

都市内河川による大気冷却効果

—都市内河川内外の夏期の熱環境および気象観測—

武若 聡*・池田駿介**・平山孝浩***・
萱場祐一****・財津知亨*****

都市内河川周辺で気象観測を行い、夏期の河道内外の気象環境を評価した。気象観測は典型的な夏日に東京都荒川の河道内外で実施した。河道内では係留気球を用いて、市街地上を吹送してきた大気が高水敷および水面上にて冷却される状況を観測した。高水敷上および水面上で熱収支観測を行い、両者の面が大気冷却に果たす役割を明らかにした。河川の風下側に位置する市街地で得られた気温の測定結果より、河川の気象学的な影響が到達し、気温低下が認められた範囲は堤防から最大約150 mまでの地点に及び、低下量は大気が河川上で交換した熱量と相関があることが明らかになった。

Key Words : microclimate, urban rivers, field observation, heat budget

1. 緒 言

都市内の気温はヒートアイランド現象の効果により、周辺郊外地と比較して高温に保たれている。特に、夏期に形成される暑熱環境は厳しく、熱帯夜の増加、大量の空調機使用による電力需要の逼迫等、大都市固有の弊害が顕在化している。

ヒートアイランドに関する研究は、従来より数多く行われてきている¹⁾。ヒートアイランドの成因、例えば、舗装による地表面の被覆²⁾、密集した構造物の立地³⁾、経済活動に伴う人工廃熱⁴⁾等が気象にもたらす効果については定量的な研究が進められてきた。一方、ヒートアイランドを解消し、暑熱環境を緩和するための対策に関する研究も行われている。これらの一つに、都市内の水面・緑地を利用して、暑熱環境の改善を図る提案が含まれる。この考え方は古くから在るものの、熱輸送の詳細なプロセスについては未解明であり、その効果についての議論は定性的な段階に留まっているものが多い⁵⁾。都市内河川周辺の熱環境に着目した観測⁶⁾⁻⁸⁾もこれまでに行われているが、得られた結果は観測された気温、湿度分布の提示に限られる場合が多く、河川内外の詳細な熱収支、微気象の構造等については言及されていない。

本研究では著者らにより行われてきた従来の研究⁹⁾をさらに推し進め、河道内外の気象ならびに河道内の熱収支観測を実施し、河川周辺の微気象ならびに熱環境の特性を定量的に評価することを目的とする。これまでの著者らの都市内河川周辺の気象に関する研究^{9), 10)}からは以下のことが明らかにされている。すなわち、河道内で実

施した気球観測より、夏期日中に大気が河川上を吹送すると熱を交換し冷却されること、またこれとは別の時期に実施された河道内外での定点観測結果より、市街地の気温は河川の影響を受けて低下していること、さらにこの市街地における気温低下は河道内の気象条件と密接な関連があること、等が明らかにされている。本研究では河道内外で同時に観測を実施し、河川周辺に生じる微気象の全体像を明らかにし、周辺市街地の気温が低下する状況と河道内気象との関連を示す。これと同時に、河川を構成する高水敷と水面上で詳細な熱収支観測を行い、これらが果たす気象学的な役割についても明確にする。

2. 気象観測

ここでは気象観測を実施した地点、日時が選定された経過を述べる。その後、観測当日の気象概況を示す。

(1) 観測の概要

気象観測はこれまでの著者らの研究⁹⁾をふまえ、大気が河川上を横断する形で吹送し、風下側に位置する市街地に河川の気象学的な影響が及ぶ状況を捉えることを目的として行った。これに適した観測日時、観測地点、観測方法が次に示す各項を考慮した上で選択された。

1) 例年、関東地方では梅雨明け後の約10日間は天候が安定し、吹送方向が南北に卓越する海陸風がほぼ連日観察される。従って、観測日は梅雨明け後に設定し、午前中に陸風、午後には海風が東京地方に吹く状況に対応した観測体制を整える。

2) 海陸風が河川を横断して吹送する状況を捉えることを念頭に置き、観測地は河道が東西方向に向いている地点を選択する。

3) 河道内の観測は、大気が冷却される状況を捉え、さらに高水敷および水面が大気冷却に果たす役割を定量的に評価することを目的とする。これに向けて、係留気球観測および地表・水表面上の熱収支測定を行う。

* 正会員 工博 九州大学助手 建設都市工学科
(〒812 福岡市東区箱崎 6-10-1)

** 正会員 工博 東京工業大学教授 土木工学科

*** 正会員 工修 建設省土木研究所汚泥研究室

**** 正会員 工修 建設省土木研究所河川環境研究室

***** 学生会員 東京工業大学大学院

Table 1 Instrumentation of the field observation

係留気球 (地点: a 1~a 4)

測定項目	測定高さ z (m); z は高水敷面からの高さ	測定機器	測定時間	データ処理方法
風速	1, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60	三杯式風速計	毎時0分に測定開始 (高度0 m~60 m~0 m までの昇降所用時間: 約 25分間)	各係留高さでの 平均値 (1分間)
気温	50, 40, 30, 20, 15, 10, 5, 2, 1	白金温度計		
相対湿度		高分子誘電率式湿度計		

高水敷上 (地点: b)

測定項目	測定高さ z (m); z は高水敷面からの高さ	測定機器	測定時間	データ処理方法
風速, 風向	2.1	プロベラ式風向風速計	連続測定 (周期4 sでサンプリング)	毎時0分, 30分 からの25分間 平均値
風速	0.2, 0.4, 0.8, 1.6, 2.8, 5	熱線式風速計		
気温	0.2, 0.6, 1.2	白金温度計		
相対湿度	0.2, 0.6, 1.2	高分子誘電率式湿度計		
正味放射量	1.75	放射収支計		
短波放射量	1.83	短波放射計 (日射計)		
地中伝導熱	地中4, 12, 21 (cm)	熱流計		
気温・風速3成分	0.85	超音波風速計	毎時0分から40分間測定 (20 Hzでサンプリング)	毎時0分からの 25分間の統計量
表面温度		放射温度計	15分毎に測定	直読平均値
地中温度	地中1, 3, 5, 10, 15, 25, 40 (cm)	サーミスタ温度計		

水面上 (地点: c)

測定項目	測定高さ z (m); z は水面からの高さ	測定機器	測定時間	データ処理方法
風速	1.25, 2.25	熱線式風速計	連続測定 (周期1 sでサンプリング)	毎時0分, 30分 からの25分間 平均値
気温	1.25, 2.25	白金温度計		
相対湿度	1.25, 2.25	高分子誘電率式湿度計		
水温	水中0.5, 1, 2, 3	サーミスタ温度計	15分毎に測定	直読平均値
水表面温度		放射温度計		

左岸路上 (地点: d 1~d 8)

