

東北海道における火山灰土の凍結と融解(Ⅲ)

季節凍土地域における地温の季節変化

竹 内 典 之

Studies on the freezing and thawing of the volcanic ash soils
in eastern Hokkaido (Ⅲ)

Soil temperature in a seasonal frost area

Michiyuki TAKEUCHI

要 旨

季節凍土地域における地温の季節変化とくに春季の地温上昇のおくれに関する観測の結果を報告し、同時に実施した凍結深度および融解深度の観測結果を示す。

観測は、根釧内陸部(東北海道)の標茶町に所在する京都大学農学部附属演習林北海道演習林(標茶区)の苗畑で行った。観測条件は、1979年11月～1980年6月の場合は降雪ごとに除雪を行い、1980年11月～1981年5月には自然積雪条件である。

観測結果を要約すると以下のとおりである。

- 1) 観測期間中の地温の変化は、地温の垂直分布の型や変化の緩急から、(1)向寒期、(2)凍結進行期、(3)融解進行期および(4)向暑期の4季に分けることができる。
- 2) 向寒期は、11月末あるいは12月初旬に季節凍土が形成されはじめるまでの期間で、地表面を通して熱が外部に向かって放出され、地温が急速に低下する。
- 3) 凍結進行期は、いわゆる厳寒期にあたり、向寒期と同様に地表面を通して熱が外部に奪われる時期である。しかし、この時期には、凍結前線において土(土中の間げき水)の凍結に伴って発生する多量の熱のために、向寒期に比べると地温の低下速度が小さくなる。
- 4) 融解進行期は、雪面あるいは地表面での熱収支が向寒期や凍結進行期とは逆転し、融雪あるいは凍土の融解がすすむ期間である。積雪(多雪)地域では根雪の終日以降急激に地温が上昇を始めるのに反して、季節凍土地域では消雪後もおそくまで地中に凍土層が残存し、凍土層の融解には多量の熱が融解熱として消費されるために、地中の凍土層が完全に消失するまでは地温の上昇が緩慢である。
- 5) 向暑期は、季節凍土の終日直後の急激な地温上昇によって融解進行期とは明確に画され、盛夏に向かって地下深くまで地温が一斉に上昇する時期である。

は じ め に

地温とくに地表近くの地中の温度は、植物の根の活動や土中微生物の活動を通じて植物の生活に大きな影響を与える。とくに、北海道など寒冷な地方においては、植物の生長期間が極めて短

いこともあって、播種や植え付けがその作物の生長する最低温度附近でなされるために、発芽や発根に対して地温は決定的な環境要素となっている。

一般に、地表は極めて規則的な時間的変動を示し、その年変化は年間の大陽サイクルに強く依存した波状型を示す。すなわち、地温は季節によって変化するわけであるが、寒冷な地域においては、その季節変化の型が温暖地域とは著しく異なる。

東北海道とくに標茶などその内陸部においては、冬季間寒気が厳しいうえに根雪がおそく積雪も少ないために地中に厚い凍土層が形成される。土（土中の間げき水）が凍結・融解する際には、多量の熱（氷の融解潜熱80cal/g）の放出・吸収が起こる。すなわち、凍結の進行期には凍結前線において熱が放出され、融解進行期には融解前線において多量の熱が氷の融解熱として消費される。また、融解進行期には、透水性の悪い凍土層が地中に残存するため融雪融凍による過剰水が融解層中に停滞することも、地温上昇の阻害要因として働く。

同じように寒冷な地方でも、札幌など多雪地域においては、多量の積雪による断熱保温効果や融雪水の浸透による一時的な冷却などによって、地温が温暖地域とは異った季節変化の型をとることが知られている⁽¹⁾。しかし、季節凍土地域における地温変化の型は、積雪地域におけるものとも著しく異なる。とくに、地温上昇の開始期（融雪直後）においてその差異は最も顕著である。標茶は、札幌とほぼ同緯度にあり根雪の終日もほぼ同時である⁽²⁾にもかかわらず、春の訪れは半月以上もおくれる。これは、札幌では融雪直後から地温が急激に上昇するが、標茶では融雪後もおそくまで冬季間に形成された凍土層が地中に残存し、地温の上昇が妨げられるからである。

