

高海拔山地の南・北斜面の立地環境に関する研究 (I)

—林地の土壤凍結と気象・地形条件の関係—

内田 煌二¹⁾・眞板 秀二²⁾・伊藤 香里³⁾・黒田 吉雄¹⁾

Studies on Enviromental Condition for forest with the South and the North Slopes of the high mountain (1) : the relation among freezing and thawing of the soil, weather, and topographical situation on forest stand.

Kohji UCHIDA¹⁾, Hideji MAITA²⁾, Kaori ITOH³⁾ and Yoshio KURODA¹⁾

は じ め に

筆者らは、冬季～春季における土壤凍結ならびに融解が土壤生成や治山治水面で大きな影響があり、また、亜高山帯におけるヒノキの造林など拡大造林の立地面でも土壤凍結・融解が活着や成長に大きな影響を及ぼしていると考えている。このほか、最近、話題のカラマツの心腐病菌の樹体への侵入にも、土壤凍結・融解、アイスレンズなどが関与している可能性もある。以上のような問題意識のもと、これら現象解明の基礎資料を得るために、小雪寒冷地である山地に試験地を設け、1987～88, '88～89年、一部、'89～90年、'90～91年にわたり調査をおこなった。

土壤凍結・凍上および融解についての報告の多くは、北海道を対象としたものが多いが^{1, 2, 3)}、山地において、特に南・北斜面がどのような土壤凍結・融解をしているのかを調査したものは少ない⁴⁾。また、融雪期における河川水温についての報告等^{5, 6, 7, 8)}はあるが、土壤の凍結・融解、河川水温、気温、地温等を関連づけて調査したものは少ない。

本研究は山地の南・北斜面の土壤凍結・融解の過程およびこの過程と地温、気温、河川水温の関係を調査したものである。

調査は、本州中央の内陸部、長野県で行い、最近、機器開発の進歩が著しいデータロガを使用し、冬季間連続して気温、地温、河川水温の計測を行った。

計測は、徐々に観測点を増やし、内容を少し変えながら継続しているが、2～3の興味ある知見が得られたので報告する。

1) 筑波大学農林学系 Institute of Agriculture and Forestry, University of Tsukuba

2) 筑波大学農林工学系 Institute of Agricultural and Forest Engineering, University of Tsukuba

3) 現農林水産省 Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries

試験地および観測方法

筑波大学農林技術センター川上演習林2, 3林班に試験地を設定し, この試験地内に南・北斜面の立地環境を調べるための調査区およびその周辺の河川水温, 気温を調べるための調査点を配置した。試験地のある川上演習林は, 長野県南佐久郡川上村にあり, 野辺山盆地の東側周辺山地にあたり, 秩父山系の西端で千曲川の最上流部に位置(東経138°30', 北緯35°35')する。

調査区から3.6 km離れた盆地内にある地域気象観測所(野辺山, 標高1350 m)によれば, 1989年の年平均気温は6.9℃, 同平均最高気温は11.4℃, 同最低気温は2.3℃であり⁹⁾, 1988-89年の冬季における気温, 積雪は表-1のとおりで, 少雪寒冷な地域であることを示している。

土壌凍結・融解の調査区および気温, 地温の調査点は, 3林班にあるヒノキ試験地(1971年に設定した試験地で南側斜面3ヶ所, 北側斜面3ヶ所にヒノキを植栽, 標高約1500 m)の西側に隣接して設定した。この斜面は, 比高約70 mで, 水平距離は約300 mで, 南斜面は斜面方位197°, 傾斜は23.6°で, 北斜面は, 斜面方位0°, 傾斜は27.6°である。

また, 調査区は, 1971年植栽のカラマツ林だったものを1989年春に強度の間伐を行い, カラマツを点在する程度にして, ヒノキの樹下植栽を行っている。

気温の観測は, 川上演習林2林班にある総合気象の観測点と, この南斜面および北斜面の中腹の調査点で地上から1.5 mの高さでおこなった。

河川水温の観測は, この演習林の2林班にある鞍骨沢流域の河川水温と3林班の南沢流域の河川水温を中心に行なった。

鞍骨沢流域面積は, 約38 haあり, 標高は1400~1800 mの区域である。南沢流域は, この鞍骨沢

表-1 1988-89年冬期間の気温と積雪の深さ

		1988年			1989年			
月		10	11	12	1	2	3	4
年平均 気温	最高気温	12.0	6.1	3.3	1.9	1.3	3.4	11.2
	最低気温	2.8	-4.8	-9.7	-7.4	-8.7	-6.6	0.3
	平均気温	7.3	0.9	-2.9	-2.5	-3.3	-1.4	5.9
	極値最高	16.8	11.7	11.7	9.0	6.7	9.3	18.1
	最低	-5.0	-10.4	-17.6	-20.0	-20.2	-19.4	-6.9
積雪の深さ								
0 ≤		0	5	5	11	28	19	0
10 ≤		0	1	0	2	16	11	0
20 ≤		0	0	0	1	12	7	0
50 ≤		0	0	0	0	0	0	0

