

- 2-2. Yukitaka OHASHI : Mechanism of Heat Island Formation on a Summer Day : Numerical Study—A Case Study with a Coupled Model between Urban Heat Island and Building Energy Consumption.
- 3.1. Hirofumi SUGAWARA : Review of Observational Study in Urban Atmospheric Science.
- 3.2. Manabu KANDA : New Approaches to Understand Urban Atmospheric Environment.
- 4-1. Fumiaki FUJIBE : Effect of Heat Island to Precipitation—Convective Precipitation in Summer.
- 4-2. Fumiaki KOBAYASHI : Effect of Heat Island to Precipitation—Development of Cumulonimbus Around Tokyo Urban Area.
5. Takehiko MIKAMI : Progress of Urban Heat Island Research and Its Relation to the City Government Policy.

304 : 109 (ヒートアイランド；熱帯夜；熱収支)

## 1-1. 気象学からみたヒートアイランド

近藤 裕 昭\*

### 1. はじめに

東京の夏季の高温化は、この100年で約3度におよぶ(気象庁, 2002)。また特に近年では熱帯夜の増加が顕著である(東京都ホームページ: ヒートアイランドの現状と対策; <http://www.kankyo.metro.tokyo.jp/kikaku/heat/heat1.htm>)。都市の温暖化についてはさまざまな観点から論じられているところであるが、

本稿では「気象学」としての切り口からヒートアイランドと熱収支について概略的に述べる。

### 2. 都市の気象への影響

気象学的な意味でのヒートアイランドとは、都市の存在がその地域の気象に影響を与えるようになっていくことを意味すると考えられる。例えば、気温だけではなく、その周囲への気流や雨量にも影響を与えている場合、より気象への影響が顕著と言える。反対に、

製鉄所の溶鉱炉のまわりはいつもかなり熱いわけだが、そういう狭い場所をさして気象学的な意味でのヒートアイランドとは言わない。

都市化の気象への影響という意味で考えると、熱的な影響の他に都市の構造物の集合が地面の抵抗力を変化させて起こる力学的な影響もある(Sawai, 1978)。流れに沿った地上の粗度長が大きくなり、下層の風速を減速させれば空気はそこで上昇し、上昇流が発生することになる。しかし、ここでは熱の観点からのみ都市とその構造物の影響について、概略的に紹介する。

3. ヒートアイランド循環を顕在化させるスケール  
Kimura (1975) によれば、線形論から導かれるヒートアイランドの作る熱的境界層のスケールは、

$$h = \alpha \left( \frac{\alpha g l^4}{\kappa \nu} \right)^{-\frac{1}{6}} l \quad (1)$$

となる。ここで  $l$  はヒートアイランドの半値幅、 $\alpha$  は

\* 産業技術総合研究所, kondo-hrk@aist.go.jp

© 2004 日本気象学会

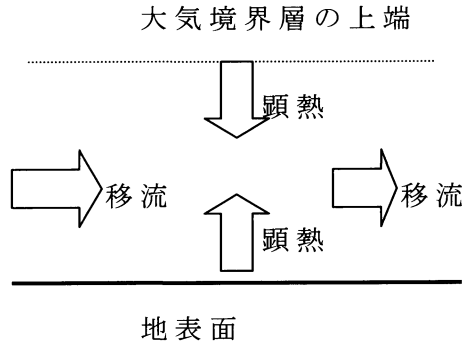
空気の体膨張率,  $g$  は重力加速度,  $v, x$  は運動量と熱の渦拡散係数,  $a$  は定数である。つまり, 水平スケール  $l$  の地面がまわりの地面よりも暖かいと, 高さ  $h$  のスケールの熱的な境界層ができる。一方陸面では, 地表面が日射により日中暖められて対流境界層が発達し, ヒートアイランドはこの熱的な境界層の中に次第に埋没していく。式(1)の  $h$  は  $l$  の  $1/3$  乗に比例するので,  $l$  が十分大きいと  $h$  は対流境界層に完全には埋没しなくなる。そのような場合には海風のように常時ヒートアイランドに吹き込む風が観測できるはずである。このときの  $l$  は30-60 km 程度であるが (Niino, 1987), 東京近郊の都市化した領域でも半径20 km 程度なので, 常時ヒートアイランド循環が観測できるわけではない。

