

夏期における河川水面の熱収支と水温の関係—荒川にて—

The Relation of Water Temperature and Heat Balance on Water Surface in Summer at Ara-River

池田駿介*, 財津知亨**, 舘健一郎***

By Syunsuke IKEDA, Tomoyuki ZAITSU

and Ken-ichirou TACHI

Field observations were conducted at Ara-river in 1993 summer to evaluate the effect of heat balance on water temperature. The observation in the river course consists of measurements on long- and short-wave radiations, heat and vapor fluxes on water surface and measurements on vertical distribution of water temperature, saline concentration and transmissivity of solar radiation through the water body. The development of thermocline in the water body associated with net radiation was observed.

Keywords : field observation, heat balance, thermocline, water surface

1. はじめに

都市部の気温は周辺郊外地に比べ気温が高くこれはヒートアイランド現象として知られている。このヒートアイランド現象を改善するために都市に在る水面や緑地を利用できないかという考えが古くから在り、その研究も行われてきたが定性的なものに留まっているものが多い。1992年に我々は都市内河川に注目し河道内で気象観測を行った¹⁾。これにより河川を構成する高水敷と水面の気象学的な役割を明らかにした。この観測の中で高水敷での観測が詳細に行われ、顕熱量、潜熱量、地中への熱伝導量が明らかにされた。即ち、高水敷の気象学的な役割は日射を地表面に受けた際、水蒸気(潜熱)を大量に地表面から放出し、相対的に大気への熱エネルギーの供給(顕熱)を抑えることで気温の上昇が抑制されるということが判明した。一方、水面での観測は高水敷に比べ簡易なもので水表面からの顕熱、潜熱を見積るに留まった。

本研究では前回の観測で詳細な観測を行えなかった河道内の水の熱収支に着目し、河川水面上での気象観測と河川水の水質の観測を行った。この観測データの解析により、河川の水面の気象学的な役割や気象と水温の関係、潮位と水温の関係等を明らかにする。

* 正会員 工博 東京工業大学教授 工学部土木工学科

(〒152 東京都目黒区大岡山2-12-1)

** 学生会員 東京工業大学大学院生 工学部土木工学専攻

*** 東京工業大学学部生 工学部土木工学科

2. 河川水面の熱収支の特徴

本章では河川での熱収支の特徴と水面での熱収支について1992年の観測から明らかになったことを述べる。

図-1は河川水面での熱収支の概念図である。単位面積を持つ水柱を考えると、水面では熱収支式

$$R_{net} = H + I E + G_1 + G_2 \quad (1)$$

が成立つ。ここに R_{net} は正味放射量、顕熱量 H は大気を加熱する際に使われる熱量、潜熱量 $I E$ は水表面からの蒸散の際に奪われる熱量、 G_1 は水表面から水中への熱伝導量、 G_2 は日射光線が直接水中で熱に変換する熱量である。 $G_1 + G_2$ は水中に貯えられる熱量となる。正味放射量 R_{net} は水面に入出入りする放射量の差として次式で表される。

$$R_{net} = (1 - \alpha) S \downarrow + (L \downarrow - \sigma T_s^4) \quad (2)$$

ここに $S \downarrow$ は日射量、 $\alpha S \downarrow$ は水面もしくは水中で日射が反射されたもので、 α は反射率（アルベド）である。 $L \downarrow$ は大気からの長波放射量、 σT_s^4 は水表面から長波放射量を表している。 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_s は水表面温度である。この正味放射が水面および水中に入ってくる正味のエネルギーであり、式（1）によって顕熱量 H 、潜熱量 $I E$ 、貯熱量 G_1 、 G_2 に分配される。河川の水温はこの G_1 、 G_2 に加え、考えている水柱の側面および川底からのエネルギーフラックス f_1 、 f_2 、 G_{bottom} に支配される。また水表面では顕熱輸送量 H が負になる場合（ H が大

