung basiert auf Wärmetransporten von unten (q_s , q_l), Einspeisung künstlicher Wärme (q_a) sowie verstärkte Strahlungsabsorption atmosphärischer Spurenstoffe mit der

daraus resultierenden thermischen Emission (A). Dieser Wärmeinseltyp erstreckt sich bereits so weit in die Atmosphäre, daß seine Ausbreitung dem übergeordneten Wind unterliegt. Das führt zu der schon genannten leewärtigen Abdrift der städtischen Abluft- und Wärmefahne, die sich durchaus einige Kilometer ins Umland erstrecken kann. Der Nachweis dieses Wärmeinseltyps erfolgt z. B. mit Hilfe von direkten und indirekten Vertikalsondierungen.

Grundsätzlich unterliegen städtische Wärmeinseln in Abhängigkeit von der Tages- und Jahreszeit einem räumlichen Gestalt- und Intensitätswechsel. Letzterer wird anschließend exemplarisch für die Stadthindernisschichtwärmeinsel erläutert.

Tagesgang

Die Diskussion der Wärmeinselintensität basiert auf der Grundlage eines Vergleichs der mittleren Stundenmittelwerte der Lufttemperaturen zwischen einem repräsentativen Innenstadt- und Umlandstandort (Tabelle 4.4-15). Da sich der Mittelungszeitraum nicht nur auf die den Wärmeineleffekt besonders fördernden Strahlungswetterlagen beschränkt, sondern auf ein Jahr bezieht, sind extreme Unterschiede nicht zu erwarten. Hiernach treten in Stadt (S) und Umland (U) die niedrigsten Stundenmittelwerte (Spalten 1 und 4) frühmorgens zwischen 5 und 6 Uhr auf; das Umland ist zu diesem Zeitpunkt um 1,5 K kühler als die Stadt. Die höchsten Temperaturen ergeben sich hingegen zeitgleich um 15 Uhr mit vergleichbar hohen Werten ($\bar{t}_S = 13,6^\circ\text{C}$; $\bar{t}_U = 13,3^\circ\text{C}$). Die Intensität der städtischen Überwärmung zeigt (7), daß insbesondere in den Nachtstunden zwischen 22 Uhr und 4 Uhr der thermische Stadtklimaeffekt mit 1,7 K am intensivsten ausgeprägt ist. Tagsüber reduziert sich bodennah diese Differenz auf bis zu 0,1 K und verdeutlicht damit den schwindenden Einfluß des Stadtkörpers auf die Ausbildung der Wärmeinsel innerhalb der Stadthindernisschicht. Die nächtliche Wärmeabgabe des Stadtkörpers an die Luft und deren Temperaturhaltefähigkeit im bebauten Gebiet zeigt sich besonders deutlich bei Vergleich der Minimumtemperaturen (2 und 5). Während diese in der Stadt positiv bleiben, sinken sie im Umland bis zum frühen Morgen auf negative Werte ab. Bestätigt wird die nächtliche Divergenz der Temperaturverläufe insbesondere auch durch die Beträge der Minimadifferenzen (8). Generell wird die Abkühlungsrate als wichtiges Charakteristikum zur Unterscheidung des thermischen Verhaltens von Klimatopen herangezogen. Brunt (1941) stellte hierfür nachfolgende Gleichung auf:

$$\Delta T_{\text{SU,SA}} = -\frac{2}{\pi^{0,5}} \cdot \frac{|E - A|}{(c \cdot \rho \cdot \lambda)^{0,5}} \cdot t^{0,5} / \text{K} \quad (4.4-9)$$

mit

$\Delta T_{\text{SU,SA}}$ = Abnahme der Lufttemperatur zw. Sonnenuntergang und -aufgang /K

$E - A$ = effektive Ausstrahlung /W m⁻²

c = spez. Wärmekapazität des Untergrundes /J kg⁻¹ K⁻¹

ρ = Dichte des Untergrundes /kg m⁻³

λ = Wärmeleitfähigkeit des Untergrundes /J m⁻¹ K⁻¹ s⁻¹

t = Zeit nach Sonnenuntergang /s

Die zeitabhängige Abkühlung wird hiernach sowohl durch den Betrag der effektiven Ausstrahlung $|E - A|$ als auch durch die Höhe des Wärmeeindringkoeffizienten des Untergrundes $(c \cdot \rho \cdot \lambda)^{0,5}$ bestimmt. Die schnellere Abnahme der Lufttemperatur im Umland beruht erstens darauf, daß der Himmelssichtfaktor dort höhere Werte aufweist als im urbanen Bereich und – wegen seiner Proportionalität zur effektiven Ausstrahlung – diese deshalb im Umland höher ist. Zweitens verstärkt der i. a. kleinere Wärmeeindringkoeffizient von natürlichem Boden im Vergleich zu künstlichen Baumaterialien den Abkühlungsprozeß im Umland.

Nachts bestehen somit die größten thermischen Unterschiede zwischen Stadt- und Umgebungsklimatopen. Ähnliches weist die Gegenüberstellung der Differenzen der Maxima (9) auf, wobei in diesem Zusammenhang die Tatsache von Interesse ist, daß sich die höchsten Temperaturen im Tagesverlauf zur gleichen Zeit und mit gleichem Betrag (3 und 6) ergeben. Stadt und Umland sind insbesondere während der Mittagszeit annähernd gleich temperiert, jedenfalls in der Stadthindernisschicht. Wie die negativen Vorzeichen in Spalte 9 belegen, kann es sogar zu geringfügigen Überwärmungen im Umland kommen, die auf dem Temperaturrückgang des Stadtstandortes durch Beschattung, auf verstärkte fühlbare Wärmeflußdichten (q_s) sowie auf erhöhtem Wärmetransport in die Baumassen (q_B) beruhen dürften.

Zusammenfassend kann hinsichtlich des Auftretens der städtischen Wärmeinselintensität im Tagesverlauf festgestellt werden, daß diese nachts besonders groß ist, wenn aufgrund der Stabilitätsverhältnisse die turbulente Durchmischung reduziert ist und deshalb die warme Luft aus dem Stadtkörper nicht so schnell abtransportiert werden kann. Tagsüber tritt die städtische Überwärmung bodennah hingegen kaum in Erscheinung. Begründet werden kann dies damit, daß die Bodenwärmeflußdichte am Tage im Vergleich zu den anderen Wärmefluß-

dichten hoch ist, wodurch die Wärme im Untergrund und in den Bau-
massen gespeichert werden kann. Zeitversetzt überwiegt dann nachts
der aus dem Stadtkörper in die bodennahe Atmosphäre gerichtete Wär-
metransport, wodurch es in der Stadthindernisschicht im Vergleich
zum Umland zu einer relativen Erhöhung der Lufttemperatur kommt.

Jahresgang

Zur Erläuterung des Jahresganges der Wärmeinselintensität werden
die mittleren monatlichen Lufttemperaturen des bereits genannten
Stationspaares miteinander verglichen (Tabelle 4.4-16): Die hier inte-
ressierenden mittleren Temperaturdifferenzen ($\Delta\bar{t}_{S-U}$) weisen eine
Spanne von 1,2 K im Jahresverlauf auf, wobei im Januar mit 0,2 K die
niedrigsten, im März mit 1,4 K hingegen die höchsten Werte erreicht
werden. Unter dem Aspekt, daß die Höhe der Windgeschwindigkeit
und der Bewölkungsgrad einen dominierenden Einfluß auf die Wär-
meinselintensität haben, wird die Variabilität der Differenzen zwi-
schen den einzelnen Monaten verständlich. Die höchsten mittleren
Übertemperaturen ergeben – zusammengefaßt nach Jahreszeiten – im
Frühjahr 1,3 K, im Winter 0,6 K. Im Sommer und Herbst werden je-
weils 1,1 K erreicht. Obwohl im Winter verstärkt künstliche Wärme

Tabelle 4.4-16. Monatsmittelwerte der Lufttemperaturen eines Stadt- (\bar{t}_S) und Um-
landstandortes (\bar{t}_U) sowie deren Differenzen ($\Delta\bar{t}_{S-U}$) am Beispiel Düsseldorf^a)
(Meßperiode: 12. 1. 1993 bis 11. 1. 1994). (Nach Kuttler unveröffentlicht)

Luft- Tem- pera- tur	Monat											
	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
\bar{t}_S [°C]	6,2	2,3	7,6	13,3	16,7	18,2	18,1	17,4	14,6	10,4	3,8	5,9
\bar{t}_U [°C]	6,0	1,3	6,2	12,0	15,6	17,1	17,3	16,2	13,6	9,3	2,6	5,2
$\Delta\bar{t}_{S-U}$ [K]	0,2	1,0	1,4	1,3	1,1	1,1	0,8	1,2	1,0	1,1	1,2	0,7
Winter (DJF)	$\Delta\bar{t}_{S-U} = 0,6$ K			$\bar{u} = 2,2$ m s ⁻¹								
Frühjahr (MAM)	$\Delta\bar{t}_{S-U} = 1,3$ K			$\bar{u} = 1,9$ m s ⁻¹								
Sommer (JJA)	$\Delta\bar{t}_{S-U} = 1,0$ K			$\bar{u} = 1,9$ m s ⁻¹								
Herbst (SON)	$\Delta\bar{t}_{S-U} = 1,1$ K			$\bar{u} = 1,8$ m s ⁻¹								

^a Standortcharakteristika der Meßstationen s. Fußnoten Tabelle 4.4-15

(q_a), z. B. durch Gebäudebeheizungen, abgegeben wird, ist ihr Einfluß auf die Ausbildung der städtischen Wärmeinsel zwar vorhanden, aber offenbar nicht sehr groß. Im allgemeinen gilt für Städte im mitteleuropäischen Klimabereich, daß die Überwärmungen vergleichsweise zum Umland bei Strahlungswetterlagen nachts in den Übergangsjahreszeiten und im Sommer stärker ausgeprägt sind als im Winter.

