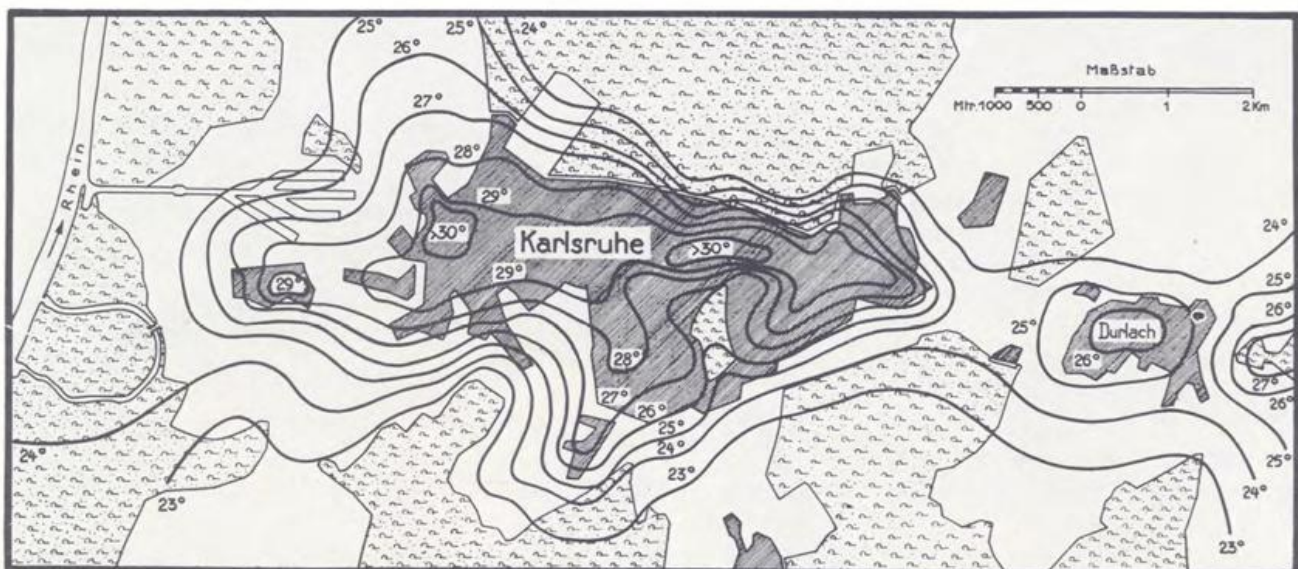
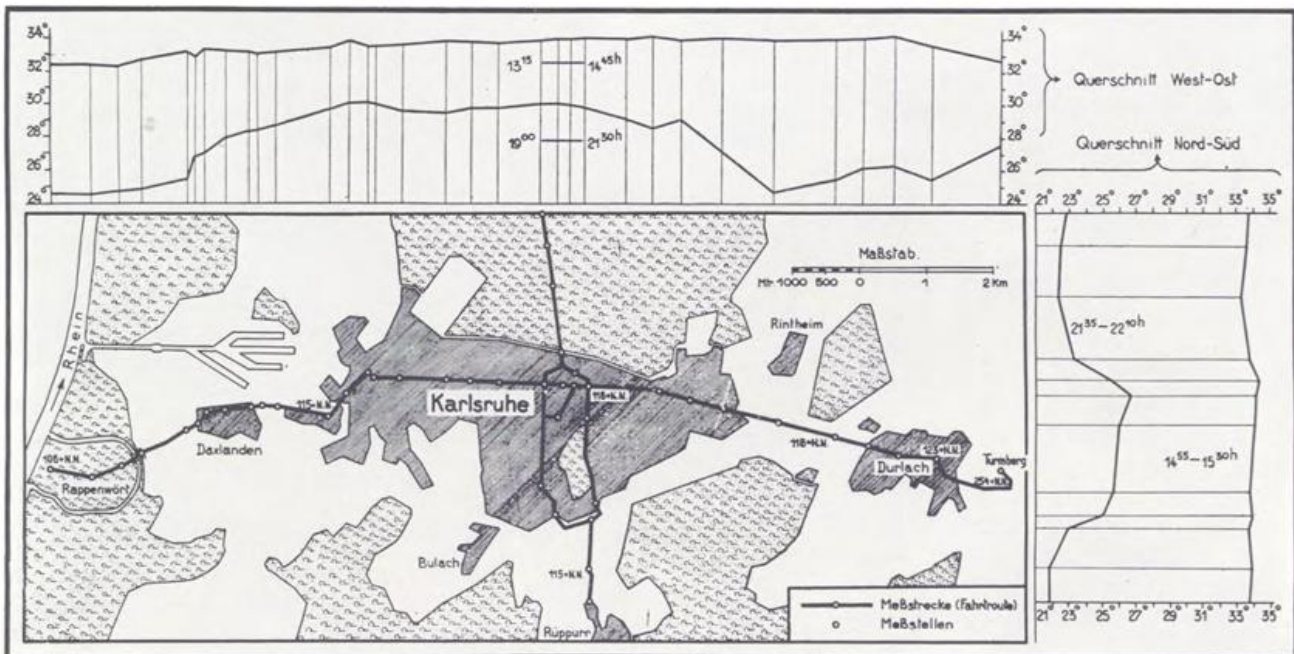


### Stadtklima



**Herausgeber**

Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**M. Schlegel  
Frankfurter Straße 135  
6050 Offenbach am Main**Redaktionsausschuß**A. Cappel (Neustadt a.d.W.)  
F. Defant (Kiel)  
H.-W. Georgii (Frankfurt)  
K. H. Hinkelmann (Mainz)  
H. Hinzpeter (Hamburg)  
E. Lingelbach (Offenbach)  
H. Reiser (Offenbach)  
H.-P. Schmitz (Berlin)  
R. Simonis (Offenbach)  
S. Uhlig (Traben-Trarbach)  
F. Wippermann (Darmstadt)**Zum Titelbild**

Vor 50 Jahren spielte der Begriff der Wärmeinsel noch nicht die Rolle wie heute. Aber es gab bereits relevante Untersuchungen über die Temperaturverhältnisse innerhalb einer Stadt. Das Titelbild zeigt Meßfeldstrecken (oben) und das daraus abgeleitete Temperaturfeld (unten) für das Stadtgebiet von Karlsruhe am 23.07.1929 nach Messungen von A. PEPLER.

(Quelle: Deutsches Meteorologisches Jahrbuch Baden 1929, S. 59/60)

**promet** erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 28,-, Einzelheft DM 7,50.

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

Druck: Schön & Wetzels GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340 - 4552

9. Jahrgang, Heft 4, 1979

Thema des Heftes:

**Stadtklima**

(Fachliche Redaktion: F. Fiedler, Karlsruhe)

**Beiträge**

	Seite
F. FIEDLER	
1 Die Stadt als meteorologisches Problem	1
H. KRAUS	
2 Der städtische Lebensraum – energetisch betrachtet	3
H. KRAUS	
3 Die Wärmeinsel	7
F. FIEDLER	
4 Modifikation der Luftfeuchte in einem Stadtgebiet	12
E. RASCHKE	
5 Der Strahlungshaushalt über Stadtgebieten	17
K. HÖSCHELE	
6 Das Windfeld der Stadt	21

**Blick zurück**

50 Jahre Meteorologisches Institut der Universität (TH) Karlsruhe (F. FIEDLER)	27
--	----

**Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr**

Der Schallknall und Möglichkeiten einer meteorologischen Beratung (J. ARCK)	28
---	----

**Das interessante Luftbild**

Advektionsnebel in der Deutschen Bucht (P. KÖPKE)	31
---	----

**Wichtige Neuerscheinungen**

32

**Hinweise auf Tagungen**

3. Umschlagseite

**Berichtigung**

3. Umschlagseite

# Thema dieses Heftes

# Stadtklima

## 1

F. FIEDLER, Karlsruhe

## Die Stadt als meteorologisches Problem

### 1 Einleitung

Hochrechnungen für das Jahr 2000 ergeben, daß zu diesem Zeitpunkt etwa 60% der Weltbevölkerung in Städten mit mehr als 5000 Einwohnern leben werden (OKE, 1978). Mit dieser zunehmenden Konzentration der Weltbevölkerung in Stadtgebieten und in Ballungszentren ist es unausbleiblich, daß auch die darin herrschenden meteorologischen Bedingungen verstärkt in den Vordergrund des Interesses rücken. Dies geschieht umso intensiver, je mehr sich die Gesellschaft der Eingriffe in das natürliche System unserer Umwelt bewußt wird. Und nirgendwo sind die anthropogenen Eingriffe größer als dort, wo Urbanisierung und Industrialisierung Hand in Hand gehen.

Wie die veröffentlichte ältere Literatur beweist, sind viele der heutigen Ergebnisse nicht unbedingt neu. Auch in früheren Jahrzehnten hat man sich vielen Fragen der Beeinflussung der atmosphärischen Bedingungen in Stadtgebieten gewidmet. Es haben jedoch Umfang und Intensität der Untersuchungen in jüngster Zeit sehr stark zugenommen. Die Beschäftigung mit den meteorologischen Bedingungen in Stadtgebieten geschieht hauptsächlich unter zwei Aspekten:

- 1) Es werden die Kenntnisse gesammelt und Zusammenhänge aufgezeigt, die es erlauben, Entscheidungen zu treffen, damit auch in Zukunft eine angenehme und gesunde Umwelt für Stadtbewohner garantiert werden kann.
- 2) Es werden Auswirkungen der Urbanisierung auf die klimatischen Verhältnisse des nächst größeren Skalenbereichs oder sogar im globalen Maßstab untersucht.

### 2 Was ist Stadtmeteorologie

Die atmosphärischen bzw. klimatischen Bedingungen eines Ortes in Bodennähe sind das Ergebnis einer Vielzahl von Wechselwirkungsprozessen. Jeder Punkt der Erde erhält entsprechend seiner geographischen Lage Energie von der Sonne zugestrahlt. Durch lokale und regionale Unterschiede des Energieumsatzes in der bodennahen Atmosphäre und am Erdboden entstehen typische Variationen der Klimabedingungen. Parallel zu den thermodynamischen Änderungen des Energieumsatzes ergeben sich unterschiedliche Wechselbeziehungen im Impuls- und Massenaustausch zwischen Atmosphäre und dem Boden, die durch charakteristische Formen des Untergrunds ausgelöst werden.

Solange eine Stadt als eine räumlich begrenzte Störung der "natürlichen" Umgebung angesehen werden kann, sind auch die Auswirkungen auf die Atmosphäre nur in einem eng begrenzten Bereich feststellbar. Die Stadtmeteorologie

beschäftigt sich in diesem Fall mit dem gesamten Volumen der Atmosphäre über und in der Umgebung der Stadt, in dem sich die "Störung" meßbar feststellen läßt.

Wie bei hydrodynamischen Störungen eines Strömungszustandes durch einen aufgeprägten zweiten Strömungsvorgang können wir unterscheiden zwischen einem Nahbereich und einem Fernbereich. Im Nahbereich der Störung werden die Strömungsbedingungen hauptsächlich durch die Eigendynamik der Störung selbst festgelegt. Im Fernbereich dagegen sind die Einflüsse der "Hintergrundbedingungen" und der Störung von gleich großer Bedeutung.

### 3 Wie wirkt sich eine Stadt auf die Atmosphäre aus

Die Vorgänge, die in der Stadtmeteorologie von Bedeutung sind und zur Ausbildung eines typischen Stadtklimas führen, können wir in folgende Einzelprobleme zerlegen:

#### (1) Die Stadt als Gebiet mit erhöhter Rauigkeit

Aufgrund der größeren Unebenheit der Baukörper in einem Stadtgebiet im Vergleich zu einem unbebauten Umland (Abb. 1.1) wird auf die Luftströmung ein größerer Reibungswiderstand von der Begrenzungsfläche her übertragen, die sich von den unteren Schichten ausgehend auf immer größere Schichtdicken überträgt.

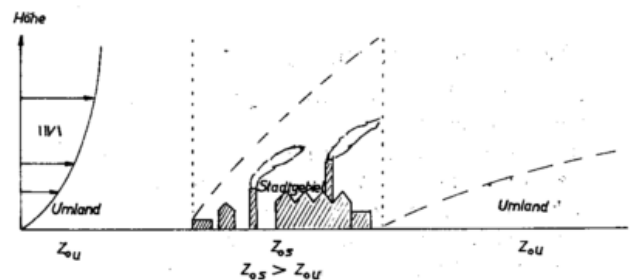


Abb. 1.1: Schematische Darstellung der Einflußzonen der unterschiedlichen Bodenrauigkeit auf das Windfeld.

Dadurch wird die Strömung, die sich zunächst als Gleichgewichtsströmung mit der Rauigkeit des Umlandes ausgebildet hat, gestört und der vertikale Verlauf der Zunahme der Windgeschwindigkeit stellt sich auf die neue Rauigkeit ein, wodurch interne Grenzlinien entstehen. Diese Grenzlinien trennen die Schichten, in denen die Strömungsgeschwindigkeiten noch von der Rauigkeit stromaufwärts bestimmt wurde und in denen bereits die neue Rauigkeit sich auf die Strömung übertragen hat. Solche Grenzlinien trennen

also Grenzschichten unterschiedlichen Charakters. Sie treten vorwiegend an den Stadträndern auf, wenn von einer einheitlichen Bebauungshöhe im Stadtgebiet ausgegangen werden kann.

(2) Die Stadt als Wärmeinsel

Stadtgebiete kennzeichnen sich dadurch aus, daß sie im Mittel wesentlich mehr Wärme an die darüberliegende Atmosphäre abgeben als die umgebende unbebaute natürliche Landschaft. Aufgrund der höheren Temperaturen spricht man deshalb von einer Wärmeinsel. Man kann deshalb die Stadt mit einem Strömungsmodell vergleichen (Abb. 1.2), in dem eine beheizte Platte von nicht beheizten Platten umgeben wird. Wenn über den Platten die Luft stabil geschichtet ist, wird über der beheizten Platte infolge von freier Konvektion die Wärme in größere Höhen transportiert. An der Inversion beginnt die wärmere Luft auseinanderzuzießen bzw. durchmischt sich mit der darüberliegenden stabil geschichteten Luft und hebt somit die Inversionsuntergrenze mit der Zeit an.

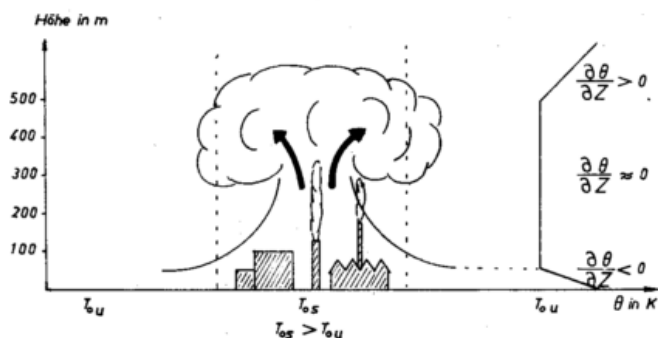


Abb. 1.2: Schematische Darstellung des thermischen Einflusses der "Wärmeinsel". Die konvektive Wärmeezelle arbeitet sich bei Windstille wie ein schwacher Wärmestrahler in die stabil geschichtete Atmosphäre vor.

(3) Die Stadt als Strömungshindernis

Für die bodennahen Strömungsvorgänge, insbesondere bei nächtlichen stabil geschichteten Dichteströmungen, stellt sich eine Stadt mit ihren hohen Bauwerken wie ein massives Hindernis in den Weg (Abb. 1.3). Es entstehen daher Staueffekte, die durch Umströmungen des Hindernisses abgebaut werden. Lediglich ein Teil der ankommenden Luftmassen wird durch die Zwischenräume der

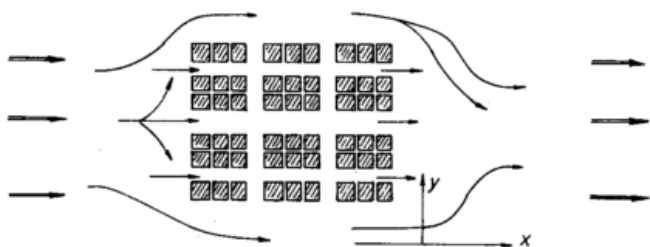


Abb. 1.3: Schematischer Strömungsverlauf bei flachen Dichteströmungen, z.B. bei Hangwinden. Die Luft durchdringt teilweise das Stadtgebiet, teilweise wird die Stadt umströmt.

Straßenschluchten in die Stadt eindringen und diese durchströmen. Deutlich sichtbar wird der Hindernischarakter einer Stadt beim Durchzug von charakteristischen Luftmassengrenzen, den Fronten. Abbildung 1.4 zeigt ein Beispiel eines Nachhinkens einer Kaltfront im Stadtgebiet im Vergleich zur Fortbewegung im Umland (BORNSTEIN et al., 1979).

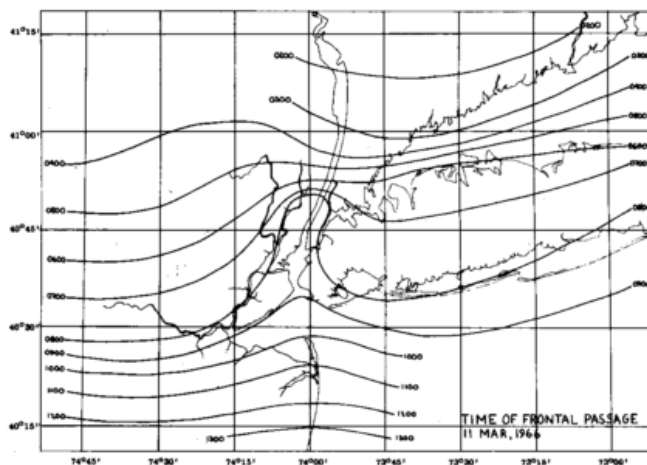


Abb. 1.4: Tautochronen einer Kaltfront beim Überströmen der Stadt New York am 11.3.1966. Die Lage der Front um 08.00 Uhr zeigt im Stadtgebiet (nicht besonders markiert) eine deutliche Verzögerung gegenüber der Lage auf der Insel Long Island im Osten und über New Jersey im Westen.

(4) Die Stadt als Quelle für Konzentrationen

Neben den dynamischen und thermodynamischen Einflüssen stellt eine Stadt eine reichhaltige Quelle für Konzentrationen verschiedener Partikelmassen dar. Diese Partikelmassen beeinflussen ihrerseits wieder auf direkte oder indirekte Weise die dynamischen und thermodynamischen Vorgänge z.B. durch Wechselwirkung mit der Strahlung. Vor allem der als Absorber bedeutsame Wasserdampf und die Aerosoldichten nehmen eine hervorragende Rolle ein.

Neben den Einwirkungen auf den thermodynamischen und dynamischen Zustand der Atmosphäre über einer Stadt finden die Konzentrationen von Spurengasen, soweit sie als Schadgase anzusehen sind, in Stadtgebieten besondere Beachtung.

Es besteht kein Zweifel, daß gerade die höheren Schadgaskonzentrationen in Städten die augenfälligsten Anzeichen für geänderte atmosphärische Bedingungen im Vergleich zum Umland darstellen. In diesem Überblick über das Stadtklima werden die chemischen Komponenten nicht weiter betrachtet, sondern es soll die Beschreibung der physikalischen Zustandsvariablen im Vordergrund stehen.

Literatur

BORNSTEIN, R.D.; FONTANA, P.H.; THOMPSON, W.T.: Reprints: Fourth Symposium on Turbulence Diffusion, and Air Pollution, Jan. 15-18, 1979, Reno. Boston, Mass.: American Meteorological Society 1979.  
 OKE, T. R.: Boundary layer climate. New York: Methuen u. Co. Ltd. 1978.

### 1 Ursachen für die "Störung" der Atmosphäre

Der städtische Lebensraum unterscheidet sich vom ländlichen durch eine anders geartete Erdoberfläche, durch einen anderen Aufbau des Bodens (die größten Investitionen der Städte liegen unter der Erde) und durch sehr unterschiedliche menschliche Aktivitäten. Dies bleibt natürlich nicht ohne Folgen auf die Atmosphäre in und über diesem Lebensraum: sie ist meist wärmer, relativ trockener, stärker verunreinigt und so dunstiger und schwächer bewegt; sie enthält mehr Wolken und produziert mehr Niederschlag, der allerdings häufig erst leeseitig außerhalb der Stadt fällt. Dieser Lebensraum läßt sich willkürlich durch eine obere Höhe  $z_s$  abgrenzen; diese liegt sinnvollerweise oberhalb der höchsten Dächer, aber noch innerhalb der Atmosphärischen Grenzschicht. Da die "Störung" der Atmosphäre von der Erdoberfläche ausgeht, sind die untersten Schichten am meisten betroffen; Stadtmeteorologie ist deshalb weitgehend Grenzschicht-Meteorologie.

Diese Überlegungen sind in Abbildung 2.1 zusammengefaßt. Man erkennt als unterschiedliche Schichten vertikal gegliedert den Boden, die Prandtl-Schicht, die gesamte Atmosphärische (Planetarische) Grenzschicht (PBL) und die freie Atmosphäre. Das im folgenden energetisch betrachtete Luftvolumen über der Grundfläche  $F_s$  der Stadt (in dieses Volumen ragen die Häuser hinein) wird durch die Geraden  $z = 0$ ,  $z = z_s$ ,  $x = x_0$ ,  $x = x_s$  und  $y = y_0$ ,  $y = y_s$  (die  $y$ -Koordinate steht senkrecht auf der Bildebene) begrenzt.

Welche Oberflächen-Parameter sind nun unterschiedlich in der Stadt im Vergleich zum Land? Tabelle 2.1 zeigt als Antwort auf diese Frage eine Aufstellung mit typischen Zahlenwerten. Erwartet man für jeden Parameter und je-

den Fall krasse Unterschiede, so hat man sich getäuscht. So liegt z.B. der Rauigkeitsparameter für einen Wald in der gleichen Größenordnung wie der für eine Großstadt; ein Humusboden besitzt die gleiche Volumwärme wie Granit; der Staub, der von trockenen Feldern aufgewirbelt wird, kann zu einer stärkeren Belastung der Luft mit Fremdstoffen führen als alle die Verunreinigungen, die normalerweise in einer Großstadt der Luft zugeführt werden. Tabelle 2.1 versucht deshalb trotz der gebotenen Kürze eine etwas differenziertere Darstellung. Bei den **Bodenparametern** sind die Wärmeleitfähigkeit und das Speichervermögen des Bodens – hier ausgedrückt durch die Volumwärme – energetisch von besonderer Bedeutung. Man erkennt, daß die Volumwärme nur beim trockenen Moorboden geringer ist als die der städtischen Materialien (weitere Beispiele: nasser Sand und feuchter Lehm  $2,6 \cdot 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ). Anders ist es aber bei der Wärmeleitfähigkeit: Wenn  $\lambda_B$  für Humus auch genau so groß ist wie für Beton (beim nassen Sand beträgt  $\lambda_B$  1,7, beim Lehm  $0,9 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), so besitzt doch die oft verfilzte Pflanzenbedeckung eine sehr geringe Wärmeleitfähigkeit, die dann den Ausschlag für den unterschiedlichen Bodenwärmestrom gibt. Die **Albedounterschiede** sind sehr schwer zu fassen. Es gibt hellen und dunklen Boden, helle und dunkle Dachziegel. Hierzu kommt, daß in der Stadt in den Straßenschluchten das Licht mehrfach reflektiert wird, was die Gesamtalbedo herabsetzt. Will man den Unterschied zum umgebenden Land herausarbeiten, so kommt es darauf an, ob dort dunkle Fichtenwälder oder hellere Getreide- oder Stoppelfelder anzutreffen sind. Man kann dies Phänomen z.B. auf Landsat-Bildern studieren: München erscheint bei Wellenlängen von 0,5 bis 0,7  $\mu\text{m}$  generell heller als seine Umgebung und selbst im Kanal von 0,8 bis 1,1  $\mu\text{m}$  noch heller als die Wälder im Süden der Stadt.

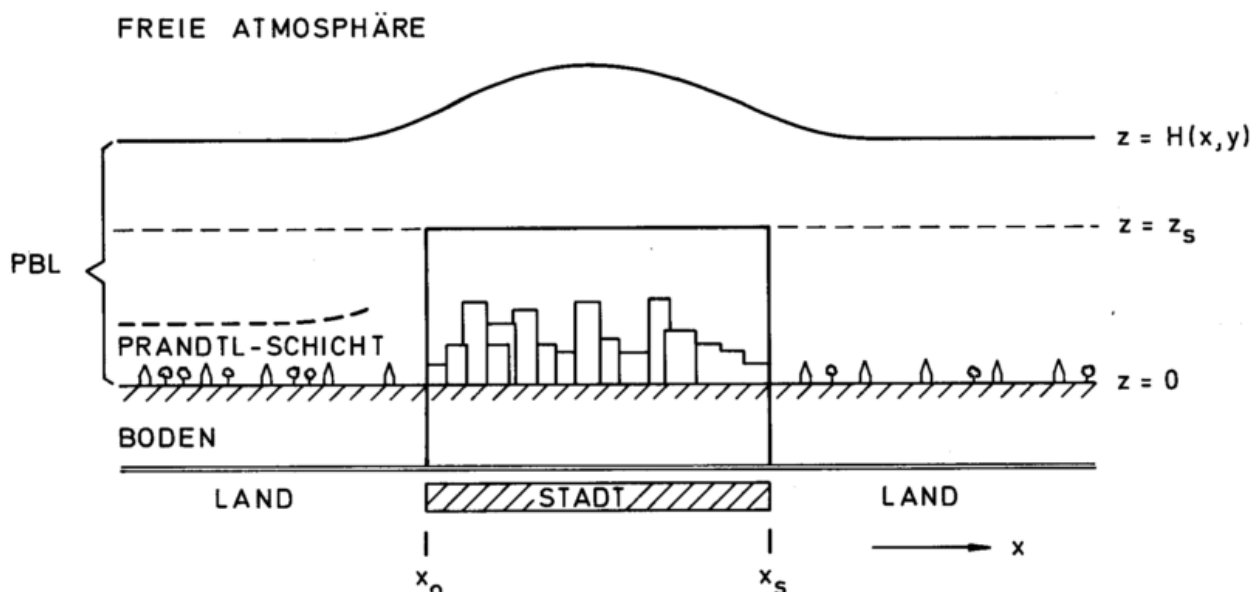


Abb. 2.1: Der städtische Lebensraum (Erläuterungen siehe Text)

Tabelle 2.1: Charakteristische Werte von Parametern, die sich über Stadt und Land unterscheiden; nähere Erläuterungen findet man im Text.

