

Die Siedlung als klimatisch differenzierter Lebensraum

Gerhard Enders

1. Einleitung

Die durchschnittlichen Zustände einschließlich des regelmäßigen Ablaufs der Gesamtheit aller meteorologischen Einzelvorgänge an einem gegebenen Ort bilden dessen Klima. Hierbei hat man neben einer zeitlichen Bezugsbasis, die sich auf Jahr, Monat, Vegetationsperiode o. ä. erstrecken kann, auch im räumlichen Scale zu unterscheiden, der vom Makrobereich eines Landes bis zum Mikrobereich kleinster geographischer und morphologischer Strukturen reicht.

Das Mikroklima der bodennahen Luftschicht, in dem sich das Leben von Mensch, Tier und Pflanze abspielt, und das daher für jede ökologisch ausgerichtete Disziplin von besonderem Interesse sein muß, wird im wesentlichen von der Grenzfläche Erde/Atmosphäre geprägt. An dieser Grenzfläche finden große Energie- und Wasserumsätze statt, die Windgeschwindigkeit und damit die Durchmischung der Luft sind durch die Reibung reduziert, so daß der Aufbau größerer vertikaler klimatischer Unterschiede als in der freien Atmosphäre begünstigt wird. Gleiches gilt auch für die horizontalen Gradienten, die durch Inhomogenitäten in Art und Zustand der Bodenoberfläche und der in Art und Höhe variierenden Pflanzendecke hervorgerufen werden. Dichter Bewuchs kann die Grenzfläche anheben.

Die Energie- und Wasserumsätze an solchen Grenzflächen werden durch drei fundamentale Gleichungen beschrieben:

a) Die *Strahlungsbilanz* gibt an, wie groß die verfügbare Nettostrahlung Q als Summe aller zu- und abfließenden Strahlungsströme ist (GI = Globalstrahlung, G = Gegenstrahlung, A = langwellige Ausstrahlung, R_k bzw. R_l = kurz- bzw. langwellige Reflexstrahlung).

$$Q = GI - R_k + G - A - R_l$$

b) Die *Energiebilanz* beschreibt die weitere Energietransformation von Q in den Bodenwärmestrom B und in die Ströme fühlbarer und latenter Wärme L und V

$$Q + B + L + V = 0$$

c) Die *Wasserbilanz* beschreibt die weiteren Umsätze des Niederschlages P in Abfluß D , Evapotranspiration E und Speicherung S

$$P = D + E + S$$

Für die Größe vieler Terme ist die Beschaffenheit der Umsatzfläche von entscheidender Bedeutung, wie der Vergleich der Wasserbilanzen eines künstlichen, ausbetonierten Sees ($E + S = P$) und einer gewölbten Asphaltstraße ($D = P$) exemplarisch zeigt.

Infolge der Vielfalt seiner topographischen Strukturen mit Unterschieden in deren Wasserversorgung und Strahlungseigenschaften bildet der Siedlungsbereich, vom Dorf bis zur Großstadt, keineswegs ein einheitliches, homogenes Mikroklima aus, sondern ist als Mosaik verschiedener einzelner Mikroklimata aufzufassen.

Deshalb sollen zunächst die Grundzüge einiger natürlicher Mikroklimata dargelegt werden, die man in ähnlicher Form im Siedlungsbereich wiederfindet. Anschließend wird zu untersuchen sein, inwieweit trotz dieser Differenzierung durch Überwiegen einzelner Komponenten ein typisches *Siedlungsklima* entstehen kann.

2. Mikroklimatische Verhältnisse über natürlichen Oberflächen

2.1 Unbewachsener Boden

Bei gleichem Strahlungsinput ist die Nettostrahlung Q verschiedener Oberflächen vor allem von deren kurzwelligem Reflexionsvermögen, der Albedo a , abhängig ($a = R_k/GI$). Unbewachsene, schneefreie Böden besitzen unter allen natürlichen Flächen, mit Ausnahme einiger Felsarten, die größte Albedo. Ihre Nettostrahlung ist daher verhältnismäßig gering. Sie wird bei Trockenheit, wenn sich die Oberfläche aufhellt und wegen des Fehlens von Verdunstung stark erwärmt und deshalb verstärkt im langwelligen Bereich Strahlung abgibt, noch weiter verkleinert.

Der schwache Luftaustausch in Bodennähe führt zur Ausbildung großer Lufttemperaturgradienten in den untersten Zentimetern, die um Größenordnungen über denen der freien Atmosphäre ($\sim 0.5 \text{ K}/100 \text{ m}$) liegen können.

Aufgrund der molekularen Wärmeleitung wird Wärme auch in tiefere Bodenschichten transportiert. Die Eindringtiefe z_d der Tagesschwankung der Oberflächentemperatur T_o kann näherungsweise in Abhängigkeit von der Temperaturleitfähigkeit l des Bodens bestimmt werden (z_d in cm, l in $\text{cm}^2 \text{ sec}^{-1}$)

$$z_d = 764 \sqrt{l},$$

für die Eindringtiefe z_a der Jahresschwankung von T_o gilt

$$z_a = 19.1 z_d$$

So gilt z. B. für trockenen bzw. nassen Sandboden $z_d = 0.25$ bzw. 0.75 m , $z_a = 4.5$ bzw. 14.5 m .

