迂回温水路の熱収支特性について*

内島善兵衛¹・大沼一己²

1 (農業技術研究所 気象科)

2 (農林省普及教育課)

On Characteristics in Heat Balance of Cold Water Warming Channel

Z. UCHIJIMA & K. ÔNUMA

1. はしがき

水稲栽培の北限地域にある帯広地方では、水稲の生育を冷い灌漑水から保護するために、多くの水温上昇用の游水池が設けられている。これらの水温上昇用游水池の熱収支的特性についてはすでに二・三の研究者（例えば東・羽生、三原・大沼、三原・内島・中村・大沼、三原内島・中村）によつて報告がなされているが、ここで説明するような迂回式温水路の熱的特性については十分な研究はまだないよう考えられる。そこで、われわれは帯広市西郊にある伏古迂回式温水路において、水温上昇および熱収支の特性に関する総合観測を行い、若干の結果をうることができたので報告したい。なお、本研究を遂行するには、つぎに記すような分担を行った。

水温上昇・熱収支観測：

北海道開発庁 北川武雄・迫本 太・木村哲郎

北海道農試 千葉 豪・福中 斉

農 技 研 内島善兵衛・大沼一己

観測結果の整理・計算：

農 技 研 内島善兵衛・大沼一己・萩原美代子

計算結果の取纏め： 農技研 内島善兵衛

2. 游水池の概要

伏古温水池はその水を十勝川の支川である美生川にあおいでいる。源流から約 3km の導水路を経て池に達している。この游水池は第 1 図に示されているように、導水路形式で幅 10m で長さ 220m の水路 11 本からなっており、その総延長は約 2600m に及んでいる。游水池に関する諸元を示すと第 1 表のようになる。

Table 1. Some data on warming channel. 表にみられるように

Area of water surface	26,356 m ²	総水面積と
Water depth	0.49 m	総堰堤面積
Width	10.1 m	との割合は
Length	2,633 m	0.56 : 0.44
Inflow	0.54 m ³ /sec	となつてい
Outflow	0.43 m ³ /sec	て、水温上
Irrigating paddy field	170 ha	昇に有効な

面積は、敷地面積の 56% にしかならない。4 日間の観

測によると、流出水量は流入水量の 79% で、約 20% の水が透過によつて失われている。この 20% の透過によつて水面純放射量の約 10% に相当する熱の失われていることがあとで説明される。

滞水時間は計画の約 3/5 で 2.6×10^4 秒になっている、これは水深の減少による貯水量の減少に原因している。

3. 観測方法

温水路の熱収支特性を明らかにするために、第 1 図に示されている各観測地点においてつぎのような測器と方法を用いてそれぞれの観測を行った。

1) 流量 第 1 図の ④、⑩の点でプライス流速計を用いて断面平均流速を 3 点法・精密法で求め、これから流量をえた。測定は 2 時間おきに 1 日に 5～6 回行つた。

2) 水温 ①②…⑪の点で水銀温度計を用いて 5.7. 9.11.13.15.17.20.24 時に水温観測を行つた。水路内の水温分布の測定にはサーミスター温度計を用いた。

3) 全短波放射 放射量の測定にはゴルチンスキー日射計を使用し、その電気出力は自記記録された。なお電源の都合上、全短波放射量の測定は温水路から約 1.5 km の地点で行つた。

4) 気温・空中湿度 これらの量の測定は⑫の地点でアスマン通風乾湿計を用いて行つた。温水路上における気層変質を明らかにするために土堤上 0.5, 1.0, 2.0 m の高さで、気温・空中湿度の 30 分間観測（各量を 3

Fig. 1. Horizontal plane of observational site.

* 昭和 36 年 2 月 23 日関東支部大会において発表

Table 2. Observed values of water temperature, net-radiation, air-temperature, humidity and weather.