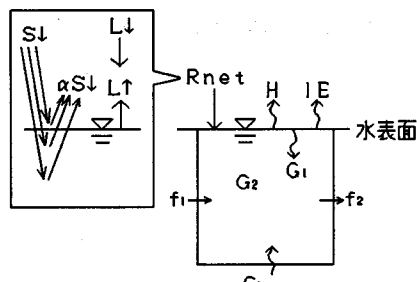


図-1 熱収支の概念図

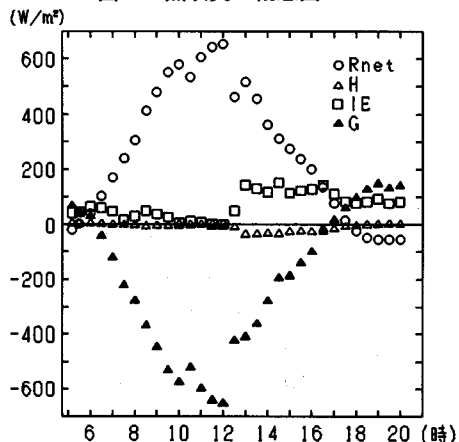


図-2 1992年の観測の水面の熱収支
この図では G は水中に入る場合が負

3. 荒川における観測

本章では河道内で実施した観測結果から河川の熱収支の詳細を明らかにする。

3. 1 観測の概要

観測は東京都足立区荒川（西新井橋～千住新橋，13.25km地点）において，1993年8月24日（5時～19時）に実施した。荒川はこの付近で低水路幅約200m，平均水深は約8mである。表-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。河道内の観測機器の配置位置を図-3に示す。河川は観測地点で感潮域にあり，観測中の10時過ぎに満潮，15時過ぎに干潮に対応する水位を記録した（図-4）。この間水位は約1m増減した。左岸（a地点）では上空からの放射量を計測した。水位観測所（b地点）では河川からの放射量，正味放射量，河川水の流速，水温の鉛直分布を計測した。船（c地点）では水面上での風速，気温，水蒸気量，水温，塩分濃度，透過率の鉛直分布を計測した。当日の関東地方は太平洋高気圧に広く覆われた晴天夏日であった。図-5は当日，河道内a地点での風向WDと，c地点での風速 U ，気温 T ，水蒸気量 q の日変化である（風向は9時から計測した）。風向は日中を通じてほぼ南の風で河川を横断する方向に吹いていた。風速は午前には弱風，午後に入り比較的強い風が吹いた。気温は14時から15時の間に最大となる日変化を示した。水蒸気量は早朝と正午近くに最大となる日変化を示し

表-1 観測項目、方法

観測地点	観測項目	測定高さ、深さ(m)	観測機器	観測間隔	データ処理
高水敷 (a)	風向	3.0	矢羽式風向計	15分	15分平均
	日射量	3.0	日射計	15分	15分平均
	赤外放射量	3.0	赤外放射計	15分	15分平均
水位観測所 (b)	上向き短波	1.0	日射計	15分	15分平均
	水面温度		放射温度計	15分	直読平均値
	水温	0.01, 0.02, 0.05, 0.10, 0.25, 0.50	サーミスタ温度計	15分	直読平均値
	水温	0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 3.5	サーミスタ温度計	15分	直読平均値
	流速	1.5, 2.5	電磁流速計	15分	15分平均
	放射収支	2.0	放射収支計	15分	15分平均
船 (c)	水温	0.02, 0.05, 0.10, 0.25, 0.50	サーミスタ温度計	15分	直読平均値
	水温・透過率	0.3, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0	多項目水質計	15分	各深さ1分平均
	塩分濃度				
	風速	1.2	三杯式風速計	15分	15分平均
	気温・湿度	1.2	白金温度計	15分	15分平均

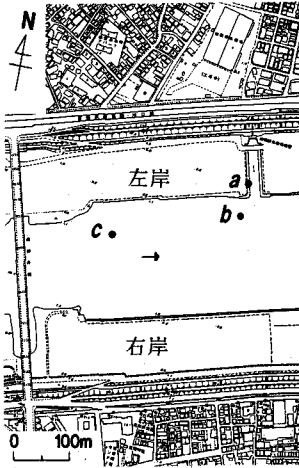


図-3 観測地点

た。この水蒸気量の変化は気象庁で得た水蒸気量の日変化とほぼ対応していて、河川特有というものではない。ただし、水蒸気量の絶対量は河川上のほうが気象庁での観測値よりも大きな値を示した。