測定項目	測定高さ z (m); z は路面からの高さ	測定機器	測定時間	データ処理方法
気温, 相対湿度	1.5	アスマン式乾湿計	30分毎に移動観測	直読値

4) 河川に隣接する市街地では, 市街地気温・水蒸気量分布と河道内に生じる気象との関連を調べることを目的とした観測を3)の測定と同時にを行う。

以上の諸点を考慮し観測地を東京都足立区内の荒川(西新井橋~千住新橋間, 13.25 km 地点)に設定し, 観測日を1992年7月29日(5時~20時30分)とした。

Fig.1に河道内外の観測機器の配置位置を, Table 1に各地点での観測項目, 使用した観測機器, 各観測が行われた時間および本研究でのデータ処理方法を示す。

河川は観測地点で感潮域にあり, 6時, 19時に満潮, 13時に干潮を迎えた。この間に水位は約2 m, 水面幅は約50 m増減する。両岸の高水敷は運動場として利用されており, 背の低い草(主に車前草)が生えている領域と土が露出している領域から成る。左右岸の市街地には, ほぼ堤防の上面高さ(高水敷からの高さ約6 m)に達する低層, 中層の住宅が密集しており, 左岸側堤防に

沿っては4車線道路とその上に首都高速道路がある。

係留気球は高度60 mまで昇降させ, 上昇, 下降時に所定の高さに1分間係留し, その間の気温, 相対湿度および風速の平均値を求めた。この作業は4台の係留気球(a 1~a 4)の操作を無線で指令し, 同期しながら行った。気球の昇降は毎時0分に開始し, 1回の昇降に約25分を要した。最大係留高度は法規と気球装備の制約から高水敷面から60 mに設定した。

高水敷上では草地上に観測点bを設け, 植生面の気象学的な効果を調べた。高さ5 mのポールに風速計, 温湿度計を取り付け, 地表面近傍の風速, 気温および相対湿度の鉛直分布を観測し, 放射収支計, 日射計等を用いて上向きおよび下向きの長・短波放射量を測定した。地中では深さ40 cmまでの地温分布と熱流量を測定した。以上の各測定結果から高水敷上の熱収支を算定した。

船上の観測(c地点)も高水敷上と同様, 熱収支を算

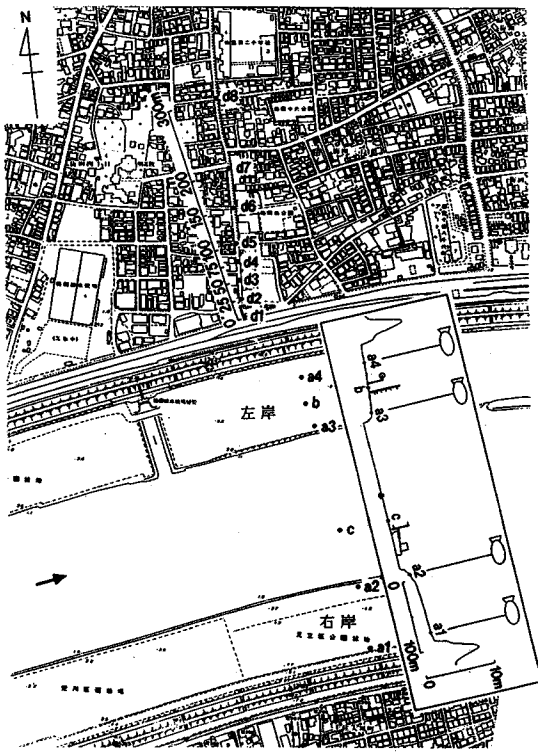


Fig.1 Location of the observation site and setup of the instruments.

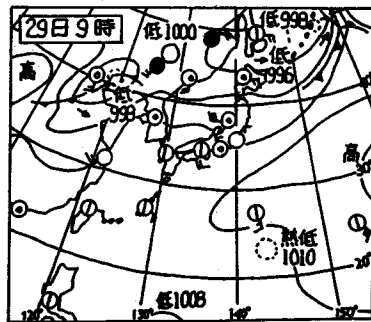


Fig.2 Weather map of the observation day (1992 July 29).

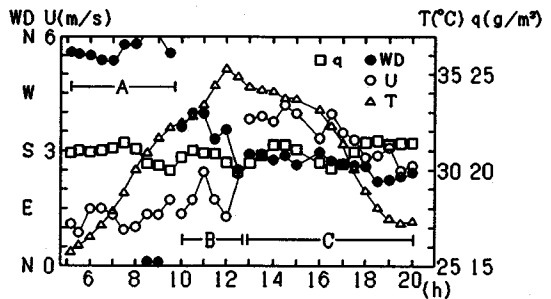


Fig.3 Diurnal variation of the wind speed, wind direction, temperature and humidity observed at location b on the flood plain.

定することを目的とし、水面上の風速、気温および相対湿度の分布、水表面温度、水中温度を計測した。

市街地での気温・相対湿度の移動観測 (d1~d8 地点) は主に海風時に生じる気象を捉えることを目的としたために、左岸側で集中的に実施した。観測班は2チーム設け、毎時0分と30分に各々が担当する地点の気温、相対湿度をアスマン式通風乾湿計を用いて測定した。

(2) 観測日の気象概況

当日の関東地方は太平洋高気圧に覆われて一般風が弱く (Fig.2)、海陸風の入替わりが明確に認められた典型的な梅雨明後の晴天夏日であった (1992年の関東地方の梅雨明けは7月19日)。東京管区气象台 (観測地点から約9 km) の発表では、日中に煙霧 (視程約5 km) が発生していた。陸風 (北風)、海風 (南風) が河川をほぼ直角に横断して吹送る状況が午前と午後捉えられた。高水敷上で観測された気温 T 、水蒸気量 q 、風向 WD および風速 U の日変化を Fig.3 に示す。風向に着目すると、観測を実施した間は

- (A) 北風 (陸風) が卓越する5時から9時30分、
 - (B) 風向が一定せず、かつ風速が弱い10時から12時、
 - (C) 南風 (海風) が卓越する12時30分から20時、
- の時間帯に分けられる。気温は正午頃に最大となる日変化を示したのに対して、水蒸気量には明確な日変化が見

られなかった。

3. 河道内の微気象

本章では河道内で実施した観測結果から、大気が河川上で冷却されるプロセスを明らかにする。まず、係留気球の観測結果から、河道内に内部境界層が発達し、大気下層が冷却される様子を示す。その後、熱収支解析により高水敷、水面が大気冷却に果たす役割を評価する。