長野県気象月報より抜粋

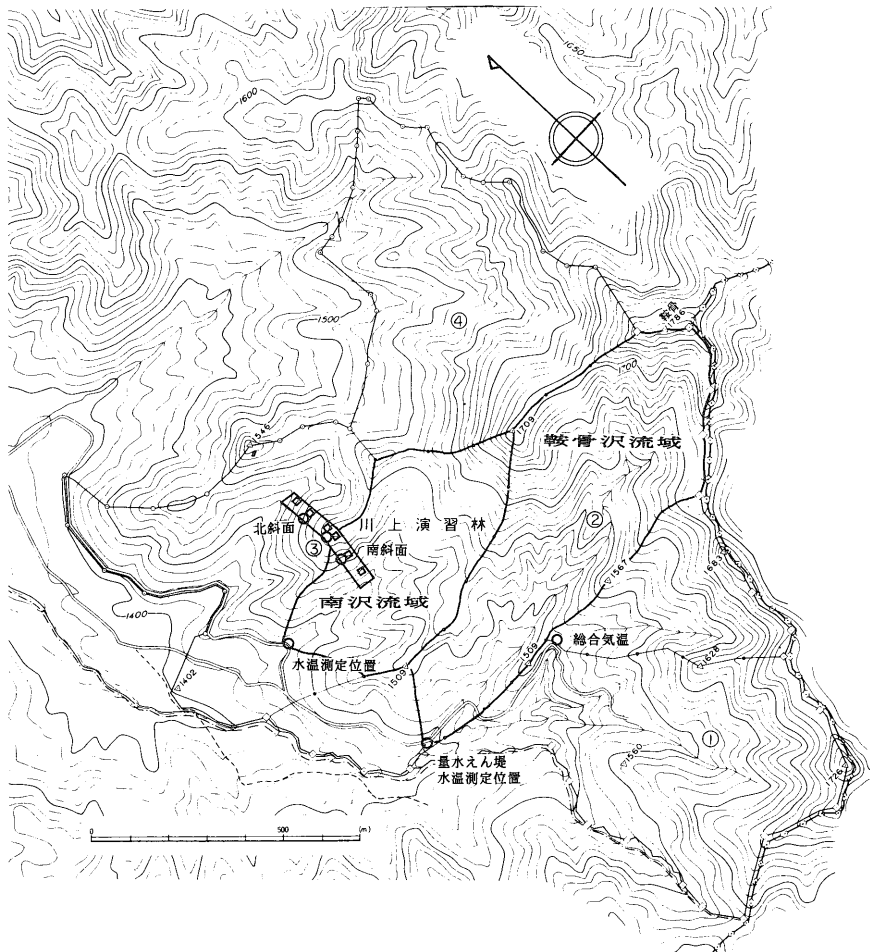
に隣接する流域で、面積は約20 ha あり、標高は1400～1700 m の区域である（図－1）。

南沢流域は、面積では、鞍骨沢流域の約半分で、鞍骨沢より標高が低い流域である。

この他、調査区の地中温度は、南、北斜面の中腹において地中5 cm の深さで各1ヶ所と斜面の頂部から南および北側6 m の位置の地中5 cm のところで1ヶ所ずつ計4ヶ所で観測を行った（図－2）。

総合気象の観測点での気温、河川水温、5 cm の地中温度はサーミスター温度計を使い、データロガで収集した。そのほかに南、北斜面の調査区の気温、25～50 cm の地温は太陽電池を使ったシステムを作成し、測温抵抗体を使い12打点の記録計で、0、3、6、9、12、15、18、21時を中心として前後30分ずつ1時間、1日8回、計8時間観測を行った（図－3）。

土壌凍結深度の測定は、木工用のドリル（リングオーガー、通称ギムネ）を使って行った。これは土壌凍結しているところにはドリルがなかなか貫入していかないが、凍結がない深さになると軽く入ることから、その深さを凍結深度としている。