Bodenparameter:	Stadt			Land			
	Beton	Sandstein	Granit	Moor trocken	Moor naß	Humus	
Wärmeleitfähigkeit $\lambda_B$	1,3	1,7	3,3	0,1	0,4	1,3	$W m^{-1} K^{-1}$
Dichte $\rho_B$	2,2	2,2	2,7	0,4	0,9	1,3	$10^3 kg m^{-3}$
spezifische Wärme $c_B$	0,9	0,8	0,8	1,7	3,3	1,7	$10^3 J kg^{-1} K^{-1}$
Volumwärme $\rho_B c_B$	2,0	1,8	2,2	0,7	3,0	2,2	$10^6 J m^{-3} K^{-1}$
Albedo $a$	Beton	Asphalt	Stein	Sand	Wiese	Wald	—
	.10 – .35	.05 – .20	.10 – .40	.20 – .45	.10 – .30	.05 – .20	
Rauhigkeitsparameter $z_0$	Kleinstadt	Großstadt		Wiese	30 m hoher Wald		m
	1	2 – 10		0,02	3,0		
Erzeugung von Wärme $\tilde{P}_0$		20 – 200			0		$W m^{-2}$
Erzeugung von Luftbeimengungen		beträchtlich		v.a. bei trockenem Boden			—
Pflanzenbedeckungsgrad		0,1 – 0,5		wenig kleiner als 1			—

Den Rauhigkeitsparameter  $z_0$  kann man ganz roh mit  $1/10$  der Höhe der Rauhigkeitselemente ansetzen; von ihm war oben schon die Rede. Die anthropogene Wärmeerzeugung unterscheidet sich zwischen Stadt und Land wohl am deutlichsten. Für Frankfurt am Main läßt sich als Flächenmittel für eine "Gemarkungsfläche" von  $222 km^2$  und im Jahresmittel  $25 W m^{-2}$  ausrechnen (5. Arbeitsbericht der Regionalen Planungsgemeinschaft Untermain, 1974). OKE (1978) gibt vergleichbare Werte für eine Reihe von Städten in mittleren Breiten an. In seiner Tabelle findet sich als Maximalwert  $198 W m^{-2}$  für Manhattan im Winter. Diese Werte müssen im Vergleich zur Gesamtstrahlungsbilanz  $Q$  und/oder zur Globalstrahlung (= kurzwelliger Input)  $G$  unter natürlichen Umständen am gleichen Ort angesehen werden; für Frankfurt beträgt das Jahresmittel von  $Q$  etwa  $50 W m^{-2}$  und das von  $G$  etwa  $130 W m^{-2}$ . Die Erzeugung von Luftbeimengungen ist natürlich auch sehr unterschiedlich; ihre Wirksamkeit z.B. auf die Modifikation der Strahlung hängt vom Stoff ab, mit dem die Luft verunreinigt wird. Der Pflanzenbedeckungsgrad liegt z.B. bei einer Wohnsiedlung, in der auf relativ kleinen Grundstücken Häuser errichtet werden, bei Berücksichtigung von Straßen und Parkplätzen, in der Größenordnung von 50%.

Die in der Tabelle 2.1 aufgelisteten Größen sind als äußere Parameter die Ursache für die Modifikation der Atmosphäre, und es gilt nun, den quantitativen Zusammenhang zwischen den modifizierten atmosphärischen Feldern (von Windgeschwindigkeit, Temperatur, Feuchte ...) und diesen Parametern zu beschreiben. Ganz allgemein löst die Anwendung der hydrodynamischen Grundgleichungen das Problem; das System von 8 Gleichungen für die Felder der 8 Zustandsgrößen Temperatur, potentielle Temperatur, Luftfeuchte, Dichte, Druck, Vertikalwind und die zwei Komponenten der horizontalen Windgeschwindigkeit zeigt, daß diese Größen in sehr komplexer Weise zusammenhängen und daß es in Strenge nicht möglich ist, auch nur irgendeine dieser Größen (z.B. die Temperatur) unabhängig von den anderen (z.B. dem Vertikalwind) zu errechnen. Das hat zur Folge, daß das oben genannte Problem nur durch die Integration des vollständigen Gleichungssystems gelöst werden kann. Dem tragen dann auch alle ernsthaften theoretischen Bemühungen um die Stadtmeteorologie dadurch Rechnung, daß diese

Integration im Rahmen von Simulationsmodellen durchgeführt wird.

## 2 Die Energie-Gleichungen

Hier wird zur Einführung ein anderer Weg zur Erkenntnis besprochen: die Zusammenhänge sollen plausibel gemacht werden mit Hilfe der uns zur Verfügung stehenden Energiegleichungen. Zwei derartige Gleichungen seien hier genannt: die Energiebilanzgleichung der Erdoberfläche

$$Q_0 + P_0 - B_0 - H_0 - E_0 = 0 \quad [1]$$

– mit  $Q_0$  = Strahlungsbilanz (positiv zur Oberfläche);

$P_0$  = Energieproduktion durch die menschlichen Aktivitäten (Verkehr, Heizung ...). Diese findet eigentlich im Volumen über der Erdoberfläche statt, wird hier aber der Einfachheit halber als Oberflächenquelle behandelt;

$B_0$  = Bodenwärmestrom;

$H_0$  = turbulenter Strom fühlbarer Wärme;

$E_0$  = turbulenter Strom latenter Wärme;

die drei letzten Ströme werden positiv gerechnet, wenn sie von der Oberfläche weg gerichtet sind; so ist  $B_0$  z.B. positiv, wenn der Erdboden sich von der Erdoberfläche her erwärmt; der Index 0 sagt, daß es sich um die genannten Größen an der Erdoberfläche (in  $z = 0$ ) handelt –

und die Energiehaushaltsgleichung eines Luftvolumens

$$\rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\rho c_p \nabla \cdot (v\theta) + \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{\partial H}{\partial z} \quad [2]$$

– mit  $\rho$  = Luftdichte (konstant angenommen),  $c_p$  = spezifische Wärme bei konstantem Druck,  $\theta$  = potentielle Temperatur,  $t$  = Zeit,  $v$  = Windgeschwindigkeit,  $z$  = Höhe,  $Q$  = Strahlungsbilanz in der Höhe  $z$  und  $H$  = turbulenter Strom fühlbarer Wärme in der Höhe  $z$ .

Übrigens ist Gleichung [2] eine der 8 hydrodynamischen Grundgleichungen und Gleichung [1] eine bei deren Integration benutzte Randbedingung. Gleichung [2] ist hier für den Fall hingeschrieben, daß keine Phasenumwandlung

gen des Wasserdampfes in dem betrachteten Volumen stattfinden. Die Strahlungsbilanz

$$Q_0 = (1-a)G_0 + A_0 - \epsilon\sigma T_0^4 \quad [3]$$

setzt sich zusammen aus der von oben kommenden Globalstrahlung  $G$ , der kurzwelligeren Reflexstrahlung  $aG$  ( $a$  = Albedo), der von oben kommenden langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung  $A$  und der langwelligen Ausstrahlung  $\epsilon\sigma T_0^4$  mit  $\sigma$  = Stefan-Boltzmann-Konstante,  $T_0$  = Bodenoberflächen-Temperatur und  $\epsilon$  = langwelliges Emissionsvermögen;  $\epsilon$  nimmt für die meisten natürlichen Oberflächen Werte von 0,95 bis 0,99 an und kann deshalb in vielen Fällen einfach gleich 1 gesetzt werden.

Alle benutzten Größen (z.B.  $\theta$ ,  $v$  und seine Komponenten  $u$ ,  $v$ ,  $w$  ...) müssen als zeitliche Mittelwerte betrachtet werden, wobei die Mittelungszeit viel größer ist, als die Zeitskala der Turbulenzvorgänge, die sich im Zustandekommen von  $H$  und  $E$  auswirken.

Ziel unserer Betrachtung ist es nun, mit Hilfe der Energiegleichungen und an Hand von Zahlenwerten zu zeigen, bei welchen energetischen Termen und Oberflächenparametern die Ursache für die höhere Temperatur im städtischen Lebensraum liegt. Das gelingt nicht allein mit Gleichung [1], da diese nur eine Bilanzierung beschreibt und durchaus die gleiche Lufttemperatur bei sehr unterschiedlichen Kombinationen der 5 Energieflußdichten an der Oberfläche auftreten kann. Die Haushaltsgleichung [2] ist eine prognostische Gleichung für die Temperatur und somit das für unsere Zwecke geeignete Werkzeug. Wir wollen sie hier jedoch nicht in der oben geschriebenen Form für ein differentielles Volumelement verwenden, sondern für das Gesamtvolumen des oberirdischen städtischen Lebensraumes, der in Abbildung 2.1 skizziert ist. Die Integration über die Höhe führt zunächst zu

$$\int_0^{z_s} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \int_0^{z_s} \rho c_p \nabla \cdot (v\theta) dz + (Q(z_s) - Q_0) - (H(z_s) - H_0) \quad [4]$$

und zusammen mit [1] zu

$$\int_0^{z_s} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = - \int_0^{z_s} \rho c_p \nabla \cdot (v\theta) dz + Q(z_s) - H(z_s) + P_0 - B_0 - E_0 \quad [5]$$

Dies ist eine Gleichung, deren Terme Energieflußdichten (z.B. in  $W/m^2$ ) an einer Stelle der Stadtoberfläche darstellen. Über das städtische Areal  $F_s$  gemittelte Energieflußdichten erhält man durch weitere Integration über diese Fläche  $F_s$  (die mit dem gesamten Volumen des oberirdischen Lebensraumes durch  $V_s = z_s F_s$  verbunden ist) und durch Division durch  $F_s$ , was zu

$$\frac{1}{F_s} \int_0^{z_s} \rho c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} dV_s = Adv_x + Adv_y + Adv_z + \tilde{Q}(z_s) - \tilde{H}(z_s) + \tilde{P}_0 - \tilde{B}_0 - \tilde{E}_0 \quad [6]$$

führt. Darin sind die mit einer Tilde versehenen Energieflußdichten Flächenmittel dieser Größen gebildet über das städtische Areal. Auf der linken Seite steht der "Speicherterm"  $Sp$ , der die zeitliche Änderung fühlbarer Wärme in einer von  $z = 0$  bis  $z_s$  reichenden Luftsäule beschreibt, die

auf einer Oberflächeneinheit senkrecht steht. Die Advektionsterme sind definiert über:

$$Adv_x = - \frac{1}{F_s} \int_0^{z_s} \rho c_p \frac{\partial}{\partial x} (u\theta) dV_s = - \frac{1}{F_s} \int_0^{z_s} F_{yz} \rho c_p u [\theta(x_s) - \theta(x_0)] dy dz = - \frac{F_{yz}}{F_s} \rho c_p u [\theta(x_s) - \theta(x_0)], \quad [7a]$$

wobei der dritte Term nur richtig ist, wenn  $u$  in  $x$ -Richtung konstant ist und der 4. Term nur gilt, wenn  $u$  und  $[\theta(x_s) - \theta(x_0)]$  über die ganze  $yz$ -Fläche  $F_{yz}$  konstant sind. Man erkennt, daß die horizontale Advektion in  $x$ -Richtung bei Wind in Richtung  $x$  ( $u$  positiv) dann einen Energiegewinn ( $Sp$  positiv) bringt, wenn  $\theta(x_0) > \theta(x_s)$ . Analog gilt für die horizontale Advektion in  $y$ -Richtung.

$$Adv_y = - \frac{F_{xz}}{F_s} \rho c_p v [\theta(y_s) - \theta(y_0)]. \quad [7b]$$

Die Advektion in der vertikalen Richtung ergibt sich zu

$$Adv_z = - \frac{1}{F_s} \int_0^{z_s} \rho c_p \frac{\partial}{\partial z} (w\theta) dV_s = - \frac{1}{F_s} \int_0^{z_s} F_s \rho c_p w(z_s) \cdot \theta(z_s) dx dy = - \rho c_p \widetilde{w(z_s) \theta(z_s)}, \quad [7c]$$

wobei die Tilde wieder das Mittel über das gesamte städtische Areal  $F_s$  bedeutet. Energiezufuhr findet dann statt, wenn das zeitliche Mittel des Vertikalwindes  $w$  in der Höhe  $z_s$  auch nach Flächenmittelung über  $F_s$  noch negativ ist, also bei im zeitlichen und räumlichen Mittel vorhandene Absinken über der Stadt.

### 3 Die Rolle der unterschiedlichen Energie-Stromdichten bei der Bildung und Erhaltung der städtischen Wärmeinsel

Die 8 Glieder auf der rechten Seite von Gleichung [6] bestimmen nun die Einnahmen und Ausgaben von fühlbarer Wärme, also den Haushalt des Volumens. Ein vergleichbares Volumen über dem Land hat meist einen ganz anderen Haushalt. Indem man die Terme der rechten Seite von [6] für Stadt und Land gegenüberstellt, erkennt man, welche Terme der rechten Seite die stärkere Erwärmung des städtischen Lebensraumes bedingen und wie diese mit den oben genannten unterschiedlichen Oberflächen-Parametern zusammenhängen. Auf diese Weise soll die Entstehung der Wärmeinsel der Stadt ihre Erklärung finden.

Die Diskussion möge beginnen mit der Strahlungsbilanz  $\tilde{Q}$  in der Höhe  $z_s$ . Sie setzt sich nach [3] aus 4 Stromdichten im Niveau  $z_s$  zusammen, der (von oben kommenden, kurzwelligeren) Globalstrahlung  $G$ , der kurzwelligeren von unten reflektierten Strahlung  $aG$ , der langwelligen Gegenstrahlung  $A$  und der nach oben gehenden langwelligen Strahlung, die man für das Niveau  $z_s$  nur sehr angenähert noch als  $\sigma T_0^4$  ansetzen kann. Wegen des höheren Dunstgehaltes und der höheren Temperaturen sind die beiden Größen  $A$  und die langwellige Ausstrahlung über der Stadt größer als über dem Land; ihre Differenz, das ist die langwellige Strahlungsbilanz, dürfte sich über beiden Gebieten im allge-

meinen nur wenig unterscheiden. Anders verhält es sich mit den kurzwelligen Anteilen. Die Globalstrahlung ist durch die Dunstglocke erheblich geschwächt (zuweilen mehr als 20%) und  $a$  (s. Tab. 2.1) ist oft größer als über dem Land. Somit erhält man über der Stadt eine geringere kurzwellige Strahlungsbilanz  $(1-a)G$  als über dem Land: Der Strahlungseffekt wirkt also bei den hier angenommenen Albedo-unterschieden am Tage der Entstehung der Wärmeinsel entgegen. Ist die Albedo der Stadt kleiner als die des umgebenden Landes, so kann dieser Effekt den Unterschied in der Globalstrahlung ausgleichen, sodaß der Strahlungseffekt am Tage gering ist. Bei Nacht wirkt nur die langwellige Strahlung, ihre Bilanz spielt, wie oben erläutert, nur eine geringe Rolle bei der Entstehung des Unterschiedes zwischen Stadt und Land.

Der turbulente Strom fühlbarer Wärme  $\tilde{H}(z_s)$  (positiv gerechnet, wenn er nach oben gerichtet ist) nimmt am Tage über der Stadt sicher größere Werte an als über dem Land. Das ist zwar noch nicht durch irgendwelche Messungen belegt, erscheint aber plausibel, da einmal  $H_0$  über der Stadt größer ist (es muß der Teil von  $Q_0$ , der nicht über die Verdunstung abtransportiert wird, zumindest teilweise durch den Strom fühlbarer Wärme weggeschafft werden), andererseits durch die größere Rauigkeit der Stadt im Niveau  $z_s$  über der Stadt die Strömung turbulenter ist als über dem Land. Bei Nacht ist der Strom fühlbarer Wärme über dem Land im Niveau  $z_s$  meist negativ und sehr klein, über der Wärmeinsel dürfte er jedoch in vielen Fällen immer noch einen positiven Wert besitzen. Allgemein kann man deshalb sagen, daß auch  $-\tilde{H}(z_s)$  in vielen Fällen der Entstehung der Wärmeinsel entgegengewirkt bzw. positive Werte der Terme der rechten Seite von [6] teilweise kompensiert.

Eindeutig positiv wird  $\tilde{P}_0$  über der Stadt bei Tag und bei Nacht, im Winter stärker als im Sommer. Ein Faustwert ist  $30 \text{ W/m}^2$ .

$\tilde{B}_0$  und  $\tilde{E}_0$  besitzen wie auch die anderen Terme einen sehr starken Tagesgang. Beim Bodenwärmestrom ist dieser gegenüber der kurzwelligen Strahlung am Nachmittag phasenverschoben. Bis etwa 16.00 Uhr erwärmt sich der Boden (und die Gebäude ...) bei positivem  $B_0$ , dann beginnt die Abkühlung (negatives  $B_0$ ), die bis zum Sonnenaufgang andauert. Bei guter Wärmeleitfähigkeit der Oberfläche und großer Wärmekapazität wird nun recht viel Wärme frei ( $-\tilde{B}_0$  ist positiv), ein Effekt, der die ganze Nacht anhält und einen positiven Beitrag zur Erhaltung der Wärmeinsel liefert. Dieser Effekt ist die wesentliche Ursache dafür, daß der Temperaturunterschied Stadt-Land sich abends und nachts mit der Zeit vergrößert (s. Abb. 3.7). Am Vormittag muß bei einem recht großen positiven  $B_0$  (der Bodenwärme-Speicher füllt sich auf) ein negativer Einfluß auf die Wärmeinsel vorhanden sein, was dazu führt, daß es über der Stadt kälter sein kann als über dem umgebenden Land. Man erkennt, daß hier die thermische Trägheit des Bodens und der Gebäude eine zentrale Rolle spielt.

$\tilde{E}_0$  stellt (etwas unexakt ausgedrückt) die Verdunstung dar. Sie ist über der Stadt stark reduziert, was offensichtlich (s. Gl. [6]) zu einer Verstärkung der Wärmeinsel beiträgt.

Nun stehen da noch die Advektionsterme. Sie sind wie stets bei Haushaltsbetrachtungen in der Atmosphäre schwer abzuschätzen und gleichzeitig von großer Bedeutung. Die horizontalen Advektions-Glieder  $Adv_x$  und  $Adv_y$  helfen mit, die Wärmeinsel abzubauen, da ja  $\theta(x_s) > \theta(x_0)$  und

$\theta(y_s) > \theta(y_0)$ , wenn  $u$  und  $v$  positiv sind. In der gleichen Richtung wirkt auch  $Adv_z$ , da in  $z_s$  über der Fläche  $F_s$  im Mittel die Luft relativ zum umgebenden Land aufsteigt. Das kompensierende Absinken findet vor allem im Lee der Stadt statt. Dies hat thermische und dynamische Gründe.

Damit sind die 8 Terme der rechten Seite von Gleichung [6] qualitativ diskutiert. Grob gesagt sind es  $\tilde{P}_0$ ,  $-\tilde{E}_0$  und teilweise  $-\tilde{B}_0$  die die Wärmeinsel erzeugen; die anderen 5 bauen, wenn einmal eine Überwärmung existiert, diese wieder ab.

Nun soll versucht werden, dies Ergebnis quantitativ darzustellen. Dazu dient Tabelle 2.2. Alle Werte sind entweder direkt angenommen oder abgeschätzt. Der Speicherterm ist als Null angenommen. Da Messungen über den gesamten Energiehaushalt einer Stadt fehlen, muß man sich mit

Tabelle 2.2: Grobe Abschätzung des Energiehaushaltes des oberirdischen Teiles der in Abbildung 2.1 dick umrandeten Box am Mittag und um Mitternacht eines schönen Sommertages im Vergleich zum Energiehaushalt in einem Volumen über Land. Der Speicherterm ist als Null angenommen.  $\Delta$  = Differenz Stadt minus Land, Näheres siehe Text und Legende zu Abbildung 2.2.

Größe	Mittag			Mitternacht		
	Stadt	Land	$\Delta$	Stadt	Land	$\Delta$
$Adv_x$	- 60	0	- 60	- 30	0	- 30
$Adv_y$	0	0	0	0	0	0
$Adv_z$	- 60	0	- 60	- 20	0	- 20
$\tilde{Q}(z_s)$	+ 500	+ 600	- 100	- 60	- 60	0
$-\tilde{H}(z_s)$	- 200	- 150	- 50	- 10	+ 10	- 20
$+\tilde{P}_0$	+ 30	0	+ 30	+ 30	0	+ 30
$-\tilde{B}_0$	- 80	- 50	- 30	+ 90	+ 25	+ 65
$-\tilde{E}_0$	- 130	- 400	+ 270	0	+ 25	- 25
	$\text{W m}^{-2}$			$\text{W m}^{-2}$		

Annahmen zur Abschätzung:

$Adv_x$ :  $z_s = 100 \text{ m}$ ;  $F_{xz}/F_s = 0,01$ ;  $u_{\text{Tag}} = 3 \text{ m s}^{-1}$ ;  $u_{\text{Nacht}} = 1,5 \text{ m s}^{-1}$ ;  $[\theta(x_s) - \theta(x_0)] = 2 \text{ K}$ ;  $\rho = 1 \text{ kg m}^{-3}$

$Adv_y$ :  $v = 0$ ;  $x$ -Richtung verläuft in Richtung des mittleren Windes

$Adv_z$ : Schätzwerte

$\tilde{Q}(z_s)$ :  $G_{\text{Stadt}} = 700 \text{ W m}^{-2}$ ;  $G_{\text{Land}} = 800 \text{ W m}^{-2}$ ;  $a_{\text{Stadt}} = 12\%$ ;  $a_{\text{Land}} = 10\%$ ; langwellige Strahlungsbilanz mittags  $-120 \text{ W m}^{-2}$ , nachts  $-60 \text{ W m}^{-2}$

$\left. \begin{array}{l} -\tilde{H}(z_s) \\ +\tilde{P}_0 \\ -\tilde{B}_0 \\ -\tilde{E}_0 \end{array} \right\} \text{Schätzwerte}$

solchen groben Abschätzungen begnügen. Es ist unmittelbar verständlich, daß hier nur zwei bestimmte Situationen (Sommer-Mittag und Sommer-Mitternacht) vorgeführt werden, die aber das Wesentliche erkennen lassen. In der Spalte  $\Delta$  ist die Differenz der Energiestromdichten zwischen Stadt und Land dargestellt; die dort verwendeten Vorzeichen zeigen an, ob der entsprechende Term sich positiv oder negativ bei der Erhaltung oder Bildung der

Wärmeinsel auswirkt. Man sieht, wie wichtig die Globalstrahlung  $G$  und der Verdunstungsterm sind. Andererseits bleibt die Advektion klein, da ja Flächenmittel über ein großes städtisches Areal betrachtet werden und das uns interessierende Volumen nur wenig hoch ist ( $z_s = 100$  m). Die anthropogene Wärmeerzeugung spielt in dieser groben Abschätzung am Tage nur eine untergeordnete Rolle, kann aber im Winter und vor allem nachts sehr bedeutsam sein. Es gibt auch Zeiten am Tage, zu denen der Bodenwärmestrom eine größere Rolle spielt als in den dargestellten Situationen.

Die Ergebnisse von Tabelle 2.2 sind in den Diagrammen der Abbildung 2.2 etwas sinnfälliger dargestellt. Man erkennt nun noch klarer, welche Energieflußdichten Unterschiede zwischen Stadt und Land aufweisen.

Die obige Betrachtung ist sehr pauschal: sie behandelt einen mittleren Energiehaushalt für das gesamte Volumen ohne räumliche Differenzierung. In der Tat sind die Haushalte unterschiedlich in verschiedenen Stadtgebieten und in verschiedenen Luftschichten. In den dem luvseitigen Rand der Stadt zugewandten Teilen ist z.B. der positive Vertikalwind infolge des Rauigkeitseffektes größer als weiter in Windrichtung. Das beeinflusst den vertikalen Advektionsterm. Die bodennahen Schichten heizen sich am Tage auch deshalb stärker auf, weil bei viel niedrigeren Windgeschwindigkeiten in den Straßen der notwendige Strom fühlbarer Wärme nur bei höheren Temperaturgradienten in den bodennahen Luftschichten fließen kann.

Nun, wir wollen hier diese Differenzierung nicht weiter studieren, da wir ja nicht einmal genug über die Bulk-Eigenschaften des städtischen Energiehaushaltes wissen.

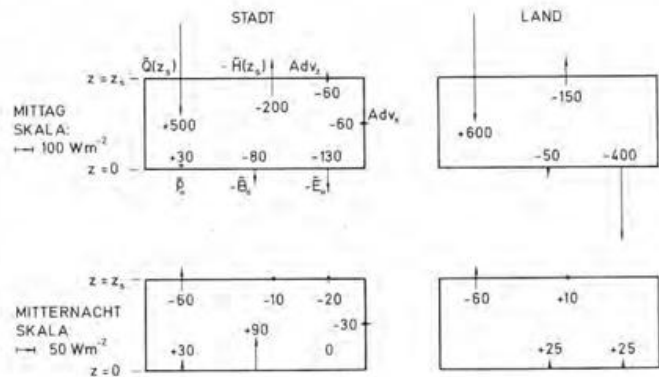


Abb. 2.2: Der Energiehaushalt eines atmosphärischen Volumens von etwa 100 m =  $z_s$  Höhe über der Stadt im Vergleich zum Land. Eingetragen sind die Werte für die beiden Situationen (Sommer-Mittag und Sommer-Mitternacht) der in Tabelle 2.2 durchgeführten Abschätzung. Pfeile, die in das Volumen zeigen, bedeuten Energiegewinn, Pfeile, die herausweisen, Energieverlust des Volumens. In der Nacht-Darstellung wurde die Pfeillänge bei gleichem Wert der Energieflußdichte doppelt so groß wie bei der Tag-Darstellung gewählt. Die Energieflußdichten sind einschließlich der Vorzeichen so angeschrieben, wie sie auf der rechten Seite von Gleichung [6] auftreten. Da dieselben Größen ( $\tilde{Q}, \tilde{P}_0 \dots$ ) immer an der selben Stelle eines jeden Diagramms stehen, sind sie nur einmal (im Diagramm oben links) ausführlich eingetragen. Alle Pfeile tragen als Beschriftung den Wert der Energieflußdichte in  $W m^{-2}$ .