(1) 河道内の風速、気温および水蒸気量の鉛直分布

一般に、ある気象場の諸量 (風速、気温等) の空間分布の平均的な像を得るには、所定の測定高さに観測機器を備えた高い気象ポールを複数設置し、適切な時間長で平均化した測定値を取得することが理想的である。しかしながら、このような設備を設置できることは希であり、高い地点の気象データを収集するには気球を使わざるを得ない。この時、気球が各測定高さに留まる時間が短いと、充分な数の大気乱流運動に伴う渦が測定プローブを通過せず、正しい時間平均的な測定値が得られない。また、各高さに留まる時間を長く設定すると、所定高度までの到達時間が長くなり、この間に場の性質が変化する恐れがある。以上の気球観測に伴う問題点に関する断片的な検討はあるものの¹¹⁾、現時点では種々の観測対象に適した測定方法は確立していないように思われる。

今回の観測では、準定常状態にあると見させる間の河道内の気象場を捉えることを目的として、気球を所定の

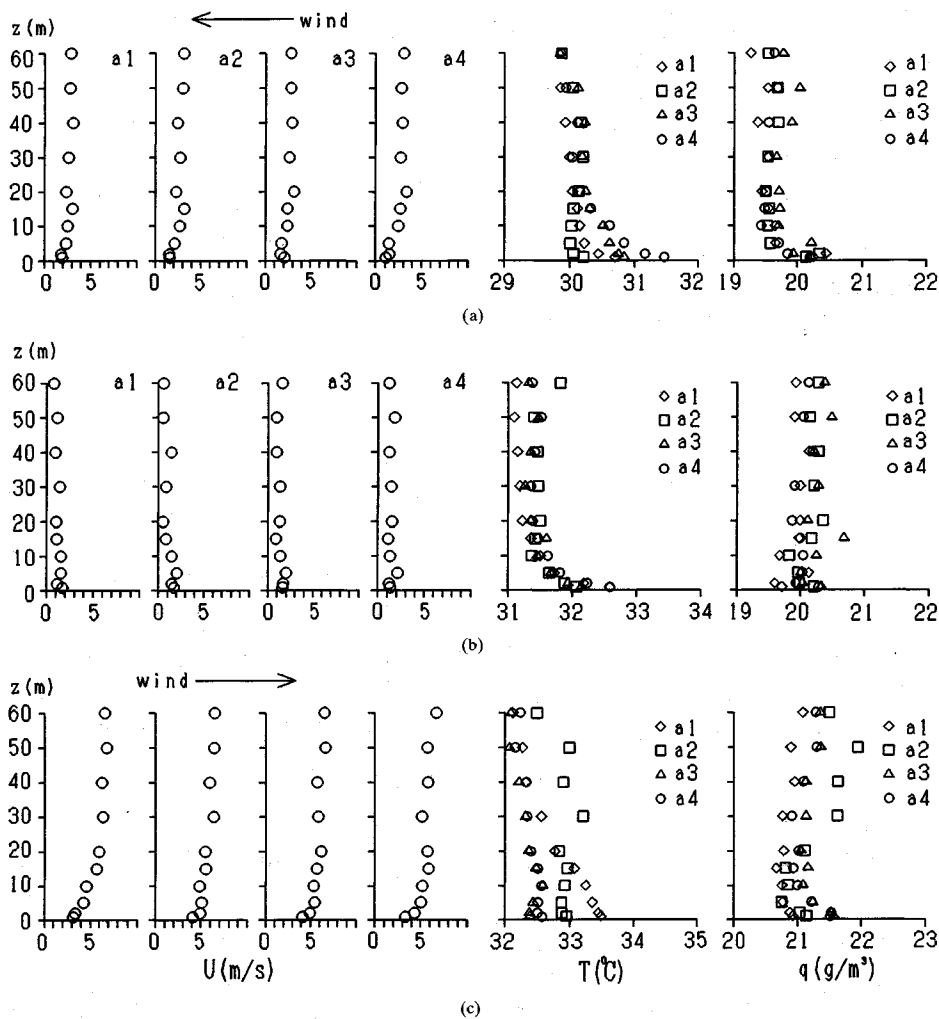


Fig.4 Vertical profiles of wind speed, temperature and humidity across the river course ; (a) 9h, (b) 10h, (c)14h.

測定高さに1分間係留し、約25分を要して高度60mまで上下させた (Table 1)。1分間という各高さでの係留時間は過去に行われた観測⁹⁾を参考にして経験的に定められた。この時間設定の妥当性を厳密に検討することは困難であるが、気球観測で得られた地表近くの測定値の分布が高水敷上で観測されたポールを用いた高さ5mまでの時間平均値 (約25分間) の鉛直分布に概ね接続していたことから、今回の観測方法で河道内の準定常的な気象場の概況は捉えられたものと判断した。

Fig.4 (a), (b), (c) に時間帯 (A), (B), (C) に得られた代表的な風速 U , 気温 T , 水蒸気量 q の鉛直分布を示す。鉛直方向の距離 z は各気球を係留した地点の地表を原点にして測ったものである。

時間帯 (A) (北風, 陸風): 風速は全般に小さい ($U < 4 \text{ m/s}$)。市街地から流入してきた大気の下層は風上側から風下側に吹送するにつれて加速する。これは市街地と

河道内の表面粗度の差により生じたものと考えられる。気温分布には大気下層が左岸高水敷、水面上を吹送する間に冷却され、右岸高水敷上で加熱される様子が捉えられている。大気は河道を横断する間に高度約30mまで冷却され、高度 $z=5 \text{ m}$ の気温は約 $0.6 \text{ }^\circ\text{C}$ 低下している。水蒸気量は地表近くで多くなる鉛直分布となっている。時間帯 (B) (風向は一定しない): 風速は非常に小さく、鉛直分布は一様化している。風向の変化が激しかったことも観察時に確認されている。気温分布は水面に近い測定点 ($a2$ および $a3$) で低くなっているが、上空の分布は一様化している。水蒸気量の分布は地上から上空にかけて一様化している。以上の状況から判断して、この時間帯の流れ場は自然対流状態にあったと考えられる。時間帯 (C) (南風, 海風): 大気の下層が河道内を吹送する間に、右岸の高水敷上、水面上で加速し、左岸高水敷上で減速の様子が捉えられている。気温の鉛直分布

にも午前中と同様、大気下層が冷却される様子が捉えられており（高度 $z=5\text{ m}$ の気温は約 0.8°C 低下）、中立～安定な成層が形成される。大気下層には、水面上を吹送する間に水蒸気が供給されるのに対して、高水敷上の水蒸気量の分布形の変化は小さい。

時間帯 (C) では次のような顕著な現象が観察された。 $a2$ の気球で測定された上空 ($z>30\text{ m}$) の気温分布に着目すると、ここでは常に風上側の $a1$ の気温に比べて高い気温を示していた。以下の理由、すなわち、各時間の観測毎に同様の傾向を持つ測定結果が得られたこと、また、この現象を見極めた際の気温鉛直分布間の温度差が測器の測定精度を概ね超えていたこと、から考えてこの現象が有意であったと判断される^{*1)}。

