

都市表面からの顕熱供給と都市大気の混合が 夜間ヒートアイランド形成に与える影響の比較

榊原保志*

要旨

夜間ヒートアイランドの成因について考察した。用いたデータは、長野県小布施町における気温分布データ（榊原, 1999）、小布施町に近い大峰山頂の気温および長野地方気象台の風速である。都市表面からの顕熱供給による成因と都市大気の混合による成因の寄与の大きさを比較するため2つの方法が使われた。 α および $\sqrt{\alpha/U}$ などの気象パラメーターとヒートアイランド強度との相関係数を比較する方法（田宮, 1981）と、風速の増加に対するヒートアイランド強度の変化を比べる方法の2つである。ただし、 α を温位勾配、 U を風速とする。その結果、中小の都市では接地逆転の発達を妨げる都市建造物等に起因する大気の上下混合による成因のほうが夜間ヒートアイランド形成に寄与する可能性を示唆する。

1. はじめに

都市が郊外と比べ暖かい現象はヒートアイランドと呼ばれ、風の弱い晴れた夜間に明瞭に現れることが知られている。この夜間に見られるヒートアイランドは以下に示すいくつかの成因によると考えられる。

- ① 人工熱の都市大気への放出
- ② 日中蓄積した熱を夜間に放出する特性が大きい都市構成物質の存在
- ③ 天空率の減少に伴う長波放射損失の低下
- ④ 接地逆転の発達を妨げる都市建造物等に起因する大気の上下混合

①について、都市で発生する人工熱は太陽放射の数パーセントに匹敵するという報告（たとえば、Garnett and Bach, 1965）があり、とりわけ大都市ほどその効果は大きいものと考えられる。しかし、多くの報告では人工熱が都市温度に対してかなりの貢献をしているであろうとの推定に止まっている（河村, 1968）。近年人工熱の発生量は著しく増加の傾向にあり、都市の気温上昇を説明するのに好都合であるが、発生した熱の大気への再配分過程が明確にならない限

り定量的な決め手とはなりにくい。

②について、河村（1964）は地表面物質の熱伝導率 k と単位体積あたりの比熱 cp から算出した $1/(cp\sqrt{k})$ の値を求め、その等値線の形態が無風時の気温分布と逆相関にあることを指摘した。一方、都市を構成するコンクリートなどが太陽熱を蓄熱する効果によって、夜間に地表面物質が熱源と作用すると考えられていたが、コンクリートと土壌のような都市と郊外を代表する物質の蓄熱に関する物理特性には大きな差異はないとする指摘（Oke, 1981）がある。

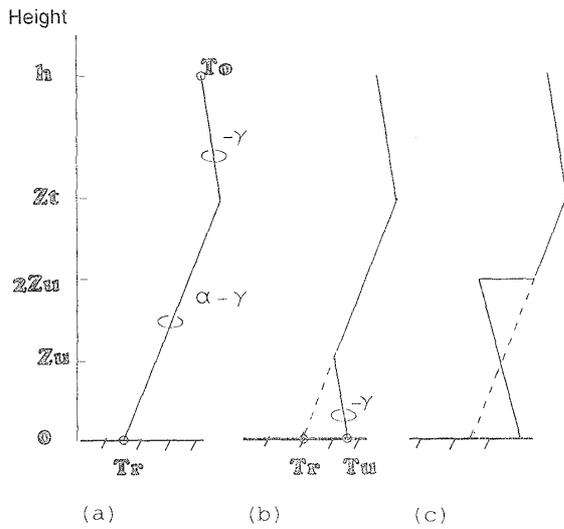
③については、Oke（1981）やPark（1987）が欧米や日本などの諸都市における調査によりヒートアイランド強度の最大値と天空率に高い負の相関があることを示した。④については、高橋ほか（1981）が大垣市内外の建築物構造別、階級別特徴やその他の土地利用を調査し、これをもとにLettau（1969）の方法を用いてラフネスパラメーターを算出し、メッシュマップを作成した。そして、この等値線の形態が、最高気温出現時より最低気温出現時の気温分布の形態と類似すると述べている。