Date	Item	Time	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5
July 17	θ_{11} °C		12.3	12.4	12.9	14.1	16.6	19.0	19.3	18.6	17.6	16.6	15.7	14.8	14.1
	θ_1 °C		11.4	11.5	11.8	12.7	14.4	16.3	16.2	15.1	14.1	13.3	12.6	12.3	12.1
	θ_a °C		12.9	14.3	16.5	19.6	23.5	23.5	21.3	17.2	14.7	14.3	13.9	13.8	13.7
	e_a mmHg		11.1	11.7	12.5	13.6	16.9	17.4	15.8	13.6	12.3	12.0	11.8	11.6	11.5
	S_w ly/2hr		9.1	29.1	60.9	129.5	113.0	61.3	0.1	-7.0	-7.9	-3.8	-3.7	-3.6	
	Weather		≡ ₂	≡ ₁	☉	☉	☉	☉	☉	—	—	≡ ₂	≡ ₂	≡ ₂	≡ ₂
July 18	θ_{11} °C		14.1	13.9	15.5	18.1	20.8	22.5	22.8	22.1	20.7	19.4	18.3	17.0	15.9
	θ_1 °C		12.1	12.1	12.9	14.8	17.1	18.7	18.3	17.0	16.0	15.0	14.1	13.0	12.4
	θ_a °C		13.7	17.1	27.0	30.0	31.5	31.6	32.2	28.3	22.5	20.6	19.3	18.4	18.1
	e_a mmHg		11.5	13.8	16.4	16.7	18.6	19.3	18.6	18.1	17.4	17.1	16.7	16.1	15.7
	S_w ly/2hr		7.2	78.5	129.8	138.8	111.7	54.4	-1.3	-9.7	-10.2	-10.0	-9.9	-10.4	
	Weather		≡ ₂	①	☉	☉	☉	☉	☉	—	—	—	—	—	☉
July 19	θ_{11} °C		15.9	15.7	17.2	19.6	22.0	23.6	23.9	23.1	21.5	19.7	18.2	17.1	16.5
	θ_1 °C		12.4	12.9	14.0	15.8	18.1	19.5	19.5	18.0	16.6	15.5	14.5	13.9	13.5
	θ_a °C		18.1	26.3	29.9	33.1	33.1	33.4	31.8	27.9	23.3	20.3	19.3	19.2	19.1
	e_a mmHg		15.7	17.5	17.6	18.0	18.0	18.0	17.5	17.0	16.5	16.0	15.6	15.4	15.4
	S_w ly/2hr		21.1	89.4	130.1	134.7	113.7	55.0	-3.1	-10.4	-11.3	-11.0	-10.7	-10.5	
	Weather		☉	☉	☉	☉	☉	☉	☉	—	—	—	—	—	—
July 20	θ_{11} °C		16.5	15.8	15.7	16.5	18.8	21.0	21.6	21.3	20.2	19.0	17.7	16.5	15.6
	θ_1 °C		13.5	13.3	13.5	14.4	16.6	18.7	18.0	16.8	15.9	15.1	14.5	13.8	13.1
	θ_a °C		19.1	22.6	24.1	27.6	29.5	28.7	26.6	24.1	22.0	20.1	18.6	17.4	16.7
	e_a mmHg		15.4	19.0	18.4	18.5	15.2	15.4	15.7	15.2	14.4	13.8	13.3	13.1	12.7
	S_w ly/2hr		4.4	20.6	63.5	117.9	119.7	52.3	-4.9	-11.3	-10.5	-8.6	-6.6	-6.0	
	Weather		☉	☉	☉	☉	①	☉	☉	—	—	☉	☉	☉	☉

回読取つて平均)を30分間隔で行つた。

5) 風速 風速の測定には②の地点で1mの高さに設置された大型ロビンソン風速計を用いた。この他に風速プロファイルの資料を得るために地面上0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 5.0の高さで小型ロビンソン風速計による30分間観測を上と同時刻に行つた。

6) 水の流れ 温水路における水の流れの模様を知るために⑥⑩の地点でエオシン水溶液を流し、時間経過に伴うその拡がり調べた。

4. 観測資料と結果

以上のような方法を用いて、1960年の7月19日から21日にかけて連続観測を行い、上表のような結果をえた。これらの観測資料を解析してつぎに説明するような結果をえた。

(1) 温水路内における水の流れ

水路内の水の流れは温水路の熱効率すなわち水温上昇度に密接な関係を持つている。もしも水路内の水の流れが均一整流であるならば、水路端から温度上昇を経て流出する水体はつぎのような単一経過時間をもつ水体群から構成されるだろう

$$Q = \sum q \left(\frac{l}{v} \right)$$

ただし、 Q : 流出水体、 l : 水路長、 v : 流速。

一方、実際の水路では均一整流は望み難く、その流れは多少とも乱れている。また、水路底・水路壁には境界層

が形成されて流れは不斉一になつている。このような水の流れの不斉一さは、水路内での水体の経過時間の不斉すなわち温度上昇の不斉をもたらす。水路内での水の流れの模様を知るために、約20lのエオシン溶液を流し、時間に伴う溶液の流下先端をえがいたものが第2図上部に示されている。図にみられるように、水の流れは水路のほぼ中心で非常に早く、その先端は約22分で水路端に達している。一方、水路周辺部への溶液の拡散は非常に緩慢である。これは水路周辺部における水の交換の弱いことを示している。即ち、この周辺域に拡散した水体は平均流速から予想される経過時間より極めて長い時間を経て水路端にくることが考えられる。また、水路周辺

Fig. 2. Diffusion of dye solution in channel, and schematic pattern of diffusion.