図－1 筑波大学川上演習林の調査区および周辺流域

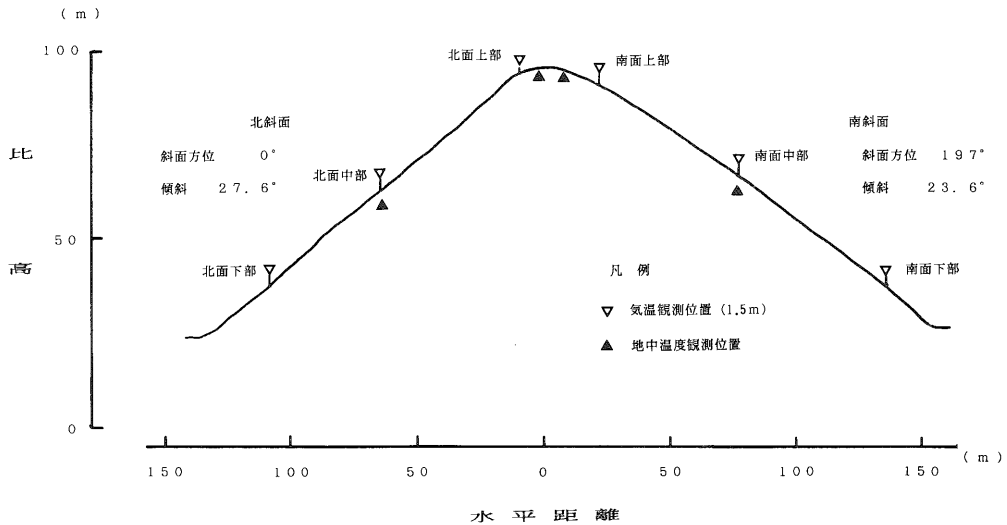


図-2 調査区の縦断と気温・地温観測位置

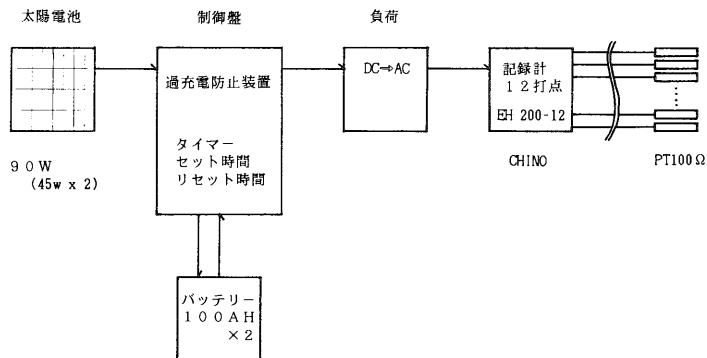


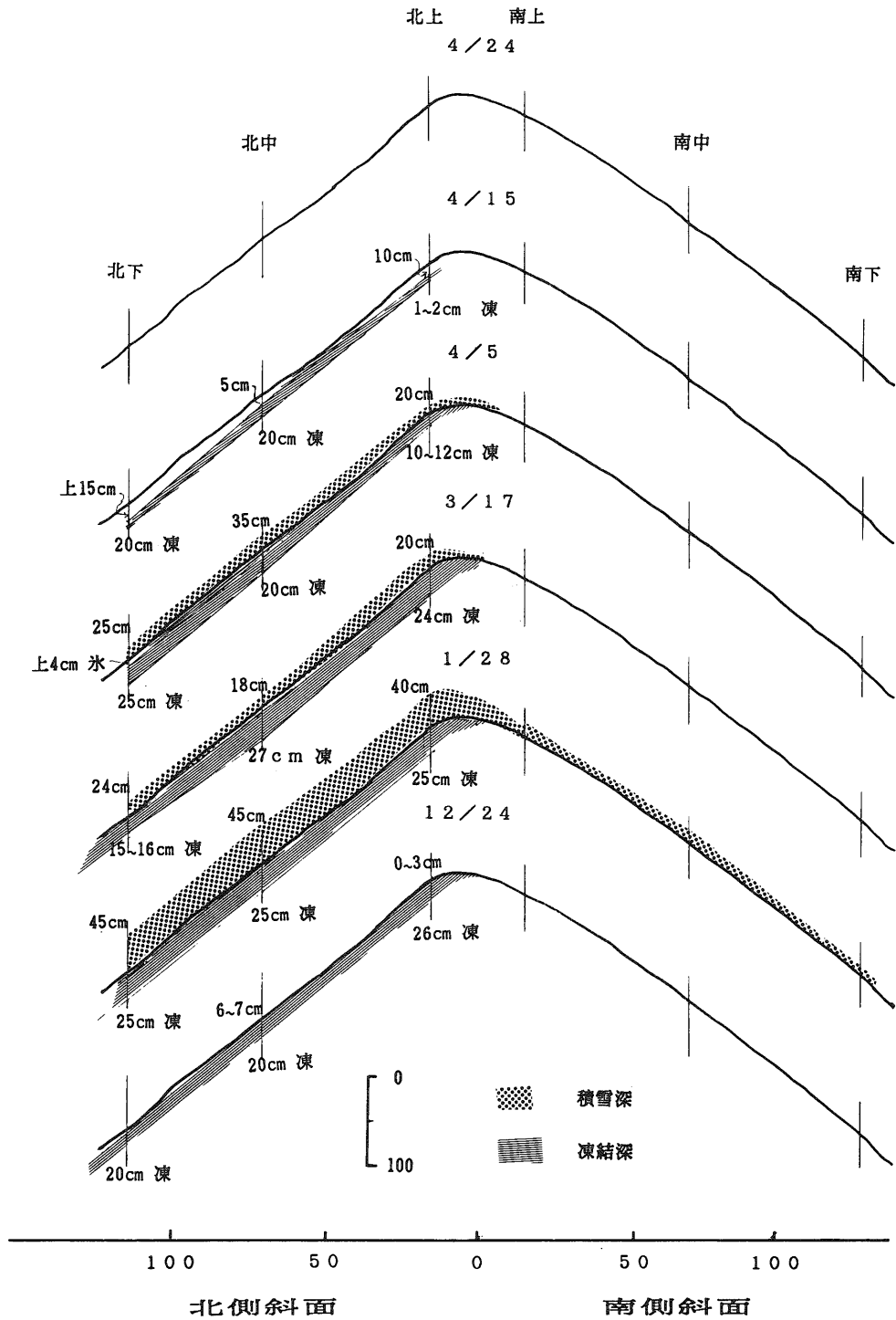
図-3 太陽電池による観測システム

結果と考察

1) 土壌凍結深度

試験地の南向きの裸地斜面において、1988～89年の冬季間には土壌凍結はなかった。北向きの裸地斜面の凍結深度は、隔測であるが、1987～88年には、北側斜面中腹では最大で50+cmであった。同じく、1988～89年では27cm、1990年3月9日には16cmであった。

1988～89年の土壌凍結深度の変化を図-4に示す。これによれば、12月24日には北斜面中腹では20cm凍結しており、1月28日には25cm、3月17日には27cmであった。4月15日には土壌表面から5cmの深さまでは凍結土壌が融解していたが、それより深い部分でまだ20cmの凍結があり、4月24日には一部凍結した部分があったが、層状には凍結していない状態であった。



図－４ １９８８－８９年 冬期間における積雪深および土壌凍結深度の変化

同期間において、北斜面では凍結しているが、南斜面では凍結がみられないことから、これら斜面の頂部における凍結がどうなっているのかを調べたのが図-5である。頂部においては、わずかに南向きに傾斜しているだけでほとんど凍結がなく、北側に近い部分において12月24日と1月28日にわずかに凍結がみられる程度であるのに対し、頂部からのわずかな北向き傾斜面においては、最大19cmの土壌凍結深度がみられた。土壌凍結や融解には斜面方位が強く影響している。