本報告では、京都大学北海道演習林（標茶区）の苗畑において行った季節凍土が地温の季節変化とくに春季の地温上昇に与える響影に関する観測結果および同時に実施した季節凍土に関する観測結果をとりまとめて報告する。なお、観測は1979年11月～1980年6月には降雪ごとに除雪を行い、1980年11月～1981年5月には自然積雪条件で行った。

I. 観測地の概要と観測項目および観測方法

1) 観測地の概要

観測を行った京都大学農学部附属演習林北海道演習林（標茶区）の苗畑は、北緯43°17′東経144°37′にあり、釧路市の北東約45kmに位置し、海拔高は約25mである。土質は、釧路川の氾濫原の沖積砂の上に厚く堆積した摩周系の火山灰土である。

気象は、広大な根釧原野の内陸部に位置するために、やや内陸性の気候を呈する。冬季は、卓越する北西季節風が北海道の屋根・中央高地を越えて吹くため、晴天の日が多く降水量は少ない。このため、夜間の放射冷却が著しく、無霜期間が短かく、厳寒期には-30℃近くなることも珍らしくない。一方、夏季には道東地方太平洋岸特有の移流霧の影響を受ける。つまり、冬季は乾燥低温、夏季は湿潤低温がこの地方の気候特性といえる⁽³⁾。

2) 観測項目と観測方法

観測は、1979～1980年には降雪ごとに観測地（5m×5m）の除雪を行い、1980～1981年には自然積雪下で行った。

a) 地温

地下5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100および110cmの深さにそれぞれ埋設したサーミスター温度計による地温の測定。

b) 凍結深度および融解深度

メチレンブルー式凍結深度計⁽⁴⁾⁽⁵⁾⁽⁶⁾による凍結深度および融解深度の測定。

c) 積雪深

1980～1981年の冬季のみスチール製の積雪深棒により積雪深の測定を行った。

d) 日平均気温

フース型最高最低温度計により日最高・最低気温を測定し、それらを平均して日平均気温とした。

II. 観測結果および考察

第1図に1979～1980年の観測期間中の週平均気温、週平均気温の平年値（1965～1979年の平均値）および等地温線図を示し、また、第2図には1980～1981年の観測期間中の週平均気温、週平均気温の平年値、積雪深および等地温線図を示した。

等地温線図中の0℃線を、後述する第6図および第7図の凍結前線や融解前線と対比すると、凍結深度は凍上量をも含み融解深度は最大凍上地面からの深さを示しているために、0℃線がいくらか浅くなっているが、比較的良好な一致を示している。そこで、0℃線が凍結前線および融解前線を示すものとして第1図と第2図を対照すると、0℃線が地中に進入を始める以前すなわち季節凍土の初日以前および地中から0℃線が消えた後すなわち季節凍土の終日以後は、全く同一のパターンを示している。0℃線が連続して地中にある期間すなわち季節凍土期間についてみると、積雪による断熱保温効果によって、凍土層内の地温や地温冷域の進入深さには顕著な差が生じてはいるが、それぞれの地温線がとるパターンは極似している。また、第2図では積雪の影響で明確ではないが、第1図をみると、最大凍結深度到達（3月15日）の前後で地温の分布とくに凍土層内の地温分布が急変している。

