

山地小流域内の地温年変化について

谷 誠・福鳥義宏・鈴木雅一

Annual Variation of Soil Temperature in a Small Mountain Watershed

Makoto TANI, Yoshihiro FUKUSHIMA
and Masakazu SUZUKI

要 旨

渓流水温の形成を考えるには流域内の地中の熱交換過程を明かにする必要がある。そこで、流域内の地温を桐生試験地内の7個所で測定した。全国各地の5個所の森林測候所での測定値と合わせて検討した結果は次のとおりである。

1. 水移動の影響を無視し得る1次元均質な半無限固体における熱伝導理論の地温伝播に対する適合性を検討した。森林測候所の中には適合性の良くないところもあったが、桐生等では適合性は良好で、桐生の温度伝導率は $6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ の値が得られた。
2. 林外及び林内別に、地表面地温の年変化特性を下層の地温より推定し、それぞれの地点の気温と比較した。地表面地温と気温の関係は林外と林内では異なるものであった。
3. 林外気温と林内気温の年変化を比較したところ、平均値、振幅、位相はほぼ一致した。
4. 桐生のデータにより、水移動の地温年変化に与える影響を検討した。水温の年変化において、振幅と位相の関係は、水移動を無視し得る1次元均質な半無限固体における熱伝導理論より導びかれる両者の関係と異なるものであった。桐生の一部の地温にもそのような傾向がみとめられた。

これらの結果は水温形成の研究にひとつの重要な情報を与えるものである。

はじめに

山地流域における雨水の流出径路とその場での流出特性を解明することは水文学の基本課題である。しかしながら、主として地表面下にある、この径路の特性を的確に把握することは困難である。ところで雨水の流出径路の各点では熱収支式が成立しているから、流域よりの流出水のもつ水温は、径路における熱交換の結果形成されるとみてよい。桐生での測定結果によれば¹⁾、山地小流域における水温変化は日周及び年周変化において、気温に比べ振幅が小さく位相が遅れる。この傾向は地温においてもみられることから、地表面下の流出径路での熱交換過程が重要であることがわかる。この観点から、流出径路での熱交換機構を調べるには、流域という広がりの中での地温の変化を把握する必要がある。

本報告は上記の観点から、小流域内におけるいくつかの地点で地温及び気温、水温の測定を行い、年変化について検討を行うものである。

1. 流域内地温の測定

1) 測定地点の概要

地温及び気温、水温の測定は滋賀県東南部の桐生試験地流域内で行った。流域は風化花崗岩より成り、その流域面積は 5.99 ha、標高は 190~255 m である。流域の概況については既に報告されている²⁾ので省略する。地温に関して重要な影響を与えると思われる積雪はほとんどない。林相はおおむね良好である。

地温は流域例の 7 個所で測定した。測定項目及び測定地点の位置する斜面の傾斜、方位、周辺の林相を表一に、測定地点の位置を図一に示す。ところで傾斜の一定な斜面における地温の深さは、斜面に垂直にとった長さで表現すべきではあるが、現地の斜面傾斜は一定でなく、ハンドオーガーによる温度計設置作業の関係で平坦に近いところに測定地点を設定したので、重力方向の深さをもって測定深とした。

各地点の特徴を簡単に説明する。No. 1 は日射が地表に達する林外露場である。10, 30, 100 cm の地温の他に 1.5 m 高の気温も測定した。No. 2 は、日射が樹冠によりさえぎられる林内であり、ここでは、10, 30, 100, 200, 400 cm の地温および林内 1.5 m 高の気温を測定した。No. 3, No. 4 も林内であるが No. 2 とは方位が異なる。No. 3 では 10, 100 cm, No. 4 では 10, 30, 100 cm の地温を測定した。No. 5 は No. 2 の位置する斜面の下部にあり、10, 100, 200 cm の地温を測定した。ここは豊水期には水位が 1 m 以浅に上昇することが、同地点で行っている地下水位観測によりわかっている。No. 3~No. 5 も No. 2 同様、日射は樹冠によりさえぎられ、地表にはとどかない。No. 6 及び No. 7 は、明治年間に実施された砂防工事の際に設置された空石積の低い谷止によってできた堆砂地にあり、いずれも 100, 200 cm の地温を測定した。通常 1 m 幅ぐらゐの表面流が流れている。その通常の河道の両側は広葉樹によりおおわれている。日射は部分的には地表に達するが、広葉樹の樹冠によっておおむねさえぎられる。

Table 1. Observation stations in Kiryu

Station	Feature	Observed temperatures (cm)	Slope angle	Slope direction	Vegetation type
No. 1	observation field	air ^o , soil (10*, 30*, 100*)	level	—	—
No. 2	in forest	air*, soil (10*, 30*, 100*, 200, 400)	10°	N40°E	Pinus densiflora, Chamaecyparis obtusa mixed stand
No. 3	in forest	soil (10●, 100)	25°	N90°W	Pinus densiflora stand
No. 4	in forest	soil (10●, 30●, 100)	29°	N80°E	Pinus densiflora, Chamaecyparis obtusa mixed stand
No. 5	in forest	soil (10, 100, 200)	10°	N40°E	Pinus densiflora, Chamaecyparis obtusa mixed stand
No. 6	by stream	soil (100, 200)	level	—	Broad-leaved stand
No. 7	by stream	soil (100, 200)	level	—	Broad-leaved stand
No. 8	stream	water ^o	—	—	—
No. 9	spring	water*	—	—	—

^o, * : measured by platinum resistance thermometer (^o) or by thermistor (*) continuously.

others: observed once a week by L tube thermometer at 10,30 cm in depth or by Simon's earth thermometer at 100, 200, 400 cm.

● : used also Six-type L tube thermometer.