ここで観察された現象は、河川上を吹送する大気の気温分布が単に内部境界層の発達により変形するというだけでは説明ができず、熱境界層の発達に何らかの移流の効果が加わって生じた結果と考えざるを得ない。ただし、現時点では移流の形態、規模等については不明である。

河川周辺市街地の気温は、河道内で冷却された大気下層の気塊が侵入することにより低下していると考えられる。 $a1$ と $a4$ 地点で観測された気温の鉛直分布から判断して、冷却層の発達高さは約 30 m 程度であり (Fig.4 (a), (c)), この層の市街地での挙動が河川により暑熱環境が改善される規模を決定していると考えられる。

(2) 大気が河川敷上で交換する熱量

前節では、大気が河川上を横断する形で吹送すると吹送方向に気温が低下することを示した。ここでは、河道上の空間に流入出する熱フラックスの収支を求め、河川による大気冷却量について評価する。

河道内の両端 ($a1, a4$ 地点) の毎時の気温、風速の観測結果から以下の量 F' がトラバース法により求まる。

$$F' = \frac{\rho C_p}{L_F} \int_0^\delta (U_d T_d - U_u T_u) dz \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 ρ, C_p は空気密度と定圧比熱、 L_F は $a1-a4$ 地点間吹送距離、 δ は積分上限高さ（理想的には河川の影響が及ばない高さ）、 z は鉛直上向き座標であり、添字 u, d は各々、風上、風下側の測定値を示す。

ここで見積られる F' の意味について、Fig.5 に示す状況を例に考える。河道流下方向には一様な現象が生じており、市街地から風速、気温分布が平衡に達した大気が流入し、河道内に内部境界層が発達する。市街地上では地表面からの熱フラックス f_c と上空端検査面から放出される熱フラックスが等しく、平衡な気温分布が形成

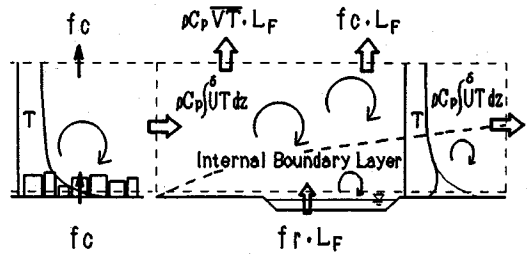


Fig.5 Estimation of F by traverse method.

されている。河道内表面から大気への平均的な熱フラックスを f_r 、上空端検査面から放出される熱フラックスは内部境界層から充分上方に検査面をとれば f_c であるので、検査面に流入出する熱量の収支から以下の関係が得られる。

$$F' = F - \rho C_p \overline{VT}, \quad F = f_r - f_c \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 $\rho C_p \overline{VT}$ は河道内での風速増加を補償する下降流が上空検査面を通じて輸送する平均的な熱量である。

式 (2) から、式 (1) により見積られる F' には、河道内外の表面熱フラックスの差がもたらす効果 (F) と河道上空に発生する下降流の効果が複合していることがわかる。下降流の効果が気温低下に果たす割合は、河道内外の表面熱フラックスの差がもたらす効果に比較して小さく^{*2)}、また今回の観測結果からこの量を定量的に評価するのは困難である。大気の冷却に本質的に寄与するのは河道内外の表面熱フラックスの差 F であり、大気が冷却されたときに F は負になる。

式 (1) を用いた計算にあたっては、運動量 (U) に関する内部境界層の発達と同程度のばらつきが風速の測定値に含まれており、これらを分離することは困難であったことから、風速分布として両端 ($a1, a4$) の観測値に対数関数を当てはめ、さらにこれら2つの分布を平均した値を U_d, U_u に共通に代入した。これは、運動量に関する内部境界層の発達の効果を無視して解析し、 F を求めたことに相当する (U に関する内部境界層が発達しなければ $F=F'$)。計算の際の積分上限高さ δ は、気温分布から判断した内部境界層発達高さが概ね 30 m 以下であったこと、また、河道上空で何らかの移流による熱輸送が生じていたことを考慮して $\delta=30\text{ m}$ と定めた。 F の絶対値は、 δ を 30 m から 60 m まで変化させて求めた処、2割程度大きくなったが、日変化の傾向は同じであった。Fig.6 にこのようにして求めた時間帯 (A) と (C) の F を示す (風向の定まっていなかった時間帯 (B) の F は求めていない)。 F は正午過ぎに最大 (絶対値) となる。午前中の時間帯でも吹送方向に明確な気

* 1) 気温測定に用いた白金温度計の公称精度は $\pm 0.3^\circ\text{C}$ であり、観測後に実施した校正測定では各測器の出力は $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 内に収まった。一方、各時間毎に観測された $z=40\text{ m}$ の $a2$ と $a1$ の気温差は概ね 0.4°C であった。

* 2) この量の値そのものは負で大きい、検査領域を素通りする熱量であり、気温の低下にはほとんど関与しない。

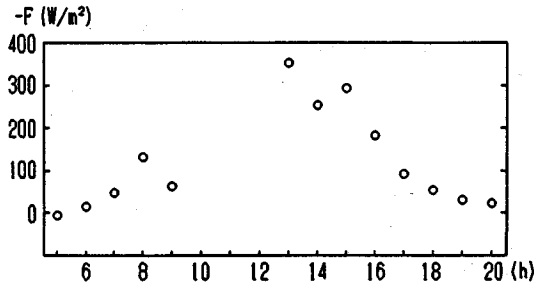


Fig.6 Diurnal variation of F estimated between $a1$ and $a4$.

温低下が見られるが、大気が交換した熱量は午後からの時間帯に比較して小さかった。これより、河道外に及ぶ冷却効果は午後が大きくなることが予想される。

(3) 高水敷および水面上の熱収支

ここでは高水敷および水面上の熱収支解析を通じて、これらの面が大気冷却に果たす役割を明らかにする。対象とする表面に流入出する熱量、すなわち正味放射量 R_{net} 、顕熱量 H 、潜熱量 ℓE (ℓ は単位質量水の気化熱、 E は蒸発量)、表面から地中への熱伝導量あるいは水中への貯熱量 G 、は平衡しているとする、次式が成り立つ¹²⁾。

$$R_{net} = H + \ell E + G \dots\dots\dots (3)$$

ここに、左辺の正味放射量は表面が獲得する放射エネルギーであり、以下の式で表される。

$$R_{net} = (1 - \alpha) S_R \downarrow + L_R \downarrow - \sigma T_s^4 \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 $S_R \downarrow$ は短波放射量 (日射量)、 $L_R \downarrow$ は大気からの長波放射量、 α は表面のアルベド、 T_s は表面温度、 σ はステファン・ボルツマン定数であり、 σT_s^4 は表面からの長波放射量を表す。

a) 高水敷上の熱収支

高水敷上 (b 地点) では、 R_{net} は直接測定により、 H 、 ℓE は風速、気温および水蒸気量の鉛直分布から傾度法¹³⁾を用いて、 G は地中に埋められた温度計と熱流計の測定値を用いて、各々求めた。

