HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	林木の低温被害に関与する放射冷却の研究
Author(s)	田中, 夕美子
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 44(4), 1143-1215
Issue Date	1987-08
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/21246
Type	bulletin (article)
File Information	44(4)_P1143-1215.pdf

Instructions for use

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

林木の低温被害に関与する放射冷却の研究

田　中　夕美子*

Studies on Radiative Cooling Related to the Frost Damage to Young Trees

By

Yumiko TANAKA*

要　　旨

標高差15～30 mの浅い谷すじの谷底および斜面において晩霜および早霜による幼齢木の被害が多く観察された。エゾマツ，トドマツは晩霜に弱く，アカエゾマツは秋の低温に弱い。また，霜害は植栽後2～3年以内に多く起こる。樹木被害から推測すると，苫小牧演習林においては標高30 m以下の地点で谷底および斜面上部まで低温域となる。しかし，標高50 m以上においては，斜面上部が谷底に比べて被害が少なくなり，標高70 m以上においては，斜面下部や台地であっても低温域とはなっていない。苫小牧演習林を含む樽前山麓台地においては，上空は地表付近より高温な一般流におおわれており，台地上の標高が増すにつれて，気温が高くなっている。これは，上空の温暖な気流の影響を地表付近に受けやすいためである。

積雪期の熱収支構成要素を谷底と斜面上部で比較すると，斜面上部においては，顕熱の占める割合が大きく，積雪表面温度は低下しない。一方谷底においては，積雪からの伝導熱量の割合が大きいため表面温度の低下によって放射の損失を補っている。

平坦な台地，谷底，斜面上部の地形毎の冷却過程を比較すると，台地と谷底は，いずれも放射の損失により，同程度の温度低下が起こるが，斜面上部は，上空の高温な気流との混合により温度低下が妨げられる。

キーワード：　放射冷却，熱収支，晩霜害，早霜害，樹下植栽。

1987年2月28日受理　Received February 28, 1987.

* 北大農学部演習林
College Experiment Forests, Hokkaido University.

目　次

1章　序論 …… 1145
1節　研究の目的 …… 1145
2節　研究小史 …… 1147
3節　研究方法 …… 1149
(1)　観測地域の概要 …… 1149
(2)　観測方法 …… 1151
(3)　観測日の天気 …… 1153
(4)　夜間冷却日の頻度 …… 1153
2章　苫小牧演習林の気象特徴と林木の低温被害 …… 1155
1節　林地の低気温 …… 1155
(1)　苫小牧演習林内と市街地 …… 1155
(2)　苫小牧演習林内谷底と市街地隣接林縁部 …… 1158
2節　地形と霜による林木の被害の実態 …… 1158
(1)　晩霜害による林木の被害 …… 1158
(2)　早霜害による林木の被害 …… 1161
(3)　地形とエゾマツの霜の被害調査 …… 1163
3節　幼齢木の被害と低温域 …… 1165
(1)　林木の耐霜性 …… 1165
(2)　晩霜期および早霜期の低温域 …… 1167
3章　丘陵性台地の夜間冷却 …… 1170
1節　移動観測による接地層の気温分布 …… 1170
2節　接地層の気温分布 …… 1172
3節　上層の気温分布 …… 1174
4節　広域の冷却 …… 1175
4章　地形による放射冷却過程の相違 …… 1177
1節　台地と谷底の冷却 …… 1178
2節　谷すじの気温分布 …… 1182
(1)　谷すじの気温 …… 1182
(2)　谷閉塞部の影響 …… 1184
3節　冷却過程の比較 …… 1185
5章　谷すじの夜間冷却 …… 1187
1節　谷横斜面の気温と風向・風速 …… 1187
2節　晴夜の風速変動と気温変動 …… 1191
3節　積雪期の熱収支 …… 1193
4節　谷の夜間冷却機構 …… 1197
6章　夜間冷却と森林施業 …… 1198
1節　丘陵性台地における低温域出現の条件 …… 1198
2節　夜間冷却からみた森林施業への提言 …… 1201
摘　要 …… 1204
引用および参考文献 …… 1208
Summary …… 1211
付　表 …… 1214

1章　序　　論

1節　研究の目的

風の弱い晴夜には盆地や谷底は，丘の上や斜面上部に比べて強い低温域となる。冷却の度合いは，地形，季節によって異なるが，盆地や谷底が低温となる現象は冬期だけでなく年間を通じてあらわれる。このうち，とくに晩霜期の強い冷却は，林地の幼齢木に霜害をもたらす。また，晩霜期の冷却は冬期と異なり，全国的にほぼ同程度に起こる（鈴木ら，1982）ので，造林地の幼齢木だけでなく広く本州地方の果樹や茶樹にも被害をもたらす。さらに，晩霜期および早霜期の異常低温現象は程度の違いはあっても毎年必ず起こるものであり，最近の苫小牧演習林の人工造林地における目立った被害としては，1981年，1984年，1985年の例がある。

本研究は，苫小牧演習林の針葉樹人工造林地の幼齢木に見られる晩霜害および早霜害に関して，約40種の針葉樹について被害状況を調査し，被害樹種，被害時期および被害樹木の耐凍性を検討した上，樹木被害を指標として晩霜期および早霜期の林地の地形毎に異なる低温域分布を知ることと，低温域の発生の原因となる夜間冷却機構を地形との関係において明かにすることを目的としている。

林地のさまざまな地形と微気象の関係について，今田（1948，1949，1954 a），東（1953）は冬期および晩霜期に苫小牧演習林の谷と台地の最低気温の観測を行なっている。また，代表的な造林樹種であるトドマツの凍害防止のため，今田（1954 b）および今田・佐々木（1956）はトドマツの造林方法についての研究を行なっている。さらに，今田・武藤（1958 a）はトドマツ苗木の凍死の限界温度を調べ，さらに，今田（1962）は，トドマツの地形の違いによる霜高 ― 樹木が被害をうける高さを明らかにしている。また，今田・武藤（1958 c）は北海道の主要造林樹種であるトドマツ，エゾマツ，アカエゾマツ，ドイツトウヒ，カラマツについて凍害発生の時期を調べ，凍死温度の樹種による違いを明らかにしている。

上記の研究により演習林内の谷底，谷横斜面および台地の最低気温の分布が明らかにされ，また，トドマツとエゾマツは低温に弱いことが明かにされ，その結果，現在では林内に裸地を作らないために大面積皆伐を避け，谷底低地にはトドマツの植栽を行なわないという施業方法が定着している。さらに，凍害，霜害の防除対策として，苫小牧演習林においてトドマツの樹下植栽（斉藤ら，1966，船越ら，1979）が試みられている。

しかし，必ずしも，トドマツ，エゾマツ等の主要造林樹種のみが低温に弱いわけではなく，後に示すように，苫小牧演習林において最近は主要造林樹種以外に多くの樹種が植えられるようになり，霜害発生の時期に違いはあるがトドマツ，エゾマツに限らず被害を受けている。また，晩霜期および早霜期の冷却の度合いが年によって異常に強い場合もあり，樹種を問わず被害の対象となるが，トドマツと主要造林樹種以外は被害の記録が少ない。

低温域の分布については斜面の上部，とくに急斜面において谷底や斜面下部に比べて温度

の低下が著しくないことが明らかにされた(今田，1954 a)が，一方，その後の研究(Ishikawa, 1977) で，苫小牧演習林においては斜面の上部が谷底と同様に冷却される場合があることが明らかにされ，霜の被害が斜面上部にまで見られることもわかった。どのような地形にどの程度に冷却が起こるかという，地形と夜間冷即との関係については不明な点が多く，異なる種類の地形における実際の観測例が不足しており，実測データを集積する必要がある。夜間の冷却は場所によって異なり，ある地点の冷却が他の場所で同様に起こるとは限らない。しかも，盆地や谷底の冷却には空間的なスケールがあり，水平方向にも垂直方向にも広がりがあって，それに関与する要因は複雑である。

複雑な地形を含む広大な面積において人工造林を行なうためには，地形毎の冷却機構と共に広域の冷却の概要を知る必要がある。また，霜害の防除対策には樹種と地形を考慮するだけでなく，広く林地全体の微気象についてのデータ収集と解析による，総合的知見が必須と考えられる。

著者は苫小牧演習林で，林内の種々な地形において数年にわたって微気象観測を行ない，また，晩霜期および早霜期の幼齢木の被害と地形との関係についての調査と観測を行なった。演習林内には高さ31 m の森林観測搭が設置されており，この搭周辺を含め林内の4地点において，40項目以上の気象データを収集し，これにより，谷の中の地表付近から谷上空までの気温の垂直分布の観測記録が連続的に得られた。さらに，地形の異なる地点の冷却過程を同時に観測し比較を行なうことが出来，これらの観測結果を使用して，演習林の地形と微気象および演習林を含む樽前山麓台地の気象とその上層の気象との関係について解析を行なった。また，今後の人工造林に役立てるため，幼齢木の霜害について地形と気象との関係を考慮して考察を試みた。

これらの解析結果により，谷底，谷横斜面，谷上空，谷の上の台地，さらにはこれらを含む丘陵性台地全体における，冷却過程および，接地冷却層の発達，地形による冷却過程の差異等を明らかにし，苫小牧演習林に続く，樽前山麓台地全体の広域における夜間冷却と上層の一般流との関係も明かにすることが出来た。

本研究を進めるにあたり，終始有益な御教示を賜わった北海道大学教授東三郎博士に厚く御礼を申し上げます。また，懇切な御指導をいただいた北海道大学教授堀口郁夫博士，北海道大学教授藤原滉一郎博士に謝意を表します。北海道大学名誉教授堂腰純博士，千葉大学教授羽生寿郎博士には，日本農業気象学会において多くの有益な御教示を賜わった。北海道大学助教授石川信敬博士には草稿の校閲をしていただいた。北海道大学教授小林大二博士，北海道大学農学部付属苫小牧地方演習林長石城謙吉博士，同演習林石井正技官には調査と観測に協力をいただいた。これらの方々にここに記して厚く御礼を申し上げます。また，日本道路公団の委託調査の一部として気象データを収集し，観測資料の一部を利用した。さらに，北海道苫小牧地方環境監視センターにより気象データの提供に便宜を計っていただいた。あわせて謝意を表

します。

なお本論文は「北海道大学審査学位論文」である。

2節　研究小史

苫小牧演習林において，今田（1948，1949，1954 a）は造林地の谷底，台地および斜面の地表付近の最低気温の観測を行ない。地形毎の比較を行なった。また，東（1953）は，斜面の上部，中部および下部の夜間の気温降下を観測し，斜面下部の冷却は斜面上部からの冷却された空気の流入によるものとしている。さらに，東（1953）は，斜面上部，中部および下部のトドマツの被害状況を調査し比較を行なった。また，霜害について地形，気象と幼齢木の被害との関係を調べたものに，藤井ら（1965）の報告がある。

低温の被害に関して，酒井（1967）は昭和41年～42年の冬の冷え込みによる，トドマツ，アカエゾマツ，ドイツトウヒ，ストローブマツの被害を報告している。また，森田ら（1971）は，1971年6月のトドマツの晩霜害について造成方法と被害の関係を調べ，酒井ら(1967)は，トドマツの霜害について融解速度の影響，幹の被害などを報告している。また，江口ら(1970)はトドマツの幹の凍害と被害の発生機構について報告している。また，トドマツの凍霜害と被害後の成長との関係について，岩本（1966），伊藤ら（1971）の報告がある。他にトドマツの霜害について坂上ら（1977），カラマツの霜害については倉橋ら（1970），海上ら（1972），内田ら（1974）の報告がある。森田ら（1966）はポプラ類の凍害について，耐凍性の差を調べている。

樹木の耐凍性については，酒井ら（1963，1972，1979）が樹幹の耐凍性，越冬中の木の温度変化，および針葉樹の冬芽の過冷却との関係について報告している。酒井（1972）はさらに，常緑および落葉広葉樹の耐凍性を調べている。また，岡田ら（1969，1970）は開葉時のトドマツ，アカエゾマツ，エゾマツ苗木の耐凍性について，およびニホンカラマツの産地別の耐凍性の差について報告している。トドマツ苗木の耐凍性については栄花ら（1972），渡辺ら（1977）の報告がある。

霜害の防除に関する研究では，前節に述べたものの他に，束植え（東，1976），巣植え（船越ら，1982），耐凍性物質の使用(武藤，1969，1970)，苗木開芽抑制物質の使用(柴草，1971)，アカエゾマツの樹下植栽について(森田ら，1974)，トドマツの樹下植栽について(江口ら，1970)，(藤島ら，1980)の研究がある。本州においては，スギの巣植えの効果（笹沼ら，1967，土井ら1970)，凍害と遮光との関係について（笹沼，1971）の研究がある。小中原ら（1969）はカンキツの樹冠内に見られる凍害の方位性を調べている。防除試験では花房（1972）がユリヤ樹脂発泡剤によるカラマツ早霜防除試験の報告をしている。防霜法の一つとして知られている，燻煙法に関して，煙の赤外線透過に関する研究が小沢ら（1960，1961）によって行なわれている。また，カンキツの寒害防除に関して，小中原ら（1973）は固形燃料による燃焼法の昇温効果を報告している。さらに，吉野（1959）は長野県の飯田市付近において，霜の危険度を地形図によって推定する方法を報告している。田中ら（1958，1959）は，傾斜地および霜道における樹

林帯の防霜機能について報告している。斜面の方位と晩霜害との関係について佐々木（1961）は，朝日の照射を早くうける南東面において被害が多いとしている。このことについて今田ら（1958 b）も同様に，朝日の直射をうけた芽は，凍結した組織が急に融かされることが凍害の原因となると報告している。以上は，主に樹木の霜による被害と，耐凍性および霜に対する防除対策に関する研究である。

林地の微気象については，晴夜の放射冷却現象について，石川（1975），Ishikawa（1977）および石川ら（1971，1979）は，苫小牧演習林の谷と丘の上の夜間冷却の比較を行ない，さらに，雨龍演習林において，スケールの大きい盆地の冷却について，理論的研究を行なっている。また，Magono et al.（1982）は，雨龍演習林において，日没時の斜面下降風と夜間放射冷却の観測を行なっている。

斉藤（1967）は夜間冷却時に，放射量と風速について，植物群落と裸地との比較を行なっている。吉野（1954）は，長野県菅平における気温の日変化と，斜面に沿う気温の減率を報告している。さらに，吉野（1968）は日本における夜間の接地逆転について，季節毎の比較を行なっている。また，日下部（1959）は福岡における晩霜期の平均気温と日最低気温を報告している。

霜害地形について，気象の事典によれば，「冷たい空気が流れるような道筋に沿って霜害が細長く発生する地域を霜道，冷気がたまって霜害が起こりやすい窪地を霜穴ということがある」といわれている。これは，冷たい重い空気が流れてゆく低い場所は，気流よりも相対的に温暖であったことになり，有効放射によって，地表面が同時に一様に冷却し始めることと矛盾する。しかし，低地の冷却は，一般には冷気流によって起こるとされている。

Geiger（1975）によれば，地表面または植物の上部表面と接して冷却された空気は比重を増し，そのために低い平地へ流入しはじめる。また，冷気湖は，最も低い場所に冷気の流れる結果として発達する，とされている。さらに冷気湖について，谷の横断面において，斜面で冷却された空気がより温暖な空気との間に循環を起こすので，冷気湖は谷の底にのみ発達するとしている。また，地面付近の冷気層は台地の上もおおうので，斜面の中腹が相対的にサーマルベルトになることを示している。

冷気の流出と霜道の形成について，吉野ら（1960）は長野県下伊那郡において冷気の流出時刻と逆転層の観測を行なっている。今岡（1964，1966）は，斜面下降風について，瀬戸内海の伯方島において，地上250 mまでの冷却層の温度勾配，風速勾配の観測と，冷気層と高層分布の観測を行なっている。また，中村（1976，1978，1980）は菅平盆地の山麓の緩傾斜面上において，冷気流の発現域と流出域があること，冷気流の間欠的な流出を示す気温と風速の周期変動が存在することを報告している。

斜面の冷気流の循環系について，Yoshino（1975）は，冷気湖の上には下降気流とその補償流である上昇気流があること，また，この下降気流の一部は斜面に沿って冷気湖の中に入り，

冷気源となっていると報告している。また，冷気流について吉野（1979）は，冷たい空気が斜面上の地面からはなれたところを流れ，気流は地形のわずかな低いところを重力に従って流下すること，水平的に同高度の空気より温度が低いものが流れて，流れて来る以前より接地層の一定高度の気温は下降すること，冷気流が斜面上を流下すると，その上空には逆向，すなわち斜面の上部へ向かう気流が存在することとしている。また，冷気湖については，盆地の低部において冷気の移流がなくても対射冷却によって形成され，斜面を下ってきた冷気流は冷気湖の上面にのるとしている。

一方，これと全く反対の考え方として，三原（1979）は，冷気流の温度は地上の植物体温より数度高いため，植物にとって温風であり，霜害の原因とはなり得ないとしている。防霜対策として，斜面の途中に垣根を作って上部からの冷気流を横にそらす方法が有効かどうかが問題となった（日本農業気象学会，1979）。佐橋（1979）は斜面上部で地表から冷却された接地気層が斜面下方へ流下する途中で，さらに低温となるか暖められるかについては農業立地学的観点から重要であるとしている。元田（1979）は，冷気発生の主因は，地表付近における放射の収支によることは疑う余地がないが，植被も含めて地表面のみの放射によるものか，接地層における層間の放射の差や水蒸気からの放射が接地層の冷却に大きくきくものであるかは，さらに詳細な観測と考察が必要であるとしている。

斜面下降風の理論的研究としては，坂本ら（1973）が，斜面上の熱収支を考慮した数値解析を試みている。

夜間冷却の理論的研究としては，近藤（1982，1984 a，1984 b），近藤ら（1983 a，1983 b，1984 a，1984 b），森ら（1983，1984），により，多くの数値解析が行なわれている。

3節　研究方法

(1)　観測地域の概要

観測地域は支笏湖の東側に位置する国有林（恵庭営林署および苫小牧営林署管内）と，隣接する北大苫小牧演習林である。地形は支笏湖から東および南東の太平洋岸へ放射状に緩く傾斜した樽前山麓台地で，勾配は標高 100 m 以上において約 1 /50，100 m 以下において約 1 /100 である。観測地域全体に標高差 15～30 m の浅い谷が放射状にきざまれており，谷底の勾配は台地と同様に 1 /50～ 1 /100 で緩やかである（Fig.15）。国有林は N 42°46′，E 141°30′に位置し，標高は 50～240 m である。一方，北大苫小牧演習林は樽前山の南東約 14 km に位置して，N 42°40′，E 141°36′にあり，面積約 2,700 ha，標高は 5 ～95 m で，北西から南東へ約 1 /100 勾配の緩やかな傾斜をなしている。Fig. 1 に演習林の地形図を示した。苫小牧演習林を含む樽前山麓台地全域を観測の対象としたのは，晴夜の強い冷却が演習林内に局地的に起こるものではないことを確かめるためである。

Fig. 1 に観測点の位置を記号で示したが，V－1 は苫小牧演習林の中では最も広い谷（谷底幅約 100～200 m，谷底と周囲の丘との標高差は 15～30 m）の中の観測点で，V－2 は谷底幅約

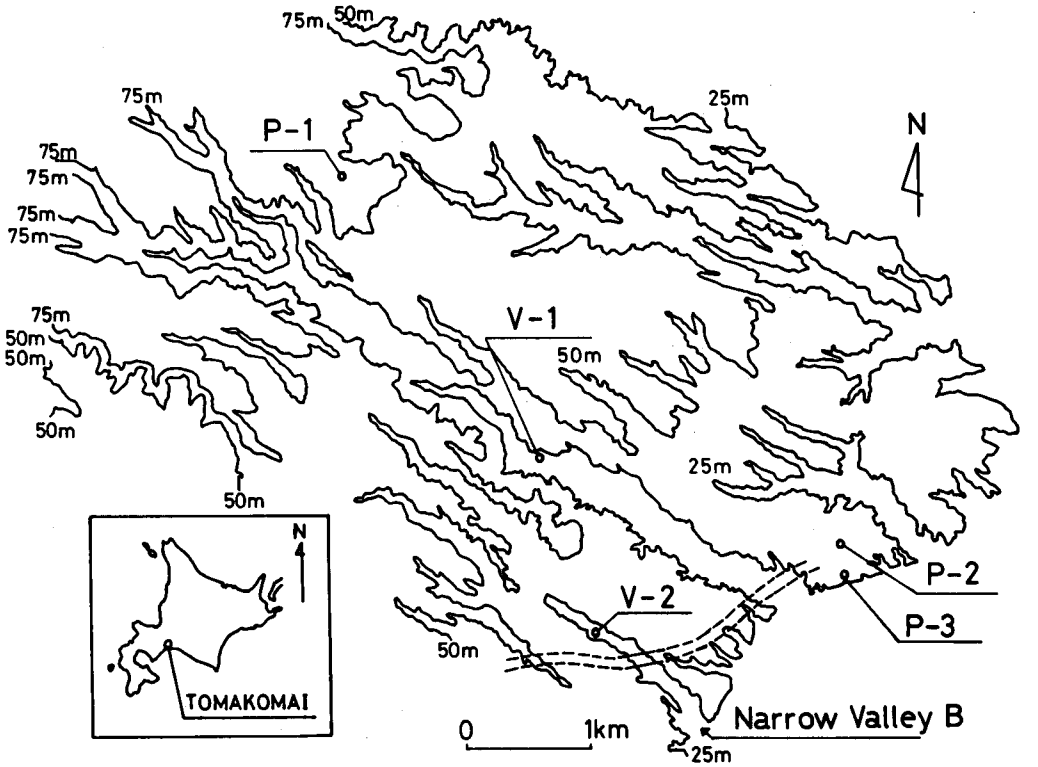

Fig. 1. Topographic map of the observation area at Tomakomai Experiment Forest of Hokkaido University, Hokkaido Island and locations of the observation sites.

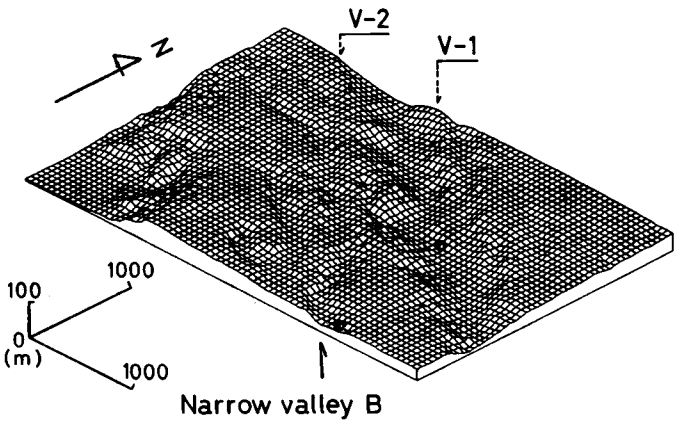

Fig. 2. Three dimensional view of narrow valley B and the valley station(V-1, V-2) at Tomakomai Experiment Forest.