### 3 H. KRAUS, Bonn Die Wärmeinsel

„Die mittlere Temperatur in der Stadt ist (mit seltenen Ausnahmen) das ganze Jahr hindurch höher als in deren Umgebung auf dem Lande“. Diesen Satz findet man in einem Artikel von HANN mit dem Titel „Über den Temperaturverlauf zwischen Stadt und Land“ in der Meteorologischen Zeitschrift 1885. HANN stellt Monatsmittel der Übertemperatur für 8 Städte zusammen; darunter ist auch St. Louis am Missouri, die Stadt, in der in den Jahren 1971 bis 1976 das größte bisher dagewesene stadtmeteorologische Experiment „METROMEX“ stattfand. Im Mittel waren diese Städte um 0,6 °C wärmer als das sie umgebende Land. Das was hier in diesem Kapitel darzustellen ist, weiß man also im Prinzip bereits seit 100 Jahren. KRATZER, der „Vater der Stadtmeteorologie“, gibt in seiner Monographie „Das Stadtklima“ (1936) ein Jahresmittel der Übertemperatur von 0,5 bis 1,5 °C an und betont, was schon aus den Hannschen Daten ersichtlich ist, daß dieser Unterschied vom Äquator zu den Polen zunimmt; die Übertemperatur von Calcutta (z.B.) ist kleiner als 0,5 °C.

Ein Temperaturunterschied von 1,0 oder 1,5 °C bedeutet als Einzelwert nicht sonderlich viel, da ja turbulente Schwankungen in dieser Größenordnung liegen. Aus einem Jahresmittel in dieser Größenordnung ergeben sich jedoch erhebliche ökologische und biometeorologische Konsequenzen. Es sei in diesem Zusammenhang nur daran erinnert, daß es im Temperatur-Minimum der „kleinen Eiszeit“ (die etwa vom Jahre 1400 bis 1850 dauerte) weniger als 1,5 °C kälter war als heute. Als biometeorologisches Beispiel mag die Stadt Bonn dienen, in der es im (sommerlich schwülen) Rheintal im Jahresmittel nur weniger als 1 °C wärmer ist, als auf den umliegenden Höhen. Es ist klar, daß die verminderte Windgeschwindigkeit im Tal bzw. den Städten ein Faktor ist, der zur Übertemperatur hinzutritt und der die oft zu geringe Abkühlungsgröße mitbedingt.

#### 1 Räumliche Struktur des Temperatur-Feldes

Die räumliche Verteilung der Temperatur über der Stadt und dem umliegenden Land ist recht kompliziert und

hängt von der Struktur des Untergrundes und den anderen meteorologischen Parametern (z.B. vom Windrotor, der sich über der Stadt bildet) ab. Dies Feld paßt sich im allgemeinen, das heißt, bei vorhandenem Horizontalwind, nicht etwa als "Temperaturdom" der in Abbildung 2.1 gezeichneten Box ein; die Isothermen bieten eher das Bild einer "Temperaturfahne" (thermal plume), die sich von der Wärmequelle (Stadtoberfläche) auszubreiten scheint. Dabei beobachtet man Übergangsschichten mit starken Temperaturgradienten, die man zu Grenzflächen der Stadtluftfahne idealisieren kann. Die Schichten unter diesen Grenzen nennt man interne Grenzschichten (IBL = Internal Boundary Layer).

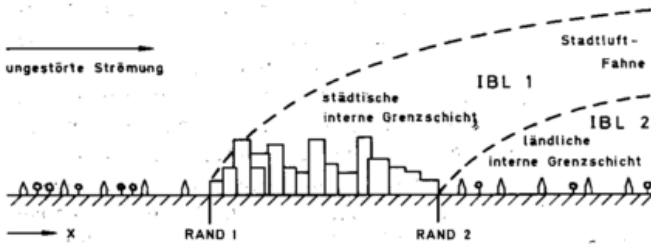


Abb. 3.1: Schema der Entstehung von internen Grenzschichten (unterhalb der gestrichelten Grenzflächen) im Lee von Rändern, an denen sich die Oberflächen-Eigenschaften ändern. IBL 1 ist, wenn man Temperatur-Verhältnisse bzw. Temperatur-Grenzschichten betrachtet, die thermische Fahne (thermal plume), die von der Stadt ausgeht. Generell kann man IBL 1 als städtische interne Grenzschicht (urban IBL) und dort, wo sie vom Boden abgehoben ist, als Stadtluft-Fahne (urban plume) bezeichnen. Unter sie schiebt sich dann eine neue vom ländlichen Boden geprägte interne Grenzschicht (IBL 2), die man ländliche interne Grenzschicht (rural IBL) nennt.

Zunächst sei das Konzept der IBL erläutert. Abbildung 3.1 zeigt ein Schema. Die Strömung verläuft in  $x$ -Richtung und ist im Luv der veränderten Oberfläche (Stadt) im Gleichgewicht mit dem unter ihr liegenden homogenen Land. An der Stadtgrenze (leading edge) ändern sich plötzlich die Oberflächen-Eigenschaften. Von da an müssen sich die atmosphärischen Eigenschaften (z.B. Temperatur- und Windprofil) auf die neue Oberfläche einstellen. Dieser Prozeß beginnt an der Oberfläche und breitet sich mit fortschreitendem  $x$  nach oben hin aus. Dort findet man nun eine Grenzfläche (in Abb. 3.1 gestrichelt), oberhalb von der noch die Verhältnisse vorzufinden sind, wie sie über der alten Oberfläche in den entsprechenden Höhen herrschen. Unterhalb von dieser Grenzfläche bildet sich eine interne Grenzschicht (IBL 1) aus, deren Zustand von den Bedingungen der Stadtoberfläche gestaltet wird. Ganz roh läßt sich sagen, daß die Neigung der Grenzfläche etwa 1 : 10 beträgt. Ein zweiter Rand existiert im Lee der Stadt. Von hier an herrschen wieder andere Oberflächenbedingungen, die die Zustandsgrößen in der zweiten auf-tretenden internen Grenzschicht IBL 2 prägen.

Die Abbildungen 3.2 bis 3.4 zeigen nun verschiedene Darstellungen aus der Literatur, in denen man dies Konzept der IBL wiedererkennen kann. Die Besonderheiten sind in den Legenden erwähnt.

Im Kapitel über die räumliche Struktur muß auch davon die Rede sein, wie man die Übertemperatur der Stadt oder die Wärmeinsel-Intensität definiert. In einer Temperaturdifferenz ( $T_{\text{Stadt}} - T_{\text{Land}}$ ) ist  $T_{\text{Land}}$  die Temperatur in einer bestimmten Höhe (z.B. 2 m) im Luv der Stadt über horizontal homogenem ländlichem Gebiet.  $T_{\text{Stadt}}$  kann jedoch je nach Ort innerhalb der Stadt in der gleichen Höhe sehr verschieden sein. Bei Meßwerten ist man davon abhängig, wo gerade die Meßstation steht. Theoretisch ist es sinnvoll, für  $T_{\text{Stadt}}$  entweder einen Maximal-Wert oder einen Mittelwert über dem Gebiet des Stadtkerns zu verwenden. In diesem rohen Überblick soll das Problem jedoch nicht vertieft werden.

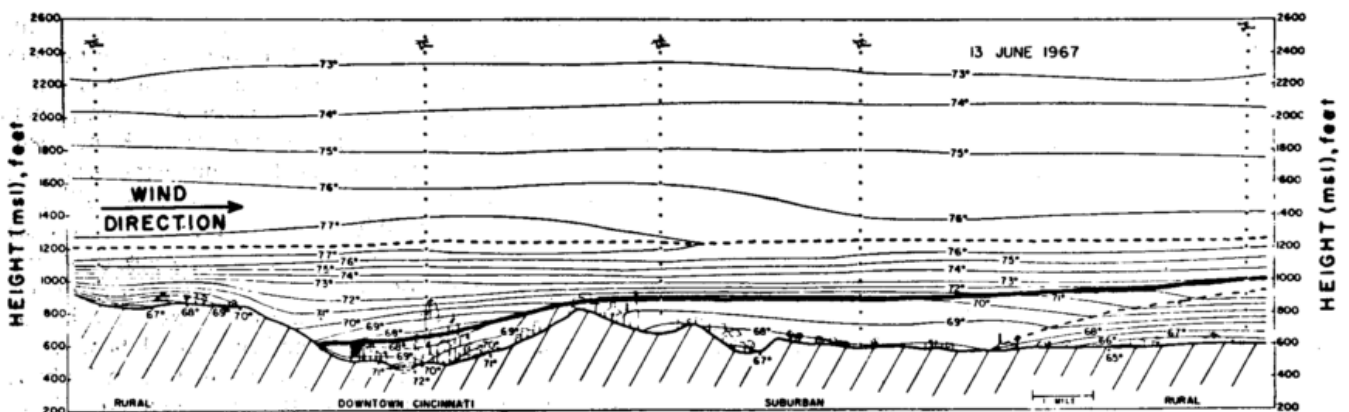


Abb. 3.2: Temperatur-Struktur über Cincinnati und seiner Umgebung kurz vor Sonnenaufgang am 13.6.1967 nach CLARKE (1969). Die vertikal angeordneten Punkte zeigen, wo Helicopter-Temperatur-Messungen durchgeführt wurden. Die Temperaturangaben sind in  $^{\circ}\text{F}$ .

Man erkennt eine starke Inversion, die jedoch über der städtischen Wärmeinsel vom Boden abgehoben erscheint. Die beiden in Abb. 3.1 erläuterten internen Grenzschichten sind hier sehr deutlich sichtbar.

Die räumliche Struktur des Temperatur-Feldes kann auch durch Vertikal-Profile dargestellt werden. Diese kann man sich aufgrund der Abbildungen 3.1 bis 3.4 in etwa vorstellen: sie sind a) sehr stark abhängig vom Ort der Oberfläche, von dem aus man sie mißt; sie müssen b) deutliche Knicke an den Grenzen der internen Grenzschichten zeigen; es können c) so recht sonderbare Unterschiede zwischen den über der Stadt und über dem Land (sei es im Luv oder im Lee) gemessenen Profilen auftreten; sie müssen d) sehr gut erkennen lassen, wie der Stadteinfluß die Inversionshöhe über und im Lee der Stadt verändert.

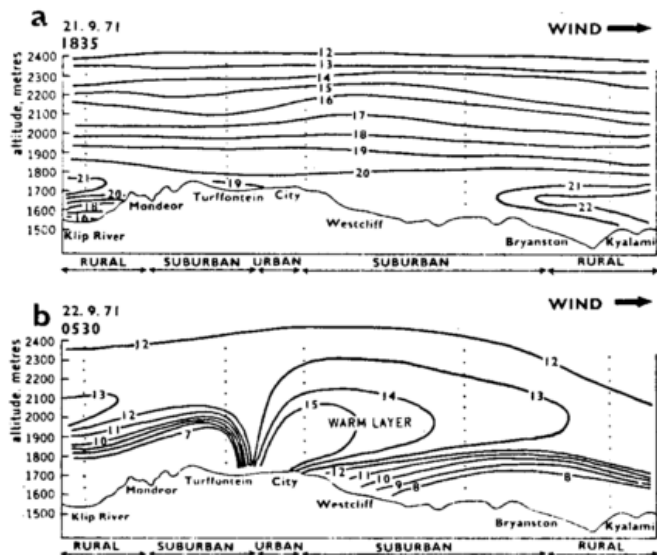


Abb. 3.3: Temperaturfeld in einem Süd-Nord (von links nach rechts) Schnitt über Johannesburg nach TYSON et al. (1972) bei südlichem Wind, der bis zu einer Höhe von 2400 m eine etwa konstante Stärke von  $6 \text{ m/s}^{-1}$  aufwies. Man erkennt, wie die abgehobene Inversion durch die Stadtluft-Fahne durchbrochen wird und daß die Grenze zwischen der ungestörten Strömung und IBL 1 zu einem Trichter degeneriert ist.

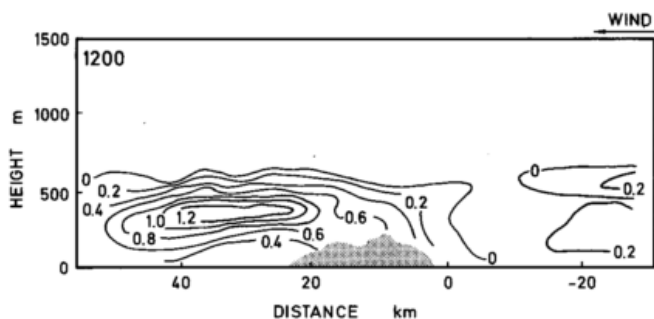


Abb. 3.4: Dieses Beispiel zeigt eine vergleichbare Temperaturstruktur über einer wirklichen Insel, hier über Barbados mittags um 12 Uhr. Die Zahlenangaben sind Abweichungen der Temperatur (in  $^{\circ}\text{C}$ ) von den Werten in der ungestörten Umgebung jeweils in derselben Höhe; nach DE SOUZA (1972).

Zu c) und d) sei jeweils ein Beispiel aus der Literatur vorgestellt. Abbildung 3.5 zeigt schematische Profile der potentiellen Temperatur für Tag und Nacht über Stadt und Land. Die Tagprofile sind unmittelbar verständlich. Das nächtliche Kreuzen (Cross-Over-Effekt) verwundert jedoch zunächst. Mit Hilfe von Abbildung 3.1 kann man sich jedoch vorstellen, daß sich die städtische interne Grenzschicht gut als durchmischte Schicht ( $\theta$  etwa höhenkonstant) ausbildet, während über dem Land im Luv (ungestörte Strömung) eine Inversion liegt, die in den Vertikalen eine stärkere Zunahme der potentiellen Temperatur zeigt als die Stärke der Wärmeinsel. Dies führt dann zu einer Kreuzung der Tautochronen.

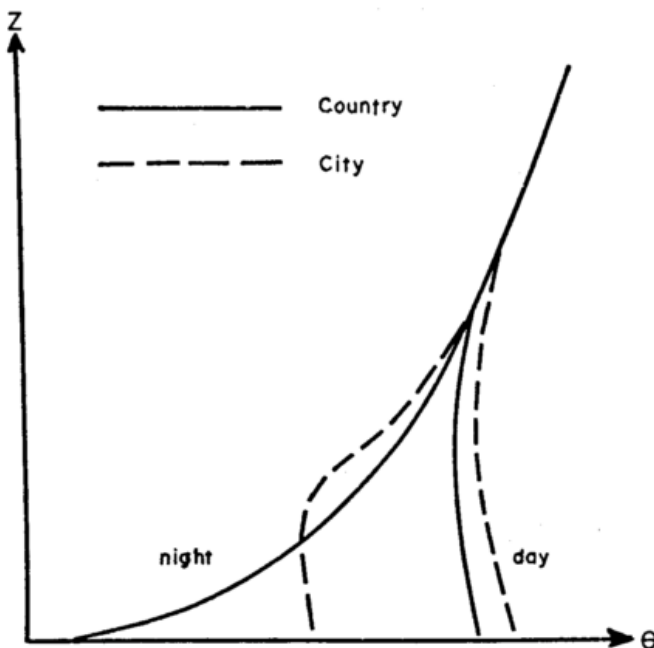


Abb. 3.5: Schematische Profile der potentiellen Temperatur über Stadt und Land bei Tag und Nacht nach DELAGE und TAYLOR (1970). Die Darstellung dient zur Erläuterung des Effektes, daß bereits ab der Höhe von einigen Dekametern (Modellrechnungen zeigen 50 bis 100 m) die Temperatur über der Stadt nachts kälter sein kann als über dem Lande: die Tautochronen der Temperatur kreuzen sich in der angegebenen Höhe (Cross-Over-Effekt).

Abbildung 3.6 zeigt, daß eine Inversion über der Stadt höher liegen kann als in Luv und (oder) Lee. Dies kann man ebenfalls über Abbildung 3.1 oder auch einfach dadurch verstehen, daß die gut durchmischte Schicht über der Stadt oft dicker ist.

## 2 Die zeitliche Struktur des Temperatur-Feldes

Tages- und Jahrgänge der Lufttemperatur in der Stadt im Vergleich zum Lande sind auf den ersten Blick oft nicht sehr aufschlußreich. Sie zeigen häufig einen ziemlich parallelen Verlauf, bei dem die Stadt meist, vor allem nachmittags und nachts, wärmer ist. Um die wesentlichen Unterschiede im Tagesgang herauszuarbeiten, zeigt Abbildung 3.7

einen schematischen Verlauf mit einer recht kräftigen Amplitude (a) und die daraus abgeleiteten Erwärmungsraten (b). Die Stadt verhält sich ganz allgemein träger als das Land, da bei guter Wärmeleitfähigkeit des Bodens und der Gebäude deren Volumwärme ausgenutzt werden kann. Das ist beim umliegenden Land anders (dazu siehe Beitrag 2). Die thermische Trägheit äußert sich bei Sonnenaufgang in der zunächst viel langsamer ansteigenden Luft-

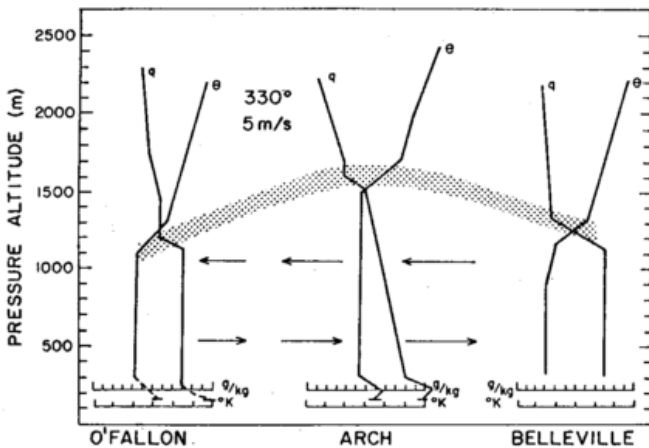


Abb. 3.6: Höhe der Inversion über St. Louis am Mittag des 12.8.1971 aus Flugzeug-Sondierungen (O'Fallon und Belleville) und Radiosonden-Messungen (Arch). Die Entfernung von O'Fallon nach Belleville beträgt etwa 70 km. Nach SPANGLER und DIRKS (1974).

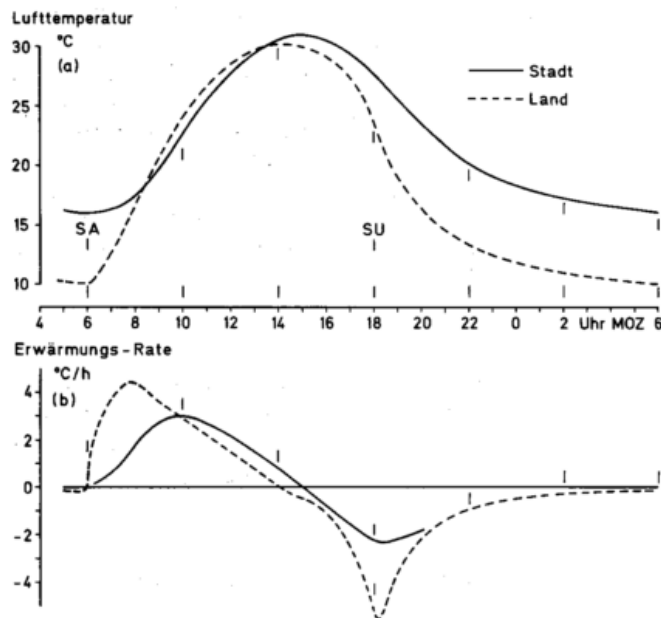


Abb. 3.7: Schematisierte Tagesgänge der Lufttemperatur (a) für Stadt und Land, die die größere thermische Trägheit der Stadt zeigen. In Teil (b) sind die aus den Tagesgängen errechneten Erwärmungsraten dargestellt.

temperatur (über dem Land steigt die Temperatur rasch an), in der oft niedrigeren Temperaturen am Vormittag (Aufnahme von Wärme durch die Gebäude und den Boden, hoher positiver Bodenwärmestrom  $B_0$ , s. Beitrag 2), in dem später (als beim Land) liegenden Maximum und dann in dem viel langsamer abklingenden exponentiellen Ast der Tagesgang-Kurve. Hier wird vollends klar, wie sich die hohe nächtliche Übertemperatur an schönen Sommertagen bildet. Abbildung 3.7 zeigt in Teil (b) die viel geringeren Erwärmungs- und Abkühlungsraten der Stadt.

### 3 Statistische Beziehungen

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, die Übertemperatur der Stadt in Beziehung zu setzen mit anthropogenen, (z.B. Bevölkerungsdichte, Bevölkerungszahl, Energieverbrauch, Landnutzung) und meteorologischen (z.B. Windgeschwindigkeit, thermische Schichtung) Einflußgrößen. Zwei Beispiele seien hier erwähnt:

Abbildung 3.8 zeigt oberhalb von welcher Windgeschwindigkeit  $u_{crit}$  und unterhalb von welcher Einwohnerzahl  $P$  der Wärmeinsel-Effekt verschwindet, das heißt hier  $\Delta T < 1^\circ C$  wird. Zum Beispiel tritt bei einer Stadt mit einer Million Einwohnern der Effekt bis zu Windgeschwindigkeiten von 9 m/s auf. Städte mit weniger als 3000 Einwohnern zeigen nach dieser Darstellung mit  $\Delta T = 1^\circ C$  als Schwellenwert nie einen Wärmeinsel-Effekt. Es ist klar, daß eine Regressionsgerade, wie sie hier gezeigt ist, nur eine sehr rohe Aussage liefern kann und daß bei Vermehrung der Punkte im Diagramm (jeder Punkt gilt für eine Stadt, für die aus meist mehrjährigen Messungen jene statistische Größe  $u_{crit}$  bestimmt wurde) sich auch die Streuung vergrößern würde.

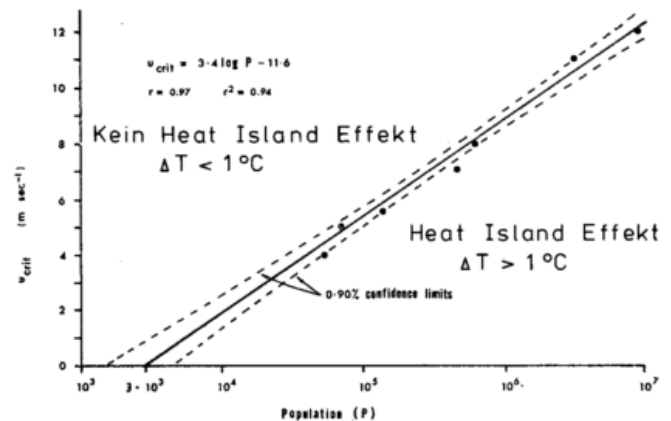
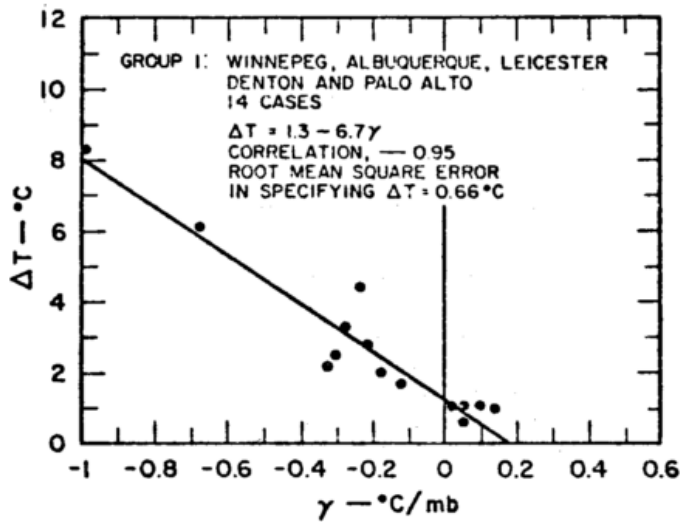


Abb. 3.8: Als Kriterien für das Auftreten des Wärmeinsel-effekts (definiert durch  $\Delta T > 1^\circ C$ ) sind in dieser von OKE und HANNELL (1970) stammenden Darstellung die Einwohnerzahl  $P$  und die Windgeschwindigkeit  $u$  gewählt. Das Diagramm enthält Punkte für verschiedene Städte; jeder Punkt ist für sich eine statistische Aussage, bei welcher kritischen Windgeschwindigkeit  $u_{crit}$  in der betreffenden Stadt  $\Delta T = 1^\circ C$  erreicht wurde. Man erkennt zwei  $u$ - $P$ -Flächen, eine auf der  $\Delta T > 1^\circ C$  (es bildet sich eine Wärmeinsel aus) und die andere, auf der  $\Delta T < 1^\circ C$  ist.



TS-6300-34

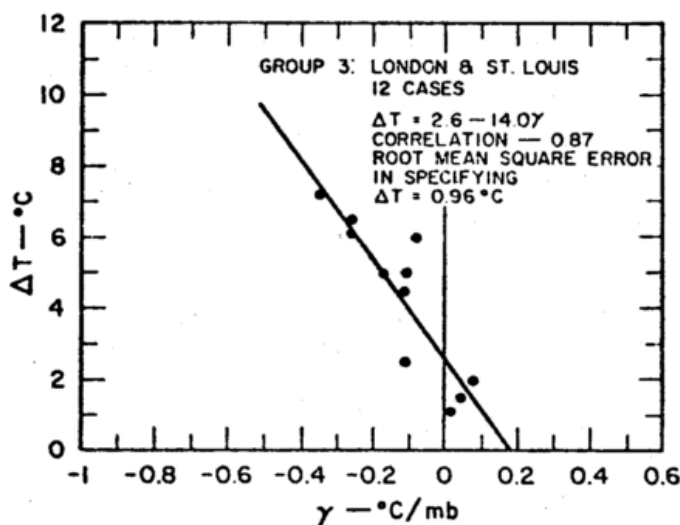


Abb. 3.9: Nächtlicher Wärmeinsel-Effekt ( $\Delta T$  = Temperaturdifferenz Stadt-Land) in Abhängigkeit vom Temperaturgradienten  $\gamma = \partial T / \partial p$  (nahe dem Erdboden, aus Radiosonden-Messungen) für Städte verschiedener Größe (nach LUDWIG, 1970).

