



Wilhelm Kuttler, Prof. Dr.  
Lehrstuhl Landschaftsökologie Universität Essen

**STADTKLIMA - STADTKLIMATISCHE GRUNDLAGEN ALS PLANUNGSHILFEN**

**Kurzfassung:**

Der Vortrag behandelt in Form eines Überblicks die Elemente des Stadtklimas. Nach deren Schilderung werden die bioklimatischen Auswirkungen des "heat-island" untersucht, und die Problematik der Umsetzung von klimatologischem Datenmaterial für Planungszwecke dargelegt. In Form einer Übersicht werden abschliessend Einschätzungs- und Bewertungsmöglichkeiten für die Stadtklimaprozesse diskutiert.

Ausgehend von einer Zusammenstellung der klimatischen Unterschiede zwischen Stadt und Umland werden nachfolgend Einzelprobleme des Stadtklimas behandelt.

Anschliessend wird die Änderung der städtischen Flächennutzung und des Motorfahrzeugbestandes untersucht und den Fragen nach dem Zusammenhang zwischen Einwohnerzahl und Wärmeinselintensität sowie der **anthropogenen Wärmeproduktion** städtisch bebauter Flächen nachgegangen.

Die **Wärmeinseln** der städtischen Baukörper unterliegen im Tages- und Jahresgang einem deutlichen Wechsel ihrer Intensität. Dass die baukörperbedingte Überwärmung auch positive Seiten hat, zeigt sich in der unterschiedlichen Anzahl an **Heizgradtagen** innerhalb eines Stadtgebietes: dichtbebaute Viertel weisen deutlich weniger Heizgradtage auf als mehr grünlandbestimmte, locker bebaute.

Im Vergleich zum Umland unterliegt die Lufttemperatur in der Stadt einer langsameren Veränderung. Das beruht

auf der grösseren Oberfläche des Stadtkörpers und der höheren Materialdichte, wodurch mehr eingestrahelte Energie in die vorhandene Bausubstanz abgeleitet wird. Baukörper und Vegetation beeinflussen sich wechselseitig in einem Stadtgebiet. Einerseits können **Grünflächen** und Bewuchs an Häusern die überwiegend als negativ empfundenen Einflüsse des Stadtklimas mildern, andererseits bestimmen die höheren Stadtemperaturen die phänologischen Phasen der Vegetation. Zwischen dem Auftreten des ersten und letzten Frostes können in Abhängigkeit von der Stadtgestaltung bis zu zwei Monate liegen. Verstärkte Konvektion, erhöhte Rauigkeit und ein grosses Angebot an Kondensationskernen sollen die Gründe für ein häufigeres Auftreten von Starkregen in Städten sein. Vorliegende Untersuchungen ausgewählter Orte machen wahrscheinlich, dass ein solcher Zusammenhang besteht. Dass der **Versiegelungsgrad** einen grossen Einfluss auf das abfliessende Regenwasser hat und damit indirekt auf die Verdunstung und den latenten Wärmestrom, zeigt für typische, bebaute und nicht bebaute Oberflächen eine Datenzusammenstellung. Das Problem der **Windüberströmung** und der Windverteilung in Städten wird allgemein und für den speziellen Fall austauschhemmender Wetterlagen erläutert:

Wichtig für die Planung sind genaue Analysen der Windverhältnisse eines Stadtgebietes in Abhängigkeit von der Wetterlage und der Windgeschwindigkeit. Bei Stahlungswetterlagen ist häufig zu beobachten, dass die bodennahen Strömungsverhältnisse von denen der darüberliegenden "freien" Atmosphäre abgekoppelt sind. Der städtische Überwärmungseffekt sorgt dafür, dass ein **stadteigenes Windsystem** aufgebaut wird, bei dem die überwärmten versiegelten Flächen der "thermische" Motor sind: Luft wird über dem Stadtgebiet zum Aufsteigen gezwungen; diese wird ersetzt

durch nachströmende Umlandluft, die dem Stadtkörper Abkühlung bringt. Die vorgenannten Faktoren sorgen in ihrer Gesamtheit für die Verteilung der Luftschadstoffe in einem Stadtgebiet. Für Planungsbelange wichtig ist die **Klimafunktionskarte**, in der die Ergebnisse von stadtklimatischen und lufthygienischen Untersuchungen eingetragen sind, die übersichtlich zeigen, von welchen Gegebenheiten bei zukünftigen Planungen ausgegangen werden muss.

## 1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Über die Hälfte der Einwohner in den traditionellen Industrieländern leben in Städten. Hochrechnungen zufolge wird der Prozess der Verstädterung anhalten; im Jahre 2000 werden nach Schätzungen der UNO etwa 50 % der Weltbevölkerung (ca. 6 Milliarden Menschen) in Städten leben. In den entwickelteren Ländern der Erde wird sich die Anzahl der Millionenstädte mit einem Anstieg von 83 (1970) auf 146 (2000) in etwa verdoppeln. Für die weniger entwickelten Länder ist sogar mit einer Vervierfachung der Millionenstädte von 77 (1970) auf 294 im Jahre 2000 zu rechnen (OKE 1986).

Die sich aus der Verstädterung ergebenden Veränderungen der Bodenoberflächen führen zu einer markanten Modifikation der klimatischen Prozesse, insbesondere innerhalb der bodennahen Luftschicht.

Zu den Einflussgrößen zählen die geographische Lage einer Stadt, die Topographie und Orographie, vorhandene unversiegelte Oberflächen und deren Pflanzenbestand, Wasserflächen, Bebauungsstruktur, Versiegelungsgrad und Landnutzung sowie die Art und Anzahl der bodennahen und bodenfernen Emittenten.

Während HOWARD (1833) seine stadtklimatischen Untersuchungen noch überwiegend auf Temperaturmessungen stützte, ist die Stadtklimatologie heutzutage aufgrund eines in den letzten beiden Jahrzehnten erheblich verfeinerten Mess- und Analyseinstrumentariums in der Lage, das differenzierte Verhalten der klimatologischen

Parameter sowohl in ihrem horizontalen als auch vertikalen Auftreten zu analysieren.

Der vorliegende Beitrag soll anhand einiger Beispiele einen Überblick über neuere Erkenntnisse in der Stadtklimatologie geben.

## 2. DIE STRUKTUR DER STÄDTISCHEN ATMOSPHERE

Eine Stadt zeichnet sich gegenüber dem Umland durch eine vergrößerte und physikalisch veränderte Oberfläche aus. Hieraus resultieren stark modifizierte **Strahlungs- und Energiemassenströme**.

Die Heterogenität der Stadtatmosphäre lässt sich hinsichtlich ihres vertikalen Aufbaus schematisch anhand von Abb. 1 gliedern:

Über dem **Umland** ist in der Regel von einer Zweigliederung der bodennahen Atmosphäre auszugehen.

Die als "Bodenhaut" zu bezeichnende PRANDTL-Schicht bzw. die RURAL CONSTANT-FLUX-LAYER (RCFL) erreicht von der Erdoberfläche aus eine maximale vertikale Ausdehnung von rund 100 m.

Die darüber liegende RURAL MIXED LAYER (RML) erstreckt sich bis in Höhen von einigen 100 m, wobei die Winddrehung mit steigender Entfernung vom Boden zunimmt, da der Einfluss der Schubspannung zu Gunsten der Coriolisbeschleunigung und der Gradientkraft reduziert wird.

Über dem **städtischen Siedlungskörper** hingegen kann man insbesondere bei der CFL eine Mächtigkeitzunahme beobachten. Während aus der RURAL MIXED LAYER (RML) eine URBAN MIXED LAYER (UML) wird, fächert sich die URBAN CONSTANT FLUX LAYER (UCFL) auf in die dem Boden aufliegende URBAN CANOPY LAYER (UCL) - auch Stadthindernisschicht genannt - und in die TURBULENT WAKE LAYER (TWL). Die CANOPY LAYER (UCL) ist diejenige Luftschicht, die die bebaute Oberfläche einschliesst. Die darüberliegende TURBULENTE ÜBERGANGSZONE (UTWL) erreicht Mächtigkeiten von der 2 - 3 fachen Gebäudebreite (OKE 1984).