Die Temperaturwelle im Boden ist gegen die an der Oberfläche in der Phase verzögert: Trockener Sandboden, Tagesmaximum an der Oberfläche um 12.30 Uhr, in 8 cm Tiefe um 17.30 Uhr. Beobachtungen der Jahresamplitude in einem schwach kiesigen Sandboden haben gezeigt, daß dort in 12 m Tiefe die »wärmste« Jahreszeit war, wenn die Winterkälte etwa 1 m eingedrungen war (HAUSMANN, 1950).

2.2 Wiesen, Rasenflächen

Steht eine Wiese 50 cm hoch, so liegt ihre äußere tätige Oberfläche, an der der Großteil der Energieumsätze stattfindet, in etwa 30 cm Höhe. Die Nettostrahlung dort ist größer als beim nackten Boden, was auf kleinere Albedo und infolge von Verdunstungskühlung verringerte langwellige Ausstrahlung zurückzuführen ist.

Da aber ein relativ großer Anteil von Q für die Verdunstung V aufgewendet wird, sind für Luft- und »Boden«wärmestrom L und B im Gras nur mehr verhältnismäßig geringe Energiemengen verfügbar. Das bedeutet für die Fauna in der bodennächsten Grasschicht, wo auch die abgestorbenen Gräser beigemischt sind, zusätzlich zum Strahlungsschutz durch Abschattung auch einen guten Wärmeschutz: Hier ist der in Bodennähe ohnehin geringe Luftaustausch noch weiter behindert, für molekulare Wärmetransporte aber ist Luft ein schlechter Leiter. Wegen der Wasserdampfanreicherung in Luftruhe liegt die relative Feuchte nahe der Sättigungsgrenze von 100 % (vgl. Tab. 1).

Tab. 1: Temperatur- und Feuchteverhältnisse in einer 50 cm hohen Wiese an Juninachmittagen (nach WATERHOUSE, 1950).

Schicht cm	Lufttemperatur °C	Rel. Feuchte %
50 – 25	24 – 25	46 – 47
25 – 10	26 – 26	47 – 55
10 – 0	17 – 18	90 – 100

Das winterliche Temperaturverhalten in jeweils 2.5 cm Meßhöhe zweier verschieden hoher Wiesen gibt Tabelle 2 wieder:

Tab. 2: Relativer winterlicher Temperaturverlauf in verschieden hohen Wiesen (nach NORMAN et al., 1957).

	Wiese, 2–3 cm	30–45 cm
mittl. Minimum	niedriger	höher
mittl. Maximum	höher	niedriger
mittl. Tagesmittel	niedriger	höher
Anzahl Frostnächte	62	36

Die oberen Blattorgane der hohen Wiese verminderten also durch Abschattung tagsüber die Einstrahlung in 2.5 cm, kompensierten aber mit ihrer »Gegenstrahlung« nachts einen Teil der langwelligen Ausstrahlung. Die kurze Wiese bot diesen nächtlichen Wärmeschutz des Bodens nicht, die Anzahl der dort gemessenen Frostnächte ($T_{\min} < 0^{\circ}\text{C}$) lag um 70 % höher.

Je kürzer der Rasen, desto geringer sind die Schutzeffekte; die Verhältnisse nähern sich denjenigen des unbewachsenen Bodens. So sind in der Luftschicht 2.5 bis 30 cm über kurzem Rasen zweijährige Junimittel (12–14 Uhr) des Temperaturgradienten von umgerechnet $-682\text{ K}/100\text{ m}$ gemessen worden, mehr als das 1300-fache des Gradienten der freien Atmosphäre (BEST, 1935).

2.3 Gartenbeet, Getreidefeld

Eine Sonderstellung nehmen Kulturen mit ausgesprochenem Periodenwachstum wie Gartenbeet und Getreidefeld ein. Im Laufe ihrer verhältnismäßig kurzen Wachstumsperiode wird ihre äußere tätige Oberfläche zunächst rasch angehoben, um nach der Ernte wieder mit dem Boden deckungsgleich zu sein.

Die folgenden Abbildungen zeigen exemplarisch den Temperaturverlauf in einem Löwenmaulbeet und in einem Winterroggenfeld, zunächst die Verhältnisse am Mittag (Abb. 1):