に群生している水草は流れに大きな影響を与えることが判つた。両側に群生した水草は水流を Jet 状にして、水を著しく加速する。また、水草域の後方には水体の交換の極めて不良ないわゆる死水域が形成されている。

最大濃度群の水路端への到達は溶液先端のそれに約 3 分おけている(図上の点は最大濃度群を示す)。この水路は 240m であるので、均一整流と仮定した場合の平均流速 $\bar{v}=10\text{ cm/sec}$ を使用すると、経過時間は 2400 秒になる。一方、最大濃度群のそれは 1493 秒で予定の約 2/3 弱にすぎない。このような関係をよりモデル的に表わすと前図のようになる。

均一斉流で拡散がない場合には流体の分布は経過時間 $l/\bar{v}$ を持つ線状スペクトルとして表わされる。そして、この場合の温度上昇度は経過時間 $l/\bar{v}$ によつて単独に決定される。均一斉流で、かつ拡散がある場合には $l/\bar{v}$ に最多値をもつ分布になるだろう。一方、実測された水溶液の拡がりを模式化すると図のように、最多値は $(l/\bar{v})$ より著しく短い経過時間でみられ、あとへ長い裾を引いた分布になっている。この場合の水温上昇度は様々な経過時間をもつ水体群の効果の平均として与えられるだろう。いま、経過時間 t と温度上昇度が限られた範囲内では直線関係にあると仮定すると、水路の温度上昇効率 φ は $t \leq l/\bar{v}$ なる経過時間をもつ流体群と $t \geq l/\bar{v}$ なる流体群との割合によつて決定される。単純にはつぎのように表わされるだろう

$$\frac{\int_0^{l/\bar{v}} q(t) dt}{\int_0^\infty q(t) dt} = \frac{\int_{l/\bar{v}}^\infty q(t) dt}{\int_0^\infty q(t) dt} \quad \text{で } \varphi=1$$

$$\frac{\int_0^{l/\bar{v}} q(t) dt}{\int_0^\infty q(t) dt} > \frac{\int_{l/\bar{v}}^\infty q(t) dt}{\int_0^\infty q(t) dt} \quad \text{で } \varphi < 1$$

ただし、 $\int_0^\infty q(t) dt$: 全水体量、 $q(t)$: 水体の分布函数、 $\int_0^{l/\bar{v}} q(t) dt$: 平均経過時間 $(l/\bar{v})$ より t の短い流量、 $\int_{l/\bar{v}}^\infty q(t) dt$: 平均経過時間 $(l/\bar{v})$ より t の長い流量。

上のような関係から考えて、伏古温水路では流体群の最多値は $l/\bar{v}$ より著しく短い経過時間でみられるけれども、あとで説明されるように水温上昇度は実測と計算とがよく一致しているので、 $l/\bar{v}$ の両側の流体群の分布はほぼ均一で $\varphi \approx 1$ と考えることができるようである。このような問題の詳細な解析のためには流体分布函数 $q(t)$ の実測が必要である。

(2) 温水路水体の熱収支特性

温水路水体の熱収支式は一般につきのように表わすことができる

$$S_w + B_w + B_w' + B_p + L_0 + lE_0 + B_s = 0 \quad (1)$$

ただし、 S_w : 水層の純放射、 B_p : 滲透水によつて搬出される熱量、 B_w : 水温上昇に使用される熱量、 B_s : 地中伝導量、 B_w' : 水柱の貯熱量、 lE_0 : 潜熱伝達量、 L_0 : 顕熱伝達量。

熱収支式の符号系にはいろいろなものを使用することができるが、ここでは上式の総和を 0 にするように選ぶことにする。各熱収支項はつぎのように表わすことができる

$$S_w = (1-a)(R_a + R_s) - (1-cn^2) \times \{ \sigma T_a^4 (0.39 - 0.058 \sqrt{e_a}) \} + 4\sigma T_a^3 (\theta_w - \theta_a)$$

ただし、 a : 水面のアルベド、 $(R_a + R_s)$: 全短波放射、 $c \approx 0.6$: 雲量係数、 n : 雲量、 T_a : 気温の絶対値、 e_a : 空中湿度(mmHg)、 θ_w : 水面温度、 θ_a : 気温。

また、 $B_s \ll B_p$ と仮定すると、 B_w 、 B_w' 、 B_p はつぎのようになる

$$B_w = c\rho(Q_1\theta_1 - Q_2\theta_2),$$

$$B_w' = c\rho H(\bar{\theta}_{t_1} - \bar{\theta}_{t_2}),$$

$$B_p = c\rho(Q_2 - Q_1)[\theta_1 - 1/2(\theta_1 + \theta_2)]$$

ただし、 $c\rho=1$: 水の熱容量 (以下省略する)

H : 水深、 Q_1, Q_2 : 流入・流出水量、 θ_1, θ_2 : 流入流出水温、 $\bar{\theta}_{t_1}, \bar{\theta}_{t_2}$: 時刻 t_1, t_2 における水路水体の平均水温。