20 m，標高差約 15 m の狭い谷の中の観測点である。これらの谷は三次元グラフィックス（Nakamura, 1985）で表わすと起伏が小さく，両側の谷横斜面の平均傾斜は 10～16°で，谷全体が開いたV字型となっている（Fig. 2）。さらに，広い谷（V－1）を横断する片側の斜面に観測点（S－1，S－2，S－3）を設けた（Fig. 3）。斜面の平均傾斜は約 16°である。P－1

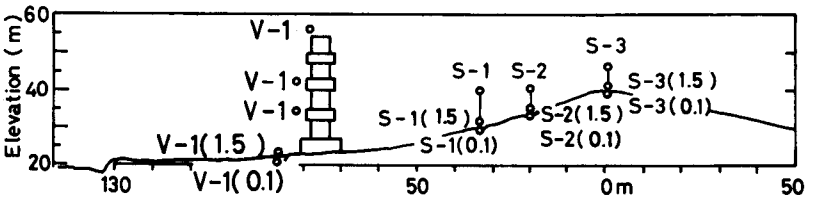

Fig. 3. Transverse topography of the observation valley and the forest observation tower in the valley. Observation points are shown by small circles and the height(m) above the ground is shown in parentheses.

は幅約 1 km，長さ 2 km 以上の広さを持つ，ほぼ平坦な台地上の観測点で，P－2 は南東側が市街地に隣接した台地上の観測点，P－3 は演習林の南東側の市街地に近い林縁にある台地の端の観測点である。5 箇所の測定点のうち，谷底幅と標高差の異なる二つの谷の観測点（V－1，V－2）は，それぞれの冷却の違いがどの程度かを知るために設定したものである。また，3 箇所の台地のうち，P－1 は市街地から離れて都市の影響のない台地であるので，台地の冷却を谷と比較するために設けた。P－2 と P－3 は P－1 と同様に平坦な台地であり，苫小牧演習林全体の夜間冷却の概要を知るために加えたものである。解析に使用した苫小牧測候所は，苫小牧演習林の南側に隣接している苫小牧市街地内にあり，海岸から約 300 m の距離で，苫小牧演習林から約 4.5 km の距離にある。

観測地域の林相は，落葉性広葉樹と針葉樹の混交林で，樹高 7 ～30 m であり，高木は，ミズナラ，ヤマモミジ，ハリギリ，ハルニレ，ヤチダモ，カツラ，ホオノキなどの広葉樹が多い。中層木には，サワシバ，ケヤマハンノキ，カシワ，アズキナシがあり，造林木として，トドマツ，エゾマツ，アカエゾマツ，カラマツ，チョウセンゴヨウ，ヨーロッパトウヒなどがある。しかし，凍害，霜害の時期に当たる秋から春にかけては林内全体に見通しが良くなり，林床は丈の低い草本におおわれ，積雪期にはなめらかな雪面となる。

(2) 観測方法

広い谷（V－1）の谷底において地上 33 m の風向・風速をエアロベーンで，地上 1.5 m の風速を光電式 3 杯風速計によって測定を行なった。地上 1.5 m，12 m，19 m および 32.5 m の気温を通風式抵抗温度計によって，また，地上 0.1 m に抵抗温度計を配置して測定し，正味放射量を示差放射計によって測定した。広い谷（V－1）の横断上に設けた S－1，S－2，S－3 の測定点に地上 0.1 と 1.5 m（または 1.1 m）と S－1 の地上 10.5 m，S－2 の地上 7.5

m，S－3の地上7.2mに抵抗温度計を配置した。また，S－1とS－2の地上0.1，1.5m，およびV－1の地上1.5mに光電式3杯風速計を配置し，S－1の地上0.1mに光電式風向計を配置した。V－2とP－1においては地上0.2m，1.5mおよび5mの気温を抵抗温度計によって測定した。P－1の1.5m高の気温は感部を通風した。P－1の1.5高の風速を3杯型風速計で測定した。さらに，P－2およびP－3の1.5m高の気温を通風式抵抗温度計により，3m高の風速を3杯型微風速計により，14m高の風向・風速をエアロベーンによって測定した。なお，上記の観測地点の内，V－1，P－2およびP－3はそれぞれ，森林観測搭，鉄搭Cおよび鉄搭Aとして，日本道路公団の委託調査のために気象観測が行なわれた地点である。

移動観測においては，携帯型のサーミスター温度計と熱線風速計によって1.5m高の気温と風速を測定した。

各観測場所の観測項目と，測器を以下に示した。

(A)　広い谷（V－1）；森林観測搭

気温（垂直分布）	通風式抵抗温度計
	（高さ0.1m，1.5m，12m，19m，32.5m）
	時定数3.5秒
風向・風速	エアロベーン（高さ33m）
風向・風速	光電風向風速計（高さ1.5m）
	時定数0.5秒
湿度（垂直分布）	塩化リチウム露点計
	（高さ1.5m，12m，19m）
放射収支量	CN－11示差放射計（高さ1.0m）
積雪表面温度	赤外線放射温度計および白金抵抗温度計
積雪中温度	白金抵抗温度計（深さ0.05m）
地中温度（垂直分布）	白金抵抗温度計
	（深さ0.05m，0.1m，0.2m，0.5m，1.0m）
積雪密度	スノーサンプラー

(B)　狭い谷（V－2）

気温（垂直分布）	白金抵抗温度計
	（高さ0.2m，1.5m，5m）

(C)　台地（P－1）

気温（垂直分布）	通風式抵抗温度計
	（高さ0.2m，1.5m，5m）
風速	3杯型風速計（高さ1.5m）

(D)　台地（P－2）；鉄搭C

気温　　通風式抵抗温度計（高さ 1.5 m）

風向・風速（垂直分布）エアロベーンおよび3杯型微風速計（高さ 3 m，14 m）

(E) 台地（P－3）；鉄搭A

気温　　通風式抵抗温度計（高さ 1.5 m）

風向・風速（垂直分布）エアロベーンおよび3杯微風速計（高さ 3 m，14 m）

(F) 移動観測

気温　　通風装置付き半導体素子（高さ 1.5 m）

風速　　熱線風速計（高さ 1.5 m）

(3) 観測日の天気

Table 1に，観測日の苫小牧演習林における夜間（前日 18 h～当日 6 h）の天気，最大風速および主風向を示した。観測は，晴または快晴の時に行なった。

Table 1. Nocturnal weather conditions on observation days.

day	May 18, 1980	Nov. 7, 1980	Nov. 19, 1980	Jan. 28, 1981
weather	○	⦶	○	○
maximum wind speed	3.4m/s	3.5m/s	3.4m/s	3.5m/s
prevailing wind	NW	NW	NNW	NW
day	Jan. 15, 1982	Feb. 4, 1982	Feb. 5, 1982	Feb. 9, 1982
weather	○	○	○	○
maximum wind speed	3.7m/s	3.6m/s	3.6m/s	3.5m/s
prevailing wind	NW	NW	NW	NW
day	Dec. 8, 1982	Feb. 4, 1983	Feb. 6, 1984	Feb. 17, 1984
weather	⦶	○	⦶	○
maximum wind speed	4.5m/s	2.6m/s	3.5m/s	3.3m/s
prevailing wind	W	NW	W	NW

(4) 夜間冷却日の頻度

苫小牧演習林で得られた気象観測の記録から，1980年と1981年の厳冬期（1月，2月），晩霜期（5月，6月）および早霜期（9月，10月）の夜間冷却日と，当日の朝の最低気温を，Table 2に示した。夜間冷却日の条件として，夜間を通じて晴または快晴であり，翌朝まで気温の下降が続くこと，風速が3.5 m/s以下であること，谷の中の気温の垂直分布から地表付近が最も低温であることとした。今田（1948）は，朝の最低気温が0℃以下になる日を霜日としてい

Table 2. Nocturnal cooling dates of selected months in 1980 and 1981. Values in parentheses: Minimum air temperatures.

1981		1980	
Jan. day (min. temp.)	Feb. day (min. temp.)	Jan. day (min. temp.)	Feb. day (min. temp.)
1(−12.5)	5(−17.2)	8(−20.8)	3(−20.6)
7(−16.6)	22(−20.0)	9(−22.5)	4(−20.7)
8(−20.7)	23(−16.5)	11(−22.0)	5(−20.5)
15(−17.6)	28(−21.1)	12(−22.3)	9(−21.0)
20(−15.4)		15(−18.3)	10(−18.8)
26(−21.4)		25(−22.3)	11(−17.4)
27(−19.6)		26(−18.8)	13(−16.0)
28(−22.6)		27(−18.0)	14(−24.1)
30(−20.1)			15(−22.7)
31(−18.8)			17(−23.9)
			23(−20.1)
			26(−19.4)
			28(−16.2)
			29(−15.8)
1981		**1980**	
May day (min. tem.)	Jun. day (min. temp.)	May day (min. temp.)	Jun. day (min. temp.)
6(−2.8)	1(−1.6)	6(−0.4)	1(+4.4)
7(−1.4)	3(+4.7)	15(+0.5)	4(+2.5)
14(−1.2)	25(+4.1)	17(+1.9)	5(+3.9)
15(+0.7)		18(−3.1)	20(+1.5)
16(0.0)		19(−2.9)	21(+5.8)
17(−2.8)		20(−0.6)	
21(−2.1)		29(+1.4)	
22(−0.5)		30(+4.6)	
31(−2.2)			
1981		**1980**	
Sep. day (min. temp.)	Oct. day (min. temp.)	Sep. day (min. temp.)	Oct. day (min. temp.)
6(+6.2)	1(+2.5)	9(+6.3)	1(−0.4)
7(+4.4)	7(−0.7)	10(+7.8)	2(−0.3)
8(+5.9)	8(+1.1)	18(+3.6)	3(+1.0)
11(+4.5)	11(+0.8)	19(+3.6)	4(+2.6)
12(+4.8)	12(−0.6)	20(+5.2)	5(+1.6)
30(−0.3)	13(−0.2)	21(+5.3)	9(−1.0)
	15(−1.6)	24(−0.3)	10(−1.1)
	16(−1.4)	25(+0.8)	13(−1.4)
	17(−2.0)	26(−0.8)	15(−1.1)
	18(−2.5)	27(−0.1)	16(−0.5)
	20(−0.2)	28(+1.2)	24(−4.7)
	21(−3.8)	29(+1.0)	29(−3.2)

25(−3.3)	30(−3.6)
26(−5.9)	
27(−4.8)	
30(−3.7)	
31(−4.6)	

る。夜間冷却日のなかで，林木に被害があるのは晩霜期および早霜期の霜日となる時である。本研究においては，晩霜期および早霜期の低温と幼齢木の被害について検討を行ない，被害をもたらした夜間冷却日の特徴を示した。また，晩霜期，早霜期について，実際の林木の霜害状況を指標として苫小牧演習林内の低温域分布を知る方法を示した。夜間放射冷却はこれまでの研究（石川ら，1971）で，晴または快晴の時に発生することが明かにされている。そこで，夜間冷却日の頻度が大きく，安定な西高東低の気圧配置が続く冬期の気象条件を観測し，解析を行なって，低温域分布と夜間冷却の発生機構について詳細に明かにした。

2章　苫小牧演習林の気象特徴と林木の低温被害

林木の寒さの害に関して，酒井（1966）によれば，凍害は植物が凍結状態で，ある限界温度をこえて冷却された時に起こる害であるとしている。また，酒井（1966）は，寒さの害に関する用語を次のように分類することを提案している。すなわち，林木の寒さの害には凍害，寒風害および凍裂があり，凍害は被害時期別に，晩秋から早春に起こる凍害と春や秋に起こる霜害にわけられ，被害部位によって先枯れ，胴枯れ等にもわけられる。また，寒風害と凍裂は，凍害および霜害とは起こる機構が異なる，としている。本論文においては，林木の低温被害を被害時期別に凍害および霜害とした区分に従い，苫小牧演習林において，晩霜期および早霜期の強い低温と同時に観察された樹木の枯れを霜害とした。また，本章に示した樹木被害は，苫小牧演習林内の広い範囲に及んだ顕著な被害のみを扱った。一般に樹木には生物としての個体差があり，低温に対して必ずしも同一の反応を示すとは限らないので，1981年の晩霜害の場合は，苫小牧演習林の幼齢木のほとんどすべての樹種に被害が認められた例を霜害とした。また，1984年の被害の場合は，全道的に被害が多かったことから，霜害の例として示した。1985年の被害の場合は同一の樹種に限って，樹種による個体差を除き樹木を一様な条件において被害を検討した。本章においては，これらの樹木被害と地形と微気象の関係について考察を行なった。

1節　林地の低気温

(1)　苫小牧演習林内と市街地

苫小牧演習林内（V−1）の月平均風速と月平均気温を苫小牧測候所のそれらと比較して示した（Fig. 4）。苫小牧演習林内（V−1）と苫小牧測候所とは約5 kmの距離にある。風速は林内においては年間を通じて3 m/s前後であって，苫小牧測候所より1 m/s以上小さい。また，平均気温の差は5月，6月，7月には小さいが，これらを除けば年間を通じて苫小牧演習

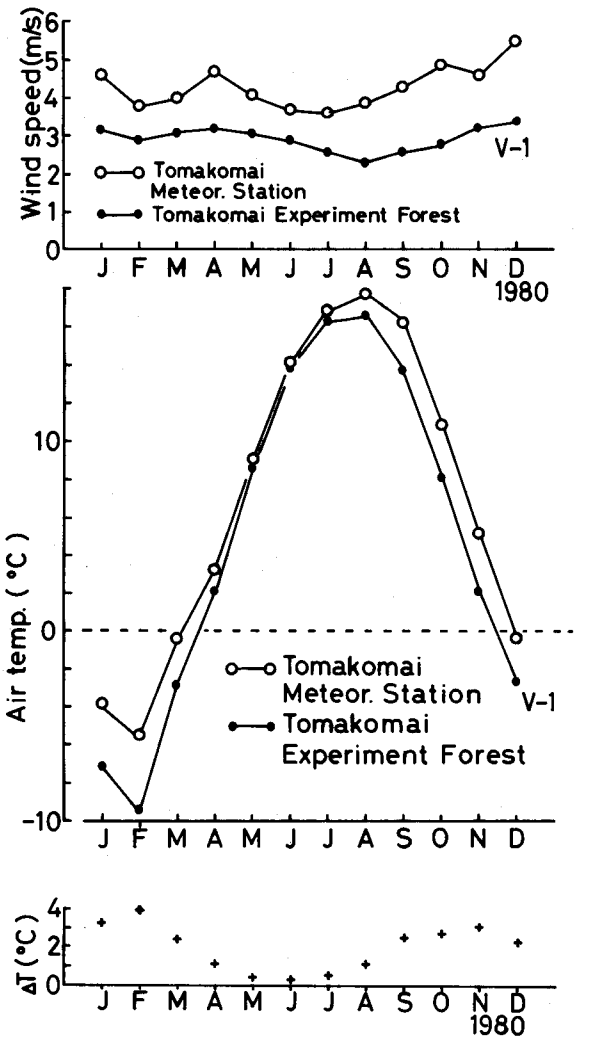

Fig. 4. Monthly variations of air temperature and wind speed at two stations and the temperature difference between the two stations:
○……○ Tomakomai Meteor. Station,
●……● Tomakomai Experiment Forest.

林は苫小牧市内より3～4℃低温である。気温差はとくに厳冬期に大きい。

1981年の厳冬期（1月，2月）および晩霜期（5月，6月）の日最低気温を苫小牧演習林内と苫小牧測候所について比較して示した(Fig. 5)。6月の数日を除き，演習林内が測候所より低温である。気温が低い日はとくに測候所との差が大きい。

苫小牧演習林内の日最低気温と，苫小牧測候所との温度差の関係をFig. 6に示した。厳冬期のとくに気温が低い時に測候所との温度差は大きい。また，晩霜期においても，強い低温時

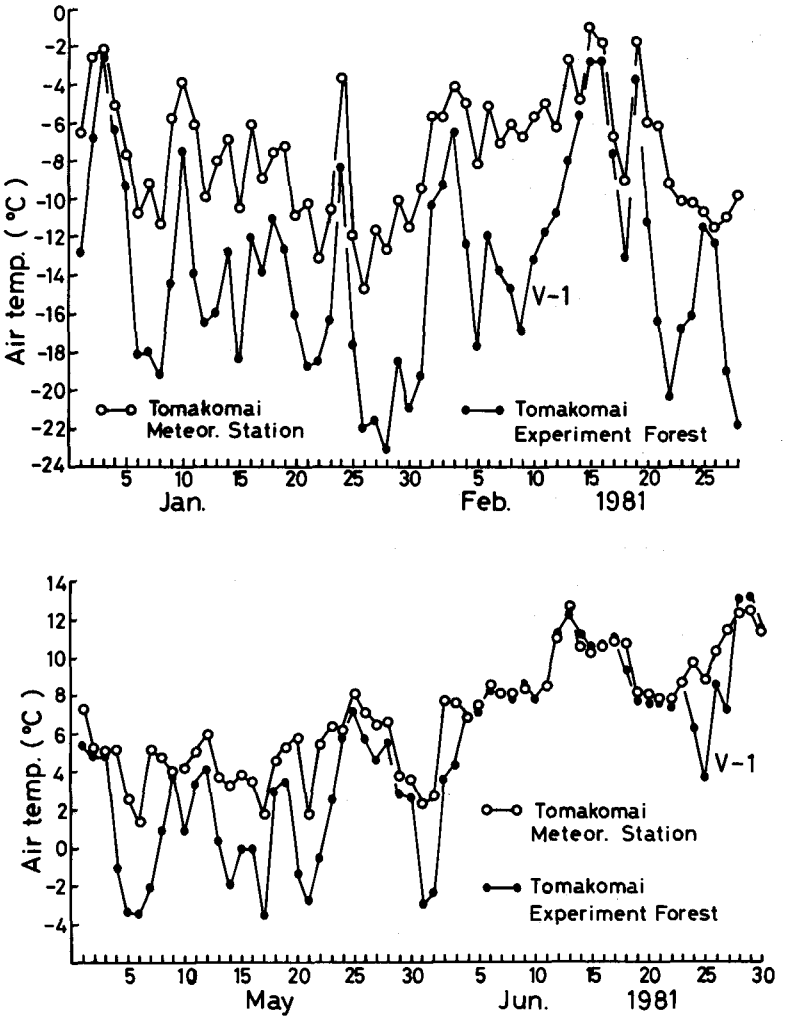

Fig. 5. Comparisons of daily minimum temperatures between Tomakomai Meteor. Station and Tomakomai Experiment Forest in winter(above) and spring(bottom), 1981.

には温度差は6～7℃に及んだ。すなわち，厳冬期および晩霜期の演習林内の日最低気温と測候所との温度差はほぼ直接的な関係になっており，日最低気温が低いほど両地点の温度差が大きい。したがって，演習林内は隣接市街地に比べ季節を問わず強い低温が出現しやすいことを示している。

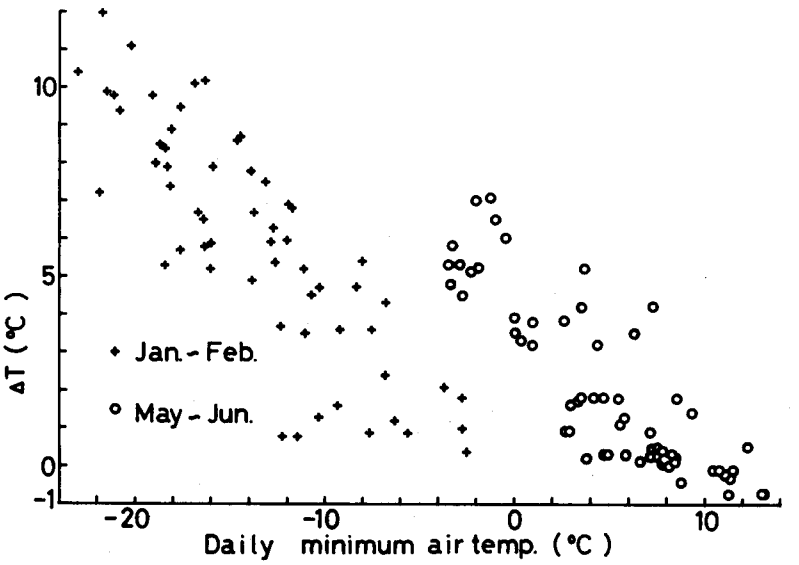

Fig. 6. Relations of temperature differences between Tomakomai Meteor. Station and Tomakomai Experiment Forest with the daily minimum temperature of the latter in winter and spring, 1981.

(2) 苫小牧演習林内谷底と市街地隣接林縁部

風の弱い晴夜の気温を苫小牧演習林内の谷底（V－1）と苫小牧市街地に隣接する林縁の丘の上（P－3）について比較した結果を Fig. 7 に示した。谷底と丘の上とでは最大7～8℃（2月)の温度差があり，5月と11月にも4～5℃の差が現われた。この程度の温度差は晴夜には年間を通じて観測される。すなわち，林地内においても谷底がより強い低温域となっている。とくに，1980年5月の例では谷底で最低気温が－4℃近くまで下がって晩霜期の原因となった。谷底に夜間冷却が起こるとき，年間を通じてほとんどの場合，3.5 m/s 以下の弱い谷下降風が観測されるが，一方，緩い傾斜の台地（P－3）を吹き下ろす3.5 m/s 以下の下降風の存在も認められる。風向はいずれの季節においても夜間冷却時には北，北西および西方向が多かった。

2節　地形と霜による林木の被害の実態

(1) 晩霜害による林木の被害

1981年5月31日および6月1日の低温によって，樹木の新葉に赤変が認められた。両日の朝の最低気温は－2.2℃および－1.6℃で，この年の霜の終日であり，晩霜期の霜日数は11回で，－2℃以下が6回，そのうち3回は－3℃以下に下降した。被害調査は，多くの樹種が植栽されている、植栽後2～3年の針葉樹見本林を主な対象とし，アカエゾマツ，エゾマツ，チョウセンゴヨウ，トドマツについては，林内に点在する造林地の幼齢木を含めた。樹種別に

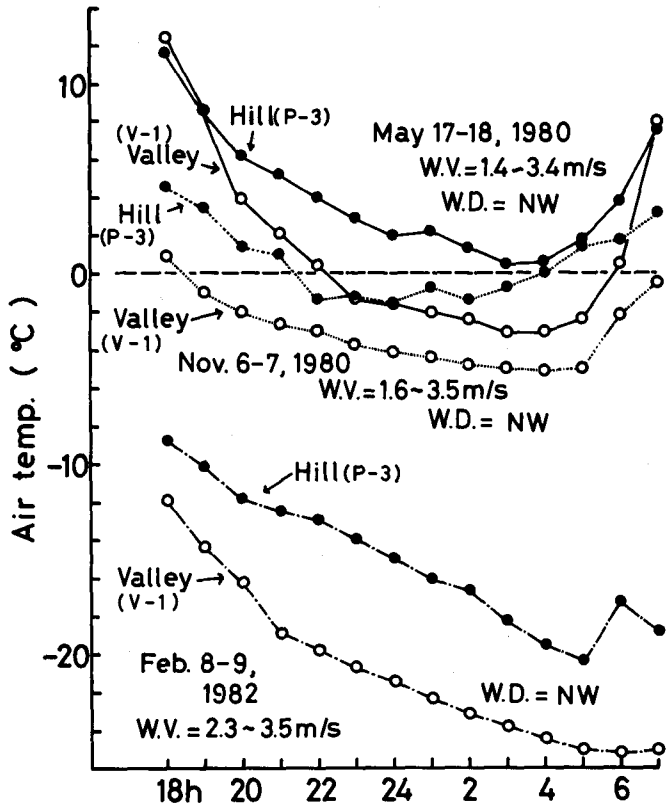

Fig. 7. Comparisons of nocturnal variations of air temperature between the hill station(P-3) and the valley station(V-1) on a clear night.
W. V.; wind speed at a height of 33 m above the ground.
W. D.; wind direction at a height of 33 m above the ground.