3. 2 観測結果

(a) 河川水面での熱収支

図-6は河川水面での放射量の日変化である。日射量 $S\downarrow$ 、 $\alpha S\downarrow$ は日射計で、大気からの放射量 $L\downarrow$ は赤外放射計で計測し、河川水面からの放射量 σT_s^4 は放射温度計で計測した水面温度を用いて求めた。これらの諸量より式(2)を用いて正味放射量を求めることができ、これと放射収支計で直接得られた正味放射量(図-7)を比べるとほぼ同じ値であった。よってこれらの測定諸量は概ね信頼できる。図-7

は河川水面での熱収支の日変化である。正味放射量 R_{net} は前述のように放射収支計で計測し、顕熱 H 、潜熱 LE は水面上の気温、風速、水蒸気量から以下に示すバルク式によって求めた。

$$H = \rho C_p C_{H1.2} U_{1.2} (T_{sw} - T_{1.2}), \quad LE = l C_{E1.2} U_{1.2} (q_{sw} - q_{1.2}) \quad (3), (4)$$

ここに ρ ($=1.205 \text{ kg/m}^3$) は空気密度、 C_p ($=1006 \text{ J/kg/K}$) は空気の比熱、 l ($=582.8 \times 4.186 \text{ J/g}$) は水の気化熱である。 $C_{H1.2}$ 、 $C_{E1.2}$ は顕熱、水蒸気量に関するバルク輸送係数であり、 $C_{H1.2}$ は $0.3 \times 10^{-3} \sim 1.4 \times 10^{-3}$ 、 $C_{E1.2}$ は $0.3 \times 10^{-3} \sim 1.5 \times 10^{-3}$ の値を用いた。添字 SW は水表面の値、 1.2 は水面から 1.2m の高度

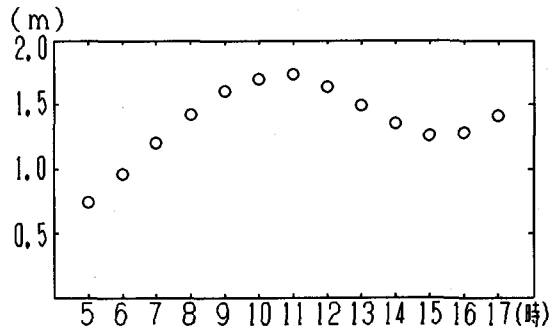


図-4 水位の日変化 (b地点)

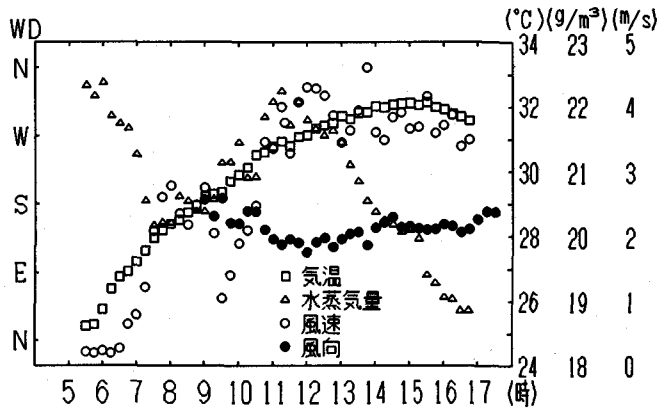


図-5 c地点での気温、水蒸気量、風向、風速の日変化

での値を意味する。ただし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輸送係数を用いた本研究では、 H 、 LE は低めに見積られている可能性があることに注意しなければならない。また G は H 、 LE 、 R_{net} の残差として式(1)を用いて求めた。この G は前章で述べた G_1 と G_2 を足したものである。この結果は1992年の観測結果と傾向はほぼ同じであり、水表面に入射してきたエネルギーの大部分が水中に取り込まれていたことを示している。