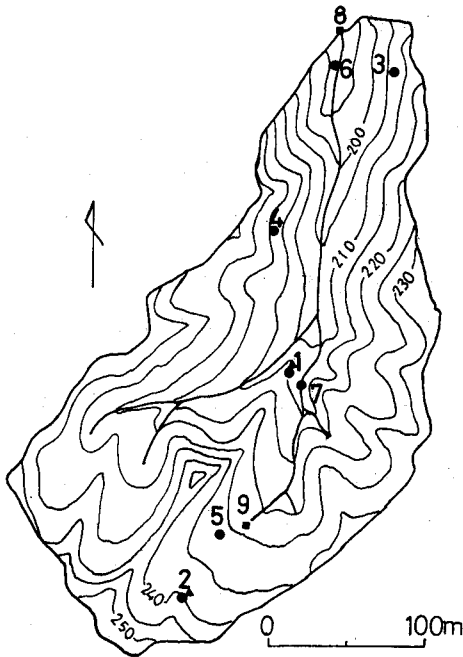


Fig. 1. Observation stations in Kiryu
 ●: soil-, ▲: air- and ■: water temperature

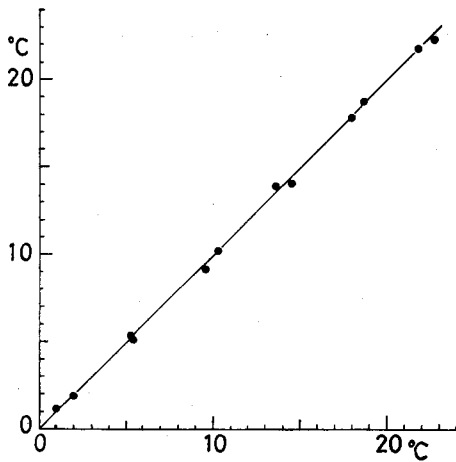


Fig. 2. Comparison between monthly mean values calculated by continuous records (abscissa) and those estimated by records observed once a week (ordinate)

最小二乗法により正弦曲線を充てはめることによって得られるもので、年平均値を $\bar{\theta}$ 、年振幅値を A 、年位相値を P とすれば、温度 θ は、

$$\theta = \bar{\theta} + A \sin\left(\frac{2\pi}{T}t + P\right) \dots\dots\dots(1)$$

水温については、全流域の出口の量水堰地点 (No. 8) で渓流水温を、源頭部の湧水地点 (No. 9) で湧水温を測定した。No. 8 は No. 6 の谷止の直下にある。また No. 9 は、No. 2, No. 5 の位置する斜面の下端にある。

2) 測定値の集計法

使用するデータは自動平衡式記録計に記録されたものを1時間毎に読みとった値、あるいは週1回の観測時に水銀温度計の指示を読み取った値をもとにした。

表一の測定項目に付した記号により両者を区別している。温度計はアスマン乾湿計で検定して用いている。

観測時の読み取り値しかないものは次のようにして月平均値を求めた。前回の観測時から当観測時までの期間平均値を両測定値を単純平均して求め (ただし最高最低値の得られる場合は両者を単純平均した)、日数の重みづけ平均を行って月平均値を得た。この方法の妥当性をみるため、No. 2 の 10 cm 深地温について自記録より得られる月平均値と比較してみた。図一2にみるように両者はよく一致している。上記の方法を用いるのは、No. 2 と同様の林内でかつ 10 cm 深及びそれより緩かな変化をする下層の地温であるので、月平均値として解析に用いて良いと判断した。

3) 測定結果

表一2に1976年9月より77年8月までの1年間の温度の月平均値を掲げる。ただしNo. 5 についてはこの期間測定していなかったため、78年4月より79年3月までの1年間の月平均値を示す。比較のためこの期間のNo. 2 の値も載せるが、この期間は自記録ではなく観測時の読み取りをもとにした値である。

表一2には年平均値と年周変化の特性を表わす振幅、位相の値も掲げる。これらの値は

となる。 T は周期であって、 t に月を単位として採用すると $T=12$ となるが、表-2 にはこの場合の P の値で位相を示した。2つの温度を比較したとき、 A の小さいものは年変化の幅が小さく、 P の小さいものは年変化の位相が相対的に遅れていることを表わす。

気温及び 10 cm から 4 m までの 5 点で地温を測定した No. 2 の年変化を日平均値により表わせば図-3 のようになる。深さとともに振幅が小さく、位相が遅れてゆく様子が良くわかる。また数日にわたる変化においては、気温が最も激しく変化し、10 cm, 30 cm の順に変化幅が縮小し、位相に遅れがみられることがわかる。

Table 2. Monthly mean values of soil- air- and water temperatures in Kiryu (°C)

Station depth (cm)	air	No. 1 soil			air	No. 2 soil				
		10	30	100		10	30	100	200	400
'76 Sep.	18.1	19.9	20.9	20.1	18.1	18.6	19.3	19.2	18.0	14.8
Oct.	13.4	14.8	15.7	16.3	13.7	14.5	15.3	16.3	17.2	15.4
Nov.	7.3	8.5	9.8	12.3	7.7	9.5	10.8	13.3	15.5	15.2
Dec.	3.2	3.6	4.6	7.5	3.7	5.4	6.7	9.7	13.1	14.8
'77 Jan.	0.0	0.4	1.3	4.7	0.2	2.0	3.2	6.6	10.6	13.9
Feb.	0.2	0.7	1.3	4.2	0.8	1.0	2.0	4.9	9.0	13.0
Mar.	5.8	6.1	6.2	6.0	5.9	5.2	5.3	5.9	8.2	12.1
Apr.	11.3	11.9	11.4	9.4	11.5	10.2	9.5	8.8	9.0	11.4
May	15.4	16.4	15.5	12.7	15.3	13.6	12.7	11.6	10.5	11.5
Jun.	19.1	20.1	18.9	15.7	18.9	18.0	16.6	14.5	12.3	11.9
Jul.	24.2	23.8	23.4	18.9	23.9	21.8	20.5	17.7	14.6	12.7
Aug.	23.8	23.8	24.3	20.6	23.7	22.3	21.5	19.4	16.4	13.4
Mean	11.9	12.5	12.8	12.4	12.0	11.8	12.0	12.3	12.9	13.3
Amplitude	11.5	11.6	11.1	8.1	11.2	10.0	9.2	7.0	4.6	2.0
Phase (rad)	-2.23	-2.26	-2.34	-2.59	-2.24	-2.38	-2.49	-2.74	-3.22	-4.00