しかしながら、それぞれの成因がヒートアイランドにどの程度寄与するかの重み付けについては、まだよく分かっていない。これはヒートアイランド現象が複合的な成因から形成され、それらが複雑に絡み合っ

* 信州大学教育学部。

—2000年4月12日受領—

—2001年2月27日受理—



第1図 Schematic diagram of the vertical temperature profile at night (a) at rural site (b) case of heating from urban surface (c) case of mechanical mixing of urban atmosphere (T_r : surface air temperature at rural, T_u : surface air temperature at urban, T_o : air temperature at height h , Z_t : height of the top of surface inversion layer, Z_u : height of the break down layer by heating in case of (a), α : the rate of vertical increase in potential temperature, γ : dry adiabatic lapse rate).

いるためによる。野外観測では、たとえば建物の存在自体は一般に①から④のすべての成因に関係するので個々の成因を孤立化させて解析することは難しい。

一方、ヒートアイランドの出現の程度と都市を取り巻く気象要素との関係を解明しようとする試みがある。Sundborg (1950) はスウェーデンのウプサラ市において、夜間における都市と郊外の気温差を雲量と風速に結びつける重回帰モデルを作り、モデル予測値と観測値には0.66の相関があると報告している。ロンドンにおいても Chandler (1965) が同様な結果を示している。いずれも、風速と雲量が夜間ヒートアイランドの出現の程度を説明する最も重要な因子としている。

この気象因子との関わりにおいてヒートアイランド形成の理論的考察を初めて行ったのは、Summers (1965) である。彼は、郊外で接地逆転(第1図 a, ただし γ は乾燥断熱減率, α は温位勾配)が生じ、その空気が都市に進むにつれて、都市表面から供給される顕熱により徐々に下の方から逆転層が解消され、ヒートアイランドが形成されるモデルを開発した(第1図

b)。

基本的な仮定としてヒートアイランド現象が生じるときには郊外で接地逆転が生じており、都市域では高度 Z_0 まで等温位の鉛直プロファイルになっている。風は、対数分布をしているのではなく、郊外では $U = U_0 + bZ$ となって (b は比例定数, Z は高さ), 都市では高度 Z_0 までは等しい風速 ($U = U_0 + bZ_0/2$) とした。

顕熱は先の成因①～③により直接および間接的にもたらされるものと考えられる。彼のモデルではヒートアイランドの出現の程度を示す都市中央部と都市の縁辺部における気温差 ΔT_{u-r} は

$$\Delta T_{u-r} = \left(\frac{2\chi H\alpha}{U\rho c_p} \right)^{0.5} \quad (1)$$

で与えられる。ここで、 H は大気を暖めるのに利用した顕熱フラックス, χ は都市中央部と都市の周辺部の距離, α は郊外における温位勾配, c_p は空気定圧比熱, ρ は空気の密度, U は郊外の風速を示す。

このモデルを実際の都市に適用する場合の難点は、 H の観測資料が十分でないことであつた。そこで、彼は郊外の大気が都市を横切る際、都市中央部に向うにつれて一定の割合で H が増加する場合と都市内のどの地点でも H が同じとする場合を検討した。その結果、どちらの場合も、(1) 式は次のようになった。

$$\Delta T_{u-r} \propto \sqrt{\alpha/U} \quad (2)$$

一方、Oke and Maxwell (1975) はある程度風が吹くと、都市域に存在する建物の凹凸で引き起こされる大気の機械的混合により、郊外で生じた逆転層が破壊され、大気のポテンシャルエネルギーの再配置によりヒートアイランドが生じることもあると述べている(第1図 c)。これは先に示した成因④である。この考えに基づいたヒートアイランド形成の理論的考察を田宮・大山 (1981) が行い、都市内外の気温差 ΔT_{u-r} は α に比例することを示した。

このモデルの鉛直温度分布では2倍の高度 $2Z_0$ まで等温位になっているのが特徴である。この場合攪拌された層の下半分は昇温し、上半分は降温する。その結果ヒートアイランドが生じる。

この2つのモデルにおいて基本的な前提になっていることは、郊外における接地逆転層の存在である。これについて、郊外で接地逆転が生じるときにヒートアイランドも生じるといういくつかの報告(たとえば、田宮・武藤 (1974))があり、妥当な仮定であるといえ