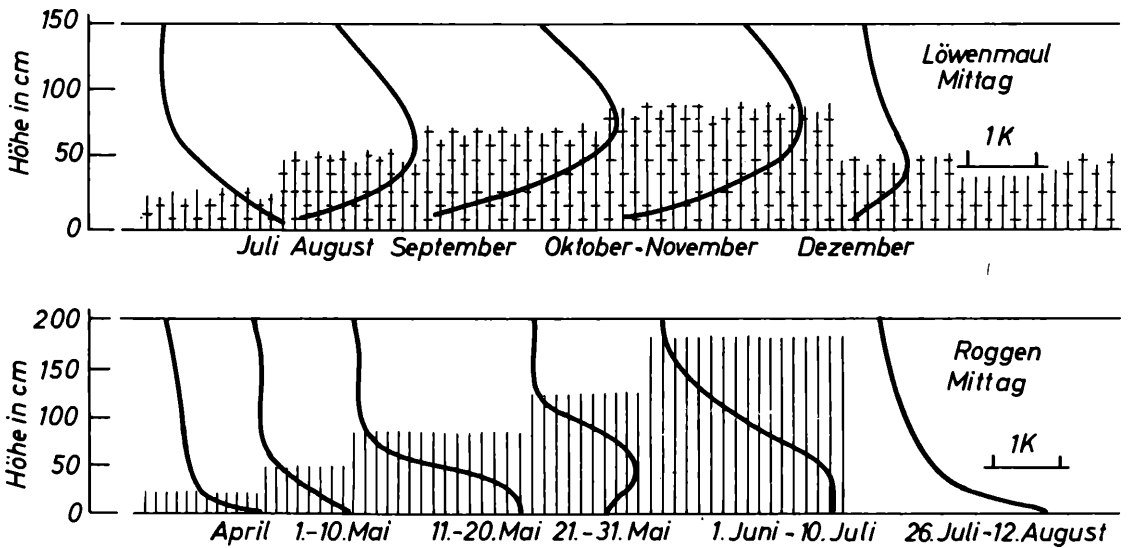


Abb. 1: Mittägliche Temperaturverhältnisse in heranwachsendem Löwenmaulbeet und Winterroggenfeld (aus GEIGER, 1961)

Löwenmaul: Im Juli sind die Pflanzen noch klein und stehen locker, das Temperaturprofil ist noch dem des nackten Bodens ähnlich. Mit zunehmendem Pflanzenschluß und Höhenwachstum wird die äußere tätige Oberfläche und mit ihr die Lage des Temperatur-

maximums bis knapp unterhalb der Bestandsoberfläche angehoben.

Winterroggen: Auch beim Roggen beobachtet man zunächst das Hochwandern der Zone größter Erwärmung. Da aber in diesen stark vertikal struk-

turierten Pflanzenverband Sonnenstrahlung und Wind (Austausch!) leicht eindringen können, bleibt diese Zone deutlich unterhalb der Bestandsoberfläche. Mit Reif- und Lichterwerden des Getreides ab

Juni sinkt das Maximum sogar wieder ab.

Auch die nächtlichen Temperaturverhältnisse zeigen Unterschiede (Abb. 2):

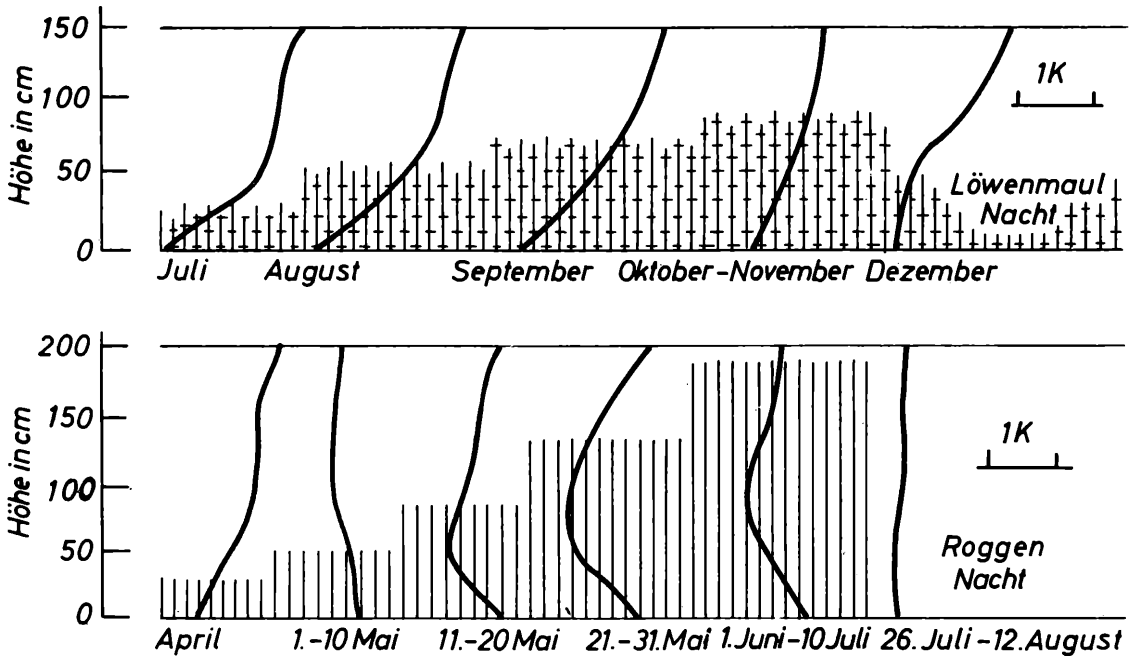


Abb. 2: Nächtliche Temperaturverhältnisse in heranwachsendem Löwenmaulbeet und Winterroggenfeld (aus GEIGER, 1961)

Löwenmaul: Nachts, wenn die Bestandsoberfläche infolge von Ausstrahlung abkühlt, kann die erkaltete Luft leicht an den nicht sehr eng stehenden Stielen bodenwärts abgleiten: Das nächtliche Temperaturminimum liegt stets an der Bodenoberfläche.

Getreide: Auch hier sinkt die an der Oberfläche des Bestandes produzierte Kaltluft ab. Die in Bodennähe aber dichter werdenden Halme verzögern aber dieses Abgleiten viel stärker als beim Löwenmaul, kurz vor dem Schnitt liegt das Minimum etwa 1 m über dem Boden.

Beide Pflanzengesellschaften bieten also der Tierwelt sowohl tagsüber als auch nachts sehr verschiedene thermische Bedingungen.