L_0, lE_0 はつぎのように表わされる

$$L_0 = h(\theta_a - \theta_w)$$

$$lE_0 = k[e_a - e(\theta_w)]$$

ただし、 h, k : 顕・潜熱伝達係数、 $e(\theta_w)$: 水温での飽和水蒸気。

この二項はさきに説明した方法で熱収支項がえられると Bowen 比を用いての熱収支残差法によつて容易に決定される。すなわち、以上の関係を最初の熱収支式に代入し、未知項と既知項に分けるとつぎのようになる

$$h(\theta_a - \theta_w) + k[e_a - e(\theta_w)] = (Q_2\theta_2 - Q_1\theta_1) + H(\bar{\theta}_{t_2} - \bar{\theta}_{t_1}) + (Q_2 - Q_1)[1/2(\theta_1 + \theta_2) - \theta_1] - S_w \quad (2)$$

そこで、水蒸気拡散係数と熱拡散係数とが等しいとみると、良く知られているつぎの関係がえられる

$$k = 2h,$$

$$lE_0 = 2L_0 \cdot \frac{e_a - e(\theta_w)}{\theta_a - \theta_w}, \quad L_0 = 0.5lE_0 \frac{\theta_a - \theta_w}{e_a - e(\theta_w)}$$

この関係を用いて (2) 式をかきかえると lE_0, L_0 はつぎのように表わされる

$$\left. \begin{aligned} IE_0 &= \frac{[(Q_2\theta_2 - Q_1\theta_1) + H(\bar{\theta}_{t_2} - \bar{\theta}_{t_1}) + (Q_1 - Q_2)\{1/2(\theta_1 + \theta_2) - \theta_1\}] - S_w}{(1 + \beta)} \\ L_0 &= \frac{[(Q_2\theta_2 - Q_1\theta_1) + H(\bar{\theta}_{t_2} - \bar{\theta}_{t_1}) + (Q_1 - Q_2)\{1/2(\theta_1 + \theta_2) - \theta_1\}] - S_w}{(1 + \beta')} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\text{ただし, } \beta = 0.5 \frac{\theta_a - \theta_w}{e_a - e(\theta_w)}, \quad \beta' = 2.0 \frac{e_a - e(\theta_w)}{\theta_a - \theta_w}$$

以上のような関係式に観測資料を代入してえた熱収支項の内容をつぎに説明しよう。温水路を第1図に示されている2~4, 4~6, 6~8, 8~10の四区に分けて、それぞれの区間について一日期間の熱収支解析の結果を示すと第3表のようになる。

水路内の単位水柱が放射・顕熱伝達・潜熱伝達の形で獲得する熱量は400~680 ly/dayで、純放射量に比例している。夫々の区についてみると水路入口から遠ざかるにつれて総獲得熱量は幾分減少している。これは水温の上昇に伴う温度差・湿度差の減少による伝達熱量の減少にもとづいている。総獲得熱量の一部は滲透水によつて搬出されるが、その量は40.1~73.4 ly/dayとなつて、全体の約10%を占めていて無視できない量である。純放射による熱量は気象条件(気温・空中湿度)によつて大きく

変化し67~98%に拡がり、その割合は流入口からの距離と共に幾分高くなる。このような純放射の高い割合は本州地域の温水池・温水路では一般にみられない値である。これは北海道地域における温水池等の特徴で、水温上昇が主として純放射エネルギーによつてなされることを示している。

熱伝達係数についてみると、 h は水路平均として $0.76 \sim 2.35 \times 10^{-4}$ ly/sec°C, k は $1.52 \sim 4.70 \times 10$ ly/sec. mm Hg となつて、現在まで我々が温水池・温水路について得たそれによく一致している。潜熱伝達量と顕熱伝達量との比を表わしている Bowen比 $= \frac{L_0}{IE_0}$ は多くの場合において1以上で、流入口からの距離と共に次第に増加し、19日においては-71.4と潜熱と顕熱の方向は逆になつてゐる。本州各地の温水池では一般に Bowen比は1に近く、両者の水温上昇に対する寄与は大体等しい。しかしながら、本温水路においては1より大きく顕熱伝達量の寄与が大きくなつてゐる。

つぎに、No. 4 (8~10) 区の 19日 0500~20日 0500の期間における熱収支項の日変化について説明しよう。

Table 3. Heat balance of water mass in cold water warming channel.