Die z. T. sehr deutlichen Modifikationen des thermischen Verhaltens einer Stadt lassen sich eindrucksvoll auch mit Hilfe „klimatologischer Ereignistage“ herausstellen (Tabelle 4.4-17). So werden z. B. für die Stadt Düsseldorf fünf Sommertage mehr und 24 Frosttage weniger registriert als in ihrem Umland. Die besonders starke nächtliche Überwärmung der Innenstadt wird durch die wesentlich größere Anzahl an sogenannten „Grillpartytagen“ – in Bayern wird bei gleichlautender Definition auch von „Biergartentagen“ gesprochen – (41 gegenüber 21 Tagen) und „heißen Nächten“ (19 gegenüber 3) deutlich, die einen vermehrten Aufenthalt im Freien erlauben, aber auch den thermischen Diskomfort des nächtlichen Schlafklimas erhöhen.

Tabelle 4.4-17. Anzahl klimatologischer Ereignistage im Innenstadt/Umlandvergleich am Beispiel Düsseldorf^a. (Meßperiode: 12. 1. 1993 bis 11. 1. 1994). (Nach Kuttler unveröffentlicht)

Anzahl	Stadt	Umland
Sommertag ($t_{\max} \geq 25^\circ\text{C}$)	31	26
Frosttage ($t_{\min} < 0^\circ\text{C}$)	29	53
Grillpartytage ($t_{21\text{h}} \geq 20^\circ\text{C}$)	41	21
Heiße Nächte ($t_{24\text{h}} \geq 20^\circ\text{C}$)	19	3

^a Standortcharakteristika der Meßstationen s. Fußnoten Tabelle 4.4-15

Einflußfaktoren städtischer Wärmeinseln

Die thermischen Verhältnisse innerhalb von Ballungsräumen werden durch die Flächennutzung, die Baukörperstruktur und die Stadtgröße bestimmt. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß besonders starke urbane Überwärmungen während autochthoner Wetterlagen zu erwarten sind. Allerdings handelt es sich beim Auftreten des Wärmeinseleffektes nicht ausschließlich um ein reines „Schönwetterphänomen“, wie die vorangegangenen Ausführungen gezeigt haben.

Mitteleuropäische Großstädte weisen z.B. in rund 80% der Jahresstunden eine Überwärmung von $\Delta\bar{t}_{S-U} \geq 1 \text{ K}$ zum Umland auf. Eine besonders starke Abhängigkeit besitzt die Wärmeinselintensität von der Windgeschwindigkeit, aber – in geringerem Maße – auch vom Wolkenbedeckungsgrad, wie z.B. der für die Stadt Uppsala gefundene Zusammenhang zeigt (Sundborg 1950):

$$\Delta\bar{t}_{S-U} = \frac{(a - b N)}{\bar{v}} / \text{K} \quad (4.4-10)$$

mit

$N = \text{Wolkenbedeckungsgrad} \cdot 10^{-1}$

$\bar{v} = \text{mittlere Umlandwindgeschwindigkeit} / \text{m s}^{-1}$

$a, b = \text{stadtabhängige Konstanten} / \text{m K s}^{-1}$

Auch bestehen Abhängigkeiten der maximalen Wärmeinselintensitäten von der Stadtgröße und -funktion (Oke 1973). Da hierunter nicht nur infrastrukturelle Faktoren wie Anzahl und Größe der Gebäude, Länge und Dichte des Straßennetzes sowie Anzahl und spezifische Fahrleistung der Kraftfahrzeuge subsumiert werden, sondern auch die relativ einfach zu erfassende Einwohnerzahl, kann diese stellvertretend als Angabe für die Größe einer Stadt mit der jeweiligen Überwärmung in Zusammenhang gebracht werden. Entsprechende Abhängigkeiten für kanadische (Gl. 4.4-11) und europäische Städte (Gl. 4.4-12) belegen dies.

$$\Delta t_{S-U(\max)} = 2,96 \text{ K lg } E_w - 6,41 \text{ K / K} \quad (4.4-11)$$

$$\Delta t_{S-U(\max)} = 2,01 \text{ K lg } E_w - 4,06 \text{ K / K} \quad (4.4-12)$$

mit

$E_w = \text{Einwohnerzahl} / 1$

Die beiden Regressionsfunktionen unterscheiden sich in der Steigung der Geraden und im Achsenabschnitt. Im Falle einer kanadischen bzw. europäischen Millionenstadt beläuft sich hiernach der Unterschied zwischen beiden maximalen Wärmeinselintensitäten auf rund 3 K. Das könnte dadurch bedingt sein, daß andere Parameter – z.B. q_a –, die für kanadische Städte im allgemeinen als größer angesehen werden als für europäische, die durch die Einwohnerzahl vorgegebene Einflußgröße überdecken. Die – insbesondere in den letzten Jahrzehnten – vielerorts zu beobachtende und offensichtlich weiter anhaltende Abnahme der Bevölkerungsdichte in Innenstädten dürfte

sich allerdings nicht auf eine Reduzierung der Wärmeinselintensität auswirken, da die einmal geschaffene Infrastruktur in der Regel erhalten bleibt, so daß von einem entsprechend zu erwartenden Rückgang der Überwärmung nicht ohne weiteres ausgegangen werden kann.

Auch der Versiegelungsgrad der Oberflächen und die geometrischen Verhältnisse der Straßenschluchten beeinflussen die Intensität der städtischen Wärmeinsel. So zeigt sich z. B. für den durch die Horizonteinschränkung bestimmten Himmelssichtfaktor (HF), der als Quotient aus der realen Fläche zur Fläche des potentiell sichtbaren Himmels berechnet wird, für symmetrische Straßenschluchten europäischer, nordamerikanischer und austral-asiatischer Innenstädte der in Gl. 4.4-13 dargestellte Zusammenhang

$$\Delta t_{s-U} = 15,27 \text{ K} - \text{HF } 13,88 \text{ K / K} \quad (4.4-13)$$

Bei niedriger Straßenrandbebauung, d. h. bei einem HF-Wert ≈ 1 , bildet sich dementsprechend auch nur eine minimale Überwärmung aus.

Bezüglich der humanbioklimatischen Auswirkungen der in Ballungsgebieten auftretenden überwiegend positiven Temperaturanomalien lassen sich für die Stadtbewohner Nachteile, aber auch Vorteile erkennen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Wärmeinselintensität von den vorgenannten lokalgeprägten Faktoren, aber auch von der geographischen und regionalen Lage einer Stadt abhängen. So unterliegen Küstenstädte z. B. in weitaus geringerem Maße dem Wärmeinseleffekt als Städte in Mulden- oder Tallagen bzw. als solche im Binnenland (Park 1987).

Grundsätzlich sind Stadtbewohner allerdings im Sommer durch höhere Luft- und Strahlungstemperaturen sowie insbesondere bei reduziertem bodennahem Austausch einer höheren Wärmebelastung ausgesetzt als Bewohner der Umgebung, was durch eine höhere Anzahl der Herz- und Kreislauferkrankten in den Ballungsräumen während Hitzeperioden dokumentiert wird (Hupfer 1998; Kalkstein et al. 1996). Das gilt sowohl tagsüber als auch des Nachts, wie die Angaben in Tabelle 4.4-17 verdeutlichen.

Auf die Möglichkeiten, den thermischen Diskomfort unter Berücksichtigung des jeweiligen menschlichen Aktivitätszustandes objektiv zu quantifizieren, wird in Abschnitt 4.4.9 eingegangen.

Positive Effekte der städtischen Überwärmung ergeben sich z. B. in bezug auf die Einsparung von Heizenergie. So ist die Anzahl an Heiztagen, an denen das Tagesmittel der Außentemperatur unter 15°C liegt, vergleichsweise zum Umland z. B. für ausgewählte Klimatope der Stadt Bochum (Kuttler 1985) wie folgt reduziert:

- Gewerbegebiet -3%
- aufgelockerte Bebauung -4%
- dichtbebauter Citybereich -6%
- Industriegebiet -11%

Vergleichbare Untersuchungen, die in den USA zum Heizölverbrauch von Gebäuden durchgeführt wurden, belegen, daß in Innenstädten um bis zur Hälfte weniger Brennstoff für Heizzwecke verbraucht wird als in Häusern auf dem freien Land (Landsberg 1981).

Zu den weiteren Veränderungen, die auf die städtische Überwärmung zurückzuführen sind und auf die hier nicht näher eingegangen wird, zählen ferner eine Verlängerung der Vegetationsperiode, eine Verschiebung der pflanzenphänologischen Phasen sowie das verstärkte Auftreten von wärmeliebenden Neophyten und von Tierarten aus wärmeren Gebieten.

Neben einer Abnahme der Anzahl an Frost- und Eistagen führt auch eine Verkürzung der städtischen Schneedeckendauer zu Einsparungen bei der Schnee- und Glättebeseitigung auf Straßen wie Gehwegen.