Tagsüber ist die UBL mächtiger (0,6 bis 1,5 km) als des Nachts (0,1 bis 1,3 km), weil die sich unter der Einstrahlung entwickelnde Konvektion und damit die thermische Turbulenz verstärkt wird (OKE 1983). Allerdings gelten diese Verhältnisse für Wetterlagen mit neutralen Austauschbedingungen. Während austauscharmer Witterung,



insbesondere an Strahlungstagen, können andere Schichtungsverhältnisse beobachtet werden.

### 3. KLIMATISCHE UNTERSCHIEDE ZWISCHEN STADT UND UMLAND

Eine Vielzahl von Ursachen bewirken klimatische Unterschiede zwischen Stadt und Umland.

Tabelle 1 enthält eine Zusammenstellung ausgewählter Klimaelemente, mit deren Hilfe diese Differenzen verdeutlicht werden. Die angegebenen Zahlen bezeichnen die prozentualen Abweichungen der Werte in einer Stadt im Vergleich zu den entsprechenden Freilandwerten (= 100 %).

Für die **Strahlung** resultiert eine Verminderung der direkten und indirekten Sonnenstrahlung (= Globalstrahlung) sowie eine Erhöhung der Gegenstrahlung. Für beides ist die städtische Dunstglocke und die Horizonteinengung verantwortlich. Letztere verringern zudem den ultravioletten Anteil der Strahlung, wobei es besonders im Winter zu extrem niedrigen Werten kommen kann.

Die **Lufttemperatur** ist in der Stadt im allgemeinen gegenüber dem Umland erhöht; die grössten Unterschiede treten nachts, vor allem bei Strahlungswetterlagen auf. Dabei können Differenzen bis zu 10 K erreicht werden. Im Jahresmittel belaufen sich die Unterschiede dagegen lediglich auf 0,5 bis 1,5 K.

Aufgrund des geringen Anteils vegetationsbedeckter Flächen und wegen des schnellen Abfliessens des Niederschlagswassers in die gedeckte Kanalisation ist die **Verdunstung** gering. Dies trägt in Verbindung mit der erhöhten Temperatur innerhalb des Stadtkörpers zur Verminderung der **relativen Luftfeuchtigkeit** bei, was insbesondere für den Sommer gilt.

Die in Städten häufig beobachtete erhöhte mittlere **Niederschlagssumme** wird auf Konvektionsprozesse, höhere dynamische Turbulenzen, Staueffekte und den vermehrten Anteil von Kondensationskernen in der städtischen Atmosphäre zurückgeführt.

Der **Tauabsatz** ist dagegen reduziert, da der Taupunkt wegen der erhöhten Luft- und Oberflächentemperaturen nicht so häufig erreicht wird.

Schliesslich wird durch die städtische Bebauung die Oberflächenrauigkeit erhöht, so dass sich die **Windgeschwindigkeiten** vermindern. Daraus resultiert ein Anstieg der Windstillen.

Als ein gewisser Ausgleich für den schon angesprochenen geringeren Anteil an vegetationsbedeckten Flächen kann die Verlängerung der Vegetationsperiode gelten, die durch die Erwärmung des Stadtkörpers verursacht wird. Dieses Phänomen ermöglicht auch das Vorkommen thermophiler Pflanzen aus anderen Klimabereichen.

### 3.1 Modifiziertes städtisches Windfeld

Städte sind aufgrund ihrer beträchtlichen Strömungswiderstände hinsichtlich der Durchlüftung im Prinzip bei jeder Wetterlage benachteiligt. Abb. 2 zeigt dies am Beispiel der Auswertung eines Windmessprogramms, das in der Stadt Dortmund durchgeführt wurde. Im Vergleich zu einem Freilandstandort in Lünen, bei dem 50 % der Summenhäufigkeit der Windgeschwindigkeiten zwischen 3 und 3,5 m/s liegen, werden z.B. im dicht bebauten Stadtgebiet nur Werte von weniger als 2 m/s erreicht (KUTTLER 1988). Eine weitere Differenzierung für die anderen, unterschiedlich strukturierten Stationsstandorte sind der Abbildung zu entnehmen.

In besonderem Masse werden die Durchlüftungsprobleme bei Schwachwindlagen mit Windgeschwindigkeiten von weniger als 2 m/s offenkundig. Die sich während solcher meist autochthonen Wetterlagen einstellenden sogenannten Flurwindssysteme stellen häufig die einzige Möglichkeit dar, das dicht bebaute Stadtzentrum dann mit Frischluft zu versorgen. Nach den für Dortmund vorliegenden Untersuchungen zum Flurwindproblem zeigt die in Abb. 3 enthaltene Windrichtungsverteilung an Tagen mit Flurwind die überwiegend zum erwärmten Stadtkern hin gerichtete Strömungskomponente anhand der für die fünf ausgewählten Stationsstandorte gewonnenen Ergebnisse. Es lässt sich für die "seichte, oberflächennahe (und intermittierende) Strömung" (KIESE und OTTO 1986, S. 56) feststellen, dass in etwa 10 % der Jahresstunden ein solches Flurwindsystem aufgebaut wird. Schlüsselt man darüber hinaus die Anzahl der Flurwindstunden in Abhängigkeit von der Tageszeit auf, so lässt sich eine deutliche Zunahme der Häufigkeit in den Nachtstunden, insbesondere zwischen 22 Uhr und 5 Uhr beobachten (Abb. 4). Dieser Zeitraum fällt zusammen mit den grössten Lufttemperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland. Eine jahreszeitliche Abhängigkeit der Flurwindsituation konnte bisher allerdings nicht nachgewiesen werden.

Die von Flurwinden bevorzugten Schneisen können insbesondere im Sommer bei entsprechenden Wetterlagen für eine Kühlung und für schadstofffreie Luftzufuhr sorgen, wenn gewährleistet ist, dass die aus dem Umland zuströmende Luft nicht schon durch Immissionen verschiedener Emittenten vorbelastet ist (KUTTLER und SCHREIBER 1984).

### 3.2 Regionale Niederschlagsverteilung und Luftfeuchtigkeitsverhältnisse in Städten

Stadtbedingte Einflüsse auf die Niederschlagsstruktur sind in der Literatur vielfach beschrieben worden (Zusammenstellung bei LANDSBERG 1981). In den meisten Arbeiten werden urbane Niederschlagserhöhungen meist für die Leegebiete nachgewiesen.

Eine eindeutige Abhängigkeit der Niederschlagsverhältnisse von der bebauten Fläche festzustellen, ist schwierig.

Verschiedene Faktoren städtischer Agglomerationsgebiete wirken auf die Niederschlagsstruktur. Hierzu zählen u.a. (nach BAUMGARTNER et al. 1984):

- Konvektionsprozesse aufgrund der Wärmezufuhr durch städtische Wärmeinseln
- eine höhere dynamische Turbulenz infolge der grösseren Oberflächenrauigkeit
- Staueffekte mit erzwungenem Aufstieg von Luftmassen am Übergang vom Umland zur Stadt
- die Vermehrung von Kondensationskernen durch anthropogene Zufuhr (Verkehr, Hausbrand, Industrie)

Städtische Baukörper wirken sich nach bisherigem Kenntnisstand vor allem auf Zelleniederschläge (insbesondere gegen Abend im Sommer) und nur in seltenen Fällen auf Flächenniederschläge aus (MALKOWSKI 1964).

Dies scheint aber primär für Grossstädte mit entsprechend hohem Anteil an versiegelten Flächen zu gelten.

Für das 172 km<sup>2</sup> grosse Stadtgebiet von Mönchengladbach z.B. konnte anhand der Analyse 15-jähriger mittlerer Niederschlagssummen der Monate April bis September eine Erhöhung der halbjährigen mittleren Niederschlagssummen im Vergleich zum Umland festgestellt werden (BARLAG 1986).