Items \ Date	17. July				18. July			
	1	2	3	4	1	2	3	4
$B_w + B_p$ ly/day	-408.0	-373.4	-345.2	-338.1	-653.4	-607.3	-598.2	-583.3
stored in half-day	-276.6	-304.2	-321.4	-334.4	-358.8	-371.6	-403.7	-417.6
released "	+239.2	+258.3	+263.7	+290.5	+313.2	+324.9	+335.6	+340.7
B_w' ly/day	-37.4	-45.9	-57.7	-43.9	-45.6	-46.7	-68.1	-76.9
$B_w + B_p + B_w'$	-445.4	-419.3	-402.9	-382.0	-699.0	-654.0	-666.3	-660.2
S_w ly/day	379.5	377.7	376.9	376.4	473.9	471.3	468.9	466.9
L_0 "	36.4	24.7	17.5	4.6	109.3	90.9	104.4	111.1
IE_0 "	29.5	16.9	8.5	1.0	115.8	91.8	93.0	82.2
L_0/IE_0	1.23	1.47	2.08	4.60	0.95	0.99	1.12	1.35
$h \times 10^4$	1.10	0.72	0.92	0.29	1.56	1.42	1.63	1.58
$k \times 10^4$	2.20	1.44	1.84	0.54	3.12	2.84	3.26	3.16

Items \ Date	19. July				20. July			
	1	2	3	4	1	2	3	4
$B_w + B_p$ ly/day	-696.5	-638.0	-646.8	-666.5	-453.2	-519.7	-508.7	-465.1
stored in half-day	-357.5	-380.0	-390.4	-401.5	-304.1	-313.6	-313.4	-305.6
released "	+361.3	+359.4	-363.4	+368.4	+323.0	+336.9	+355.5	+346.6
B_w' ly/day	+3.8	-20.6	-27.0	-33.1	+18.9	+23.3	+42.1	+41.0
$B_w + B_p + B_w'$	-692.7	-658.6	-673.8	-699.6	-434.3	-496.4	-466.6	-424.1
S_w ly/day	491.4	471.3	468.9	482.9	334.9	334.2	330.7	329.9
L_0 "	136.7	138.3	170.5	219.8	66.3	114.2	107.8	88.8
IE_0 "	64.6	49.0	34.4	-3.1	33.1	48.0	28.1	5.4
L_0/IE_0	2.12	2.82	4.95	-71.4	2.00	2.38	3.84	16.67
$h \times 10^4$	1.66	1.83	2.46	3.46	1.07	1.97	2.08	1.84
$k \times 10^4$	3.32	3.66	4.92	6.92	2.14	3.94	4.16	3.68

第3図にみられるように、単位水柱から搬出される熱量($B_w + B_p$)は0.35~0.60 ly/minで、その日変化は他の熱収支項のそれに比べてすくない。そして、13~15時の間に最高になり、早朝に最低がみられる。日中、空気層から伝達熱・純放射によつて水柱に与えられる熱量は($B_w + B_p$)を大きく上廻つてゐるので、日中には多量な熱が水柱内に貯えられている。そして貯熱量は9~11時には約1.0 ly/minに達する。半周期間に貯えられる熱量は250~420 lyに及ぶことが第3表から判る。このような

Fig. 3 Diurnal variation of heat balance terms.

多量の熱は17時過ぎには放熱され、搬出熱・放射・放熱・蒸発放熱を補うために夜間を通じて放出されてしまう。 $I E_0$ についてみると、水温の高まりの大きい早朝及び夜半すぎには凝結過程で水面に熱が与えられているけれども、13~23時の間では蒸発過程となつて逆に放熱状態にあることがわかる。顕熱伝達量 L_0 は早朝ならびに夜間においては低く、15~17時には最高の 0.51 ly/min に達している。そして、一日間における L_0 の総量は 219.8 ly/day になり、純放射量の約 $1/2$ に及んでいる。つぎに、 L_0 の日変化と $\theta_a - \theta_w$ の日変化を用いて求めた顕熱伝達係数 h をみると第4図のようになる。第4図には温水路水体の熱収支でえた h の日変化と、著者等が温水池水体の熱収支からえたつぎの関係をを用いて得た h の値および Брондо が地表面の熱収支からえた関係式を用いて得た h の値の日変化が示されている。

$$h = 1.05 + 0.78 U_2 \times 10^{-4} \text{ ly/sec. } ^\circ\text{C} \quad \text{著者等 (1959)}$$

$$h = 0.68 U_1 \left(1 + 0.23 \frac{\Delta T}{U_1^2} \right) \times 10^{-4} \text{ ly/sec. } ^\circ\text{C}$$

Брондо (1957)

図にみられるように、熱収支でえた h は早朝夜間には低く日中最高のみられる日変化を示している。他の経験式から求めた顕熱伝達係数も同様な日変化を示すが日最高値における両者の差異は顕著である。とくに、July 20において、顕熱伝達係数が $10 \times 10^{-4} \text{ C. G. S}$ 以上になったことは極めて稀なことである。著者等が現在まで温水路・温水池で得た値と比較してこれは2~3倍に及んでいる。また、著者等の経験式と、Брондо のそれと比

Fig. 4 Diurnal variation of sensible heat transfer coefficient.