(b) 本河川の水質

図-8は各深度での塩分濃度の日変化である。塩分濃度の日変化は図-4の水位変化にほぼ対応し、水位が増せば、つまり海水が遡上すれば、塩分濃度が増し、水位が下がれば塩分濃度も下がっている。また塩分濃度の鉛直分布はほぼ直線であり、観測地点において塩水くさびはなく、強混合を生じていたと見なせ、塩水による温度躍層は生じていない。図-9は12時の日射の透過率である。日射の透過率は日中を通じてほとんど変化がなかった。水深1m弱の位置で日射の透過率がほぼ0になる。つまり日射によって直接熱せられるのはこの深さまでの水でこれより下層の水温が上昇するには移流もしくは拡散による熱エネルギーの輸送がなければならない。後でも述べるが、この日の観測結果では水温の上昇は最大で水深約4~5mまで及んでおり、測定箇所では上層から下層への熱エネルギーの輸送が活発に行われていたと考えられる。図-10はb地点で測定した流速の日変化である。流速は水位の変

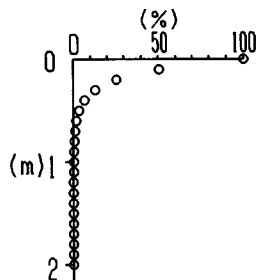


図-9 透過率(12時)

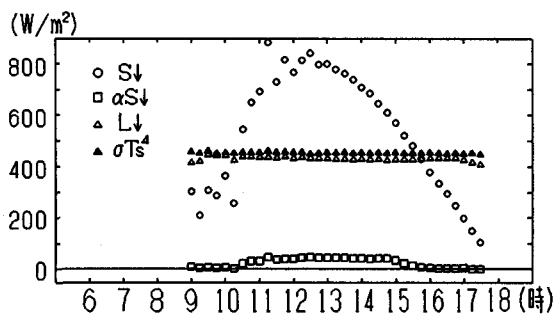


図-6 大気、水面からの放射量の日変化

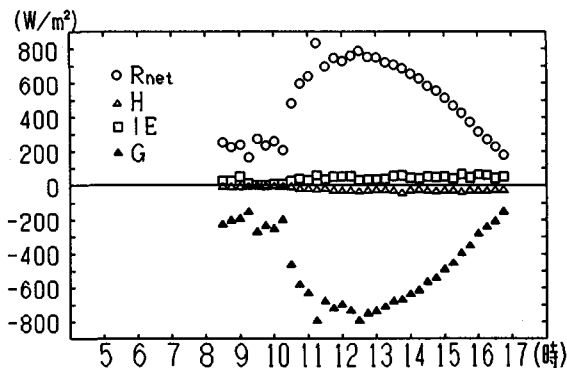


図-7 水面上での熱収支の日変化
この図では G は水中に入る場合が負

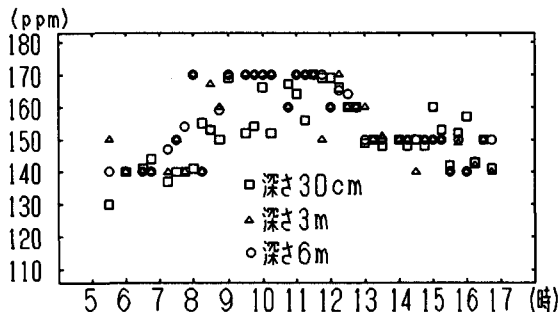


図-8 塩分濃度の日変化

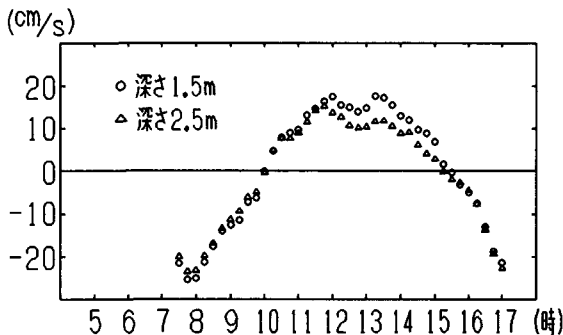


図-10 流速の日変化
流下方向が正

化(図-4)に対応し、水位が増しているときは流下方向とは逆の方向を示し、水位が下がっているときは流下方向と同じ方向を示した。

(c) 河川水温

図-11はc地点で観測された深さ2cm, 50cm, 6mの水温の日変化, 図-12はc地点で観測された8時, 11時, 12時, 13時, 14時, 16時30分の水温の鉛直分布である。観測地点は感潮域にあるため水温は水位と正味放射量の影響を受けて変化すると考えられる。図-11を見ると正味放射量(図-6)が大きくなってきた11時以