150～250 本について行ない，被害の種類を，全赤変(枯死)，先枯れ，一部枯れおよび全赤変芽吹きの 4 種類に分け，調査本数に対する被害本数の割合を被害率で表わした。調査地点の地形は，苫小牧演習林内の広い谷すじの谷底，斜面下部から上部および台地である。被害樹種は多種にわたった。このような強い冷却が起こった場合には，幼齢木のほとんど全ての樹種が被害の対象となるが，Table 3 によれば，被害率が 50 %以下で比較的少なかった樹種は，グイマツ，ヨーロッパトウヒ，チョウセンゴヨウ，キタゴヨウおよびアカエゾマツであった。また，50 %以上で被害率が大きかった樹種は，バンクスマツ，トドマツ，リギダマツ，アカマツ，ストローブマツ，エゾマツおよびヒメコマツであった。被害は，一般的には谷底と斜面の下部に多く斜面の上部へ行くに従って少なくなる。しかし，アカエゾマツは，被害率は 30 %以下で小さいが，標高 60 m (409 林班) においては斜面下部から上部まで全体的に被害が見られ，標高 30 m (108 林班)においては斜面下部に造林されているが，409 林班より被害が少なかった。エゾマ

Table 3. Relations between the ratio of frost damage and topography of frost areas in July, 1981.

Species	Ratio of damage	Number of investi-gations	Topography	Compartment altitude (m a. s. l.)
Abies sachalinensis (トドマツ)	79%	78	lower part of the slope	108(30m)
Picea glehnii (アカエゾマツ)	22	37		108
Pinus koraiensis (チョウセンゴヨウ)	43	102		108
Pinus banksiana (バンクスマツ)	74	50		108
Abies homolepis (ウラジロモミ)	37	209		134(40)
Abies veitchii (シラベ)	47	169		134
Abies balsamea (バルサムモミ)	42	89		134
Pinus banksiana (バンクスマツ)	53	167		137(50)
Pinus contorta (コントルタマツ)	73	88		137
Pinus rigida (リギダマツ)	71	154		137
Pinus densiflora (アカマツ)	99	156		137
Pinus strobus (ストローブマツ)	100	325		137
Tsuga diversifolia (コメツガ)	74	108		136(50)
Thuja occidentalis (ニオイヒバ)	98	244	valley bottom	129(15)
Chamaecyparis obtusa (ヒノキ)	78	146		139(25)
Chamaecyparis pisifera (サワラ)	95	103		139
Taxus cuspidata (イチイ)	84	82	upper part of the slope	141(15)
Picea jezoensis (エゾマツ)	76	244	lower part of the slope	212(70)
Picea glauca (グラウカトウヒ)	78	188		212(60)
Picea shirasawae (ヒメマツハダ)	20	169		212(70)
Picea rubens (ルーベンストウヒ)	77	146		212
Picea mariana (マリーナトウヒ)	76	172		212
Picea pungens (プンゲンストウヒ)	20	188		212
Picea glehnii (アカエゾマツ)	28	165	valley side slope	409(70)
Picea abies (ヨーロッパトウヒ)	22	191		409
Pinus pumila (ハイマツ)	91	126		401(60)
Pinus pentaphylla (キタゴヨウ)	41	192		401
Pinus koraiensis (チョウセンゴヨウ)	28	181		401
Pinus parviflora (ヒメコマツ)	94	143		401

ツは，標高60 mの斜面下部において被害率は50 %以上で大きかった。チョウセンゴヨウは，標高60 m以上(401林班)において，斜面下部に被害が見られ，斜面上部にほとんど見られず，30 %以下で少なかった。標高30 m (108林班)においては造林地が斜面下部にあり，被害率30 %以上で401林班より大きかった。イチイは標高15 mの斜面下部の造林地においては被害が多かった。グイマツは，標高30 mの斜面下部において全く被害がなかった。

このように，同じ樹種であっても標高と地形によって被害の割合は異なっていた。また，同じ地形であっても，樹種によって被害の現われ方が異なり，必ずしも，谷底と斜面下部だけ

に被害が多いとは限らず，斜面上部にも被害が現われた。また，谷底や斜面下部であっても，被害が全く見られないものもあった。

(2) 早霜害による林木の被害

1984年の冬から春にかけて，針葉樹の幼齢木に葉の赤変が多く観察された。この年は，全道的に針葉樹に多くの被害があった年である。Table 4は1984年6月時の被害調査の結果であ

Table 4. Ratio of frost damage in June, 1984.

Species	Ratio of damage	Planted number	Compartment	Topography
Chamaecyparis obtusa（ヒノキ）	62.7%	720	139	valley bottom
Chamaecyparis pisifera（サワラ）	65.3	950	139	
Pinus rigida（リギダマツ）	100	900	137	lower part of the slope
Pinus densiflora（アカマツ）	100	700	137	
Pinus contorta（コントルタマツ）	53.4	350	137	
Pinus parviflora（ヒメコマツ）	4.6	720	401	valley side slope
Pinus parviflora（シコクゴヨウ）	13.6	700	401	
Picea glehnii（アカエゾマツ）	35.3	1,482	138	upper part of the slope
Picea jezoensis（エゾマツ）	13.1	931	138	
Picea glehnii（アカエゾマツ）	10.8	472	138	valley side slope
Picea jezoensis（エゾマツ）	13.8	325	138	
Picea glehnii（アカエゾマツ）	32.7	294	139	upper part of the slope
Picea jezoensis（エゾマツ）	7.2	278	139	
Picea glehnii（アカエゾマツ）	51.5	241	139	lower part of the slope
Larix kaempferi（カラマツ）	5.4	1,158	139	

る。このうち，アカエゾマツ，エゾマツおよびカラマツは植栽後1年目，他は，5～6年目である。とくに，トドマツ，エゾマツより晩霜害に強いとされているアカエゾマツの被害が大き

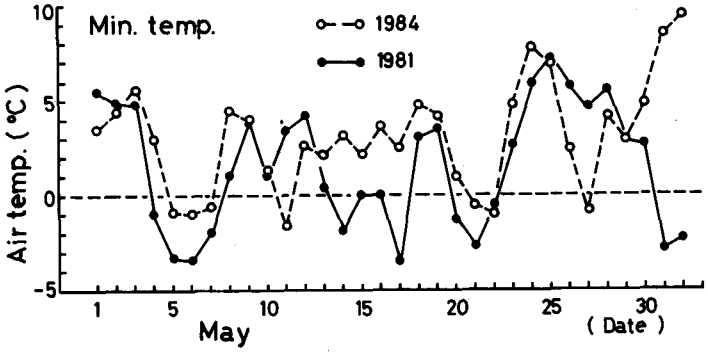

Fig. 8. Variations of the daily minimum temperature in May, 1981 and 1984.

かった。1984年の晩霜期の気温を検討するために，Fig. 8に1984年5月の日最低気温と，1981年5月の日最低気温を比較して示した。1981年5月の霜日は10回あり，そのうち－3℃以下の低温が3回であった。1984年5月には，霜日は7回であったがいずれも－2℃以下に下降しなかった。したがって，1984年5月には1981年5月に比べて樹木に大きな被害を生じる程の強い低温が現われていない。そこで，前年早霜期の気温を検討した。

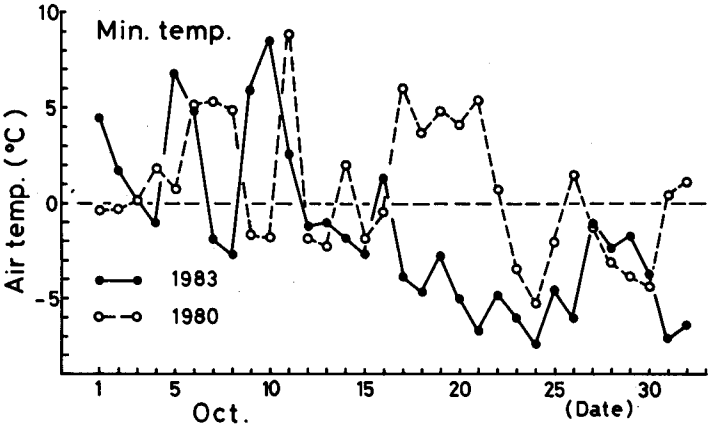

Fig. 9. Variations of the daily minimum temperature in October, 1980 and 1983.

Fig. 9に前年の1983年10月の日最低気温を示した。1980年10月のそれと比較すると，1980年10月の霜日は15回であり，－3℃以下の最低気温は下旬に5回現われているが，1983年10月には霜日は22回現われ，そのうち－3℃以下のとくに強い低温が中旬から11回現われており，1983年10月の方がより強い低温となっている。樹木は低温によって被害をうけても，それが外観的にわかるようになるには，かなりの日数を要する場合も少なくない(酒井，1966)。したがって，葉に赤変が多く観察されても，かなり前の低温が原因となっている場合があると考えられる。秋から冬にかけては，樹木の耐凍性が高まるとされている(酒井，1972)が，Table 4に示した被害は，1984年春と前年の1983年秋の気温を考慮すると，秋の低温が原因であったのではないかと考えられた。このことは，樹種の中にすでに，1984年2月，3月頃から葉に赤変が観察された事実からも推測された。

Fig.10に，1981年6月の被害，1984年6月の被害の違いによる，樹木が枯れる状態を主な樹種について地形別に示した。1981年の被害の場合は，当年の新葉が春の一晩の低温によって赤変しているが，1984年の場合は，冬期にすでにアカマツ，ヒノキ，サワラ，リギダマツなどに葉の赤変が見られ，春には樹全体が赤変していた。また，赤変した葉からは開芽期になっても新芽が出ない。これは，1981年の場合は晩春の霜が原因であり，1984年の場合は，晩霜期に強い低温が現われていないことと，前年の1983年10月に強い低温が現われているので，前年秋の低温が原因となっているためと考えられ，晩霜害と早霜害のそれぞれの現われ方の特徴とみ

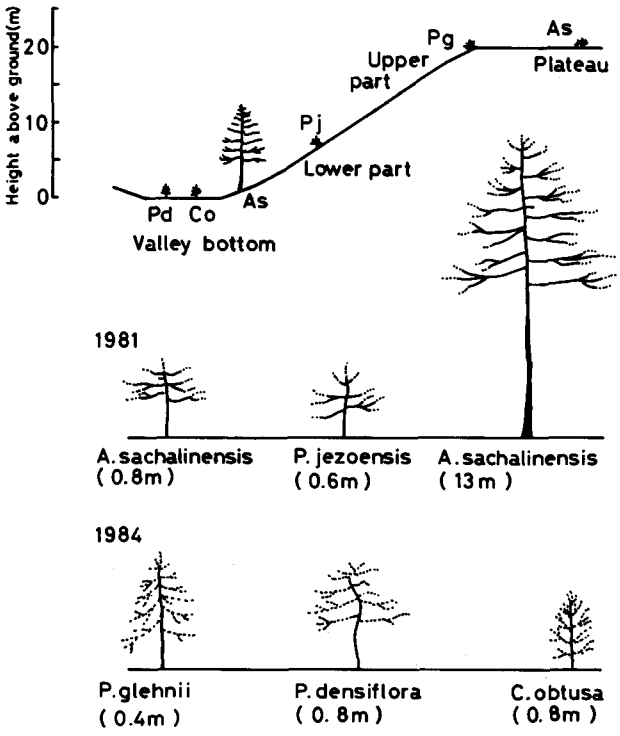

Fig. 10. Examples of frost damaged trees with heights(m) in parentheses at different topographies:
A. sachalinensis(As), *C. obtusa*(Co) and *P. densiflora*(Pd) at the valley bottom, *P. jezoensis*(Pj) in the lower part of the slope, *P. glehnii*(Pg) on the upper part of the slope and *A. sachalinesis*(As) on the flat plateau.

られる。また，このことから，秋の早霜によって大きな被害が現われる場合があることと，晩霜害と早霜害には被害の現われ方に大きな違いがあることがわかった。

被害のあった場所は苫小牧演習林内の最も広い谷すじであって，地形は，Fig.11 に示したように，一般的に被害が多いとされる谷底と斜面下部の他に，これまで温暖であるために被害がないといわれている斜面上部も含われている。アカエゾマツの被害率は，標高 30 m の斜面下部において 50 %以上で最も大きいが，標高 60 m の斜面上部においても被害率は 30 %以上であって大きい。一方，晩霜害に弱いとされているエゾマツは，標高 40 m から 60 m の斜面の下部から上部まで地形を問わず，15 %以下で被害が少なかった。また，標高 30 m のカラマツ，標高 60 m のヒメコマツおよびシコクゴヨウの被害率が同様に 15 %以下で小さかった。

(3) 地形とエゾマツの霜の被害調査

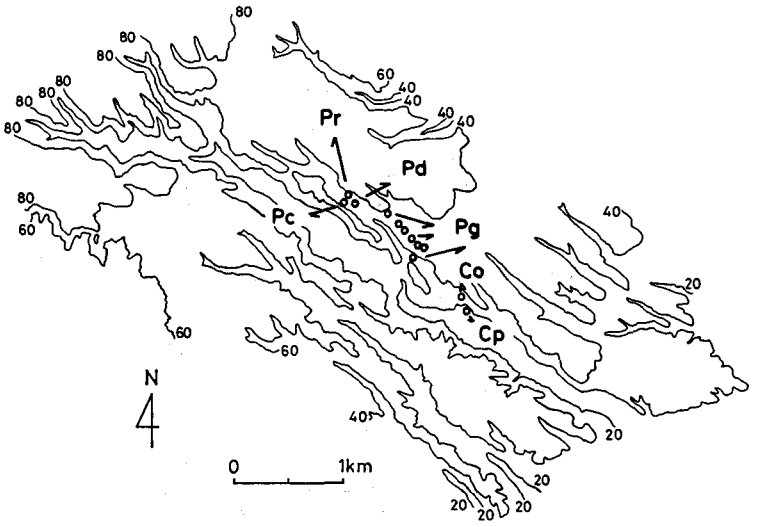

Fig. 11. Distribution of the damage caused by hoarfrost in the valley in June, 1984.
Pd : Pinus densiflora, Pr : Pinus rigida, Pc : Pinus contorta, Pg : Picea glehnii, Co : Chamaecyparis obtusa, Cp : Chamaecyparis pisifera.

Fig.12は1985年5月17日および5月21日の低温の後に観察された，植栽後1～2年のエゾマツの被害調査の結果である。両日の朝の最低気温はそれぞれ，−4.9℃および−3.1℃であった。また，5月17日における低温の持続時間は−3℃以下が6時間，そのうち−4℃以下が4時間であった。なお，この年の霜の終日は5月31日で，朝の最低気温は−2.0℃であり，霜日数は14回であった。図に被害の割合を○印で示した。○印は，被害がほとんど無い所，●印は，全域に被害が見られた所，中央の◎印は被害が中程度の所である。被害の状況は，●印が主軸の新芽と側芽が全部枯れ，◎印が新芽の一部が枯れた状態である。○印の地域は落葉性広葉樹林内の開いた場所に単木的に植え込みが行なわれた所であり，●印の地域はカラマツを上木とする樹下植栽地で，カラマツの植栽密度は600本/haである。また，中央の◎印の地域は伐採跡の裸地状の植栽地である。地形は，○印の地域が標高80mの平坦な台地であり，●印の地域が，標高15mの谷底および斜面下部から斜面上部である。また，中央の◎印の地域は標高55mにある谷横斜面上部と丘の上である。Table 4の例と同様，斜面上部または丘の上であっても被害が認められ，同じ斜面上部であっても，●印の地域は◎印の地域より被害が多く，同じ樹下植栽であっても●印と○印とでは，被害の起こり方に大きな差が現われた。さらに，台地上の林内裸地は低温域となり易いとされている（今田，1954 a）が，○印の台地において全く被害が認められなかった。エゾマツはトドマツと共に晩霜害に弱い樹種とされ，これらの結果

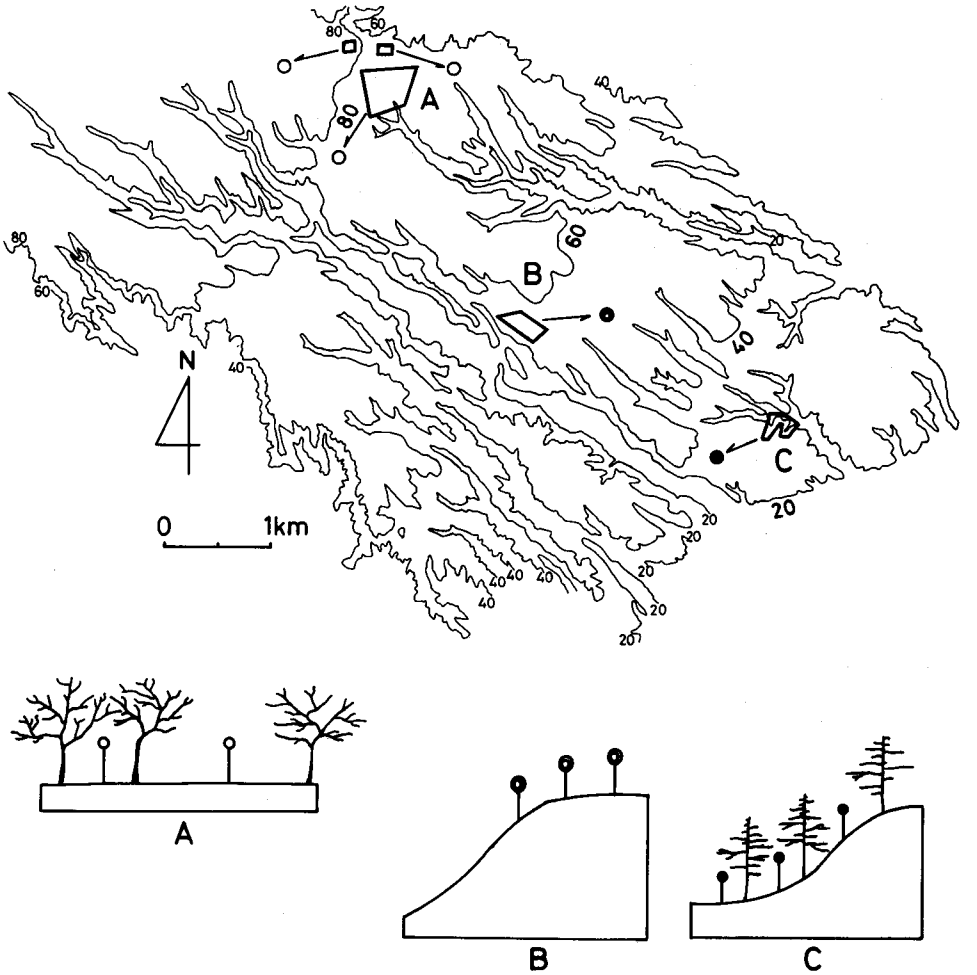

Fig. 12. Location of the damage caused by hoarfrost in *Picea jezoensis* in different topographies and degree of damage:
○ very light damage, ◎ moderate damage, ● heavy damage.

から，エゾマツに被害のあった場所は，晩霜期に強い低温域となることが推定された。被害は地形や植栽方法より標高が低いほど全体に多くなる傾向があることがわかった。

3節　幼齢木の被害と低温域

(1)　林木の耐霜性

2節に示したように，強い低温による幼齢木の被害は，これまでに知られていたトドマツの他に，多くの樹種に及ぶことがわかった。

佐々木（1961）は，樹種の耐霜性について，強弱の順位を，次のように報告している。即

ち，強：グイマツ，アカエゾマツ，ストローブマツ，中：ドイツトウヒ，カラマツ，弱：エゾマツ，トドマツ，である。本章に示した各樹種の被害を春と秋に分け，標高，地形および植栽方法で分けるとTable 5のようになった。被害率50％以上を激，30％以上を中，15％以上を軽，15％以下を微として表わした。

Table 5. Relations between frost damage and topography.

Species	Year	Month	Altitude (m a. s. l.) >70	>50	>30	15	Topographies: Upper part of the slope	Lower part of the slope	Valley bottom	Plateau	Planting under planting
P. glehnii (アカエゾマツ)	1981	May	Light				Light	Light			
					Light			Light			
	1983	Oct.		Moderate			Moderate				
	1983	Oct.			Heavy			Heavy			
P. jezoensis (エゾマツ)	1981	May		Heavy				Heavy			
	1983	Oct.		Minute			Minute				
					Minute		Minute	Minute			
	1985	May				Heavy	Heavy	Heavy	Heavy		Heavy
	1985	May		Light			Light				
	1985	May	Nothing							Nothing	Nothing
A. sachalinensis (トドマツ)	1981	May			Heavy			Heavy			
P. koraiensis (チョウセンゴヨウ)	1981	May		Light			Light	Light			
	1981	May			Moderate			Moderate			
P. abies (ヨーロッパトウヒ)	1981	May	Light				Light	Light			
L. kaempferi (カラマツ)	1983	Oct.			Minute			Minute			
L. gmelini (グイマツ)	1981	May			Nothing			Nothing			
P. banksiana (バンクスマツ)	1981	May		Heavy				Heavy			
					Heavy			Heavy			
P. strobus (ストローブマツ)	1981	May		Heavy				Heavy			
C. obtusa (ヒノキ)	1981	May			Heavy				Heavy		
	1983	Oct.			Heavy				Heavy		
C. pisifera (サワラ)	1981	May			Heavy				Heavy		
	1983	Oct.			Heavy				Heavy		
P. rigida (リギダマツ)	1981	May		Heavy				Heavy			
	1983	Oct.		Heavy				Heavy			
P. densiflora (アカマツ)	1981	May		Heavy				Heavy			
	1983	Oct.		Heavy				Heavy			
P. contorta (コントルタマツ)	1981	May		Heavy				Heavy			
	1983	Oct.		Heavy				Heavy			
P. parviflora (ヒメコマツ)	1983	Oct.		Minute			Minute	Minute			

アカエゾマツは，春の低温に対しては被害率が30％以下（Table 3）で小さく，地形と標高を問わず耐霜性は強かったが，秋の低温に対しては標高が50 m以上であっても被害が見られた。森田（1974）によれば，アカエゾマツは成長の開始時期がトドマツやエゾマツより遅く，晩霜害にかかりにくいとされている。しかし，Table 4によると，アカエゾマツとエゾマツは共に被害をうけ，しかも，アカエゾマツの被害がエゾマツより大きかった。これは，2節に示したように，被害は1984年春の低温によるのではなく，前年秋の強い低温によってもたされたためと考えられる。また，このことから，アカエゾマツの耐霜性は晩霜期に強く早霜期には弱いことが推測される。一方，Table 5によれば，晩霜害に弱いとされるエゾマツは，春の低温にたいして被害率が50％以上で大きかったが，標高が70 m以上であれば被害がない。また，標高が50 m以上であれば，斜面上部においては被害が少ない。秋の低温に対しては，標高が30 m以上であれば，斜面上部から下部まで被害が少ない。トドマツは，春の低温に対して，標高30～40 mの斜面下部において被害が大きい。ヨーロッパトウヒは標高70 m以上であれば，被害が少ない。

今田（1958 a）は，晩霜期のトドマツ苗木の凍死の限界温度をそれぞれ1年生，2年生，3年生別に調べ，いずれも－3℃では凍害を受けにくく，－4℃で3時間苗木を冷却すると半数以上が凍害を受けることを報告している。また，冷却の持続時間との関係について，－4℃で2時間冷却した結果が，－3℃で4時間冷却した結果と同様であるとしている。1981年5月31日～6月1日の晩霜害の場合は，気温は－3℃以下に下降せず，強い低温ではないが，起こった時期が5月末から6月初めで，ほぼすべての樹種の新葉が出てしまった時期であったことが被害を大きくしたものと考えられる。一方，1985年の晩霜害の場合は，－3℃以下の強い低温が長時間続いたことが原因となっていると考えられ，今田（1958 a）の報告と一致した。このことは，気温の下降の他に夜間における低温の持続時間が，被害と関係があることを示している。また，晩霜害の場合は，いずれも植栽後3年以内に多く起こっている。

(2)　晩霜期および早霜期の低温域

被害状況，樹木の耐霜性および植栽方法を考慮して，晩霜期と早霜期の苫小牧演習林内の低温域の分布を地形毎に検討した。

今田（1962）は，樹木が霜害をうける高さ（以下霜高と記述する）は谷において最も高く，苫小牧演習林で，霜高は台地において1 m，谷において2 mであると報告している。Fig.10に示したトドマツは1981年6月の調査では，台地（P－1）において1 m以下，広い谷（V－1）において12～13 mの高さに新葉の赤変が見られた。しかし，1984年および1985年の被害調査では，霜高は同じ場所の谷底においても，また，台地や斜面上部においても1 m以下であった。このように，霜高は同じ谷底であっても，年によって著しく異なることがわかった。被害が現われる時の低温の度合いは，毎年ほぼ同程度であるが，年による霜高の大きな違いは，晩霜期の谷底の接地冷却層の厚さの違いによるものと考えられる。すなわち，1981年には，一様な冷

気層の高さが谷底において12～13mに及んでいたことが推測される。

被害と地形との関係を見ると，谷底と斜面下部の他に，これまで，温暖であるために安全である（今田，1954 a）とされた斜面上部においても，被害が現われることがわかった。とくに，アカエゾマツの場合はFig.13に示すように，斜面上部においても被害が見られた。アカエ

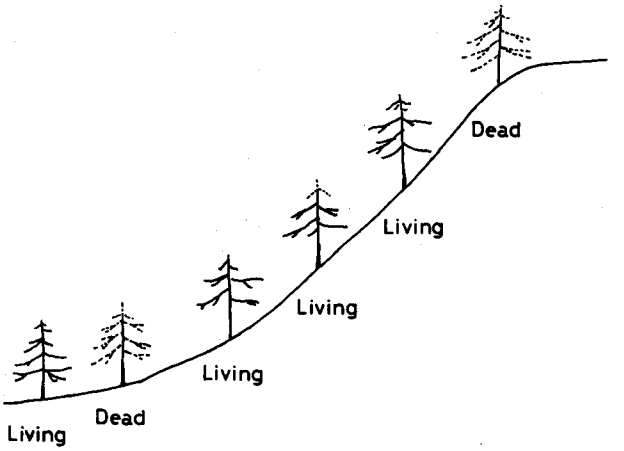

Fig. 13. frost damage of planted trees(*Picea glehnii*; 0.8m height, 13 years old) on the side slope of the valley.