Abbildung 3.9 zeigt 2 Beispiele, wie die nächtliche Übertemperatur der Stadt mit dem erdbodennahen vertikalen Temperaturgradienten außerhalb der Stadt (bestimmt aus Radiosonden-Messungen,  $\partial T / \partial p$  bestimmt aus der Temperatur in 2 m Höhe und dem ersten gemeldeten Sondenwert) zusammenhängt. Die Zunahme der Übertemperatur mit der Zunahme der Stabilität außerhalb der Stadt hängt sicher teilweise mit dem oben beschriebenen Cross-Over-Effekt

zusammen: die Luft über der Stadt ist von einigen Dekametern (abhängig von der Temperaturschichtung außerhalb) an kälter als außerhalb. So können die Advektionsterme (siehe Beitrag 2) (anders als in den meisten Fällen) erwärmend wirksam werden. Vor allem ist aber die stärkere Stabilität an schwächere Austauschverhältnisse bzw. kleinere Windgeschwindigkeiten gekoppelt.

#### 4 Konsequenzen der Übertemperatur

Die Übertemperatur in der Stadt beeinflusst andere meteorologische Parameter (weniger Tage mit Schneefall und Schneedecke, geringere relative Feuchte, weniger Nebel, Einfluß auf Bewölkung und Niederschlag) und (direkt und indirekt) die im städtischen Lebensraum angesiedelten Menschen, Tiere und Pflanzen. Die höhere Temperatur wird im Sommer oft als lästig empfunden, muß aber in der kälteren Jahreszeit als Vorteil gebucht werden. Die veränderten Pflanzengesellschaften in der Stadt sind allerdings nicht nur eine Folge allgemein höheren Temperaturniveaus, sondern vor allem der bei höheren Werten liegenden Temperaturminima.

#### Literatur zu den Beiträgen 2 und 3

- OKE, T. R.: Boundary layer climates. London: Methuen & Co. Ltd. 1978.
- CLARK, J. F.: Nocturnal urban boundary layer over Cincinnati, Ohio. Monthly Weather Rev. 97 (1969) S. 582–589.
- TYSON, P. D.; DU TOIT, W. J. F.; FUGGLE, R. F.: Temperature structure above cities: Review and preliminary findings from the Johannesburg urban heat island project. *Atm. Environment* 6 (1972) S. 533–542.
- DE SOUZA, R. L.: A study of atmospheric flow over a tropical island. Masters thesis, Dept. of Meteorol. Fla. State Univ. Tallahassee 1972.
- DELAGE, Y.; TAYLOR, P. A.: Numerical studies of heat island circulations. *Bound. Layer Meteorol.* 1 (1970) S. 201–226.
- SPANGLER, T. C.; DIRKS, R. A.: 1974: Meso-scale variations of the urban mixing height. *Bound. Layer. Meteorol.* 6 (1974) S. 423–441.
- OKE, T. R.; HANNELL, F. G.: The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. In: *Urban climates*. WMO-No. 254, TP 141 (1970) S. 113–126.
- LUDWIG, F. L.: Urban temperature fields. In: *Urban climates*. WMO-No 254, TP 141 (1970) S. 80–107.

## Modifikation der Luftfeuchte in einem Stadtgebiet

Es war bereits im Beitrag 2 kurz angeklungen, daß es in einer Stadt relativ trockener sei im Vergleich zum ländlichen Bereich. Wir wollen jetzt dieser Frage im Detail nachgehen und überlegen, wodurch sich Änderungen im Wasserkreislauf im Stadtgebiet ergeben.

### 1 Die Rolle des Wassers in der Energiebilanz des Erdbodens im ländlichen Bereich

Bevor wir uns die Verhältnisse in einer Stadt vornehmen, sollen einige Hinweise und Zahlenwerte vorangestellt werden, die den Energieumsatz einer natürlich bewachsenen Oberfläche kennzeichnen. Als Orientierungswerte betrachten wir die mittleren Tagesgänge der Energiebilanz des Erdbodens wie sie für Meßstationen in der Umgebung von München ermittelt worden sind.

In Tabelle 4.1 sind die Werte für die Monate Mai bis September der Strahlungsbilanz  $Q_0$  und der Verdunstung  $E_0$  sowie des Verhältnisses  $E_0/Q_0$  dargestellt. Augenfällig ist, daß für die angegebenen verschiedenen Vegetationsflächen, die einer typischen Landnutzung in unseren Breiten entsprechen, in den meisten Zeiten mehr als 60% des Energiegewinns über die Strahlungsbilanz für die Verdunstung  $E_0$  aufgebraucht wird. Das Wasser innerhalb des Erd-Atmosphären-Systems spielt also nicht nur für die Strahlungsvorgänge, sondern auch für den Energieumsatz am Erdboden eine führende Rolle. Deutlich fühlbar ist dieser Effekt, wenn man an einem warmem Sommertag barfuß über die Wiese und an einem Sandstrand entlang läuft. Der Sand ist heiß, während die Wiese angenehm kühl ist.

Die durch den Verdunstungsprozeß verbrauchte Energie wird über den in Tabelle 4.1 angegebenen Flächen in latenter Form in die Atmosphäre eingebracht. Als Gewinn für die innere Energie bzw. als Temperaturerhöhung kommt sie erst dort zum Tragen, wo der Wasserdampf wieder kondensiert und die am Boden aufgewendete Energie frei wird. In der Regel geschieht dies erst in größeren Höhen und außerdem erst in größeren Entfernungen, z.B. in Tiefdruckgebieten oder in erzwungenen Vertikalbewegungen beim Überqueren von Gebirgsmassiven. Der Energietransport aufgrund der Verdunstung kann als Ferntransport an-

gesehen werden, der den bodennahen Raum der Atmosphäre ständig vor einem Überangebot an Energie entlastet.

Wir müssen als markantes Ergebnis festhalten, daß in unseren Breiten an der überwiegenden Zahl der natürlich bewachsenen Flächen der größere Teil der durch Strahlung zugeführten Energie in Form von latenter Energie vom Erdboden wegtransportiert wird. Nur eine Restmenge von 10 bis 40% kann zur lokalen Erwärmung der Luftschichten und des Erdbodens aufgewendet werden.

### 2 Das Feuchtefeld im Stadtbereich

Bei den energetischen Überlegungen in Stadtgebieten spielt die verdunstungsfähige Fläche eine besondere Rolle. Dies ist bereits im Beitrag 2 (s. Tab. 2.2) besonders deutlich geworden. Um einen groben Überblick zu bekommen, sind in Tabelle 4.2 die Freiflächen verschiedener Städte, die ähnliche Größenordnungen haben wie Karlsruhe, zusammengestellt worden.

Um die eigentlichen Siedlungszonen und die darin enthaltenen Grünflächen zu erfassen, sind die jeweils zu einem Stadtgebiet gehörenden Wald- und landwirtschaftlich genutzten Flächen nicht mit aufgenommen, da sie vorwiegend zum Umland einer Stadt gehören. Zu den verbleibenden Freiflächen zählen im wesentlichen siedlungsbezogene Grünflächen wie Vorgärten von Häusern usw., Kinderspielflächen, Kleingärten, Sportplätze und Wasserflächen.

Die Tabelle zeigt in der letzten Spalte, daß innerhalb der eigentlichen Siedlungszonen maximal 5–30 Prozent verdunstungsfähige Freiflächen vorhanden sind. Von den restlichen 95 bis 70 Prozent der Flächenanteile muß angenommen werden, daß es bebaute, betonierete oder anderweitig veränderte Flächen sind. Diese Flächen können am Verdunstungsvorgang nur beteiligt sein, wenn sie durch Niederschlag benetzt sind. Nach einem Regen werden diese Flächen eine etwas höhere Verdunstung zeigen und sehr schnell abtrocknen. Der überwiegende Anteil des Niederschlags, der über Freiflächen teilweise im Erdboden gespeichert wird, gelangt unmittelbar in den Abfluß.

Tab. 4.1: Monatsmittel der Strahlungsbilanz  $Q_0$  und Verdunstung  $E_0$  in  $W m^{-2}$  für verschiedene Pflanzenbestände <sup>c)</sup>

	Wald <sup>a)</sup>			Kartoffelfeld <sup>a)</sup>			Luzerne <sup>a)</sup>			Wiese <sup>b)</sup>		
	$Q_0$	$E_0$	$E_0/Q_0$ in %	$Q_0$	$E_0$	$E_0/Q_0$ in %	$Q_0$	$E_0$	$E_0/Q_0$ in %	$Q_0$	$E_0$	$E_0/Q_0$ in %
Mai	96	67	70	106	60	57	84	66	79	105	78	74
Juni	152	108	71	135	71	53	133	94	70	147	112	76
Juli	137	88	64	112	91	81	113	111	98	166	130	78
August	126	77	61	95	77	81	103	85	83	110	87	79
September	86	58	67	73	50	68	69	57	83	84	75	89

a) nach TAJCHMANN (1967)

b) nach BERZ (1969)

c) Es ist zu beachten, daß die Werte nach a) für das Jahr 1965 und nach b) für 1964 bzw. beim Mai für 1965 gelten.

Tab. 4.2: Freiflächen in ha in verschiedenen Städten a)

	Karlsruhe	Wuppertal	Mannheim	Wiesbaden	Augsburg	Aachen	Münster	Krefeld	Braunschweig	Heidelberg	Lübeck
Einwohner in Tausend	268	412	328	260	254	242	200	223	270	131	237
I Gesamtläche	14.670	15.070	14.500	16.360	14.700	16.080	29.700	11.610	19.200	10.900	21.390
II Freifläche (Gesamt)	9.030	2.100	8.680	11.670	10.050	4.130	23.950	6.320	3.600	8.160	12.840
III Wald und landwirtschaftliche Flächen	7.480	1.460	6.420	10.750	8.900	3.730	23.130	5.180	2.340	7.650	11.540
(I-III) Gesamtläche ohne III	7.190	13.610	8.080	5.610	5.800	12.350	6.570	6.430	16.860	3.250	9.850
(II-III) Freifläche o. Wald und landwirtschaftliche Flächen	1.050	640	2.260	920	1.150	400	820	1.140	1.260	510	1.300
(II-III/I-III) in %	15	5	28	16	20	3	12	18	7	16	13

a) Quelle: Landschaftsplan Karlsruhe Teil I, Karlsruhe 1975

## 2.1 Der Massenhaushalt für die Feuchte

Der Massenhaushalt des Feuchtefeldes in der zum Stadtbereich gehörigen Luftmasse kann aus der Bilanzgleichung für die Masse des Wasserdampfes  $M_d$  verstanden werden.

$$\frac{\partial M_d}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla M_d = -\nabla \cdot \mathbf{E}_d \quad [1]$$

wobei  $\mathbf{E}_d$  der turbulente Fluß des Wasserdampfes ist. Multipliziert mit der spezifischen Verdampfungswärme  $r$  läßt sich die Wasserdampfmenge in eine Energieflußdichte (z.B.  $\text{W m}^{-2}$ ) umrechnen.

Durch Integration über das ganze Volumen, das zur Stadt zu rechnen ist, erhalten wir die Gesamtmassenänderung des Wasserdampfes in der Luft über der Stadt:

$$V_s \int \frac{\partial M_d}{\partial t} d\tau + \int V_s \mathbf{v} \cdot \nabla M_d d\tau = - \int V_s \nabla \cdot \mathbf{E}_d d\tau \quad [2]$$

Hierbei kann im weiteren im zweiten Term in erster Näherung auf die Advektion in vertikaler Richtung und im ersten Term auf der rechten Seite die turbulente Diffusion des Wasserdampfes in der Horizontalen im Vergleich zur Advektion vernachlässigt werden.

Wenn wir zu dieser Vereinfachung nur Flächenmittel über die ganze Stadtfläche  $F_s$  betrachten, so führt dies zu

$$\frac{1}{F_s} V_s \int \frac{\partial M_d}{\partial t} d\tau + \frac{1}{F_s} V_s \int \left( u \frac{\partial M_d}{\partial x} + v \frac{\partial M_d}{\partial y} \right) dx dy dz = \frac{1}{F_s} \langle E(z_s) - E_0 \rangle \quad [3]$$

Dabei ist  $E(z_s)$  der turbulente Wasserdampffluß am Oberand des Stadtvolumens und  $E_0$  die durch Verdunstung freigesetzte Wasserdampfmasse.

Für die Wasserdampfmasse am Erdboden gilt aber folgende Bilanzgleichung innerhalb einer Stadt.

$$N + F + L = E_0 + A \quad [4]$$

Hierin bedeuten:

$N$  = Niederschlag

$F$  = der durch anthropogene Verbrennungsprozesse freigesetzte Wasserdampf

$L$  = die durch Wasserleitungen und Flüsse in die Stadt eingebrachte Wasserdampfmenge

$E_0$  = die durch Verdunstung freigesetzte Wasserdampfmasse am Erdboden

$A$  = Abfluß

Setzt man Gleichung [4] in Gleichung [3] ein und betrachtet außerdem noch Flächenmittel, die wir mit einem Tildezeichen charakterisieren, so ergibt sich folgende Massenhaushaltsgleichung für den Wasserdampf über einem Stadtgebiet:

$$\frac{\partial \tilde{M}_d}{\partial t} + \Delta \tilde{A}_{dx} + \Delta \tilde{A}_{dy} = -\tilde{E}(z_s) + \tilde{N} + \tilde{F} + \tilde{L} - \tilde{A} \quad [5]$$

(a)    (b)    (c)    (d)    (e) (f) (g) (h)

Die einzelnen Terme drücken die Änderung der Wasserdampfmasse aus (z.B. in  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) durch

(a) Speicherung von Wasserdampf in der Stadtatmosphäre  $V_s = F_s \cdot z_s$

(b) Nettotransport von Wasserdampf durch die seitlichen Berandungsflächen des Stadtgebietes in  $x$ -Richtung

(c) Nettotransport von Wasserdampf durch die seitlichen Berandungsflächen des Stadtgebietes in  $y$ -Richtung

(d) turbulente Wasserdampftransport oder Zufuhr durch die obere Berandungsfläche in der Höhe  $z_s$ .

(e) Niederschlag im Stadtgebiet.

(f) Einbringung von Wasserdampf an der unteren Berandungsfläche durch industrielle bzw. anthropogene Prozesse (z.B. bei Verbrennungsprozessen)

(g) Einbringung von Wasserdampf aus Wasserleitungen an der unteren Berandungsfläche.

(h) Abfluß von Niederschlagswasser und Abwasser.

Diese Massenhaushaltsgleichung wollen wir zur Interpretation der Beobachtungen des Feuchtefeldes im Stadtgebiet zu Hilfe nehmen.

Wir betrachten zunächst einen stationären Zustand, bei dem keine zeitliche Änderung des Wasserdampfgehaltes der Stadtluft zugelassen wird.

Aufgrund der unterschiedlichen Landnutzung, d.h. der starken Reduzierung der speicherfähigen Bodenflächen infolge der Bebauung und der geteerten Straßenflächen, wird etwa der gleiche Relativbetrag des Niederschlag  $N$ , der im Stadtgebiet fällt, sofort dem Abfluß  $A$  zugeführt. Von dem Niederschlagswasser steht also für die folgende Zeit weniger Wasser für die Verdunstung zur Verfügung als im Umland der Stadt. Dementsprechend muß auch der Wasserdampftransport am Oberrand der Stadtatmosphäre  $E(z_s)$  geringer sein.

Durch die Advektion durch die seitlichen Berandungsflächen wird zwar das Defizit verringert, es wird aber nicht ganz aufgehoben werden.

Auf der anderen Seite stehen zwei weitere Hauptquellen für den Wasserdampf im Stadtgebiet zur Verfügung, die dem Wasserdampfdefizit entgegenwirken. Dies ist der Wasseranteil, der durch Wasserleitungen und innerstädtische Brunnen zugeführt wird und teils durch private Haushalte und durch Industrie verdunstet wird, d.h. durch Einsatz anderer als solarer Energie in die Atmosphäre freigesetzt wird.

Um einen Vergleich über das Verhältnis von den Wassermengen des Niederschlags  $N$  zu den durch  $\bar{L}_g$  zugeführten Mengen zu erhalten, sind für die Stadt Karlsruhe in Tabelle 4.3 einige Werte zusammengestellt.

Tab. 4.3: Jährliche Niederschlagsmenge und Wasserförderung aus anderen Quellen

Niederschlagsmenge für das gesamte Stadtgebiet (nur Siedlungsgebiet)	54 Mio. m <sup>3</sup>
Wasserförderung der Wasserwerke (1973)	23,8 Mio. m <sup>3</sup>
Private (genehmigte) Grundwasserentnahmen (Hauptanteil Raffinerien)	73,6 Mio. m <sup>3</sup>

Tab. 4.4: Anthropogene Wasserdampfquellen

Quelle	Verdunstete Wassermenge pro Jahr
Kühlturm eines Kernkraftwerks mit 1300 MWe	25,2 Mio m <sup>3</sup>
Raffinerie mit einem Durchsatz von 5–6 Mio t Rohöl/a	0,95 Mio m <sup>3</sup>
Zellstofffabrik und Papierfabrik mit einer Produktion von 70 000 t atro Zellstoff und 130 000 t Papier	0,66 Mio m <sup>3</sup>

Aus den Angaben ist ersichtlich, daß etwa die doppelte Niederschlagsmenge aus anderen Quellen der Stadt zugeführt werden.

Wesentlich für das Verständnis der beobachteten, wie die Beobachtungen (siehe unten) ausweisen, geringen Abwei-

chungen des Feuchtefeldes in der Stadt im Vergleich zum Umland, sind die Wasserdampfquellen aus der anthropogenen Wasserzuführung  $L$  und aus  $F$ , der Wasserdampfzufuhr aus Verbrennungsprozessen.

In Tabelle 4.4 sind einige Quellstärken zusammengestellt, die bei Großemittenten wirksam sind.

Man erkennt aus dieser Tabelle, daß ein Großemittent einen beträchtlichen Teil des Verdunstungsdefizits einer Stadt aufheben kann. Bei Zugrundelegung einer mittleren Leistungsdichte einer verdunstenden Fläche von  $70 \text{ Wm}^{-2}$  (s. Tab. 4.1) entspricht die von einem Naßkühlturm abgegebene Abwärme in Form von latenter Wärme einer natürlich verdunstenden Oberfläche von rund 2800 ha. Für eine Raffinerie entsprechen die Werte einer verdunstenden Fläche von etwa 100 ha. Es bedarf jedoch sehr starker Quellen, damit Größenordnungen erreicht werden, die der Verdunstung natürlich bewachsener Oberflächen gleichkommen.

Für die Energiebetrachtungen innerhalb einer Stadt stellt die Reduktion der natürlichen Verdunstung einen deutlichen Einfluß dar, der zu einer Erhöhung des Bodenwärmestroms und des fühlbaren Wärmestroms am Tage führt. Die der Stadtluft fehlende Feuchte wird jedoch teilweise wieder ersetzt durch die anthropogenen Feuchtequellen, wobei für den Verdunstungsvorgang dieses Wasserdampfanteils andere Energien eingesetzt werden (latente Abwärme) als die Sonnenenergie.

Für die Stadt Karlsruhe ist in Abbildung 4.1 die relative Feuchte für einen typischen Sommerabend (HÖSCHELE, 1973) dargestellt. Man erkennt eine beträchtliche Reduktion der Feuchteangaben zwischen Umland und dem Stadtkern, die ziemlich parallel zur Besiedlungsdichte verläuft. Da es sich hierbei um die relative Luftfeuchte handelt, die über den Sättigungsdampfdruck stark von der Temperatur abhängt, ist dieses Ergebnis zu einem beträchtlichen Anteil eine Widerspiegelung der Temperaturverteilung, aus der jedoch Sekundäreffekte des Feuchtefeldes abgeschätzt werden können.

Die relativ wenigen Darstellungen anderer Feuchtemaße, z.B. des Dampfdrucks  $e$  weisen aus, daß die auftretenden Differenzen zwischen Stadtgebiet und Umland überraschenderweise relativ klein sind. Es ergeben sich häufig sehr einheitliche Verteilungen, bei denen teilweise ein geringes Defizit und teilweise ein geringer Überschuß des Dampfdrucks innerhalb der Stadt im Vergleich zum Umland gefunden werden kann. In Abbildung 4.2 ist ein Meßergebnis nach CHANDLER (1967) wiedergegeben, das die Dampfdruckverteilung in der Stadt Leicester in einer windschwachen Strahlungsnacht zeigt. Diese Verteilung zeigt für die Nachtstunden höhere Dampfdruckwerte in der Stadt als in der Umgebung. Dies kann dadurch erklärt werden, daß im Umland die Verdunstung aufgrund der niedrigen Temperaturen und der damit einhergehenden stabilen Schichtung stark reduziert wird. Zusätzlich wird aufgrund von Taufall eine Art Feuchteinversion erzeugt, so daß die bodennahen Schichten "ausgetrocknet" werden. In der Stadt setzt aufgrund der höheren Bodentemperaturen Taufall wesentlich später ein, so daß diese Senke am Boden nur vermindert zum Tragen kommt. Außerdem besitzen die anthropogenen Wasserdampfquellen keinen so starken an den Sonnenstand gebundenen Tagesgang, so daß die effektive Wasserdampfquelle in den Nachtstunden größer ist als im Umland. Am Tage kehrt sich die Feuchteverteilung

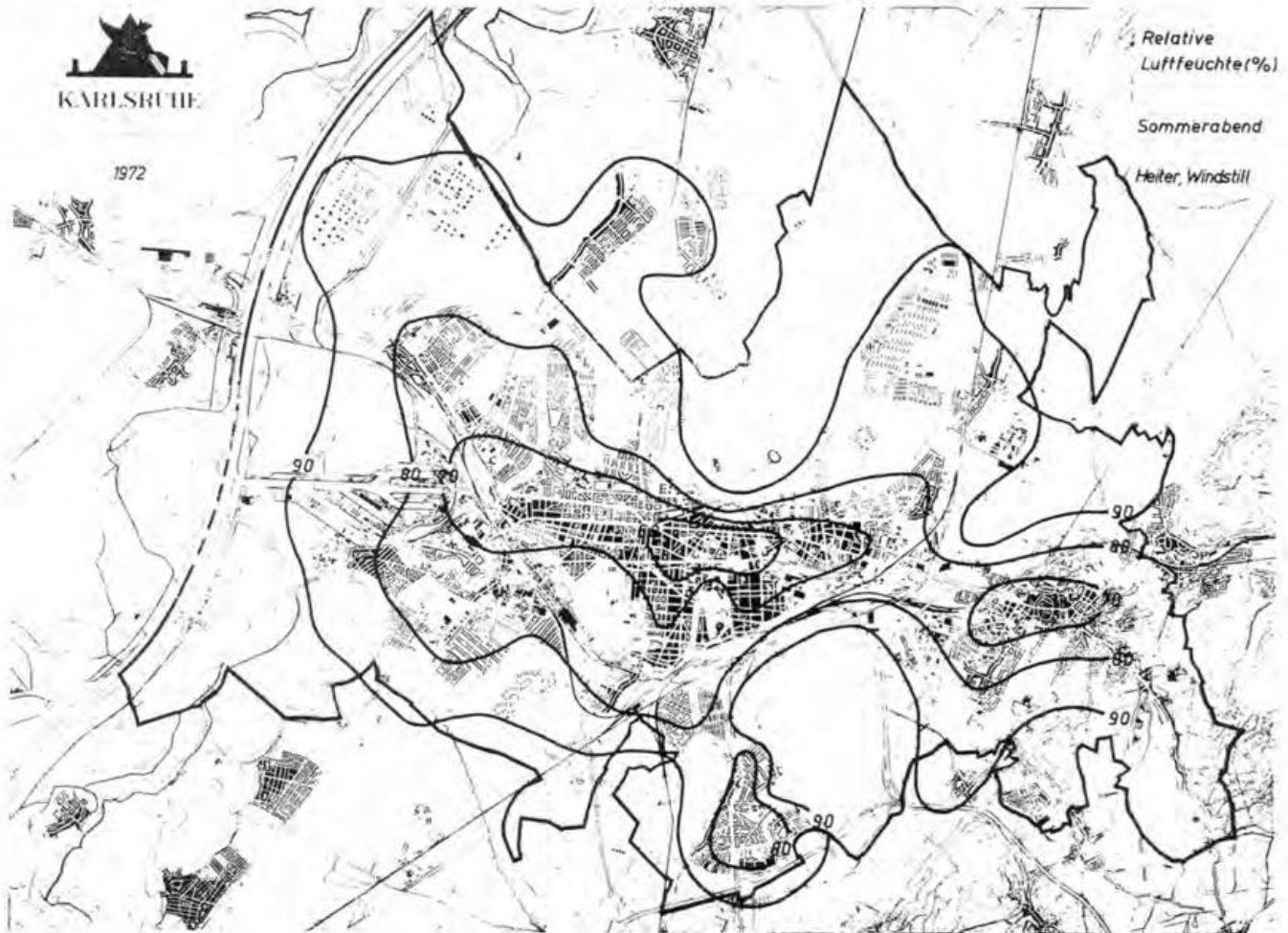


Abb. 4.1: Verteilung der relativen Luftfeuchte an einem typischen Sommerabend für die Stadt Karlsruhe (ermittelt aus der Zusammenfassung mehrerer vergleichbarer Fälle). Man erkennt eine starke Reduktion der relativen Feuchte in Gebieten, wo die Temperatur am höchsten ist.

um. Die Stadt erscheint in den Mittagsstunden geringfügig trockener als das Umland, was auf die erhöhte Verdunstung der bewachsenen Oberflächen zurückzuführen ist.