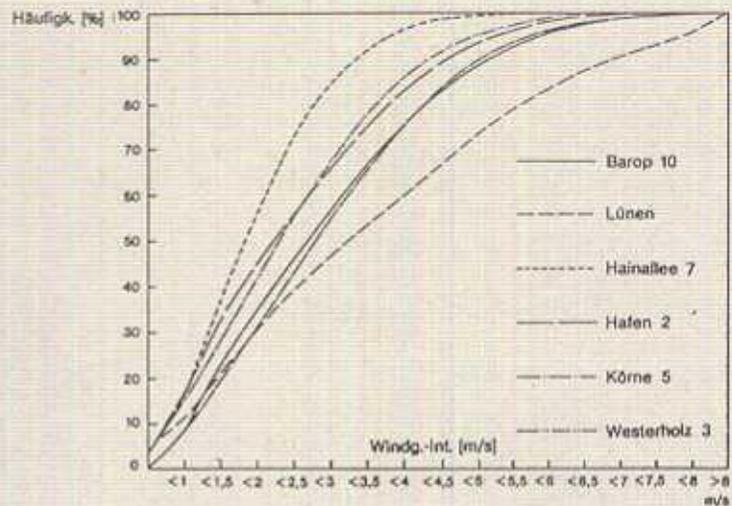


Abb. 2: Windgeschwindigkeitsverteilung nach Klassen für verschiedene Standorte in Dortmund.  
(nach STOCK et al. 1986)

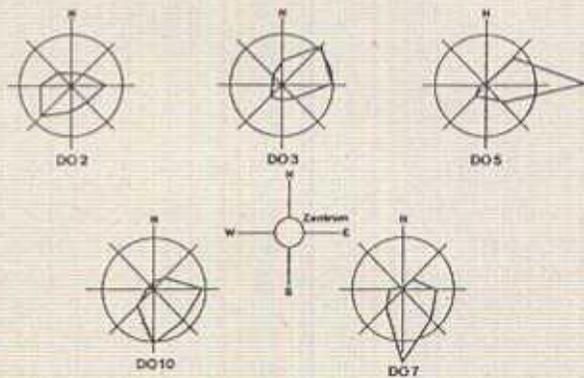


Abb. 3: Windrichtungsverteilung an den Dortmunder Stationen an Tagen mit Flurwind (Kreisring = 25% Häufigkeit)  
(nach STOCK et al. 1986)

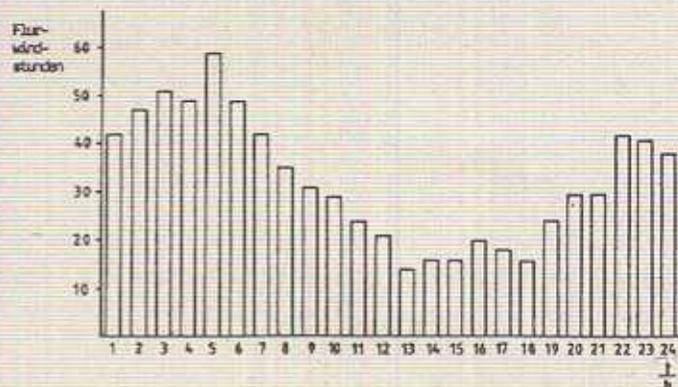


Abb. 4: Tageszeitliche Verteilung der Flurwindstunden (Januar bis Dezember 1985)  
(nach KIESE, OTTO 1986)

Bei weiterer Differenzierung der Niederschlagsverteilung nach Wetterlagen und Fronten ergab sich darüber hinaus, dass innerhalb des Messzeitraumes (1971 - 1985) gerade die zyklonalen Aufgleitniederschläge für die erhöhten städtischen Regenmengen verantwortlich waren. Dieses Ergebnis schliesst allerdings nicht aus, dass auch bei kleineren Stadtflächen konvektive Prozesse zur Niederschlagserhöhung beitragen.

Trotz der höheren Niederschlagsmengen kann generell beobachtet werden, dass die **relative Luftfeuchtigkeit** in der Stadt niedriger ist als im Umland. Dabei sind die relativen Feuchtigkeitsdifferenzen Stadt - Umland mit ihrem Tagesgang an den der Temperatur gekoppelt, und zwar umgekehrt proportional zu diesem.

Als Ursache für die niedrigere relative Feuchtigkeit in urbanen Komplexen gilt der höhere Versiegelungsgrad der Stadtoberfläche. Dieser bedingt, dass das Niederschlagswasser in sehr kurzer Zeit oberflächlich in die Kanalisation abgeführt wird und somit nicht mehr für die Verdunstung zur Verfügung steht. Zudem bewirkt die Vegetationsarmut innerhalb urbaner Komplexe ein vermindertes Feuchtigkeitsangebot durch fehlende Interzeption und Transpiration des Pflanzenkörpers.

Bei einem Vergleich zwischen einer Innenstadtstation (Bochum) und einer Freilandstation (Essen, Werte = 100 %) wurden im 20-jährigen Mittel die in Abb. 5 enthaltenen Unterschiede nachgewiesen.

Im Jahresmittel kann hiernach für die Stadtstation (Bochum) von einer um 4,5 % geringeren relativen Luftfeuchtigkeit ausgegangen werden. Dem Jahresverlauf ist zu entnehmen, dass sich vor allem die Monate Januar und März mit jeweils um bis zu 5 % niedrigeren Stadtwerten auszeichnen. In den Monaten September und Oktober konnten dagegen nur Abweichungen von weniger als 4 % beobachtet werden.

### 3.3 Urbaner Strahlungs- und Wärmehaushalt

Input und Output städtischer Strahlungs- und Energieflüsse (Abb. 6) werden sowohl durch die Stadtatmosphäre als auch durch die Art der bebauten Flächen (Reflexionsgrad, Wärmeleitung und Wärmekapazitäten der Materialien) sowie durch deren Oberflächenvergrößerungen in erheblichem Masse verändert.

Die einkommende kurzwellige direkte und diffuse Sonnenstrahlung ( $I + H$ ) wird einerseits von den Gasen und Partikeln der Dunstglocke absorbiert ( $I + H_{abs.}$ ) und

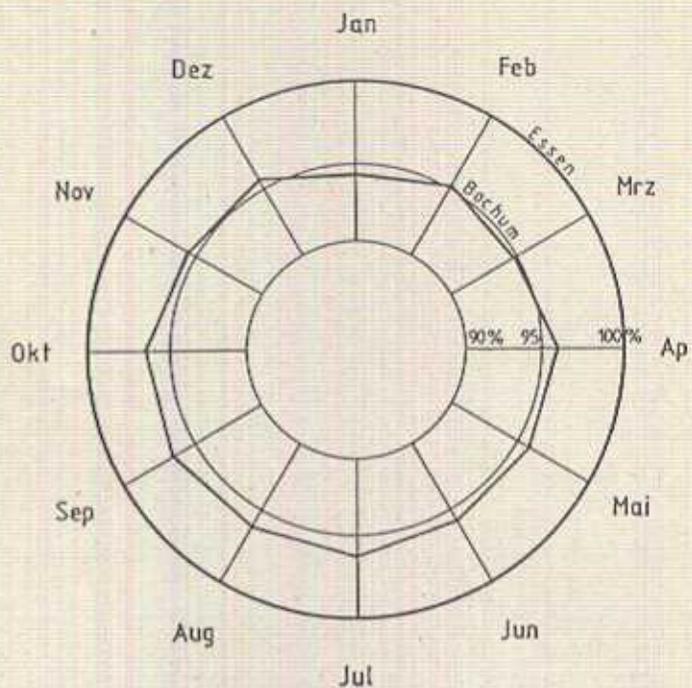


Abb. 5: Prozentuale Abweichungen der monatlichen relativen Feuchtigkeit zwischen einer Freilandstation (Essen = 100%) und einer Stadtstation (Bochum), Messperiode 1951 - 1970  
 Jährliche prozentuale Abweichung: 4,5%  
 (nach LUFTREINHALTEPLAN RUHRGEBIET MITTE 1980 - 1984)