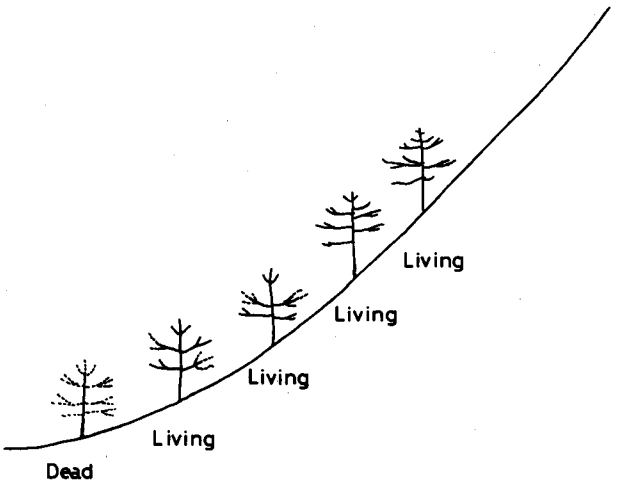

Fig. 14. Frost damage of planted trees(*Pinus koraiensis*: 0.8m height, 10 years old) at the lower part of the slope.

ゾマツの被害は，秋の強い低温時に，造林地の地形にかかわらず起こっている。また，標高30 m の低い地点においてとくに被害が大きかった。アカエゾマツの被害を指標として低温域を推定すると，早霜期には標高の低い地点の谷底の接地冷却層の厚さが谷横斜面上部にまで及んでいることが推定される。チョウセンゴヨウの被害は，Fig.14 に示すように斜面下部に多く上部へ行くに従って少なくなる。また，標高が 60 m の地点では斜面下部でも被害が少ない。これは，晩霜期に谷底において温度勾配が大きい場合があることを示している。さらに，エゾマツの例のように，同一の樹種で比較すると，被害は標高が低くなるほど多くなる傾向が見られた。すなわち，標高 80 m の高い地点においては低温域となっていない。また，標高 55 m 以下の低い地点においては接地冷却層が厚くなっていることが推定された。エゾマツは標高 80 m の台地において，広葉樹天然林内への単木的な植え込みがされているが，被害がなかったのは上木による保護効果ではなく，この地域が低温域となっていないためと考えられる。また，標高 55 m 以下の斜面において，カラマツを上木とする樹下植栽であるにもかかわらず被害が多かったのは，この地域の強い低温が上木の保護効果を超えているためと考えられる。

凍害における樹下植栽の効果について，斉藤ら（1966）は上木の樹冠投影率 0.3 以下では被害が大きく，0.6 以上であれば凍害は軽減されるが成長が阻害される，としている。また，船越ら（1979）は，上木被圧下でトドマツの成長が阻害され，上木疎開後に伸長量が増すことを報告している。一方，今田（1949）は樹高 10 m の孤立したストローブマツの下において，最低気温が裸地よりも 2 ～ 4 ℃高いことを報告している。また，東（1953）は，樹高 13 m のエゾマツ孤立木の下が同様に 1 ℃前後の昇温効果があることを報告している。すなわち，常緑性針葉樹の樹冠下であれば，1 ℃以上の昇温効果があるが，上木が針葉樹の場合，樹冠投影率が大きくなる恐れがある。したがって，上木によって地表面付近の低温を緩和する効果を大きくすると，逆に夏の陽光不足により下木の成長は望めないことになる。苫小牧演習林においては，落葉性広葉樹林内と林内裸地との最低気温の差は，晩霜期に 0.5℃前後であり，年平均気温の差は 1981 年に 0.3℃であった（苫小牧演習林気象月報）。すなわち，落葉性広葉樹林による昇温効果は 0.5℃以下である。したがって，エゾマツの樹下植栽における，カラマツおよび落葉性広葉樹の上木による昇温効果は，多くても 1 ℃以下であったと考えられる。

晩霜期および早霜期には毎年霜日が現われるが，樹木の被害の現われ方は春と秋では異なり，また，樹種によっても，それぞれ異なることがわかった。本章の 2 節に示した被害は，これまでに明かにされている要因によって説明出来ないことがわかった。霜日であっても被害があるとは限らないが，霜害が起こるのは夜間冷却日である。被害を防ぐためには，これまでのように樹種と地形を選ぶだけではなく，地形と低温域の現われ方との関係を詳細に考慮する必要があることがわかった。次章以下においては，これらの被害と関係の深い微気象の要素について，さらに解析を行ない，苫小牧演習林とこれを含む樽前山麓台地全域の夜間冷却の概要を明かにした。

3章　丘陵性台地の夜間冷却

1節　移動観測による接地層の気温分布

風の弱い晴夜には，地表付近は強く放射冷却するが，冷却過程および冷却量(近藤，1982)は地形によって著しく異なる。本章においては，上空の一般流からの乱流混合による熱伝達の影響を受けやすい，緩い傾斜の台地(A)において，晴夜の冷却の特徴を詳細に，面的に明らかにすることを目的として広域にわたる移動観測を行なった(Fig.15)。さらに，上記の単純な地形

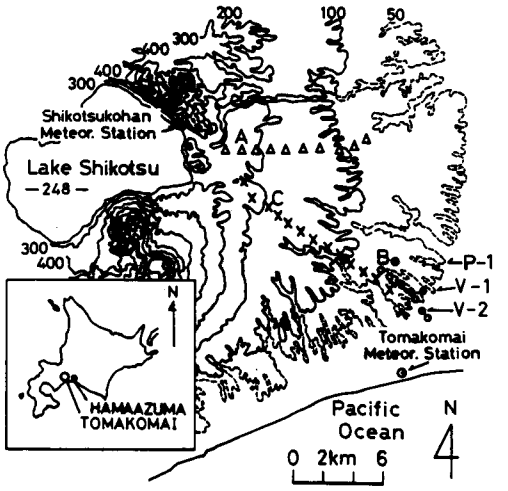

Fig. 15. Topographic map of the observation area and location of the observation sites.

の台地の他に，深い谷に隣接した複雑な地形の台地(C)において，同様の移動観測を試みた。また，観測結果を苫小牧演習林，支笏湖畔，浜厚真および苫小牧市街地のそれぞれの気温と比較し，晴夜の広域にわたる冷却を検討した。Fig.15におけるV－1とV－2は苫小牧演習林内の広い谷と狭い谷，P－1は苫小牧演習林内のほぼ平坦な台地で，それぞれ連続観測を行なった地点である。また，浜厚真と支笏湖畔の気象観測データも今回の解析に使用した。太平洋岸の浜厚真は苫小牧市から約18 km離れ，北海道環境監視センターの測定局で，北海道電力火力発電所の煙突に測定器を取り付け，地上1.5 m，37 m，76 m，116 mおよび158 mの気温と地上10 mおよび158 mの風向・風速の高度別の測定を行なっている。支笏湖畔観測所は湖の東端にあり，湖岸から約300 m，湖面より比高32 m，標高280 mの山腹地点に位置して観測地域中最も標高が高い。

Fig.15の測線Aは国有林内の西から東へ緩く傾斜した長さ約10 km，標高68～240 mの台

地で，東端の地点は谷底幅約 25 m，深さ約 15 m の狭い谷になっており，測線Aは東端においてこの谷とT字型に交差している。

測線Cは苫小牧市街地から支笏湖に至る国道 276 号線沿いの長さ約 15 km であって，標高（40～240 m）は測線Aとほぼ等しい。測線Aの地形が全体に単純な緩い傾斜の台地であるのに比べて測線Cの地形は測定地点毎に異なっている。また，測線Cにおいては測線の南側に，ほぼ測線に添って深さ 40～60 m の谷があり，測線が谷と接した地点は深い崖の縁となっている。移動観測には林道と，夜間に交通量のほとんどない国道を利用した。観測は約 1 km 毎に車で移動しながら行なったが，測定は車両から離れて車両の影響のない地点で行なった。また，測定には，針葉樹林の林縁から少なくとも 50 m 以上離れた場所を選び，同一場所を 2 回以上往復し

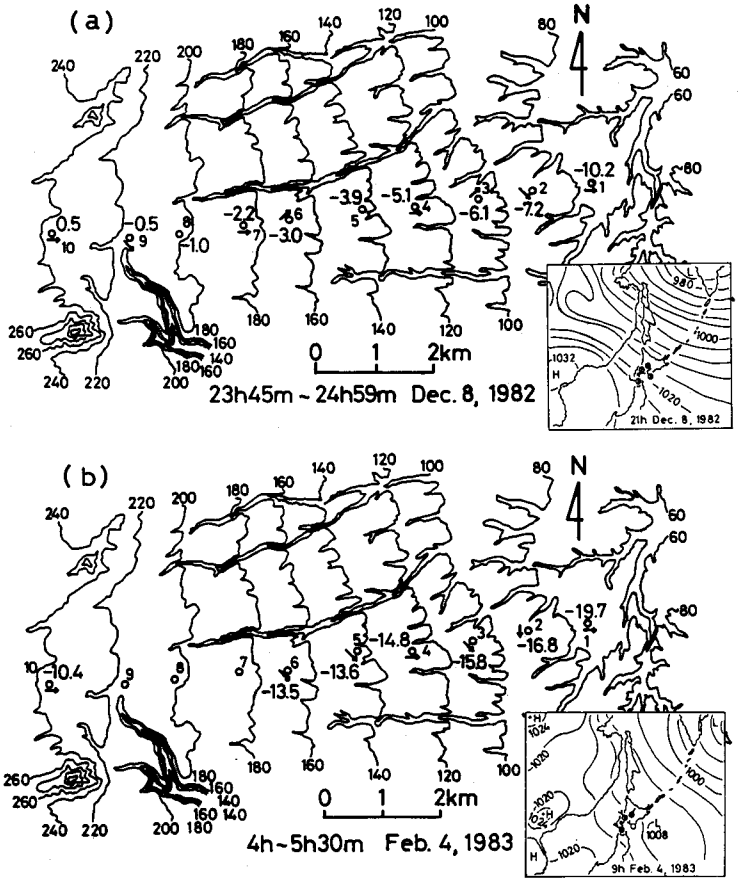

Fig. 16. (a) Air temperatures and wind directions at the height of 1.5m on the gently sloped plateau(A line) on Dec. 8, 1982 and surface weather chart.
(b) Same as in Fig. 16(A), except for Feb. 4, 1983.

て移動中の時間変化を求めた。落葉樹林の場合には，頭上に枝が張っていない場所を選んだ。

なお，観測結果は，広い地域の温度分布を示すことになるが，標高20mから280mまでを同時に比較する時は湿潤断熱減率を適用して，標高による温度の違いを補正した。

2節　接地層の気温分布

Fig.16(a)に緩い傾斜の台地上の測線Aにおいて得られた1982年12月8日23時45分～24時59分の気温と風向(→印)を気圧配置図と共に示した。厳冬期には苫小牧演習林において，この西高東低の気圧配置の時に晴天となる日が多い。観測日には，一般風の風向は西方向

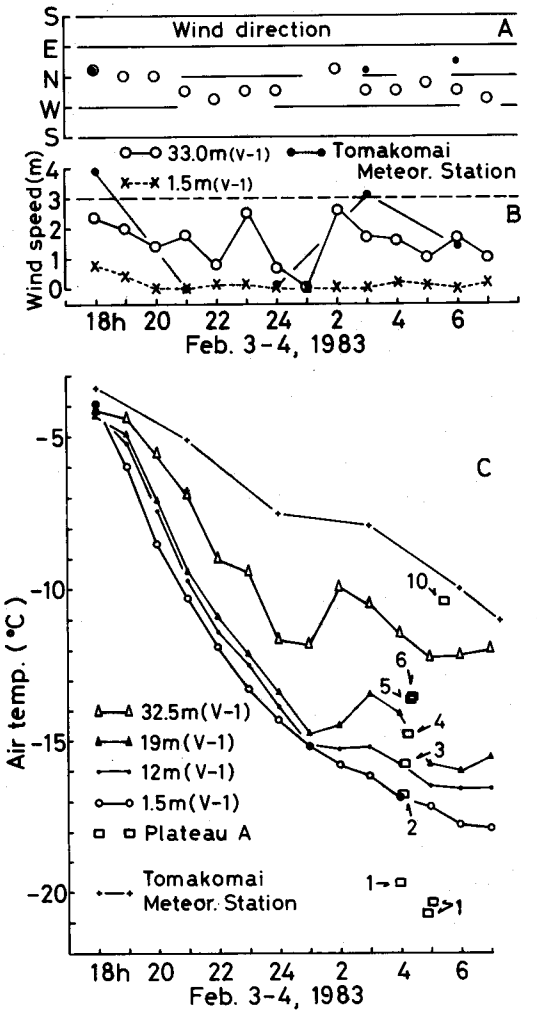

Fig. 17. Variations and distributions of air temperatures, wind directions and wind speeds in the valley in the plateau(A line) and at the Tomakomai Meteor. Station.

であり，観測地点によって風向は一定しないが，最大傾斜方向の一般風と等しい西風が最も多かった。移動観測中，風速は No. 1 ～No. 9 まで 0.2 m/s，西端の No.10 のみ 0.5～1.5 m/s であった。850 mb の気温は 12 月 8 日 21 時に－16℃，2 月 3 日 21 時に－19℃で温度差は小さかった。しかし，地表においては，放射冷却によって両日の温度差は 10℃に及んでいた。気温は東端の一点を除き，標高 90 m（No. 2）から標高 240 m（No.10）までいずれも標高が約 20 m 増すごとに約 1 ℃の上昇を示した。標高 68 m にある東端の谷（No. 1）においては，約 1 km 離れた標高 90 m にある台地（No. 2）の気温に比べて約 3 ℃低い値を示し，他の観測地点とは異なった温度分布であった。Fig.16 (b)は Fig.16 (a)と同様，測線Aの 1983 年 2 月 4 日 4 時～5 時 30 分の気温と風向を示したものである。風向は Fig.16 (a)と同様一定しないが，西，北西，北が多かった。また，風速は No. 1 ～No. 6 において 0.2～0.3 m/s，No.10 において 0.5～0.9 m/s であった。Fig.16 (b)の気温は Fig.16 (a)の 12 月の例に比べていずれの地点においても約 10℃低いが，各観測地点間の気温差は Fig.16 (a)における各観測地点間の気温差とほぼ同様であった。

移動観測中に気温は変化するが，苫小牧演習林の広い谷（V－1）の 2 月 4 日 4 時から 5 時 30 分までの約 1 時間 30 分の気温の変化は 1 ℃以内であったので，一定とみなした(Fig.17)。測線Aの気温を苫小牧演習林の広い谷（V－1）の気温の時間変化と比較すると，測線Aの東端の No. 1 の気温はV－1 の 1.5 m 高の気温より約 2 ～ 3 ℃低い。また，測線Aにおいては，苫小牧演習林の広い谷（V－1）と同様の安定な温度成層が形成されていることがわかった

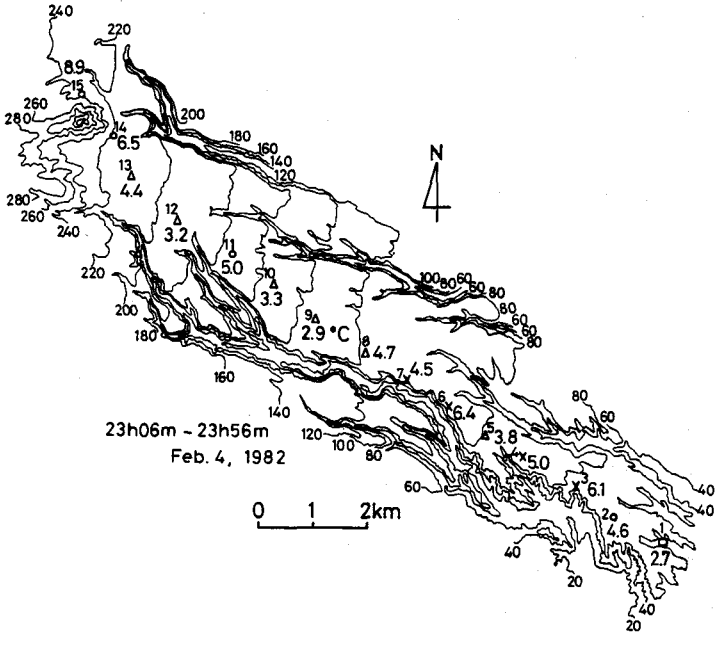

Fig. 18. Differences of air temperatures between each point and V-1 point.

(Fig.17参照)。苫小牧演習林の広い谷(V－1)の1.5mにおける日の出前の最低気温は隣接した苫小牧測候所より7～8℃低かった。V－1の谷底の地表付近においては，測線Aと同様に0.2～0.4m/sの弱い間欠的な風が夜間を通じて吹いていた(Fig.17.B)。

Fig.18に国有林の測線Cの各測定点の温度と各観測時刻の苫小牧演習林の広い谷(V－1)の1.5m高の温度(－21.4～－22.2℃)との差を示した。No.1が浅い谷(□印)，No.2，No.11，No.14，No.15が斜面(○印)，No.5，No.8，No.9，No.10，No.12，No.13が平地(△印)，No.3，No.4，No.6，No.7が崖の縁(×印)である。風向は測線Cの方向と等しい北西風が最も多く，風速はNo.1～No.14において0.2～1.0m/s，No.15において1.0～1.5m/sであって，測線Aと同様，全般的に小さな値であった。Fig.18に示したように，測線Cに沿った観測点の温度と苫小牧演習林の広い谷(V－1)との温度差はいずれの地点においても3～9℃であり，広い谷(V－1)に比べて，強い冷却が起こっていないことを表わしている。また，温度差と標高との関連性がうすい。しかし，地形の影響は顕著に表われている。すなわち，谷底(No.1)および平地(No.5，No.9，No.10，No.12，No.13)において，広い谷(V－1)との温度差は小さく，斜面(No.2，No.11，No.14，No.15)および崖の縁(No.3，No.4，No.6，No.7)においてより大きい値を示した。これは，風速が弱まりやすい地形においてのみ，一時的に冷却が進行するためと考えられる。また，崖の縁が相対的に気温が高かった現象は，田中ら(1982)が示したように，谷横斜面上部が夜間を通じて谷底と比べて温暖であることと同様の現象と考えられる。これについて今田(1954 a)が最低気温の観測を行ない同様の結果を得ている。これは，崖の縁および斜面上部においては冷却された空気が雪面上に長く留らず，常に上空との混合が起こりやすく，厚い接地冷却層が形成されにくいためと推定される。この例のように，斜面上部と標高差が20～60m程度の谷底とを比べると斜面上部では，風の弱い晴夜にあっては2～4℃温暖であることがわかった。

3節　上層の気温分布

Fig.19(a)は苫小牧測候所の東方18kmの太平洋岸にある浜厚真の1983年2月3日～4日の気温および風向・風速の鉛直分布の時間変化である。また，Fig.19(b)は，標高280mにある支笏湖畔観測所の地上1.5mの風向・風速および気温の時間変化である。浜厚真の上空37m以上においては夜間を通じて温度勾配が小さい。また，浜厚真の上空の気温と標高280mの支笏湖畔の地上気温は，ほぼ同程度の値であり，いずれも強い冷却は生じていないことを表わしている。風速は支笏湖畔においては，3m/s以下で，小さな値であった。浜厚真においても風速は20時以後は3.5m/s以下で，支笏湖畔の風速と同程度であった。浜厚真の風向は，上空において北から北西または西方向であった。これは気圧配置から，一般風の風向とほぼ一致する。支笏湖畔においては，風向は夜間を通じて一定していない。

Fig.20に測線Aの移動観測の結果，苫小牧演習林の広い谷(V－1)，浜厚真，苫小牧演習林の台地(P－1)および支笏湖畔のそれぞれにおける温度を比較して示した。支笏湖畔およ

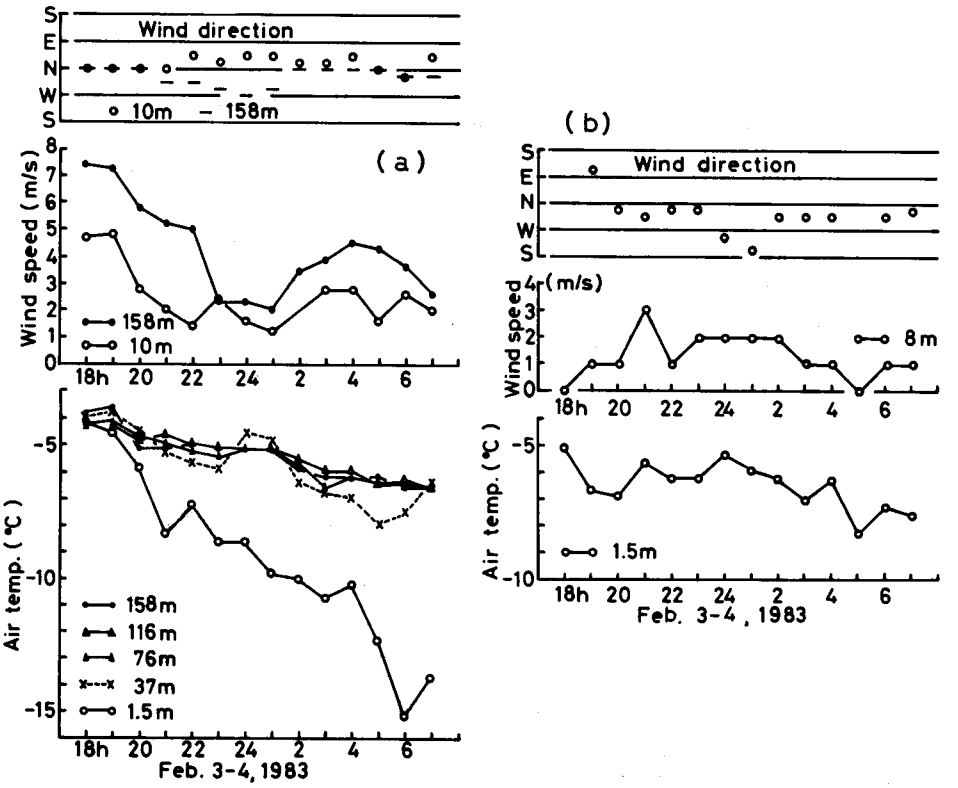

Fig. 19. (a) Nocturnal variations of wind speed and wind direction at two different heights and the change of air temperatures at five different heights above the ground(Hamaazuma).
(b) Nocturnal variations of wind speed, wind direction and air temperature at Shikotsukohan(280m a. s. l.).