る。

しかしながら両者のモデルは現象を理解するために単純化した上記に示す近似があり、実際には両者の影響をうけてヒートアイランドが形成されるものと考えられる。

ヒートアイランドの成因に、①～③による下からの加熱と成因④の都市大気の機械的混合のどちらがより効いているかは、都市内外の気温鉛直プロファイルを調べればわかりそうであるが実はよく分かっていない。

この種の研究に必要な係留気球やヘリコプターの観測は多額な費用と人手が必要なため、観測結果に基づく多くの検討はない。そのため気温の鉛直プロファイルに関する研究は少ない。

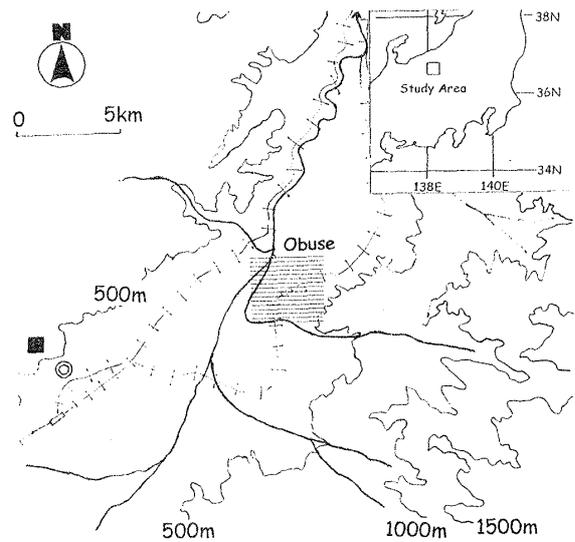
本論では、都市大気が機械的に混合されることによる④のヒートアイランドの成因と、①～③の都市表面から生じる顕熱による成因を比較し、ヒートアイランドの成因の重み付けを行う。比較の方法は、 α および $\sqrt{\alpha/U}$ などの気象パラメーターのヒートアイランド強度との相関係数を比較する方法(田宮・大山, 1981)と風速の増加に対するヒートアイランド強度の変化を比べる方法の2つである。

前者の方法では、前述のようにヒートアイランド強度が α より $\sqrt{\alpha/U}$ と相関が高いならば、下からの加熱の影響が大きいと判断できる。後者の方法である風との関係については、ヒートアイランド形成に加熱の影響が大きいならば、風が弱いほどヒートアイランド強度は大きくなるであろうし、機械的混合の影響が大きいならば、風速が小さいときには混合は起こりにくいので、むしろヒートアイランドは生じにくいと考える。

2. データと解析方法

研究対象とした都市は長野県小布施町である。小布施町に関する説明やヒートアイランドの特徴は前報(榊原, 1999)に詳しい。ここでは、使用した気象データと気象パラメーターの算出方法について述べる(第1表)。ここで使用したデータは、

- (a) 長野県衛生公害研究所の測定による大峰山頂(第2図の■印)における気温
- (b) 長野地方気象台(第2図の○印)における風速
- (c) 榊原(1999)の長野県小布施町におけるヒートアイランドの調査結果のうち、(a)の観測があり、夜間の α の値がマイナスになった5例を除く94回の気温分布から求めたヒートアイランド強度とそのときの郊外の



第2図 Index map of research area
 ■ : Mt. Oomine, ○ : Nagano Local Meteorological Observatory (NLMO).

気温である。

(b)については当地域の代表的風速、(a)については上空の代表的気温と仮定し、いずれも(c)の観測に対応した日時のものである。また、これらの地点は既存の常時観測点として最も小布施町に近い。小布施町には常時気象観測点はないが、1997年7月1日から7月30日まで小布施駅南東500mの市街地において、長野県衛生公害研究所が移動観測車による毎時の定点観測を実施していた。その測定値と長野地方気象台の風速に相関($r=0.560$)が認められることから小布施町の代表風速と仮定することは間違いとはいえないと考える。(c)の観測は、観測開始時に降水がなく晴れ間が僅かでも見える日の21時前後に行った。

ヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} は、郊外で最も気温が低い値 T_r と都市で最も気温が高い値 T_u の差

$$\Delta T_{u-r} = T_u - T_r \quad (3)$$

とした。

逆転層の高さ Z は、鶴野ほか(1988)の札幌市における係留気球を使った直接測定の結果から、その平均値90.6mを採用した。 Z の値は α の値を算出するには重要であるが、今回の研究で用いる α および $\sqrt{\alpha/U}$ などの気象パラメーターとヒートアイランド強度の相関係数の算出にはほとんど影響ない。ちなみに、 Z の値を 90.6 ± 50 mとして相関係数を求めたがいずれもほぼ同じ値であった。

上空の気温 T_0 は、先に述べた大峰山頂の観測値であ

第1表 Observation time and associated meteorological data at Nagano Local Meteorological Observatory (NLMO) and Mt. Oomine.

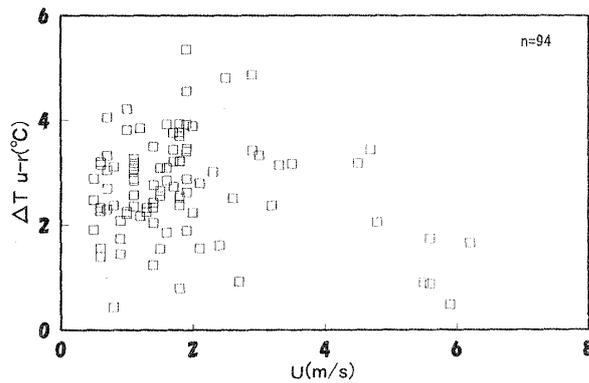
No.	Date	NLMO		Mt. Oomine		No.	Date	NLMO		Mt. Oomine					
		Time	Wind m/s	Time	Temp. °C			Time	Temp. °C	Time	Temp. °C	Time	Temp. °C		
1	960929	19:50	3.5	19:00	14.2	20:00	13.8	48	970113	21:00	1.9	21:00	-2.9	22:00	-2.5
2	961002	21:10	4.5	21:00	14.6	22:00	14.3	49	970116	20:00	0.5	19:00	-0.7	20:00	-1.3
3	961015	20:40	1.8	20:00	9.8	21:00	9.5	50	970116	21:00	0.6	20:00	-1.3	21:00	-1.5
4	961016	19:50	1.8	19:00	6.7	20:00	5.4	51	970117	20:00	1.1	20:00	0.0	21:00	-0.6
5	961017	21:00	3.3	20:00	7.8	21:00	8.6	52	970117	21:00	0.8	20:00	0.0	21:00	-0.6
6	961020	21:10	1.7	21:00	4.8	22:00	4.9	53	970201	21:10	1.9	21:00	-5.3	22:00	-5.0
7	961021	21:00	1.6	20:00	6.3	21:00	5.5	54	970205	20:10	0.6	20:00	-3.9	21:00	-4.2
8	961022	21:00	1.9	20:00	8.0	21:00	6.6	55	970205	21:20	1.8	21:00	-4.2	22:00	-4.7
9	961023	20:50	4.8	20:00	9.9	21:00	9.9	56	970209	20:10	2.9	20:00	-1.4	21:00	-1.5
10	961024	21:10	5.6	21:00	11.1	22:00	11.1	57	970209	21:00	0.8	21:00	-1.5	22:00	-1.6
11	961025	20:50	1.8	20:00	14.0	21:00	14.2	58	970215	21:00	1.5	20:00	1.1	21:00	1.3
12	961027	20:50	4.7	20:00	5.3	21:00	4.8	59	970223	20:00	1.0	19:00	-3.0	20:00	-3.5
13	961030	20:50	2.5	20:00	14.1	21:00	13.6	60	970223	21:10	1.7	21:00	-3.8	22:00	-3.8
14	961103	22:10	1.0	22:00	7.4	23:00	6.5	61	970320	20:00	1.1	19:00	0.8	20:00	0.9
15	961103	22:50	0.7	22:00	7.4	23:00	6.5	62	970320	21:00	1.9	21:00	-0.1	22:00	-1.4
16	961114	20:50	1.1	20:00	5.8	21:00	5.0	63	970324	20:50	2.4	20:00	-4.2	21:00	-4.1
17	961114	21:50	2.3	21:00	5.0	22:00	4.8	64	970325	20:00	0.9	19:00	4.7	20:00	4.1
18	961116	21:00	1.4	20:00	-0.1	21:00	-0.6	65	970325	21:00	1.8	20:00	4.1	21:00	3.8
19	961116	21:50	1.3	21:00	-0.6	22:00	-0.9	66	970327	20:00	2.7	19:00	1.8	20:00	1.5