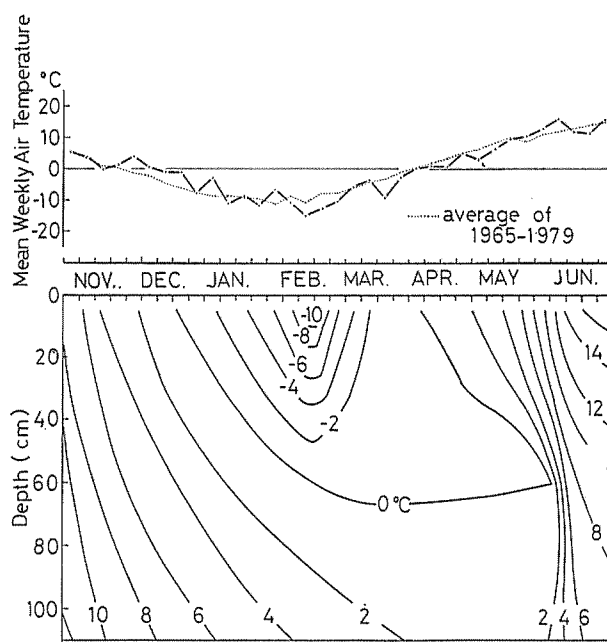


Fig. 2 Penetration of cold and warm into the ground in the winter of 1979-1980

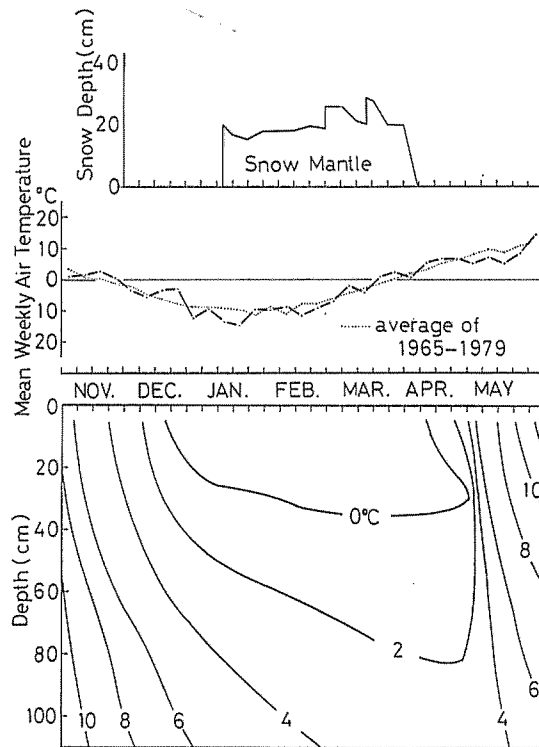


Fig. 2 Penetration of cold and warm into the ground in the winter of 1980-1981

以上の結果から、盛夏（7月および8月）と初秋（9月および10月）の観測が欠けてはいるが、観測期間中の地温の変化は、(1)表層土中に季節凍土が形成されはじめるまでの向寒期、(2)季節凍土が徐々に層厚を増し最大凍結深度に達するまでの厳寒期にあたる凍結進行期、(3)最大凍結深度到達の直後から地中の凍土層が完全に消失するまでの融雪期をも含めた融解進行期、および、地中の凍土層が完全に消失したのち地温が急速に上昇する向暑期の4季に分けることができようである。

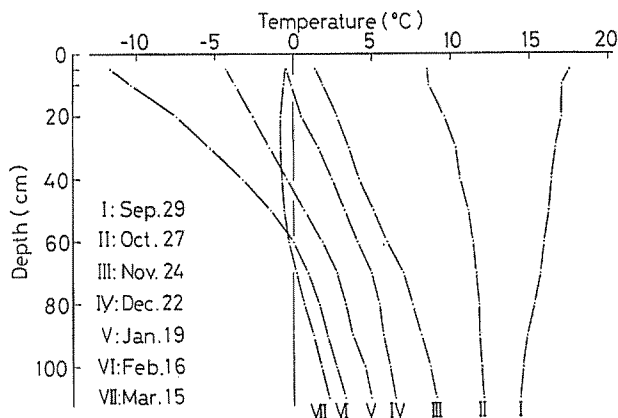


Fig. 3 Distribution of soil Temperature

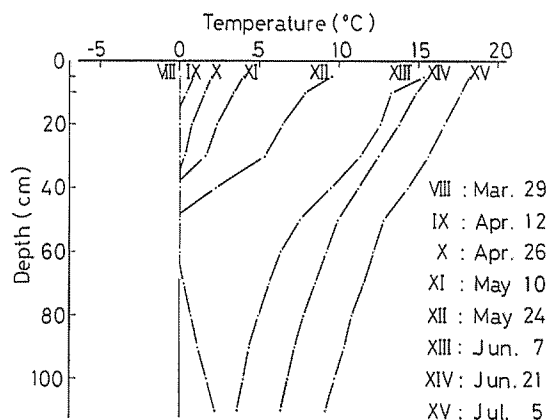


Fig. 4 Distribution of soil temperature

第3図は1979年9月29日から4週間間隔で1980年3月15日までの向寒期および凍結進行期の地温の垂直分布の例を示したものである。

- (1)向寒期
 - I : 9月29日
 - II : 10月27日
 - III : 11月24日
- (2)凍結進行期
 - IV : 12月22日
 - V : 1月19日
 - VI : 2月16日
 - VII : 3月15日