大気下層の接地層内の顕熱量 H 、潜熱量 ℓE は以下のように与えられる。

$$H = -\rho C_p U_* T_* \dots\dots\dots (5)$$

$$\ell E = -\ell U_* q_* \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 U_* 、 T_* 、 q_* は摩擦速度、摩擦温度、摩擦水蒸気量である。傾度法ではこれらの諸量を以下に示す普遍関数 ϕ_m 、 ϕ_h と風速 U 、気温 T および水蒸気量 q の鉛直分布の関係から求める¹²⁾。

$$\frac{\kappa \zeta}{U_*} \frac{\partial U}{\partial \zeta} = \phi_m(\zeta) \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{\kappa \zeta}{T_*} \frac{\partial T}{\partial \zeta} = \phi_h(\zeta) \dots\dots\dots (8)$$

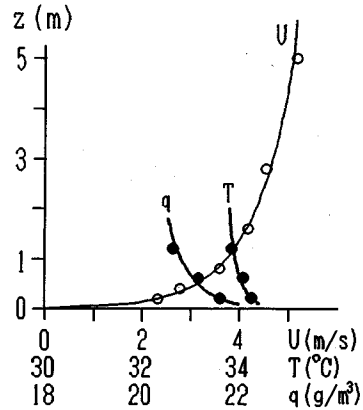


Fig.7 Vertical profiles of wind speed, temperature and humidity on the location b at 14h. The circles indicate the observed mean value and the lines the fitted universal functions. ($U_* = 0.364 \text{ m/s}$, $T_* = -0.086 \text{ K}$, $q_* = -0.208 \text{ g/m}^3$)

$$\frac{\kappa \zeta}{q_*} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \phi_h(\zeta) \dots\dots\dots (9)$$

$$\phi_m(\zeta)^2 = \phi_h(\zeta) = (1 - 16\zeta)^{-1/2}, \zeta < 0 \text{ (不安定成層)}$$

$$\phi_m(\zeta) = \phi_h(\zeta) = 1 + 7\zeta, \zeta > 0 \text{ (安定成層)} \dots\dots (10)$$

$$\zeta = z/L \dots\dots\dots (11)$$

$$L = \frac{T_0 U_*^2}{\kappa g (-U_* T_*)} \dots\dots\dots (12)$$

ここに、 L はモニン・オブコフ長さ、 $\kappa (= 0.4)$ はカルマン定数、 T_0 は場の平均気温 [K 単位]、 g は重力加速度である。 U_* 、 T_* 、 q_* は観測値に式 (7)、(8)、(9) を積分した式を当てはめて求めた。

Fig.7 には傾度法を適用した際の代表的な風速、気温および水蒸気量の鉛直分布を示す。図中の曲線は普遍関数の積分関数に U_* 、 T_* 、 q_* を代入して描いたものである。風速に関する粗度高さは上記の計算結果から一意的に求まるので (粗度高さが $U=0$)、図中にその高さに対応する点まで曲線が描いてある。これに対して気温と水蒸気量に関する粗度高さは別の補助的な関係式を与えないと定めることが出来ない (粗度高さでの気温、水蒸気量を予め指定できない)、曲線は適当な高さまで描いてある。ただし、顕熱 H 、潜熱 ℓE を求めるためには、 U_* 、 T_* 、 q_* が求まれば充分である。

傾度法は対象とする境界層が強制対流状態にあり、また運動量、熱および水蒸気の鉛直フラックスが高さ方向に一定とみなせる接地層内で適用しなければならない。午前中の時間帯 (A) では左岸側に設置した観測位置 b が堤防背後の後流域に近接していた恐れがあり、また、時間帯 (B) は前述のように、場が自由対流に近い状態にあったと考えられる。そこで、傾度法の精度を確認する意味で、 b 地点で超音波風速計により計測された気温と鉛直風速の乱れ成分の相関から求まる顕熱量 H_u と H を比較した。時間帯 (A)、(C) で両者の値は良く一致

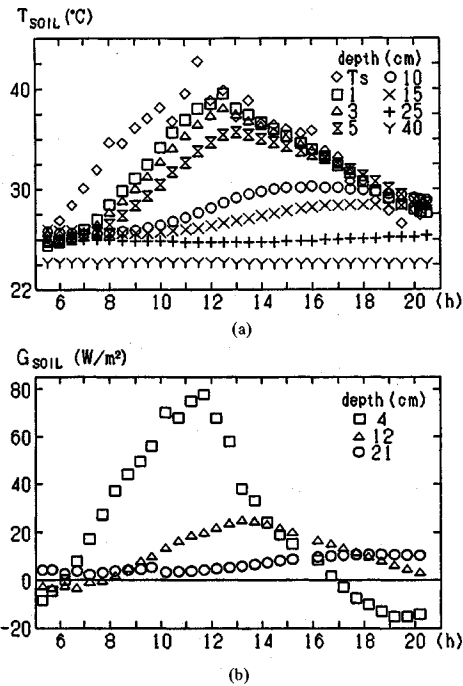


Fig.8 Diurnal variation of (a) soil temperature T_{soil} and (b) heat flux in soil layer G_{soil} .

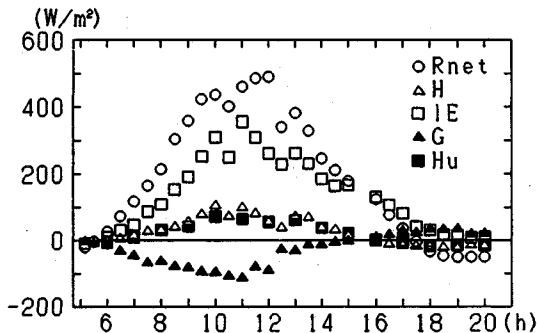


Fig.9 Heat budget on the flood plain. The sign of G is reversed. A negative value means that the heat is conducted into the ground.