4.4.7

Luftverunreinigungen

Die städtische Luftqualität wird vornehmlich durch die Emittentengruppen Kfz-Verkehr, Industrie, Kraft- und Fernheizwerke sowie Haushalte beeinflußt. Zu den gegenwärtig wichtigen Beimengungen der Stadtatmosphäre werden NO , NO_2 , CO , NMHC, O_3 , SO_2 , Staub und Ruß gezählt. Industrialisierungsgrad, Wirtschaftsstruktur und geographische Lage der Ballungsräume lassen durch entsprechende Dominanz einzelner Emittentengruppen unterschiedliche Immissionstypen entstehen. So ist das überwiegende Auftreten von NO_x , CO und O_3 im atmosphärischen Spurenstoffspektrum insbesondere an hohe Verkehrsdichten, dasjenige von SO_2 -, Staub- und Ruß-Emissionen an Kohle- und Ölverbrennung sowie einen geringeren Motorisierungsgrad gebunden. Eine sektorale Aufteilung für Mitteleuropa zeigt z. B. Tabelle 4.4-18, daß fast 50% der NO_x -, annähernd 60% der CO - und über 30% der NMHC-Freisetzung auf den Kfz-Verkehr zurückzuführen sind. Unter anderem dienen letztgenannte Spurenstoffe als Vorläufergase des O_3 und können bei sommerlicher, sonnenscheinreicher Witterung zu hohen Konzentrationen dieses Spurenstoffes führen und die für Ballungsräume typisch strukturierten „Ozontagesgänge“ entstehen lassen (Kuttler u. Zmarsly 1995). In einigen Ländern prägen

Tabelle 4.4-18. Emissionen nach ausgewählten Sektoren in Deutschland im Jahr 1994. (Nach UBA 1996)

Spuren- stoff	NO _x 2211 kt ^a		CO 6738 kt		SO ₂ 2995 kt		Staub 754 kt		NMHC ^d 2135 kt		CO ₂ 897 Mt	
	kt	% ^b	kt	%	kt	%	kt	%	kt	%	Mt	%
Kfz-Verkehr	1 046	47,3	3 953	58,7	51	1,7	42	5,6	677	31,7	163	18,2
Industrie ^c	277	12,5	1 311	19,4	657	21,9	211	27,9	1 237 ^e	57,9	182	20,3
Kraft- und Fernheizwerke	488	22,1	104	1,5	1 875	62,6	173	22,9	9	0,4	352	39,2
Haushalte	103	4,7	1 030	15,3	196	6,6	55	7,3	52	2,4	124	13,8

^a jeweils Jahressumme in kt (Kilotonnen) bzw. Mt (Megatonnen)

^b relative Angaben beziehen sich auf die entsprechende Jahressumme (nur Hauptquellen)

^c einschließlich Industrieprozess und Industriefeuerungen

^d NMHC = „non methane hydro carbons“ (Nichtmethankohlenwasserstoffe), ohne natürliche Quellen

^e Einschließlich Lösemittelverwendung in Industrie, Gewerbe, Haushalten

darüber hinaus Emissionen, die der Biomasseverbrennung entstammen, sowie herantransportierter Staub aus Wüstengebieten oder anderen winderosionsanfälligen Flächen die Luftqualität von Ballungsräumen in entsprechender Lage.

Nachfolgend wird exemplarisch der Grad der Luftverunreinigung für verschiedene Großstädte in globaler Sicht dargestellt. Grundsätzliche Probleme ergeben sich hierbei hinsichtlich der Datenvergleichbarkeit u. a. dadurch, daß die Verfügbarkeit der Meßwerte für Ballungsräume in den einzelnen Kontinenten sehr unterschiedlich ist. Das liegt z. B. daran, daß vielfach weder exakt ausgewiesene Emissionskataster noch entsprechend einsatzfähige Dauermeßstationen zur Überwachung der Immissionssituation existieren. Auch werden nicht überall dieselben Spurenstoffe in gleichen Zeiträumen erfaßt. Tabelle 4.4-19 enthält Daten von Innenstadtstandorten auf der Basis von Jahresmittelwerten, die unter Berücksichtigung der o. g. Probleme eine maximale Vergleichbarkeit zumindest für einen Teil der Spurenstoffe zulassen. Die Gruppe der flüchtigen organischen Verbindungen (VOC) konnte für diese Auswertung nicht herangezogen werden. Auch sind Aussagen zu Kurzzeitbelastungen nicht möglich.

Die globale Situation der Luftverunreinigungen in einzelnen Großstädten, für die Meßwerte vorlagen, läßt sich wie folgt darstellen:

- SO₂: Die SO₂-Immissionskonzentrationen wurden in den vergangenen Jahrzehnten im allgemeinen durch den Einbau von Filtern und Rauchgaswäschern in Industrieanlagen und Kraftwerkskaminen, durch Einsatz schwefelarmen Brennstoffs sowie durch Änderung des Verbrauchsverhaltens der Bevölkerung (Gas anstelle von Kohle und Öl) vielerorts reduziert. Vereinzelt schränkt allerdings dieser Luftverunreinigungstyp die Luftqualität nach wie vor durch relativ hohe Konzentrationen ein, wie die Werte für Peking (90 µg m⁻³), Shanghai (79 µg m⁻³) und Gorlowka, Ukraine, (70 µg m⁻³) zeigen.
- NO₂: Der überwiegende Teil der NO₂-Immissionen dürfte weltweit aus der Kfz-bedingten Primäremission NO entstehen. Gebiete, in denen der Abgaskatalysator noch nicht verbreitet ist oder die sich durch große Verkehrsdichten auszeichnen, weisen häufig hohe NO₂-Immissionskonzentrationen auf. Nach den hier zusammengestellten Beispielen betrifft das in erster Linie die Städte Sofia und Gorlowka mit Werten, die teilweise deutlich über 100 µg m⁻³ liegen. Aber auch Athen, Neu Delhi und Los Angeles erreichen hohe Werte.
- O₃: Die Ozonkonzentrationen des hier zugrundegelegten Städtekollektivs bewegen sich u. a. zwischen 10 und 65 µg m⁻³. Ex-

Tabelle 4.4-19. Jahresmittelwerte atmosphärischer Spurenstoffe für ausgewählte Ballungsgebiete in globaler Sicht. (Angaben in $\mu\text{g m}^{-3}$; CO in mg m^{-3} ; SST = Gesamtschwebstaub; PM-10 = lungengängiger Feinstaub $\text{Ø} \leq 10 \mu\text{m}$; - = kein Meßwert)

Kontinent/Stadt	SO ₂	NO ₂	O ₃	CO	SST	PM-10	Ruß	Jahr
<i>Europa</i>								
Athen	44	95	25	5,1	-	-	99	95
Brüssel	22	50	43	-	68	20	-	95
Edinburgh	29	49	29	0,7	-	-	9	95
Genf	13	58	28	1,2	29	-	-	95
Gorlowka;	70	125	-	4,0	-	-	-	90
Donez-Becken ^b								
Helsinki	4	42	38	1,0	49	22	-	95
Kopenhagen	11	69	24	1,7	78	-	35	94
London	26	88	20	2,1	-	28	-	95
Madrid	15	25	-	-	-	-	83	95
Rhein-Ruhr-Gebiet ^c	17	36	35	0,7	46	-	-	94
Sofia	55	177	-	-	283	-	-	95
Wien	11	34	38	0,9	-	33	-	95
<i>Afrika</i>								
Durban	30	-	-	-	-	-	-	95
Johannisburg	22	39	54	1,8	106	-	61	95
Kapstadt	21 ^a	72	41 ^a	-	-	27	-	94 ^a /95
<i>Asien</i>								
Bangkok	17 ^a	32 ^a	-	-	138	-	-	93 ^a /95
Kalkutta	44	38	-	-	349	-	-	95
Manila	55	-	-	-	174	-	-	93
Neu-Delhi	41	92	-	-	457	211	-	95
Osaka	19	62	57	1,6	40	-	-	94
Peking	90	-	-	-	343	-	-	94
Pusan ^d	66	55	34	1,3	93	-	-	95
Seoul ^d	49	66	28	1,6	85	-	-	95
Shanghai	79	-	-	-	289	-	-	94
Tokio	18	70	31	0,9	-	48	-	95
<i>Nordamerika</i>								
Los Angeles	3	92	39	2,3	-	43	-	95
Montreal	10	41	-	0,8	39	-	-	93
Vancouver	21	55	10	1,5	39	-	-	93
<i>Mittelamerika</i>								
Mexico City	31	56	330	-	192	-	-	93
<i>Südamerika</i>								
Caracas	35 ^a	79	-	-	63	-	-	94 ^a /95
Mendoza	< 5	45	-	-	-	-	94	95
Quito	22	-	-	-	154	-	120	95
Santiago de Chile	23	86	12	2,8	91	-	-	95
São Paulo	34	88 ^a	65 ^a	5,9	116	89	-	91 ^a /95
<i>Australien/Neuseeland</i>								
Sydney	-	33	18	5,0	70	31	-	95
Auckland	< 5	18	-	-	20	25	7	95

Quellen: Healthy cities – air management information system – AMIS 1.0. Copyright 1997, World Health Organization. Freundlichst durch Dr. Mücke, WHO, Berlin, zur Verfügung gestellt.

^a von 1995 abweichender Meßzeitraum an einem Standort

^b nach Shahgedanova u. Burt (1994)

^c nach Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen (LUA, NRW) (1995)

^d nach Moon et al. (1997)

treme Belastungen wurden mit $330 \mu\text{g m}^{-3}$ nur für Mexico City festgestellt. In Los Angeles, wo bis vor einiger Zeit ebenfalls noch hohe O_3 -Werte vorherrschten, führten Emissionsminderungsmaßnahmen der Vorläufergase dieses Spurenstoffes zu einer deutlichen Verringerung der Ozonbelastung.

CO: Die CO-Konzentrationen liegen in den meisten Ballungsräumen zwischen 1 und 2 mg m^{-3} . Wesentlich höhere Werte werden z.B. in São Paulo ($5,9 \text{ mg m}^{-3}$), Athen ($5,1 \text{ mg m}^{-3}$), Sydney ($5,0 \text{ mg m}^{-3}$) sowie in Gorlowka ($4,0 \text{ mg m}^{-3}$) erreicht.

SST/

PM-10: Bei der Herkunftsanalyse von Schwebstäuben ($\varnothing < 10 \mu\text{m}$; PM-10) in der Stadtluft ist zu bedenken, daß diese nicht nur der Industrie, dem Hausbrand und dem Kfz-Verkehr entstammen können, sondern auch durch Deflation von Bodenmaterial in die Atmosphäre gelangen; durch letztgenannten Vorgang werden z.B. vorrangig die hohen Werte von Neu Delhi ($457 \mu\text{g m}^{-3}$), Kalkutta ($349 \mu\text{g m}^{-3}$) und Peking ($343 \mu\text{g m}^{-3}$) verursacht.

Ruß: Für diesen Spurenstoff stehen nur vereinzelt Daten zur Verfügung. Seine Emissionen resultieren überwiegend aus dem Betrieb von Dieselfahrzeugen sowie aus der Verbrennung von Kohle und Öl und dem Reifenabrieb. Die genannten Gründe dürften für die relativ hohen Konzentrationen dieses Spurenstoffes in Quito ($120 \mu\text{g m}^{-3}$), Athen ($99 \mu\text{g m}^{-3}$) und Mendoza ($94 \mu\text{g m}^{-3}$) verantwortlich sein.