2) 気温の変化

鞍骨沢に隣接して設置してある川上演習林の総合気象観測地の百葉箱内の1988～89年の冬季気温の変化を図-6に示す。

南・北斜面中腹での気温も同様な傾向を示していたが、土壌凍結深度が異なることから南・北斜面での気温の差があるのか否かを、南・北斜面の中腹の気温について調べた。

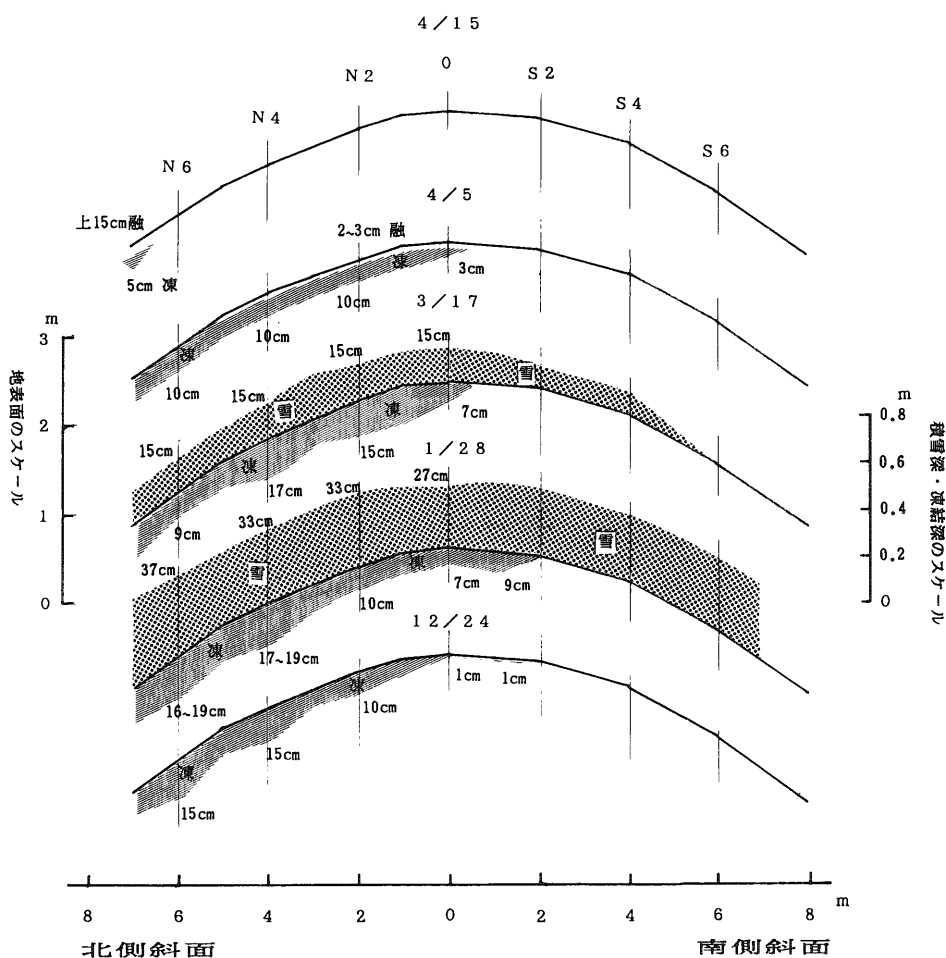


図-5 1988-89年 冬期間の斜面の頂部における積雪深および土壌凍結深度の変化

1日8回3時間おきのそれぞれの気温観測値について、冬季間の土壌凍結深度に強く影響すると思われる12月20日から3月31日までの相関を調べた。

その結果、

$$Y = -0.8512 + 0.8788 X \quad (n = 813, r = 0.956)$$

但し、Y: 北斜面中腹の気温, X: 南斜面中腹の気温

となった。

	Y	X
平 均 値	-2.69	-2.10
最 大 値	8	10
最 小 値	-15.0	-15.0

北斜面、南斜面の平均気温は、それぞれ -2.7°C 、 -2.1°C とほとんど差がみられないが、この式によれば、南斜面が 10°C では北斜面は 7.9°C 、同様に、 0°C では -0.85°C 、 -10°C では -9.6°C となり、日中、南斜面は日射の影響を受けて北斜面より暖かいこと、夜間などの低温時には、北斜面と南斜面は気温差はあまりないことから、北斜面は南斜面より気温の較差は少ない。そして、北斜面はこの期間積雪があるのに対し、南斜面はすぐ融雪することなど土壌凍結には、いろいろな条件が影響していると思われるが、この期間、調査区の気温は、南斜面、北斜面ではあまり差はなかった。

3) ヒノキ林内の土壌凍結深度

表-2は1990年3月9日の調査による裸地とヒノキ林における土壌凍結深度である。

この結果、同じ南斜面でもヒノキ林のように100%うっ閉した林床において土壌凍結があることが判明した。それまでの土壌凍結深度の測定において、北斜面の裸地とヒノキ林内の土壌凍結深度に大きな差がなかった。従い、南斜面の土壌凍結深度の測定においても、裸地において土壌凍結がなかったのでヒノキ林においても土壌凍結がないものとして測定を行っていなかった。

一般的に、林内の最高気温は裸地よりも低く、最低気温は高い¹⁰⁾。このことから、土壌凍結深度についても裸地よりも林内は少ないといった印象をもつが、南斜面でも100%近くうっ閉したヒノキ林のような場合、林床が日射を受けないために裸地よりも凍結深度が大きいことが判明した。

すなわち、南向き斜面においても、うっ閉したヒノキ林のような場合には、夜間の気温の低下に

表-2 裸地とヒノキ林における土壌凍結深度 (cm)

		南 斜 面			北 斜 面		
		下部	中部	上部	上部	中部	下部
凍結深	裸 地	0	0	0	19.0	16.0	—
	ヒノキ林	14.0	15.0	14.0	14.0	10.0	—

よって林内土壌は凍結を起こす。しかし、うっ閉しているために昼間林床は少量の日射しか受けな
いために、林内の土壌は凍結した状態を継続し、さらに、低温が続けば土壌凍結深度が大きく進行
していくことになる。

それに対し、裸地は昼間日射を受けることにより土壌が暖められ蓄熱することになり、夜間の気
温の低下でも土壌凍結することが少なく、凍結があっても、すぐに融解しやすい状態にある。図-10
の5 cm の地中温度においても、日周変化は示さずとも南斜面の地中温度は北斜面の地中温度より
1℃程度高いことを示している。

これらのことから、このような高海拔の少雪地域では、土壌凍結深度には、気温が強く影響する
が、凍結土壌の融解には、気温より日射量の有無が強く影響している。

4) 冬季間における河川水温の変化

河川水温は鞍骨沢と南沢の2つの小流域で計測した(図-6)。南沢と鞍骨沢の河川水温は全く
同じ傾向で上下している。ただ、南沢の河川水温は鞍骨沢の河川水温と比較すると、12月20日～2
月16日の期間では日最低の河川水温は同じでも、日最高の河川水温が高く、さらに2月16日以降4
月1日の期間についても南沢の河川水温が3～4℃であるのに対し、鞍骨沢の河川水温は1～2℃
であり、南沢の河川水温の方が高い傾向があった。

これは、鞍骨沢流域が南沢より標高の高い部分が多いことに起因して、融雪や凍結土壌の融解に
遅れがでるためと考えられる(表-3)。しかし、それも5月1日頃になると鞍骨沢にも積雪や土
壌凍結もなくなることにより、一時的に南沢と鞍骨沢の河川水温に大きな差は見られなくなると考
えられた。

鞍骨沢、南沢とも2月16日を境に、急激な河川水温の上昇の変化がみられる(図-6)。

総合気象の気温(百葉箱)においても、よく注意してみると2月16日に急激な気温の上昇が見ら
れたが、気温は2月16日以降も0℃以下の気温が多く出現していることにより、この時の気温の上
昇傾向がはっきりつかめない。

それに対し、河川水温は0℃以下の部分がないことから温度の上昇開始傾向がはっきりし、一旦、
河川水温が上昇傾向になったものについては、その傾向には小さな上下があっても、上昇傾向に大
きな変化はない。

この傾向は、1989～90年の河川水温の変化をみても同様の傾向を示しており、また、上昇傾向の
開始日は、太陽高度などによる一定のものではなく、年によって変化している。