Station depth (cm)	No. 3 soil		No. 4 soil			No. 6 soil		No. 7 soil		No. 8 water	No. 9 water
	10	100	10	30	100	100	200	100	200		
'76 Sep.	19.1	19.5	19.1	19.3	18.9	17.4	16.9	17.6	15.9	17.4	16.4
Oct.	14.9	16.5	14.8	15.2	16.2	14.4	14.9	14.9	15.0	14.3	14.8
Nov.	10.3	13.5	10.2	11.3	13.8	10.7	12.6	12.6	14.0	10.4	12.2
Dec.	6.2	10.0	6.5	7.7	10.9	7.3	9.4	9.3	11.8	7.0	8.8
'77 Jan	3.4	7.1	3.9	4.4	8.2	4.5	6.9	5.9	10.0	4.3	6.4
Feb.	2.7	5.5	2.4	3.3	6.6	3.4	5.5	3.8	8.8	3.4	5.2
Mar.	6.4	7.2	6.1	6.4	7.4	6.2	6.8	6.1	8.3	6.2	7.5
Apr.	10.6	9.9	10.1	9.8	9.4	9.8	9.5	9.5	9.2	10.0	11.2
May	13.5	12.5	13.1	12.5	11.6	12.4	11.6	12.7	10.8	12.6	13.1
Jun.	17.6	15.0	17.1	16.2	14.1	15.0	13.9	15.5	12.2	15.5	15.7
Jul.	21.4	18.2	21.1	20.1	17.0	18.1	16.2	19.0	13.6	18.7	17.8
Aug.	22.4	19.7	22.1	21.0	18.5	20.1	18.3	20.5	15.4	19.9	19.5
Mean	12.4	12.9	12.2	12.3	12.7	11.6	11.9	12.3	12.1	11.6	12.4
Amplitude	9.2	6.7	9.1	8.3	5.9	7.5	5.8	7.3	3.6	7.6	6.2
Phase (rad)	-2.40	-2.69	-2.43	-2.51	-2.81	-2.49	-2.68	-2.58	-3.09	-2.45	-2.48

Table 2. Continued

Station depth (cm)	No. 5 soil			No. 2 soil				
	10	100	200	10	30	100	200	400
'78 Apr.	9.5	9.3	9.7	9.4	8.41	8.2	9.2	12.0
May	14.2	11.8	11.1	14.4	13.2	11.8	10.9	11.9
Jun.	16.7	14.4	12.8	17.3	16.7	15.3	12.7	12.1
Jul.	21.1	17.7	15.1	22.4	21.3	18.7	15.5	13.0
Aug.	22.1	19.1	16.4	23.1	22.5	20.0	16.9	13.8
Sep.	19.8	19.1	17.1	20.6	20.4	19.7	17.7	14.5
Oct.	15.9	17.2	16.8	15.9	16.3	17.0	17.1	15.0
Nov.	11.4	14.7	15.6	10.7	11.8	13.8	15.4	15.0
Dec.	8.3	12.2	14.1	7.2	8.5	10.8	13.7	14.7
'79 Jan.	6.0	9.8	12.5	5.1	5.6	8.0	11.7	14.1
Feb.	7.2	8.8	10.7	6.4	6.3	7.4	10.3	13.4
Mar.	6.8	8.5	10.4	6.1	6.1	7.1	9.7	12.8
Mean	13.3	13.6	13.5	13.2	13.1	13.1	13.4	13.5
Amplitude	7.8	5.4	3.6	8.9	8.4	6.7	4.1	1.6
Phase (rad)	-2.50	-2.90	-3.31	-2.46	-2.57	-2.79	-3.23	-4.07

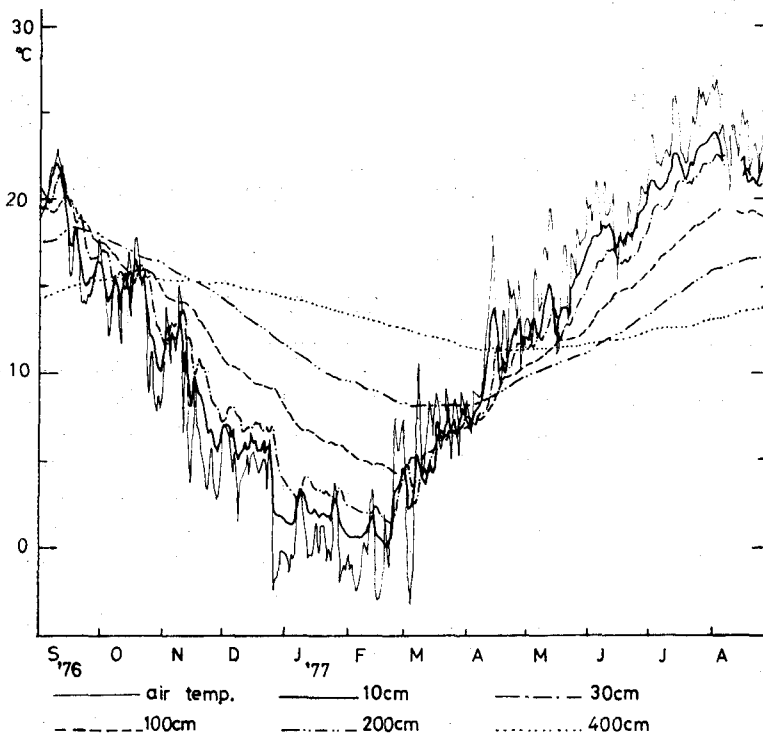


Fig. 3. Annual variations of air- and soil temperatures at No. 2 in Kiryu

2. 林内外における地温の年変化

流域内での地温について検討する前に、地温の年変化を熱伝導理論の適合性の面から吟味し、かつ境界条件として重要である地表面地温の推定を行う。一般的な傾向を調べるため、全国各地に散在する森林測候所から、比較的積雪の少ない地点5箇所を選び、林内、林外（露場）地温（30, 120, 300 cm）、林内、林外（露場）気温の値³⁾を合わせて解析に用いた。データは1917~19の3年間で平均した各月平均値を用いた。諸元を桐生とともに表-3に示した。

Table 3. Each factor at observatories

Observatory (Prefecture)	N. latitude	E. longitude	Altitude
Myogi (Gunma)	36°18'	138°46'	427 m
Matsuyama (Nara)	34°28'	135°57'	442
Shuzan (Kyoto)	35°09'	135°37'	362
Kitaoguni (Kumamoto)	33°07'	131°04'	433
Morimachi (Oita)	33°18'	131°10'	410
Kiryu (Shiga)	34°58'	136°00'	234

1) 熱伝導理論の地温伝播への適用

従来より地温の伝播には、1次元均質な半無限固体における熱伝導理論が適用されている。この場合、水の移動による熱移動は、水の垂直移動がある漏水田を対象とする場合⁴⁾等の他は通常無視される。これらの前提条件の下では1次元熱伝導方程式は

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = K \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \dots\dots\dots(2)$$