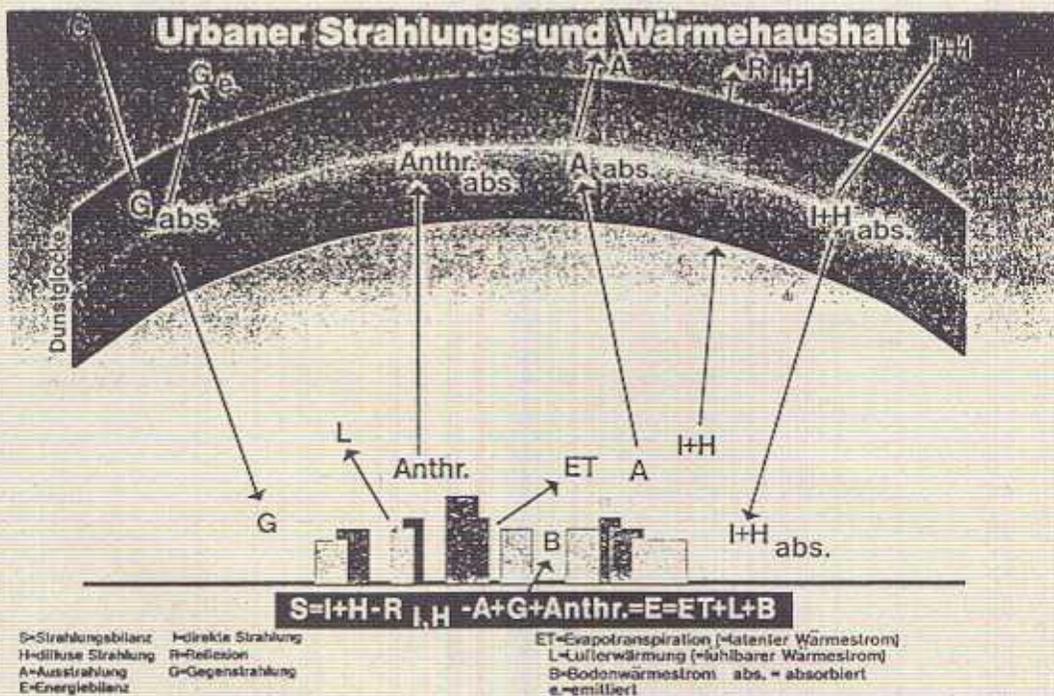


Abb. 6: Urbaner Strahlungs- und Wärmehaushalt (schematisch)  
 (nach KUTTLER 1987 b)

reflektiert ( $R_{I,H}$ ), andererseits bis zur Stadtoberfläche durchgelassen, wo sie ebenfalls absorbiert, also in Wärmestrahlung umgewandelt wird, aber auch an den Glas-, Beton und Ziegelbauten mehr oder weniger stark reflektiert wird.

Bei der langwelligen Ausstrahlung (A), die vom Stadtkörper als Wärmestrahlung emittiert wird, erfolgt in der Dunstschicht eine Absorption ( $A_{abs.}$ ), wodurch sich diese ebenfalls erwärmt und Energie abgibt.

Die durch die Sonnenstrahlung (I + H) in Gang gesetzten thermischen Prozesse sorgen über die Aufheizung der Baukörper für die Erwärmung der Luft (L = fühlbarer Wärmestrom) und für die Verdunstungsprozesse (ET = latenter Wärmestrom), sofern genügend Wasser vorhanden ist.

Der anthropogene Wärmestrom (Anthr.) wird verursacht durch alle Prozesse des Menschen, bei denen Energie frei wird: z.B. den KFZ-Verkehr, den Hausbrand, die Industrieproduktion und die Körperwärmeabgabe des Menschen. Die langwellige Gegenstrahlung (G) ist diejenige Grösse, die aus der Erwärmung der wasserdampfreichen, verschmutzten bodennahen Atmosphäre resultiert und Energie sowohl der Stadt als auch der sich über der Dunstglocke befindlichen Atmosphäre zuleitet.

Sämtliche Strahlungsströme sind in der Strahlungsbilanz (= S) zusammengefasst, aus welcher die Energiebilanz (= E) versorgt wird.

### 3.3.1 Sonnenscheindauer in Stadt und Umland

Insbesondere grössere Städte mit entsprechend gestalteter Silhouette und hohem Anteil an Spurenstoffen innerhalb ihrer Atmosphäre erfahren eine Einbusse an der **Sonnenscheindauer** (Abb. 7).

So sind vornehmlich in den Sommermonaten relativ hohe Verluste in der Stadt zu verzeichnen. Bei einem Vergleich einer Innenstadtstation (Bochum) und einer Freilandstation (Essen, Werte = 100 %) konnten im 20-jährigen Mittel für die Monate Juni und Juli an der Stadtstation 12 % weniger Sonnenscheinstunden registriert werden. Im Winter dagegen ist die Differenz geringer (Ausnahme: Dezember). Im Jahresmittel erhält die Stadtstation ca. 9 % weniger Sonnenschein als der Freilandstandort in Essen (KUTTLER 1985).

Aus den niedrigeren Stadtwerten darf jedoch nicht geschlossen werden, dass in der Stadt die Sonne weniger

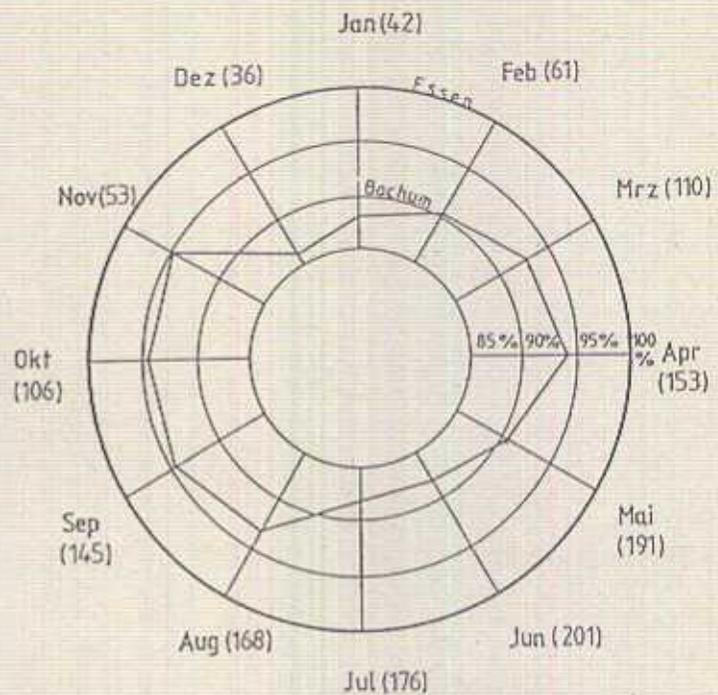


Abb. 7: Prozentuale Abweichungen der Sonnenscheindauer zwischen einer Freilandstation (Essen = 100%) und einer Stadtstation (Bochum), Messperiode 1951 - 1970  
 (42 = monatliche Anzahl der Sonnenscheinstunden in Essen)  
 Jährliche prozentuale Abweichung: 9%  
 (nach LUFTREINHALTEPLAN RUHRGEBIET MITTE 1980 - 1984)

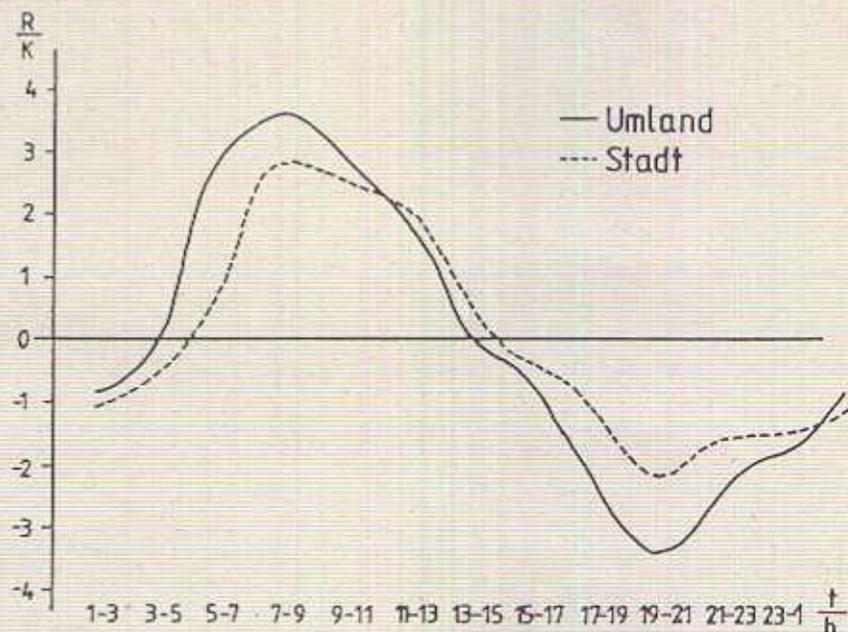


Abb. 8: Mittelwerte der Erwärmungs- und Abkühlungsraten (R) im Sommer 1983 für eine Stadt- und eine Umlandstation  
 (nach KUTTLER 1987 a)

scheint als auf dem Land. Es handelt sich hierbei vielmehr um einen Intensitätsverlust der Strahlung, der durch stärkere städtische Dunstanreicherung und grössere Horizonteinschränkung hervorgerufen wird.