したが(後のFig.9参照), 時間帯(B)では差が大きくなった。これより, 自由対流状態にあったと考えられる(B)の時間帯を除いて, 顕熱量および潜熱量は傾度法により正確に推定できると判断される。

b地点で測定された地中温度 T_{soil} と地中熱伝導量 G_{soil} の日変化をFig.8に示す。地中では表面からの熱伝導量 G とある深さ z_h を通過する地中熱伝導量 G_{soil} の差が層内の地中温度変化として現れ, 次式が成立する。

$$G = \int_0^{z_h} C_s \rho_s \frac{\partial T_{soil}}{\partial t} dz' + G_{soil}|_{z'=z_h} \quad (13)$$

ここに, t は時間, z' は地表面からの鉛直下向きの座標, $C_s \rho_s$ は土の熱容量, $G_{soil}|_{z'=z_h}$ は $z'=z_h$ で測定された地

Table 2 Soil characteristics

深さ (cm)	体積比 土粒子/水分/空気 (%)	熱容量 ($C_s \rho_s$) ($J/K/cm^3$)
5	24.5 / 24.7 / 50.8	1.4
20	30.6 / 53.5 / 15.9	2.7

中熱伝導量(下向きが正)である。Table 2には観測日に採取した土サンプル(深さ5 cm, 20 cm)から, 土粒子/水分/空気の占める体積を測定し, 土粒子, 水の熱容量を各々1.42, 4.22 $J/K/cm^3$ として求めた土の熱容量を示す。地表近くの土は深層の土に比較して乾燥し, 空隙に富んでいたことが伺える。 G の値は z_h を4, 12, 21 cmと変化させて求めたが, 得られた結果の差は正味放射量 R_{net} の測定精度(約10 W/m^2)と同等あるいは下回るものであった。このとき G_{soil} は熱流計の測定値, $C_s \rho_s$ はTable 2の値を線形補間した値を用いた。

このようにして得られた高水敷上の熱収支の日変化を示したものがFig.9である。日中, 正味放射量 R_{net} の大部分は潜熱 lE に転換され, 顕熱量 H は100 W/m^2 以下に抑えられている。これは, 高水敷上の植生面からの蒸発散, すなわち植生(車前草)からの蒸散と土壌面からの蒸発とが活発に生じていたことを示唆している。

b) 水面上の熱収支

水面上での熱収支解析は高水敷上で行った解析に比較して精度が劣る。これは以下に記す理由による。

- 1) 船舶の通過に伴い発生する波から測定機器を保護するために風速, 気温および水蒸気量を計測する位置を水面から離していた(水面から1.25および2.25 m)。
- 2) 船上では放射収支計を常に水平に保つことが困難であり, 登載しなかった。
- 3) 観測地点には種々の水塊(海水の遡上, 他河川からの合流等)が流入出し, 単に水温の鉛直分布の測定結果から貯熱量 G を見積れない。

これらの問題点は観測当初から予想されていたが, 計器設置の都合上, 回避することは困難であった。以上の理由により, ここでは H, lE をバルク法¹³⁾により, R_{net} を水面のアルベド値を仮定して算出し, これらの残差として貯熱量 G の大きさを推定することとする。

H および lE は以下に示すバルク式¹³⁾により推定した。

$$H = \rho C_p C_{H1.25} U_{1.25} (T_{sw} - T_{1.25}) \quad (14)$$

$$lE = l C_{E1.25} U_{1.25} (q_{sw} - q_{1.25}) \quad (15)$$

ここに $C_{H1.25}, C_{E1.25}$ は大気不安定度および測定高さを考慮したバルク係数であり, $C_{H1.25}$ は0~0.00182, $C_{E1.25}$ は0~0.00207の値を用いた(これらの値の計算方法は文献¹³⁾を参照)。添字 sw は水表面の値, 1.25は水面から1.25 mの高度での値を意味する。

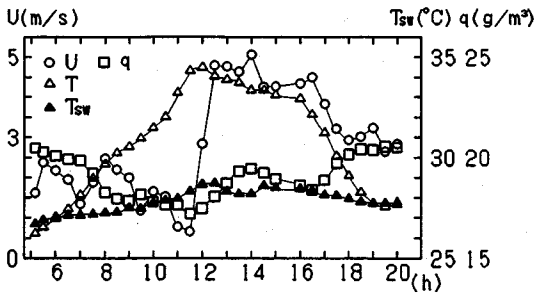


Fig.10 Diurnal variation of wind speed, temperature, humidity and water surface temperature T_{sw} on the water body.

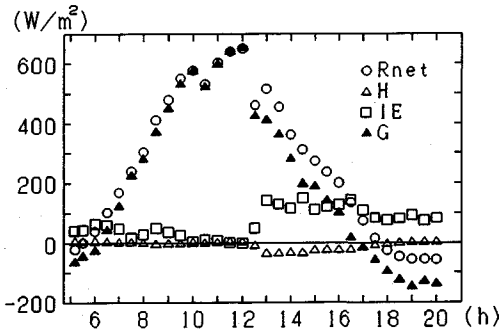


Fig.11 Heat budget on the water body.

Fig.10 に c 地点の船上で測定した風速、気温、水蒸気量および水表面温度の日変化を示す。早朝と夜間の時間帯を除いて、水表面温度は常に大気温度よりも低く、水面上には安定な大気成層が形成されていた。船の係留位置では水面上に形成される大気内部境界層は発達段階にあったと考えられ、十分に発達した境界層を対象としたバルク係数を用いると、 H 、 LE は小さめに見積られる恐れがある¹³⁾。そこで、河道内に発達する内部境界層に関する数値計算を行い¹⁴⁾、水面上の H および LE の分布を調べた。その結果、計算された H および LE の船の係留位置での吹送方向の変化は小さく、また絶対値もバルク法を用いて見積った値にはほぼ一致した。従って、バルク法による H および LE の推定は、水面上の熱収支特性を理解するには十分な精度を有すると判断される。

R_{net} は水面のアルベドを 0.07 として¹⁵⁾、 $S_R \downarrow$ および $L_R \downarrow$ に高水敷上での測定値を用いて求めた。

以上のようにして求めた H 、 LE 、 R_{net} とその残差から求まる G の日変化を示したのが Fig.11 である。顕熱量 H は日中を通じて非常に小さく、河川水面上では正味放射量の多くが水中への貯熱量 G に転換されていたと考えられる。このことは観測地点の水深が小さい(平均で約 8 m) にもかかわらず、河川水塊の貯熱量が非常に大きいことを示唆するものである。同様の傾向を有する測定結果が新井・西沢¹⁶⁾の著書にも紹介されている。

LE は午後からの海風の吹き始めと同時に急激に増加する。これは次のように説明される。前述のように水面

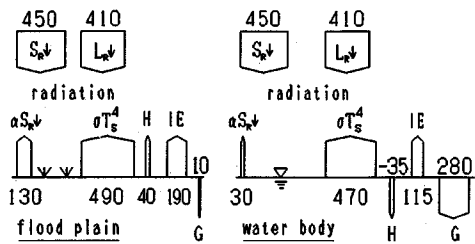


Fig.12 Schematic diagram of heat budget on the flood plain and the water body at 14h (Unit : W/m^2)