K : 温度伝導率 ($\text{cm}^2\text{sec}^{-1}$)

である。地表面地温が(1)式のような周期変化をする時、任意の深さ z の地温 θ_z は、

$$\theta_z = \bar{\theta}_z + A_0 e^{-\sqrt{\pi/KT} z} \sin\left(\frac{2\pi}{T} t + P_0 - \sqrt{\frac{\pi}{KT}} z\right) \dots\dots\dots(3)$$

ここに、 $\bar{\theta}_z$: 深さ z の平均地温 ($^{\circ}\text{C}$)

A_0 : 地表面温度の振幅 (deg)

P_0 : 地表面温度の位相 (radian)

T : t の単位に sec をとった時の年周期 ($\approx 3.156 \times 10^7$ sec)

となる。したがって z における振幅を A_z 、位相を P_z とすると、 z_1, z_2 の2点の地温変化の間には、

$$\ln\left(\frac{A_{z_2}}{A_{z_1}}\right) = P_{z_2} - P_{z_1} = -(z_2 - z_1) \sqrt{\frac{\pi}{KT}} \dots\dots\dots(4)$$

の関係が成立する。今、東⁵⁾にならい、伝播のようすを図示することを考える。縦軸に深さ z をとり、基準の深さ z_1 を決める。その時

$$\alpha_z = \ln \frac{A_z}{A_{z_1}} \dots\dots\dots(5) \qquad \varphi_z = P_z - P_{z_1} \dots\dots\dots(6)$$

で与えられる α_z, φ_z を横軸にとって、各測定深 z の地温の振幅より計算される α_z 、位相より計算される φ_z をプロットしたとする。(4)式より α_z と φ_z は各測定深毎に一致する。また同一測定値で3点以上の深さで地温を測定したとすると、うちひとつを基準深 z_1 にとって他の測定点の α_z, φ_z は

$$\alpha_z = \varphi_z = -(z - z_1) \sqrt{\frac{\pi}{KT}} \dots\dots\dots(7)$$

で表わされる直線上にのらなければならない。もし測定誤差と考えられないほど α_z と φ_z の一致が良くなければ、その測定地点が熱伝導の理論の前提条件を満足していないと考えられる。ま

た3点以上の測定深での α_s, φ_s が一致していても一直線上にのらず折れ点が生じた場合も同様のことが考えられる。ただし、後者の場合、深さによって温度伝導率が変化しているというように考え得る。このように、この図によれば地温伝播のようすが容易に把握でき、熱伝導理論の適合性も判断できるので、これを地温伝播図と呼んで以下に使用する。また(7)式で与えられる勾配 $-\sqrt{\pi/KT}$ の直線を温度伝導率 K の与える温度伝播直線と呼ぶことにする。

2) 理論の適合性と温度伝導率の推定

桐生及び5個所の森林測候所のデータを用い、30 cm の地温を基準深 z_1 にとって林内外別に地温伝播図を描いたのが図-4, 5である。図には温度伝導率のいくつかの値について温度伝播直線を引いてある。直線のかたわらに記した数字は $10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ の単位での温度伝導率である。また林内外別に図示したのは、地表面地温の推定の際にもこの図を用いるためである。また桐生では30 cm 深の地温を測定していない地点もあるので10 cm を基準深にとった地温伝播図を別に作製した(図-6)。No. 1 は図-4 に; No. 2 は図-5 にもプロットしてある。なお、河道堆砂地にある No. 6, 7 は除いた。

図-4, 5 により各測定深毎の α_s, φ_s の一致及び α_s, φ_s の直線性をみると、必ずしも理論のとおりにはプロットされていない地点もある。そのような地点では前節でみた1次元均質及び水移動の影響無視等の前提条件を満たしていないことが考えられる。一方、桐生の No. 2, 北小国の林内外, 松山の林外, 森町の林内は α_s, φ_s の一致及び直線性は良好である。これらの地点につき、温度伝導率を求めてみると、桐生林内 (No. 2) が $6.0 (\times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1})$ 以下同じ), 北小国林外は 3.6, 林内は 2.5, 松山の林外は 4.0, 森町の林内は 2.7 となる。その他の地点のうち、松山, 周山の林内では α_s, φ_s の一致は良好だが、30 cm~120 cm を結ぶ直線と 120~300 cm を結ぶ直線(破線)が重なり合わず、120 cm で折れ点を生じる。その勾配から、浅層の温度