び太平洋岸の浜厚真上空の温度は，測線Aのうち最も標高の高い西端（No.10）の温度に近い値を示している。

4節　広域の冷却

Fig.20 から，太平洋岸の浜厚真の上空 37 m 以上と標高 280 m の支笏湖畔の地表付近の気温はほぼ同じ値を示し，浜厚真の地表付近の気温より高いが，これは，このような高温な一般流が夜間を通じてこの観測地域全体の上空をおおっていたためと考えられる。測線A（台地）の気温は標高が増すにつれて直線的に上昇していた。これと類似の結果は鈴木ら（1982）により報告されている。鈴木ら（1982）は 2 ～ 9°の緩い傾斜の斜面において温度勾配を比較し，最低気温は標高に対して直線的に上昇することを報告している。測線Aの緩い傾斜の台地においても，標高が高くなるに従って上述した上空の温暖な一般流に近くなり，上空からの乱流混合により温度低下が妨げられたものと考えられる。田中ら（1983）は，静穏または微風の時は，

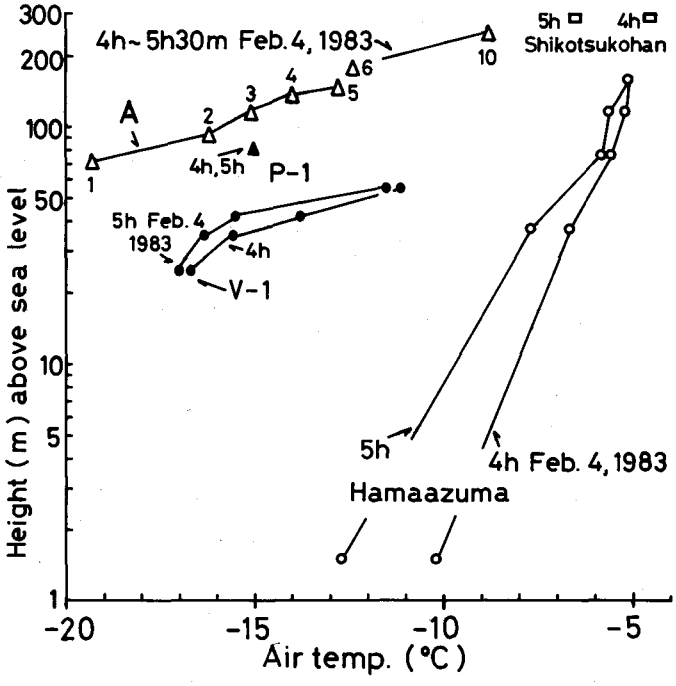

Fig. 20. Comparison of vertical profiles of air temperatures at five different places.

谷すじと平坦な台地の地表付近において同程度の冷却が起こることを報告している。測線Aの緩い傾斜の台地のうち，標高の低い地点(No. 2)の温度は，それよりさらに標高の低い苫小牧演習林の広い谷（V－1）の地上温度とほぼ同程度であった。測線Aの東端（No. 1）と隣の台地(No. 2)においても同様に，同程度の冷却が起こり得ると推定される。苫小牧演習林の広い谷（V－1）と台地（P－1）の夜半前23時の温度はほぼ等しい値であるが，翌朝4～5時には谷（V－1）との差が生じている(Fig.20)。このことから，測線Aの谷(No. 1)と台地(No. 2）においても，日没直後から夜半前までは温度差は小さかったものと推定される。谷すじと台地において，翌朝4～5時に見られた約3℃の温度差は，田中ら（1983）が示したように，谷すじにおいてより冷却したのではなく，台地において夜半以後に乱流混合によって温度低下が妨げられたためと考えられる。

Ishikawa (1977) が報告したように，苫小牧演習林においては厳冬期の，風の弱い晴夜に，逆転の強度が弱い場合がある。逆転の強度とは，谷底と谷横の丘の上におけるそれぞれの温度の差である。これは，本章に述べたように，晴夜には樽前山麓台地全域の地表面が一様に放射冷却されるためで，谷底が強い低温域となる時は，谷底と台地だけでなく斜面上部および丘の

上においてもほぼ同程度の低温域が現われる。

測線Aの東端（No. 1）は谷とT字型の交差しているが，この谷の温度は苫小牧演習林の広い谷（V－1）のそれより約2℃低い。これは，測線AにおいてはV－1より谷底幅が狭いので，上空からの乱流混合がV－1より少なかったために温度差が生じたものと考えられる。

測線Aの谷（No. 1）で得られた温度は，この観測地域全域における風の弱い晴夜の最大冷却量（近藤，1982）に近い値となっているものと推定された。

4章　地形による放射冷却過程の相違

風の弱い晴夜には地表付近は放射によって一様に冷却される（羽生寿郎，1980）。実際の林地の地表付近においては，地形によって日の出直前の最低気温が著しく異なることは知られている。苫小牧演習林においては，標高差20～30 mの浅い谷すじの底が強い低温域となる。田中ら（1982）は，夜間冷却時には谷の上空33 mにおいて，風速は3.5 m/s以下で変動し，この風の強弱は上空の気温の変化に影響を与えたが，谷底の冷却過程にはほとんど影響しなかったことを明かにした。

夜間冷却時の風と気温の関係について，斉藤ら（1966）は窪地と平地の地表面付近の気温と風速の観測を行ない，窪地に強い冷却が起こるのは風速が平地に比べて常に弱いためであること，また，風速が極度に小さい場合の冷却速度は窪地も平地も同程度であることを報告している。

本章においては，上空の風の影響を受けやすいほぼ平坦な台地（P－1，P－2）と谷（V－1，V－2）の底および谷上空において，風の弱い晴夜の冷却過程と冷却速度を観測し，各地形の冷却現象の差異について検討した。また，谷すじ全体の冷却において，上流の冷却が下流の冷却に寄与しているかどうかを知るために，狭い谷すじの上流から下流までの気温と風向・風速の移動観測をおこない，谷すじ全体の冷却機構を明かにした。

さらに，谷下流出口において，高速道路建設による盛土が谷すじをせきとめている事例を抽出し，谷底と盛土工作物周辺の気温，風速がどのように変化するかを移動観測により調査した。なお，盛土の中央は縦2 m，横4 mの水路用カルバートボックスが設置されている。

移動観測地点は，演習林内の浅い谷すじ沿いの測線Bである（Fig. 1，Fig. 2およびFig. 15）。長さは上流から下流まで約5 km，両側の丘との標高差は上流で約15 m，下流において約20 mである。両側の谷横斜面の平均傾斜は約11°，谷底の縦断勾配は約1/100で緩やかである。谷上幅は300～400 m，谷底幅約20 mで上流へ行くに従って狭くなるが，観測地点毎の相違はわずかであり谷全体をほぼ一様な地形と見なすことができる。さらにこの谷横の丘も観測の対象とした。

移動観測においては，地上1.5 mの気温を通風装置を取りつけた半導体素子により，風速を熱線風速計によって測定した。観測は200～800 mの間隔で，車で移動しながら行なった。

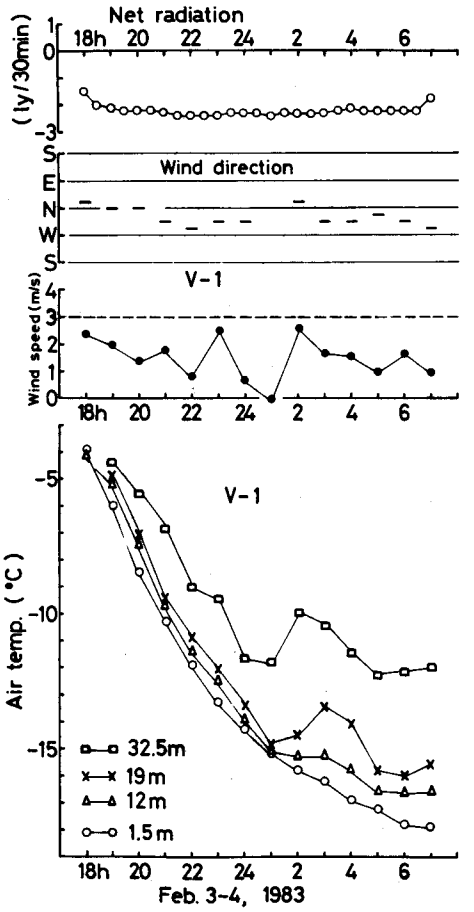

Fig. 21. Nocturnal variations of net radiation, wind speed & wind direction at 33m height and air temperatures at four different heights above the ground.

1節　台地と谷底の冷却

Fig.21 に広い谷（V－1）で得られた高度別の冷却過程と風向・風速，および正味放射量の時間変化を示した。また，Fig.22 と Fig.23 に平坦な台地（P－1）および狭い谷（V－2）の高度別の冷却過程をそれぞれ示した。広い谷（V－1）の上空 32.5 m においては日没後の冷却が 24 時前後に停止し，その後はあまり進行していない。この傾向は谷の下層へ行くほど不明瞭となり，冷却停止時刻も遅くなり，谷底の地表付近においては，日没直後から日の出直前まで冷却が続いた。台地（P－1）においては地表付近から地上 5 m まで全層にわたり冷却が起こるが，24 時前後に一時的な昇温が起こっている。この過程は谷の上空 32.5 m の気温の変動と類似している。また，上空 5 m と地表付近との気温差が谷の場合に比べて大きい。一方，狭い谷（V－2）の場合は台地上と異なり，とくに上空 5 m と地表付近との気温差が著しく小さい。したがって，夜半以降は少なくとも地上 5 m までは一様な冷気層になっていた。

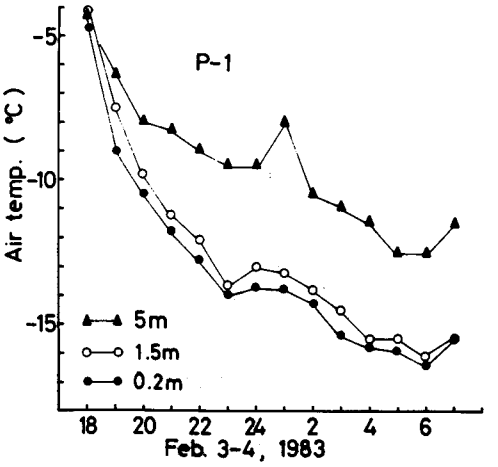

Fig. 22. Nocturnal cooling process at three different heights above the ground on the flat plateau.

谷上空 33 m の風速は 1 ～ 3 m/s, 風向は夜間を通じて谷おろし方向であった。正味放射量は日没約 1 時間前の 15 時 40 分頃に負となり，日没 2 時間後の 18 時 30 分頃に −2.1 ly/30 min となった。その後, −2.1～−2.4 ly/30 min の間で変化し, 翌朝の日の出後の 8 時 50 分頃に正となるまで夜間を通じてほぼ一定であった。谷底に最低気温が現われた時刻は 6 時 50 分であっ

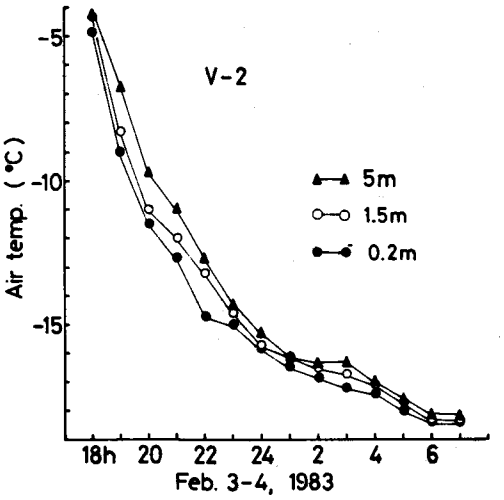

Fig. 23. Nocturnal cooling process at three different heights above the ground in the narrow valley.

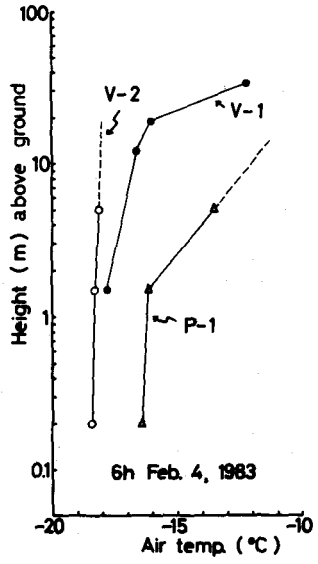

Fig. 24. Comparison of vertical profiles of air temperatures in different topographies.
V-1 ; wide valley, V-2 ; narrow valley, P-1 : flat plateau.

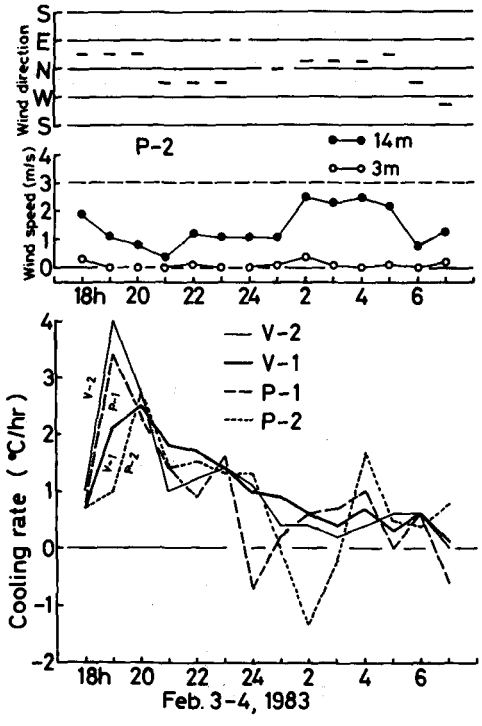

Fig. 25. Nocturnal variations of wind direction and wind speed at two different heights above the plateau(P-2), and comparison of the cooling rates at 1.5m height at four different topographies.

た。

Fig.24 に広い谷（V－1），台地（P－1）および狭い谷（V－2）における翌朝6時の温度の垂直分布を示す。広い谷（V－1）の温度勾配は上空へ行くに従って大となる傾向が見られた。それぞれの地点の温度勾配は地上1.5mから5mまでにおいて，V－1で0.6℃/5m，V－2で0.2℃/5mおよびP－1で2.3℃/5mであった。地表付近の1.5mから地上5mまでの温度勾配は台地において大きく，狭い谷では非常に小さくなっていた。

Fig.25 に，台地（P－1，P－2）および谷（V－1，V－2）の4地点における1.5m高の冷却速度を示した。冷却速度とは，斉藤ら（1966）が示した気温降下速度（℃/hr）のことである。台地（P－2）の14m高の風向・風速と3m高の風速の時間変化も併記した。また，Fig.26 に4地点における1.5m高の気温の時間変化を示した。谷も台地も同様に日没直後に最も冷却速度が大きく，その後急激に減少し，日の出近くになるにつれて次第に0℃/hrに近づく。18時から23時の間の冷却は谷も台地も同程度に起こっている。また，18時から20時までの冷却速度を詳細に比較すると，広い谷（V－1）より台地（P－1）の方が大であり，P－1においては狭い谷（V－2）と同程度の冷却が起こっている。一方，台地の二つの例につい

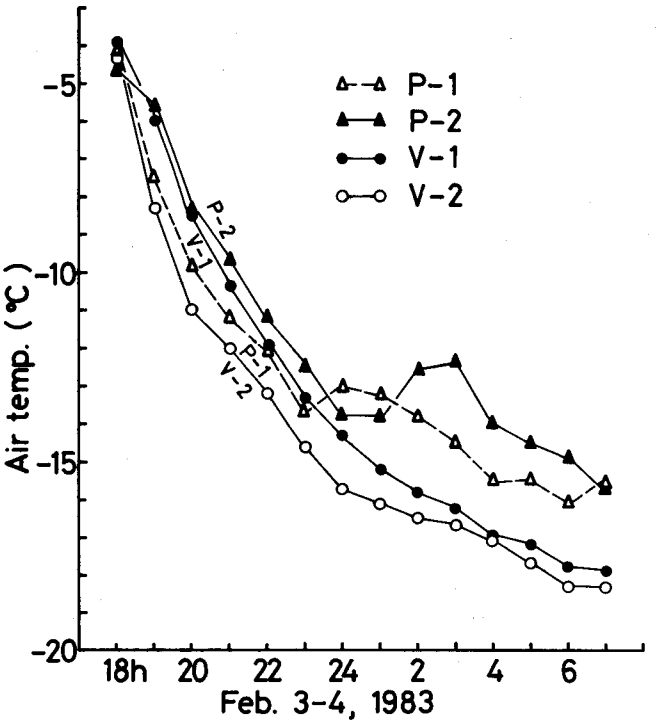

Fig. 26. Comparison of nocturnal cooling process at 1.5m height at four different topographies.

て見ると，谷と異なり24時間前後に一時的な冷却の停止が起こって，夜半以後に再び冷却を開始し，冷却速度は再び谷のそれと同程度になる。しかし，台地の日の出直前の最低気温は谷底の値に及ばない。この時の台地（P－2）上空14mの風速は1～3 m/sで，広い谷（V－1）上空33mのそれと同程度，風向は谷おろし方向の北西であった。また，台地（P－2）の3m高の風速は夜間を通じて0～0.4m/sであり，広い谷（V－1）の1.5m高においても，風速は0～0.5m/sで，いずれもほとんど無風に近い静穏または微風であった。

2節　谷すじの気温分布

(1)　谷すじの気温

Fig.27とFig.28に演習林内の狭い谷すじBの上流から下流まで（No.1～No.6）の1.5m高の気温を示した。Fig.27の地図上に当日の気圧配置と共に，狭い谷すじBの中の定点（V－2）と谷横の丘（No.7，No.8）の気温を比較して示した。Fig.28に狭い谷すじBの中の定点（V－2）の気温の時間変化と移動観測の結果を比較して示した。

谷底においては，上流から下流までほぼ同程度の温度（－14℃）が測定されたが，これらに比較して谷横の丘（No.7，No.8）は2地点とも高い温度（－10℃以上）であった。また，谷すじの各地点の気温は移動観測中に変化するが，定点（V－2）の冷却過程とほぼ一致した値を示した（Fig.28）。したがって，谷上流から谷下流まで同時に冷却が起こっており，谷上流あるいは谷横斜面からの冷気の下降によって，谷下流がとくに強く冷却される現象は見られな

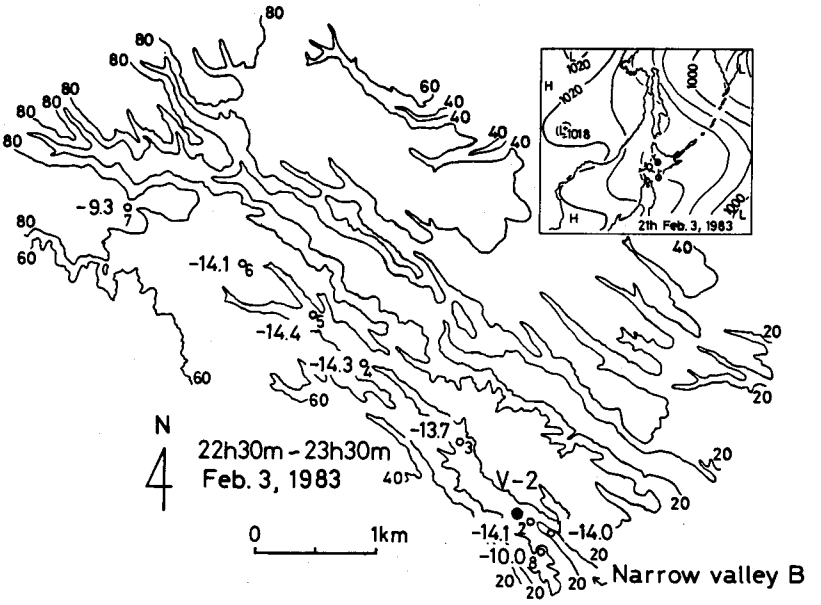

Fig. 27. Air temperatures at the height of 1.5m along the narrow valley B and on the hill, and surface weather Chart.

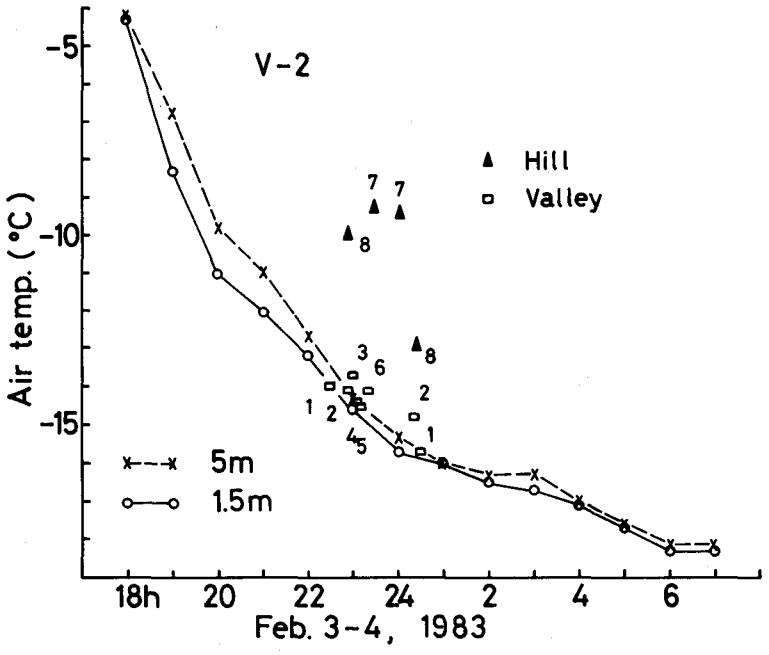

Fig. 28. Distribution of air temperatures on the hill and in the valley.