第4図は1980年3月29日から2週間間隔で7月5日までの融解進行期および向暑期の地温の垂直分布の例を示したものである。

- (3)融解進行期
 - VIII : 3月29日
 - IX : 4月12日
 - X : 4月26日
 - XI : 5月10日
 - XII : 5月24日
- (4)向暑期
 - XIII : 6月7日
 - XIV : 6月21日
 - XV : 7月5日

1) 向寒期の地温

地表に近いほど高温で地下深くなるにしたがって温度が低くなり地表を通して外から地中へ熱が供給されていた夏型の地温の垂直分布(第3図のI)が、逆に地表に近いほど低温になる冬型の地温分布(第3図のII)に転換し、さらに気温の低下に伴って地表面からの熱放散が促進されて地表面がほぼ継続して氷点下の温度を示すようになる(第3図のIII)までの期間である。すなわち、盛夏(8月)に地表近くの地温が低下を始めてから季節凍土が形成され始めるまでの期間であるが、地温の連続観測を開始し、等地温線図(第1図および第2図)に示したのはこの期の末期にあたる。(11月は、標茶では、霜柱と凍結融解の繰返しの時期である⁽⁶⁾。)根釧地方とくに標茶などその内陸部では、晩秋から初冬にかけて晴天の日が多く夜間の放射冷却が著しい。

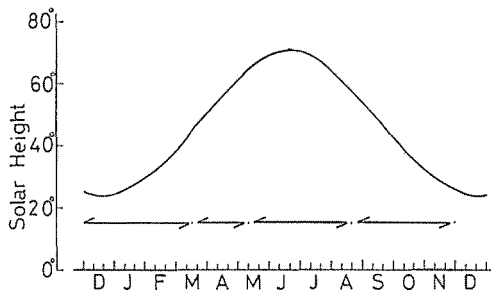


Fig. 5 Seasonal variation of solar height
(lat. 43°)

第5図に北緯43°における太陽の南中高度の季節変化を示したが、この時期には、太陽がその高度を減じ、日照時間も短くなる。そのため、冷たい秋雨で土が湿ったり放射冷却などによって一旦地温が低下すると、その後では地温が上昇し難い。

2) 凍結進行期の地温

11月下旬あるいは12月上旬に季節凍土が形成されはじめてから翌年3月中旬に凍結深度が最大に達するまで⁽⁶⁾⁽⁷⁾の期間である。この時期

は、厳寒期にあたり、シベリア寒気団のもたらす寒気や放射冷却などによって地表面からの熱放散が最も促進され、また、太陽の高度は極めて低く日照時間も短いため地表面の受ける日射量は極めて少ない。しかし、それにもかかわらず、第3図にみるように、この時期における地温とくに未凍土部分の地温の低下速度は、向寒期の地温の低下速度にくらべるとかなり小さくなっている。これは、土の凍結すなわち土中の間げき水の凍結に伴って、凍結前線において多量の熱（氷の融解潜熱 80cal/g）が放出され、凍結前線より深い部分すなわち未凍土部分の冷却が非常に緩和されるからである。

積雪は熱伝導率が非常に小さいために有効な断熱材として働き、積雪の層がある程度以上（30 cm以上⁽⁶⁾）の厚さになると、地温は外部の日射や気温などにほとんど影響されなくなる。北海道においても札幌など日本海側や中央部などの多雪地帯では、根雪になる時期が早く積雪量も多いために、冬期間を通して地表面がほぼ0℃に保たれ、地温は伝導によって緩慢に下降するだけである。これに反して、東北海道とくに標茶などその内陸部では、根雪がおそく積雪量も少ないために0℃線が地中に進入する（第2図）。すなわち、季節凍土が形成されるわけである。凍土層の厚さは、寒さの度合や根雪の時期、積雪の状態などによって異なるが、3月上旬あるいは中旬には地表面における熱収支が釣合うようになり地熱によって凍土層がその底面からの融解を始める。