20	961118	20:50	1.1	20:00	2.9	21:00	3.1	67	970327	21:00	1.4	20:00	1.5	21:00	1.1
21	961118	21:50	0.6	21:00	3.1	22:00	2.8	68	970328	20:00	1.8	20:00	6.8	21:00	5.6
22	961119	21:00	1.4	20:00	0.3	21:00	0.6	69	970328	21:00	1.4	20:00	6.8	21:00	5.6
23	961119	21:50	0.5	21:00	0.6	22:00	0.0	70	970401	20:00	1.3	19:00	5.1	20:00	4.7
24	961125	20:00	1.4	20:00	2.8	21:00	2.9	71	970401	21:00	0.7	20:00	4.7	21:00	4.3
25	961126	21:50	5.6	21:00	4.4	22:00	3.7	72	970607	21:00	1.9	21:00	10.9	22:00	11.3
26	961128	21:50	1.5	21:00	1.4	22:00	0.9	73	970607	22:00	1.2	21:00	10.9	22:00	11.3
27	961130	21:00	0.9	21:00	-2.5	22:00	-2.4	74	970607	24:00	1.4	00:00	10.2	01:00	9.9
28	961130	21:50	0.6	21:00	-2.5	22:00	-2.4	75	970608	03:00	1.7	02:00	10.2	03:00	9.9
29	961206	21:50	0.7	21:00	-3.5	22:00	-2.9	76	970608	06:00	0.8	05:00	9.0	06:00	9.4
30	961207	20:00	1.8	19:00	-1.0	20:00	-1.4	77	970614	21:10	1.6	21:00	15.5	22:00	15.0
31	961207	20:50	1.5	20:00	-1.4	21:00	-2.0	78	970616	21:00	1.1	21:00	17.0	22:00	16.3
32	961208	19:50	1.1	19:00	0.3	20:00	-0.3	79	970621	21:00	0.7	21:00	16.3	22:00	16.0
33	961208	21:00	0.6	20:00	-0.3	21:00	-0.4	80	970704	21:30	1.9	21:00	23.9	22:00	22.6
34	961220	20:50	1.6	20:00	-1.9	21:00	-2.6	81	970718	21:30	1.9	21:00	15.7	22:00	15.7
35	961220	22:00	1.6	21:00	-2.6	22:00	-3.2	82	970719	21:20	0.5	21:00	18.7	22:00	17.7
36	961221	21:50	2.6	21:00	0.4	22:00	-0.7	83	970810	21:00	0.9	21:00	22.6	22:00	22.5
37	961224	22:00	1.0	22:00	-0.8	23:00	-1.7	84	970818	21:00	6.2	21:00	20.3	22:00	19.8
38	961227	20:00	3.2	20:00	-0.5	21:00	0.2	85	970820	21:00	1.0	21:00	21.6	22:00	21.5
39	961227	21:00	1.2	21:00	0.2	22:00	0.5	86	970822	21:20	1.5	21:00	22.0	22:00	21.6
40	961229	18:50	1.8	18:00	1.1	19:00	0.4	87	970823	21:00	0.7	21:00	19.3	22:00	19.3
41	961229	19:50	2.9	19:00	0.4	20:00	-0.3	88	970827	21:10	2.0	21:00	17.6	22:00	16.9
42	961230	19:10	1.1	19:00	2.7	20:00	2.5	89	970830	21:10	2.1	21:00	18.1	22:00	18.2
43	961230	19:50	1.1	19:00	2.7	20:00	2.5	90	970919	21:50	2.1	21:00	12.2	22:00	11.6
44	970106	21:00	5.9	20:00	-1.7	21:00	-1.7	91	970924	21:00	0.6	20:00	11.8	21:00	12.2
45	970106	22:00	5.5	21:00	-1.7	22:00	-1.3	92	970929	21:20	1.7	21:00	9.0	22:00	9.2
46	970110	21:40	1.9	21:00	-3.4	22:00	-3.8	93	970930	21:10	1.8	21:00	10.3	22:00	9.4
47	970113	20:00	2.0	20:00	-2.5	21:00	-2.9	94	971001	20:50	3.0	20:00	11.5	21:00	10.6