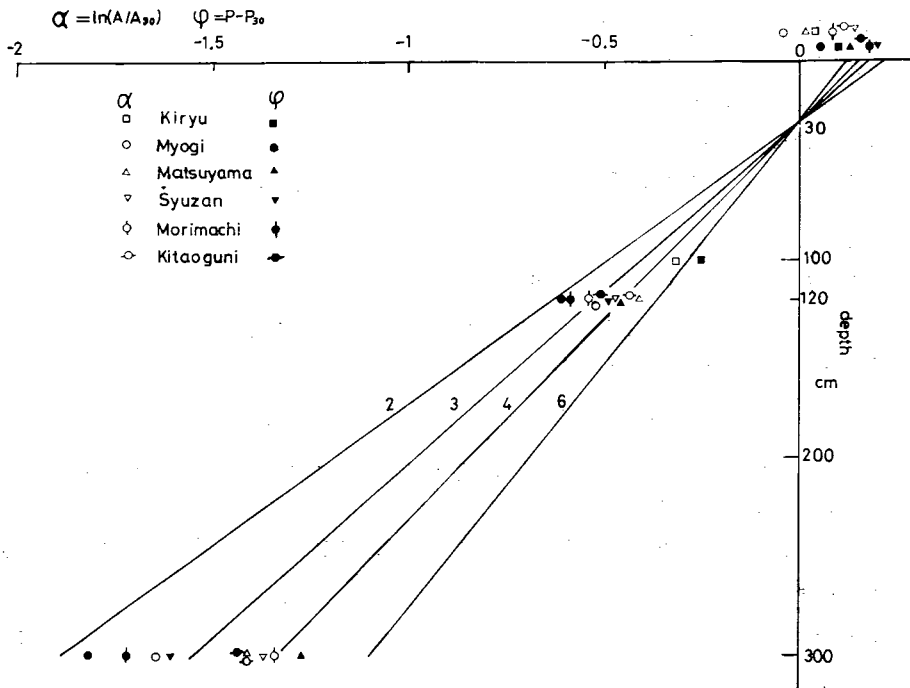


Fig. 4. Thermal diffusion in soil (outside of forest)
A: amplitude, P: phase

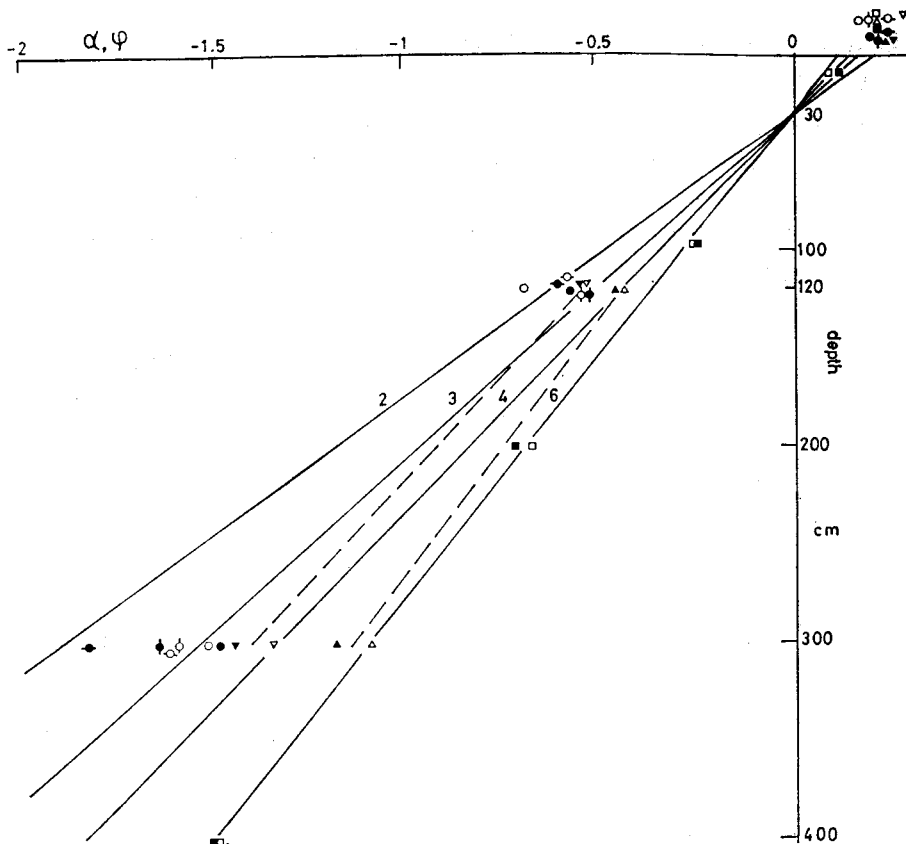


Fig. 5 Thermal diffusion in soil (in forest)
(The symbols coincide with those in Fig. 4.)

伝導率が深層より小さいということがわかる。

図一六に示した桐生の地温伝播をみると、No.2 は勿論、No.1, 3, 4, 5 の各測定深の α_z と φ_z はほぼ一致し、No.5 は 2 m まで、No.1, 4 は 1 m までのそれぞれ 3 点の測定ではあるが一直線上にだいたいのである。この図には温度伝導率 $K=6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ の与える温度伝播直線を引いてある。多少のばらつきはあるが桐生ではこの値が妥当なものであろう。この値は先に各地で求めた温度伝導率からみて大きい値である。従来、温度伝導率はふつう $3 \sim 6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ の範囲にはいり⁶⁾、砂土は大きいといわれている⁷⁾。桐生は風化花崗岩山地にあ

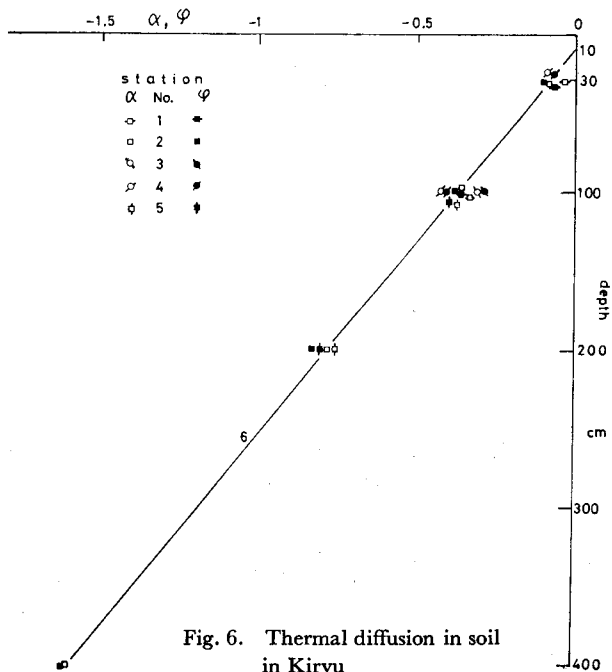


Fig. 6. Thermal diffusion in soil in Kiryu

り、土壌は砂質であるから、上記の値は妥当な結果といえる。

3) 地表面地温の推定とその気温との関係

地温変化を引き起す動因として、地表面地温のもつ意味は大きい。しかしながら現在のところ精度の良い地表面地温のデータは得られていない。そこで下層の地温変化より推定し、同時に気温と比較することで、地表面地温の年変化に関する知識を得ることとした。地表面地温は日射が地表面に達する林外と、樹冠でさえぎられる林内では形成条件が異なるので、林内外に分けて考察を進める必要がある。