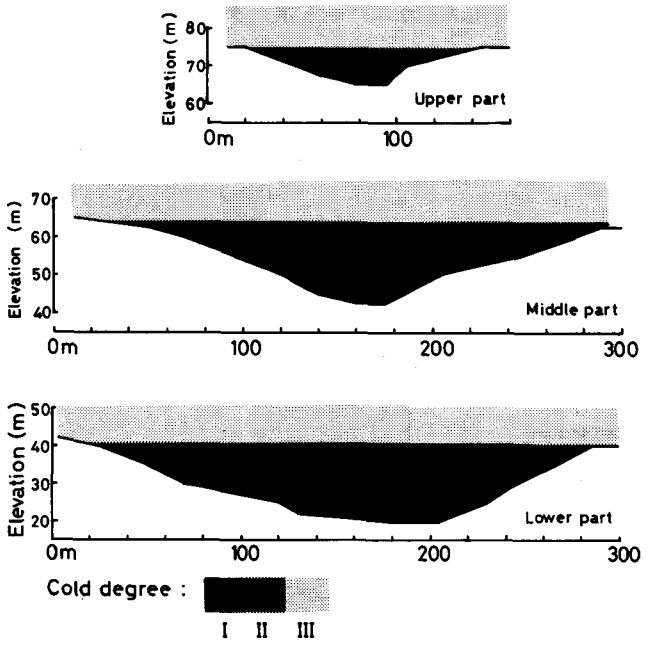

Fig. 29. Cross sections of surface inversion layer in the narrow valley B on a clear and calm night.
Cold degree: I; cold, II; cold+2°C, III; cold+4~5°C.

かった。22時30分～23時30分の間の谷の中の接地冷却層を模式図で示すとFig.29のようになる。上流と下流とを問わず谷底が最も強い低温域となっており，谷横斜面には上空の温暖な気流との混合が見られ，谷横斜面上部に谷底より低温度の冷気塊は存在しない。天気図から，一般風の方向は北西であることがわかる。移動観測中，風向は上流から下流まで一般風と等しく谷おろし方向の北西であり，風速は谷底において0.2～0.7m/s，丘の上において0.8～1.0m/sであった。

(2)　谷閉塞部の影響

谷すじBの下流には谷をさえぎるかたちで盛土がなされ，盛土の中は水路用カルバートボックスとなっている。この盛土が，谷すじに沿った冷気の運動をさえぎっているかどうかを調べるために，盛土周辺とカルバートボックス内の気温と風速を併せて調査した。Fig.30に谷すじBの下流の谷底と盛土周辺の気温，風速の分布を示した。図は22時30分と24時30分の観測結果である。盛土と高速道路横断面の左が谷上流側であり，右が谷下流の市街地側である。破線は盛土内のカルバートボックスを示し，左が入り口，右が出口である。気温はカルバートボックスの中央で谷底より2℃前後上昇し，出口でさらに2℃前後上昇した。また，風速は水路の中全体において1.5m/s前後で，風はほぼ一様に吹いており，谷底の風速(0.2～0.3m/s)に比べると5～8倍に増大している。

Fig.31に，谷すじの定点（V－2）で得られた気温の時間変化と移動観測の結果および苫小牧測候所の気温を比較して示した。カルバートボックス入り口から数m離れた谷の中の気温は定点の値とほぼ同程度であった。また，カルバートボックス出口から数m離れた谷下流においても出口より低い気温が観測された。出口の気温は測候所のそれに近い値である。カルバートボックス入り口で煙によって気流の動きを観察したところ，10m以上の高さの気塊が入り口

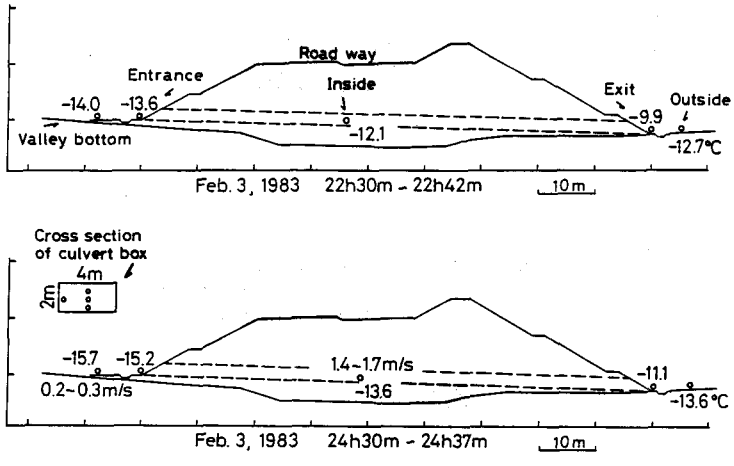

Fig. 30. Distributions of air temperatures and wind speeds in and around the culvert box in the valley.
Small circles: observation points.

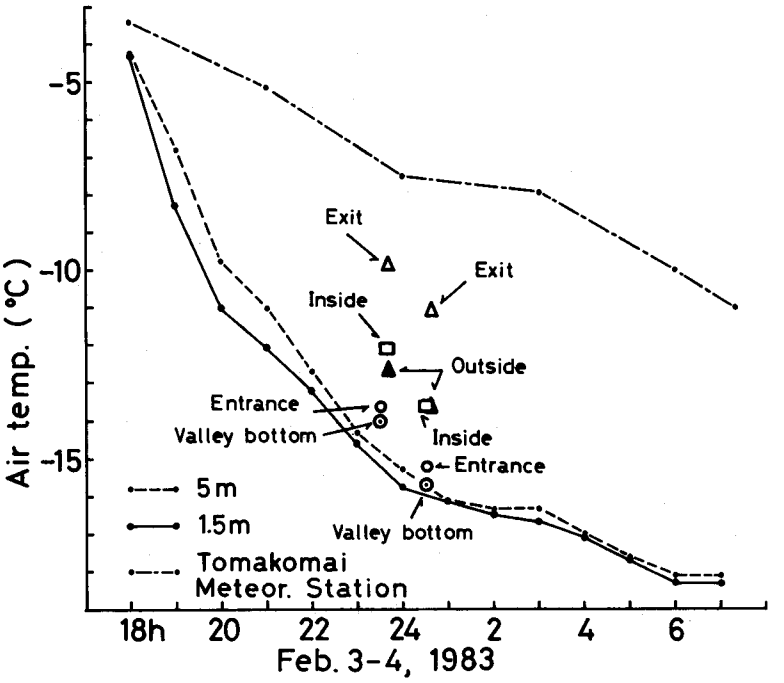

Fig. 31. Variations and distribution of air temperature in the valley(V-2), at the exit and entrance, and on the inside and outside of the culvert box, respectively.

へ吸い込まれた。この高さは，ほぼ谷横の丘の上の高さに等しい。したがって，カルバートボックス入り口で気温が上昇するのは谷上空の一般風との混合が起こるためであり，中央と出口で気温がさらに上昇するのは壁面に接して暖められるためと考えられた。また，上空の気流がカルバートボックスへ流入したのは，カルバートボックス内に夜間を通じて安定な接地冷却層が形成されなかったために，上空の風系がカルバートボックス内にも存在したためと考えられる。上空の風は，風向が夜間には谷すじの方向と等しい北西方向であり，谷下降風であった。したがって，このカルバートボックス内のように地表付近がこのような形で上面を閉鎖された場合には，晴天夜間であっても，地表面に逆転層が全く形成されないことになる。谷の中の接地冷却層と，カルバートボックス内の気流とは気温と風速が全く異なっており，谷底の空気塊はカルバートボックスの入り口付近を除き，カルバートボックスへは流出せず，したがって，谷すじの冷却はカルバードボックスの存在に無関係に進行するとのと推定された。

3節　冷却過程の比較

風の弱い晴夜には，地表付近は日没から夜半にかけて地形によらず一様に冷却が進行することがわかった (Fig.25, 26)。このことは，谷底の夜間冷却が周囲の丘の斜面からの冷気流によるものでないことを示唆する。二つの谷は 24 時以後も引き続いて冷却が進むが，台地は 2 例とも 24 時前後に一時的な昇温が起こった後，再び谷の中と同様の冷却速度で冷却が進む。この

間の台地の風速を見ると，夜半まで1 m/s前後であったものが，夜半の気温の上昇とほぼ同時刻に2 m/s以上に増大している。台地においては，地表付近の冷却に谷の中に比べて上空の風の影響が強く現われた。台地の冷却量[夕刻から朝までの約12時間の温度降下量—近藤(1982)による]が谷底のそれにおよばないのは，台地の地表付近において，上空の空気塊との混合が一時的な昇温をもたらしたために，冷却の進行が一時的に妨げられたためである。つまり，谷の中の冷却過程は，上空との乱流混合が起きにくい地形のために理想的な放射冷却過程となることが多いが，台地は上空の高温な空気との混合が起こりやすいために，放射冷却量を上まわる上空からの熱の供給が卓越する場合がしばしば現われると考えられる。このことは，広い谷（V－1）の上空32.5 mの冷却過程が二つの台地の地表付近の冷却過程と非常によく似ていることとも合致している。また，台地においては，谷と比べて温度勾配が大きく，地表付近に谷より高温な気層が存在する。いいかえると，台地においても，上空からの乱流混合による熱の供給が少なければ，谷の中と同様の放射冷却過程が現われる。また，台地における夜半の風速の強まりを考慮すると，対流あるいは移流が台地の地表付近に一時的な昇温をもたらしている。二つの谷の中の冷却の進行は夜間を通じて指数関数的に変化し，近藤（1982）の示唆している理想的な冷却過程を示している。

広い谷と狭い谷の冷却過程を比較すると，広い谷の気温は夜間を通じて1℃前後高い値を示し，狭い谷ほど強い冷却が起こっている。狭い谷の中は広い谷に比べて上空との乱流混合の効果はより少ないと考えられ，上空の風の変化は谷の中の冷却の進行にほとんど影響を与えていない。

風の弱い晴夜に，谷すじにおいては上流から下流まで同程度の冷却が起こっている（Fig. 27)。さらに，谷底の各地点の冷却は谷の中の定点（V－2）の夜間の冷却過程と一致した。したがって，谷すじにおいては谷底の全ての地点で時間差のない冷却過程が存在することがわかった。このことから，地形がほぼ一様な浅い谷すじにおいては，谷の中の定点（V－2）の冷却過程は雪面の放射冷却によって上流から下流までほぼ同時に，同程度に進行していることがわかった。また，谷すじに強い冷却が起こるとき，谷の下流に気流の抜け道（水路用カルバートボックス）があっても，谷底の地表付近の冷気塊が谷の外へ流出することはない。したがって，谷底の冷却に影響を与えない。

これまで，谷底あるいは盆地の底においては，周囲の高い丘や斜面の地表面で冷却された空気塊の移流が冷却過程に寄与するとされている（Yoshino, 1975)。しかし，以上述べてきたそれぞれの地形の冷却過程を考慮すると，空気塊の動きがより少ない静穏時に，谷と台地において同程度の強い冷却が起こっており，地形の特徴を考えると，台地上の冷却は有効放射のみによるものであって他からの冷気の移流はあり得ない。また，斉藤ら（1966）の報告によれば，純放射は夜間を通じて窪地も平地もほぼ同程度である。したがって，谷底の冷却に及ぼす冷気の移流の効果は小さいことがわかった。

5章　谷すじの夜間冷却

1節　谷横斜面の気温と風向・風速

林地のさまざまな地形と微気象の関係について，今田（1948, 1962），今田・武藤（1958）は晩霜期に，約100 m四方の林に囲まれ台地，谷底および長さ約150 mの斜面において最低気温の観測を行ない，地形毎の低温域分布の違いを明かにした。また，積雪期および融雪期に盆地に起こる放射冷却について，Ishikawa（1977）は，直径約3 kmの盆地底と，盆地の周りの標高差約250 mの丘の上との気温差および盆地内の風の観測を行なっている。さらに，地形と冷気流の生成との関係について中村（1976, 1980），吉野（1981）らの研究がある。

これらの研究において夜間冷却の概要は明らかにされつつあるが，さまざまな地形の違い

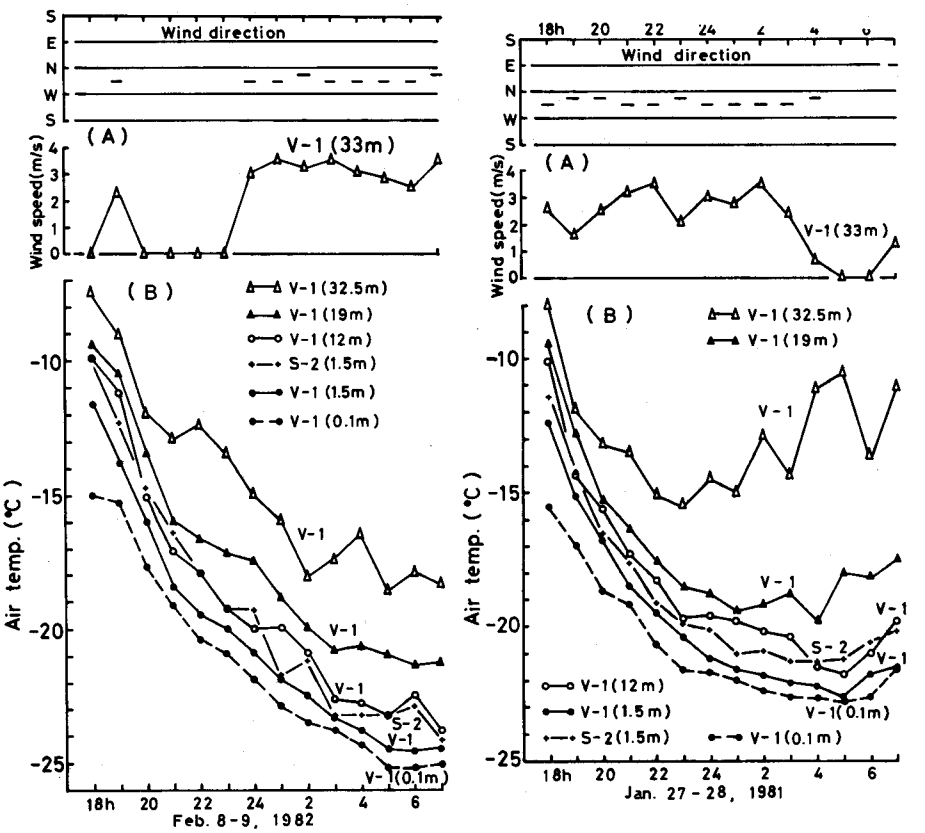

Fig. 32. Nocturnal variations of wind speed and wind direction at the top of the observation tower(A), and of air temperature at five different heights above the ground and on the valley side slope(B).
Left: Feb. 8-9, 1982, Right: Jan. 27-28, 1981.

について，観測実例を集積して検討を重ねる必要がある。

本章においては平坦な台地，広い谷，谷横斜面およびそれらの上空における夜間冷却過程の比較観測を行ない，谷横断面の安定成層をなす気温分布，谷横斜面の間欠的な下降風と地表付近の風向分布などについて検討した。

観測は1章で述べたように，苫小牧演習林の広い谷（V－1）と台地（P－1）で行なった。また，広い谷（V－1）の谷底と，谷横の斜面上部（S－2）において積雪期の熱収支の比較を行なった。温度の測定は雪面上1.2 m 高，0.2 m 高，積雪表面および深さ 5 cm において抵抗温度計によって行なった。また，V－1の谷底において，放射収支量を示差放射計によって測定した。

1981年1月27～28日と1982年2月8～9日に広い谷（V－1）で観測された高度別の気温と33 m 高の風向・風速の時間変化を Fig.32 に示した。晴夜，谷底に強い冷却が起こるとき，地上33 m の風速は3.5 m/s 以下，風向は谷の上流から下流へ吹き下ろす北西方向の下降風で

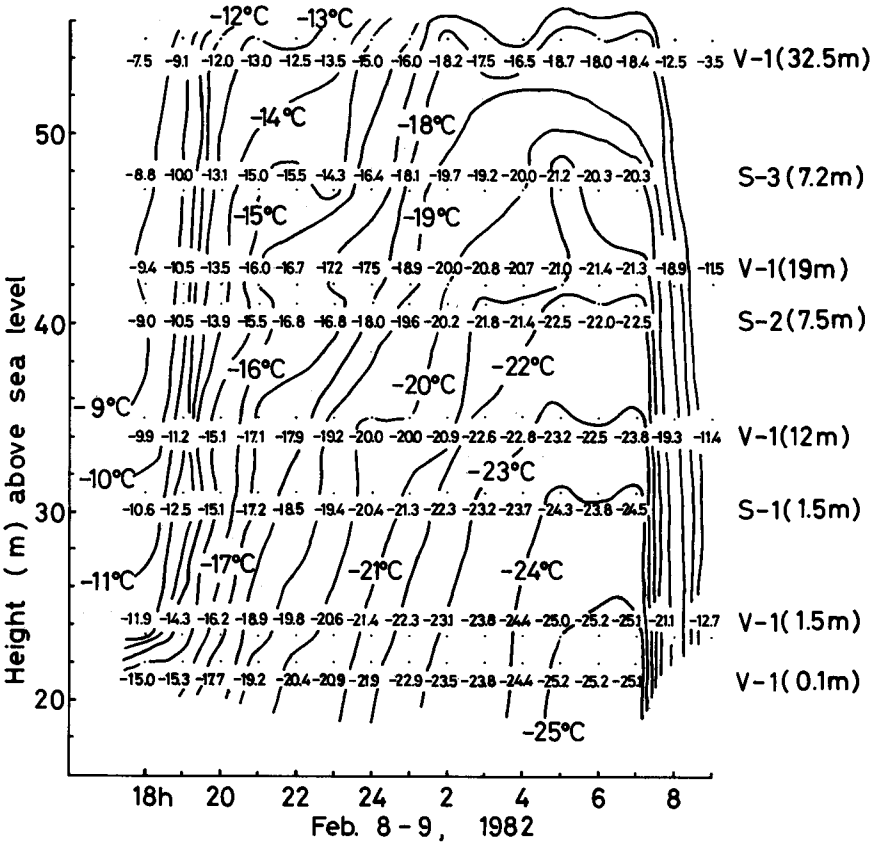

Fig. 33. Variation of isotherm with time in the valley. Interval of contour lines is 1°C.

あった。谷底の 12 m 高の気温はほぼ同じ標高にある谷横の斜面上部（S－2）の地表付近の気温と同様の時間変化を示した。日没から夜半までの温度降下を二つの例で比較すると，上空 33 m の風が弱い時に，気温は地表付近から上空 32.5 m まで全層にわたって一様に下降，地表付近から地上 12 m まではとくに強く冷却している。しかし，1 月の例において，日没から夜半までの上空の風がやや強い時に，地表付近から上空まで全層にわたって気温の下降の度合いが弱い。とくに，32.5 m の上空の気温は下降しない。このことは，谷上空 33 m の風は 32.5 m の気温変化には直接関係しているが，谷下部の地上 19 m より低い位置の気温変化にはあまり影響を与えていない事を示している。

Fig.33 は，広い谷（V－1）の中で高度別に得られた 1982 年 2 月 8 ～ 9 日の気温の等温度時間変化図である。18 時から 20 時の間に谷全体で急激に気温が下降し，その後，ゆっくり谷底から冷却が進行している。この冷却過程においては，上空へ行くほど早く冷却は停止しているが，谷の下部は日の出直前まで冷え続けていることがわかる。

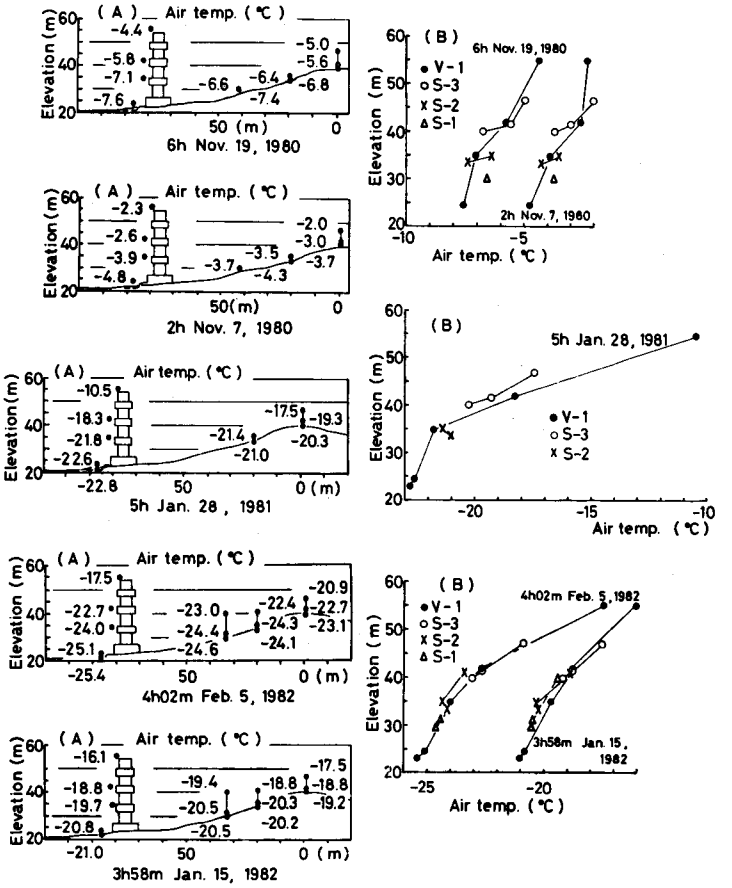

Fig. 34. Distributions of air temperature(A) and vertical profile of air temperature(B) on the valley side slope.

Fig.34はそれぞれ時期が異なる日に得られた，谷の横断面の気温分布(A)と，標高と気温との関係(B)を示したものである。谷底の地表面に近いところに最も低い気温が現われている。谷底，斜面および丘の上の気温はそれぞれ上空へ行くに従って上昇しているが，同一標高においてはほぼ同じ値を示している。即ち，谷の中の大気は，大体において安定な成層状態になっている。しかしながら，こまかく見ると斜面の地表面近傍においては1.5m高の気温が0.1m高のそれとほぼ等しくなる現象が頻繁に見られた。

地表1.5m高と0.1m高の気温差を斜面上部（S－2），広い谷（V－1）の底および台地

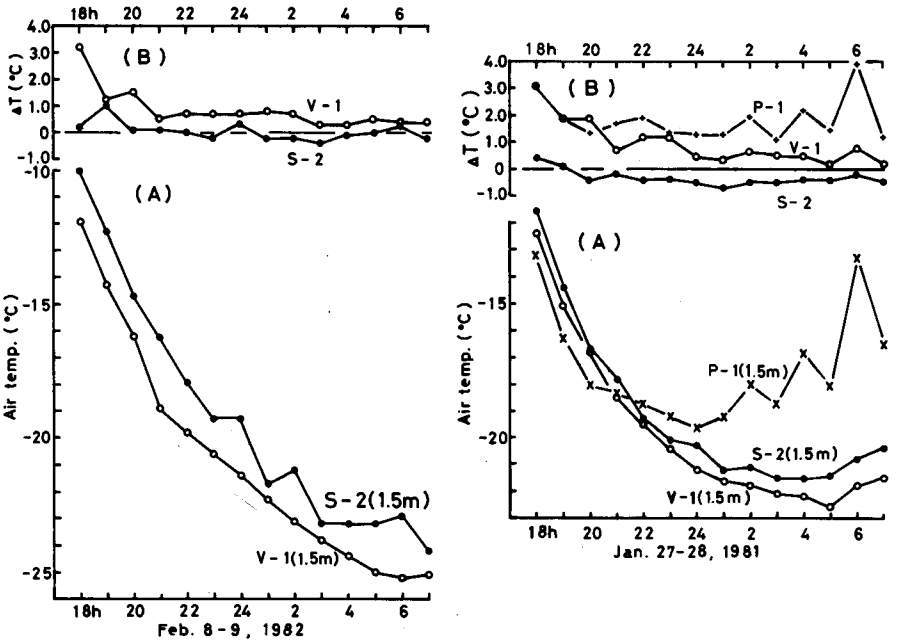

Fig. 35. Nocturnal variations of air temperature at P-1, slope and V-1(A).
Variations of temperature differences between two different heights, 0.1 and 1.5m above the ground(B).