る。大峰山の観測は1時間毎なので、これから移動観測中央の時刻における値を推定した。たとえば、観測中央の時刻が20時50分ならば20時と21時の間の気温が直線的に変化したとして内挿した。

温位勾配 α の算出は以下に示す榊原ほか (1998) と同じ方法である。

$$\alpha = (T_o - T_r + \gamma h) / Z_i \tag{4}$$

ここで、 γ を乾燥断熱減率、 T_o を大峰山頂の気温、 T_r を郊外の地上気温、 h を両地点の高度差とし、 Z_i を逆転層上端の高さとする。乾燥断熱減率 γ は $0.00986^\circ\text{C}/\text{m}$ である (第1図 a)。



第3図 The relationship between heat island intensity ΔT_{u-r} and the wind speed U .

ちなみに1997年1月13日の観測で、郊外で最も低い気温を示した地点の標高は329.4 m、大峰山の高度は828.2 mであり、その差 h は498.9 m となる。

3. 風速とヒートアイランド強度

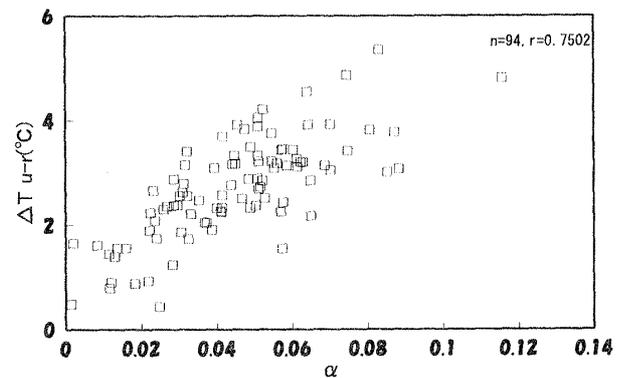
第3図は夜間94回の観測資料による風速とヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} の散布図である。ヒートアイランド強度は風が強くなると小さくなると考えられている(たとえば、水越・山下, 1985)が、図から分かるように、風が強くなっても ΔT_{u-r} は単純に小さくなるのではなく、風速 2 m/s の付近で ΔT_{u-r} は最大になる。いいかえると、最弱風時よりもむしろある程度風が吹いていた時の方がヒートアイランド強度は大きい。このことはヒートアイランドの形成は都市表面からの加熱による成因だけでは説明できず、都市大気の機械的混合の影響があることを示唆する。

第2表はこれまでの関連する報告の一部をまとめたものである。いずれの都市でも、1~2 m/s の風速時に風速に対するヒートアイランド強度の最大値は大きくなる。同様なことは Oke (1973) が示したカナダの10都市中9都市における関係でも認められる。

この点に関して Oke (1976) は注目すべき指摘を行っている。モントリオールでも大まかには風速が大きくなると ΔT_{u-r} は小さくなるが、風速が 1 m/s 以下における ΔT_{u-r} はむしろ小さくなっていた。この理由として、彼はこの風速 1 m/s 以下では都市と郊外の温度差に基づく風が発生し微風時のヒートアイランドがまれになること、そしてそこまで風速計の測定精度が得られないことを述べている。しかし、今回の観測では 2 m/s 以下の観測値が多くあり、この風速を境に ΔT_{u-r} が小さくなっていたので、上記の2つの説明は

第2表 Relationship between heat island intensity and wind speed. * Tamiya and Ohyama (1981), ** Sakakibara *et al.* (1998), *** Kayane (1960), **** Oke (1976).