4. 大気境界層の熱収支

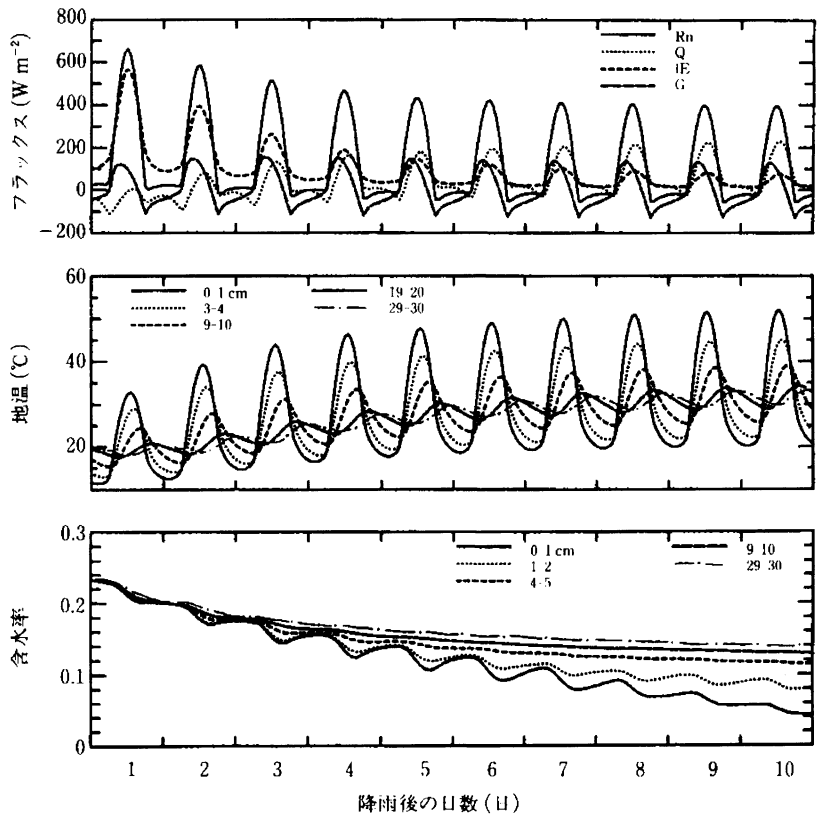
ここでの熱収支は地表面ではなく, 我々が生活している大気境界層における熱収支を調べてみる必要がある。大気境界層の熱収支には, 放射による大気の直接的な加熱・冷却を無視すれば, 第1図のように大気境界層の下部境界, すなわち地面から大気に与えられる顕熱, 大気境界層の上端から大気境界層の発達に伴い流入してくる顕熱, および移流による顕熱の流入・流出の3つが主に効いている(ここでは簡単のため顕熱のみを考える)。

大気境界層上部境界からの顕熱の流入は, 対流境界層の発達に伴い, 温位の高い空気が大気境界層に取り込まれるために起きる。移流は海風などの進入による熱の輸送である。

地面からは, 純放射量が地表面で顕熱, 潜熱, 地中熱に分配された結果として顕熱が流入する。夜間の都市境界層での熱源の1つが地中や構造物に日中蓄えられた熱である。この熱はもともと日射により昼間蓄え



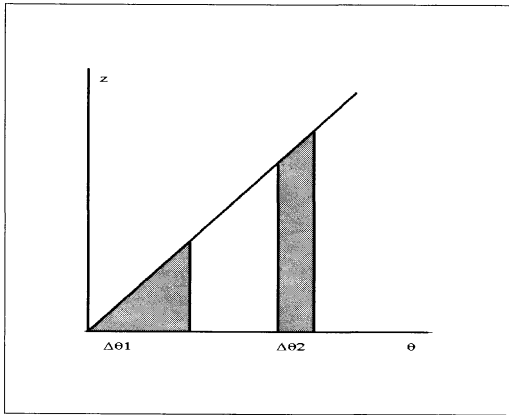
第1図 大気境界層の熱収支。



第2図 降雨後の地表面熱収支 (近藤, 2001)。

られたものである。雲量が少なく日射量が多いこと, アルベドが小さいこと, 乾燥などにより潜熱が小さいこと, 地中や構造物の熱容量が大きく表面温度がそう上がらないことなどが重なるとより熱が蓄えられる。