上には安定な大気成層が形成されていた。このために、午前中の風が弱い時間帯ではバルク係数が非常に小さな値をとり、蒸発量が小さくなった。これに対して午後からは、気温の勾配 ($T_{sw} - T_{1.25}$) は午前中とほぼ同程度であったが、風速の増加に伴いバルク係数が大きくなり、蒸発量が増した。現象論的には、午前中は安定成層していた大気が風の吹送により生じる乱れを強く抑制していたが、午後からは風速の増加に伴い乱れの効果が大きくなったと説明される。 H の日変化についても同様のことがあてはまるが、潜熱の場合ほどに顕著ではない。

c) 高水敷、水面の熱収支上の特性

高水敷および水面上の熱収支 (14 時) を Fig.12 に図示する。入射する短波、長波放射量は両面上で共通である。これに対して、表面から放出される短波放射量は各々の面のアルベドにより、また、長波放射量は表面温度により異なる (高水敷上の長波放射量は、放射温度計、地中温度の測定結果、傾度法による顕熱量の推定結果等を参考にして定めた植生面の有効表面温度に対応する値)。表面の正味放射量 R_{net} は高水敷上よりも水面上で大きい (高水敷上 $240 W/m^2$ 、水面上 $360 W/m^2$)。 R_{net} は各面上で顕熱 H 、潜熱 LE 、熱伝導あるいは貯熱量 G の和とバランスする。高水敷上では LE が、水面上では G の値が相対的に大きく、 H は両面上で低く抑えられている。また、水面上の LE は高水敷に比較して小さい。観測を実施した間の日中平均 (5 時~18 時) を求めると、高水敷上では正味放射量の約 5 割が潜熱 LE に、水面上では約 8 割が貯熱量 G に転換されていた。

高水敷および水面上の顕熱 H 、潜熱 LE の日変化 (Fig.9, 11) に着目すると、日中 (概ね 7 時~18 時) は水面上の H 、 LE が高水敷上に比較して小さく、早朝と日没後はこれと逆の状況となっている。従って、暑熱環境が改善されるということを単純に“気温と湿度が下がる”という尺度で捉えるならば、今回観測を行った気象条件下では、日中には河川水面が、早朝と日没後には高水敷が機能的に優れている。

大気下層の気温は主に顕熱により影響されており、顕熱が小さい程、大気加熱は少ない。今回の観測では市街地での顕熱を計測していない。しかしながら、浅枝・藤

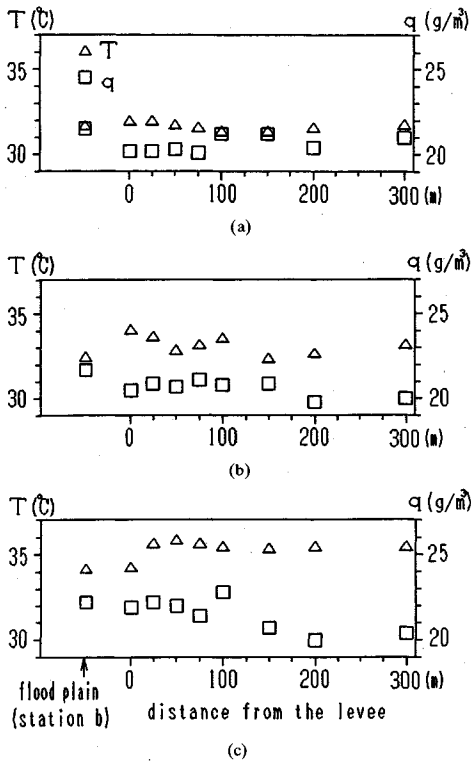


Fig.13 Temperature and humidity distributions along a city street; (a) 9h, (b) 10h, (c) 14h.

野¹⁷⁾が求めた夏日のアスファルト、コンクリート面上での顕熱の日最大値は各々、 $350, 160 \text{ W/m}^2$ であり、高水敷上の顕熱(日最大値 100 W/m^2)ならびに水面上の顕熱(日中を通じてほぼあるいは負)は市街地における顕熱に比較してかなり小さいことが推定される。

4. 河川周辺市街地の気温

河川周辺市街地の気温は河川上で冷却された大気が流入することにより低下していると予想される。ここでは、市街地での気温・湿度測定結果から、河道内に生じる気象と市街地気象の関連について述べる。

Fig.13に測定結果を例示する。時間帯(A)は北風が吹いているために気温分布は一様化している。これに対して時間帯(C)では河川近傍の気温が低下している。これは河川上で冷却された大気が南風(海風)により市街地に輸送された結果の現れであると考えられる。

このことは観測で得られたデータを時空間上の等温線で示すとより明確になる(Fig.14)。図中の横軸は河川堤防のり先からの距離、縦軸は時間である。早朝と夕刻から夜間の時間帯では河川近傍の等温線が距離方向の軸とほぼ平行であり、この間は左岸市街地の気温は一様化していたことを示している。午前中は陸風が卓越しており、河川の影響は風上側に位置する市街地には伝わらな

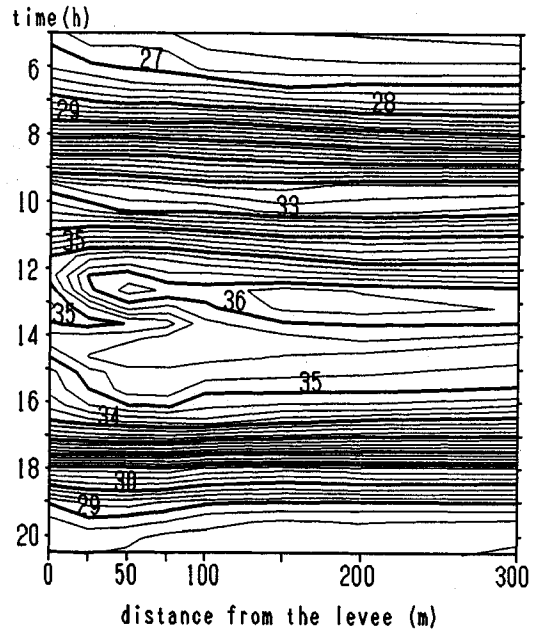


Fig.14 Temperature distribution along a city street depicted in time-space plane (Unit : °C)