Zusammenfassend kann für die hier ausgewerteten Spurenstoffe festgestellt werden, daß – im internationalen Vergleich – die gegenwärtigen Luftverunreinigungsprobleme hauptsächlich durch Schwebstaub, Ozon und NO_2 verursacht werden. Eine Belastung des in westlichen Industrieländern mittlerweile als klassisch anzusehenden Spurenstoffes SO_2 ist – abgesehen von Einzelfällen – dort eher gering geworden. Für eine Vielzahl von Schwellen- und Entwicklungsländer gilt dieses jedoch nicht.

4.4.8 Bewertungsaspekte des Stadtklimas

Wenn stadtklimabedingter Diskomfort der Menschen in den urban-industriellen Ballungsräumen vermieden werden soll, sind im Rahmen der gesundheitlichen Vorsorge wertende Aussagen zur klimatischen und lufthygienischen Qualität notwendig. Hierzu bedarf es objektiver, sich an Richt- bzw. Grenzwerten orientierender Beurteilun-

gen der jeweiligen immissionsklimatischen Situation. Derartige Qualitätsbestimmungen erfolgen in der Regel jeweils getrennt für den aktinischen, thermischen und lufthygienischen Wirkungskomplex.

Aktinischer Wirkungskomplex

Unter dem aktinischen Wirkungskomplex soll hier ausschließlich der Einfluß der ultravioletten Sonnen-, Himmels- und Umgebungsstrahlung ($200 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}$) auf den Menschen verstanden (s. hierzu auch Kap. 4.1). Ihr Anteil beläuft sich auf etwa 7% an der Gesamtenergie des solaren Spektrums. Hinsichtlich ihrer Wirkungen auf den menschlichen Körper untergliedert man diesen Abschnitt in die UV-A- ($315 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}$), UV-B- ($280 \text{ nm} < \lambda < 315 \text{ nm}$) und UV-C- ($200 \text{ nm} < \lambda < 280 \text{ nm}$) Strahlung. Während der letztgenannte UV-Bereich aufgrund der Absorption durch das stratosphärische Ozon und den molekularen Sauerstoff den bodennahen Lebensraum bisher nicht erreicht und die UV-A-Strahlung aus medizinischer Sicht nur eine geringe Rolle spielt, lassen sich der UV-B-Strahlung sowohl positive (Produktion von Vitamin D₃) als auch negative Wirkungen (Erythemgefahr) zuschreiben.

Da Hautschäden im allgemeinen erst nach ausgiebiger Strahlungsexposition auftreten und es dann für einen Schutz zu spät ist, stellt die Empfehlung für die Bevölkerung, vorbeugende Maßnahmen zu ergreifen, einen wichtigen Gesichtspunkt im Rahmen der gesundheitlichen Vorsorge dar. In diesem Zusammenhang spielt eine gezielte, d. h. auch in ihrer räumlichen Verbreitung möglichst genaue Vorhersage der zu erwartenden UV-Strahlungsflußdichte gerade für dichtbesiedelte Stadtgebiete eine ausschlaggebende Rolle. Beurteilungsgrundlage für die erythemwirksame Bestrahlungsstärke auf die horizontale Fläche wird durch Gl. 4.4-14 gegeben (nach SSK 1995).

$$E_{\text{er}} = \int_0^{\infty} E_{\lambda}(\lambda) \cdot s(\lambda)_{\text{er,rel}} \cdot d\lambda / \text{W m}^{-2} \quad (4.4-14)$$

mit

E_{er} = erythemwirksame Bestrahlungsstärke / W m^{-2}

$E_{\lambda}(\lambda)$ = spektrale Bestrahlungsstärke / $\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$

$s(\lambda)_{\text{er,rel}}$ = relative spektrale Empfindlichkeit der Erythemwirkung / 1

λ = Wellenlänge der Strahlung / nm

Die erythemwirksame Bestrahlung, d. h. die zeitabhängige Dosisleistung, errechnet sich nach

$$H_{er} = \int_0^{t_1} E_{er} \cdot dt / W \text{ s m}^{-2} \quad (4.4-15)$$

H_{er} = erythemwirksame Bestrahlung /W s m⁻²

E_{er} = erythemwirksame Bestrahlungsstärke /W m⁻²

t_1 = Dauer des Bestrahlungsvorganges /s.

Um eine verständliche und damit problemlose Anwendung im Rahmen von Vorhersagen für die breite Öffentlichkeit sicherzustellen, wurde ein sogenannter UV-Index (UVI) eingeführt (Kerr 1994; Staiger et al. 1997), der auf o.g. Grundlagen basiert und als Tagesmaximum der Bestrahlungsstärke berechnet wird (Gl. 4.4-16):

$$UVI = E_{er} \cdot 40 / 1 \quad (4.4-16)$$

mit

E_{er} = erythemwirksame Bestrahlungsstärke /W m⁻²

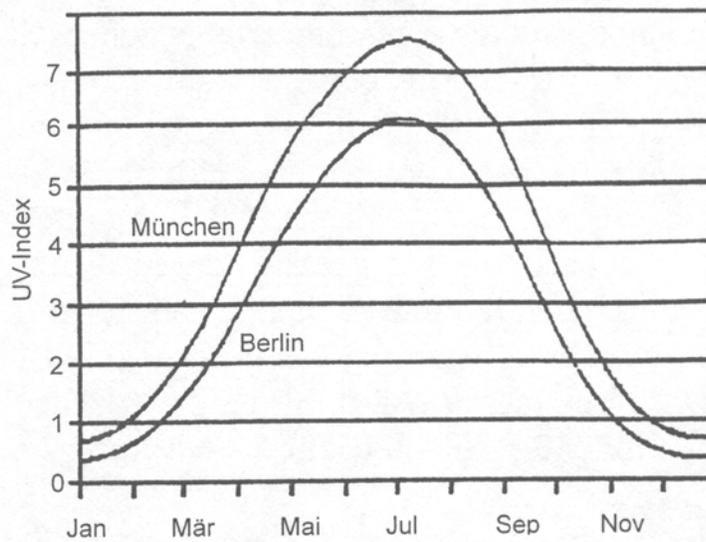
40 = Faktor /W⁻¹ m²

Tabelle 4.4-20 enthält für helle Haut die UV-Schwellenwerte für mitteleuropäische Bedingungen, Angaben über die Möglichkeiten des Auftretens eines Sonnenbrandes bei Überschreitung der Expositionszeiten sowie empfohlene Schutzmaßnahmen. Die Intensität der UV-Strahlung ist von geographischen und meteorologischen Faktoren abhängig. Hierbei handelt es sich um den Sonnenstand, die geographische Breite, Meereshöhe, Bewölkung, atmosphärische Trübung und Reflexion an Oberflächen sowie um die stratosphärische Ozonkonzentration. Die Tages- und Jahregänge der UV-Strahlung weisen deshalb

Tabelle 4.4-20. Schutzempfehlungen für verschiedene Bereiche des UV-Indexes sowie Sonnenbrandzeiten für den Hauttyp II (helle Haut) bei ungebräunter Haut. (Nach Staiger et al. 1997)

UV-Index	Belastung	Sonnenbrand möglich	Schutzmaßnahmen
≥8	sehr hoch	in weniger als 20 min	unbedingt erforderlich
7-5	hoch	ab 20 min	erforderlich
4-2	mittel	ab 30 min	empfehlenswert
≤1	niedrig	unwahrscheinlich	nicht erforderlich

Abb. 4.4-6. Erythemwirksame Strahlung bei wolkenlosem Himmel für die Städte München und Berlin (1978–1991) auf der Grundlage einer Modellrechnung, dargestellt anhand der Tagesmittelwerte des UV-Indexes. (Nach Staiger et al. 1997)



starke zeitliche und räumliche Schwankungen auf, an denen sich eine gefahrlose, vom jeweiligen Hauttyp abhängige Expositionszeit ergibt. Eine für die Städte Berlin und München durchgeführte Modellrechnung auf der Basis des jeweiligen Jahresganges des UV-Indexes ergibt folgendes Bild (Abb. 4.4-6): In Berlin muß z. B. bei einem Aufenthalt im Freien während wolkenlosen Himmels von Mitte Mai bis Anfang September davon ausgegangen werden, daß Personen mit hellem Hauttyp bei Überschreitung einer Expositionszeit von 20 Minuten sonnenbrandgefährdet sind, wenn sie ungeschützt sind. In München vergrößert sich der Gefährdungszeitraum von Anfang April bis Anfang Oktober aufgrund der südlicheren Lage der Stadt, wobei sich zusätzlich die jeweiligen Expositionszeiten verringern.

Diese hier dargestellten mittleren Verhältnisse lassen sich für jeden Ort berechnen, so daß insbesondere von individueller, aber auch von stadtplanerischer Seite entsprechende Vorsorgemaßnahmen zum Schutz vor negativen gesundheitlichen Auswirkungen für die Stadtbevölkerung eingeleitet werden können. Für die Entscheidungsträger im Bereich der städtischen Planungs- und Umweltämter resultiert hieraus u. a. die Aufgabe, öffentliche Freiflächen in Abhängigkeit von der Nutzungsfrequenz und der Aufenthaltsdauer der Bevölkerung durch bauliche Maßnahmen vor zu starker sommerlicher Sonnenstrahlung zu schützen.