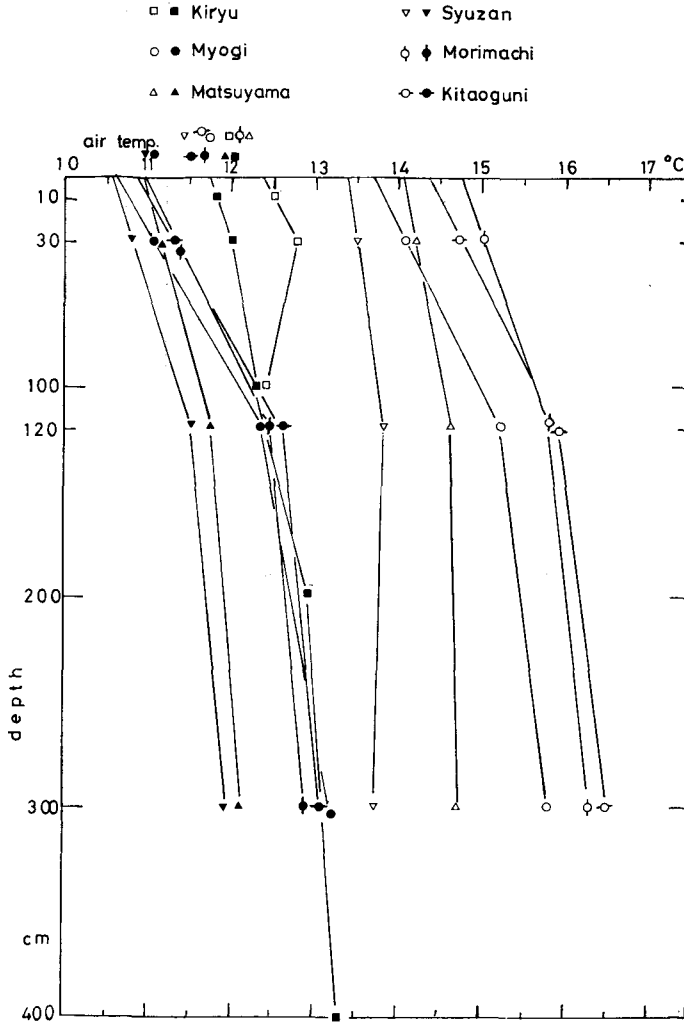


Fig. 7. Annual mean values of air- and soil temperatures
white: outside of forest
black: in forest

4, 5 には、気温の振幅、位相を A_a, P_a としたときに得られる

$$\alpha_a = \ln(A_a/A_{30}) \dots\dots\dots(8), \quad \varphi_a = P_a - P_{30} \dots\dots\dots(9)$$

の値が $z=0$ 付近にプロットされている。また、 $K=2\sim6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2\text{sec}^{-1}$ の範囲で与えられる温

図一7は横軸に地温の年平均値を、縦軸に深さをとって表示したものである。 $z=0$ 付近には気温の年平均値をプロットした。地温の年平均値を結ぶ直線は $z=0$ まで延長されている。この直線の $z=0$ との交点を地表面地温の年平均値とみなすと、林外は桐生を除くと約 $2\sim3^\circ$ 地温は気温より高い。林内は地温の方がやや低い。林外にみられる差に比べるとその差は小さい。桐生のみ異なるのは、この林外(No.1)は露場としてはその面積がかなり小さく、影ができる等の影響があらわれたことが考えられる。年平均値のわずかな差は年々の熱収支の変化であらわれる⁸⁾のでこれを無視すると、林内は気温と地表面地温がほぼ等しく、林外は後者が $2\sim3^\circ$ 前者よりも高いとみて良からう。

次に振幅及び位相について下層より求められた地表面地温と気温とを比較してみよう。先に示した図一

度伝播直線を $z=0$ まで延長してある。この温度伝播直線と $z=0$ との交点のあらわす意味は次のとおりである。30 cm 以浅の K の値が下層と等しいとすると、下層の K の値が $2\sim 6\times 10^{-3}$ $\text{cm}^2\text{sec}^{-1}$ の範囲にはいるから、 $z=0$ と $K=2\times 10^{-3}$ の与える温度伝播直線との交点より、 $z=0$ と $K=6\times 10^{-3}$ の与える温度伝播直線との交点までの範囲は、地表面地温の α_0, φ_0 のプロットされるべき範囲をさししめしている。この下層地温により推定された地表面地温の α_0, φ_0 の範囲と、気温より計算された α_a, φ_a とを、林外、林内別に比較してみよう。

林外(図-4)においては、気温より求めた α_a, φ_a は温度伝播直線の $z=0$ との交点の範囲内かまたはマイナス側にプロットされる。詳細にみると、各測定地毎の α_a はすべて φ_a よりマイナス側に位置し、 α_a が交点の範囲よりずれていることがわかる。このことから、地表面地温の位相は気温とほぼ等しいかやや進んでおり、振幅は気温より大きいと推定される。

林内(図-5)においては、各測定地毎に α_a と φ_a はほぼ一致し、温度伝播直線と $z=0$ との交点の範囲のプラス側にプロットされる。 α_a と φ_a が一致することは、(8), (9) 式より、林内の気温と 30 cm 深の地温の間に地温の伝播に似た相互関係のあることを意味する。しかしながら、林内には有機物の堆積した表層があり、その温度伝播に関する特性がよくわからないため、上記の相互関係のもつ意味を詳しく検討することは困難である。ただ、今後、実測をもとに林内地表面付近の温度伝播の状態を検討する手がかりとして、上記の相互関係は意味をもつものと考えられる。

以上のように、気温と地表面地温の関係は林外、林内では異っているが、一方気温の年平均値、年振幅値、年位相値を林内外で比較すると図-8 のようになる。用いたデータは地温と同様、桐生及び5個所の森林測候所のものである。平均値では林内が林外よりやや低く、振幅が林内が林外よりわずかに小さい傾向がある。年平均値に関しては図-7 をみてわかるように林内外で地温の平均値の差は大きく、それに比べれば気温の林内外の差は小さい。位相は林内外で差はなく、振幅の差もきわめてわずかであり、気温の年変化の特性は林内外でほとんど変わらないとみて差し支えない。林外においては周囲の森林との間に横方向の空気の流れがあるため、細い時間変動は消され、年平均値、年振幅値、年位相値には林内外の環境の差があらわれにくくなったものと考えられる。地温は局所的な条件がより敏感にあらわれ、林内外で年平均値が異り、気温との関係も異っていたとみられる。このように考えると、林外露場の気温は年変化に関する限り、むしろ周囲の森林内の気温の年変化を代表しているとみなせる。

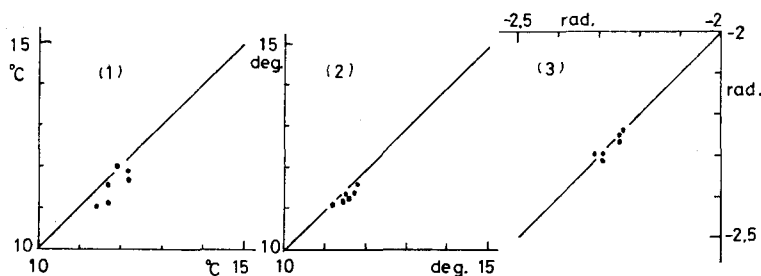


Fig. 8. Comparison between annual variations of air temperature outside of forest (abscissa) and those in forest (ordinate)
(1): mean value, (2): amplitude, (3): phase