較して、一般に著者等の値が大きくなるのは経験式の作成に用いられた熱収支解析の資料の差によるようである。即ち、著者等は Fetch 約 100 m の温水池の熱収支資料を、Брондо は広い地面の熱収支資料を用いて上に示した経験式を導いている。このように最高値における差異は顕著であるが、全般的な日経過の傾向は三者の間で良く近似している。そこで、つぎの水温上昇度の計算においては著者等 (1959) がえた経験式と熱収支との値を用いた。

(3) 温水路における水温上昇

温水路内の各地点における水温は一般に流入口からの距離と共に上昇し、その振幅は次第に増加するが、その増加の割合は距離につれて次第に減少する。そこで、第1図に示した温水路内の 1. 2. 4. 6. 8. 10 点における水温観測値を用いて、平均水温ならびに振幅比 (1の振幅に対する各点の振幅の比) の流入口からの距離に伴う変化を示すと第5図のようになる。図にみられるように、面積比に対する平均水温の変化は殆んど直線状となり、現在まで広くいわれている指数曲線状とは大きく相違して

いる。しかしながら、この温水路の温度上昇率および最終水温の低いことを考えると、流入口からの限られた範囲内で温度上昇が直線で近似できることは理解される。温水路における温度上昇 $(\theta_2 - \theta_1)$ は水面純放射量の多少に比例しているようである。振幅比の変化をみると下図にみられるように、20日における一例を除いて他は流入口からの距離に従って振幅比は次第に増加し、その増加率は距離につれて減少している。そして、振幅比の変化は最終水温の高低に関係し、最終水温の高いほどその変化は大きくなるようである。

Fig. 5. Dependence of daily mean water temperature and amplitude on the distance from inlet.

温水路における水温上昇を気象条件と温水路条件とから求める計算式は二・三の研究者(井上 1952, 川原 1953, 小沢 1956) によつて導かれているが、著者等もこのような関係を通き、若干の比較を実測値との間に行つたのでつぎに説明しよう。さきに説明した温水路水体の熱収支式を変形するとつぎのような関係がえられる

$$\theta_w - \left(\theta_a + \frac{S_w - 2D'}{h} \right) = -\frac{\beta}{\alpha} \left\{ \frac{\partial \theta_w}{\partial t} + v \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \right\} \quad (4)$$

ただし、 D' : 空気中の飽差、 $\alpha = (1 + 2e')$,

$$\beta = \frac{c\rho H}{h}, \quad v: \text{水平流速}$$

e' : 飽和水張曲線の θ_a での傾度。

さらに、上式をつぎの関係を用いてかきかえると

$$\theta_\infty = \theta_a + \frac{S_w - 2D'}{\alpha}, \quad k = \frac{\beta}{\alpha}$$

(4) 式はつぎのようになる

$$\theta_w - \theta_\infty = -k \left\{ \frac{\partial \theta_w}{\partial t} + v \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \right\} \quad (4.a)$$

いま、我々が対象としているのは $\theta_w(t, x)$ であり、また θ_∞ を構成している気象要素は近似的に時間 t だけの関数と考えられるので、上式はつぎのようになる

$$\theta_w(t, x) - \theta_\infty(t) = -k \left\{ \frac{\partial \theta_w}{\partial t} + v \frac{\partial \theta_w}{\partial x} \right\} \quad (4.b)$$

$t > \frac{x}{v}$ なる条件下における上式の一般解はつぎのようになることが知られている

$$\theta_w(t, x) = \frac{1}{k} \int_{t-\frac{x}{v}}^t \theta_\infty(\xi) e^{-\frac{x}{h}} d\xi - e^{-\frac{x}{h}} F\left(t - \frac{x}{v}\right) \quad (5)$$

そこで、つぎのような初期条件・境界条件を用いて積分を行うと

$$\theta_\infty(t) = \bar{\theta}_\infty + a_1 \sin(\omega t + \varphi_1)$$

$$\theta_w(t, 0) = F(t) = \bar{\theta}_0 + b \sin(\omega t + \varphi_2)$$

$$\theta_w(0, x) = W = \text{const}$$

(5) 式はつぎのようになる (なお、さきの報告 (1959) で、上の関係を $\cos$ 関数で表わしたが、本報告のように訂正する)

$$\begin{aligned} \theta_w(t, x) = & \bar{\theta}_\infty \left(1 - e^{-\frac{h(1+2e')x}{Hv}} \right) + \frac{a_1}{\sqrt{1 + \left(\frac{H\omega}{h(1+2e')} \right)^2}} \sin \times \\ & \left[\omega t + \varphi_1 - \tan^{-1} \frac{H\omega}{h(1+2e')} \right] - \frac{a_1}{\sqrt{1 + \left(\frac{H\omega}{h(1+2e')} \right)^2}} \sin \times \\ & \left[\omega \left(t - \frac{x}{v} \right) + \varphi_1 - \tan^{-1} \frac{H\omega}{h(1+2e')} \right] e^{-\frac{h(1+2e')x}{Hv}} + \\ & \left[\bar{\theta}_0 + b \sin \left\{ \omega \left(t - \frac{x}{v} \right) + \varphi_2 \right\} \right] e^{-\frac{h(1+2e')x}{Hv}} \quad (6) \end{aligned}$$