Thermischer Wirkungskomplex

Unter dem thermischen Wirkungskomplex werden die Bedingungen der Wärmeabgabe des menschlichen Körpers in Abhängigkeit von den außenklimatischen Verhältnissen verstanden. Mit Hilfe der Ener-

giebilanzgleichung für den Menschen, welche die endogenen Produktions- und Steuergrößen mit den exogenen Einflußgrößen verknüpft, lassen sich die Wärmeflüsse zwischen dem menschlichen Körper und der Atmosphäre berechnen (Höppe 1984). Thermischer Diskomfort wird in mitteleuropäischen Ballungsräumen in erster Linie durch Wärmebelastung verursacht, deren Auftreten hauptsächlich an das Vorherrschen sommerlicher advektionsarmer Wetterlagen gebunden ist. Aufgabe einer human-biometeorologisch orientierten Vorsorgeplanung muß es sein, stadtklimaökologische Ungunsträume zu lokalisieren und Möglichkeiten zur Beseitigung bzw. Vermeidung von negativen thermischen Einflüssen aufzuzeigen. Verwendung finden von bioklimatischer Seite verschiedene Kenngrößen. Weite Verbreitung hat in diesem Zusammenhang eine auf Fanger (1982) zurückgehende Behaglichkeitsgleichung gefunden, die ursprünglich zur Bewertung von Innenraumklimaten entwickelt wurde. Mit dieser wird das thermische Milieu angegeben, das von einem bestimmten Personenkollektiv durchschnittlich empfunden wird. Es handelt sich hierbei um den sogenannten „predicted mean vote“ (PMV), einen vorhergesagten Mittelwert, der denjenigen Prozentsatz eines Probandenkollektivs rangmäßig angibt, der sich unter den jeweils ausgesetzten thermischen Bedingungen subjektiv unbehaglich fühlt. Der PMV-Wert ist dabei eine Funktion f der in Gl. 4.4-17 genannten Einzelgrößen:

$$PMV = f(H/A_{Du}, I_{cl}, t_l, t_{mrt}, e, v_r) / 1 \quad (4.4-17)$$

mit

H/A_{Du} = innere Wärmeproduktion bezogen auf die Oberfläche eines Einheitskörpers $/W m^{-2}$

I_{cl} = Wärmeisolation der Bekleidung/clo (1 clo = 0,155 K m W^{-1})

t_l = Lufttemperatur $/^{\circ}C$

t_{mrt} = Mittlere Oberflächentemperatur $/^{\circ}C$

e = Wasserdampfdruck der Luft $/hPa$

v_r = relative Windgeschwindigkeit $/m s^{-1}$

Um die ursprünglich zur Kennzeichnung von Innenraumklimaten verwendete Bewertungsgröße PMV auch auf außenklimatische Verhältnisse übertragen und als thermischen Referenzwert nutzen zu können, wurde die genannte Behaglichkeitsgleichung mit Hilfe des sogenannten Klima-Michel-Modells (Jendritzky et al. 1979) auf Freilandbedingungen erweitert. Hierbei handelt es sich um ein Modell, in das die in Tabelle 4.4-21 genannten meteorologischen und geographischen Größen eingehen und das auf einen „Normmenschen“ (= „Michel“,

Tabelle 4.4-21. Meteorologische und geographische Eingangsgrößen für das Klima-Michel-Modell. (Jendritzky et al. 1990; verändert)

- Lufttemperatur
- Wasserdampfdruck
- Windgeschwindigkeit in 1 m ü. Gr.
- Art der Bewölkung und Bedeckungsgrad des Himmels
- Atmosphärische Trübung
- solare Strahlungsflußdichte
- Ortskoordinaten
- Datum und Uhrzeit
- Raumwinkelanteile der Umschließungsflächen
- Albedo und Emissionsgrad der Umschließungsflächen

Tabelle 4.4-22. Bewertungsgröße PMV, thermisches Empfinden und physiologische Belastungsstufe. (Nach Jendritzky et al. 1990)

PMV	thermisches Empfinden	physiologische Belastungsstufe
-3,5	sehr kalt	extremer Kältestreß
-2,5	kalt	starker Kältestreß
-1,5	kühl	mäßiger Kältestreß
-0,5	leicht kühl	schwacher Kältestreß
0	behaglich	keine Belastung
0,5	leicht warm	schwache Wärmebelastung
1,5	warm	mäßige Wärmebelastung
2,5	heiß	starke Wärmebelastung
3,5	sehr heiß	extreme Wärmebelastung

männliche Person, Größe: 1,75 m, Gewicht: 75 kg, Körperoberfläche: 1,9 m²) bezogen wird. Die thermischen Empfindungsgrößen und physiologischen Belastungsstufen sowie ihre Zuordnung zu den entsprechenden PMV-Werten enthält Tabelle 4.4-22. Der Einsatz dieses kombinierten Modells erlaubt auch Flächenaussagen zum thermischen Wirkungskomplex, die für die Stadtplanungspraxis bekanntermaßen eine wichtige Rolle spielen.

Lufthygienischer Wirkungskomplex

Unter dem lufthygienischen Wirkungskomplex wird der Einfluß der in der Atmosphäre enthaltenen Luftinhaltsstoffe auf die menschliche Gesundheit verstanden. Die Luftqualität wird in vielen Ballungsräumen gegenwärtig überwiegend durch Kraftfahrzeugemissionen beeinträchtigt (vgl. Abschnitt 4.4.7). Niedrig gelegene Quellhöhen und

ein engmaschiges Straßennetz mit unterschiedlich großen durchschnittlichen täglichen Verkehrsmengen lassen spurenstoffspezifisch und flächennutzungsabhängig ein außerordentlich heterogenes Muster der Emissionsverteilung auf kleinem Raum entstehen, wie Abb. 4.4-7 exemplarisch zeigt. Die sich einstellenden Immissionskonzentrationen sind dabei abhängig vom Emissionsmassenstrom und dem Dilutionspotential der bodennahen Atmosphäre.

Die gesundheitliche Bewertung der Wirkung einzelner Luftinhaltsstoffe auf den Menschen ist weitgehend in verschiedenen Gesetzen und Regelwerken festgelegt. Die daraus resultierenden Kriterien (Tabelle 4.4-23) weisen allerdings in Hinblick auf ihre immissionsökologische Anwendung für den Stadtbereich zahlreiche Mängel auf, die mit Mayer (1990) wie folgt zusammengefaßt werden können:

Nicht für alle Spurenstoffe existieren Grenzwerte. Ferner wird die Kombinationswirkung verschiedener gleichzeitig auftretender Spurenstoffe vielfach kaum berücksichtigt. Darüber hinaus muß darauf hingewiesen werden, daß sich die meisten der genannten Bewertungskriterien grundsätzlich auf die Durchschnittsbevölkerung beziehen und gesundheitlich labile Gruppen (z.B. Kleinkinder, alte Menschen) ausschließen. Auch wird mit diesen Standards der Mobilität der Stadtbewohner kaum Rechnung getragen, d.h., die entsprechende Dosis von Luftinhaltsstoffen, der die Menschen in zeitlicher Abhängigkeit ausgesetzt sind, wird für die Bewertung vernachlässigt. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß die summarische Beurteilung städtischer

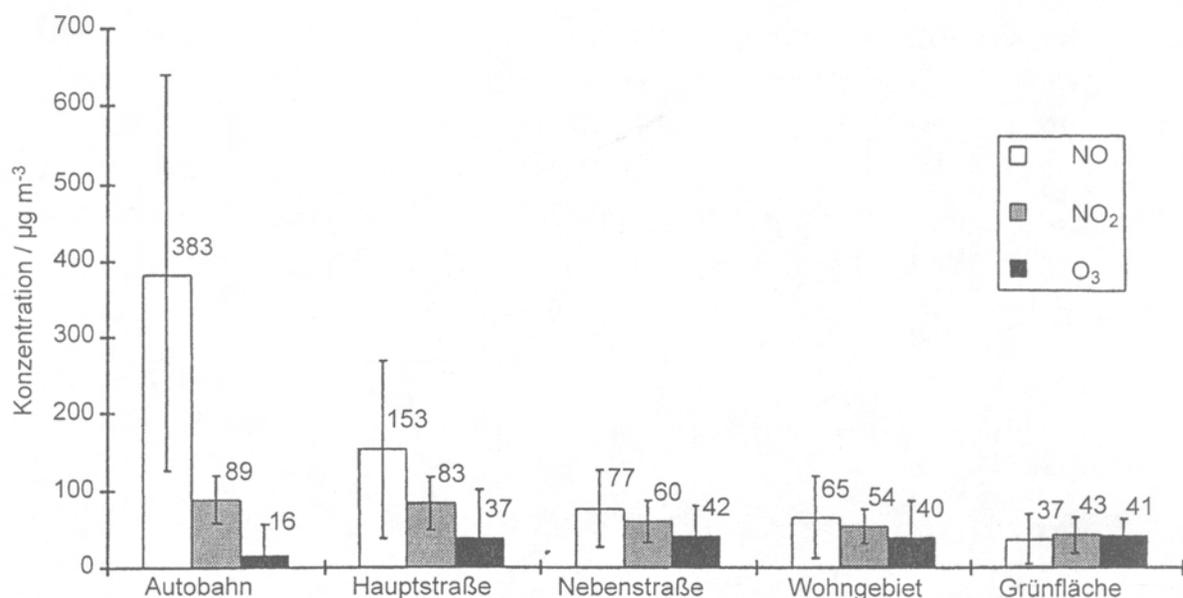


Abb. 4.4-7. NO-, NO₂- und O₃-Mittelwerte mit Standardabweichungen für verschiedene Flächennutzungstypen innerhalb der Stadt Essen aus 18 lufthygienischen Profilmessfahrten. (Meßzeitraum: Februar 1995 bis Juli 1997; nach Kuttler 1998 c)

Tabelle 4.4-23. Lufthygienische Bewertungskriterien. (Nach verschiedenen Quellen zusammengestellt)

-
1. Genehmigungs- oder Schutzstandards^a
 - IW1-Werte (Langzeitgrenzwerte) aus TA Luft (1993)
 - IW2-Werte (Kurzzeitgrenzwerte) aus TA Luft (1993)
 - Smog-Verordnung (Wintersmog)
 - Sommermog-Gesetz (1995)
 - 22. BImSchV
 - 23. BImSchV
 2. Wirkungsstandards^b
 - MIK-Werte (Maximale Immissionskonzentration)
 - VDI-Richtlinie 2310 (1974)
 - Luftqualität in Kurorten (Deutscher Bäderverband 1991)
 3. Vorsorge- und Planungsstandards^c
 - EG-Grenz- und -Leitwerte
 - LBI (Luftbelastungsindex) für Langzeit-, Kurzzeit- und Tagesbelastungen
 - Luftqualitätsstandards (Kühling 1986)
 - Luftqualitätsleitlinien der WHO (1987)
-

^a Bestimmen die Grenze nicht mehr zumutbarer Umweltbelastung im Sinne von §3 Abs. 1 BImSchG.