第2図は降水後晴天日が続いたときの地表面熱収支である。4日程度の間雨が降らないと顕熱と地中から



第3図 同じ量の顕熱が与えられても夜間の昇温量 ( $\Delta\theta_1$ ) と昼間の昇温量 ( $\Delta\theta_2$ ) は異なる。

大気へ与えられる熱が増える（顕熱の方が増え方が大きい）。

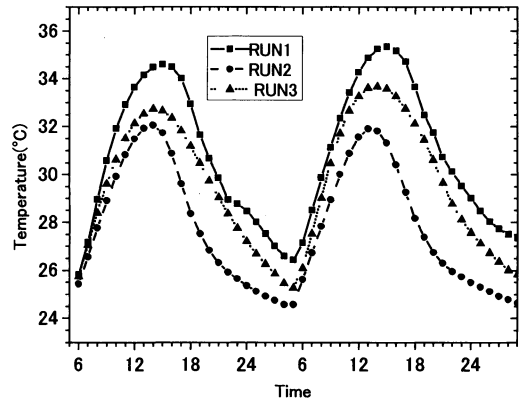
もう1つの夜間の熱源は長波放射である。長波放射量は、上空の温度が高いこと、上空の水蒸気量（雲量）が多いことなどにより大きくなる。従って大気中の水蒸気量は、（土壌の乾燥具合も含めて）昼間は少ないと気温は上昇する傾向があり、夜間は多いと気温が上昇する傾向がある。

気温の変化には、暖められる空間の大きさも関係する。大気境界層の厚さが厚いと、同じ熱量が入ってきても気温の上昇は相対的に小さいが（昼間の状況）、大気境界層の厚さが薄い（夜間の状況）と、同じ熱量でも気温の上昇が大きくなる（第3図）。

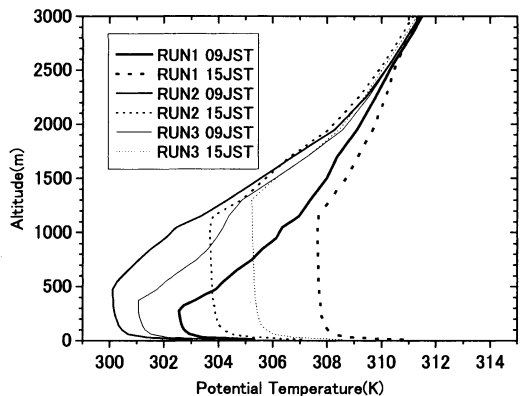
## 5. 移流の効果

具体的な地点での大気境界層の熱収支を考えるとときには移流の影響を無視することはできない。1992年7月28日から29日を想定して関東地方の地上10 mの気温分布をメソスケール気象モデル計算した例を紹介する（近藤，2001）。AMeDASによれば、29日の最高気温は栃木・群馬・埼玉の県境付近で生じている。このときの計算では上層風向風速を西北西7 m/sと仮定した。この計算を基準（RUN1）として他の条件を変えないで上層風向を西北西から東に変えた計算（RUN2）と、風向は西北西のまま山岳をなくした計算（RUN3）を比較した。3つの計算から得られた関東平野内陸の埼玉県東松山市付近の気温変化を第4図に示す。

RUN1に比べて RUN2では、気温が3 K程度下がっ



第4図 埼玉県東松山市付近の地上10 mの気温変化。



第5図 第4図と同じ地点の温位の鉛直プロファイル。

ている。これは、RUN1では上層風が西よりの場合は風が長い距離陸上を吹走してくるために加熱され、すでに暖められた風が関東平野に入ってくるのに対し、東風の場合は太平洋上の相対的に涼しい風が入ってくるため、気温が下がる。しかしながら、同じ西北西の上層風でも山岳が無いときのほうが気温は低い（RUN3）。これは山岳があると山岳下流の関東平野の上空で下降流が生じ、大気境界層の厚さが薄くなったために同じ顕熱量が大気境界層中に加わっても気温が上昇しやすくなるためである（第5図）。