2.4 Wald

Am höchsten liegt die äußere tätige Oberfläche beim Wald, in geschlossenen Beständen ist sie im oberen Kronenraum anzusiedeln. Mit etwa 10–15 % hat Wald die geringste Albedo unter allen Vegetationsdecken (Satellitenaufnahmen zeigen Wald dunkel wie Meere). Hinzu kommt eine hohe Verdunstung im Kronenraum und damit entsprechende Kühlung der Oberfläche, so daß der Wald auch die höchste Nettostrahlung Q besitzt.

Etwa 70–80 % von Q werden für die Verdunstung aufgewendet, rund 10 % für Bodenwärmestrom (vom Kronenraum abwärts) und Erwärmung der Pflanzenmasse, die in diesem Fall als neues Glied in der Energiebilanz zu berücksichtigen ist.

Der vertikale Aufbau bedingt starke Änderungen der einzelnen meteorologischen Parameter innerhalb des Bestandes (Abb. 3, s. nächste Seite), woraus sich eine Fülle unterschiedlicher klimatischer Bedingungen in den verschiedenen Niveaus ergibt.

Im Vergleich zum Freiland sind Tages- und Jahreschwankung von Luft-, Boden- und Holztemperatur gedämpft, die relative Feuchte liegt bis zu 10 %

höher. Die bei Mensch und Tier zum Lungenraum gelangende Luft ist rascher gesättigt, die Atemwärmung dementsprechend klein.

2.5 Lachen, Tümpel, Weiher

Im Wasser gibt es im Unterschied zum festen Boden den um den Faktor 10^4 bis 10^5 gegenüber Wärmeleitung wirksameren Wärmetransport durch Massenaustausch. Auch gegenüber der kurzwelligen Strahlung verhält sich Wasser anders: Die Albedo ist gering, die Strahlung kann tief eindringen. Bei tiefstehender Sonne erlangt die dann auftretende *spiegelnde* Reflexion praktische Bedeutung als zusätzliche Strahlung für den ufernahen Bereich.

Je tiefer ein Gewässer ist, desto geringer wird die tägliche Schwankung seiner Oberflächentemperatur T_0 , da die vertikale Mächtigkeit der am täglichen Wärmeumsatz beteiligten Schichten größer wird. Dies gilt auch für die Jahresschwankung. Für die Kleingewässer mit Tiefen bis zu einigen Metern ist die Abnahme der täglichen Schwankung etwa umgekehrt proportional der 4. Wurzel aus der Tiefe.

Der Austausch im Wasser kann aber zeitweise auch ganz fehlen (bei Isothermie) oder durch den Besatz mit Pflanzen behindert werden.

Wasserpflanzen absorbieren auch die restliche kurzwellige Strahlung im Wasser und erwärmen sich daher über Wassertemperatur. Diese Übertemperaturen sind in der Regel nicht sehr groß (1–2 K), da die überschüssige Wärme rasch vom Wasser abtransportiert wird: Verlandende Zonen haben daher stets höhere Wassertemperaturen als der vegetationsfreie Bereich.

Dieses Temperaturverhalten der Kleingewässer, besonders ihrer Oberfläche, prägt auch die Charakteristik der darüberliegenden Luftschichten mit gedämpften Temperaturamplituden. Bei kleinen Gewässern sind aber die advektiven Einflüsse aus der

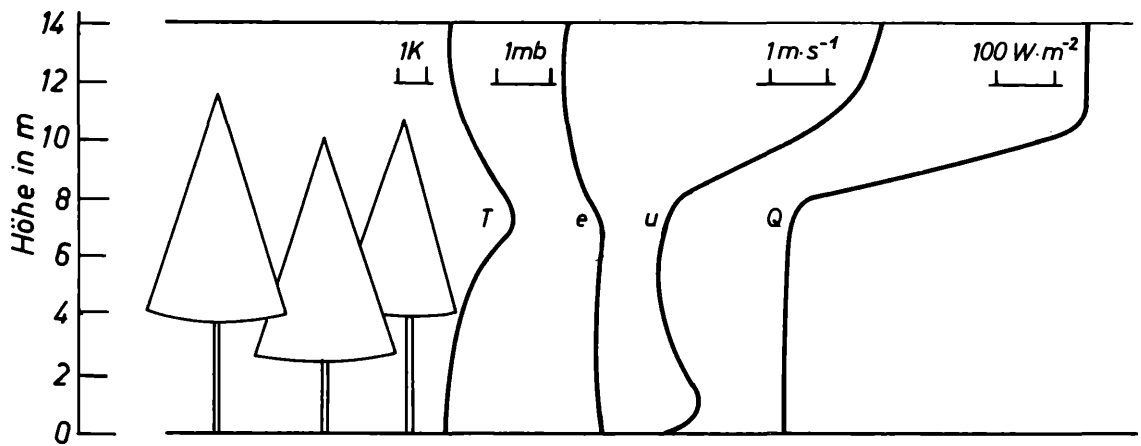


Abb. 3: Mittlere Vertikalprofile (heiterer Julitag, 1200 bis 1300 GMT) der Lufttemperatur T, des Dampfdrucks e, der Windgeschwindigkeit u und der Nettostrahlung Q in einem Fichten-Bestand (nach JARVIS et al., 1976)

Tab. 3: Mittlere jährliche Albedo, jährliche Nettostrahlung (nach BAUMGARTNER, 1965) sowie mittägliche Überwärmung gegen Lufttemperatur an einem sommerlichen Strahlungstag (nach LORENZ, 1967; 1973) für verschiedene Oberflächen.