^b Wirkungsbezogene Werte für Mensch, Tier und Pflanze, die als unbedenklich gelten.

^c Können über den Weg einer politischen Entscheidung auch regional unterschiedlich verbindlich gemacht werden.

Luftverunreinigungen eine wichtige Rolle bei planerischen Entscheidungsprozessen spielt. Zwar läßt sich eine derartige Gesamtbewertung der Luftqualität durch die Berücksichtigung einzelner Luftschadstoffe vornehmen, der Nachteil ist jedoch hierbei, daß nur eine bestimmte Auswahl an Leitsubstanzen berücksichtigt wird. So dienen dem in Deutschland relativ weit verbreiteten sogenannten Luftbelastungsindex (LBI-Wert), der auf Werte der technischen Anleitung zur Reinhaltung der Luft (TA Luft 1993) Bezug nimmt, als Eingangsgrößen SO₂, NO₂ und Schwebstaub. Hierzu muß angemerkt werden, daß SO₂ und Schwebstaub als Luftqualitätskriterien in deutschen Ballungsräumen z.B. wegen der dort überwiegend niedrigen Immissionskonzentrationen im Bereich der Luftbelastung kaum noch eine Rolle spielen. Bedauerlicherweise existiert kein summarischer Luftbelastungsindex (LBI), bei dem auch die im Sommer für die Luftqualität relevanten Photooxidantien berücksichtigt werden. Auch gehen Kfz-bedingte Kohlenwasserstoffe wie Benzol, Toluol und Xylol (BTX) bisher nicht in den LBI ein. Das erweist sich als außerordentlich nachteilig, da hierdurch eine gewünschte und letztlich auch notwendige summarische

sche Beurteilung nicht in ausreichendem Maße erfolgen kann. In Hinblick auf eine anzustrebende Vereinheitlichung zur Beurteilung der Luftgüte sollte in diesem Zusammenhang eine rasche, zumindest europaweit gültige und damit länderübergreifende Lösung gefunden werden.

4.4.9

Anthropogener Treibhauseffekt und Stadtklima

Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird aufgrund bisher vorliegender Ergebnisse von Klimamodellberechnungen davon ausgegangen, daß sich die Lufttemperatur in Europa – bedingt durch den anthropogenen Treibhauseffekt – um durchschnittlich 2 K gegenüber dem zugrundegelegten Vergleichsjahr 1985 erhöht (Houghton et al. 1996; vgl. hierzu auch Kap. 4.2). Da sich die städtische Überwärmung und der bodennahe atmosphärische Austausch nicht nur direkt auf das gesundheitliche Wohlbefinden der Stadtbewohner auswirken, sondern indirekt auch über die durch den Energieverbrauch freigesetzten Spurenstoffe, ist in diesem Zusammenhang die Beantwortung der Frage von Interesse, welchen Einfluß eine zukünftige globale Umweltveränderung sowohl auf die thermischen als auch auf die lufthygienischen Verhältnisse haben wird.

Thermisches Milieu

Die Auswirkungen einer globalen Temperaturerhöhung auf den thermischen Bereich wurden exemplarisch für die Stadt Berlin mittels einer modelltheoretischen Analyse untersucht und die Ergebnisse für ausgewählte klimatologische Ereignistage dargestellt (Tabelle 4.4-24). Es zeigte sich, daß z. B. die als Maß für die Winterstrenge herangezogene Anzahl an Frost- und Eistagen durch den zusätzlichen Treibhauseffekt um 18 bzw. 13 Tage pro Jahr abnehmen und die der Sommertage um 14 Tage pro Jahr zunehmen wird. Auch wird sich die Summe der heißen Tage pro Jahr erhöhen (+6 d/a). Die durchschnittliche Wiederkehrzeit der genannten Temperaturschwellenwerte dürfte sich somit für die sommerlichen Ereignistage verkürzen, für die winterlichen hingegen verlängern. Eine Abnahme der Winterstrenge wird in der Regel einhergehen mit einer Reduzierung des Heizenergieverbrauches. Eine Zunahme der Anzahl der Sommertage könnte hingegen zu einem steigenden Energieverbrauch durch den Betrieb von Klimaanlage führen.

Für eine exemplarische Betrachtung der Veränderung des Energieverbrauchs werden die Stromverbrauchsdaten einer Großstadt in den

Tabelle 4.4-24. Klimatologische Ereignistage für den Ballungsraum Berlin unter gegenwärtigen und veränderten Klimabedingungen. (Urdaten nach Wagner 1994; hier nach Hupfer 1996; verändert)

	Gegenwart	Modellierung nach Szenario A für Ende 21. Jh.	Änderung
	Mittlere Anzahl/Jahr	Mittlere Anzahl/Jahr	Mittlere Anzahl/Jahr
Extrem heiße Tage $t_{\max} \geq 39^\circ\text{C}$	0,01	0,04	+0,03
Heiße Tage $t_{\max} \geq 30^\circ\text{C}$	5,4	11,7	+6,3
Sommertage $t_{\max} \geq 25^\circ\text{C}$	27,2	41,8	+14,6
Frosttage $t_{\min} < 0^\circ\text{C}$	56,6	38,6	-18,0
Eistage $t_{\max} < 0^\circ\text{C}$	22,0	8,8	-13,2
Extrem kalte Tage $t_{\max} \leq -10^\circ\text{C}$	0,7	0,11	-0,59

mittleren Breiten (Essen) sowie einer Millionenstadt in den Subtropen (Los Angeles) herangezogen. Das Beispiel Essen zeigt die zu erwartende umgekehrt proportionale Abhängigkeit des Stromverbrauchs von der Lufttemperatur (Abb. 4.4-8). Dieses ist typisch für eine Stadt mit winterbestimmenden Verbrauchswerten. So ergibt sich z.B. für einen Temperaturunterschied von 1 K bei 0°C ein mittlerer täglicher Mehr- bzw. Minderverbrauch von rund 400 MWh K^{-1} . Das ist doppelt so viel wie vergleichbare Temperaturschwankungen bei hochsommerlichen Werten ($> 25^\circ\text{C}$) aufweisen, die nur rund 200 MWh K^{-1} im Stromverbrauch verursachen. Wie sich der monatliche Stromverbrauch unter gegenwärtigen und zukünftigen Verhältnissen darstellt, zeigt Tabelle 4.4-25. Unter der Voraussetzung, daß sich das Stromverhaltensverhalten nicht verändert, errechnet sich für eine prognostizierte Temperaturerhöhung von 2 K ein durchschnittlicher Jahresminderverbrauch von etwa 8%, der sich ausschließlich auf die Monate des Winterhalbjahres verteilt. Während des Sommers ergeben sich hiernach keine Unterschiede, wobei allerdings ein eventuell höherer Energieverbrauch durch Klimaanlage nicht berücksichtigt wurde. Für westlich geprägte Ballungsräume in den Subtropen ist hingegen davon auszu-

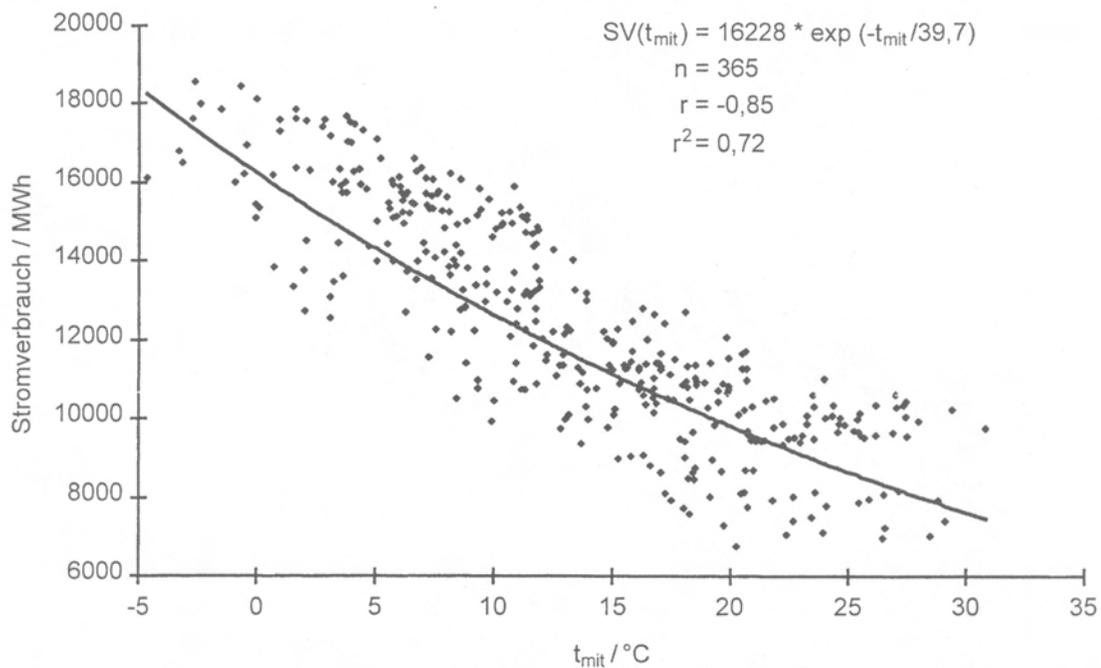


Abb. 4.4-8. Korrelation der Tagesmittelwerte der Lufttemperatur (t_{mit}) mit dem durchschnittlichen täglichen Stromverbrauch (SV) privater Haushalte und von Kleingewerbe im Jahre 1995 für das Versorgungsgebiet der Regionalversorgung Essen: Stadtgebiete Essen, Mülheim, Heiligenhaus sowie Stadtteile Hösel und Breitscheid der Stadt Ratingen (Quelle: RWE, Essen; pers. Mitteilung, 1997) (nach Kuttler 1998 c)