（P－1）で比較して示したのがFig.35(B)である。Fig.35(A)に，それぞれの1.5m高の気温の降下状態を併記した。ΔTは0.1m高の気温が1.5mのそれより低い場合を正とした。夜間冷却時に台地（P－1）および広い谷（V－1）の底においては安定な逆転層が形成されているが，斜面上部（S－2）の地表面付近においては，0.1m高と1.5m高（1.1m高）の気温の差で表わす逆転の大きさΔTが小さくなっていることが多い。このことは，次の2節で詳しく述べる。

台地（P－1）においては谷底に比べて逆転の大きさが非常に大きいが，冷却の過程（Fig.35(A)）はFig.32に示した広い谷（V－1）の底の上空32.5mのそれと類似して，谷の中より

早く冷却の進行が停止している。この両者は平坦な台地の夜間冷却の特徴と見られ，4章に示したように，上空の一般風の影響によるものと考えられる。

2節　晴夜の風速変動と気温変動

Fig.36は晴夜における斜面上部（S－2）の1.1m高と0.1m高の気温の自記記録の一部を示したものである。振幅0.5～1.5℃，周期約10分の周期的気温変動が両高度で観測されたが，振幅は1.1m高の方がやや大きくなっている。このような気温の周期的変動は，斜面下部

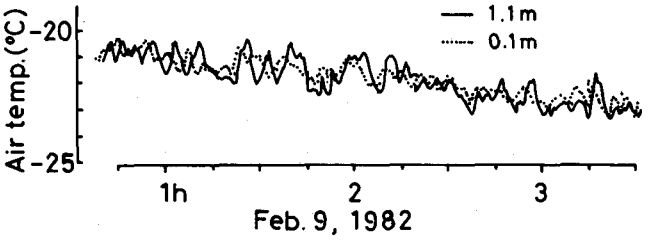

Fig. 36. Comparison of variations of air temperature between two different heights, 0.1m(dotted line) and 1.1m(solid line) above the ground on the upper part of the valley side slope.

や谷底にも見られるが斜面上部においてより顕著であった。両高度の気温差はFig.35で述べたように日没から夜半前まではやや大きいが，夜半以後この図のように気温差が小さくなる。また，この傾向は谷底より斜面上部に多く現われた。

Fig.37に斜面の1.1m高の風速と気温の周期変動を対比して示した。なお，気温計と風速

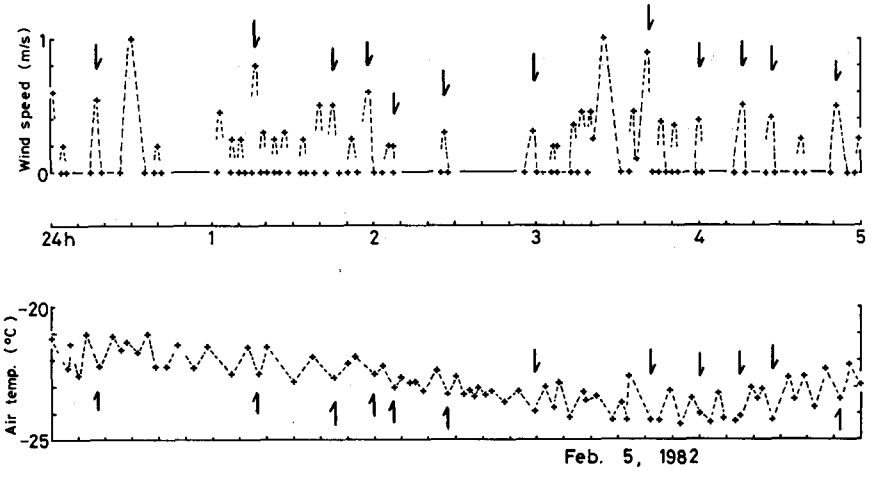

Fig. 37. Comparison between the air temperature and wind speed at the height of 1.1m above the ground at the upper part of the valley side slope.

計の応答速度はそれぞれ，3.5秒と0.5秒である。両者の変動の周期はほぼ一致した。風速が1 m/s以下の時，風速のピークと気温の下降が一致する場合が多かった。風速のピークは，24時17分，01時16分，01時58分，02時59分，03時41分，04時00分，04時16分，04時27分および04時51分に見られ，これらに対して，気温の下降のピークは，24時18分，01時17分，02時00分，02時59分，03時42分，04時00分，04時16分，04時27分および04時52分に見られた。谷横斜面の風向は，風が強い時に上空33 m高の風向と一致する場合が多く，風が弱い時は最大傾斜方向となる場合もあり一定しなかった。

Fig.38に谷横の斜面上部（S－2），下部（S－1）および広い谷（V－1）の底の地表付

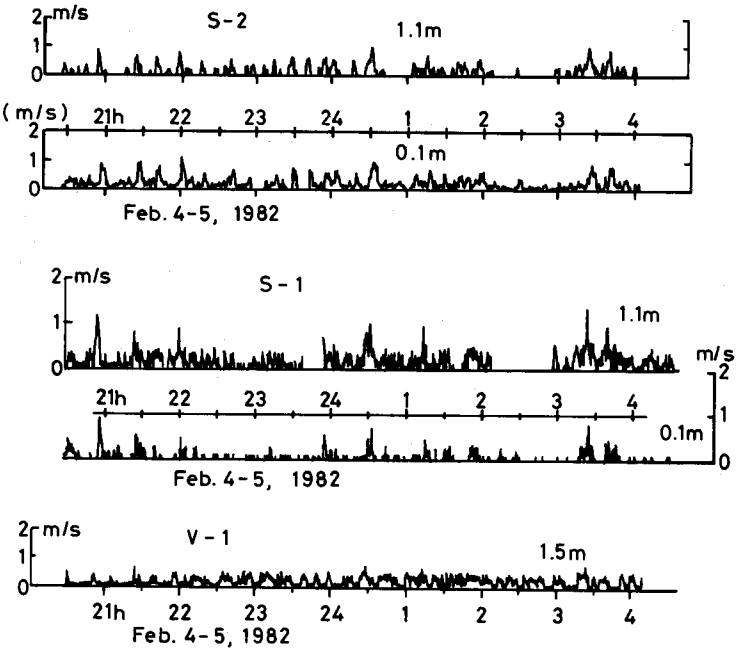

Fig. 38. Comparison of wind speeds at the valley bottom and on the valley side slopes.

近の風速を比較して示した。図に示したのはS－2とS－1において1.1 m高および0.1 m高，V－1において1.5 m高の風速である。風速は谷底において最も弱く，斜面上部において最も強い。斜面下部（S－1）においては，0.1 m高の風速は1.1 m高のそれに比べてやや減衰しているが，斜面上部（S－2）においては両高度の風速はほぼ同程度で，地表面に近い0.1 m高の風速の減衰が見られなかった。これは谷底と異なる，斜面に特有の現象と見られる。広い谷（V－1）の1.5 m高の風と谷上空33 m高の風とは風向は一致することがあるが，強弱においては互いの関連は認められなかった。また，昼間は夜間に比較して，より短周期の振動をし

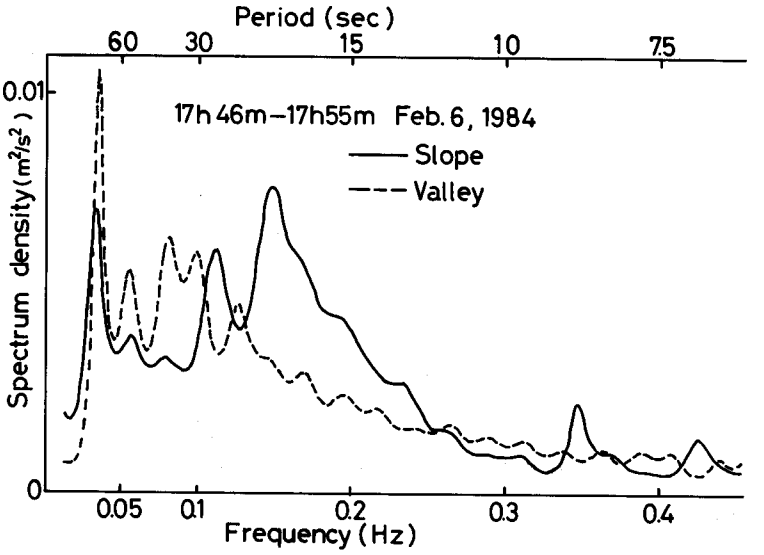

Fig. 39. Comparison of power spectrum of wind speed obtained at the valley bottom and at the upper part of the slope.

ている。

Fig.39 に谷底と斜面上部の，1.5 m 高の風速変動のスペクトル密度の分布を示した。17 時 46 分から 17 時 55 分までの 10 分間について最大エントロピー法によって解析した。なお，風速計の応答速度は 0.5 秒である。両地点共風向に大きな変化がない時間帯を選んだ。この間の風向は，谷底においてはほぼ谷の方向と等しく谷おろし方向の北西であった。斜面上部と谷上空 33 m においては西風であった。谷も斜面も約 1.5 分の周期に大きなピークが現われている。斜面の場合は，この他に早い周期にもピークが見られる。斜面上部と谷上空の風向が等しいので，斜面上部の風には上空の一般風の影響があると考えられた。

3 節　積雪期の熱収支

雪面における夜間の熱収支の式は，気温が低いので潜熱は無視し（Munn, 1966），

$$R_n + Q_t + Q_c = 0 \quad \cdots\cdots (1)$$

で現わすことが出来る。R_n：放射収支量，Q_t：顕熱，Q_c：積雪層からの伝導熱量である。(1)式の各項はそれぞれ，

$$R_n = L\downarrow - \sigma T_o^4 \quad \cdots\cdots (2)$$

$$Q_t = C_p \rho K \left(\frac{\partial \theta}{\partial Z}\right) \quad \cdots\cdots (3)$$

$$Q_c = -\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right) \quad \cdots\cdots (4)$$

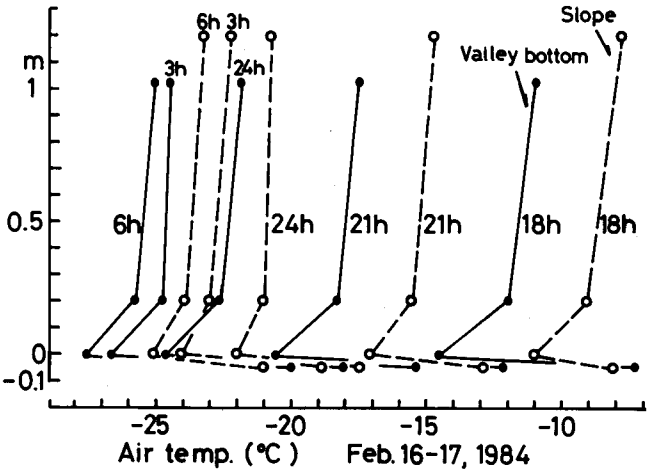

Fig. 40. Comparison of vertical temperature profiles between the bottom and the slope of the valley.

ここでL↓は大気放射量，σ はステファン・ボルツマン定数，T_0は積雪表面温度，C_pは空気の比熱，ρ は空気の密度，θ は温位，K は拡散係数，T は積雪の温度，λ は積雪の熱伝導率である。なお，雪面に熱が供給される場合，熱収支各項は正の符号をとる。

Fig.40 に広い谷（V－1）の底と谷横の斜面上部（S－2）の雪面付近の温度の垂直分布を比較して示した。高さは雪面上 1.2 m から積雪中の深さ 5 cm までである。雪面上の気温は斜面の方が高いが，積雪中の温度は常に谷底の方が高い。積雪中も雪面上も共に温度勾配は夜間を通じて谷底の方が斜面より大きな値を示した。とくに，積雪表面近くの 0.2 m 以下において斜面の温度勾配は小さい。このことは，前節の雪面上 0.1 m の風速に減衰が見られなかったことと合わせ，斜面の温度と風の特徴を示している。

Fig.41 に谷底と斜面上部の大気安定度を表わす，R_i数を示した。

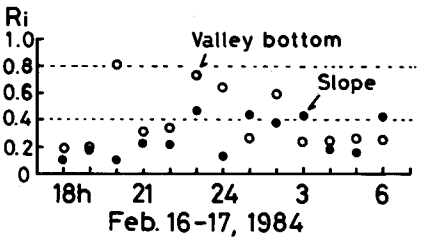

Fig. 41. Comparison of Richardson number, R_i at the bottom and on the slope of the valley.

$$R_i=\frac{g}{T}\ \frac{\partial T/\partial Z}{(\partial V/\partial Z)^2} \quad \cdots\cdots(5)$$

$$\fallingdotseq\frac{g}{T_0}\ \frac{T_2-T_1}{(V_2-V_1)^2}\ Z\ln\frac{Z_2}{Z_1} \quad \cdots\cdots(6)$$

ここでgは重力の加速度，T_0はT_1とT_2の平均温位，ZはZ_1とZ_2の中間高度である。V_1とT_1，V_2とT_2はそれぞれ高度Z_1とZ_2における風速と温位である。計算には高度1.2mと0.2mの気温および高度1.2mの風速の1時間平均値を使用した。R_iは谷底において，0.2～0.8，斜面上では0.1～0.4でいずれも強い安定を示し，とくに谷底においては安定度は大きかった。

広い谷（V－1）の谷底と，谷横の斜面上部（S－2）において，夜間冷却時の熱収支の比較を行なった。谷底においては，雪面上1.2mおよび0.2mの気温，積雪表面温度，深さ5cmの積雪中温度を測定し，放射収支量は示差放射計で実測した。一方，斜面においては積雪表面温度，深さ5cmの積雪中温度を測定した。斜面上部の放射収支量は，谷と斜面において大気放射量$L\downarrow$が一様であるとして，斜面の積雪表面温度を用いて(2)式により計算して求めた。両地点における積雪からの伝導熱量は(4)式により求めたが，熱伝導率λは，積雪の密度を考慮した和泉（1975）の式から求めた。谷底の顕熱は石川（1984）による，R_i数と顕熱伝達量の関係から求めた。

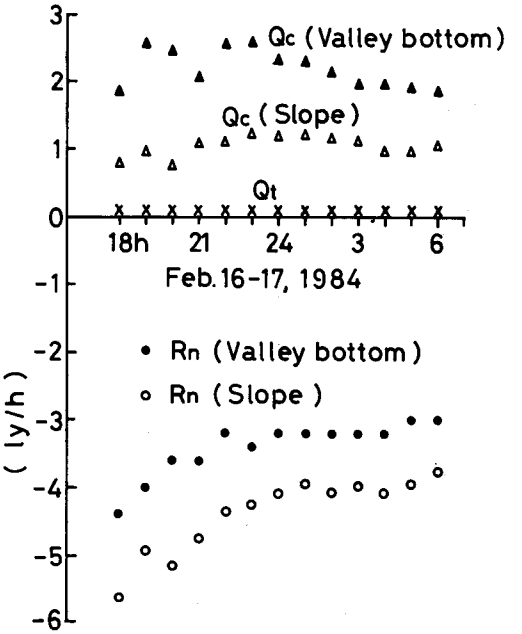

Fig. 42. Nocturnal variations of heat balance components at the bottom and on the side slope of the valley.

谷底と斜面における，熱収支構成要素の時間変化および，両地点の夜間の積算熱収支量をFig.42, Fig.43にそれぞれ示した。両地点とも熱の損失は放射によるものだけであり，谷底より斜面の方が大である。一方，顕熱量は谷底において極めて小さく，放射による熱の損失の大部分を補償する要素は，積雪内の伝導熱量であったことになる。すなわち，積雪表面温度の低下によって，積雪内の温度勾配が大きくなり，伝導熱量を大きくしており，放射による熱損失で積雪表面温度は低下したことを意味する。一方，斜面においては，放射による熱損失が谷より大であるにもかかわらず，積雪内の伝導熱量は小さく，熱損失を補償していない。斜面における顕熱伝達量を実測していないため，(1)式の残差として顕熱をもとめ，Fig.43に示した。斜面においては，この項で放射による熱損失を補償し，積雪表面温度の降下を妨げていることが推察され，谷底の熱収支の特性と大きく異なった特徴を示している。熱収支構成要素の放射収支量に対する割合を谷底と斜面上部において比較すると，Fig.44のようになる。谷底の顕熱伝達量を直接実測していないので，放射量に対する供給熱量の不足分はこの中に加えて表わした。放射量の損失を補償するものは，谷底においては顕熱より伝導熱量の割合が大きく，斜面上部においては顕熱による熱の供給の割合が大きい。しかしながら，谷底における顕熱も無視出来ない割合を占めており，顕熱量が減少することによって積雪表面温度の降下がさらに進む余地があることを示している。斜面上部においては顕熱の割合は7割以上を占め，放射による熱損失のほとんどをこれで補っている。

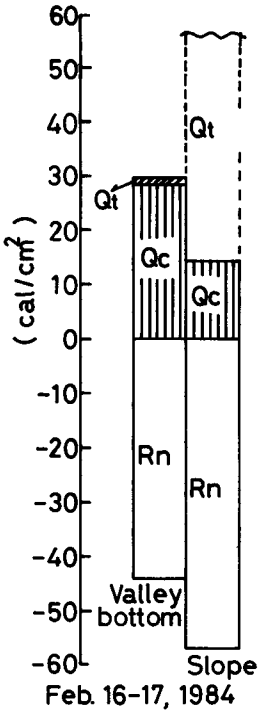

Fig. 43. Comparison of heat balance components at the valley bottom and on the upper part of the slope.

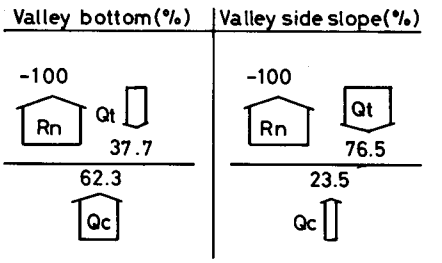

Fig. 44. Comparison of heat balance components on snow surface at the bottom and on the side slope of the valley.
R_n : net radiation, Q_c : conductive heat flux, Q_t : sensible heat flux.

4節　谷の夜間冷却機構

晴夜の冷却のメカニズムについてはまだ多くのことが解明されていない。Ishikawa(1977)は盆地底においては，地表面の放射の損失のみによって冷却が起こるとしている。一方，真木ら（1984），森ら（1984）は，山地での夜間冷却には山頂や斜面で冷気が流出し，斜面滑降流となって山麓平地や盆地の上空に移流・堆積する熱循環機構が重要であるとしている。さらに，中村（1978）は斜面上に冷気の発現域と，流出域があることと，その流下速度を報告している。しかるに，谷横断面の気温分布図(Fig.34)を見ると，谷の中の等温線はほぼ水平に近い。この事は従来の指摘（Geiger，1975）と違って，谷横斜面の地表付近が同一標高の谷の中心より常に低温となるとは限らないことを示している。谷の中はほぼ安定な成層状態になっており，後述の谷横の斜面下降風が，斜面に沿って長い距離を流下し得ないことを示唆する。

谷の中および谷横斜面の温度勾配を見ると，夜間冷却の進んだ時点で，標高40mより高い谷上空の温度勾配は3～6℃/10mであって，標高40m前後（谷横の丘の高さ）より低い谷の中での温度勾配1～2℃/10mに比べて，かなり大きくなっている場合が多い。谷の上空の温度勾配の増大は，谷上空33mの谷下降風がやや大きい（風速2～3 m/s）時に著しい。したがって，谷上空の風速は晴夜の一般風に近い値になっていると考えられ，この風速が極度に小さい時に谷底の冷却が上空へ及ぶものと推定された。

Fig.32に示したように谷上空33mにおいては，日没直後から2～3 m/sの，時間的にあまり変動しない風が継続して吹く場合が多く，その間に2～3時間の静穏時が不定期に現われるのが典型である。また，谷底の1.5m高においては0～1 m/sの間欠的な風が夜間を通じて吹いている。谷底においては，谷上空の風がやや強い場合であっても，地表付近において1 m/s以下の弱い風の時に冷却が進行する。しかし，谷底の風向は必ずしも谷おろし方向とは限らず，常に変化することが多い。

谷横斜面の中腹においては，地表面近傍に風速0～1 m/s以下の，間欠的な風が夜間を通じて吹いている。風向は風が弱い時は谷上空ほど一定しない。風向が最大傾斜方向となる時，斜面下降風が発生していると考えられるが，継続時間が5分前後であって長く続かない。先述の谷横断面の安定成層を示す気温分布を考慮すると，この斜面下降風においては，同一の空気塊はわずかな距離を下降した後，ゆっくり水平に動いて谷の中の同温度の接地層と混合しているものと推定された。

谷底および谷横斜面中腹の地表面近傍において観測された，間欠的な風と周期変動を示す気温との相関現象は，安定な接地冷却層が形成されている時に現われる地表面に特有の現象と見られる。斜面上部には，風速1 m/s以下の間欠的な風が存在するが，風向は谷上空33mの風向と等しくなることがある。谷横斜面上部は谷上空の一般風の高さに近いため，一般風の影響を受けやすいものと考えられる。また，斜面上部の風と谷底の間欠的な谷下降風は，風速変動のスペクトル密度の分布を見ると約1.5分の周期が一致したので，斜面上部の風が谷底にまで

およぶ場合があると考えられた。

斜面上部と谷底の熱収支を比較すると，斜面においては，谷底に比べて放射による損失熱量は大きい。一方，積雪内部の伝導熱量を測定すると，斜面の方が小さい。熱収支の式から，顕熱による供給熱量が斜面においては大きく，これが放射の損失を補償している。したがって，斜面上部の積雪表面においては谷底に比べて温度の低下が小さい。晩霜期と早霜期の場合は，潜熱および地中からの熱流量を考慮する必要があるが，斜面上部と谷底の熱収支量の相違はほぼ同様に成り立つものと考えられる。

6章　夜間冷却と森林施業

1節　丘陵性台地における低温域出現の条件

3章に述べたように演習林を含む，樽前山麓台地全域の夜間冷却時の気象の概要が得られた。また，4章および5章に述べたように演習林の地形と微気象の関係がほぼ明らかになった。

丘陵性台地全域の上空は，常に地表付近より温度の高い一般風におおわれていると考えられる。全体的に標高が増すにつれて，地表付近と上空の一般風との混合が起こりやすく，温度も高くなっている。したがって，標高100 m以下にある苫小牧演習林においては接地冷却層が厚くなり，上空の高温な気流との混合は起こりにくい。このことを模式図で示すとFig.45のよ

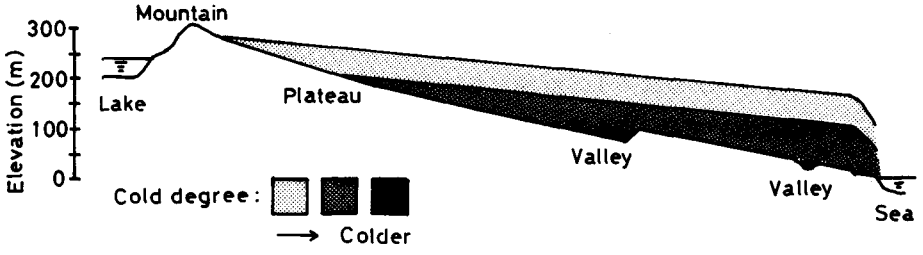

Fig. 45. Longitudinal section of isotherm in the area.