Eine wesentlich feuchtere Stadtatmosphäre ist insbesondere im Winter beobachtet worden, wenn die Schneeflächen der umgebenden Landschaft nur eine sehr reduzierte Verdunstung aufweisen, während innerhalb der Stadt aufgrund der höheren Temperaturen der Schnee schmilzt und das Wasser teilweise verdunstet. Dieser Effekt wird zusätzlich durch die anthropogenen Feuchtequellen der Stadt unterstützt. Insgesamt fällt bei der Betrachtung des Feuchtefeldes eine sehr starke Zerklüftung auf. Verdunstende Flächen und auch anthropogene Quellen sind in Städten wie Oasen in eine nahezu trockene Oberfläche eingebettet. Dies wirkt sich insbesondere in sehr windschwachen Nächten auf die Feuchteverteilung aus. Aber auch während des Tages bildet warme advehierte Luft für die verdunstende Oberfläche eine zusätzliche Energiequelle für den Verdunstungsvorgang, so daß auch tagsüber Zonen mit relativ starker Feuchtezufuhr vom Boden her und Zonen ohne Feuchtezufuhr durch Verdunstung auf engstem Raum abwechseln. Diese kleinlokalklimatischen Effekte werden jedoch nur sichtbar bei geringer horizontaler Vermischung und guter Auflösung durch Messungen.



Abb. 4.2: Dampfdruckverteilung in mbar in den Nachtstunden in der Stadt Leicester, U.K. nach CHANDLER (1976).

## 2.2 Sekundäre Effekte des Feuchtefeldes

### Nebelhäufigkeit

Die Feuchteverhältnisse innerhalb der Stadt haben Auswirkungen auf einige weitere meteorologische Größen. Am augenfälligsten sind die Häufigkeiten von Nebel innerhalb und außerhalb von Stadtgebieten.

Die Augenbeobachtungen in stark industrialisierten Städten lassen zunächst die Vermutung aufkommen, daß Nebeltage infolge der höheren Aerosoldichten und der damit sehr stark reduzierten Horizontalsicht wesentlich häufiger sind als im ländlichen Bereich.

Nebelfälle mit sehr stark reduzierter Sicht, wie sie im freien Umland häufig mit Sichtweiten kleiner als 50 m beobachtet werden, findet man dagegen in Stadtzentren nur sehr selten vor. Hierfür können mehrere Effekte verantwortlich sein. Erstens herrscht in der Stadtatmosphäre ein höherer Sättigungsdampfdruck, der die gesamte kondensierte Wasserdampfmenge reduziert. Andererseits enthält die Luft innerhalb der Stadt eine wesentlich größere Kondensationskernsdichte. Diese führt zu einer erhöhten Tropfenzahl dichte kleiner Tropfen im Vergleich zu der relativ geringen Zahl größerer Tropfen im Umland. Dichte Nebel sind in der Regel an größere Tröpfchen gebunden. Genauere vergleichende Meßergebnisse zu diesem Problem liegen allerdings kaum vor.

### Niederschlagsbeeinflussung

Es ist offensichtlich, daß eine Reihe von Faktoren auch auf die Niederschlagsaktivität innerhalb des Stadtgebiets und im Umland einwirken können. Die größere Aerosoldichte aufgrund der erhöhten Luftverunreinigung begünstigt die Bildung von Wolkentropfen. Zusätzlich sorgt die erhöhte Konvektion über der Stadt für zusätzliche Vertikalumlagerungen, die die Kondensationskerne in Höhen des Kondensationsniveaus einbringen. Da diese vertikalen Austauschvorgänge der horizontalen Luftströmung überlagert sind, werden durch das Stadtgebiet induzierte Wolkenbildungen in erster Linie auf der Leeseite einer Stadt auftreten.

Aus Beobachtungen über eine relativ kurze Zeit von z.B. 5 Jahren solche Effekte herauszuarbeiten, stößt jedoch auf eine Reihe von Schwierigkeiten. Der Niederschlag ist, wie die klimatologischen Beobachtungen zeigen, das am stärksten statistisch schwankende Element. Selbst 30jähri-

ge Mittelwerte weisen noch Schwankungen von nahezu 5 % (z.B. in Karlsruhe) auf. Außerdem machen sich die topographischen Gegebenheiten eines Stadtgebietes sehr deutlich auf die Niederschlagsverteilung bemerkbar, die vorher bekannt sein müßten, bevor der Zusatzeffekt einer Stadt angegeben werden kann.

Trotzdem sind einige Beobachtungen in den letzten Jahren hauptsächlich aus USA bekannt geworden, die eine Erhöhung des Niederschlags — vorwiegend durch konvektive Prozesse ausgelöst — nachweisen. Das bekannteste Beispiel stellt die Niederschlagsverteilung der Stadt St. Louis dar (s. Abb. 4.3). Hier wurde eine Vergrößerung der Niederschlagsmenge im Lee der Stadt gefunden, die vorwiegend auf eine Erhöhung der Tage mit Hagelniederschlägen zurückzuführen ist. Es ist aufgrund der bekannten statistischen Variabilität des Niederschlags jedoch nach wie vor unsicher, ob die beobachteten Effekte tatsächlich auf die Wirkung der Stadt zurückzuführen sind.

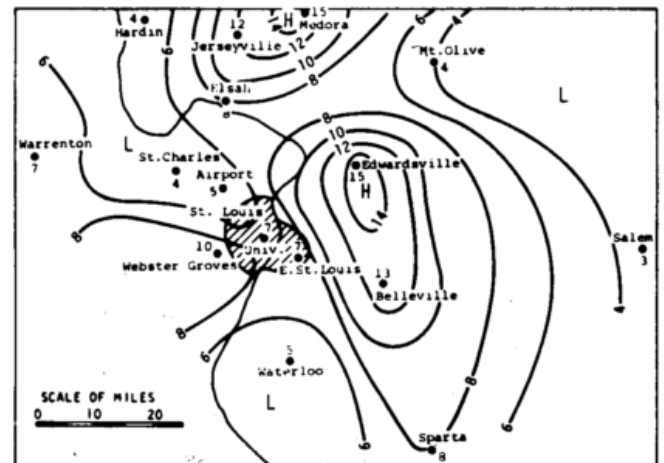


Abb. 4.3: Verteilung der konvektiven Niederschläge für den Zeitraum 1949–1965 im Bereich der Stadt St. Louis, dargestellt durch die Anzahl Tage mit Hagel. Man erkennt deutlich im Lee der Hauptwindrichtung ein Maximum der Tage mit Hagel. Dieser Effekt wird auf die erhöhte Konvektion über der Stadt St. Louis zurückgeführt (CHANGNON, 1972).

### Literatur

BERZ, G.: Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erdoberfläche und zum bodennahen atmosphärischen Transport. Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Univ. München Nr. 16 (1969).

CHANGNON, S. A.: Urban effects on thunderstorm and hailstorm frequencies. Preprints: Conference on Urban Environment and Second Conference on Biometeorology, Philadelphia, Oct. 31–Nov. 2, 1972. Boston, Mass.: American Meteorological Society 1972.

CHANDLER, T. J.: Urban climatology and its relevance to urban design. WMO Technical Note No. 149 (1976).

HÖSCHELE, K.: Klimatologische Unterlagen für die Stadtplanung Karlsruhe. Karlsruhe: Meteorologisches Institut 1973. (Unveröffentlichtes Manuskript)

Landschaftsplan Karlsruhe, Teil 1. Mitteilungen des Baudezernats, Karlsruhe 1975.

TAJCHMANN, S.: Energie- und Wasserhaushalt verschiedener Pflanzenbestände bei München. Wiss. Mitt. Meteorol. Inst. Univ. München Nr. 12 (1967).

## 1 Strahlungskomponenten

Für eine Betrachtung der Unterschiedlichkeit der Strahlungsfelder über der Stadt oder einem ausgedehnten Siedlungsgebiet mit Industrieanlagen, wie etwa den Städten des Ruhrgebiets oder des Rhein-Main-Gebiets, und über dem Umland müssen wir ein sehr vereinfachtes Modell annehmen. Unser Untersuchungsgebiet liege in einer Ebene und weise keine orographischen Besonderheiten auf, wie etwa Hügelketten, an denen durch Stau lokale Anomalien im Bewölkungs- oder Niederschlagsfeld verursacht werden können. Wir können mit einiger Berechtigung annehmen, daß sich die "Störung" durch die Stadt im wesentlichen nur auf die planetarische Grenzschicht über unserem Untersuchungsgebiet erstreckt. Das stimmt natürlich nicht ganz, denn oft durchstoßen die Auftriebsschläuche über größeren Kühlturmanlagen die Obergrenze der planetarischen Grenzschicht und modifizieren über dieser die Bewölkung ganz beträchtlich.

Es müssen nun die abwärts gerichteten Flüsse der solaren und atmosphärischen Strahlung oberhalb der Grenzschicht und an der Erdoberfläche bestimmt werden. Am Erdboden wird ein Teil der einfallenden Globalstrahlung reflektiert und auch Wärmestrahlung in die Atmosphäre emittiert. Diese nach unten und oben gerichteten Strahlungsströme erfahren in der planetarischen Grenzschicht einige Modifikationen durch Absorption und thermische Emission.

In dieser Betrachtung können wir uns leider nicht auf geeignet angelegte und statistisch aufbereitete Messungen inner- und oberhalb eines solchen Untersuchungsgebiets stützen. Vielmehr findet man in der Literatur, die zum Teil sehr gut in drei Publikationen der WMO (CHANDLER, 1970, OKE, 1974, 1979) zusammengefaßt ist, eine Vielzahl von Berichten über Einzeluntersuchungen über Stadtgebieten in unterschiedlichen Klimazonen und mit zum Teil sehr ausgeprägten orographischen Einflüssen. Das dürfte unter anderem auf der Notwendigkeit beruhen, Auftragsforschung zu betreiben.

Wir sollten daher sehr vereinfacht "typische" Verhältnisse im Sommer und im Winter betrachten. Während des Winters sei die Umgebung unserer Modellsiedlung mit einer dichten Schneedecke bedeckt.

## 2 Oberflächeneigenschaften

Es soll zunächst hier nicht der Strahlungshaushalt innerhalb einer einzelnen Straßenschlucht berechnet werden. Vielmehr betrachten wir eine idealisierte Ebene mit den typischen Reflexions-, Absorptions- und Emissionseigenschaften eines Siedlungsgebiets und seines vielleicht landwirtschaftlich genutzten Umlands.

Die Albedo von Stadtgebieten, d.i. das Reflexionsvermögen für die gesamte solare Strahlung innerhalb des Spektralbereichs zwischen  $0,3$  und  $3 \mu\text{m}$ , wird im Sommer vielleicht etwas geringer sein als die des Umlands. Nach verschiedenen Messungen beträgt diese etwa  $15-20\%$ . Das wird be-

stimmt durch die Dichte der Bebauung, Anzahl und Fläche von Grünanlagen, Parkplätzen und Straßenbelägen. Etwa die dunklen Schieferdächer in den Hunsrückstädtchen dürften sich deutlich von helleren Betondächern abheben. Zuverlässige Messungen können nur durch Überfliegen von Stadtgebieten gewonnen werden. In Satellitenmessungen der von der Erde in den Weltraum reflektierten Strahlung können Stadtgebiete nur dann vom Umland deutlich als dunklere Gebiete unterschieden werden, wenn diese bei Wellenlängen um  $0,8-1,0 \mu\text{m}$  durchgeführt werden, wo die Vegetation ein hohes (bis zu  $30-40\%$ ) spektrales Reflexionsvermögen aufweist.

Solche Messungen werden seit Jahren von den amerikanischen Satelliten der ERTS- (Earth Resources Technology Satellite) und LANDSAT-Serien durchgeführt. Die beiden Abbildungen 1 und 2 zeigen solche Aufnahmen des mittleren Rheintals zwischen etwa Duisburg (im Norden) und Köln-Bonn (im Süden). Im Spektralbereich zwischen  $0,6$  und  $0,7 \mu\text{m}$  (Abb. 1) erscheinen hier alle Städte in diesem Bereich sogar heller als die Wald- und Freiflächen in der Umgebung. Das mag zum Teil auch an der starken Rückstreuung durch Aerosole und Luftmoleküle über ihnen liegen. Auch sind hier der Rhein, andere Flüsse und die verschiedenen Stauseen im Bergischen Land und im Sauerland nur schwer zu erkennen. Einige Waldgebiete treten in diesem Spektralbereich deutlich als sehr dunkle Flächen hervor.

Im langwelligen Bereich des Sonnenlichts ( $0,8-1,1 \mu\text{m}$ ) dagegen kann man nun, wie Abbildung 2 zeigt, alle Seen und Flüsse gegenüber den hier sehr stark reflektierenden Vegetationsflächen deutlich ausmachen. Man kann sogar den Grüngürtel in Köln erkennen. Im Mittel, gewichtet mit dem Spektrum der diffusen und direkt einfallenden Sonnenstrahlung, dürften allerdings kaum signifikante Unterschiede auftreten. So erlauben dann auch Satellitenfotos, die mit ähnlich hoher Auflösung von ca.  $200-500$  m pro Bildpunkt, aber innerhalb eines das gesamte sichtbare Spektrum ( $0,4-0,75 \mu\text{m}$ ) überdeckenden Spektralbereichs gewonnen wurden, nur sehr selten größere Stadtgebiete deutlich als dunklere oder hellere Flächen.

Man kann also durchaus schließen, daß mitteleuropäische Städte eine von der Umgebung nur wenig unterschiedliche Albedo haben. Es sollte dieser Befund aber eher durch gezielte Messungen belegt werden, wozu nur Flugzeugmessungen herangezogen werden können. Die bekannten Werte schwanken zwischen  $15-20\%$ .

Die meist helleren, aber vertikalen Hauswände tragen nur geringfügig, wegen ihrer Orientierung, zur Erhöhung der Albedo bei. Man darf auch hier nicht übersehen, daß in engen Straßenzügen zwischen ihnen mehrfache Reflexionen stattfinden und dadurch ein geringer Teil der schräg einfallenden Strahlung wieder in die Atmosphäre entweichen kann.

Als dunklere Flächen erkennt man dagegen alle Stadtgebiete im Winter, wenn das Umland dicht verschneit ist.



04SEP72 C N51-33/E007-11 N N51-32/E007-16 MSS 5 R SUN EL41 AZ149 194-0595

Abb. 5.1: Spektrale Radiometermessungen reflektierter solarer Strahlung über dem Rheintal zwischen Duisburg und Bonn und den angrenzenden Gebieten, gewonnen vom Satelliten ERTS-1 aus.  
Spektralbereich 0,58 – 0,68  $\mu\text{m}$



04SEP72 C N51-33/E007-11 N N51-32/E007-16 MSS 7 R SUN EL41 AZ149 194-059

Abb. 5.2: Spektrale Radiometermessungen reflektierter solarer Strahlung über dem Rheintal zwischen Duisburg und Bonn und den angrenzenden Gebieten, gewonnen vom Satelliten ERTS-1 aus.  
Spektralbereich 0,8 – 1,1  $\mu\text{m}$

Die Albedo von Schneeflächen kann je nach Vegetationsart und Schneebeschaffenheit und -mächtigkeit Werte zwischen 40 und 80 % erreichen. Dann absorbiert die Siedlungsfläche deutlich mehr solare Strahlungsenergie als das Umland. Ähnlich sind die Verhältnisse von Städten in Wüsten- und Steppengebieten (etwa Phönix im Bundesstaat Arizona), wo allerdings die Bebauung (und die Hausfarbe) der hohen Einstrahlung angepaßt ist (helle Dächer und Wände).

Das Emissionsvermögen für Wärmestrahlung (Spektralbereich: ca. 5–50  $\mu\text{m}$ , mit Schwerpunkt bei 8–12  $\mu\text{m}$ ) erreicht über natürlichen und bebauten Flächen zu allen Jahreszeiten Werte um 98–99,5 %. Jedoch sind die bebauten Flächen fast ständig wesentlich wärmer als ihre Umgebung, denn dort fehlt der Wärmeentzug durch Verdunstung und Wärmeleitung in tiefere Bodenschichten. Schließlich kann eine Straßenschlucht sich fast nur durch direkte Emission von der Straßendecke in die Atmosphäre abkühlen. Die Wärmeausstrahlung von den Häuserwänden, die zudem noch durch künstliche Wärmezufuhr aus dem Hausinneren ständig auf einem bestimmten Niveau gehalten ist, wird zum Teil durch die Ausstrahlung von den gegenüberliegenden Hauswänden kompensiert.

Im Winter (und in den meisten amerikanischen Großstädten auch im Sommer) wird die Lufttemperatur durch künstliche Wärmezufuhr (Heizung, aber auch Kühlanlagen) deutlich erhöht. Flugzeugmessungen der Oberflächentemperatur, die z.B. der Ruhrgebietsverband über den Städten

Mühlheim, Essen, Bochum und Dortmund mit abbildenden Radiometern (Infrarotthermographie als Hilfsmittel bei der Stadtplanung) durchführen ließ, ergaben für diese sowohl tags als auch nachts im Mittel um 5–10 K höhere Bodentemperaturen. Natürlich darf man in solchen Aufnahmen nicht vergessen, daß dann manche Dachflächen an einem heißen Sommertag Temperaturen um +50 bis +60 °C annehmen können und dagegen nachts oft kälter als die Waldflächen in der Umgebung sind. Es gibt eine Vielzahl von Meßbeispielen, die von den polarumlaufenden Satelliten aus gewonnen worden sind, in denen Stadtgebiete insbesondere nachts als deutlich wärmere Flächen gegenüber der Umgebung zu erkennen sind. Eine solche Aufnahme ist in Abbildung 3 wiedergegeben. Sie zeigt einige Städte Nordeuropas.

### 3 Die Global- und Gegenstrahlung

Eine Vielzahl von Messungen in Stadtgebieten und deren Umland hat gezeigt, daß hier deutliche Unterschiede im Angebot solarer Strahlung und atmosphärischer Gegenstrahlung auftreten können. Die Globalstrahlung ist etwa um 5–15 %, bei extremen Inversionslagen sogar bis zu 50 % geringer als im Umland. Dagegen fand man nun ähnlich erhöhte Gegenstrahlungswerte. Man glaubte sogar über London einen leichten Rückgang der Unterschiede zwischen Stadt und Umgebung nach dem Einführen des sog. "UK Clean Air Act" im Jahre 1966 erkennen zu können.



Abb. 5.3: Die unterschiedliche Temperatur der bei wolkenfreiem Himmel von einem Satelliten aus beobachtbaren Teile Deutschlands und Polens ist durch eine entsprechende Grauskala wiedergegeben. In dieser Aufnahme vom 28. 5. 1973 erkennt man deutlich viele Stadtgebiete als "Wärmeinseln".

Diese Unterschiede beruhen allein auf dem unterschiedlichen Gehalt der Atmosphäre an Aerosolen und Wasserdampf, aber auch an der meist höheren Lufttemperatur innerhalb und unmittelbar oberhalb des Stadtgebiets. Bekanntlich ist die Luft über größeren zusammenhängenden Siedlungsgebieten wesentlich stärker als in ihrer unbesetzten Umgebung mit Aerosolen, Staub- und Dunstpartikeln angereichert.

Größere Industrieanlagen, insbesondere Kühltürme, produzieren augenfällig ihre eigene Bewölkung oder verstärken deutlich die optische Dichte bereits vorhandener Bewölkung.

Zur quantitativen Beschreibung dieses mehr auf Einzelmessungen interpretierten Befundes fehlen genauere Messungen mit einem gut gewarteten Meßnetz, das auch lokale Besonderheiten (z.B. die anthropogene Bewölkung größerer Industrieanlagen) mit erfaßt. Dieses Meßnetz sollte nicht nur die zum Boden hin gerichteten Strahlungsflüsse, sondern auch die Bewölkung und den Aerosolgehalt zu erfassen gestatten.

Der Strahlungshaushalt am Boden unseres Modells wird also deutliche Unterschiede zwischen der Stadt und ihrem Umland erkennen lassen. Tagsüber ist die gesamte Einstrahlung und Absorption am Boden über beiden etwa gleich hoch, wenn man annimmt, daß die Unterschiede zwischen Global- und Gegenstrahlung sich etwa ausgleichen. Jedoch bleibt die Ausstrahlung über der Stadt, die wärmer ist, höher.

Nachts kühlt sich das Umland durch Ausstrahlung bei fehlender Wärmezufuhr und -speicherung sogar sehr stark ab. Trotzdem können nachts auch über den Stadtgebieten vom Boden abgehobene Inversionen entstehen, die mit einem "Schallradar" (SODAR: Sodar Detection and Ranging) in ca. 50–100 m Höhe gemessen werden, während sie im Umland – bedingt auch durch die dort geringere mechanisch verursachte Turbulenz – wesentlich tiefer liegen. Nach Sonnenaufgang strahlen diese Inversionen rasch auf, was mit einem SODAR über dem Stadtgebiet von Köln innerhalb einer fast 3jährigen Meßreihe oft beobachtet worden ist.

#### 4 Der Strahlungshaushalt der Atmosphäre

Detaillierte Berechnungen des Transports von solarer Strahlung können zeigen, daß die planetarische Grenzschicht wegen des dort höheren Wasserdampf- und Aerosolgehalts wesentlich mehr Strahlungsenergie absorbiert als die freie Atmosphäre darüber. Bei wolkenloser Atmosphäre können dies 5–15% der am Oberrand der Atmosphäre, der in diesem Fall bei etwa 50 km anzunehmen ist, sein. Wegen der hier meist höheren Temperatur wird zumindest im Sommer und bei geographischen Breiten von weniger als 60° neben den Absorptionsbanden des molekularen Wasser-

dampfs zusätzlich die Kontinuumsabsorption von Wasserdampfdimeren (H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub> wirksam, die stark vom Dampfdruck (sog. e-type-absorption) abhängt.

Die Absorption ist wiederum etwas höher über dem "verunreinigten" Stadtgebiet als über dem Umland. Dadurch erfolgt eine relativ höhere Erwärmung der Atmosphäre über dem Siedlungsgebiet.

Die Verunreinigungen selbst verhindern geringfügig über der Stadt die thermische Abkühlung in den Weltraum. Dabei kann man, ähnlich wie für ausgedehnte Stratusdecken, zeigen, daß die oft auch gut erkennbaren scharfen Oberkanten der Dunstschicht etwas stärker abkühlen als die Schichten darüber. Das Ergebnis dieser fraktionellen Abkühlung dürfte dann eine gegenüber dem Umland leicht erhöhte Labilisierung sein, d.h. es wird damit die Vermischung an der Oberkante etwas angeregt. Dadurch kann im günstigsten Fall die Oberkante der planetarischen Grenzschicht über Stadtgebieten leicht gegenüber dem "ungestörten" Umland angehoben werden. Dies haben eine Vielzahl von statischen (d.h. ohne Berücksichtigung dynamisch bedingter Vormischung durchgeführte) Untersuchungen mit einfachen Strahlungstransportmodellen gezeigt.

#### 5 Abschließende Bemerkung

Obwohl eine Vielzahl von Einzelmessungen vorliegt, kann man aus ihnen nur mit Mühe die Unterschiedlichkeit des Strahlungshaushalts über einem mit Industrieanlagen durchsetzten Siedlungsgebiet und seinem Umland extrahieren. Die Strahlungseffekte allein erklären auch nicht die Unterschiede der beobachteten Temperatur- und Windfelder.

Deswegen wäre die Durchführung geeigneter Experimente wünschenswert, bei denen neben Dauermessungen einige Flugzeugmessungen, insbesondere die noch unbekanntesten Strahlungsfeldparameter (Albedo etc.), liefern sollten. Bei geeigneten Wetterlagen könnte zusätzlich auch der gesamte Strahlungshaushalt der planetarischen Grenzschicht vermessen werden.

#### Literatur

- CHANDLER, T. J.: Selected bibliography on urban climate. Geneva: WMO 1970. V, 383 S. = WMO-No. 276. TP 155.
- OKE, T. R.: Review of urban climatology 1968–1973. Techn. Note World Meteorol. Organiz. Nr. 134 (1974). XVIII, 132 S. = WMO-No. 383.
- OKE, T. R.: Review of urban climatology 1973–1976. Techn. Note World Meteorol. Organiz. Nr. 169 (1979). 100 S. = WMO-No. 539.

Montevideo has the reputation of being one of the cleanest cities in the world. The rainfall is ample (44 in. in a year) and *the prevailing winds help to clean the streets.*<sup>1)</sup>

## 1 Einleitung

Das Bild des Windes, der durch die Straßen einer Stadt fegt, zeigt zwei wesentliche Besonderheiten, in denen sich die Luftströmung hier von der im umgebenden Freiland unterscheidet:

- 1) Die vertikalen Abmessungen der Gebäude sprengen den Rahmen einer einfachen Modellvorstellung der atmosphärischen Grenzschicht mit einer viskosen Unterschicht, bis etwa 1 cm Höhe, der Prandtl-Schicht bis zu einer Höhe von 50 bis 100 m und der darauf folgenden Ekman-Schicht mit einer Höhererstreckung in der Größenordnung von 1000 m. Die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe soll sich dabei hauptsächlich in der Prandtl-Schicht, die Drehung der Windrichtung in der darüber liegenden Ekman-Schicht abspielen. Beides, wie auch die Höhererstreckung dieser Schichten ist unter anderem abhängig von der Rauigkeit der Unterlage. Die Dimensionen der einzelnen Rauigkeitselemente im Stadtgebiet gehen jedoch in den Bereich der für die Prandtl-Schicht angegebenen Dicke und darüber hinaus. Der Begriff einer Rauigkeit als Grenzflächeneigenschaft und die Festlegung einer Bezugsebene in einer bestimmten Höhe läßt sich nur schwer halten.
- 2) Selbst wenn es gelingt, durch Verschieben und Spreizen des Vertikalmaßstabs, durch Einführung einer Übergangsschicht die Rauigkeitselemente an den Rand des Grenzschichtmodells zu drängen, ist nur wenig gewonnen. Die Strömungsverhältnisse über der Stadt sind zwar für einige Fragestellungen interessant, das Schwergewicht des Interesses, besonders von Seiten der Anwender, richtet sich jedoch auf die zeitliche und räumliche Struktur des Windfelds zwischen diesen Rauigkeitselementen bis herunter zum Straßenniveau.

Von diesen beiden wesentlich erscheinenden Gesichtspunkten ausgehend – extrem große Rauigkeitsstruktur auf der einen Seite und das Interesse am Windfeld zwischen diesen Strukturen auf der anderen Seite – ergeben sich für die Wind-Klimatologie im urbanen Bereich noch eine Reihe weiterer Bezüge und Fragen.