	Albedo %	Nettostrahlung $W m^{-2}$	Überwärmung K
Wasser	6–20		3
Fichtenwald	15	80	5
Wiesen	25	60	8–11
Getreide			8–10
Ackerland	30	70	
umgepflühtes Feld			12–15
Naßstelle darin			7
unbewachsener Boden	35	45	22
Asphaltstraße			23
Flachdach (?)			25

Umgebung nicht zu vernachlässigen. Umgekehrt ist auch die Reichweite des Mikroklimas über Kleingewässern in die Umgebung gering: Die Steigerung der Luftfeuchte über dem angrenzenden Boden ist nicht auf die Verdunstung der Wasserfläche zurückzuführen – diese ist mittags sogar infolge niedrigerer Oberflächentemperaturen geringer als über dem umgebenden Land –, sondern auf die reichliche Wasserversorgung und starke Verdunstung der ufernahen Vegetation (GEIGER, 1961).

Schon die bisher kurz dargestellten Mikroklimata haben, ohne vollständig aufgeführt werden zu können, gezeigt, wie vielfältig unter natürlichen Verhältnissen die klimatischen Bedingungen sind (vgl. Übersicht von Strahlungseigenschaften und Temperaturverhalten in Tab. 3). Das Tier ist dabei bestrebt und aufgrund seiner Beweglichkeit meist auch in der Lage, das jeweils spezifisch günstigste Mikroklima aufzusuchen und sein Verhalten dessen Ablauf anzupassen.

3. Mikroklimatische Verhältnisse über künstlichen Oberflächen

Die Spannweite der Albedowerte künstlicher Oberflächen, wie Ziegel, Beton, Stein, Asphalt u. ä. reicht mit 10 bis 40 % etwa soweit wie die natürlicher Oberflächen (vgl. Tabellen 3 und 4). Unter denselben Einstrahlungsbedingungen werden sie jedoch mangels Verdunstungskühlung wesentlich wärmer als pflanzenbedeckte Oberflächen. Ist ihre Wärmeleitfähigkeit hoch, so wird die Wärme von der Außenhaut des Baumaterials schnell ins Innere transportiert. Je kleiner die Volumwärme, desto weniger Wärme muß man dem Stoff zuführen, um seine Innentemperatur zu erhöhen, die nachts, nach Beendigung der Energiezufuhr, wieder freigesetzt werden kann.

Das bedeutet, daß bebaute Flächen in der Regel bei Tag und Nacht gegenüber der Umgebung Wärmequellen darstellen: Tagsüber durch den hohen Anteil der Nettostrahlung, der in fühlbare Wärme umgesetzt wird, nachts durch die langwellige Ausstrahlung der tagsüber aufgeheizten Materialien.

Die relative Feuchte $f = e/E$ über diesen Flächen müßte demnach niedriger als über Vegetationsdecken sein: Da das Niederschlagswasser rasch ab-

Tab. 4: Einige Konstanten für den Wärme- und Strahlungshaushalt verschiedener Stoffe

(aus GRIGULL, 1963; van STRAATEN, 1967).

	Volumwärme $cal/cm^3 \cdot grd$	Wärmeleitfähigkeit $kcal/cm \cdot s \cdot grd$	Albedo %
Kiesbeton	0,46	3,1	35
Beton (dunkel gefärbt)			10
Asbestzement	0,32	1,6	25–40
Sandstein	0,37	4,0	
Ziegelstein	0,33	2,0	30
Asphalt	0,47	1,7	10
Dachziegel	0,42	2,0	23–30
Schiefer	0,53	4,5	10
Wasser (unbewegt)	1,0	1,4	6–20
Sandboden (trocken)	0,3	1,0	40
Sandboden (naß)	0,6	4,0	34
Lehmboden (15 % Wasser)	0,6	2,2	
Humus	0,5	3,0	

läuft und somit weniger verdunsten kann, ist der Partialdruck des Wasserdampfes e geringer, während der Sättigungsdampfdruck E als Funktion der Lufttemperatur höher liegt.

4. Mikroklimatische Verhältnisse im Siedlungsbereich

Wenn auf einem bestimmten Raum künstliche Flächen überwiegen, sollte auch deren Mikroklima dominieren. Städte bestehen in ihren statischen Elementen größtenteils aus künstlichen Oberflächen. Die Baustruktur ermöglicht das Eindringen der Zu- strahlung bis in die Höhe der Straßen. Man hat also mehrere Ebenen der äußeren tätigen Oberflächen, die der Straßen und Plätze und die »springende« Ebene der Dächer und Wände. Am Strahlungsumsatz sind also, in unterschiedlichem Ausmaß, alle

Oberflächen der Stadt beteiligt.

Gleichzeitig aber wird über Städten durch anthropogene Einflüsse, wie Industrie, Verkehr, Heizung u. ä. der Aerosolgehalt und damit die Trübung der Luft heraufgesetzt, die kurzwellige Einstrahlung also geschwächt, die langwellige Gegenstrahlung G verstärkt. Trotz der wegen der warmen Oberflächen ebenfalls erhöhten langwelligen Ausstrahlung A wird die effektive Ausstrahlung $A-G$ insgesamt verringert (vgl. Abb. 4). Durch die größere Trübung der Atmosphäre über einer Stadt werden die täglichen potentiellen Maxima der Lufttemperatur daher etwas reduziert. Die Minima dagegen liegen als Folge anthropogener Wärmezufuhr und wegen des nachts großen Bodenwärmestroms aus der Baumasse zu deren Oberfläche wesentlich höher als über dem Freiland (vgl. Abb. 5), die Temperaturschwankung in Städten ist also geringer.