い。これに対して、日中(11時30分~16時)の時間帯では等温線が距離方向に対して傾き、市街地気温の分布には空間的な勾配があった。すなわち、Fig.14で等温線は距離に対して右下がりになっており、河川近傍の市街地気温は遠方の市街地気温に比較して低下している。気温が低下する領域は正午過ぎに最大となり、河川から約150mまでの範囲に影響が及んでいる。この領域は、海風の吹き始めた12時30分以降、Fig.6に示した大気の河川上での熱交換量 F の絶対値の減少に概ね対応して、次第に狭くなり、やがて消滅する。17時以降は河道内で冷却された大気が市街地を吹送する間に直ちに加熱された、あるいは河道内と市街地での顕熱量が均衡した状況にあったと考えられる。場が自然対流状態にあったと考えられる間(11時30分~12時30分)の気温低下は、河川内外の気温差が誘起する対流性の運動がもたらした冷氣輸送の効果と推定される。ただし、この推論を裏付けるには特別に工夫された観測が必要である。

水蒸気量の分布には際だった特徴は見られず、日中を通じて一様化していた(Fig.13)。過去の研究⁹⁾においても、河川周辺の水蒸気量分布には気温分布に比較して明確な特徴は見いだされていない。

5. 結 語

本研究では典型的な夏日に実施した都市内河川内外の気象観測の結果を解析し、河道内に生じる微気象現象、河道内高水敷ならびに水面上の熱収支および河川周辺市街地の気温、湿度分布の特性を明らかにした。以下に得

られた主要な結論をまとめる。

1) 風が河川上を横断して吹送すると、河道内に内部境界層が発達し、大気の下層が高水敷と水面上で冷却される。冷却のおよぶ高さは、今回の気象条件下では約30m程度であり、この冷氣層が市街地に侵入することにより、市街地の気温は低下する。

2) 大気が河川敷上で交換する熱量(冷却量)は日中に最大となり、陸風時に比較して海風時に大きくなる。また、この量と河川周辺市街地の気温低下の間には相関があることが示された。

3) 河川を構成する高水敷と水面の大気冷却に果たす役割を明らかにした。各面上の熱収支は、高水敷上では蒸発散に伴う潜熱 LE が、水面上では水中への貯熱 G が支配的であり、顕熱 H は両面上ともに低く抑えられていた。従って、高水敷上では蒸発散による潜熱が、水面上では水中への貯熱が大気を冷却する主要な要素である。

今回、市街地で実施した観測は河道内で行われた観測に比較して簡易なものであったが、河道内気象と市街地気温分布の間の関連を示す結果が得られた。今後は、河川から侵入した冷氣層の市街地での挙動をより精巧な観測により明らかにすることが、暑熱環境を改善する有効な対策をたてる上で必要となる。

謝辞: 気象観測に際しては、建設省土木研究所河川環境研究室(旧都市河川研究室)、同荒川下流工事事務所、東京工業大学土木工学科水工研の諸氏から多大なる協力を得た。特に河川環境研究室島谷幸宏室長には研究の全般を通じて適切な助言を頂くと同時に数多くの便宜を図って頂いた。本研究は文部省科学研究費(奨励研究(A)、課題番号:04750492)、安藤記念奨学財団の援助のもとに行われた。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) 例えば、河村 武: 都市気候に関する研究の動向, 天気, Vol. 39, pp. 197~205, 1989.
- 2) 例えば、浅枝 隆・永沼 彦・鈴木水弘・塩崎修男: 都

- 市域の温暖化における舗装の蓄熱効果, 水工学論文集, Vol. 35, pp. 591~596, 1991.
- 3) 例えば、河村 武編: 都市の大気環境, 東京大学出版会, 185p., 1979.
- 4) 例えば、Kimura, F. and S. Takahashi: The effects of landuse and anthropogenic heating on the surface temperature in the Tokyo metropolitan area, Atmos. Environ., Vol. 25B, pp. 155~164, 1991.
- 5) 例えば、吉野正敏: 都市気候における水面の効果, 建築雑誌, Vol. 98, No. 1208, pp. 42~45, 1983.
- 6) 村川三郎ら: 都市内河川が周辺の温熱環境に及ぼす効果に関する研究, 日本建築学会計画系論文報告集, Vol. 393, pp. 25~34, 1990.
- 7) 村川三郎ら: 都市内河川が周辺の温熱環境に及ぼす効果に関する研究(続報), 日本建築学会計画系論文報告集, Vol. 415, pp. 9~19, 1990.
- 8) 片山忠久ら: 海岸都市における河川の暑熱緩和効果に関する調査研究, 日本建築学会計画系論文報告集, Vol. 418, pp. 1~9, 1990.
- 9) 武若 聡・平山孝浩・池田駿介・島谷幸宏: 都市河川が周辺市街地の気象環境に及ぼす影響, 東京工業大学土木工学科研究報告, No. 44, pp. 41~62, 1991.
- 10) 武若 聡・平山孝浩・池田駿介・島谷幸宏・萱場祐一・財津知亨: 都市内河川周辺の夏期の熱環境, 水工学論文集, Vol. 37, pp. 183~188, 1993.
- 11) Parlange, M.B. and W.Brutsaert: Are radiosonde time scales appropriate to characterize boundary layer wind profiles?, J. Appl. Meteor., Vol. 29, pp. 249~255, 1990.
- 12) 竹内清秀・近藤純正: 地表に近い大気, 東京大学出版会, 226 p., 1981.
- 13) 近藤純正: 水面のバルク輸送係数, 水文・水資源学会誌, Vol. 5, No. 3, pp. 50~55, 1992.
- 14) 武若 聡・池田駿介・平山孝浩: 数値モデルによる都市内河川の大気冷却効果のシミュレーション, 土木学会論文集, No. 479/II-25, pp. 21~30, 1993.
- 15) Brutsaert, W.: Evaporation into the atmosphere, Kluwer Academic Publishers, 299p., 1982.
- 16) 新井 正・西沢利栄: 水温論, 共立出版, 297p., 1974.
- 17) 浅枝 隆・藤野 毅: 舗装面の熱収支と蓄熱特性について, 水文・水資源学会誌, Vol. 5, No. 4, pp. 3~7, 1992.

(1993. 1. 27 受付)

METEOROLOGICAL ENVIRONMENT IN SURROUNDING REGION OF URBAN RIVERS

Satoshi TAKEWAKA, Syunsuke IKEDA, Takahiro HIRAYAMA,
Yuichi KAYABA and Tomoyuki ZAITSU

Meteorological field observations were conducted at Ara-river in summer to evaluate the microclimate across the river course and its effect on heat environment of the adjacent city region. The observation consists of (i) measurements on wind velocity, temperature and humidity profiles across the river course by using captive balloons, (ii) measurements on momentum, heat and vapor fluxes performed on the flood plain and water body, and (iii) measurements on temperature and humidity distributions in the adjacent city region. The development of internal boundary layers on vegetated flood plain and water body accompanied with cooling of the atmosphere were observed. The role of flood plain and water body in heat exchanging process is discussed based on the results of the flux measurements and heat budget analyses. The temperature distributions in the city region revealed that the cooling effect of the river could reach within a region of 150m from the levee.