## 2 Das Interesse an der Kenntnis der besonderen Windverhältnisse in der Stadt

Meteorologisch interessant ist das Zusammenwirken der extrem großen Rauigkeit mit der im zeitlichen Verlauf verschieden stark ausgeprägten Wärmeinsel und der Strömung im synoptischen oder regionalen Maßstab. Nahelegend ist der Vergleich mit Waldflächen, die eine in der

Höhenerstreckung ähnliche Rauigkeit aufweisen. Diese besitzt allerdings eine sehr viel feinere "Infrastruktur", sie ist annähernd stochastisch angeordnet und kann sich abhängig von der Windgeschwindigkeit verändern.

Die möglichst "ungestörte" Anordnung der Windmeßgeräte in Stationsnetzen, sehr häufig auf Flugplätzen, ist für synoptische Zwecke richtig – dazu kommt die Schwierigkeit in der Stadt, zwischen den Rauigkeitselementen, einen für eine größere Fläche repräsentativen Platz zu finden. Die Kenntnis der Windverhältnisse in der Stadt beruht deshalb auf Sonderuntersuchungen und auf Abschätzungen aufgrund theoretischer Überlegungen oder empirisch ermittelter Zusammenhänge. Eine weitere Möglichkeit, die zur Lösung technischer Fragen häufig benutzt wird, sind Modellversuche im Windkanal.

In der praktischen Anwendung steht an erster Stelle das Problem der Verteilung und des Abtransports von Luftverunreinigungen. In einem größeren Maßstab kann die Stadt als Ganzes durch eine Flächenquelle für Feuerungs- oder Verkehrsabgase angesehen werden. Die hohe Quellstärke führt insgesamt bei andauernden Schwachwindlagen zu sehr großen Konzentrationen. Einfach Boxmodelle mit der Annahme einer ebenfalls von der Stadt beeinflussten Mischungshöhe liefern hier eine erste Näherungslösung. Im kleinen Maßstab, für einen bestimmten Standort im Stadtgebiet, treten auch bei höheren Windgeschwindigkeiten im Bereich der einzelnen Emissionsquellen durch die Geometrie der Hindernisse bedingt, Probleme mit hohen Abgaskonzentrationen auf.

Ein anderer Gesichtspunkt ist das "thermische Milieu": im Großen die windabhängige Ausprägung der Wärmeinsel, im Kleinen die sehr großen strukturbedingten örtlichen Unterschiede des Windklimas. Beides wirkt sich auf die Anforderungen der Gebäudeheizung und -klimatisierung, insbesondere aber unmittelbar auf das Befinden der Stadtbewohner aus (JENDRITZKY, 1979).

Als drittes Beispiel sei die Windlast auf Gebäuden genannt. Die für Freilandverhältnisse bekannten Extrapolationen, von den bodennahen Windgeschwindigkeiten auf die Verhältnisse in größeren Höhen, sind als Eingangsgrößen für die statischen Berechnungen hoher Bauwerke, z.B. Fernsehtürme im Stadtgebiet, nicht ausreichend. Hier interessieren weniger die Änderungen der mittleren Windgeschwindigkeit mit der Höhe als vielmehr das kurzzeitig aufgelöste Spektrum der turbulenten Strömung im Höhenbereich des Bauwerks (GERTIS u. WOLFSEHER, 1978).

1) The Enzyklopaedia Britannica, 11th Ed., Cambridge 1911

### 3 Eigenschaften und Auswirkungen des Windfelds über der Stadt insgesamt

Die Anwendung des zur Beschreibung des Höhenprofils der Windgeschwindigkeit  $u(z)$  gebräuchlichen logarithmisch-linearen Ansatzes

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{z_0} + \Phi(z) \quad \text{mit}$$

- $u^*$  Schubspannungsgeschwindigkeit
- $k$  von Kármán-Konstante
- $z_0$  Rauigkeitslänge
- $\Phi(z)$  Stabilitätsfunktion

führt zu sehr großen Werten für  $z_0$  um 1 m bis 5 m. Dazu kommt die Notwendigkeit einer Verschiebung des Null-Niveaus um den Betrag  $d$  (Ersatz von  $z$  durch  $z - d$ ). Wegen der Verdrängung der Strömung durch die Hindernisse nach oben erreicht die (theoretische) Extrapolation des Geschwindigkeitsprofils den Wert Null in der Höhe  $d+z_0$ . Wie auch in Pflanzenbeständen herrscht allerdings innerhalb dieser Höhe (canopy layer) eine vom übrigen Profil abgesetzte Geschwindigkeit. Die quantitative Abschätzung von  $d$  ist nicht einfach; auf Änderungen von  $d$  im Ansatz reagiert  $z_0$  empfindlich. So lassen sich zum Teil auch die sehr großen Unterschiede in den Angaben für  $z_0$  erklären.

Für praktische Anwendungen wird meist der etwas einfacher zu handhabende Potenzansatz bevorzugt.

$$\bar{u}(z) = \bar{u}(z_1) \left( \frac{z}{z_1} \right)^a$$

Der Profilexponent  $a$  ist sowohl von der Rauigkeit des Untergrundes als auch von der thermischen Schichtung abhängig.

Ein Beispiel für den Einfluß der Rauigkeit der Stadt auf das mittlere Windprofil sind die Berechnungen von BENESCH und JURKSCH (1978), ausgehend von 2 Meßstationen im Raum Hamburg. Bei ungefähr gleichen Geschwindigkeiten in der Höhe ist im Anemometer-Niveau in der Stadt eine Reduktion auf etwa 75 % der Freilandwerte vorhanden (Abb. 6.1a).

Im Einzelfall kommen sehr große Abweichungen von diesen mittleren Profilen vor. Erhöhte Geschwindigkeiten ("Jets") in begrenzten Höhenschichten werden durch die Änderung der thermischen Schichtung über der Stadt begünstigt. Dazu kommen meso- und mikroskalige bodennahe Strömungen, die thermische (Wärmeinsel) oder dynamische (Umströmung) Ursachen haben können. Auch dadurch entstehen erhöhte Windgeschwindigkeiten in Bodennähe. Abgesehen von diesen zeitlich und räumlich begrenzten Effekten läßt sich die bei schwacher großräumiger Strömung häufig vorhandene, gegenüber dem Freiland vergrößerte bodennahe Windgeschwindigkeit auch durch die Stabilitätsunterschiede erklären, die mit abnehmender Windgeschwindigkeit anwachsen. Eine schematische Darstellung (Abb. 6.1b) zeigt für Starkwind den bremsenden Einfluß der größeren Rauigkeit, der bei schwachem Regionalwind durch die Wirkung der größeren Labilität über der Stadt ausgeglichen oder übertroffen wird. Als obere Grenze für das Auftreten dieses Effekts werden Windgeschwindigkeiten um 4 m/s angegeben (CHANDLER, 1965, BORNSTEIN et al. 1972, OKE 1974). Die Ergebnisse der verschiedenen Meßprogramme ergeben allerdings kein einheitliches Bild. Vor al-

lem die Schlußfolgerungen der einzelnen Autoren gehen zum Teil auseinander (LEE, 1979, SHREFFLER, 1979).

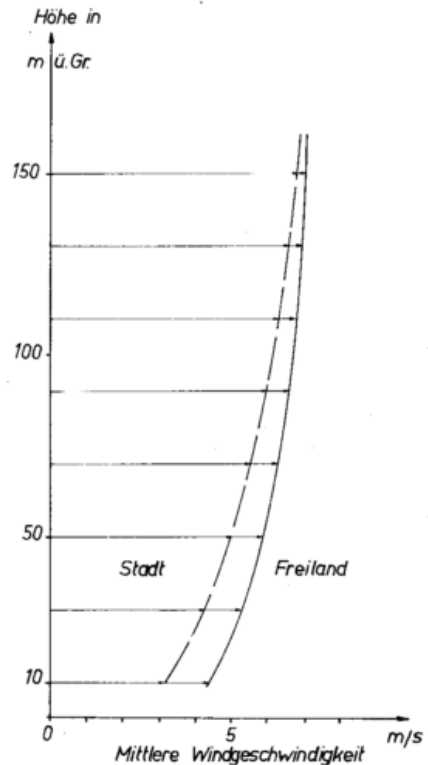


Abb. 6.1a: Berechnetes Höhenprofil der Windgeschwindigkeit Hamburg 1969 - 1974

	Seewetteramt Fuhlshüttel (Stadt)	Fuhlshüttel (Freiland)
Rauigkeitslänge $z_0$	95 cm	4 cm
Profilexponent $a$	0,28	0,18

Nach W. BENESCH, G. JURKSCH (1978)

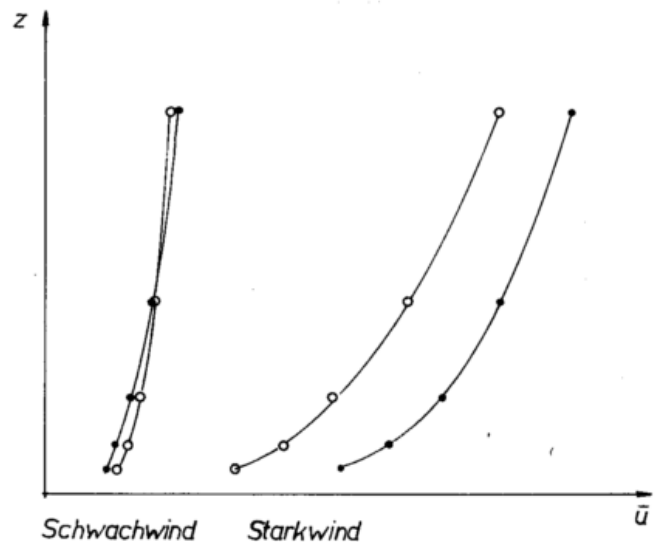


Abb. 6.1b: Schema des Vertikalprofils der Windgeschwindigkeit bei

Schwachwind		Starkwind	
Freiland	Stadt	Freiland	Stadt
●●●	○●○	●●●	○●○
stabile	labile	indifferente Schichtung	

Der theoretisch begründete Einfluß der Rauigkeit einerseits und der thermischen Schichtung andererseits auf den Exponenten des Windprofils, zeigt einen Anstieg des Exponenten mit der Rauigkeit im neutralen bis labilen Bereich (Abb. 6.2). Im stabilen Bereich sind die Unterschiede verhältnismäßig gering (IRWIN, 1979).

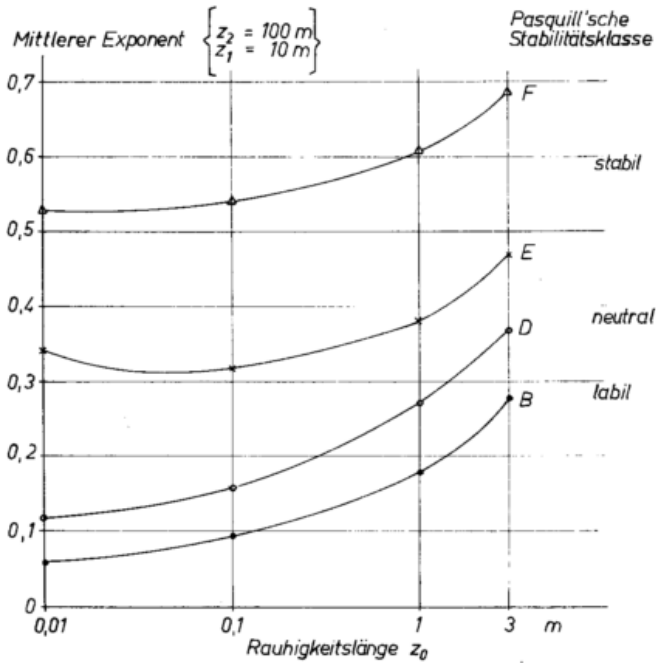


Abb. 6.2: Änderung des Windprofil-Exponenten mit der Pasquill'schen Stabilitätsklasse und der Rauigkeitslänge.

Nach J. S. IRWIN (1979)

Neben den Mittelwerten der Geschwindigkeit ändern sich auch die Verteilungen mit der Höhe. Ein Beispiel für einen Stadt- und einen Freilandstandort enthalten die von MANIER und BENESCH (1977) bearbeiteten Darstellungen (Abb. 6.3a). Ob die bei den Stadt-Messungen vorhandene stärkere Verbreiterung der Häufigkeitsverteilung mit der Höhe typisch ist, muß allerdings noch in weiteren Meßdaten nachgeprüft werden. Die Frage ist im Zusammenhang mit der Windbelastung hoher Gebäude von Bedeutung. Aus derselben Bearbeitung stammt die Auftrennung der Windprofile nach der thermischen Schichtung (Abb. 6.3b). Es zeigt sich die Verlagerung der Abbremsung in tiefere Schichten mit zunehmender Labilität und die Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeit in den Klassen extremer Schichtung.

Im Zusammenhang mit der in Abbildung 6.1 b schematisch dargestellten Profiländerungen wurden die Bezüge zwischen Windgeschwindigkeit und der städtischen Wärmeinsel bereits angedeutet. Ihre extremen Werte nimmt die Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland während der Abendstunden an heiteren windstillen Tagen an. Eine der bekannten Darstellungen von T. R. OKE für die Abhängigkeit dieser maximalen Temperaturdifferenz von der Einwohnerzahl haben wir mit einem möglichen Ansatz für die Abhängigkeit von der regionalen Windgeschwindigkeit ergänzt – ebenfalls für heiteres Wetter (Abb. 6.4). Ohne Berücksichtigung des Bewölkungsgrads ergibt sich, wegen der Korrelation mit der Windgeschwindigkeit, eine stärkere Windabhängigkeit. Auf diese Weise reduziert sich der Wärmeinseleffekt, für Karlsruhe 1972 maximal  $7,5^\circ\text{C}$ , bei mittleren Geschwindigkeiten (2,5 m/s) an heiteren Tagen auf etwa  $4^\circ\text{C}$ . Im Jahresmittel verbleibt eine Differenz von etwa  $1^\circ\text{C}$ .

Über die isolierte Betrachtung der Windgeschwindigkeit hinaus führen Beobachtungen des Strömungsfelds über der Stadt mit einem Netz von Meßmasten, mit Pilot- und Schwebelballonen. In einem großen Teil der Beobachtungsergebnisse scheint, verbunden mit der Beschleunigung der bodennahen Strömung (unter 100 m Höhe), eine ge-

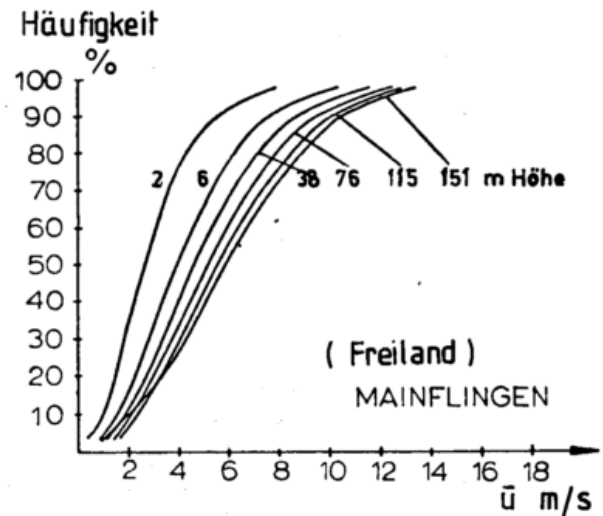
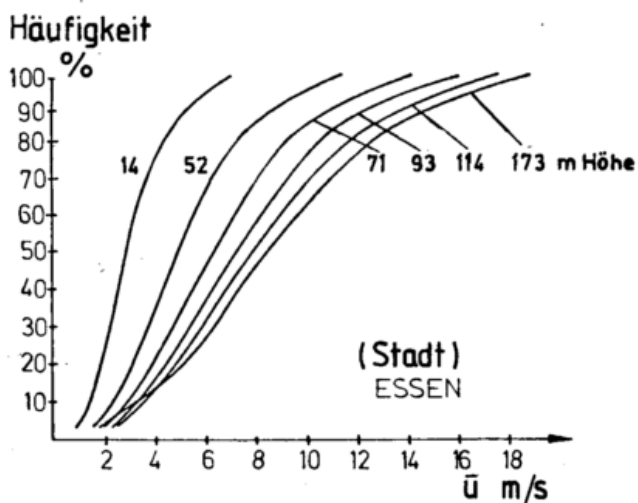


Abb. 6.3a: Prozentuale Verteilung der Häufigkeitssummen der Windgeschwindigkeit in 6 Höhen aus Turmmessungen (10-Min.-Mittel)

ringe Richtungs-Konvergenz vorhanden zu sein, die ihre Ursache auch im Druckfeld der Wärmeinsel haben kann (SHREFFLER, 1978, ANGELL et al. 1971). Die zentripetalen Komponenten sind sehr klein. Erst wenn man die

überlagerte regionale Strömung abzieht, ergibt sich etwas ähnliches wie das bekannte Bild der auf das Stadtzentrum gerichteten "Flurwinde", als unterer Rand eines Wirbelrings. Die tatsächliche Bedeutung dieses so beliebten Zirkulationssystems erhellt ein Zitat aus dem Abschlußbericht der Untersuchung der Region Untermain (BARTELS et al., 1977). Über die Luftströmung im Frankfurter Stadtgebiet bei Strahlungswetter heißt es: "Südlich des Main gibt es keine größeren Systeme für eine Belüftung der Stadt. Lediglich die Regionalwindzirkulation aus der Wetterau kann bis in die Stadt vordringen. Eine Ausgleichsströmung (Flurwinde) aufgrund des Wärmeinseleffektes läßt sich nur sehr sporadisch feststellen".

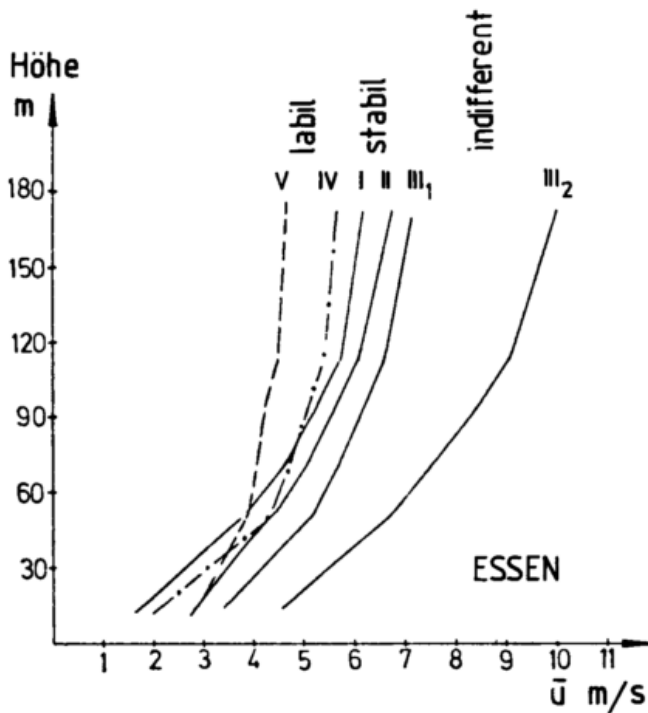


Abb. 6.3b: Vertikalprofil der Windgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der thermischen Schichtung über einem Stadtgebiet  
(a) und (b) aus G. MANIER, W. BENESCH (1977)

Die Ballonmessungen zeigen für Höhen über 100 m sehr oft eine geringe Richtungsänderung in Form einer Welle, die mit einer antizyklonalen Auslenkung beginnt. Dazu kommt eine Anhebung der Strömung über dem Stadtgebiet. Diese Erscheinung verschwindet häufig mit dem Einsetzen einer stabilen Schichtung im Umland. Die Bedingungen für die dann angenommene Umströmung der städtischen Wärmeinsel sind, im Zusammenhang mit der Frage der Beschleunigung oder Bremsung des bodennahen Stadtwindes, ebenfalls noch in der Diskussion (OKE, 1974, SHREFFLER, 1979).

#### 4 Das Windfeld innerhalb der Stadt

Das Verständnis, auch der Wirkung der Stadtfläche als Ganzes, wird durch eine genauere Erfassung ihrer sehr verschiedenartigen Flächenelemente in einer Zellen-Matrix verbessert (MYRUP u. MORGAN, 1972). Wie die Unterlageneigenschaften, die den Wärme- und Wasserhaushalt bestimmen, und damit auch die thermische Schichtung, überdecken die Rauigkeitslängen einen weiten Bereich (von < 1 cm bis zu etwa 5 m). Erschwert wird die Abschätzung der Auswirkung eines Wechsels der Rauigkeit durch die Ausbildung einer internen Grenzschicht, die vom Luvrand her sich über eine Anlaufstrecke ("fetch") aufbaut. Bei kleineren Städten (Durchmesser < 10 km) reicht die Anlaufstrecke oft nicht aus, um bis zum leeseitigen Rand die Grenzschicht in ihrer ganzen Höhe zu verändern. Dazu kommt nun der Wechsel der Rauigkeit innerhalb der Stadt mit einer allgemein vorhandenen Zunahme in Richtung zum Stadtkern. Die aus Mastmessungen in einem Stadtgebiet ermittelten Werte der Rauigkeitslänge  $z_0$  können sehr stark richtungsabhängig sein.

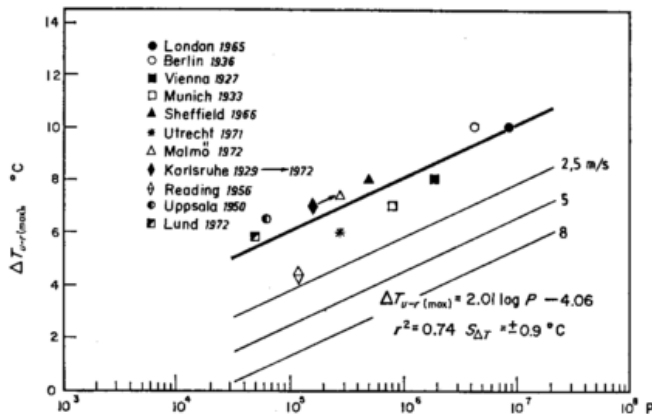


Abb. 6.4: Maximale Temperaturdifferenz (bei heiterem windstillen Wetter) zwischen Stadt und Umland in Abhängigkeit von der Einwohnerzahl  $P$ . Reduktion dieser Differenz bei verschiedenen Geschwindigkeiten des Regionalwindes  $\bar{u}$  (ebenfalls für heiteres Wetter)

Nach T. R. OKE (1973) ergänzt mit  
 $\Delta T = 2 \log P - 3,0 - 2,0 \bar{u}^{0,5}$

Zwischen den unterschiedlichen Flächenelementen innerhalb eines Stadtgebiets spielen sich in einem kleineren Maßstab ähnliche Vorgänge ab wie zwischen der Stadt insgesamt und dem Umland. Ein City-Zentrum mit Bürohochhäusern in dichter Anordnung inmitten einer Stadtrand- und Vorortlandschaft erzeugt mit ihrer sehr viel größeren Rauigkeit ( $z_0 \approx 5$  m gegenüber  $z_0 < 1$  m) und ihrer hohen Wärmeabgabe an die Atmosphäre ein eigenes Stadt-/Umlandsystem, das dem System der Gesamtstadt aufgeprägt ist. Die entgegengesetzte Wirkung hat ein innerstädtisches Parkgelände. Bei schwachem Regionalwind bildet sich ein kleines Kältehoch am Boden. Das Absinken und Ausfließen der Strömung überlagert sich der in der Umgebung vorhandenen Strömung. In dem Schema der Abbil-

dung 6.5 (nach OKE, 1972) sind allerdings die vertikalen Komponenten etwas übertrieben. Die Randzonen, in denen ein Einfluß der Parkfläche nachweisbar ist, bleiben klein. In der gesamten Textur der Stadt überlagern sich jedoch diese Effekte größerer und kleinerer Freiflächen.



Abb. 6.5: Schematische Darstellung der Luftströmung über einem städtischen Park bei schwachem Regionalwind.

Nach T. R. OKE (1972).

In den Meßprogrammen zur Untersuchung der Auswirkungen der städtischen Bebauung werden die erwarteten Effekte sehr häufig durch orographische Einflüsse oder auch durch Land-/Seewindprozesse verdeckt. Die wenigen Großstädte in gleichförmigen Ebenen sind meist der großräumigen Luftströmung stärker ausgesetzt, so daß Flurwind- und ähnliche Phänomene nicht auftreten. Städte in Wüstengebieten zeigen ohnehin in ihrem Energiehaushalt ein anderes Verhältnis zum Umland als die am meisten untersuchten europäischen und nordamerikanischen Großstädte. Die bevorzugte Lage von Großstädten an Küsten, in Flußtälern, am Ufer von Binnenseen gibt dem jeweiligen Stadtklima die einschneidende Prägung. Im mitteleuropäischen Raum entsteht die extreme Ausbildung eines den Menschen belastenden Stadtklimas in den Talagen, z.B. in der Kessellage Stuttgarts oder im Rheintal (BECKER, 1972). Die hier gerade bei windschwachem Strahlungswetter abends einsetzenden hang- und talabwärts fließenden Luftströmungen übertreffen mit Mächtigkeiten zwischen einigen Metern bis zu ungefähr 100 m und Geschwindigkeiten um 2 bis 5 m/s die schwächeren Flurwindssysteme. Im Karlsruher Bereich z.B. kommen allerdings nur die östlichen Vororte in den Genuß dieser regelmäßigen geländebedingten Strömung (Abb. 6.5). Sie reicht vom Fuß des Rheintalrands bis etwa 1 km ins Vorfeld, an Einmündungen von Seitentälern auch weiter. Die Innenstadt liegt etwa 5 km vom östlichen Talrand entfernt, der Meßmast des Kernforschungszentrums 8 km.