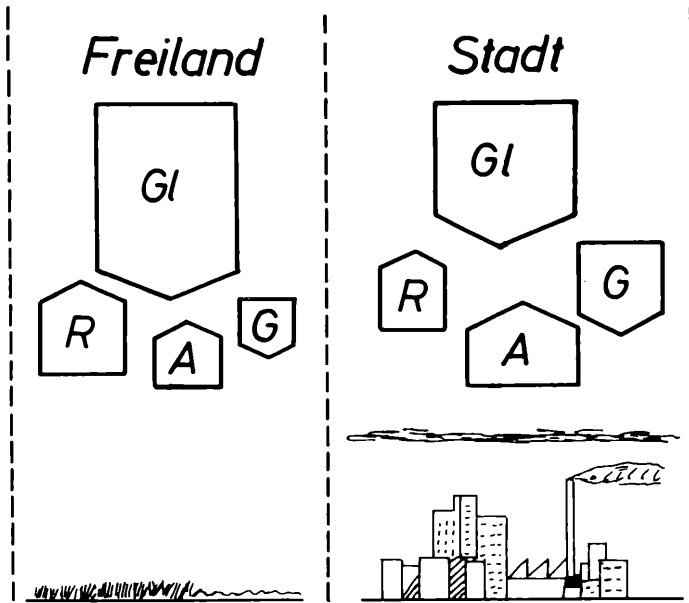


Abb. 4: Relative Größe der Glieder der Strahlungsbilanz über Freiland und Stadt (aus DERING, 1974)

Die aerodynamische Rauigkeit der Bebauung führt zu einer Windbremsung, so daß sich vor allem in Strahlungsnächten, wenn die Temperaturgegensätze zwischen Stadtzentrum und Umgebung groß sind, eine

eigene Zirkulation ausbilden kann (Abb. 5, s. S. 88). Die durchschnittlichen durch Urbanisation bedingten klimatischen Veränderungen aus Untersuchungen mehrerer Großstädte zeigt Tabelle 5.

Tab. 5: Durch Urbanisation bedingte durchschnittliche Änderungen verschiedener Klimaelemente im Vergleich zur ländlichen Umgebung (nach LANDSBERG, 1970).

Element	im Vergleich zur ländlichen Umgebung	Element	im Vergleich zur ländlichen Umgebung
Kondensationskerne	10 mal mehr	Strahlung	
Bewölkung		Globalstrahlung	15 bis 20 % weniger
Bedeckung	5 bis 10 % mehr	UV-Strahlung, Winter	30 % weniger
Nebel, Winter	100 % mehr	UV-Strahlung, Sommer	5 % weniger
Nebel, Sommer	30 % mehr	Sonnenscheindauer	5 bis 15 % weniger
Niederschlag		Lufttemperatur	
Summe	5 bis 10 % mehr	Jahresmittel	0,5 bis 1,0 °C mehr
Tage mit weniger als 5 mm	10 % mehr	mittl. Minimum, Winter	1 bis 2 °C mehr
Schneefall	5 % weniger	Windgeschwindigkeit	
Relative Feuchte		Jahresmittel	20 bis 30 % mehr
Winter	2 % weniger	Böigkeit	10 bis 20 % mehr
Sommer	8 % weniger	Windstille	5 bis 20 % weniger