上式は温水路内の流入口からの任意地点における水温の時間的变化を示すもので、指数減少項と日変化項の和として与えられている。この式から水路内の水温は最終水温 θ_∞ と流入水温の日変化と、流入口からの距離および流速によつて決定されることが判る。水温の日変化の振幅及び位相は水深によつて大きな影響をうけ、一般に水深に伴つて振幅は減少し、位相は遅れるようになる。

第3図および第4図に示されている熱収支条件ならびに気象条件を(6)式に代入してえた温水路の流出水温と実測値との関係を示すと次図のようになる。図上には気象条件から決定される最終水深 θ_∞ 、水深 40 cm での最終水温 θ_∞^{49} 、実測した流入・流出水温の日変化が示さ

Fig. 6. Diurnal variation of water temperature in warming channel.

$\theta_0(t)$: water temperature at inlet } measured,
 $\theta_w(t)$: water temperature at outlet }
 $\theta_w(x)$: water temperature at outlet...calculated,
 $\theta_\infty(t)$: final water temperature obtained from meteorological condition,
 $\theta_\infty^{49}(t)$: final water temperature in water column with depth of 49cm.

れている。 θ_∞ は著しく大きな日変化を示し、最高水温は 40°C 以上、最低は 10°C 内外で、その振幅は 15°C 以上である。しかしながら、 θ_∞^{49} は水深による減衰効果をうけて、振幅は約 $1/3$ になつてゐる。また、 θ_∞ の最高起時と θ_∞^{49} の最高起時の間には約 6 時間の開きがみられる。 $\theta_\infty(t)$ と $\theta_0(t)$ とを (6) 式に代入してえた $\theta_w(t)$ は 19 July においては実測値 $\theta_w(t)$ との間に若干の差がみられるが、20 July においてはよく一致している。最高起時に若干の差異がみられるのは $\theta_\infty(t)$ を求めるのに当つて各要素の時間平均値を使用したことに一因があるようである。第 6 図に示されている実測値と計算値との比較的に良好な一致から、単純な仮定から導いた (6) 式は温水路における水温の日変化をよく表現するようである。つぎに、一日の平均水温の変化を知る

ために、(6) 式を一日について積分すると日変化項は消失してつぎの関係がえられる

$$\left. \begin{aligned} \bar{\theta}_w(x) &= \frac{1}{T} \int_{-\frac{T}{2}}^{+\frac{T}{2}} \theta_w(t, x) dt = \bar{\theta}_\infty - (\bar{\theta}_\infty - \bar{\theta}_0) e^{-\frac{h(1+2c')x}{Hv}} \\ \Delta\bar{\theta}(x) &= (\bar{\theta}_\infty - \bar{\theta}_0) (1 - e^{-\frac{h(1+2c')x}{Hv}}) \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

これは現在までに多くの人々によつて提出されている水温上昇式に他ならない。上式にみられるように日平均水温は距離と共に指数的に上昇する。

5. 要 約

以上数項にわたつて温水路の熱収支特性ならびに水温上昇について説明したことを要約するとつぎのようになる。

1. 温水路内の水の流れは断面によつて著しく変化し、中心部において流速は大で、周辺部における水体の交換は非常に弱いことが判つた。このためにある時間に水路に入つた水体は第 2 図下に示されているような不均一な流体分布函数をもつて水路から排水されるようになることが予想される。そして、平均経過時間の両側の流体群の割合によつて温水路の温度上昇効率は決定されるようである。

2. 水路内の単位水柱が一日間 (0500~0500) に獲得放出する熱フラックスの内容は第 3 表にみられるようになり、総獲得熱量は $400 \sim 680 \text{ ly/day}$ で、その量は純放射量に大体比例している。渗透水による搬出熱量は $30 \sim 73 \text{ ly/day}$ で無視できない量である。第 3 表にみられるように熱収支内容は水路口からの距離によつて変化し距離と共に純放射の寄与が大きくなつてくる。全体として水温上昇への純放射の寄与は $67 \sim 95\%$ で、本州地域の温水施設のそれに比べて顕・潜熱伝達量の寄与はすくない。また、Bowen 比は 1 より大であるが、時には負の符号になることもみられた。顕熱伝達係数は日平均値として $0.76 \sim 2.35 \times 10^{-4} \text{ C.G.S.}$ となり、現在まで著者等が報告してきた値に近い。

3. 各要素の時間平均値を用いての熱収支項の日変化を示すと、第 3 図のようになり、 $(B_w + B_p)$ は他に比べて日変化は小さい。 B_w' は午前中は一で、多量の熱が水柱に貯えられているが、夜間になるとこの熱量は放出される。顕熱伝達は風速の高まりにつれて増加し、一日を通して+であるが、潜熱伝達は日中-になり、早朝及び夜半すぎに+となる。顕熱伝達係数は第 4 図にみられるように 15~17 時に最高となる単調な日変化を示し、著者等がさきに報告した経験式および Бронзо の経験式からえたそれらと傾向は一致している。