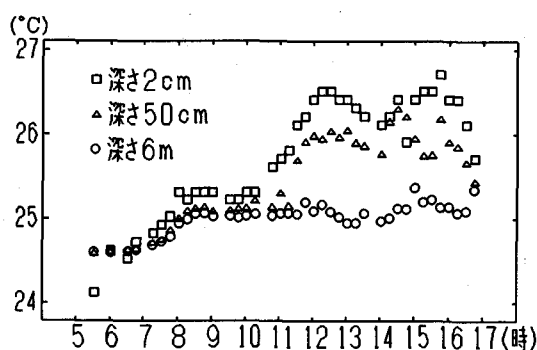


図-11 水温の日変化(c地点)

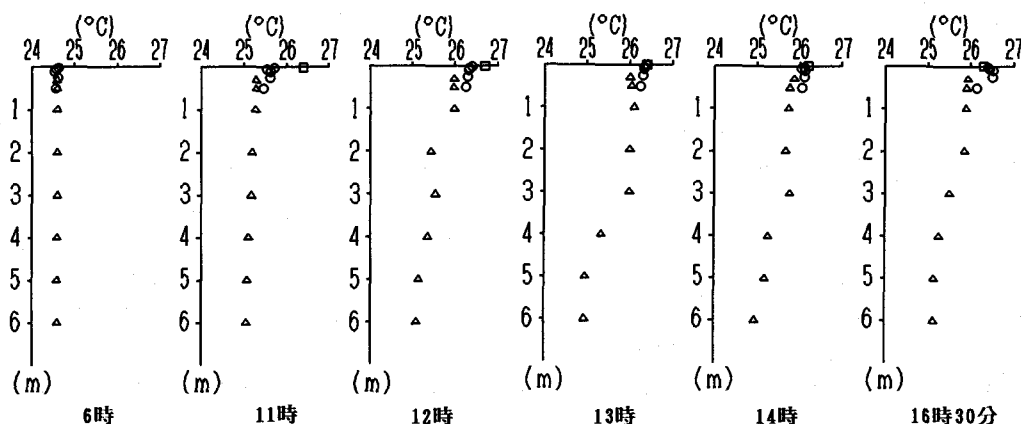


図-12 水温の鉛直分布(c地点)

降, 深さ2cm, 50cmの水温が大きく上昇している。その他の時間帯(早朝, 夕方)においては水表面近くの水温は川底の水温とはほぼ同じ温度である。これは正味放射量の大きな時間帯において水表面近くの水が温められたためである。川底には日射が届かないため水温は水表面ほど大きく変化しない。次に水位変化(図-4)と水温の関係を見る。水位が上がると全体的に水温が上昇し, 水位が下がると水温も下がるということが見て取れる。これは今回の観測において海水の方が上流からの河川水に比べて水温が高く保たれていたためであろう。鉛直分布(図-12)は11時までは分布が垂直である。正味放射量の大きくなる11時以降, 水表面近くから徐々に水温が上昇し始め, 日が傾くに連れ水温の分布がまた垂直に戻っていった。水温が上がる領域は最大で5mであった。図-13はb地点で観測された各深度の水温の日変化, 図-14はb地点で観測された11時, 12時, 13時, 14時, 16時, 18時の水温の鉛直分布である。1m以深のデータは11時からしかないが水面近くの水温が高く, 日が傾くに連れて水温の鉛直分布が垂直に戻っていくという傾向は船で観測された水温のデータと同じである。また水位変化に水温の変化が対応していることがここでも見られる。ただし水面近くの水温が上昇し始める時間や, 水温の鉛直分布が垂直になる時間等にc地点での観測値との多少のずれがある。これは両測定地点の水深や場所の違いが関係していると考えられるが, その効果は今回の観測では明