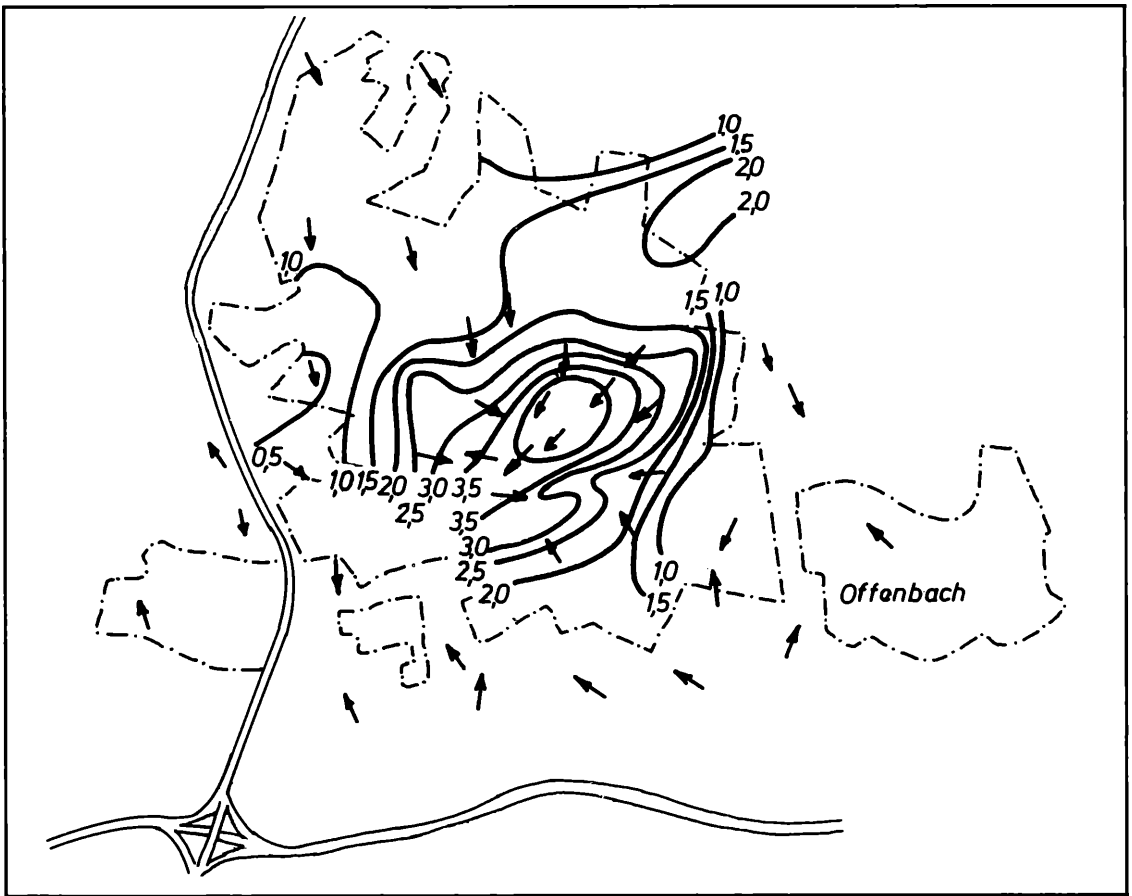


Abb. 5: Temperatur- und Windverteilung während einer klaren Nacht in Frankfurt (nach GEORGII, 1970)

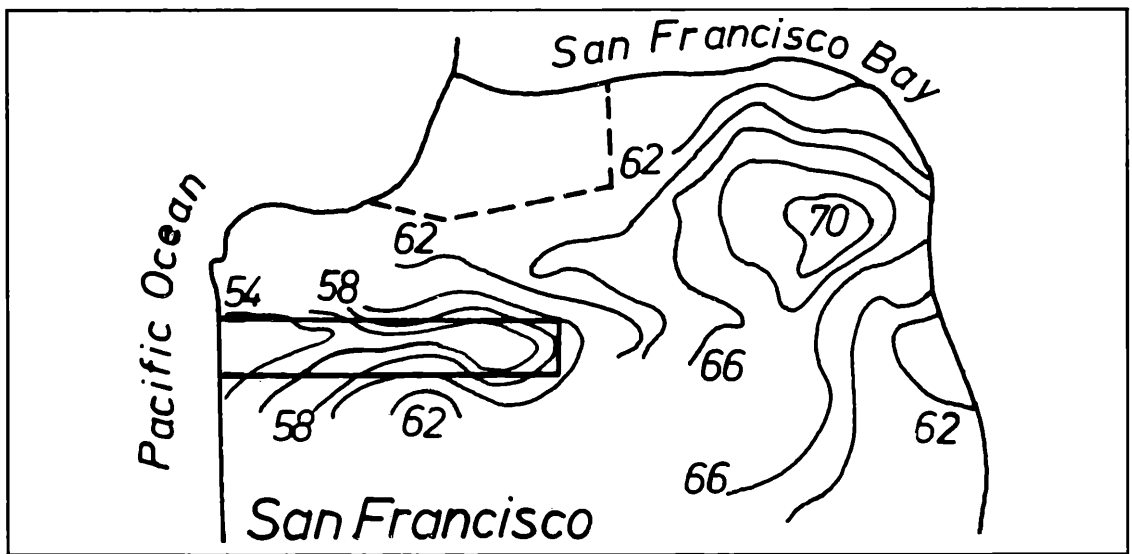


Abb. 6: Lufttemperaturen (in °Fahrenheit) in San Francisco, 26. März 1952, 11 Uhr (aus DUCKWORTH und SANDBERG, 1954); das eingezeichnete Rechteck stellt den Golden Gate Park dar.

Bisher waren mit »Siedlungsbereich« immer größere Städte angesprochen. Je kleiner die Bebauungsflächen sind, desto geringer werden die Unterschiede Siedlung – Freiland und desto schwieriger wird ihre meßtechnische Erfassung. In den Grundzügen aber wird der klimatische Einfluß auch kleinerer Städte ähnlich sein.

Nun besteht der Siedlungsbereich aber nicht gänzlich aus versiegelten künstlichen Flächen. Trotzdem

bildet sich ein mit zunehmender Größe und Einwohnerzahl der Siedlung deutlicher erkennbares Stadtklima aus. Das bedeutet aber nicht, daß die Gärten, Wiesen, Parks, Gewässern u. ä. zugeordneten Mikroklimata völlig verschwinden, sie sind vielmehr auf inselartige Vorkommen beschränkt. Dabei ist deren Einfluß auf die weitere Umgebung gering, wie das Beispiel des Golden Gate Park in San Franzisko zeigt (Abb. 6, s. nächste Seite).

Literatur

BAUMGARTNER, A. (1965):
Energetic bases for differential vaporization from forest and agricultural stands. In: Int. Symp. Forest Hydrol., Pergamon Press.