Für den Menschen in der Stadt sind auch die sehr kleinräumigen – im Zusammenhang mit der nicht-stochastischen Grobstruktur der Rauigkeit in der Stadt bereits erwähnten – geordneten Strömungswirbel; z.B. in Straßen, von Bedeutung. In einer sehr schönen Untersuchung haben ALBRECHT und GRUNOW (1935) für eine unter etwa  $45^\circ$  zu einer schwachen Strömung verlaufenden Straße gezeigt, daß die dynamisch angetriebene Strömung entgegen der durch die einseitige Aufheizung verursachten Dichteschichtung verlaufen kann: Bei Anströmung aus Süd an den aufgeheizten Südfronten der Gelände auf der nördlichen Straßenseite nach unten und an den nach Norden gerichteten Hauswänden nach oben (Abb. 6.7). Durch neuere Untersuchungen über die Verteilung von Autoabgasen in Straßenschluchten wurde dieses Bild vielfach bestätigt (z.B. GEORGII et al. 1967, LEISEN, 1978).

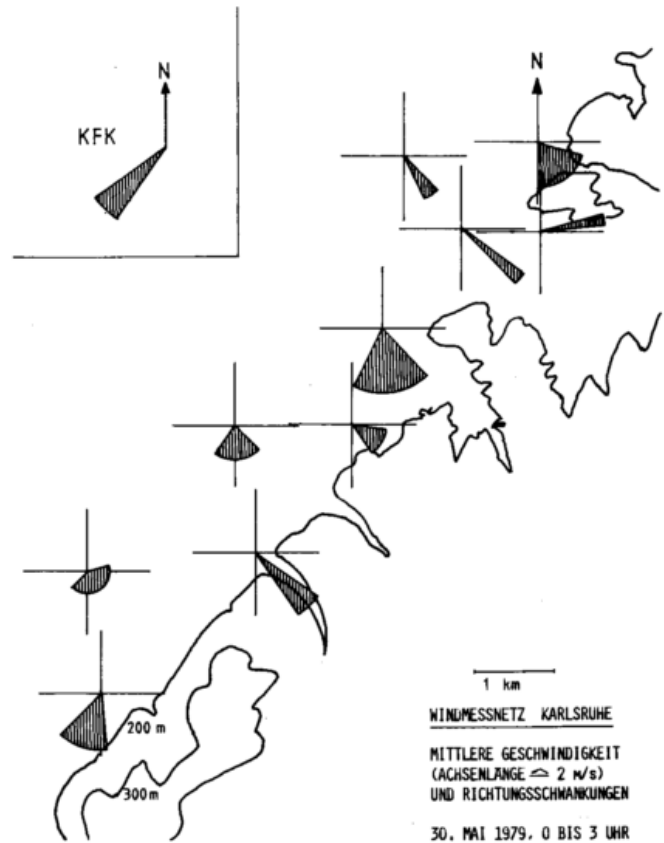


Abb. 6.6: Mäßig ausgeprägte Hang- und Talwindsituation in den Karlsruher Wohngebieten am Ostrand des Rheintals, bei mittlerer Bewölkung, regionaler SW-Strömung (2,7 m/s am Kernforschungszentrum, KFK). Höhenlinien 200 m u. 300 m (Rheintal 115 – 120 m).

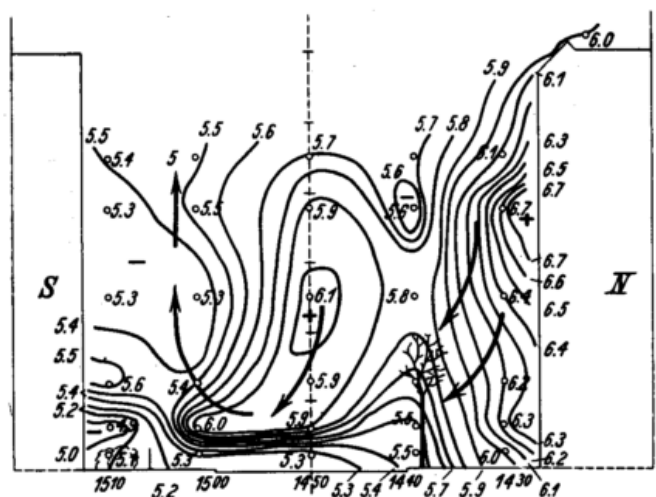


Abb. 6.7: Temperaturverteilung und Strömungsrichtung in einer Berliner Straße bei wolkenlosem Wetter (1. März, mittags) und einem Wind über Dach von 2,7 m/s aus SE.

Aus F. ALBRECHT, J. GRUNOW (1935).

## 5 Schlußfolgerungen, Ausblick

Die Wechselwirkungen zwischen den Wind-, Temperatur- und Feuchtefeldern über der Stadt und die Abhängigkeiten von den regionalen und synoptischen Bedingungen setzen den Versuchen zu einer einigermaßen befriedigenden modellmäßigen Erfassung — im Windkanal, mit empirisch-statistischen oder numerischen Methoden — einigen Widerstand entgegen. Die Probleme des Windfelds lassen sich, außer für ganz begrenzte Fragestellungen, nicht getrennt lösen. In einer Übersicht über Grenzschichtmodelle im Rahmen der Stadtklimatologie weist T. R. OKE (1974) besonders auf die Notwendigkeit der Hereinnahme der Geländeeinflüsse auf die Strömung hin.

In Bezug auf das Windfeld gibt es im mesoskaligen Bereich vergleichbare Probleme, deren Lösungsansätze und Ergebnisse für die Erfassung der Stadteinflüsse nutzbar gemacht werden können: z.B. eine "rauhere" Insel in einer kühleren Wasserfläche. Ein Waldbestand in einem umgebenden Wiesen- und Ackergelände hat die Rauigkeit einer Stadtfläche, jedoch einen völlig anderen Wärmehaushalt.

Ein Ziel der stadtmeteorologischen Untersuchungen ist es, Voraussagen über die Auswirkungen baulicher Veränderungen zu ermöglichen. Im Vordergrund des Interesses stehen die Wirkungen auf den Menschen in der Stadt, z.B. über die thermischen oder lufthygienischen Umweltbedingungen. Als Maßstab für die vorausgesagten Änderungen bietet sich hier die Ankoppelung vorhandener Modelle, z.B. für das thermische Milieu (HÖSCHELE, 1970, JENDRITZKY, 1979) an. Besonders aber die Ausbreitungsmodelle für Luftverunreinigungen benötigen als Eingangsgrößen Angaben über die Struktur des Windfelds.

Wie allgemein bei der Erforschung mesoskaliger Prozesse sind gerade beim Windfeld über der Stadt erhebliche experimentelle Anstrengungen zur Gewinnung brauchbarer Daten in der nötigen räumlichen und zeitlichen Dichte unter den verschiedenen äußeren Bedingungen nötig. Sie sind weltweit nur sehr sporadisch vorhanden.

### Literatur

- ALBRECHT, F.; GRUNOW, J.: Ein Beitrag zur Frage der vertikalen Luftzirkulation in der Großstadt. *Meteorol. Z.*, 52 (1935) S. 103–108.
- ANGELL, J. K.; PACK, D. H.; DICKSON, C. R.; HOECKER, W. H.: Urban influence on nighttime air flow estimated from tethered flights. *J. appl. Meteorol.* 10 (1971) S. 194–204.
- BARTELS, H., RUDOLF, B., SWANTES, H. J. u. VENTSCHMIDT, V.: Klima als Faktor der Regionalplanung. In: *Lufthygienisch-meteorologische Modelluntersuchung in der Region Untermain*. Abschlußbericht, Frankfurt a.M. 1977, S. 15–61
- BECKER, F.: Bioklimatische Reizstufen für eine Raumbewertung zur Erholung. *Forsch.- u. Sitz.-Ber. d. Akad. f. Raumforsch. u. Landesplanung Hannover* 76 (1972).
- BENESCH, W.; JURKSCH, G.: Die Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland im Hinblick auf die Nutzung der Windkraft. Teil 1, Binnenland. *Ber. Dt. Wetterd.* Nr. 147 (1978).
- BORNSTEIN, R. D.; LORENZEN, A.; JOHNSON, D.: Recent observations of urban effects on winds and temperatures in and around New York City. *Preprints Conf. Urban Environ., 2. Conf. Biometeorol., AMS* 1972, S. 28–33.
- GEORGII, H.-W.; BUSCH, E.; WEBER, E.: Untersuchung über die zeitliche und räumliche Verteilung der Immissionskonzentration des Kohlenmonoxids in Frankfurt am Main. *Ber. d. Inst. f. Meteorol. u. Geoph. d. Univ. Frankfurt/Main* Nr. 11 (1967).
- GERTIS, K.; WOLFSEHER, U.: Bodennahe Aerodynamik. *Ges.-Ing.* 99 (1978) S. 259–274 u. 321–332.
- HÖSCHELE, K.: Ein Modell zur Bestimmung des Einflusses der klimatischen Bedingungen auf das thermische Befinden des Menschen. *Arch. Meteorol. Geoph. Biokl., Ser. B* 18 (1970) S. 83–99.
- IRWIN, J. S.: A theoretical variation of the wind profile power-law exponent as a function of surface roughness and stability. *Atm. Environment* 13 (1979) S. 191–194.
- JENDRITZKY, G.; SÖNNING, W.; SWANTES, H. J.: Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell"). *Beitr. Akad. f. Raumforsch. u. Landesplanung* 28 (1979).
- LEE, D. O.: The influence of atmospheric stability and the urban heat island on urban-rural wind speed differences. *Atm. Environment* 13 (1979) S. 1175–1180.
- LEISEN, P.: Windkanaluntersuchungen zur Simulation von Immissionssituationen in verkehrsreichen Straßenschluchten; in: *Abgasimmissionsbelastung durch den Kraftfahrzeugverkehr*, TÜV Rheinland, Köln 1978, S. 223–247.
- MANIER, G.; BENESCH, W.: Häufigkeitsverteilung der Windgeschwindigkeit bis 250 m Höhe für die Bundesrepublik Deutschland. *Meteorol. Rdsch.* 30 (1977) S. 144–152.
- MUNN, R. E.: Airflow in urban areas; in: *Urban Climates*, WMO Techn. Note Nr. 108 (1970) S. 15–39.
- MYRUP, L. O.; MORGAN, D. L.: Numerical model of the urban atmosphere. Vol. 1; *The city-surface interface*. Contributions in *Atm. Science* Nr. 4, Univ. of California, Davis 1972.
- OKE, T. R.: Evapotranspiration in urban areas and its implications for the urban climate planning. *Preprints CIB-Congress*, Stockholm 1972.
- OKE, T. R.: City size and the urban heat island. *Atm. Environment* 7 (1973) S. 769–779.
- OKE, T. R.: Review of urban climatology 1968–1973. WMO Techn. Note Nr. 134 (1974).
- SHREFFLER, J. H.: Detection of centripetal heat island circulations from tower data in St. Louis. *Boundary Layer Meteorol.* 15 (1978) S. 229–242.
- WONG, K. K.; DIRKS, R. A.: Mesoscale perturbations on airflow in the urban mixing layer. *J. appl. Meteorol.*, 17 (1978) S. 677–688.

### 50 Jahre Meteorologisches Institut der Universität Karlsruhe\*)

Durch einen Erlaß des Ministers für Kultus und Unterricht ist im Jahre 1929 das Meteorologische Institut der Technischen Hochschule gegründet worden, was uns Anlaß gibt, an dieses Ereignis vor 50 Jahren zu erinnern. 50 Jahre sind im Vergleich zum Alter anderer Einrichtungen keine lange Zeitspanne, dennoch ist es lohnend und verpflichtend zugleich, einen solchen Tag zu nutzen, um auf die Leistungen und Bemühungen der Personen hinzuweisen, die im Laufe der Jahre die Voraussetzungen für den heutigen Stand sowohl der wissenschaftlichen Kenntnisse als auch der äußeren Rahmenbedingungen eines Instituts geschaffen haben.

Wie in vielen ehemaligen Residenzstädten ist auch das Meteorologische Institut in Karlsruhe aus der Verbindung zwischen Landeswetterwarte, die in Baden bereits 1868 gegründet worden war, und der Hochschule entstanden. Obwohl sich die Pflege der Meteorologie und Klimatologie in Baden auf eine lange Tradition berufen konnte, war der erwähnte Erlaß, der zur Gründung des Instituts führte, keine Selbstverständlichkeit, sondern das Ergebnis langer und zäher Bemühungen seines Gründers ALBERT PEPLER (siehe Abb. 1). Auch an der Hochschule Karlsruhe mußte sich die Meteorologie ähnlich wie an anderen Universitäten – und wie viele andere naturwissenschaftliche Disziplinen vorher – ihre Förderung durch eine langfristige Forschung an Hochschulen mühsam erkämpfen.

Dabei waren die Randbedingungen im Lande Baden für die Meteorologie besonders günstig anzusehen, denn nur selten waren andernorts so viele vorbereitende Bemühungen im Gange. Ich möchte nur zwei bekannte Vorläufer erwähnen.

1778, also bereits vor der Einrichtung der ersten weltweiten meteorologischen Mannheimer Gesellschaft, der Societas Meteorologica Palatina, hatte der Karlsruher Physikprofessor J. L. BÖCKMANN eine Badische Witterungsanstalt gegründet, die sich zur



Abb. 1: Prof. Dr. ALBERT PEPLER, von 1929 bis 1942 Leiter des Instituts.

Aufgabe gestellt hatte, in einem Netz von einheitlich ausgerüsteten Stationen und nach fest vereinbarten Anleitungen meteorologische Beobachtungen in Baden durchzuführen. Aus finanziellen Gründen mußten die Bemühungen jedoch wieder aufgegeben werden. Später, vom Jahr 1822 an, wurden vom Physikprofessor F. WUCHERER am Karlsruher Polytechnikum mehrjährige meteorologische Beobachtungen durchgeführt.

Schließlich hat die Meteorologie in Karlsruhe auch dem Gründungsmitglied der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, MAX HONSELL, dem späteren badischen Finanzminister, viele Impulse zu verdanken.

Das Karlsruher Meteorologische Institut gehört neben den Instituten in Berlin, Hamburg, Leipzig, München, Frankfurt und Darmstadt zu den ältesten deutschen Instituten. Bei der Gründung einiger dieser Institute hat vor allem die Notwendigkeit der intensiveren Erforschung der Atmosphäre infolge des aufkommenden Flugverkehrs Pate gestanden.

Der erste Leiter des Instituts, ALBERT PEPLER, war in Personalunion Leiter des Hochschulinstituts und der

Landeswetterwarte Baden. Außer dem Leiter des Instituts, der ordentlicher Honorarprofessor war, stand dem Institut noch eine Hilfsassistentenstelle zur Verfügung. Untergebracht war das Institut in einem Gebäude der Durlacher Allee 56, in dem sich auch die Landeswetterwarte befand.

Wissenschaftlich stand in den Anfangszeiten die Erforschung der höheren Atmosphärenschicht mit Hilfe von Fesselballons, Registrierballons und Drachen im Vordergrund (siehe Abb. 2). Auch die damaligen Registrierballonfahrten, die bis in Höhen von 20 km vordrangen, wurden bereits in



Abb. 2: Das Beobachtungsdach der Landeswetterwarte Baden.

einem international abgestimmten Forschungsprogramm durchgeführt. Man muß sich vergegenwärtigen, daß damals noch keine Kenntnisse über die Strahlströmung in der Höhe der Tropopause (ca. 10 km) vorlagen, die bei interkontinentalen Flügen aufzufinden jedes Flugzeug heute bemüht ist, wenn es von West nach Ost fliegt oder zu vermeiden sucht, wenn

\*) Vorrede zum Festkolloquium der Fakultät für Physik am 9.11.1979 anlässlich des 50jährigen Bestehens des Instituts.

es den Weg in umgekehrter Richtung nimmt. Mit einem Thema dieses Forschungsgebiets hatte sich PEPLER bereits 1912 habilitiert. Das Thema lautete "Aerologische Studien über Zyklogen und Antizyklogen".

Ein weiteres Forschungsgebiet am Institut unter ALBERT PEPLER, das breiten Raum in seinen Arbeiten einnahm, und in seiner Tätigkeit an der Landeswetterwarte begründet lag, bildeten Arbeiten über die meteorologischen und klimatologischen Bedingungen im Lande Baden. Es waren vor allem Arbeiten über das atmosphärische Strahlungsklima der Rheinebene und des Schwarzwaldes.

1933 wurde die Badische Landeswetterwarte aufgelöst und in den Reichswetterdienst überführt. ALBERT PEPLER hat darauf verzichtet, in den Reichswetterdienst übernommen zu werden, sondern zog es vor, — wenn auch mit verkleinertem Potential an personellen und instrumentellen Hilfsmitteln — an der Hochschule zu bleiben und sich lehrend und forschend zu betätigen. ALBERT PEPLER leitete das Institut dann im Gebäude des Botanischen Instituts bis zu seinem Tode im Jahr 1942.

Man kann diese Zeit schwerpunktmäßig unter dem Gesichtspunkt der Erforschung der Phänomenologie der Meteorologie ansehen. PEPLER hat selbst einmal wegen des Mangels an Forschungstätigkeit an Hochschulen im Fall Meteorologie 1926 beklagt, daß sich die Meteorologie erst etwa da befände, wo sich die Erdkunde zu Anfang der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts befand.

Bald nach dem Tode von ALBERT PEPLER wurde im Jahre 1943 MAX DIEM mit der Leitung des Meteorologischen Instituts und mit der Vertretung des Faches Meteorologie in der Naturwissenschaftlichen Fakultät beauftragt.

Nach dem Kriege war den Umständen gemäß außer einem Bibliotheksbestand nicht mehr viel vom Inventar übrig. So hat notgedrungen die Organisation des Wiederaufbaus einen beträchtlichen Anteil der Institutsarbeit eingenommen. Der Anfang wurde in Gebäuden der Westhochschule gemacht, bis das Institut im Jahre 1967 in das oberste Geschoß des dreizehnstöckigen Physikhochhauses einziehen konnte.

Die ersten 25 Jahre nach dem Krieg stellen in der Meteorologie eine Phase dar, in der die Einzelprozesse in der Atmosphäre intensiv untersucht wurden. Aus der Zeit des Meteorologischen Instituts Karlsruhe unter MAX DIEM fallen folgende Hauptforschungsgebiete auf:

Auf dem Gebiet der experimentellen Wolkenphysik wurden bahnbrechende Ergebnisse über Wolkentropfen- und Regentropfenspektren erzielt, die heute zum Allgemeingut der Lehrbücher über Wolkenphysik zählen. Insbesondere die Entwicklung der erforderlichen Meßmethoden hat den Wissensstand vorangebracht. Die Verfolgung dieses Forschungsgebiets brachte es mit sich, die Effekte unter unterschiedlichen natürlichen Bedingungen in verschiedenen Kontinenten bzw. geographischen Breiten zu erfassen.

Ebenso wie unter PEPLER hat sich auch unter MAX DIEM das Institut der Erforschung der meteorologischen und klimatologischen Bedingungen im engeren Raum um Karlsruhe verpflichtet gefühlt. So hat es nach dem Krieg zwar nicht formal, aber doch in der praktischen Arbeit, eine gewisse Tradition aus Forschung und Lehre einerseits und der Anwendung der wissenschaftlichen Erkenntnisse auf in der Praxis auftretende Probleme im badischen Raum weitergeführt, wie sie zu Beginn des Instituts aus der Symbiose von Hochschulinstitut und Landeswetterwarte automatisch vorgegeben war.

Es ist auf unterschiedlichen Gebieten gelungen, die meteorologischen Kenntnisse bei der Lösung technischer Probleme zum Nutzen des Landes einzusetzen. Der gesamte Bereich der Erforschung des Lebensraums des Menschen, ob es sich um die Ausbreitung von Staub oder Abgasen, um die Wind- und Temperaturschichtung in der Rheinebene handelte, gehörte zum Arbeitsfeld der hier tätigen Meteorologen. Mit dem Anstieg der lösbaren Aufgaben ging auch ein stetes Anwachsen des Personalbestands einher, woraus die Wertschätzung der Arbeit des Instituts abgelesen werden kann, die geleistet wurde. Die Phase der Erfassung meteorologischer Einzelprozesse kann zwar heute noch nicht auf allen Gebieten als abgeschlossen gelten, aber die Hauptaufgabe der nächsten Zukunft wird es sein, das Mosaik von Einzelprozessen zu Atmosphärenmodellen für verschiedene Anwendungsbereiche zusammenzufassen, in denen nichtlineare Rückkopplungsvorgänge möglichst naturgetreu nachvollzogen werden können.

Das Karlsruher Meteorologische Institut hat in seiner 50jährigen Geschichte Arbeiten hervorgebracht, die einerseits eine Vermehrung meteorologischer Kenntnisse und Gesetzmäßigkeiten und andererseits großen Nutzen für das Land, in dem es sich befindet, gebracht hat.

Am Ende dieser kurzen Ausführungen soll auch der aufrichtige Dank zum Ausdruck gebracht werden an den Emeritus, Herrn Prof. MAX DIEM, für die unermüdliche Mühe und Arbeit, die er zum Wohle des Faches Meteorologie an dieser Hochschule geleistet hat, sowie an alle, die innerhalb und außerhalb der Universität in den letzten Jahren dem Meteorologischen Institut ihre Unterstützung haben zukommen lassen, damit es seine Aufgaben in Forschung und Lehre zum Nutzen der Öffentlichkeit hat durchführen können.

F. FIEDLER, Karlsruhe

---

## Aus dem Geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr

---

### Der Schallknall und Möglichkeiten einer meteorologischen Beratung

#### I Das Beratungsproblem

Mit der Entwicklung der Luftfahrttechnik rückte vor etwa 25 Jahren der

Zeitpunkt heran, zu dem die sogenannte "Schallmauer" von leistungsfähigen Militärflugzeugen "durchbro-

chen" werden konnte. Der dabei entstehende "Schallknall" ist seitdem ein nichtgewolltes Ärgernis, dessen Existenz in Anbetracht der Erfordernisse des militärischen Einsatztrainings hin- genommen werden muß. Die Häufig-

keit seines Auftretens und seine Intensität lassen sich aber durch Beachtung meteorologischer Empfehlungen verringern.

## 2 Der Schallknall – eine Stoßwelle

Physikalisch gesehen wird der Schallknall durch eine "Stoßwelle" erzeugt. Als Stoßwellen bezeichnet man in der Aerodynamik Unstetigkeitsflächen, auf denen die Normalkomponente  $v_N$  der Strömungsgeschwindigkeit einen Sprung erleidet, während die Tangentialkomponente  $v_T$  konstant bleibt. Dabei erfolgt der Sprung der Normalkomponente der Strömungsgeschwindigkeit immer in derselben Richtung. Bezeichnet man mit  $v_{N1}$  die Normalkomponente vor der Stoßwelle – das ist der Bereich, aus dem die Strömung kommt – und mit  $v_{N2}$  diejenige hinter der Stoßwelle, so gilt immer

$$v_{N1} > v_{N2} \quad [1]$$

Ferner sind immer folgende Beziehungen zwischen  $v_{N1}$ ,  $v_{N2}$  und den Schallgeschwindigkeiten  $c_1$ ,  $c_2$  vor und hinter der Stoßwelle erfüllt:

$$v_{N1} > c_1 \quad v_{N2} < c_2 \quad [2]$$

Stoßwellen haben also die Eigenschaft, die Normalkomponente der Strömung auf die Stoßwelle vom Überschall- in den Unterschallbereich zu überführen.

Die beim Überschallflug erzeugten Stoßwellen breiten sich auf einer Kegelfläche aus, wobei der halbe Öffnungswinkel  $\mu$  des zugehörigen Kegels durch das Verhältnis von Schallgeschwindigkeit  $c$  zu Flugzeuggeschwindigkeit  $v$  relativ zur Luft bestimmt wird:

$$\sin \mu = \frac{c}{v} = \frac{1}{M}$$

Das Verhältnis  $v : c$  heißt "Machzahl"  $M$ .

$\mu$  ist der zugehörige "Mach'sche Winkel". Der durch ihn definierte Kegel heißt "Mach'scher Kegel".

Bei Passage der Stoßwelle kommt es zu einem rapiden Druckanstieg ( $\Delta p$ ), gefolgt von einem langsameren Druckabfall unter den ungestörten Druckwert. Über einen zweiten Drucksprung kommt es dann zur Angleichung an den Ausgangswert vor Durchgang der Stoßwelle (Abb. 1). Es handelt sich also beim Schallknall um den Durchgang zweier Stoßwellen (Verdichtungsstös-

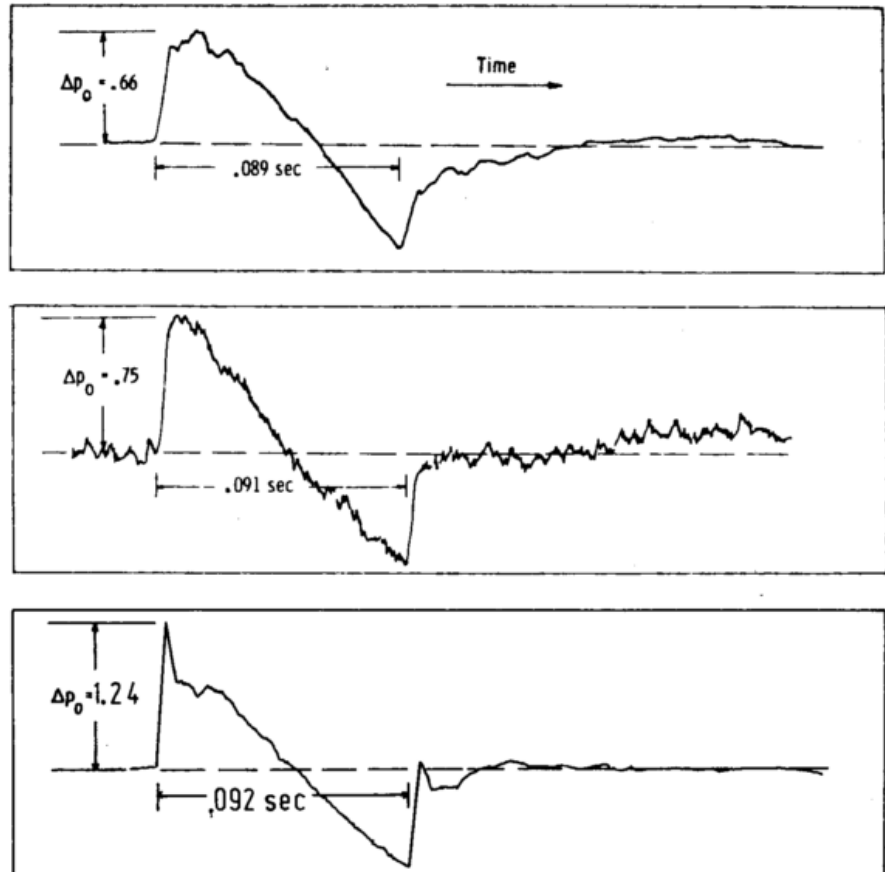


Abb. 1: Typische Profile der N-Welle, gemessen mit dicht beieinander liegenden Mikrofonen ( $\Delta p_0$  = Druckanstieg am Boden in pound per square foot). (Aus NASA TR R-198)

se), wobei die erste als Kopf- und die zweite als Heckwelle bezeichnet wird. Zusammengefaßt spricht man von einer "N-Welle". Das Profil der N-Welle stellt sich erst im Abstand von einigen Flugzeuglängen ein (sog. "Fernfeld"). Im "Nahfeld" sind dagegen neben Kopf- und Heckwelle meist noch weitere Verdichtungsstöße geringerer Intensität vorhanden (ausgehend von der Pilotenkanzel, den Tragflächen usw.), von denen dann im Fernfeld ein Teil in die Kopfwelle, ein anderer Teil in die Heckwelle mündet.