1989年2月16日の急激な河川水温の上昇は長野県気象月報によれば、野辺山の地域気象観測で16
～18日にかけて74 mm の降雨があることから、これによる急激な水温の上昇と考えられた。

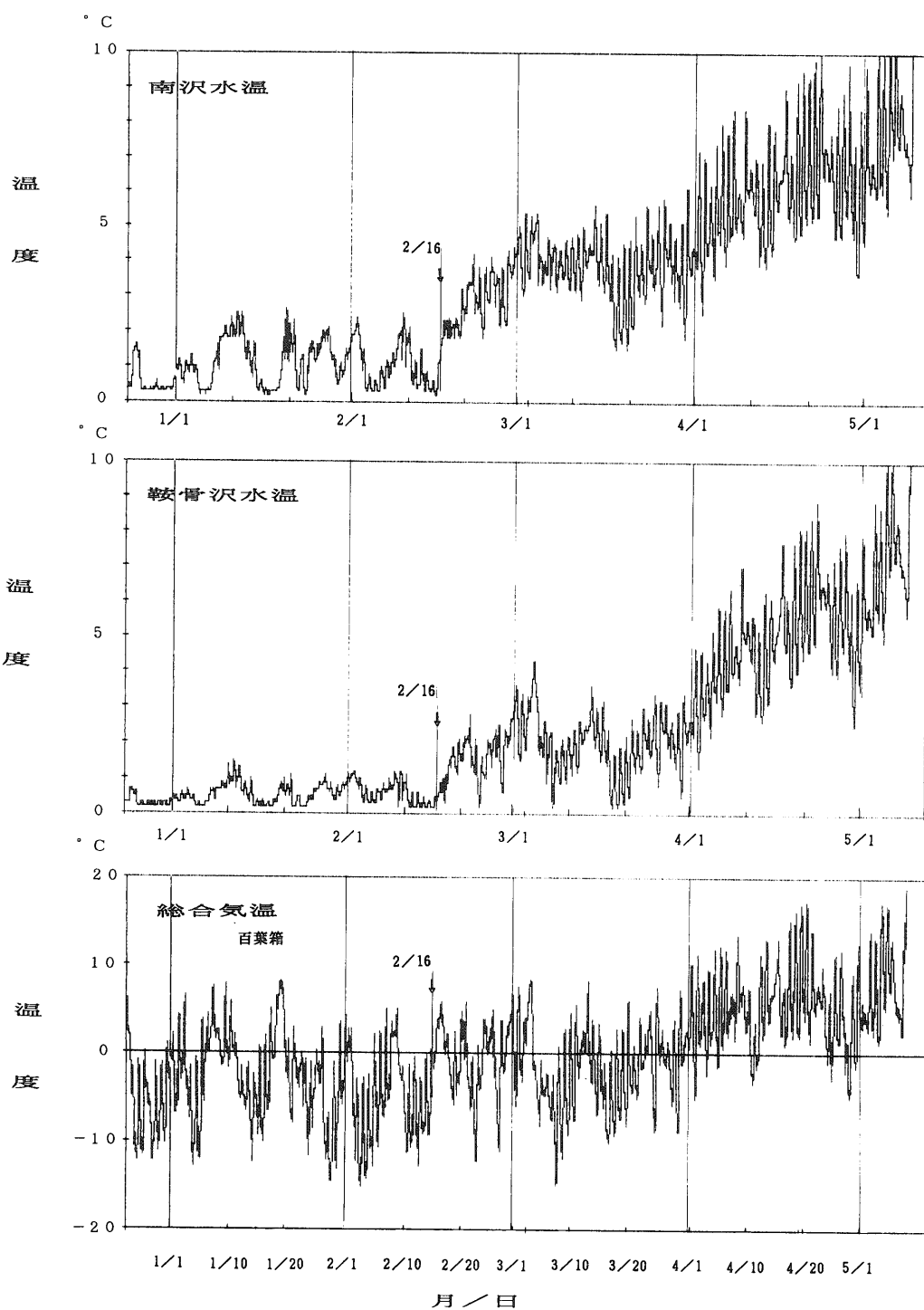


図-6 1988-89年 冬期間における気温および河川水温の変化

表－3 鞍骨沢，南沢の地形状況

斜面方位	標 高	鞍骨沢流域	南沢流域
W	1700～1790	3	
	1600～1690	10	6
	1500～1590	19	16
	1400～1490	5	5
SW	1700～1790	9	
	1600～1690	17	
	1500～1590	17	8
	1400～1490	5	9
SE	1600～1690	4	
	1500～1590	4	
	1400～1490	1	
S	1700～1790	1	
	1600～1690	11	
	1500～1590	9	3
	1400～1490	4	6
NW	1700～	2	
	1600～1690	12	1
	1500～1590	11	12
	1400～1490	4	6
NE	1400～1490		3
N	1600～1690	3	
	1500～1590	2	3
	1400～1490		4
計		153	82
標高別計	1700～1790	15	
	1600～1690	57	7
	1500～1590	62	42
	1400～1490	19	33