4. 温水路における水温変化を示す式は若干の仮定を
おいて熱収支式から導くと(6)式のようになり、水温
変化は $\theta_\infty(t)$ 、 $\theta_0(t)$ および x/v によつて主として決定
されることがわかる。そこで第3,4図に示されている熱
収支・気象条件を(6)式に代入してえた計算値と実測
値とを比較すると第6図のようになり、両者の一致は比
較的に良好なことがわかつた。

文 献

- 1) 東 晃・羽生寿郎 (1952) : 水路式水温上昇池の
効果について, 農業物理研究 2号 : 55~69.
- 2) Броудио, А. Г (1957) : 乱流交換の積分係数に關

する若干の研究, Метеор и гидро. 9 : 27~30.

- 3) 井上直一 (1952) : 北海道の気候と水田水温の上
昇について, 農業物理研究 2号 : 111~138.
- 4) 川原琢磨 (1953) : 灌漑水温上昇に関する基礎研
究(1), 農土研. 21 : 224~231.
- 5) 三原義秋・内島善兵衛・中村千里・大沼一己 (19
59) : 温水池の熱収支および水温上昇の研究, 農技
研報 A 7 : 1~44.
- 6) 三原義秋・内島善兵衛・中村千里 (1959) : 温水
路の熱収支に関する研究, 農技研報 A 7 : 45~68.
- 7) 小沢行雄 (1956) : 小地域における水温分布の調
査研究(2), 農業気象, 11 : 137~142.

Summary

The main purpose in this paper is to make clear
the characteristic feature in heat balance of the
warming channel which has been constructed for
preventing the damage introducing on the paddy
plant by application of the cool irrigation water. The
observations on heat balance and water temperature
in the warming channel were carried out at Fuseko
warming channel located in the suburb of Obihiro
city during the period from 17 to 20 of July 1960.

The results obtained from heat balance analysis
of the data may be summarized as follows :

1 : The heat balance of warming channel is pre-
sented in Table 2. The total heat amount supplied
in unit water column during the day (0500~0500)
is ranging between 400 and 680 ly/day. This a-
mount highly depends upon the net radiation over
the water surface. As shown in Table 2, the char-
acteristics in heat balance vary with distance from
the inlet of channel. The net radiation plaies the
great part in temperature rising of cool water in
channel. The daily means of sensible heat transfer
coefficient lay between 0.76×10^{-4} and 2.35×10^{-4} C.
G.S. and are in good agreement with values ob-
tained by the present authors.

2 : The diurnal variation of heat balance terms
in channel is shown in Fig.3. The diurnal vari-
ation of heat amount ($B_w + B_p$) carrying out from
water column is more slight than those of other heat
balance terms. The sensible heat flux increases
with increment of wind velocity in the day time.
The examples of them showing the diurnal vari-
ation of sensible heat transfer coefficient are pre-
sented together with those obtained from the author's
and Броудио's empirical formulae, and a good a-
greement in general tendency is shown between them.

3 : The diurnal variation of water temperature at
arbitrary distance from inlet of channel is de-
termined by Eq(6). It is known from Eq(6) that the
diurnal variation of water temperature depends
considerably upon the diurnal variations of final-
water temperature determined by both of the meteor-
ological condition and of the water depth, and water
temperature at inlet, and the parameter of x/v .
The results on comparing of the diurnal variation
calculated from Eq (6) with observed those are
shown in Fig 6, and the diurnal courses are in
good agreement with each other.

支 部 だ よ り

北海道支部第15回例会報告

昭和36年2月22日, 上川支庁で開催され, 参加者は
約80名で, 盛会裡に終つた。

研究発表

1. 局地的異常気温について (旭川気象) 岩戸次郎
2. 極値と経過時間・積算値の關係
(旭川気象) 木村耕三・菊地貞良
3. 名寄での人工融雪試験 (名寄通報所) 国分 均
4. イネハモグリバエの発生と気象との關係
(上川支場) 木幡寿夫
5. 北海道における月別気象要素の地域性
(札幌気象) 山崎道夫

6. OEDの実用化試験 (北農試) 藤原 忠・石黒忠之
7. 気・地温の稲の生育・稔実への影響
(北農試) 島崎佳郎・佐竹徹夫
8. 土壌水分測定の一方法 (北大農) 横田廉一・堂
腰純・秋田谷英次
9. 果樹の枝折れに関する研究(1)(北大農) 横田廉一
石橋惇・秋田谷英次

談話会 上川地方の農業と気象

1. 冷水と不稔 (上川支場) 紫田和博
2. 冷水田の実態と水温上昇法 (北農試) 千葉 豪
3. 蔬菜と低温 (上川農改良所) 工藤三郎
4. 人工融雪について (旭川気象) 木村耕三