### 3.3.2 Sommerliche Erwärmungs- und Abkühlungsraten der Lufttemperaturen in Stadt um Umland

Der räumliche Unterschied der Lufttemperatur zwischen Stadt und Umland beruht u.a. auf der höheren Wärmeleitfähigkeit und der grösseren Wärmespeicherfähigkeit städtischer Materialien. Dieses Phänomen wird durch die grössere Stadtoberfläche (Dreidimensionalität) in erheblichem Masse verstärkt.

Dadurch kommt es zu Unterschieden bei den täglichen Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten der Lufttemperatur.

Abb. 8 zeigt eine typische "Stadt - Umlandkurve", die auf entsprechenden Messdaten aus dem Grossraum Bochum basiert.

Danach ist die "Umlandkurve" wesentlich stärker ausgeprägt als die "Stadtkurve". Aufgrund der geringeren Wärmeleitfähigkeit des Freilandbodens kann weniger Energie in den Untergrund abgeleitet werden und wird somit nach Umwandlung von kurzweiliger in langwellige Strahlung direkt der bodennahen Atmosphäre zugeführt. D.h., die Erwärmungsrate auf dem Land ist grösser als in der Stadt.

Das geringere Wärmespeicherungsvermögen der Materialien auf dem Land bewirkt auch eine höhere Abkühlungsrate.

### 3.3.3 Die städtische Wärmeinsel

Das klimatisch auffälligste Folgeprodukt der durch anthropogene Eingriffe entstandenen künstlichen Landschaft "Stadt" ist die **städtische Wärmeinsel**.

Als Ursache für die Entstehung der urbanen Überwärmung lassen sich zusammenfassend folgende Faktoren nennen (OKE 1982):

- Eine stärkere Absorption kurzweiliger Strahlung durch grössere (Gebäude-)Oberflächen und Mehrfachreflexion in den Strassenschluchten
- Eine stärkere langwellige Strahlung durch eine durch die Dunstglocke vergrösserte Absorption und Gegenstrahlung

- Geringere langwellige Ausstrahlungsverluste durch Horizontaleinengung
- Anthropogene Wärmeemission vor allem von Gebäuden und vom Strassenverkehr
- Eine höhere Wärmekapazität der bebauten Strukturen
- Eine stark eingeschränkte Evapotranspiration wegen des überwiegenden Fehlens von Vegetation und des hohen Versiegelungsgrades der Oberflächen sowie gedeckter Kanalisation
- Ein stark reduzierter turbulenter Wärmetransport durch geringere Windgeschwindigkeiten

Die Ausprägung der Wärmeinsel, d.h. die Temperaturerhöhung in der Stadt sowie deren horizontale und vertikale Ausdehnung hängt in erheblichem Mass von der Wetterlage ab.

Während die Gegensätze zwischen Stadt und Umland am ausgeprägtesten bei windschwachen und strahlungsreichen (autochtonen) Wetterlagen sind, verwischen sie bei auftretender Bewölkung und Wind (NÜBLER 1979).

Bei austauscharem Wetter können Differenzen bis zu 10 K und mehr beobachtet werden. Im Jahresmittel dagegen belaufen sich die Unterschiede lediglich auf 0,5 bis 1,5 K.

Innerhalb der städtischen Oberflächenstruktur lassen sich jedoch nicht nur Bereiche erhöhter Temperaturen feststellen, sondern es finden sich auch kühlere Gebiete. Dazu zählen z.B. Freiflächen, Parks, Grünanlagen sowie Wasserflächen.

Aufgrund dieser Tatsache musste das frühere Modell einer "einkernigen Wärmeinsel" zugunsten einer "mehrkernigen Wärmeinsel" korrigiert werden (ERIKSEN 1976).

Ebenso hat LANDSBERG (1981) in Untersuchungen festgestellt, dass einzelne grosse Gebäudekomplexe deutliche Temperaturerhöhungen hervorrufen; das gleiche gilt in verstärktem Masse für die Trabantenstädte am Stadtrand, die ebenfalls als Wärmeinsel in Erscheinung treten (WEISCHET 1975).

### 3.3.3.1 Zeitliche Modifikation der Wärmeinsel

Zur Darstellung der Tages- und Jahreszeitenunterschiede der Lufttemperaturdifferenzen zwischen einer dicht bebauten Stadt und einer nicht bebauten Umlandfläche wurden über ein Jahr stündlich ermittelte Messwerte zweier Klimastationen miteinander verglichen. Die Differenzen, die zwischen der Lufttemperatur in der Stadt und dem Umland auftraten ( $t_{\text{Stadt}}$  minus  $t_{\text{Umland}}$ ), wurden in Form eines Thermoisoplethendiagramms dargestellt. Anhand Abb. 9 ist zu erkennen, dass tagsüber - etwa zwischen 7 und 18 Uhr - die Strassenschluchten teilweise um mehr als 1 K kühler sein können als das unbebaute Umland.

Dieses Phänomen kann damit erklärt werden, dass die zur Mittagszeit erhöhte Einstrahlung für starken konvektiven Austausch sorgt, wodurch Warmluft von den überhitzten Strassenflächen nach oben abgeleitet wird. Daneben führt die Verlagerung der Heizfläche (= Strahlungsreferenzfläche) ins Dachniveau und darüber hinaus der Schattenwurf der Häuser zu einer geringeren Erwärmung der bodennahen Bereiche in den Strassenschluchten. In der Zeit - von September bis Januar - findet in der gleichen Tagesspanne zuerst eine allmähliche Abschwächung, dann eine Umkehr des thermischen Verhaltens statt (Änderung des Vorzeichens!). Das Strassenniveau ist jetzt gegenüber dem Umland um bis zu 1 K wärmer. Im Jahresmittel ist annähernd ein Ausgleich der Lufttemperaturdifferenzen zu beobachten.

Nachts und in den frühen Morgenstunden sind die Temperaturunterschiede dagegen wesentlich deutlicher ausgeprägt.

Von etwa 19 Uhr bis morgens gegen 6 Uhr ist die Stadt z.T. erheblich wärmer als das Umland; dieses Phänomen tritt insbesondere während wolkenarmer Nächte auf. Hierbei werden Unterschiede von bis zu 3,5 K erreicht.

Im Juli und August lassen sich starke Temperaturunterschiede (bis zu 3 K) gegen 22 Uhr beobachten. In den Wintermonaten sind dermassen hohe Temperaturabweichungen nicht feststellbar. Im Januar liegen die Werte lediglich bei 1 K. Dies dürfte u.a. in den höheren winterlichen Windgeschwindigkeiten begründet sein.