表中の数字は50 m× 50 m のメッシュの数を表す

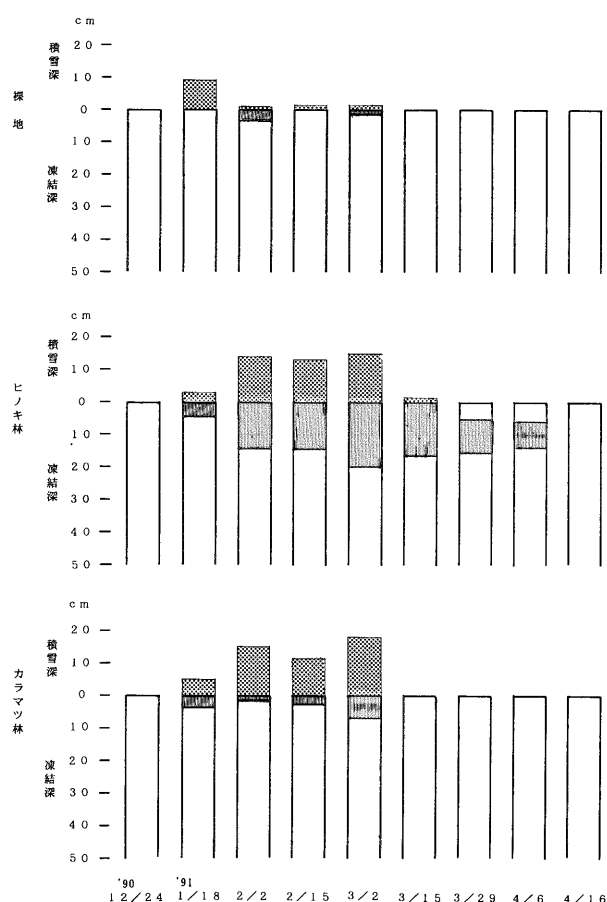
5) 土壌の凍結および融解過程

前述のように南向き斜面の裸地では凍結しなくても，うっ閉したヒノキ林では土壌凍結することが'89～90年の調査で見られたことから，'90～91年に，また土壌凍結から融解までの経過を調査した。凍結の調査方法は，同一地点の状態をみていくことからメチレンブルーの色の変化を利用した調査法^{11, 12)}とした。

その結果，'90～91年の土壌凍結深度は，北向き斜面の裸地で最大43 cm，ヒノキ林で20 cm の凍結深度があった。南向き斜面では，裸地で最大4 cm，ヒノキ林で20 cm，カラマツ林で6 cm の土壌凍結深度があった（図－7，8）。

北向き斜面の裸地では，2月15日に43 cm の最大凍結深度が観測されたのち，3月15日までには地下部から凍結土壌の融解が始まっており，それ以降は，地表面，地下部の両方から凍結土壌の融解が起こっている。北向き斜面の裸地とヒノキ林の土壌の凍結深度を比較すると，この年のヒノキ林の土壌凍結深度は最大で裸地の半分程度であり，融解の月日も裸地よりは早く，4月16日には土壌凍結は見られなくなった。裸地では，4月16日でも地下部に11 cm の凍結層が観測されている。

南向き斜面では凍結や融解を繰り返していることがみられたが，同じ南向き斜面のヒノキ林では



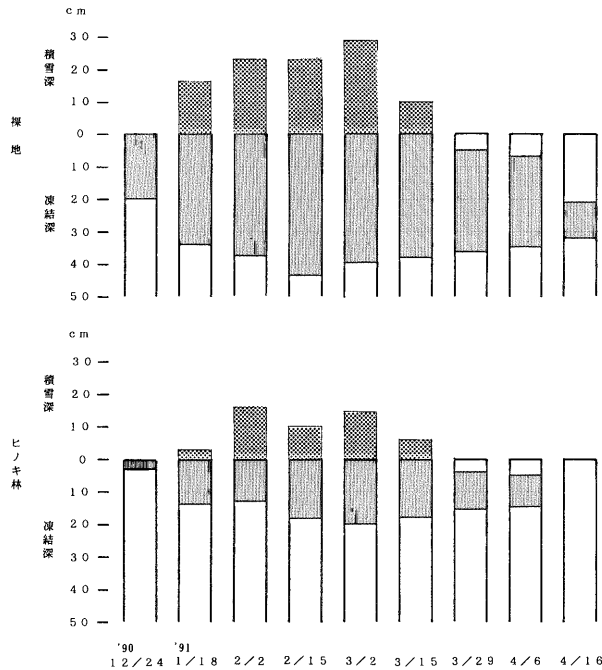
図－7 1990－91年 冬期間の南向き斜面における積雪深および土壌凍結・融解の推移

徐々に凍結深度を増して、3月2日に20 cmの最大凍結深度を示した。また、この南向き斜面のいずれの樹種の林でも4月16日には土壌の凍結は見られなくなったが、裸地、ヒノキ林、カラマツ林において土壌の凍結、融解の過程にわずかながら違いがある。カラマツ林の落葉性、厚く堆積するA₀層、立木密度などに起因すると思われるが興味ある事象である。これらを含めて、土壌の凍結・融解については次報以下で説明していく予定である。

6) 気温、地温および河川水温の日周変化

前述のように、総合気象の気温、地温、河川水温の記録は10分間隔でデータログで収集した。時間の狂いも少なかったことから、気温、地温（地表面下5 cm）と河川水温の最高温度および最低温度の出現時刻を見たのが図－9である。これは、1989年4月18～20日のもので北斜面頂部での地中温度が日周変化を始めて2日後のものである。

気温は、その時々の大気温度に反応する。同じように、地中温度と河川水温も温度の変化の幅は



図－8 1990－91年 冬期間の北向き斜面における積雪深および土壌凍結・融解の推移

小さいが、敏感に変化している。

ここで注目したいのは、河川水温の最高温度の出現時刻が早く、気温の最高気温と同じか、いくらか早い時刻に出現することである。水は比熱の関係から、温度的には反応時刻に遅れが出るように思われるが、少なくとも、20 ha 程度の流域面積を持つこのような沢においては、河川の最高水温は最高気温と同じく早く反応していることがわかった。

一方、河川の最低水温は最低気温より遅い時刻に現れているが、地中温度（－5 cm）の最低温度の出現時刻よりは早く現れていた。

7) 土壌凍結の融解日の推測

土壌凍結深度は、積算寒度、積雪、斜面方位、傾斜、立木の密度などにより異なると思われる。今回の調査では、積算寒度についての観測データを持たないが、土壌凍結の融解日について若干の検討を試みた。

ただ、ここでは土壌凍結の融解日は、毎日毎日の土壌凍結融解の測定が出来なかったことから－5 cm の地中温度が日周変化を始めた日とした（図－10）。現実には、図－8に見られるように－21 ～－32 cm の部位が凍結しているような場合にも融解したとすることには問題が多く残る。

土壌凍結の融解が日射に強く影響していることから、荒木らが作成した「日射位・日照時間の推定プログラム」¹³⁾により地中温度計を設置した場所の地形条件をプログラムに入力して、各地点