3) 融解進行期の地温

最大凍結深度到達の直後から、4月下旬～5月下旬に地中の凍土層が完全に消失するまでの期間である。この時期には、第4図のⅧ～Ⅻにみるように、凍土層の地温が一斉に0℃近くになることによって凍結進行期とは明確に画される。

根雪が消失するまでは地表面が0℃に保たれるため凍土の融解は始まらないが、このころには太陽高度も比較的高くなり（第5図）日照時間も長くなるため、融雪の終了と共に凍土層が地表面から融解を始める。しかし、融解前線は常に0℃に保たれ、また、融解前線では多量の熱が融解熱として消費されるため、融解層中の地温とくに融解初期における地温の上昇は進まない。また、凍土層は、透水性が非常に悪く、融雪・融凍による過剰水が融解層中に停滞することも地温上昇の大きな阻害要因となっている。

標茶は札幌とほぼ同緯度にあり根雪の終日もほぼ同時であるにもかかわらず、春の訪れは1ヶ月近くもおくれる。これは、札幌など多雪地帯においては融雪完了の直後から地温が急激に上昇するが、標茶など季節凍土地域においては根雪の終日後も冬季間に形成された凍土層がおそくまで残り地温の上昇を妨げるからである。

融解期間を通じて地熱による凍土層の底部からの融解は進むがその融解速度は小さく1～2 mm/day程度である。また、凍土層の底面は常に0℃に保たれるため、凍土層の底面より下方の地

温は、この期間を通して、非常に緩慢にはあるが引き続いて低下する。

4) 向暑期の地温

地中の凍土層が完全に消失してしまったのち盛夏に向って地温が上昇する期間である。この期間は、融解進行期と同様に土地が地表面を通して暖められる時期である。凍土融解期との顕著な差異は、地表面を通して供給された熱が地下深くなるまで伝達され一斉に地温が上昇することである。とくに、凍土が消失した直後の地温の上昇は急激であり、地温変化上一つの過渡的狀態を示し、融解進行期と向暑期とを明確に画する。

この時期は、太陽の高度が高く、したがって日射も強く、かつ日照時間も長い。そのため、地表に近い地温は、この期間を通してぐんぐん上昇するが、天候によって著しく上下もする。

なお、同時に実施した季節凍土に関する観測結果を簡単にとりまとめると以下のようなものである。

(1) 1979～1980年冬季における除雪条件下での季節凍土

1979～1980年冬季における除雪条件下での凍結深度および週平均気温の観測結果を第6図に示す。

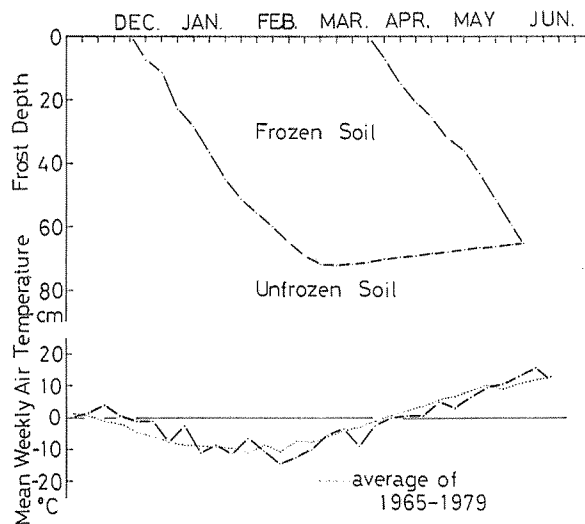


Fig. 6 Frost depth and mean weekly air temperature in the winter of 1979-1980

第6図に点線（1965～1979年の週平均気温の平均）で示したように、標茶では、平年には、11月下旬に日平均気温が氷点下の日がほぼ継続するようになると、夜間に凍結した表土層が日中にも融解しきらなくなり、凍土層厚が徐々に増大を始める。しかし、1979～1980年の冬は、第1図に示すように11月下旬～12月中の気温が非常に高く、ようやく12月13日になって早朝に -13°C 近くまで気温が下がり表層土が6cm余り凍結し、その後は凍結前線が徐々に地中へ侵入を始めた。平年よりも2週間余りもおくれた季節凍土の初日である。その後、1月上旬までは高温傾向のまま経過したが、1月中旬以降とくに2月中旬～3月上旬には気温が下がり積算寒度値は平年近くまで増大し（第8図）、降雪ごとく除雪を実施したこともあって、最大凍結深度は3月8日に72cmに達した。