都市	ΔT_{u-r} の傾向
<小布施町> 96 Sep-97 Oct	2m/s付近で最大
<筑波学園都市*> 大曾根 78 Jul-79 Feb 竹園 78 Jul-79 Feb 並木 78 Jul-79 Feb	1m/s付近で最大 1m/s付近で最大 1-2m/s付近で最大
<長野市**> 95 Sep-Nov & 96 Jun-Dec	2m/s付近で最大
<東京都***> Jan&Feb 1932-1937	1-2m/s付近で最大
<バンクーバー****> 1972-1975	2m/s付近で最大



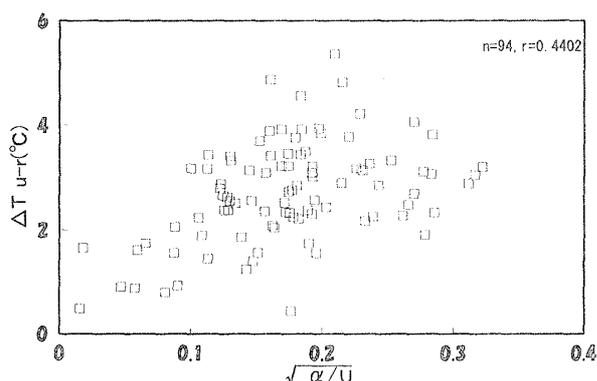
第4図 The relationship between heat island intensity ΔT_{u-r} and the rate of vertical increase in potential temperature α in the boundary layer.

当てはまらない。

4. 郊外の逆転強度と夜間ヒートアイランド強度

第4図は今回用いた全観測資料におけるヒートアイランド強度 ΔT_{u-r} と α の関係を示したものである。図から分かるように、両者には非常によい正の相関が見られる。一方、 ΔT_{u-r} と $\sqrt{\alpha/U}$ の関係で正の相関が見られたが、相関係数は α の場合よりはるかに小さい(第5図)。

このような方法で得た α と $\sqrt{\alpha/U}$ の ΔT_{u-r} に対する相関係数及び結果を第3表に示す。表から分かるように、全般的には α と $\sqrt{\alpha/U}$ のどれも正の相関は見られるものの、相関係数は α の方が $\sqrt{\alpha/U}$ より遙かに大きい。このことは田宮・大山 (1981) の大曾根・竹園



第5図 The relationship between heat island intensity ΔT_{u-r} and $\sqrt{\alpha/U}$.

地区, さらに榊原ほか (1998) の長野市における結果と一致する。

5. おわりに

以上述べてきた結果, 中小の都市では, 都市大気の混合による成因の方が下からの加熱よりも夜間ヒートアイランド形成に大きな影響を与えている可能性が示唆された。

しかしながら, このことが正しいとするには今回採用したモデルの仮定が成り立ち, 小布施町における郊外の風速を長野地方気象台の観測値で代用できるとした前提に立っている。たとえば α の値の推定値は, 逆転層の高さより高いところでは温位勾配が0, すなわち乾燥断熱減率で高さに伴い気温が下がり, それより低いところでは地上から逆転層上端まで直線的に気温が変化すること, 逆転層上端の高さが常に一定と仮定したが, 鉛直方向の詳しい情報が得られなければ, 今回の推論の妥当性は確認できない。

また, 今回の方法では大都市のヒートアイランドの成因を推論することは難しいだろう。大都市のサイズが大きいため, 都市部が晴れていても郊外は曇っているなど都市と郊外が同一の気象状況が保証されないこともあり, 都市と郊外の気温差が単純に都市効果によるものと決められないからである。いずれにせよ, 都市内外において同時に行う気温や風速の鉛直観測が必要である。

謝辞

気象データ閲覧に際し, 長野地方気象台と長野県衛生公害研究所の方には大変お世話になりました。ここに厚く御礼申し上げます。

第3表 Correlation coefficient between α or $\sqrt{\alpha/U}$ and heat island intensity ΔT_{u-r} . * Tamiya and Ohyama (1981), ** Sakakibara *et al.* (1998).