高海拔山地の南・北斜面の立地環境に関する研究（Ⅰ）（内田他）

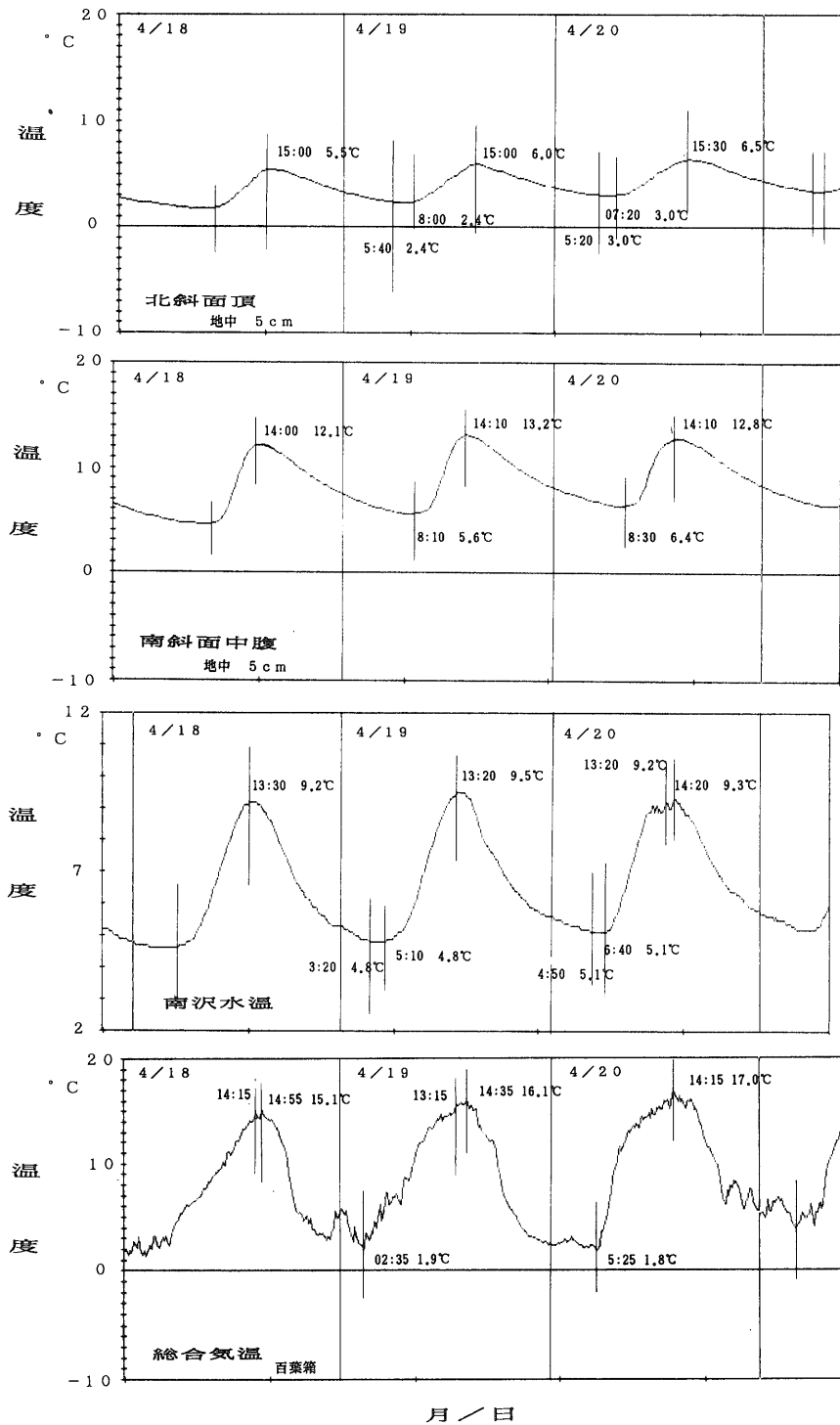


図-9 1989年4月 気温，河川水温，地温の最高・最低気温の出現時刻

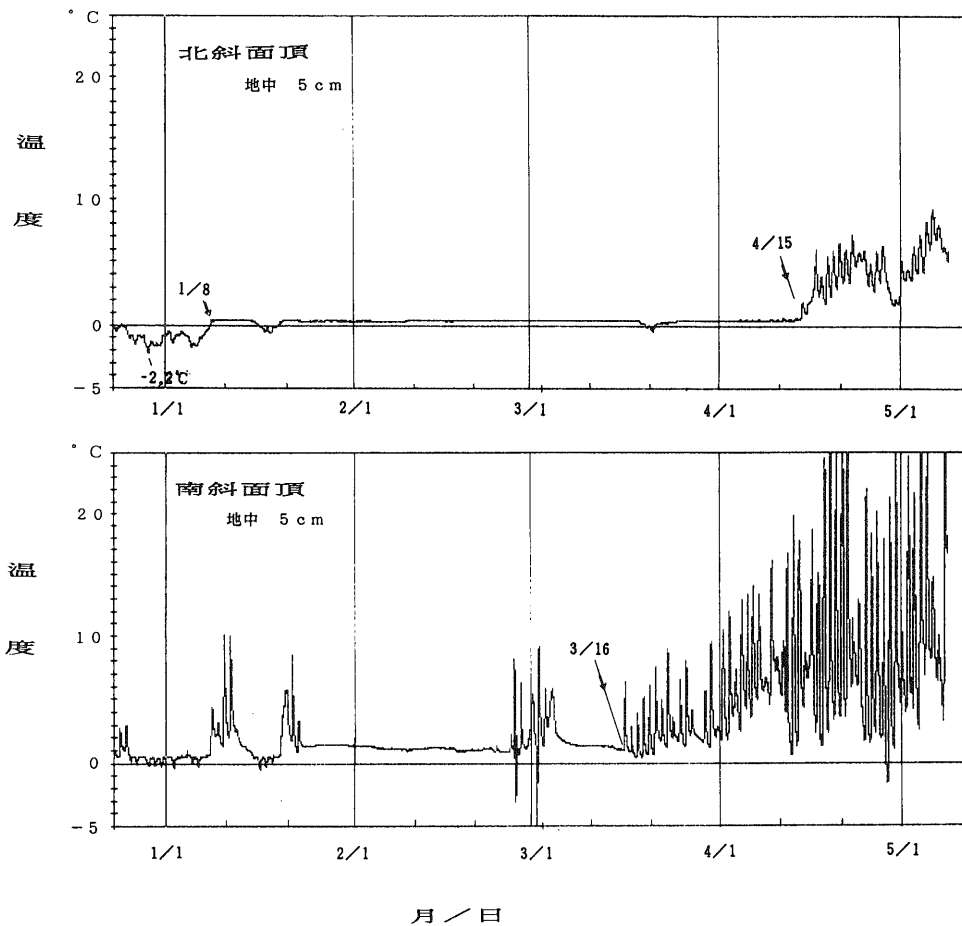


図-10 1988-89年 地中温度の日周変化の事例

の地中温度の日周変化を示す日との関連を調べた。

日射位の起算日は、前述したように水温がプラス側で上昇傾向を開始し始めた日とした。すなわち、水温の上昇変化をその流域が暖くなる総合的指標として用いた。

'88～89年は、570 MJ で地中温度の日周変化が各地点で起こり、'89～90年には、400 MJ で地中温度の日周変化が起こり、各地点でよく適合する結果が得られた。