3月中旬になると、気温はまだ氷点下の日が続いているが、このころには太陽高度が急速に高くなり日照時間も長くなるため、もはや凍結は進まなくなり、逆に、地熱によって凍土層の下面

からの融解が始まっている。凍土層の下面からの融解は、融解期間中続くが、その速度は小さくまたほぼ一定で1～2mm/day程度である

3月末には地表面からの融解も始まり、急激に凍土層厚が減少するが、凍結が地下深くまで侵入していたために、ようやく5月30日になって地下65cm近くに最後まで残っていた凍土層が完全に消失した。

(2) 1980～1981年冬季の積雪と季節凍土

第7図は、1980～1981年冬季の積雪深と凍結深度、融解深度および週平均気温の季節変化を示したものである。

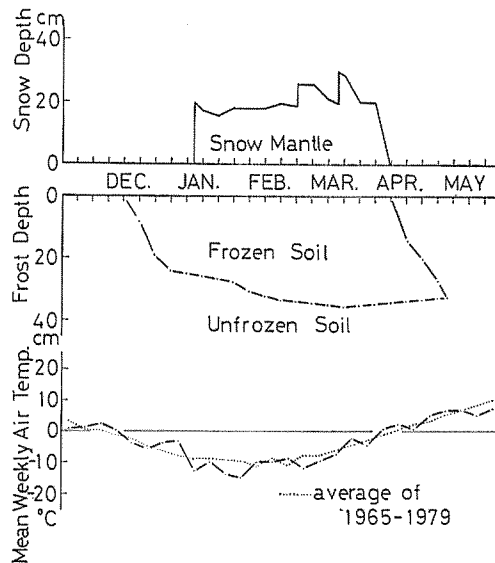


Fig. 7 Snow depth, frost depth and mean weekly air temperature in the winter of 1980-1981

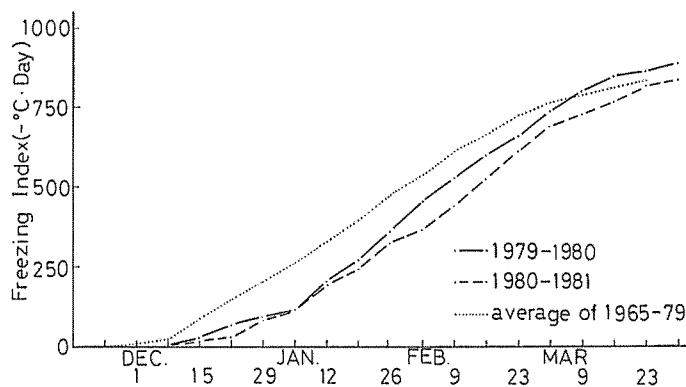


Fig. 8 Freezing index (accumulated air temperature)

この冬も、1979～1980年冬と同様に、初冬の気温が比較的高かったため、12月8日以降になってようやく夜間に凍結した表層土が日中にも融けきらなくなり凍土層厚の増加が始まった。その後、12月中は引き続き高温で経過したため積算寒度値の増加はゆるやかで（第8図）、また、1

月6日～7日にはかなり多量の降雪(約20cm)があり根雪となった。そのため、自然積雪下での最大凍結深度をほぼ決定する自然積雪 15cm 深日⁽⁷⁾の積算寒度値は 平年値 277℃・day の約半分 142℃・dayであり、その日の凍結深度は26cmにすぎなかった。しかし、その後は、積雪が 30cm を越えることなく15～30cmで、しかも 1月から3月中旬までの気温が比較的良かったために積雪下でも徐々に凍結が進み⁽⁶⁾、最大凍結深度は3月16日に35cmを記録した。ちなみに、1975～1980年における自然積雪条件下での最大凍結深度の平均は42cm (31.5～54.5cm) である。