Tabelle 4.4-25. Prozentualer Anteil des monatlichen Stromverbrauchs am Jahresverbrauch der Stadt Essen^a unter gegenwärtigen (1995; (a) und veränderten (b) Klimabedingungen [1995: 4523 GWh^b = 100%^c]. (Nach Kuttler 1998 c)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
(a)	11	9	10	8	7	7	6	6	7	8	10	11	100
(b)	9	8	9	8	7	7	6	6	7	7	8	10	92
(b)-(a)	-2	-1	-1	0	0	0	0	0	0	-1	-2	-1	-8

^a Versorgungsgebiet der Regionalversorgung Essen: Stadtgebiete Essen, Mülheim, Heiligenhaus sowie Stadtteile Hösel und Breitscheid der Stadt Ratingen; (Quelle: RWE, Essen; pers. Mitteilung, 1997)

^b Jahresverbrauch in GWh = Gigawattstunden

^c Werte gerundet

gehen, daß ansteigende Temperaturen insbesondere im Sommer höhere Stromverbräuche nach sich ziehen werden. Da der winterliche Energieeinsatz in diesen Gebieten eine untergeordnete Rolle spielt, stellt der verstärkte Verbrauch für die Raumkühlung die wichtigere Steuerungsgröße dar. Am Beispiel des werktäglichen Stromverbrauches in Los Angeles konnte gezeigt werden (Oke 1994), daß bei Tagesmitteltemperaturen zwischen 15°C und 20°C die Werte annähernd

konstant bleiben, während der Stromverbrauch bei höheren Temperaturen (20 °C bis 25 °C) vergleichsweise um ein Drittel ansteigt. Der höhere Verbrauch dürfte zu einer zusätzlichen städtischen Überwärmung sowie einer stärkeren Luftverschmutzung führen und die für die Energiebereitstellung notwendigen Ressourcen verringern.

Auswirkungen auf die Luftqualität

Im Spektrum der städtischen Luftverunreinigungen erlangt der Spurenstoff Ozon als Leitkomponente des sogenannten Sommersmogs gegenwärtig besondere Aktualität. Für diese sekundäre Luftverunreinigung soll deshalb der Frage nachgegangen werden, wie sich ihr Verhalten unter den zukünftigen klimatischen Gegebenheiten in Städten verändern wird.

Grundsätzlich ist im Hinblick auf das Emissions- und Immissionsverhalten atmosphärischer Spurenstoffe zu berücksichtigen, daß die Geschwindigkeit chemischer Reaktionen bei ansteigenden Temperaturen in der Regel zunimmt. Diesem Einfluß unterliegen natürlich auch diejenigen Vorläufergase, die in besonderem Maße die Ozonproduktion beeinflussen (s. Bd. 1A, Kap. 3.2). Hierzu zählen das NO₂ sowie die anthropogenen (AVOC; s. Bd. 1A, Kap. 2.4 und 2.8.1) und biogenen flüchtigen Kohlenwasserstoffe (BVOC; s. Bd. 1A, Kap. 2.8.2). Stellt sich ein höheres Temperaturniveau ein, ist davon auszugehen, daß AVOC und BVOC durch Verdampfungsverluste bzw. Emission durch Pflanzen verstärkt in die Atmosphäre gelangen.

Zu den bekanntesten im städtischen Bereich auftretenden anthropogenen Kohlenwasserstoffen zählen Benzol, Toluol und Xylol (BTX), auf die bereits hingewiesen wurde. Allein die auf der Zunahme von Verdampfungsverlusten beruhenden Benzolemissionen, die z. B. durch Leckagen in Raffinerien, bei der Herstellung von Benzin, durch die Betankung sowie durch „Tankatmung“ und „Abstellverluste“ von Kraftfahrzeugen entstehen, stellen neben der Abgasfreisetzung durch die Verbrennung eine wesentliche Emissionsquelle dar. Zu den bekanntesten Vertretern der biogenen Kohlenwasserstoffe, die Pflanzen emittieren, zählen das Isopren und die Gruppe der Monoterpene (s. auch Bd. 1A, Kap. 2.8.2). Die Emissionsstärke der BVOC korreliert ebenfalls positiv mit der Höhe der Lufttemperaturen und – im Falle des Isoprens – auch mit der solaren Strahlungsflußdichte. Biogene Kohlenwasserstoffe weisen selbst bei geringen Immissionskonzentrationen aufgrund ihrer großen Reaktivität ein relativ hohes Ozonbildungspotential auf. Diesen wird deshalb auch in Städten trotz der dort allgemein niedrigen Immissionskonzentrationen ein nicht unbedeutender Einfluß auf die Ozonbil-

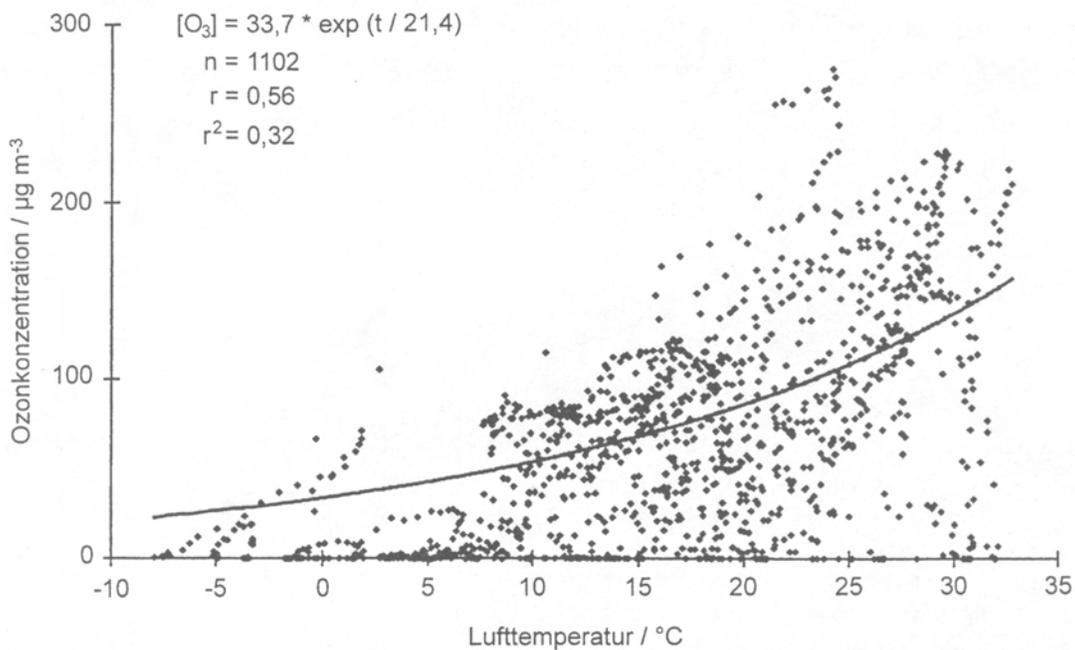


Abb. 4.4-9. Ozonkonzentration $[O_3]$ als Funktion der Lufttemperatur (t) für wind-schwache Strahlungstage (Bedeckungsgrad $< 2/8$) innerhalb eines 70 ha großen innerstädtischen Parks in Essen; (Datenbasis: 1102 30-min.-Mittelwerte; Mai 1995 bis September 1997). (Nach Kuttler 1998 c)

dung zugeschrieben. So wurde z.B. in Atlanta das auf die Beteiligung biogener Kohlenwasserstoffe zurückzuführende Ozonbildungspotential mit bis 30% – bezogen auf den Gesamtgehalt an Kohlenwasserstoffen – bestimmt (Chameides et al. 1988).

Das Auftreten bodennaher hoher O_3 -Konzentrationen ist an bestimmte meteorologische und chemische Bedingungen gebunden, zu denen hohe solare Strahlungsflußdichten, das Vorhandensein von O_3 -Vorläufersubstanzen sowie die O_3 -Quelle NO_2 als Lieferant für atomaren Sauerstoff zählen (s. hierzu Bd. 1A, Kap. 3.2). Diese Voraussetzungen sind z.B. für große innerstädtische Grünflächen dann gegeben, wenn sommerliche austauscharme Strahlungswetterlagen vorherrschen (Kuttler u. Straßburger 1997). Für solche Fälle zeigt sich der in Abb. 4.4-9 dargestellte Zusammenhang zwischen O_3 -Konzentration und der Lufttemperatur. Obwohl hiermit keine ausschließliche Kausalität zwischen beiden Größen begründet werden kann, werden die Lufttemperaturen häufig als einfach zu messender, stellvertretend wirkender Summenindikator für die O_3 -Konzentration herangezogen. Das relativ niedrige Bestimmtheitsmaß der dargestellten Funktion ist u. a. Beleg dafür. Der Verlaufskurve ist zu entnehmen, daß z.B. bei einem Temperaturanstieg von 1 K innerhalb des Bereiches von $25^\circ C$ bis $30^\circ C$ die Ozonkonzentration um etwa 5% zunehmen wird. Unter der Prämisse einer Zunahme der Lufttemperaturen dürfte mithin nicht

nur von einem Anstieg der Ozonkonzentrationen auszugehen sein, sondern die Verbreitung dieses Smogtyps wird sich auch auf Gebiete ausdehnen, in denen diese Luftverunreinigungen gegenwärtig noch nicht oder nur in geringen Konzentrationen nachzuweisen sind. In diesem Zusammenhang stellt sich die Frage, ob es Möglichkeiten gibt, dieser Entwicklung entgegenzuwirken.