従い、上記のような土壤凍結融解の定義づけのもとでは、1ヶ所の土壤凍結の融解日が判れば、地形条件を計測することにより、他の地点においてもその年の融解日が推測できることになった。

地中温度が日周変化を示す日までの日射量が年によって異なるのは、積雪深、積算寒度等により土壤凍結深度が異なるためと考えているが、もっと詳細に予測するには、積雪深、降雨量、凍結土壤の融解期間中における寒度なども加味して検討することが必要であろう。

そのほか、もっと深い部分の凍結土壤の融解は、結果的には地温の上昇によるが、地下からの地熱によるもの、地表面からの日射などによる温度の上昇によるもの、降雨による土壤の凍結の融解

などが考えられるが、複雑な条件が複合し、現観測系では解明が出来ない。

ま と め

1. 長野県においても少雪寒冷地では土壤凍結がある。土壤凍結深度は同じ場所でも年により変動があるが、50 cm と大きな凍結深度を示すこともある。
2. 冬季における南・北斜面の気温は、平均値での差はあまりなかった。北向き斜面の気温は、南向き斜面のそれより較差が少ない。
3. 冬季～春季における河川水温の変化を2つの小流域で観測した。その結果、2つの流域ともほとんど似たような温度変化を示していた。春季に向かったの温度の上昇傾向は、気温の上昇変化より、河川水温の変化に明瞭に現れていた。このことから、凍結土壤の融解を考える上で、日射量を積算する開始日としてこの河川水温の上昇開始日が使えろと考えられた。
4. 土壤の凍結深度や融解は、南向き斜面、北向き斜面で大きく異なること。また、裸地、ヒノキ林、カラマツ林などの地況や林を構成する樹種により土壤凍結深度に違いがあること。南向き斜面でもうっ閉したヒノキ林のように、林床に日射がわずかしに到達しない場合にも、土壤凍結を起こすこと。
5. 北向き斜面の凍結土壤の融解は、南向き斜面に比較して1ヶ月程度遅れる。水温の上昇開始日を基準として、調査区の各地点の-5 cm の地中温度が日周変化を開始する日を比較すると、荒木らによる「日射位・日照時間の推定プログラム」による各地点の推定日射量がよく合致したことから、場所毎の土壤凍結融解日の推定がある程度可能である。
6. 冬季～春季にかけての河川の最高水温は、気温と比較してその温度の変化幅は小さいものの、その出現時刻は気温とほぼ同じで非常に早く反応していること。

引 用 文 献

- 1) 中谷宇吉郎・孫野長治：凍上の機構について，低温科学物理編，Ⅰ，1～10，1944.
- 2) 竹内典之：東北海道における火山灰土の凍結と融解（Ⅰ），京大演報，52，117～129，1980.
- 3) 竹内典之：東北海道における火山灰土の凍結と融解（Ⅱ），京大演報，53，205～215，1981.
- 4) 荒木真之・内田煌二・大坪輝夫：地形による土壤凍結深の変化，100回日林論，197～198，1989.
- 5) 新井 正・古藤田一雄・ほか4名：融雪期の水温について，水温の研究，7，278～283，1964.
- 6) 西沢利栄：融雪期の河川水温，水温の研究，9，661～665，1966.
- 7) 小林大二・小島賢治・油川英明・石川信敬：融雪期における河川源流域の水温Ⅰ，低温科学物理編，32，279～282，1974.
- 8) 小林大二・植松孝彦：融雪期における河川源流域の水温Ⅱ，低温科学物理編，33，117～124，1975.

- 9) 長野県気象月報, 1989.
- 10) 川口武雄: 森林物理学気象編, 161 PP, 地球出版, 1962.
- 11) 木下誠一・鈴木義男・堀口 薫・田沼邦雄・青木昌秋: 紋別における凍上観測結果, 低温科学物理編, 25, 229~232, 1967.
- 12) 矢作 裕: 凍結深計及び相対凍上計について, 釧路論集, 8, 77~88, 1976.
- 13) 荒木真之・内田煌二: 日射位・日照時間の推定時間プログラム, 筑大演報, 第5号, 141~157, 1989.

Summary

We observed the freezing and thawing depth of the soil in bare land, in Japanese Cypress stand and in Japanese Larch stand on the south and the north slopes. We also investigated air temperature, soil temperature and water temperature in streams.

The investigation was carried out in University of Tsukuba Forest at Kawakami, in Nagano Prefecture (lat.35°35' N, long.138°30' E, alt.1500m) during the winter and spring of 1987-1988, 1988-1989, 1989-1990 and 1990-1991.

The result obtained were as follows:

1) In University of Tsukuba Forest at Kawakami which had little snow and a high elevation, the depth of frost penetration on the north slope was extremely greater than that on south slope, and the maximum depth on the north slope was more than 50cm.

2) The difference of the mean values of air temperature on the south and the north slopes were very small.

3) The data investigated water temperature of two or three streams showed that a trend of it rapidly rose on Feb.16, 1989 inspite of gradual change of air temperature in the same period (Fig.-6). Therefore, we thought that the beginning day of a rising trend of water temperature was able to use for forecasting the thawing day of soil.

4) There were some difference on the freezing and thawing process of soil between the south and the north slopes, and also, among bare land, Japanese Cypress stand and Japanese Larch stand on the south slopes. On the north slope, forest soil was usually freezing during the winter and spring.

On the south slope, it seldom froze in bare land, but, in forest land, it was freezing like as the north slope because of the fact that forest crown interrupted insolation to forest floor.

5) The appearance time of daily maximum water temperature was fast or same time compared with that of daily maximum air temperature, but, the daily variation range of water temperature was very small.