3. 流域内の地温に与える水移動の影響

地温の伝播については、水移動の影響を無視し得る1次元均質な半無限固体熱伝導理論がおおむね適用できるとはいえ、森林測候所の中には適合性の良くないものもあり、理論の前提について検討を要することがわかった。桐生の地温は理論の適合性は良かったけれども、ばらつきはみられた。ここでは桐生の地温を相互比較することにより、特に水移動の影響について吟味することにした。

そのため、水温の年変化特性について整理をしておく。水温年変化の振幅は気温より小さく、位相が遅れる傾向があり、地表面下の熱交換について考える必要のあることは、最初に述べた。そこで地温伝播図による解析で浅層から4mまで理論の適合性の良好であったNo.2の地温を、その測定点の位置する斜面よりの湧水の水温(No.9地点)と比較してみよう。表-2の平均、

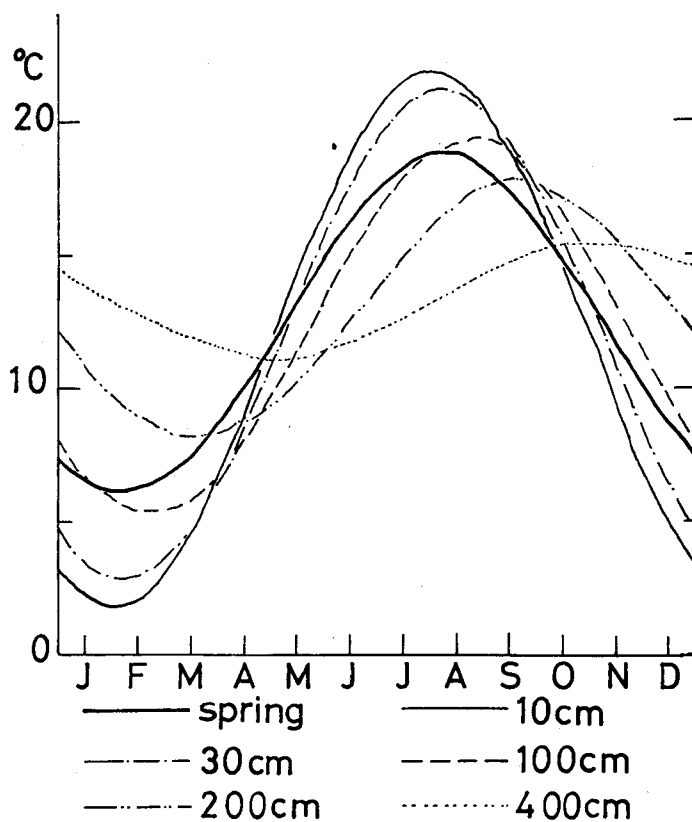


Fig. 9. Sine curves fitted with soil temperatures at No. 2 and spring water temperature at No. 9 in Kiryu

振幅、位相の与える正弦曲線を図-9に示す。これを見ると湧水温の年変化の振幅は1m深の地温より小さいのに対し、位相はむしろ1m深の地温が湧水温より遅れている。このことは、湧水温が地温と関係をもっているが、湧水温の年変化と同一の変化をする地温が存在し得ないことを意味する。

今、No.2の林内の任意の深さ z_1 の地温の振幅、位相を基準にとれば、No.2は熱伝導理論の適合性が良いから、(4)式が成立し、横軸に α_s 、縦軸に φ_s をとって各測定深毎にポイントを落とせば、 $\alpha_s = \varphi_s$ であるから、各ポイントは原点を通り勾配45°の直線上にのる筈である。しかるに、湧水温の振幅を A_s 、位相を P_s とし、 α_s 、 φ_s を

$$\alpha_s = \ln(A_s/A_{z_1}) \dots\dots\dots(10), \quad \varphi_s = P_s - P_{z_1} \dots\dots\dots(11)$$

と定義すると、No.2の地温との比較によって得られたことより、 $\alpha_s < \varphi_s$ となる。図-10はNo.2の10cm深地温を基準深 z_1 にとり、横軸に α 、縦軸に φ をとり、桐生内の地温、水温の振幅、位相より α 、 φ を計算してプロットしたものである。なお、No.5については測定期間が他と異なるのでNo.5の測定期間におけるNo.2の10cm深の地温を基準として α_s 、 φ_s を

計算してプロットした。45°の直線 ($\alpha = \varphi$) より左上は $\alpha < \varphi$ を、右下は $\alpha > \varphi$ を表わす。No. 1 の林外地温は 30 cm 地温が $\alpha > \varphi$ の傾向もあるが、だいたい $\alpha = \varphi$ の直線上にのっている。予想のとおり No. 2 は $\alpha = \varphi$ 上に、湧水温は $\alpha < \varphi$ の領域にプロットされている。No. 8 地点の渓流水温, No. 6, No. 7 の河道堆砂地の地温も $\alpha < \varphi$ の傾向が顕著にあらわれている。No. 3, 4, 5 の各点もこの傾向は認められる。この結果より次のことが考えられる。

湧水, 渓流水の水温は地温に関する熱伝導理論より導びかれる $\alpha = \varphi$ の関係はもたず $\alpha < \varphi$ の関係をもつ。No. 6, 7 の地点では河道の表流水が堆砂内に浸入しているのが現地の観察で認められるが、この水のもち込む熱のため、地温の変化が熱伝導理論に適合せず、水温に類似した変化をすると推察される。No. 3, 4, 5 については表流水の浸入はないが、No. 5 の地点は斜面下部にあって地下水位が 1 m 以浅に上昇することもあるような地下水の集まりやすいところにあるので、地下水の横方向への流下によってもち込まれる熱のため $\alpha < \varphi$ の関係が生じたのではないかと考えられる。地下水集中点の地温が $\alpha < \varphi$ の関係をもっていることは次のような推定により理解し得る。斜面下端の湧水の出ている地点より尾根方向に湧水の流れを地中へ追跡したとする。短い距離をさかのぼりそこでの地下水の温度の年変化を測定したとすれば、その地点は湧水点に近いから、湧水温と同様 $\alpha < \varphi$ の関係があるであろう。またその地点は地中にあるから、地表面より熱伝導によって影響を受けると考えられる。湧水点より十分に遠い地点における地温は熱伝導のみによって形成され $\alpha = \varphi$ の関係をもつとすると、その中間的な地点においては、おおむ