Gebräuchliche Maßzahlen zur Beschreibung der N-Welle sind der Drucksprung an der Kopfwelle, die Steilheit des Drucksprungs und die Wellenlänge.

### Drucksprung $\Delta p$ :

Die Angabe erfolgt in psf (pound per square foot).  $1 \text{ psf} \approx 50 \text{ N/m}^2 \hat{=} 5 \text{ kg/m}^2$  unter Schwerebedingungen ( $1 \text{ mbar} = 10^2 \text{ N/m}^2$ ;  $N = \text{Newton}$ ).

### Steilheit des Drucksprungs:

Gemessen wird die Steigzeit; sie liegt in der Größenordnung Millisekunden.

### Wellenlänge $L$ :

Sie wird durch die Zeitdifferenz  $\Delta t$  zwischen der Passage von Kopf- und Heckwelle charakterisiert.  $\Delta t$  liegt in der Größenordnung von 0,1–0,2 Sekunden. Für die Abschätzung von Resonanzproblemen an Gebäudestrukturen ist der Wert  $(\Delta t)^{-1}$  als mögliche Anregungsfrequenz wichtig.

### Auswirkung des Schallknalls

Der Drucksprung wird als Knall wahrgenommen.

Die Belästigungsgrenze liegt bei etwa 1 psf, wobei sehr steile Drucksprünge als unangenehmer empfunden werden als weniger steile. Wegen der geringen Zeitdifferenz zwischen der Passage von Kopf- und Heckwelle ist meist nur ein Knall zu hören.

$\Delta p$ [psf]	Wirkung
0,1– 0,3	kaum hörbare, entfernte Explosion
> 0,3– 1,0	Entfernte Explosion oder Donner
> 1,0– 3,0	Naher Donner, Schäden an Fensterscheiben möglich
> 3,0–10,0	Schäden an großen Fensterscheiben wahrscheinlich, leichte Verputzschäden
> 10,0	Auch stärkeres Glas kann Bruch erleiden, stärkere Verputzschäden

### 3 Einfluß geometrischer Faktoren auf die Intensität der den Boden erreichenden Stoßwelle

Von überragender Bedeutung für die Stärke des Drucksprungs ist die *Flughöhe*. In der Bundeswehr wird diesem Umstand dadurch Rechnung getragen, daß Überschallflüge nur in großen Höhen durchgeführt werden dürfen: Die zu erwartenden Drucksprünge liegen unter diesen Umständen im Bereich der Belästigungsgrenze von 1 psf. Im Vergleich zu im Tiefflug durchgeführten Überschallflügen kann sich eine Verringerung von  $\Delta p$  um den Faktor 100 ergeben.

Die größten Drucksprünge sind im allgemeinen direkt unter der Flugstrecke anzutreffen. Mit zunehmender seitlicher Entfernung nimmt ihre Intensität ab.

Die Abhängigkeit der Stärke des Drucksprungs von der *Machzahl* äußert sich in einer nur geringen Zunahme zu höheren Machzahlen hin.

Die Hörbarkeitszone des Schallknalls beiderseits der Flugstrecke vergrößert sich mit zunehmender Flughöhe und Machzahl.

Von großer Bedeutung für die Intensität des Schallknalls sind während des Überschallfluges durchgeführte *Flugmanöver*. Richtungs- und Geschwindigkeitsänderungen beim Überschallflug bewirken Veränderungen in der Orientierung und im Öffnungswinkel des Mach'schen Kegels. Da die Ausbreitung der Stoßwellen in erster Näherung in Richtung der Flächennormalen mit der lokalen Schallgeschwindigkeit erfolgt, ergeben sich als Folge von Flugmanövern verschiedene Ausbreitungsrichtungen und Laufzeiten bis zum Erdboden. Dort, wo von verschie-

denen Punkten der Flugbahn ausgehende Stoßwellen gleichzeitig eintreffen (Fokussierung), kommt es zum sogenannten "Superknall", bei nicht gleichzeitigem Eintreffen zu mehreren Knallen. Verstärkungen des Drucksprungs bis um den Faktor 4 sind nicht ungewöhnlich. Die Fokussierungszonen sind im allgemeinen eng begrenzt. Sind der Flugplan und die atmosphärischen Bedingungen bekannt, so können sie bis auf wenige Kilometer vorhergesagt werden.

Fokussierend wirken:  
Positive Beschleunigung  
Kurvenflug  
Verringerung des Steigwinkels oder Übergang zum Sinkflug

Defokussierend wirken:  
Negative Beschleunigung (Abbremsung)  
Hochziehen.

### 4 Atmosphärische Einflüsse auf die Stoßwellenausbreitung

Wichtigste atmosphärische Parameter für die Stoßwellenausbreitung sind die *Temperatur* und der *Wind* und zwar vornehmlich ihre vertikalen Gradienten.

In Bezug auf den Temperatureinfluß gilt, daß die Schallgeschwindigkeit  $c$  nur von der absoluten Temperatur  $T$  abhängig ist:  $c \sim \sqrt{T}$ . Je höher also die Temperatur, desto höher ist die Schallgeschwindigkeit; bei gegebener Fluggeschwindigkeit  $v$  ist die zugehörige Machzahl von der Temperatur abhängig:  $M = v/c(T)$ .

In der Standardatmosphäre gelten folgende Werte:

Boden: 288 K  $\rightarrow c_{\text{Boden}} = 340 \text{ m s}^{-1}$  (661 kn)

Tropopause: 217 K  $\rightarrow c_{\text{Tropo}} = 295 \text{ m s}^{-1}$  (573 kn)

Fliegt man demzufolge im Tropopausenniveau mit einer Geschwindigkeit  $v = c_{\text{Boden}}$ , so entspricht dies einer Machzahl von  $M = 1,15$ . Das ist unter den gegebenen Bedingungen die Machzahl, bei der die Stoßwelle gerade noch den Boden erreicht. Bei kleinerer Fluggeschwindigkeit erreicht die Stoßwelle den Boden nicht mehr, da dann relativ zu  $c_{\text{Boden}}$  die Fluggeschwindigkeit bei  $M < 1$  liegt.

$M = 1,15$  ist im angegebenen Beispiel die "Cut-Off-Machzahl"  $M_{\text{co}}$ .

Um den Temperatureinfluß der Normalatmosphäre wettzumachen, wäre im Tropopausenniveau bei Windstil-

le am Boden ein Rückenwind von  $45 \text{ m s}^{-1} = 88 \text{ kn}$  ( $c_{\text{Boden}} - c_{\text{Tropo}}$ ) nötig. Dann nämlich würde ein Flug mit Mach 1 im Tropopausenniveau in Bezug auf den Boden ebenfalls mit Mach 1 durchgeführt. Allgemein gilt:

Mit der Höhe zunehmender Gegenwind erhöht  $M_{\text{co}}$ , mit der Höhe zunehmender Rückenwind verringert  $M_{\text{co}}$ .

Zur Abschätzung von  $M_{\text{co}}$  kann man folgende Formel benutzen:

$$M_{\text{co}} = \frac{(c_{\text{Boden}} + u_{\text{Boden}}) - u_{\text{Flugniveau}}}{c_{\text{Flugniveau}}}$$

Windkomponente  $u$  in Flugrichtung:  
pos. bei Rückenwind  
neg. bei Gegenwind.

Die angegebene Formel für die Berechnung der  $M_{\text{co}}$  gilt nur für den Horizontalflug.

Steigflug erhöht die  $M_{\text{co}}$ ,  
Sinkflug verringert sie.

Über die Berechnung der  $M_{\text{co}}$  kann man entscheiden, ob bei vorgegebenen Flugparametern im Überschallflug ausgelöste Stoßwellen den Boden erreichen. Liegt die Fluggeschwindigkeit oberhalb der  $M_{\text{co}}$ , so ist das der Fall. Die Frage, um die es dann bei einer "meteorologischen Beratung" geht, ist die, ob die atmosphärischen Bedingungen für eine überdurchschnittliche Abschwächung der Stoßwellen auf ihrem Ausbreitungsweg sprechen oder nicht. Die Untersuchung dieser Frage würde sich nicht lohnen, lägen die beim derzeitigen militärischen Übungsbetrieb auftretenden Drucksprünge deutlich oberhalb der Belästigungsgrenze von 1 psf. Da sie aber zufällig genau in den Bereich der Belästigungsgrenze fallen, läßt eine gezielte meteorologische Beratung eine gewisse Verringerung der Lärmbelästigung durch Überschallflüge erwarten.

Wirkung von Inversionen und Windscherungen zwischen Flugniveau und Boden

Inversionen und Windmaxima bzw. starke Windscherungen bewirken wegen ihrer meist uneinheitlichen Struktur Verzerrungen der Stoßwelle auf relativ engem Raum. Dadurch wird die Ausbreitungsfläche der Stoßwellen vergrößert, was eine Verringerung des Drucksprungs bewirkt. Eine zusätzliche Abschwächung kann auch dadurch eintreten, daß die recht scharf gefaßten Grenzflächenbedingungen [1], [2], die an einer Stoßwelle erfüllt sein müssen (das gilt auch für die notwendige Steilheit des Drucksprungs), in

einem sehr inhomogenen Ausbreitungsmedium nicht mehr überall gleich gut erfüllt sind.

Sind starke Windscherungen und Inversionen nur in Bodennähe zu finden, so ist wegen der Inhomogenität der Ausbreitungsbedingungen eine lokale Fokussierung und damit Verstärkung des Drucksprungs nicht auszuschließen. Ein günstiger Einfluß geht von ihnen daher wegen des noch langen Ausbreitungsweges nur in der mittleren und oberen Troposphäre aus.

#### Turbulenz

Testflüge zeigen, daß bodennahe Turbulenz keine Abnahme, eher eine Zunahme des Drucksprungs  $\Delta p$  bewirkt. Insgesamt ist die Streuung der  $\Delta p$ -Werte größer, was sich vor allem bei den Maximalwerten negativ auswirkt. In Abbildung 1 schwankt  $\Delta p_0$  – als Folge der Turbulenz – zwischen 0,66 und 1,24 psf.

Im Bereich der Machzahl 1 ist der (theoretisch) berechnete Mach'sche Winkel sehr variabel:

$$\mu = 90^\circ \rightarrow M = 1, \quad \mu = 79^\circ \rightarrow M = 1,02$$

Flüge im Bereich der Cut-Off-Machzahl bergen deshalb die Gefahr lokaler Fokussierungseffekte in sich. Dies umso mehr, wenn die bodennahe Luftschicht stark turbulent ist.

#### Wolken

Eine der Bedingungen, die an Stoßwellen erfüllt sein müssen, sagt aus, daß beim Durchgang eines Gases durch eine Stoßwelle dessen Entropie zunimmt. Es finden also irreversible Prozesse statt, die zu einer Energie-dissipation führen müssen.

Bei einem 2-Phasensystem Wasser-Luft müßte der Effekt der irreversiblen Prozesse verstärkt werden. Wegen der unterschiedlichen thermodynamischen Eigenschaften der Komponenten des 2-Phasensystems werden deren Temperaturänderungen beim Durchgang durch eine Stoßwelle im allgemeinen verschieden sein. Der dabei zwischen ihnen einsetzende Wärmeaustausch bewirkt eine zusätzliche Absorption der Stoßwellenenergie.

#### 5 Zusammenstellung der meteorologischen Richtlinien für eine zukünftige Überschallflugberatung

- Berechnung der Cut-Off-Machzahl, in deren Bereich der überwiegende Teil des Fluges nicht durchgeführt werden sollte.
- Abschätzung der Wirkung von Inversionen, Windscherungen und Wolken nach einem im AWGeophys entwickelten Bewertungsverfahren

mit anschließender Klassifizierung der Überschallflugbedingungen.

- Gelangt man nicht zur Klassifizierung der Überschallflugbedingungen als "günstig", so sollte der Überschallflug bei sommerlichem Strahlungswetter mit Temperaturen  $\geq 28^\circ\text{C}$ , sowie bei bodennahen Inversionen und Windmaxima unterbleiben (größere Gefahr zufälliger Fokussierungseffekte).
- Bei sommerlichen Schönwetterlagen mit einem auch in der Höhe vorhandenen Hochdruckgebiet liegt tagsüber die minimale  $M_{\text{CO}}$  (Flugrichtung und Windrichtung stimmen in etwa überein) wegen des geringen Windeinflusses besonders hoch:  $M_{\text{CO}} \approx 1,2 M$ . Es ist dann zu überlegen, ob das geplante Flugprogramm nicht mit Geschwindigkeiten  $< 1,2 M$  durchzuführen ist.

#### e) Überschallflugklimatologie

Am häufigsten ist nach den angegebenen Kriterien die Klassifikation der Überschallflugbedingungen als "günstig" im Winterhalbjahr zu erwarten. Deshalb sollte aus meteorologischer Sicht der Schwerpunkt der Überschallflugausbildung in diese Zeit gelegt werden.

J. ARCK, Traben-Trarbach

---

## Das interessante Luftbild

---

### Advektionsnebel in der Deutschen Bucht

Advektionsnebel durch Abkühlung feuchtwarmer Luft an einer kalten Oberfläche ist mit 4/5 aller Fälle der häufigste Nebeltyp über See. Im Bereich der Nord- und Ostsee tritt er besonders im Spätfrühling auf, wenn das Wasser im Vergleich zum Land noch kalt ist. Die Mächtigkeit der Nebelschicht variiert von weniger als einem bis zu mehreren hundert Metern.

Das Foto zeigt ein Beispiel für flachen Advektionsnebel, in den ein fahrendes Schiff eine Schneise schneidet, so daß dunkles Wasser sichtbar wird. Das Schiff ist die "Wappen von Hamburg", aufgenommen am 4. Juni 1978 gegen 10.00 Uhr GMT in der Nähe von Schahörn auf der Fahrt nach Helgoland.



Ursache dieses Nebels war eine nord-östliche Luftströmung am Südrand eines Hochs über Skandinavien, die bei wolkenlosem Himmel relativ warme Luft über das kalte Wasser der Deutschen Bucht führte. Außerhalb des Nebelgebietes an Landstationen hatte die Luft eine Temperatur von mehr als  $16^\circ\text{C}$ , im Laufe des Tages auf über

$22^\circ\text{C}$  steigend. Auf der "Wappen von Hamburg" wurde zum Aufnahmezeitpunkt oberhalb des Nebels  $21^\circ\text{C}$  gemessen, gegenüber einer Wassertemperatur von  $11,3^\circ\text{C}$  bei Feuerschiff "Elbe 1". Begünstigt durch die geringe Windgeschwindigkeit von weniger als 5 m/s, führte die Abkühlung der Luft an der Wasseroberfläche zu einer Temperaturinversion und zu der wenig mächtigen Nebelschicht. Helgoland und alle Feuerschiffe in der Deutschen Bucht meldeten am 6. Juni 1978 Nebel mit Sichtweiten von weniger als 100 m.

Auf dem Originalfoto sind an der Nebeloberseite leichte Aufwölbungen zu erkennen, ähnlich wie an der Oberseite einer Stratokumulusdecke. Diese Aufwölbungen deuten auf schwache Konvektion hin, die durch Labilisierung der oberen Schichten durch

Ausstrahlung gegen den wolkenlosen Himmel entsteht.

Durch Vergleich mit den Abmessungen des Schiffes ergibt sich, daß die Nebelschicht rund 6 m mächtig war. Die Nebelschneise entstand vermutlich durch Erwärmung der kalten bodennahen Luft aufgrund turbulenter Durchmischung mit der warmen Luft oberhalb der Inversion, hervorgerufen durch das fahrende Schiff. Hierauf deutet auch die Form der Schneise hin, die sich entsprechend der Wirbel hinter dem Schiff auf einer Länge von rund 200 m verbreiterte, dann jedoch eine feste Breite von rund 100 m beibehielt. Noch 500 m

hinter dem Schiff war die Schneise deutlich zu erkennen, um in größerer Entfernung wieder zu verschwinden. Aus der Fahrtgeschwindigkeit des Schiffes folgt, daß rund 1 min nötig war, um eine so dicke Luftschicht unter den Taupunkt abzukühlen, daß Nebel deutlich sichtbar wurde.

Die Fahrtrichtung des Schiffes (Kielwasser) bildete mit der Nebelschneise einen Winkel von etwa  $10^\circ$ , da der herrschende Wind den Nebel und damit die Schneise gleichmäßig nach SSW verlagerte, während die "Wappen von Hamburg" nach WNW fuhr. Diese Verlagerung ist ein Indiz dafür, daß die Schneise nicht verweht

wurde sondern wirklich durch die Bildung neuen Nebels verschwand.

Die Aufnahme erfolgte während eines Fluges zur Forschungsplattform "Nordsee" im Rahmen des BMFT-Forschungsvorhabens "Verifizierung von Satellitendaten (VESA)". Angaben über die "Wappen von Hamburg" stellte freundlicherweise die HADAG zur Verfügung.

P. KÖPKE, Hamburg

(Luftbild freigegeben durch Luftamt Hamburg, lfd. Nr. 1784/79)

## Wichtige Neuerscheinungen

DOLEZALEK, H.; REITER, R. (Ed.)  
Electric processes in atmospheres. Proceedings of the 5. Internat. Conference on Atmospheric Electricity held at Garmisch-Partenkirchen (Germany), 2-7 September 1974.  
Darmstadt: Steinkopf 1977. XVIII, 865 S. DM 350,-

ANTHES, R.A.; PANOFKY, H.A.; CAHIR, J.J.; RANGO, A.  
The atmosphere. 2. ed.  
Columbus/ OH: Charles E. Merrill Publ. Comp.; A Bell & Howell Comp. 1978. XIII, 442 S. 20 S. Bildtaf. DM 108,-.

BENESCH, W.; DUENSING, G.; JURKSCH, G.; ZÖLLNER, R.  
Die Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland im Hinblick auf die Nutzung der Windkraft.  
Ber. d. Dt. Wetterd. Nr. 147 (1979). 32 S. Text, 28 S. Tab., 70 S. Abb., 7 Kt. DM 30,-.

Meteorological Office, Bracknell  
A course in elementary meteorology. 2nd ed.  
London: H.M. Stationery Office 1978. XII, 208 S., 16 Bildtaf. £ 4.95.

RIEHL, H.  
Introduction to the atmosphere. 3. ed.  
New York: McGraw-Hill 1978. XVII, 410 S. DM 55,-.

BACH, W.; PANKRATH, J.; KELLOG, W. (Ed.)  
Man's impact on climate. Proceedings of an International Conference held in Berlin June 14-16, 1978.  
Amsterdam u.a.: Elsevier Scientific Publ. Comp. 1979. XXIII, 327 S. DM 137,-.

BOLIN, B.; DEGENS, E.T.; KEMPE, S.; KETNER, P. (Ed.)  
The global carbon cycle.  
Chichester u.a.: J. Wiley & Sons 1979. XXXV, 491 S. (= Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE) Rep. 13). DM 97,-.

CHIRKOV, Y.I.; LOMAS, J.; PRIMAULT, B.; SEEMANN, J.  
Agrometeorology.  
Berlin u.a.: Springer-Verlag 1979. VIII, 327 S. DM 98,-.

Deutscher Wetterdienst  
Das Welt-Klima-Programm. Eine Dokumentation internationaler und nationaler Aktivitäten.  
Offenbach a.M. 1979. 98 S. DM 10,-.

FRANZ, H.  
Ökologie der Hochgebirge.  
Stuttgart: Ulmer 1979. 495 S. DM 118,-.

LILJEQUIST, G.H.; CEHAK, K.  
Allgemeine Meteorologie. 2., verb. u. erw. Aufl.  
Braunschweig: Vieweg 1979. XI, 385 S., 16 S. Bildtaf. (Autoris. Übers. aus d. Schwed. u. Bearb. von Konrad Cehak.) DM 108,-.

McCORMAC, B.M.; SELIGA, Th.A. (Ed.)  
Solar-terrestrial influences on weather and climate. Proceedings of a Symposium/Workshop held at the Fawcett Center for Tomorrow, The Ohio State University, Columbus, Ohio, 24-28 August 1978.  
Dordrecht u.a.: D. Reidel Publ. Co. 1979. XIII, 346 S. Dfl. 45,-

STEWART, R.W.  
The atmospheric boundary layer.  
Geneva: WMO 1979. IX, 44 S. (= WMO-No. 523). Sw.Fr. 20,00.

World Meteorological Organization  
Proceedings of the World Climate Conference. A conference of experts on climate and mankind (Geneva, 12 to 23 Febr. 1979).  
Geneva: WMO 1979. XII, 791 S. (= WMO-No. 537). Sw.Fr. 40,00.

VAN EIMERN, J.; HÄCKEL, H.  
Wetter- und Klimakunde für Landwirte, Gärtner, Winzer und Landschaftspfleger. Ein Lehrbuch für Agrarmeteorologie. 3. Aufl. Stuttgart: Ulmer 1979. 269 S. DM 58,-.

## Hinweise auf Tagungen

### Symposium aus Anlaß der 200. Wiederkehr der Gründung der Societas Meteorologica Palatina

Einladung und Aufforderung zur Anmeldung von Vorträgen oder Postern

Das Symposium findet vom 13.–15. Oktober 1980 in Mannheim, der früheren Zentrale der Societas Meteorologica Palatina, statt.

Als **Tagungsthemen** sind vorgesehen:

1. Meteorologische Meßnetze  
(Repräsentanz von Messungen, Methoden der Dimensionierung, Optimale Netzdichte für die verschiedenen meteorologischen Parameter, Homogenität, Inter- und Extrapolationsprobleme, Entwicklungstrends u.a.)
2. Meso-Skale-Meteorologie (Phänomene, Modelle)

**Vortragsanmeldungen** mit einer Zusammenfassung (1/3–1/2 DIN-A4-Seite) werden bis zum

**20. Mai 1980**

erbeten an den

Vorsitzenden des wiss. Programmausschusses S.M.P. 200  
Herrn Prof. Dr. F. Wippermann  
Institut f. Meteorologie der  
T.H. Darmstadt  
Karolinenplatz  
6100 Darmstadt

Über die Annahme des Vortrages wird bis Mitte Juni 1980 entschieden. Im Falle der Annahme ist für den Tagungsbericht eine erweiterte Zusammenfassung (maximal 4 Seiten) bis zum

**15. August 1980**

abzuliefern. Hierzu werden besondere Vordrucke verteilt.

Das Symposium wird vom **Zweigverein Frankfurt der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V.** ausgerichtet.

**Vorläufige Anmeldungen (bis 01. März 1980)** zur Teilnahme am Symposium sind zu richten an den Leiter des Organisationsausschusses

Dipl.-Met. A. Cappel  
Wetterdienstschule  
Villenstraße 15  
6730 Neustadt/Weinstr.

**Manuskriptsendungen** werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst  
Hauptschriftleitung "promet"  
Frankfurter Straße 135  
6050 Offenbach a. M.

## XVI. Internationaler Kongreß für Alpine Meteorologie

Vom 22. bis 27. September 1980 findet in Aix-Les-Bains (Frankreich) der XVI. Internationale Kongreß für Alpine Meteorologie statt. Mit der Vorbereitung und Durchführung wurden die "Direction de la Météorologie du Ministère de Transport" und die "Société Météorologique de France" beauftragt. Prof. Guy DADY, Ingénieur Général de la Météorologie, wird die wissenschaftliche Leitung der Tagung übernehmen.

Der Kongreß wird folgende Themenschwerpunkte haben:

- Synoptische Meteorologie im Gebirge
- örtliche atmosphärische Strukturen und Umweltverschmutzung
- orographische Regenmessung
- Schneemessung, Eisverhältnisse
- Strahlung im Gebirge
- aeronautische Probleme im Gebirge
- Instrumente, Meß- und Beobachtungsnetze
- numerische Modelle für Analyse und Prognose

Anmeldungen und Anfragen sind zu richten an:

Direction de la Météorologie  
(Congrès de Météorologie Alpine)  
73–77, rue de Sèvres  
92106 Boulogne Billancourt Cedex

### Berichtigung für Heft 2/3'79:

Die Legende von Abb. 4.14 auf S. 36 muß lauten:

[Aus MANABE und TERPSTRA (1974)]: Nordwärts gerichteter Transport sensibler Wärme durch stehende und wandernde Störungen, sowie Summe beider Anteile. Links: Modellrechnungen mit Gebirge, Mitte: Modellrechnungen ohne Gebirge, rechts: Beobachtungen.

### Anschriften der Autoren des Hauptthemas:

Prof. Dr. F. Fiedler  
Meteorologisches Institut der Universität (TH) Karlsruhe  
Postfach 6380  
7500 Karlsruhe 1

Prof. Dr. H. Kraus  
Meteorologisches Institut der Universität Bonn  
Auf dem Hügel 20  
5300 Bonn 1

Prof. Dr. E. Raschke  
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität Köln  
Albert-Magnus-Platz  
(Kerperner Str. 13)  
5000 Köln 41

Prof. Dr. K. Höschele  
Meteorologisches Institut der Universität (TH) Karlsruhe  
Postfach 6380  
7500 Karlsruhe 1