BEST, A. C. (1935):
Transfer of heat and momentum in the lowest layers of the atmosphere. Geophys. Mem. 65.

BRÜNDL, W. (1980):
Das Klima von München. Dipl.-Arbeit Univ. München.

DERING, CHR. (1974):
Vergleich von Stadt-, Freiland- und Waldklima anhand ausgesuchter Tage. Dipl.-Arbeit Univ. München.

DUCKWORTH, F. S., SANDBERG, S. (1954):
The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. AMS Bull. 35, 198–207.

GEIGER, R. (1961):
Das Klima der bodennahen Luftschicht. Fr. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

GEORGII, H. W. (1970):
The effects of air pollution on urban climates. WMO T. N. 108, 214–237.

GRIGULL, U. (1963):
Die Grundgesetze der Wärmeübertragung. Springer Verlag.

HAUSMANN, G. (1950):
Unperiodische Schwankungen der Erdbodentemperaturen in 1 bis 12 m Tiefe. Ztschr. f. Met. 4, 363–372.

JARVIS, P. G. et al. (1976):
Coniferous Forest. In: Monteith, J. L. (Ed.), 1976: Vegetation and Atmosphere, Vol. 2, Acad. Press.

LANDSBERG, H. E. (1970):
Climates and urban planning. WMO T. N. 108, 364–374.

LORENZ, D. (1967):
Mikrometeorologische Temperaturmessungen von Luftfahrzeugen aus. Ann. Met. NF 3.

LORENZ D. (1973):
Die radiometrische Messung der Boden- und Wasseroberflächentemperatur und ihre Anwendung insbesondere auf dem Gebiet der Meteorologie. Ztschr. f. Geophys. 39, 627–701.

NORMAN, J. T. et al. (1957):
Winter temperature in long and short grass. Met. Mag. 86, 148–152.

van STRAATEN, J. F. (1967):
Thermal Performance of Buildings. Elsevier Verlag.

WATERHOUSE, F. L. (1950):
Humidity and temperature in grass microclimates with reference to insolation. Nature London 166, 232–233.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Gerhard Enders
Lehrstuhl für Bioklimatologie und
Angewandte Meteorologie der Universität München
Amalienstraße 52
8000 München 40

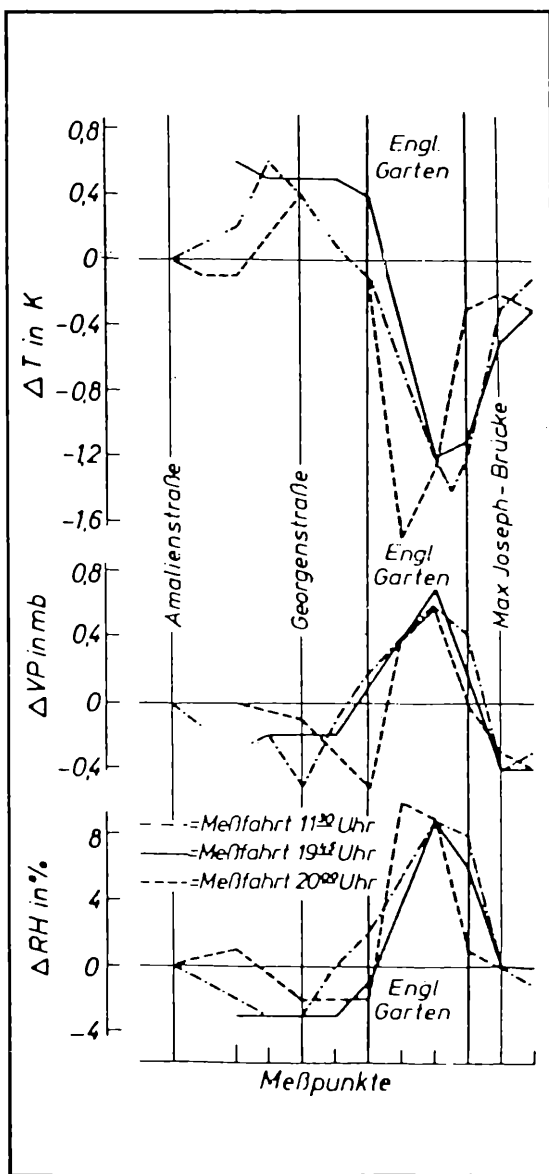


Abb. 7: Horizontalprofile von rel. Feuchte RH, Dampfdruck VP und Lufttemperatur T während verschiedener Meßfahrten durch München (aus BRÜNDL, 1980).

Dies zeigen auch Horizontalprofile von Lufttemperatur, rel. Feuchte und Dampfdruck durch die größte innerstädtische Grünzone Münchens, den Englischen Garten (Abb. 7, s. nächste Seite). Umgekehrt ist ihnen aber auch zu entnehmen, daß das Stadtklima als solches die einzelnen Mikroklimata nicht völlig überdeckt.

Dies ist auch mit ein Grund für die sogar in Großstädten zu beobachtende Artenvielfalt von Fauna und Flora; in großräumig ungünstigen Klimagebieten können Tiere und Pflanzen an mikroklimatisch begünstigten Stellen noch überleben.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Bayerischen Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege \(ANL\)](#)

Jahr/Year: 1980

Band/Volume: [4_1980](#)

Autor(en)/Author(s): Enders Gerhard

Artikel/Article: [Die Siedlung als klimatisch differenzierter Lebensraum 104-110](#)