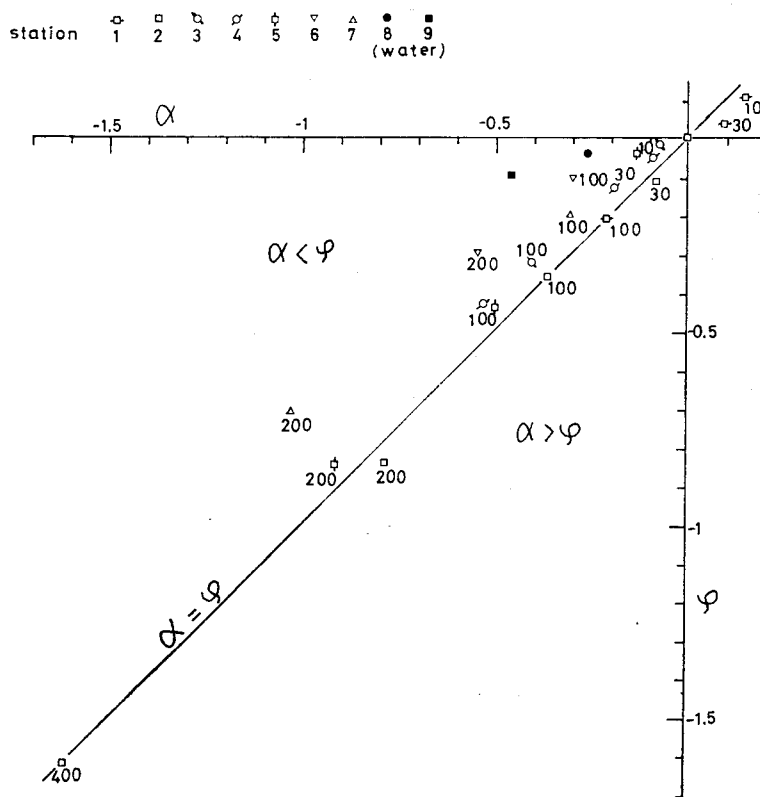


Fig. 10. Comparison between $\alpha (= \ln \frac{A}{A_{10}})$ and $\varphi (= P - P_{10})$ in Kiryu, where A_{10} and P_{10} are amplitude and phase at 10 cm in depth at No. 2 respectively (number indicates depth (cm))

ね熱伝導によって地温形成が行われていても、地下水移動により $\alpha < \varphi$ の関係も認められるであろう。No. 5 地点はそのような中間的な地点と考えられるのである。このように考えると、No. 3, 4 も $\alpha < \varphi$ の関係があり地下水の移動の影響を考慮せねばならない可能性もある。最初地温測定点を決める際、表面傾斜が平坦なところを選んだが、このことが比較的地下水の集中しやすい場所を選んだということが結果的には考えられるのである。No. 2 の地点は微地形をみると尾根状をなし、4 m の地温計設置の際の試掘では 4 m 以深もおマサが続いているようであった。このため、No. 2 では不飽和の水の遅い流れはあっても飽和地下水の移動はほとんどなく、 $\alpha = \varphi$ のきれいな関係がみられたのであろう。

ところで、最初に述べたように水温が地中の流出径路での熱交換によって形成されると考えると、地中の温度状態には相対的に水移動の影響の小さい部分と大きい部分があり、後者において地下水が周辺土壌と熱交換を行いつつ流下するものと推察される。ここにおける地温の測定結果はそのような水温形成過程でのひとつの切断面の情報を与えるものと理解される。

お わ り に

桐生流域内の地温を解析した結果、水の移動の影響の小さい地点と大きい地点とがあり、水温形成機構に対する情報を得ることができた。水移動にともなう熱を考慮した地温形成の詳細な研究は今後の課題であらう。

引 用 文 献

- 1) 谷 誠・福嶋義宏・鈴木雅一：桐生の渓流水温，日林講，87，p. 347-p. 348，(1976)
- 2) 福嶋義宏・鈴木雅一・谷誠・加藤博之：滋賀県東南部の花崗岩山地における3つの小流域の水文観測報告，京大演報，50，p. 115-p. 127，(1978)
- 3) 農商務省山林局：森林測候所報告，5，(1918)，同6，(1919)，同7，(1920)
- 4) 鈴木清太郎：漏水水田の熱伝導，農業気象，7，1，p. 11-p. 12，(1952)
- 5) 東 修三：地中温度の観測から土壌の熱拡散率を算定する方法に対する二，三の注意，西京大学学術報告（農学），2，p. 29-p. 39 (1953)
- 6) 土壌物理性測定法，p. 278-p. 307，(1972) 養賢堂
- 7) 八鍬利助：地温に関する研究，北海道気象要報，2，2 及び 3，p. 41-p. 106，(1943)
- 8) 西沢利栄・山下孔二・鈴木守人：東京都心部における地温分布，地理学評論，52，6，p. 283-p. 292，(1979)

Résumé

To consider the formation of stream temperature, it is necessary to make clear the process of the heat exchange under the ground in the watershed. For that purpose, we observed soil temperatures in a watershed, Kiryu in a weathered granite mountain, and examined both these data and those observed at the 5 meteorological observatories in the mountain districts of Japan. The outline of the investigation is described below.

- 1) We examined the applicability of the theory of conduction of heat in a homogeneous semiinfinite one-dimensional solid, where effects of water movement are neglected, for the soil temperatures. Although the condition of thermal diffusion was not satisfactory at some observatories, the theory of conduction was applied at the others and Kiryu. The value of thermal diffusivity was $6 \times 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ in Kiryu.
- 2) We estimated annual variations of the soil surface temperatures, and compared them

with those of the air temperatures. The relation between them outside of the forest was different from those in the forest.

3) We compared annual variations of the air temperatures outside of the forest with those in the forest. Each of the annual mean value, amplitude and phase outside of the forest was nearly equal to that in the forest.

4) We investigated effects of water movement on annual variations of the soil temperatures in Kiryu. The relation between amplitude of the water temperature and its phase was different from the relation induced from the theory of conduction of heat in a homogeneous semiinfinite one-dimensional solid where effects of water movement are neglected. Such a tendency was recognized in the soil temperatures at some points.

These results give one of the important informations to the study on the formation of water temperature in a watershed.