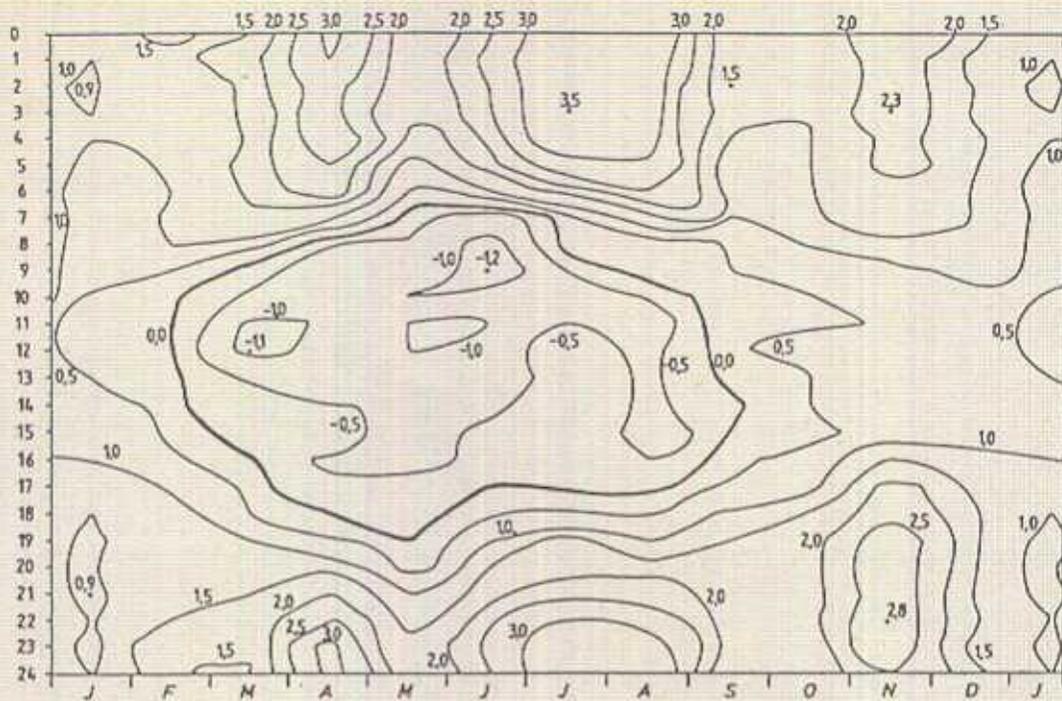


Abb. 9: Stündliche Differenzen der Lufttemperaturen zwischen einer Stadt- und einer Freilandstation ( $t = t_{\text{Stadt}} - t_{\text{Freiland}}$ ) (nach KUTTLER 1985)

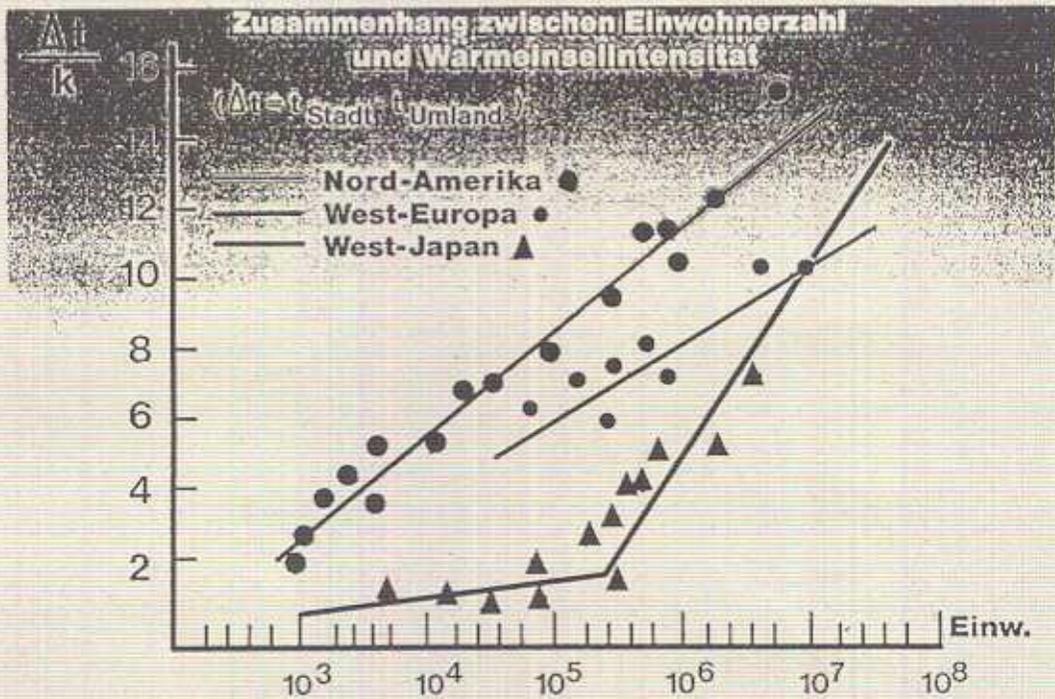


Abb. 10: Zusammenhang zwischen Einwohnerzahl und Wärmeinselintensität (nach KUTTLER 1987 b)

### 3.3.3.2 Zusammenhang zwischen Einwohnerzahl und Wärmeinselintensität

Von grossem Interesse ist nach wie vor die Frage, welche Einflussfaktoren einer Stadt am stärksten auf die Wärmeinselintensität wirken.

Es gilt als erwiesen, dass hierbei die Grösse eines urbanen Komplexes direkte Auswirkungen auf das Ausmass einer Wärmeinsel hat.

Als mögliche Faktoren werden die horizontale Ausdehnung einer Stadt, die Art der Bebauung, das Baumaterial und die anthropogene Wärme genannt.

Da die Bevölkerungszahl in einem mehr oder weniger direkten Zusammenhang mit o.g. Parametern steht, wird dieser als relativ einfach zu erfassende Indikator für die Intensität einer Wärmeinsel favorisiert.

FUKUI (1970) und YOSHINO und KAI (1973) konnten anhand verschiedener Untersuchungen einen entsprechenden Nachweis erbringen.

Abb. 10 zeigt anhand von Regressionsgeraden den o.g. Sachverhalt für nordamerikanische, westeuropäische und westjapanische Städte. Die Geraden implizieren eine recht gute Übereinstimmung zwischen der Wärmeinselintensität und der Einwohnerzahl. Allerdings sind die Verläufe und die Steigungsmasse zwischen den drei bzw. vier Geraden unterschiedlich ausgeprägt.

Die Abweichungen zeigen, dass bei der Abhängigkeit der Stadtüberwärmung von der Einwohnerzahl für die Stärke der Temperaturerhöhung nicht nur die Art der Gebäudekonstruktion (Wolkenkratzer überwiegend in nordamerikanischen, weniger in westeuropäischen Städten) von Bedeutung ist, sondern auch die Strassenbreite, der Anteil an Grünflächen, das Energieverbrauchsverhalten, der Anteil an städtischen Wasserflächen sowie grossräumig auch die Breitenlage eine Rolle spielen.

Wie sehr sich die Verwendung verschiedener Baumaterialien auswirken kann, kommt bei der Betrachtung der Regressionsgeraden für westjapanische Städte deutlich zum Ausdruck. Bei Einwohnerzahlen unter 400'000 Menschen lässt sich nur ein geringer Zusammenhang zur Wärmeinselintensität nachweisen. Dies könnte in dem hohen Holzanteil im Baumaterial derartiger Städte begründet sein, da Holz gegenüber Stahlbeton eine andere Wärmekapazität und Leitfähigkeit aufweist.

### 3.4 Anthropogene Wärmeproduktion städtisch bebauter Flächen

Als anthropogene Wärmeproduktion bezeichnet man alle durch den Menschen initiierten Wärmeemissionen. Dazu zählt zunächst die Ausstrahlung des menschlichen Körpers selbst, die bei einem ruhenden, 1,80 m grossen Mann z.B. 80 - 90 Watt pro Quadratmeter Körperoberfläche beträgt, bei körperlich tätigen Personen jedoch bis auf mehr als das Zehnfache ansteigen kann.

Der grösste Teil dieses zusätzlichen Energiefaktors in Städten geht aber auf die künstlichen Verbrennungsprozesse zurück, verursacht z.B. durch Hausbrand, Industrieanlagen und KFZ-Motoren.

Für diese Prozesse sind Zahlenangaben der Wärmeproduktion nur schwer ermittelbar. Für verschiedene Städte existieren jedoch Werte, die in Tabelle 2 wiedergegeben sind.

Dabei zeigt sich durch einen Vergleich mit der mittleren Strahlungsbilanz, dass die anthropogene Wärmeproduktion keinesfalls vernachlässigt werden sollte. Ihr Anteil liegt zwischen etwa einem Viertel und einem Drittel der Strahlungsbilanz, in einigen Städten (Fairbanks, Moskau) sogar darüber.

### 3.5 Auswirkungen der städtischen Wärmeinsel

Aus der Relation zwischen den Tagesmittelwerten der Aussentemperatur und der Innentemperatur lassen sich Kriterien zur Charakterisierung der Klimaunterschiede zwischen Stadt und Umland ableiten.

Diese ermittelten heiztechnischen Kenngrössen werden als Heiztage bezeichnet (= Mittelwert der Lufttemperatur  $< 12^{\circ}\text{C}$ ). Je grösser die Anzahl an Heiztagen, desto höher ist der Energieverbrauch.