## 6. ビルキャノピーの気温変化

都市の気温に対する影響は、ビルや建物が建ち並んでいる地面付近の複雑な構造と人工廃熱の存在により特徴づけられる。筆者らは、ビルの存在による日射・

長波放射の複雑な反射・再放射や力学的効果を簡易的に取り扱える都市キャノピーモデルを開発した(近藤・劉1998)。このモデルの基本的な考え方は、ある500m~1km四方の領域に対し、そこに存在するビルの

第1表 ビルキャノピーの計算で用いたパラメータ。

surfaces	albedo	volmetric heat-capacity (Jm <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> )	thermal conductivity (Jm <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )
ground (0-36cm)	0.2	2.01×10 <sup>6</sup>	2.28
(36-144cm)	---	1.74×10 <sup>6</sup>	1.00
wall (roof) (13.3-17.3cm)	---	0.20×10 <sup>6</sup>	0.23
(0-13.3cm, 17.3-20cm)	0.4	2.01×10 <sup>6</sup>	1.00

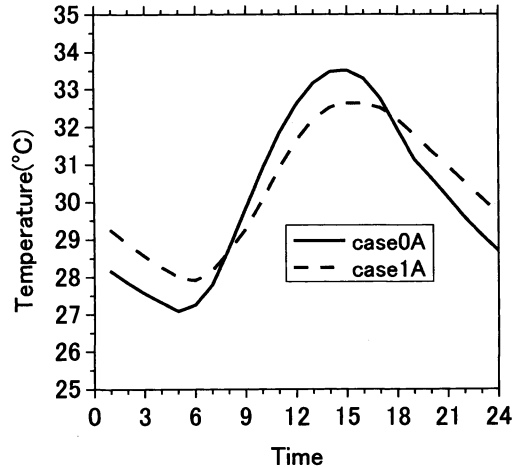
底面積、階数分布をパラメータとして平均的なビル幅(ビル底面は正方形を仮定)、ビルとビルとの間隔を設定する。ビルの側面は正確に東西南北に向いているとして地面とビルの4側面、屋上について熱収支を解き、日射の反射や影の影響および長波放射のビル体による再放射を近似的に取り入れている。大気側は鉛直1次元の大気境界層方程式を基本として、ビルが存在するところには抵抗項をおいた方程式系を用いている。側壁面や屋上からの顕熱、潜熱、人工熱はその高度に放出される。

このモデルを用いて、一辺30mの立方体状のビルが15m間隔で格子状に配置されているものとして、ビルの谷間の地上3mの気温がどう日変化するか計算した。計算に用いたパラメータを第1表に示す。このほかのパラメータとしては、ビル外皮の厚さは20cmとし、室温は25°Cの一定値とした。また地面の20%は草で覆われているものとした。

第6図のcase 1Aにビルとビルとの谷間の気温の日変化を示す。第6図にはビルを無くした計算(case 0A)も載せてある。一見してわかるように、ビルの谷間では最高気温が下がり、最低気温が上昇する。これは昼間の日射量がビルの谷間では少なくなる一方、夜間にはビル壁体からくる長波放射量が天空より来る長波放射量より大きいために冷えていくようになる。特に午後遅くから夜半にかけての気温の降下が遅くなる。

また、ビルの存在は、ビル谷間でのベンチレーションを悪化させかつ空間体積を小さくするので、人工廃熱源がビルの谷間に存在すると、その近くの気温を容易に上昇させる原因となる。

ここでは、1次元モデルの結果のみを紹介したが、1次元モデルは都市化した空間が水平方向に無限に広がっていることを前提としていることから、その結果は都市化の影響をかなり強調したものになりがちである。実際の場合には5で述べた移流効果はかなり大きいことを考慮しておく必要がある。



第6図 一辺30mの立方体ビルの谷間(地上3m)における気温(case 1A)とビルが無い場合の気温(case 0A)の日変化。

## 7. まとめ

気象学から見たヒートアイランドと熱収支について概説した。都市の温暖化には、いろいろなスケールの要因が複雑に絡み合っており、大きなスケールの影響も大きい反面、具体的な身近な熱源も大きく影響してくる。

ここでは詳しく述べなかったが、都市に多い大気汚染物質である黒色のエアロゾルも上空の日射を吸収して上層を加熱する(兼保ほか, 1995)。大気中で加熱が起こるために大気成層構造を変え、気象にも影響してくる可能性があるが、大気汚染と温暖化の関連も含め今後の課題である。

## 参考文献

- 兼保直樹, 山本 晋, 吉門 洋, 近藤裕昭, 村山利幸, 1995: 大都市域における初冬季の高濃度大気汚染が都市気象に与える影響。日本気象学会大会講演予稿集, 67, 278.  
Kimura, R., 1975: Dynamics of steady convections

over heat and cool islands, J. Meteor. Soc. Japan, 53, 440-457.