積雪は、先にも述べたように30cmを越えることなく平年よりも少なめに経過したが、3月中旬に数度にわたって降雪をみたために、根雪は4月6日になって消失した。

凍土層の融解は、積雪下で最大凍結深度到達の直後から、地熱によって凍土層の底面から始まっている。この凍土層底面からの融解の速度は、前年の除雪条件下での速度とほとんど変わらない。地表面からの融解は、根雪の終日後までおくれるが、このころには、地表面が受ける日射量がかなり多くなっているため、急速に凍土層が融解し、前年の除雪条件下での場合よりも約1ヶ月も早く5月1日には地中の凍土層が完全に消失した。

お わ り に

京都大学農学部附属演習林北海道演習林(標茶区)の苗畑における地温の観測結果から、季節凍土地域においては、地温の季節変化とくに春季の地温上昇が、土の凍結融解の影響を強く受け、温暖地域や多雪地域とは異ったパターンをとることを示した。

春は、冬から夏への季節の転換期にあたるため、寒暖の変化が激しく、異常昇温・晩霜・突風・異常乾燥など異常気象の起こりやすい季節でもある。また、植物が一斉に生長を開始する季節でもあるため、苗畑などにおいては最も作業密度の濃い時期でもある。したがって、環境要素に関する情報を的確に把握した作業計画の作成は不可欠であるが、本報告がその一助となれば幸である。

本研究をすすめるにあたり御助言をいただいた 佐々木功 教授・川那辺三郎教授・和田茂彦 教授・京都大学北海道演習林研究室の諸兄に、また、観測地の設定・除雪などに多大な御助力をいただいた京都大学北海道演習林の職員各位に心から感謝の意を表します。

文 献

- 1) 原田 泰: 森林気象学, 朝倉書店, (1951)
- 2) 浅野芳監修: 北の天気, 北海道新聞社, (1976)
- 3) 竹内典之・大窪勝・古本浩望・大牧治夫: 標茶の気象, 京大演集報, No.15, (1982)
- 4) 木下誠一: 紋別における凍上観測, 低温科学物理篇, 26, (1968)
- 5) 矢作裕: 凍結深計および相対凍上計について, 釧路論集, 8, (1976)
- 6) 竹内典之: 東北海道における火山灰土の凍結と融解 I. 畑地土壌の凍結状況の季節変化, 京大演報, 52, (1980)
- 7) 竹内典之: 東北海道における火山灰土の凍結と融解 II. 皆伐跡ササ地およびカラマツ新植造林地における土壌の凍結と融解, 京大演報, 53, (1981)

Résumé

This report deals with some investigations on the seasonal variation of soil temperature in seasonal frost area where the frost penetrates into the deep layer under the ground in

every winter. This investigation was carried out in the nursery in Hokkaido Experimental Forest Station of Kyoto University, Shibeche, in eastern Hokkaido (lat. $43^{\circ}17'$, log. $144^{\circ}37'$, alt. 25m) during the winters and springs of 1979—1980 and 1980—1981.

The results obtained were as follows;

1) The soil temperature changes as wave during the course of a year. It is widely known that the annual soil temperature wave in snow deposit area is quite distinct from the wave in warm area where the air temperature go down rarely under the freezing point, and it is certain that the wave in seasonal frost area is similar to neither the former nor the latter.

2) In warm area, the seasonal variation of the soil temperature conforms to the well-regulated wave. But, in seasonal frost area, the soil temperature wave is disarranged extremely, because the latent heat is generated on the freezing front as the soil is frozen in winter and devoted on the thawing front as the frozen soil is thawed in spring.

3) The chief difference between the soil temperature waves in snow deposit area and in seasonal frost area appears in spring. In snow deposit area, after the snow cover has been melted completely, the soil temperature begins to rise immediately and swiftly. But, in seasonal frost area, because the frozen soil does not begin to emerge from the ground until the snow cover has completely disappeared and large quantity of latent heat is devoted on the thawing front as the frozen soil is thawed, the soil temperature is risen but slightly until the frozen soil has been thawed perfectly.