Da sich die thermische Struktur einer Fläche mit dem Grad ihrer Bebauung verändert, ist die Anzahl der Heiztage von der Bebauungsdichte abhängig\* (Freiland - Citybereich).

Abb. 11 zeigt, dass das unbebaute Umland die grösste Anzahl an Heiztagen aufweist (ca. 227 Tage). Mit zunehmendem Bebauungsgrad nimmt die Anzahl der Heiztage ab. In industriell genutzten Gebieten ist mit einer um 25 Tage geringeren Heizperiode zu rechnen, während im Citybereich 14 Tage pro Jahr weniger geheizt werden muss als im Freiland. In einem aufgelockert bebauten

Vorort kann in der Regel immerhin noch eine Einsparung an 9 Heiztagen erreicht werden.

Selbst in stadtnahen Grünflächen kann man noch in thermischer Hinsicht von den geringeren Windgeschwindigkeiten und von der städtischen Überwärmung profitieren. Dort nämlich beträgt die Ersparnis an Heizenergie im Durchschnitt 6 Tage im Vergleich zum Umland.

Neben der Zufuhr von essentiellen Nährstoffen und Wasser spielt auch das Lufttemperaturniveau für das Gedeihen der Pflanzen eine Rolle.

Wie sehr letzteres auf das Eintreten **phänologischer Phasen** Einfluss nimmt, kann anhand von langjährigen Temperaturmessreihen und gleichzeitiger Beobachtung der Laubblattentfaltung bestimmter Vegetationsarten ermittelt werden.

Für die Stadt Genf liegen die Jahresmittelwerte der Lufttemperatur und das Eintrittsdatum der Laubblattentfaltung einer Rosskastanie von 1891 bis 1960 vor. Die Beobachtungszeitreihe zeigt, dass sich die Laubblattentfaltung dieses Baumes bei einem kontinuierlichen Anstieg der Lufttemperatur von 9,6 °C (1891) auf 10,4 °C (1960) vom 86. Tag seit Jahresbeginn (1891) auf den 75. Tag seit Jahresbeginn (1960) verfrüht hat.

Die grosse Übereinstimmung der Temperaturerhöhung mit der früheren Laubblattentfaltung ist auch deshalb erstaunlich, weil es sich bei den Lufttemperaturwerten um Jahresmittelwerte handelt, während "die Eintrittsdaten der Laubblattentfaltung im wesentlichen von der Temperatur des vorhergehenden Frühlings abhängen" (KEIL & SCHNELLE, 1981, S. 180).

Ein weiteres Indiz für die Wirkung der **verschiedenen** thermischen Verhältnisse selbst **innerhalb** eines Stadtgebietes, zeigt sich auch an den zeitlich z.T. sehr weit auseinanderliegenden Eintrittsdaten des ersten und letzten Frostes. Das vorliegende Beispiel basiert auf einer Auswertung, die mit Hilfe von 10 Messstationen im Stadtgebiet von Dortmund für den Zeitraum von August 1984 bis Juli 1985 durchgeführt wurde.

An den Stationen in Grünanlagen oder in deren Nähe sowie in unbebauten Gebieten liess sich erster Frost bereits am 28.10. beobachten, wogegen in stadtnahen bzw. randstädtisch gelegenen und aufgelockert bebauten Gebieten Frost erst am 14. bzw. 15.11., also zweieinhalb Wochen später, auftrat.

Tab. 2: Anthropogene Wärmeproduktion städtisch bebauter Flächen  
(nach KUTTLER 1987 b:20)

A = anthropogene Wärmeproduktion  
Q = Strahlungsbilanz

Stadt	Fläche (km <sup>2</sup> )	A (W/m <sup>2</sup> )		Q (W/m <sup>2</sup> )
Berlin W.	234*	21		57
Budapest	113*	43	Jahr	-
		32/51	So/Wi	-
Cincinnati	200*	26		-
Fairbanks	37*	19		18
Hamburg	747	13*		55
Los Angeles	3500*	21		108
Montreal	78*	99	Jahr	-
		57/153	So/Wi	-
Moskau	878	127		42
New York (Manhattan)	59	40/198	So/Wi	93
Sheffield	48	19	Wi	56
Vancouver	112*	19	Jahr	-
		15/23	So/Wi	-

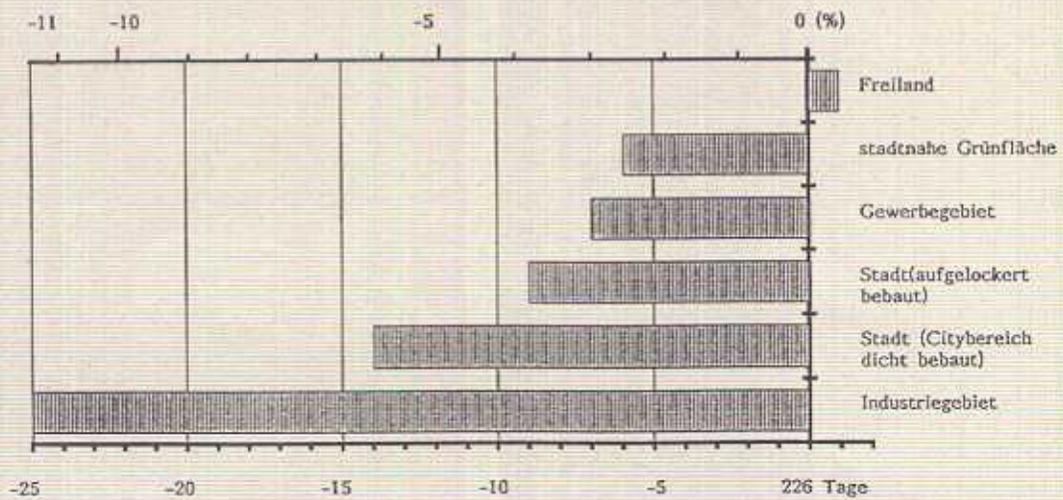


Abb. 11: Stadt und Umland mit unterschiedlicher Zahl an Heiztagen  
(nach KUTTLER 1987 b)

Im Wald und in der Innenstadt konnte Frosteintritt erst am 28. bzw. 30.12. registriert werden, was im Vergleich zu den Freilandstationen einer zeitlichen Verschiebung von rund 2 Monaten gleichkommt. Im Freiland waren zu diesem Zeitpunkt bereits zwischen 21 und 23 Frosttage aufgetreten (Frosttag = Minimum der Lufttemperatur  $\leq 0$  °C).

Letzter Frost wurde in den einzelnen Stadtteilen zwischen dem 24. und 30.4. beobachtet.

Bei einem Vergleich der Zeitspanne zwischen dem Auftreten des ersten und letzten Frostes der einzelnen Standorte ergibt sich folgendes Bild:

An nicht bebauten, meist grünlandbestimmten Standorten betrug die Zeitspanne 184 Tage, an denen mit Frost gerechnet werden musste; im dichtbebauten, versiegelten Stadtgebiet dagegen nur noch an 115 Tagen.

#### 4. SCHLUSSBETRACHTUNG

Unter den mikro- und mesoklimatischen Veränderungen, die Städte in unseren Breiten im Vergleich zum Umland aufweisen, ist die Wärmeinsel diejenige Grösse, die vom anthropozentrischen Standpunkt für die Wintermonate durchaus positiv beurteilt werden kann:

Sie bewirkt nämlich eine Verkürzung der Frostperioden, mindert die Frostintensität und sorgt für eine deutliche Reduzierung der Schneedeckendauer. Das führt natürlich zu Kosteneinsparungen auf dem Energiesektor (z.B. Gebäudeheizung), aber auch bei der Schneebeseitigung.

LANDSBERG (1981) konnte für amerikanische Haushalte eine Energieeinsparung bei hoher Bebauungsdichte von bis zu 50 % im Vergleich zum Umland nachweisen. Während sich in wirtschaftlicher Hinsicht durchaus Vorteile aus der städtischen Überwärmung für die Wintermonate ableiten lassen, kann das für den humanbiometeorologischen Bereich im Sommer nicht geschehen. Im Gegenteil, hier überwiegen insbesondere bei sonnenreicher Witterung gesundheitliche Nachteile, die aus hohen Werten der Umgebungslufttemperatur und der Neigung zur Schwüle resultieren.