気象庁, 2002: 20世紀の日本の気候, 財務省印刷局, 116 pp.

近藤裕昭, 2001: 人間空間の気象学, 朝倉書店.

近藤裕昭, 劉発華, 1998: 1次元都市キャノピーモデルにおける都市の熱環境の研究, 大気環境学会誌, 33,

179-192.

Niino, H., 1987: The Linear theory of land and sea breeze circulation, J. Meteor. Soc. Japan 65, 901-921.

Sawai, T., 1978: Formation of urban air mass and the associated local circulation, J. Meteor. Soc. Japan, 56, 159-174.

304:306 (地球温暖化; 都市化)

## 1-2. 地球温暖化と都市化による気温変化について

鬼頭 昭 雄\*

### 1. 日本の過去100年間の気温変化

気象庁では、日本国内の約150地点で地上気温の観測を行っているが、気候の経年変化の調査のためには、長期間にわたって観測を継続している地点を選んで統計を行う必要がある。気象庁(2002)は、全国17地点(網走, 根室, 寿都, 山形, 石巻, 伏木, 長野, 水戸, 飯田, 銚子, 境, 浜田, 彦根, 宮崎, 多度津, 名瀬, 石垣島)を都市化などによる環境の変化が比較的少ない地点としている。それによると全国平均した年平均気温のトレンドは+1.0°C/100年である(統計期間1901-2000年)。中小都市とはいえ、都市化の影響を除く統計的操作は行われていないので、若干の影響はあろう。第1表は環境省(2001)から引用した季節別、地域別の値であるが、夏は南ほど昇温が大きく、冬は北ほど昇温が大きく、一年を通すと全国ほぼ同じ上昇量という結果になっている。過去100年間の経年変化は地域・季節毎に異なっており、南西諸島の夏季気温は上昇し続けているが、北日本の夏季気温には数十年スケールでの大きい変化がみられる(気象庁, 2002)。

IPCC(2001)によると、過去100年間に全球地上気温は $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ (陸上では $0.7^\circ\text{C}$ )上昇したとされており、日本の気温上昇量 $1.0^\circ\text{C}$ は全球平均値よりも大きい。モ

\* 気象研究所気候研究部, kitoh@mri-jma.go.jp

第1表 日本の平均気温トレンド。単位は°C/100年, 統計期間1898-1999年(環境省, 2001による)。

	年	春	夏	秋	冬
全国	1.0	1.3	0.9	1.0	1.0
北日本	1.0	1.3	0.5	0.8	1.5
東日本	1.1	1.4	0.8	1.0	1.0
西日本	1.0	1.3	1.0	1.0	0.8
南西諸島	1.0	1.1	1.1	1.1	0.6

第2表 日本の大都市の気温トレンド。単位は°C/100年(気象庁, 2002による)。

	年	1月	8月	Tmax	Tmin
札幌	2.3	3.0	1.5	0.9	4.1
仙台	2.3	3.5	0.6	0.7	3.1
東京	3.0	3.8	2.6	1.7	3.8
名古屋	2.6	3.6	1.9	0.9	3.8
京都	2.5	3.2	2.3	0.5	3.8
福岡	2.5	1.9	2.1	1.0	4.0
大都市	2.5	3.2	1.8	1.0	3.8
中小都市	1.0	1.5	1.1	0.7	1.4

デルによる気温の経年変化再現実験からは、日本付近は全球平均より少し高い程度であり、上述の中小都市気温にも都市化の影響は入っているものと思われる。

第2表は気象庁(2002)による大都市(札幌, 仙台, 東京, 名古屋, 京都, 福岡)の平均気温および、日最高気温と日最低気温の年平均値のトレンドである(統計期間は地点により異なる)。中小都市での年平均気温