Unabhängig davon, daß die Luftqualität bereits durch Einleitung technischer Maßnahmen an den verschiedenen Emissionsquellen verbessert werden sollte, könnte der vorbeugende Immissionsschutz mit dazu beitragen, einer städtischen Überwärmung durch das systematische Anlegen von Ventilationsschneisen und einer Vergrößerung urbaner Grünflächen entgegenzuwirken. Über die Einrichtung möglichst hindernisfreier Belüftungsbahnen könnte gewährleistet werden, daß saubere Umlandluft ins Stadtinnere transportiert wird. Das vermehrte Grün in Städten würde durch Beschattung und Transpiration die Strahlungs- und Lufttemperaturen senken, wodurch der thermische und aktinische Komfort für die Stadtbewohner erhöht würde. Darüber hinaus verringerte sich das Ozonbildungspotential durch eine Reduktion der temperatur- und strahlungsabhängigen Kohlenwasserstoffproduktionen. Allerdings müßte in Hinblick auf die Freisetzung der biogenen Kohlenwasserstoffe bei der Auswahl des Pflanzgutes darauf geachtet werden, daß möglichst nur solche Arten Verwendung fänden, die zur Gruppe der sogenannten „emissionsarmen Spezies“ („low emitters“) bezüglich der Kohlenwasserstoffabgabe zählen. Denn ein Nichtbefolgen dieses Sachverhaltes könnte dazu führen, daß die Ozonbildungsrate durch das verstärkte Anpflanzen von städtischem Grün erhöht werden könnte, was dem angestrebten Ziel einer Verbesserung der Luftqualität zuwider liefe.

Zusammenfassend muß festgestellt werden, daß sich der Charakter des Stadtklimas bei einem globalklimatischen Wandel ändern wird. Dabei spielen die urbanen Emissionen eine wichtige Rolle für das heutige und zukünftige Klimageschehen.

Der Städtebau ist deshalb aufgefordert, diese Entwicklung in seinen Planungen bereits jetzt zu berücksichtigen, um auch in Zukunft optimale Lebensbedingungen in den Stadtökosystemen zu gewährleisten.

4.4.10 Literatur

- Barlag AB, Kuttler W (1990/91) The Significance of Country Breezes for Urban Planning. *Energy and Buildings* 15, 3-4, Lausanne, pp 291-297
- Beckröge W (1990) Dreidimensionaler Aufbau der städtischen Wärmeinsel am Beispiel der Stadt Dortmund. *Materialien Raumord* 16, Bochum
- Birg H (1996) *Die Weltbevölkerung*. Verlag CH Beck, München
- Brunt D (1941) *Physical and dynamical meteorology*. Cambridge Univ Press, London
- Chameides WL, Lindsay RW, Richardson J, Kiang CS (1988) The role of biogenic hydrocarbons in urban photochemical smog: Atlanta as a case study. *Science* 241:1473-1475
- Davenport AG (1995) The Response of Slender Structures to Wind. In: Cermak JE, Davenport AG, Plate EJ, Viegas DX (eds) *Wind Climate in Cities*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht Boston London, pp 209-239
- Fanger PO (1982) *Thermal comfort. Analysis and applications in environmental analysis*. Mac Craw-Hill, New York
- Helbig A (1987) Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. *Abhandl. Meteorol. Dienst der DDR*, 137 S
- Höppe P (1984) Die Energiebilanz des Menschen. *Münchener Universitätschriften. Meteorol Institut. Wissenschaftliche Mitteilungen*, 49 S
- Houghton JT, Meira Filho LG, Callander BA, Harris N, Kattenberg A, Maskell K (eds) (1996) *IPCC WGI. Climate Change 1995*. Cambridge University Press, London
- Hupfer P, Chmielewski FM (1990) *Das Klima von Berlin*. Akademie-Verlag, Berlin
- Hupfer P (Hrsg) (1991) *Das Klimasystem der Erde. Diagnose und Modellierung, Schwankungen und Wirkungen*. Akademie-Verlag, Berlin
- Hupfer P (1996) *Unsere Umwelt: Das Klima. Globale und lokale Aspekte*. Teubner, Leipzig
- Hupfer P (1998) Auswirkungen von Klimaschwankungen. *Erdkundeunterricht* 3:135-143
- Hupfer P, Kuttler W (Hrsg) (1998) *Witterung und Klima*. 10. Aufl. Begr v E Heyer. Teubner, Leipzig
- IPCC (=Intergovernmental Panel on Climate Change) (1996) *Climate change. The IPCC Impacts Assessments*. Australian Government Publishing Service, Canberra
- Jendritzky G, Menz G, Schmidt-Kessen W, Schirmer H (1990) Zur räumlichen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen: Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell. *Akad für Raumforschung und Landesplanung*, Hannover, 114 S
- Jendritzky G, Sönning W, Swantes HJ (1979) Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung. *Akad. für Raumordnung und Landesplanung*, Hannover, 28 S
- Kalkstein LS, Maunder WJ, Jendritzky G (1996) *Climate and Human Health*, 2nd edn. WMO-No. 843, Geneva
- Kerr JB (1994) Decreasing ozone causes health concern. How Canada forecast ultraviolet-B-radiation. *Environmental science technology* 28:514a-519a
- Kuttler W (1985) Stadtklima - Struktur und Möglichkeiten zu seiner Verbesserung. *Geogr Rundschau* 5:226-233

- Kuttler W (1994) Zur Analyse des städtischen Einflusses auf das Klima. PIK-Reports, No. 1, 3. Deutsche Klimatagung Potsdam 11.–14. April 1994, S 153–157
- Kuttler W (1998 a) Städtische Klimamodifikation. Jahrbuch 1998 VDI-Gesellschaft Energietechnik. VDI-Verlag, Düsseldorf, S 255–276
- Kuttler W (1998 b) Stadtklima. In: Sukopp H, Wittig R (Hrsg) (1998) Stadtökologie. 2. Aufl. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart Jena New York, S 125–167
- Kuttler W (1998 c) Veränderungen des Stadtklimas. In: Lozán J L, Graßl H, Hupfer P, Sterr H (Hrsg) Warnsignal Klima – Verlag Wissenschaftliche Fakten, Hamburg, S 349–354
- Kuttler W, Romberg E (1992) The Occurrence and Effectiveness of Country Breezes by Means of wind tunnel and In Situ-Measurements. Proceedings of the 9th World Clean Air Congress, Montreal Quebec Canada. August 30–September 4 1992. IU – 9 A 04, pp 1–12
- Kuttler W, Zmarsly E (1995) Sommersmog. Zur Problematik aus naturwissenschaftlicher Sicht. Zeitschrift für Angewandte Umweltforschung (ZAU) 8: 2:153–159
- Kuttler W, Straßburger A (1997) Analyse Kfz-relevanter Immissionen in innerstädtischen Verkehrs- und Grünflächen. Forschungsvereinigung Automobiltechnik (FAT) e.V. Frankfurt/M, 131 S
- Landsberg H (1981) The urban climate. International geophysics series, vol. 28. Academic Press, New York, 275 S
- Lettau HH (1969) Note on the aerodynamic roughness parameter on the basis of roughness element description. J Appl Met 8:828–832
- Mayer H (1990) Human-biometeorologische Bewertung des Stadtklimas. Umweltmeteorologie, Kommission Reinh d Luft im VDI und DIN, Bd. 15. VDI-Verlag, Düsseldorf
- Moon KC, Schimm SG, Ghim YS, Kim YP, Kim JS, Kim SD (1997) Airquality changes of the Seoul metropolitan area from year 1985 to 1995. Environmental Research Forum 7–8:45–50
- Müller W (1979) Städtebau. Technische Grundlagen. 3. Aufl. Teubner, Stuttgart, 624 S
- Oke TR, Fuggle RT (1972) Comparison of urban/rural counter and net radiation at night. Boundary Layer Meteorology 2:290–308
- Oke TR (1973) Citysize and the urban heat island. Atmos Environ 7:769–779
- Oke TR (1990) Boundary layer climates. 2nd edn. Routledge, London, New York, 435 S
- Oke TR (1994) Global change and urban climates. Proc. 13th Intern. Congr Biomet, 12–18 Sept 1993. Calgary Canada, pp 123–134
- Park H-S (1987) Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments. Environmental Research Center Papers No. 11. University of Tsukuba Japan
- Parlow E (1998) Analyse von Stadtklima mit Methoden der Fernerkundung. Geogr. Rundschau 2:89–93
- Shahgedanova M, Burt TP (1994) New data on air pollution in the former Sowjet Union. Global Environmental Change 4(3):201–227
- SSK (= Strahlenschutzkommission) (1995) Einführung eines internationalen solaren UV-Index. Stellungnahme der Strahlenschutzkommission vom 8. Dezember 1995
- Staiger H, Schubert U, Vogel G (1997) Solarer UV-Index. Definition, Einflußgrößen, Verteilung, Vorhersage im Deutschen Wetterdienst und strahlenhygienische Ziele. Annalen der Meteorologie 33:126–132

- Steinecke K (1995) Stadtökologische Untersuchungen in Reykjavík. Essener Ökologische Schriften Bd. 7. Westarp Wissenschaften, Magdeburg, 289 S
- Sundborg A (1950) Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area. *Tellus* 2:222-232
- TA-Luft (1993) Technische Anleitung zur Reinhaltung der Luft: Aktuelle immissionsschutzrechtliche Anforderungen an den Anlagenbetreiber. Weka, Augsburg
- Theurer W (1993) Ausbreitung bodennaher Emissionen in komplexen Bebauungen. Mitteilungen des Inst F Hydrologie u Wasserwirtschaft. Univ Karlsruhe, H 45
- UBA (=Umweltbundesamt) (1996) Umweltdaten Deutschland. Umweltbundesamt. Schmidt, Berlin
- VDI 3789 (1994) Umweltmeteorologie - Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen - Berechnung der kurz- und der langwelligen Strahlung
- Wanner H (1986) Die Grundstrukturen der städtischen Klimamodifikation und deren Bedeutung für die Raumplanung. *Jahrbuch Geogr Ges v Bern* 55:1983-1985
- Wendling U, Pohl G (1979) Ein Beitrag zur regionalen Verteilung der Globalstrahlung im Einflußbereich industrieller Ballungsgebiete. *Z Meteorol* 29:189-190