Zur Erfassung und Bewertung thermisch belastender Wetterlagen haben sich mehrere Kenngrössen in der Bioklimatologie bewährt, unter denen z.B. die Äquivalenttemperatur eine weite Verbreitung für die Abgrenzung des feuchtheissen Schwüleempfindens ist.

Es handelt sich hierbei um eine einfach zu bestimmende Grösse, in der allerdings Parameter wie Strahlungseinflüsse und Windgeschwindigkeit nicht direkt berücksichtigt werden.

Seit einiger Zeit versucht man deshalb, "komplexe, auf Energiebilanzmodelle des menschlichen Körpers aufbauende Kenngrössen" (HÖPPE 1986) zu errechnen, um möglichst umfassende Bewertungsgrössen für die entsprechenden bioklimatischen Situationen zu erhalten.

Hierzu zählen beispielsweise der von FANGER (1972) geschaffene PMV-Wert (= Predicted Mean Vote), das Klima-Michel-Modell (JENDRITZKY et al. 1979; JENDRITZKY & NÜBLER (1981), das MUKLIMO (= Mikroskaliges Urbanes Klimamodell; SIEVERS & ZDUNKOWSKI (1986), das MEMI (= Münchener Energiebilanz Modell für Individuen; HÖPPE (1984) und das IMEM (Instationäres Münchener Energiebilanzmodell; HÖPPE (1986), mit deren Hilfe stationäre und dynamische Bewertungsgrössen für den ruhenden und sich bewegenden Menschen ermittelt werden können.

Diese und andere stadtklimatisch bedeutsamen Parameter auch für die praktische Anwendung verfügbar zu machen, ist eine vorrangige Aufgabe der naturwissenschaftlich orientierten ökologischen Planung, deren Ergebnisse aus dem Sektor Stadtklimatologie ihren Niederschlag in synthetischen Klimafunktionskarten und Planungshinweiskarten finden können wie sie z.B. kürzlich für die Stadt Dortmund durch STOCK et al. (1986) vorgestellt wurde.

#### LITERATUR

BARLAG A.-B., 1986: Lässt sich die regionale Niederschlagsverteilung von Mönchengladbach mit Wetterlagen und Fronten differenzieren? - Dipl.-Arbeit Geogr. Institut Ruhr-Universität Bochum. (unveröff. Manuskript)

BAUMGARTNER A., MAYER H., BRÜNDL W., NOACK E.-M., 1984: Untersuchung des Einflusses von Bebauung und Bewuchs auf das Klima und die lufthygienischen Verhältnisse in bayrischen Grosstädten. - Forschungsvorhaben Nr. 8272-VI/4b-7106 i.A. Bayer. Staatsminist. f. Landesentw. u. Umwelt. Ber. Jahr 1983 sowie Kurzmitt. 7, München.

- ERIKSEN W., 1976: Die städtische Wärmeinsel. - Geogr. Rundschau 28/9: 368 - 373.
- FANGER P.O., 1972: Thermal Comfort. Analysis and Applications in Environment Engineering. - Mc Graw-Hill, New York.
- FUKUI E., 1970: The recent rise of temperature in Japan. - Japanese Progress in Climatology (Tokyo University of Education): 46 - 65.
- HÖPPE P., 1984: Die Energiebilanz des Menschen. - Wissenschaftl. Mitt. Univ. München 49: 160 S.
- HÖPPE P., 1986: Die thermische Komponente des Stadtklimas. - MAYER, H.: Bioklima in der Stadt. Wissenschaftl. Mitt. Univ. München: - Meteorologisches Institut, 53: 94 - 108.
- HOWARD L., (1833): Climate of London deduced from Meteorological Observations 3 Vol., 3.A., London.
- JENDRITZKY G., SÖNNIG W., SCHWANTES H.J., (1979): Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell"). - Akademie Raumforschung u. Landesplanung, Beiträge 28.
- JENDRITZKY G., NÜBLER W., (1981): A Model Analysing the Urban Thermal Environment in Physiologically Significant Terms. - Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser. B, 29: 313 - 326.
- KEIL K., SCHNELLE F., (1981): Phänologische Beobachtungen und Klimaschwankungen. - Meteorol. Rundschau 6: 180 - 181.
- KIESE O., OTTO G., (1986): Windanalyse Dortmund. - Endbericht für den Kommunalverband Ruhrgebiet in Essen, Münster.
- KUTTLER W., (1985): Stadtklima. Struktur und Möglichkeiten zu seiner Verbesserung. Geogr. Rundschau 5: 226 - 233.
- KUTTLER W., (1987 a): Das Stadtklima und seine raumzeitliche Struktur. - Hohenheimer Arbeiten: "Ökologische Probleme in Verdichtungsgebieten" (Tagung Umweltforschung Univ. Hohenheim) Stuttgart: 9 - 30.
- KUTTLER W., (1987 b): Stadtklimatologie - eine Bildmediensammlung zur westfälischen Landeskunde. -

- Linke W. (Hg.): Grundlagen u. Probleme der Ökologie 4, 62 S., 24 Dias.
- KUTTLER W., (1988): Lufthygienische und stadtklimatologische Aspekte des Rhein-Ruhr-Raumes. - Geogr. Rundschau 40 - 7/8: 56 - 62.
- KUTTLER W., SCHREIBER D., (Hg.) (1984): Stadt- und Geländeklimatische Untersuchungen im südlichen Münsterland. - Materialien zur Raumordnung: XXV, Geogr. Inst. Ruhr-Univ. Bochum.
- LANDSBERG H.E., (1981): The Urban Climate. - Internat. Geophysics Series: 28, New York.
- LUFTREINHALTEPLAN Ruhrgebiet Mitte 1980-84 (1980): Minist. Arbeit, Gesundheit u. Soziales Land Nordrhein-Westfalen
- MALKOWSKI G., (1964): Analyse des Stadteinflusses auf die Niederschlagstätigkeit nach mehrjährigen Wetterradarbeobachtungen in Berlin. - Wetter u. Leben 16: 147 - 152.
- NÜBLER W., (1979): Konfiguration und Genese der Wärmeinsel der Stadt Freiburg. - Freiburger Geographische Hefte 165. Freiburg.
- OKE T.R., (1982): The energetic basis of the urban heat island. - Quart. J. R. Met. Soc., Nr. 108, 1-24.
- OKE T.R., (1983): Boundary layer climates. London and New York.
- OKE T.R., (1984): Methods in urban climatology. - Applied climatology. 25<sup>th</sup> Int. Geogr. Congress. Züricher Geogr. Schriften 14, 19 - 29.
- OKE T.R., (1986): Urban climatology and the tropical city: A introduction. - OKE, T.R. (ed.) Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas, WMO 652, 1-25 u. 313-353.
- SIEVERS U. & ZDUNKOWSKI W.G., (1986): A microscale Urban Climate Model. - Beitr. Phys. Atmosph. 59, 13 - 40.
- STOCK P., BECKRÖGE W., KIESE O., KUTTLER W. & LUFTNER H. (1986): Stadtklimaanalyse Dortmund, KVR-Planungsheft, Essen. Planungshilfe Ruhrgebiet, Po 18.

WANNER H., (1986): Die Grundstrukturen der städtischen Klimamodifikation und deren Bedeutung für die Raumplanung - Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern, Bd. 55 (1983 - 1985), 67-84.

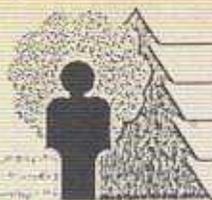
WEISCHET W., (1975): Problematisches über die städtische Wärmeinsel und die Notwendigkeit einer Baukörperklimatologie. - Siedlungsgeographische Studien, Festschrift f. Schwarz G., hrsg. von Kreisel W. u.a., 407 - 423, Berlin.

YOSHINO M., & KAI K. (1973): Change of air temperature in Japanese cities in the recent years and its relation to the synoptic patterns and population. - Tenki, 20, 489 - 497.

LUZERNER  
STADTÖKOLOGISCHE STUDIEN

BAND 1

USA



Umwelt-  
Schutz  
Stadt  
Luzern

Hans-Niklaus MÜLLER (Schriftleitung)

# LEBENSRAUM STADT

1. Luzerner Umwelt-Symposium  
1987

Luzern 1989