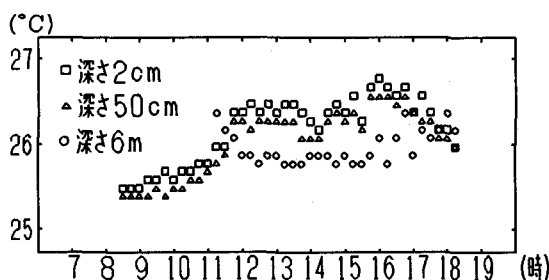


図-13 水温の日変化(b地点)

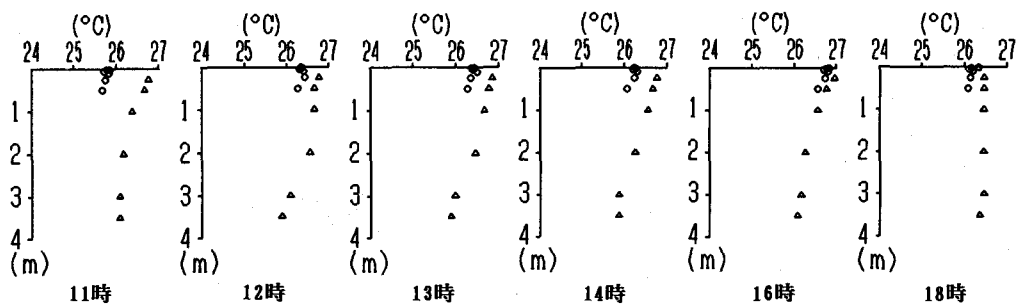


図-14 水温の鉛直分布 (b地点)

らかにできなかった。

水温の鉛直分布から単位時間当りの河川水の貯熱量の変化を次式で計算することができる。

$$G = \int_0^{\text{bottom}} C_w \rho_w \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (5)$$

ここに t は時間、 z は水面からの鉛直下向き座標、 $C_w (=4.186 \text{ J/g/k})$ は水の比熱、 $\rho_w (=1.0 \text{ g/cm}^3)$ は水の密度である。式(5)を用いて河川の流速が 0 m/s となる時間帯の G を求めたところ満潮時の10時過ぎではc地点で $4.6 \times 10^2 \text{ W/m}^2$ (この時間帯のb地点の観測データはない)、干潮の15時過ぎではb地点で $3.7 \times 10^2 \text{ W/m}^2$ 、c地点で $8.5 \times 10^2 \text{ W/m}^2$ と図-6の熱収支から求めた G に近い値を示した。他の時間帯では G はb地点で $-2.1 \times 10^3 \sim 1.1 \times 10^3 \text{ W/m}^2$ 、c地点で $-1.2 \times 10^4 \sim 1.7 \times 10^4 \text{ W/m}^2$ と熱収支から求めた $G (=G_1 + G_2)$ とはかなり違う値を示した。流速が 0 m/s でない時間では流れによって輸送される熱量が水面から入ってくる熱量よりもかなり大きい。これらの結果は流速がないときは水温形成は熱収支に支配され、流速があるときは移流の影響を大きく受けていることを示唆している。しかし本観測で用いたサーミスタ温度計の測定精度は $\pm 0.3^\circ\text{C}$ であり、これは G に換算すれば 1m^3 当りの水につき $1.4 \times 10^3 \text{ W/m}^2$ の誤差を生じることに我々は注意しなければならない。

4. 結論

- (1) 夏期の午後の水表面では顕熱輸送は大気から水へ向かっており、気温の上昇が低く抑えられている。
- (2) 本河川の測定箇所では水温は水表面での熱収支のみによって決まるのではなく、潮汐や上流からの流れによる移流の効果が大きいということが分かった。

謝辞

1993年に実施した気象観測に際しては、建設省荒川下流工事事務所、東京工業大学水工研の諸氏から多大なる協力を得た。また、本研究は文部省科学研究費一般B(池田駿介, 05452244)の補助を受けて行ったものである。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 新井正, 西沢利栄: 水温論, 共立出版, 297p, 1974.
- 3) 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.
- 4) 竹内清秀, 近藤純正: 地表に近い大気, 東京大学出版会, 226p, 1982.