対応するパラメータ	α	$\sqrt{\alpha/U}$
役割	攪拌	加熱

<小布施町> サンプル数=94		
96 Sep-97 Oct	0.75	0.44

<筑波学園都市*> サンプル数=40		
大曾根 78 Jul-79 Feb	0.71	0.36
竹園 78 Jul-79 Feb	0.74	0.31
並木 78 Jul-79 Feb	0.73	0.78

<長野市**> サンプル数=43		
95 Sep-Nov & 96 Jun-Dec	0.78	0.42

参考文献

Chandler, T. J., 1965: The Climate of London, Hutchinson of London, 219pp.

Garnett, A. and W. Bach, 1965: An estimation of the ratio of artificial heat generation to natural radiation heat in Sheffield, Mon. Wea. Rev., 93, 383-385.

河村 武, 1964: 熊谷市の都市温度の成因に関する二, 三の考察, 地理学評論, 37, 560-565.

河村 武, 1968: 都市気候~とくに heat island に関する研究を中心として~, 気象研究ノート, (98), 142-157.

榊根 勇, 1960: 東京とその周辺地域における日最低気温分布の都市気候学的考察, 地理学評論, 33, 564-572.

Lettau, H., 1969: Note on aero-dynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description, J. Appl. Meteor., 8, 828-832.

水越允治, 山下脩二, 1985: 気候学入門, 古今書院, 144 pp.

Oke, T. R., 1973: City size and the urban heat island, Atmos. Environ., 7, 769-779.

Oke, T. R., 1976: The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands, Atmosphere, 14, 268-277.

Oke, T. R., 1981: Canyon geometry and the urban heat island: comparison of scale model and field observation, J. climatol., 1, 237-254.

Oke, T. R. and G. B. Maxwell, 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver, Atmos. Environ., 9, 191-200.

Park, H., 1987: Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments, Environ. Res. Cent. Pap., (11), 1-79.

- 榑原保志, 1999: 長野県小布施町におけるヒートアイランド強度と郊外の土地被覆との関係, 天気, **46**, 567-575.
- 榑原保志, 田中 忍, 伊藤由香, 1998: 長野市における夜間ヒートアイランド強度に対する風速と接地逆転の強さの関係, 天気, **45**, 119-126.
- Summers, P. W., 1965: An urban heat island model; its role in air pollution problems, with applications to Montreal, Paper presented to "First Canadian Conference on Micrometeorology" in Toronto, 12-14 April, 32pp.
- Sundborg, A., 1950: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area, *Tellus*, **2**, 222-232.
- 高橋百之, 関根 清, 岩田知子, 小坂祐子, 福脇左千江, 1981: 大垣市のラフネスパラメーターについて, 地理学評論, **54**, 579-594.
- 田宮兵衛, 武藤禎夫, 1974: 住宅団地において夜間観測される高温域について, 気象研究ノート, (119), 196-205.
- 田宮兵衛, 大山秀樹, 1981: 小集落に夜間発生するヒートアイランドの実態と成因について, 地理学評論, **54**, 1-21.
- 鶴野伊津志, 若松伸司, 植田洋匡, 1988: 夜間の都市境界層と大気汚染質の動態, 大気汚染学会誌, **23**, 103-114.

Comparison between the Effect of Heating from Urban Surface and that of Mechanical Mixing of Urban Atmosphere to Heat Island

Yasushi Sakakibara*

* Faculty of Education, Shinshu University, Nagano 380-8544, Japan.
E-mail : ysakaki@gipwc.shinshu-u.ac.jp

(Received 12 April 2000 ; Accepted 27 February 2001)

Abstract

This paper presents the discussion about causes of the heat island. The data employed in this study were air temperature distributions in and around Obuse town (Sakakibara, 1999), the mountain-top temperatures, and the wind speeds at the nearest observatory. Two methods were used in order to compare the effect of heating from urban surface with that of mechanical mixing of urban atmosphere to heat island: One is to compare the correlation coefficient of meteorological parameters such as the gradient of the vertical potential temperature over the surrounding rural area α and the square root of α divided by wind speed. The other is to compare the changing patterns of heat island intensity as wind speed increases. The results suggest that the mechanical mixing of urban atmosphere contributes to nighttime heat island more than the heating from surface in the small and middle cities.