うになる。標高が低い地点においては，谷底も斜面上部も同様に低温域となり，谷底はとくに上空からの熱の供給が少ない。

4章で明かにしたように，地表付近の風速が極度に小さい時は，谷底と平坦な台地において同程度の冷却が起こった。しかし，台地上の冷却は夜半前の一時的な昇温により，翌朝の最低気温が谷底のそれには及ばなかった。台地，斜面および谷底の夜間の冷却の進行を模式図で表わると，Fig.46のようになる。日没後から夜半前までの間，台地の地表付近は谷底と同程度の低温域となる。しかし，夜半以降に台地の冷却は谷上空と同程度となる。谷横断面において谷底と谷横斜面を比較すると，谷底と標高差約20 mの斜面上部との温度差は2～4℃であり小さいが，常に斜面上部は谷底より温度が高かった。一方，谷底と谷上空32.5 mとの温度差は厳冬期に8～10℃に及ぶ。谷の中の等温線はほぼ水平であって，高度に比例して斜面上部へ行

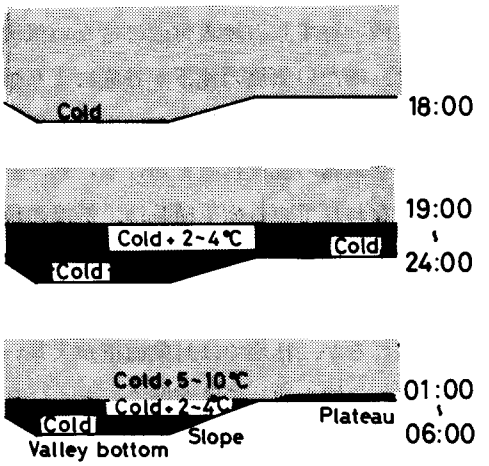

Fig. 46. Changing of distribution of air temperature at night in the valley.

くほど高くなった。谷横の斜面上部および丘の上においては，谷底に比べて，上空の温暖な空気との混合が起こりやすく，冷却は谷底ほど強く起こらなかった。したがって，夜半から，最低気温が現われる日の出時刻にかけては，谷底や最も強い低温域となる。しかし，谷横斜面および台地上の冷却が，谷底より弱まる度合いは2～4℃程度である。

谷横斜面上部と谷底との熱収支を比べると，斜面上部においては谷底より大きな量の顕熱による熱の供給があり，斜面上部の雪面温度そのものが谷底のそれより常に1～2℃高く，厚い冷気層が発達していないことが実測からわかった。すなわち，斜面上部あるいは丘の上の地表付近の冷気層は谷底の冷却の進行に寄与していない。

5章で明かにしたように，谷底，斜面中腹および斜面上部のいずれの地点においても，地表付近の風速は，晴夜を通じて0.5 m/s以下で，極度に小さい。どの地点においても，夜間に，気流の発生および流下によると考えられる顕著な風速の増大は観測されなかった。これらのことは，台地と谷底を問わず地表付近の冷却が周囲の丘や斜面上部からの冷気の移流によってもたらされるものではないことを示唆する。谷横斜面の長さ80 m程度の浅い谷すじで，斜面がほぼ一様に樹木におおわれている場合には，斜面の上部に冷気が発生しても，上空の温暖な一般風との混合が起こりやすく，冷気流あるいは下降風として発達しないのではないかと考えられた。

したがって，斜面上部からの冷気の長い流下は見られず，また，冷気の下降による谷底の冷却は起こり得ず，風の弱い晴夜に現われる強い冷却は垂直方向の熱伝達の結果によるものであり，放射の損失が主因であることが検証された。晴夜の強い冷却は，演習林を含む樽前山麓台地の全域において，放射量の損失により，谷も台地もほぼ同程度に起こっていると推定され

た。

苫小牧演習林内においては浅い谷すじの地表付近に冷たい気流が流下して斜面の幼齢木に被害をもたらすこと，あるいは，冷たい気流の流下が谷底により強い冷却をもたらすことはあり得ないことがわかった。また，このような地形においては，斜面の途中に防霜垣を作ることは，防霜の対策とはならない。空気塊の乱流拡散を妨げるため，逆に低温域を広げることになる。また，防除の方法として行なわれている樹下植栽は，低温の現われ方を考慮すると，標高の高い地点の平坦な台地においては効果が期待できるが，標高が30 m以下の地点の斜面においては必ずしも効果があるとは限らないことがわかった。対策として，上空の温暖な気流を地表付近へ輸送する方法が考えられるが，林地では対象面積が大きいため難しい。

苫小牧演習林内においては，年間を通じて風が弱く，とくに日最低気温の低い時に，苫小牧市内に比べて強い冷却が起こることがわかった。5月，6月の晩霜相と9月，10月の早霜期には，風の弱い晴夜に霜日が現われやすいが，各月の日最低気温は年毎に1～2℃程度の差がある。しかし，樹木被害を見ると，同程度の低温が必ずしも広い面積にわたる大きな被害をもたらすと限らない。樹木には冷却の強さと共に，冷却の起こる時期が年によって遅れる（または，早まる）ことも被害を大きくする原因となる。

著者は本論文において，太平洋沿岸の浜厚真上空の気象要素と支笏湖畔で得られた気象要素から，苫小牧演習林を含む樽前山麓台地全域の接地冷却層について記述した。また，晴夜に冷却が起こる時，標高と温度との間にはほぼ直接的な関係があることを明かにした。すなわち，標高が低くなるほど低温域となりやすい。演習林においては，標高が低い地点において地形にかかわらず強い低温域となる。したがって，霜の被害は谷底と斜面下部だけでなく，これまで温暖であるとされていた斜面上部においても起こる場合がある。谷横斜面においては，上部と下部における温度差が2～4℃であって小さく，上部が必ずしも霜害に対して安全であるとは限らない。とくに，標高が30 m以下の地点においては，谷底も斜面も全体的に低温域となることを述べた。したがって，苫小牧演習林においては，標高30 m以下の地点で針葉樹の造林を行なう場合，一斉林とせず二種以上組み合わせるとか，低温に強い樹種を選ぶなどの配慮が必要である。

一方，標高50 m以上の地上においては全体に低温域となりにくく，標高差が30 m以上の深い谷においては，谷横斜面上部は，谷底より温暖であり安全な場所として扱うことが出来る。しかし，谷底は斜面上部や台地に比べると，低温域となることもある。

台地上の林内裸地は低温域となりやすいとされているが，標高60 m以上の台地においては被害が全く見られなかった。著者は本論において，晴夜の強い冷却は平坦な台地において日没から夜半までは谷底と同様に起こるが，翌朝の最低気温が谷底ほど下降しないことを明かにした。すなわち，標高の高い地点においては，平坦な台地は低温域とはなっていない。また，霜日となる頻度も谷底ほど高くない。この地域においては，樹下植栽などの保護対策がない場

合であっても被害は全く見られなかった。したがって，低温に弱い樹種であっても人工造林は可能であり，多様な樹種構成の針葉樹造成が期待出来る。

厳冬期の微気象について，狭い谷と広い谷の冷却を比較し，狭い谷ほど強い冷却が起こること，また，谷底と平坦な台地の冷却過程を比較し，同程度の強い冷却が起こることを明かにした。谷底と斜面上部の安定度と熱収支を比較することにより，晴夜の強い冷却は周囲の斜面からの冷気流によるものではなく，主に地表面からの長波放射の損失と，接地層上部との熱伝達によって起こるものであることを実証した。このことを主に冬期の観測により明かにしたが，晩霜期，早霜期においては，同様の結果を樹木の被害の現われ方を指標にして確かめた。すなわち，2章に示したように，晩霜期にはトドマツの新葉の赤変が12～13 m にまで観察されるが，これは，厳冬期に谷底の一様な冷気層がおよぶ高さとほぼ一致した。また，早霜期のアカエゾマツの被害から，谷底の温度勾配が小さいことが推測されたが，このことと厳冬期には標高の低い地点において斜面上部にまで冷却が及ぶことと一致した。また，エゾマツの晩霜害は，厳冬期に演習林においては標高が低くなるほど低温域となりやすいことと符合した。したがって，ここで明かにした冬期の微気象と地形との関係，晩霜害および早霜害の被害状況から，冬期の夜間冷却時の低温域分布の観測結果と，霜害の被害域分布とは一致する。したがって，本論において明かにした低温域は，晩霜期および早霜期にも低温域となっているものと仮定出来る。

2節　夜間冷却からみた森林施業への提言

苫小牧演習林は，都市近郊林，水源かん養林としての役割を持っており，さらに林の特性として萌芽更新，天然更新による広葉樹の生育が良好であるので，広葉樹林に導くことが望ましい。針葉樹林の造成など植栽による更新を行なう場合には本論文に明かにした低温域の分布と低温被害に対する配慮が必要である。

苫小牧演習林においては，晩霜期および早霜期の霜日数は年により大きな変動があり，また，小規模の霜害は毎年林内各地点に観察されるが，同程度の低温であっても，樹木の植栽後の年数によって被害に差が見られる。本節においては，樹木被害について，晩霜害の場合は強い低温で観察されたことと，早霜害の場合は，例年と異なる秋の異常な低温の後に被害が観察されたこと，およびいずれの場合も被害面積が大きいことから，霜害の対策について検討を行なった。

苫小牧演習林において，見本林として植栽されている45種の針葉樹を含め，人工造林地の春と秋の幼齢木の被害を観察した結果，次のようなことがわかった。すなわち，春と秋の霜の被害はこれまでに知られていたトドマツだけでなく，様々な樹種に及ぶこと，また，林地の低温域の現われ方に対しては，微地形と共に標高を考慮する必要があることである。著者は本論文において，主要造林樹種の低温に対する特性と標高との関係を次のように明かにした。

すなわち，これまで晩霜期に強いとされたアカエゾマツが，多くの被害を受ける場合があ

り，晩霜には強いが秋の低温に弱いことが明かになった。アカエゾマツの被害は，標高60m以上の高い地点において斜面下部からこれまで温暖であるとされた上部にまで見られ，標高30mにおいては強い低温時に谷底だけでなく，斜面の上部および丘の上においても多く見られた。

エゾマツは，逆に，春には被害が多いが，秋には被害が少なかった。また，エゾマツは標高が50m以上の高い地点においては，台地上の林内裸地においても被害がなかった。さらに，標高が15～20mの低い地点においては，被害が斜面下部から上部にまで及んだ。標高の低い地点では，樹下植栽であっても保護効果が見られなかった。

トドマツは，春の低温に対して，標高30m以下の斜面下部において被害が大きい。ヨーロッパトウヒは標高70m以上であれば，被害が少ない。カラマツは，晩霜に強いとされているが，秋にも被害が少なかった。また，グイマツは春の低温に対して全く被害がなかった。チョウセンゴヨウの被害は，斜面下部に多く上部において少なかった。また，チョウセンゴヨウは標高60mの高い地点においては被害が少なかった。

アカエゾマツ，トドマツおよびエゾマツの晩霜期，早霜期の季節別の低温に対する特性から，演習林内の地形と造林樹種との関係について推測が可能である。すなわち，アカエゾマツは秋の低温に弱く，エゾマツとトドマツは春の低温に弱いので標高50m以上の地点においてこれらの樹種の生育が良い場合は，低温域となる頻度が小さいことが推測される。したがって，これらの他にヨーロッパトウヒ，カラマツなどの多くの針葉樹の造林が可能である。人工造林においてはこれらの主要造林樹種と広葉樹との組み合わせを中心にした施業方法が望ましい。

著者は，本論文において，標高が低くなるほど低温域となりやすいこと，標高差が30m以下の浅い谷の場合は，谷底と斜面上部との間に大きな温度差がないこと，また，標高の高い地点の台地においては低温域となる頻度が谷底ほど高くないことを述べた。以上のような解析結果に基づいて，苫小牧演習林において人工造林を行なう場合には，霜害対策を考慮して次のように提言するものである。

すなわち，苫小牧演習林はその気象条件や都市近郊林としての役割の面から見て，広葉樹を主体とする森林の育成を重要な課題とするのが望ましいと考えられるが，標高60～80m以上の台地においては針葉樹の導入も見込めるので，所により群状混交を図ることも有効と考えられる。樹種は，エゾマツ，アカエゾマツ，トドマツ，チョウセンゴヨウ，カラマツ，ヨーロッパトウヒなどが考えられるが，これらはいずれも0.3ha以下の小面積単位の植栽にとどめ，また，同じ林分内に二種類以上を導入し，さらに，植栽年をずらして複層林に導くのが望ましい。低温に対する特性の異なる種類へ混交する，または，生長差の大きい樹種との組み合わせとすることにより，一斉に被害を受けて大きな損害を被るのを避けることが可能である。組み合わせる樹種は，エゾマツに対しカラマツ，チョウセンゴヨウ，トドマツに対してヨーロッパトウヒ，カラマツ，チョウセンゴヨウなどが考えられる。とくに標高60～80m以上の台地においては樹下植栽されたエゾマツに被害がなかったので，上木あるいは保残木を保護樹として利

用する方法が考えられる。この場合は，広葉樹との混交林に誘導する。ミズナラ，シナノキ，ハリギリ，ヤマモミジ，イタヤ，サクラなどの広葉樹を上木として，樹高10～15 m，密度40％以下の疎林に単木または群状の植え込みが望ましい。また，著者は，標高が高い地点の台地上の広葉樹林内に，単木的に植え込みされたエゾマツに被害がないことを述べた。したがって，風倒木処理後の風害跡地，あるいは霜穴となっている孔状裸地も利用できる。霜穴となった林分がトドマツ，エゾマツの場合には，補植する樹種はトドマツ，エゾマツを避けて，カラマツ，ヨーロッパトウヒ，チョウセンゴヨウなどにすることが望ましい。

標高60～80 m以上においては深い谷が多いが，谷底および斜面下部には広葉樹を残すことと，部分的に植栽を行なう場合には，樹種はトドマツ，エゾマツを避けて，アカエゾマツ，ヨーロッパトウヒなどにすることが望ましい。

標高50～30 mにおいては，この地域全体に低温域が現われやすくなることを述べた。地形は谷すじが多くなるが，谷の深さは15～20 m程度で浅い。したがって，斜面上部と丘の上も安全であるとは限らない。この地域においては，エゾマツ，トドマツは純林とせず，カラマツまたは，広葉樹との混交林にすることが望ましい。広葉樹林施業は，とくに重要であり，保残木の利用の他に，部分的にドロノキ，ケヤマハンノキ，カンバなどの優良品種の導入試験を行なうことも考えられる。この地域の冷却に対しては，先駆広葉樹などの保護樹による防除は期待出来ない。この場合の広葉樹の役割は，針葉樹幼齢木の低温に対する保護のためではなく，針葉樹人工造林が成功しない時に広葉樹林に導くことである。とくに，エゾマツ，トドマツに対しては谷底と斜面下部への植栽は避けることが望ましい。谷底と斜面下部には，ヨーロッパトウヒ，グイマツ，イチイ，カラマツ×グイマツを小面積の区画で植栽し，また，耐陰性の強いエゾマツ，チョウセンゴヨウ，イチイについてはカラマツ林または広葉樹林内への植え込みにより，群状混交林に導くのが望ましい。カラマツ，グイマツ，カラマツ×グイマツは生長が早く，霜高を早く脱出出来るので谷底と斜面下部にも生育可能であるが，陽樹であるために樹下植栽は難しい。この地域においては，針葉樹の他に，ミズナラ，ハルニレ，ヤチダモ，ケヤマハンノキ，ヤマモミジ，イタヤカエデ，サワシバ，キハダ，ハリギリなどの広葉樹に良好な林分が多い。したがって，郷土樹種を主にした広葉樹の育成を主体とすることが望ましい。

平坦な台地においては，夜半前までは強い冷却が起こるが，冷却は翌朝まで続かないことを明かにした。したがって，夜間冷却日であっても霜日となる頻度は谷底より少ない。苫小牧演習林内の標高30 m以上の台地においてはエゾマツ，アカエゾマツ，カラマツ，ヨーロッパトウヒの良い造林地が多い。この地域においては，上記の他に，バンクスマツも含め，針葉樹の多くの樹種が造林可能であり，都市林として針葉樹を含めた林の造成に適している。

標高30 m以下の地点においては，谷横の丘との標高差が30 mになる所があり，谷すじは深い。したがって，谷底は強い低温域となる上に，斜面上部もほぼ同程度の低温域となる。とくに，標高15 m以下においては，針葉樹の植栽には樹種が限られる。このような地域に対して

は，樹下植栽，束植えなどの方法は効果が期待出来ないので樹種の選択が重要である。標高15m以下において裸地が生じた場合は，ヤナギ，カンバ，ケヤマハンノキ，ドロノキなどの前生樹種の育成を図り，その後にヤチダモ，ミズナラ，ハルニレ，ハリギリ，キハダなどの広葉樹林に導くことが望ましい。これにより，ヤナギ，ドロノキ，ケヤマハンノキおよび郷土樹種のミズナラ，ハルニレなどの広葉樹によって森林空間を成立させる方法が有効と考えられる。また，この地域においては，木材生産より都市近郊林として，周囲の環境保全，および水源かん養林としての森林空間を保つことを目的とすることが望ましい。

4章に示した狭い谷すじは，演習林内で最も強い冷却が起こる地点であるが，この谷すじにはかって，カラマツの大径木が生育していたと言われている。したがって，谷すじにおいてほぼ毎年起こる強い冷却が，人工造林のために常に有害な環境となるとは限らず，現在もこの谷すじの斜面にカラマツの良好な造林地が多い。針葉樹に対しては，激しい霜害によって生長が阻害される頻度をなるべく少なくするなどの配慮によって，より効率的な造林が可能である。

夜間放射冷却による局地的な強い低温は，北海道内の内陸地域の盆地，平地および太平洋岸側の地域などに同様に起こるので，植栽によって林の造成を行なう場合に，本論文に示したことはこれらの地域にも適用出来るだろう。

摘　　要

（I）　林木の低温被害

苫小牧演習林の地形と気象の特徴を示し，凍害，霜害と微気象の関係を明らかにした。また，主要造林樹種と見本林として植えられている多くの外国産針葉樹について低温に対する特性を明かにした。

(1)　1981年5月末の低温によって樹高1m以下の幼齢木に被害が観察された。同じ樹種であっても地形により被害の程度は異なる。強い冷却が起こった場合には，ほとんど全ての樹種に被害が及ぶが，被害が50％以下で少なかった樹種は，アカエゾマツ，ヨーロッパトウヒ，チョウセンゴヨウ，ヒメマツハダ，プンゲンストウヒ，ウラジロモミ，バルサムモミ，シラベおよびキタゴヨウであった。

(2)　1984年の冬から春にかけて，針葉樹の幼齢木に霜による被害が観察された。樹種の中には，すでに2月，3月頃から葉の赤変が観察されたものもあった。被害樹種は，エゾマツ，アカエゾマツ，ヒノキ，サワラ，アカマツ，リギダマツ，コントルタマツなどで，とくに，トドマツより晩霜期に強いとされているアカエゾマツの被害が大きかった。また，アカエゾマツはこれまで晩霜害に強いとされているが秋の低温には被害が多いことがわかった。早霜期には，谷底における接地冷却層の厚さが谷横斜面上部にまで及んでいることが推測された。

(3)　1985年6月のエゾマツの被害調査によると，樹下植栽であっても被害が現われた。ま

た，斜面上部であっても，被害が認められ，逆に，台地上の林内裸地において全く被害が見られなかった。同一の樹種で比較すると，被害は地形や植栽方法にかかわらず，全体に標高が低くなるにつれて多くなる傾向が見られた。すなわち，晩霜期には標高が低くなるにつれて，接地冷却層が厚くなっていることが推測された。

(4) 月平均気温と平均風速を苫小牧演習林と苫小牧測候所において比較すると，林内は常に苫小牧市内より低温であり，月平均気温差は5月，6月，7月を除き，年間を通じて3～4℃であった。平均風速は，林内は年間を通じて3 m/s前後であって，苫小牧市内より1 m/s以上小さかった。また，夜間冷却時の風速は北西方向が最も多かった。

(5) 厳冬期（1月，2月）および晩霜期（5月，6月）の日最低気温を苫小牧測候所と比較すると，とくに気温が低い時に苫小牧市街地との差が大きい。温度差は強い低温時には季節を問わず7～8℃に及んだ。

(6) 林内の谷底と市街地に接した比高15 mの丘の上との気温差は春と秋に3～5℃，冬期に7℃以上であり，晴れた夜間であれば年間を通じて観測された。

（II） 丘陵性台地の夜間冷却

約1/50勾配の緩い傾斜の広い丘陵性台地に起こる夜間冷却の移動観測結果を，谷の冷却過程と比較して，その特徴を明らかにした。その結果，丘陵性台地の一部である苫小牧演習林の気象の概要が明かになった。

(1) 長さ約10 kmの緩い傾斜の台地においては，周囲に谷や丘がない単純な地形である場合に，標高が約20 m増す毎に気温は1℃前後上昇した。標高が最も高い地点の気温は，観測対象地域上空の温暖な一般流の気温と同程度と推定された。また，標高が低い地域の台地と谷は一般風の影響を受けにくく，風の弱い晴夜には一様に同程度の冷却が起こっていると考えられた。

(2) 深い谷に隣接した複雑な地形の，長さ約15 kmの台地の場合には，観測地域全体に強い冷却は起こらない。気温は上記(1)の場合のような，標高による直線的な上昇が見られず，観測地点毎の地形の特徴が顕著に見られた。即ち，気温は谷と平地で低く，斜面と崖の縁でより高い値を示した。

(3) 谷横斜面上部は温暖であるとされているが，谷底との標高差が20～60 mの場合の温度差は，2～4℃程度であり，とくに，標高が低い地点においては，斜面上部が霜害に対して常に安全であるとは限らないことがわかった。

（III） 地形による冷却過程の相違

風の弱い晴夜に浅い谷すじの底に起こる冷却に関して，谷の上流から下流まで移動観測を行ない，冷却過程の考察を行なった。さはに，ごく緩い傾斜をもつ丘陵性台地において，風の弱い晴夜の冷却過程と冷却速度を平坦な台地，狭い谷およびやや広い谷の三つの地形について，観測し比較したところ，次のようなことがわかった。

(1)　地表面付近の冷却過程を比較すると，18時から24時前後までの間の冷却は台地も谷も同程度に起こった。各時間毎の気温を詳細に比較すると，広い谷より台地の方が1℃前後低く，狭い谷が最も低い。谷は夜半以後も引き続いて冷却が進行するが，台地においては24時前後に風速の増大に伴って一時的な昇温が起こり，その後再び谷と同程度の冷却速度で冷却が進行するが日の出直前の最低気温は谷底のそれに及ばないことが多かった。

(2)　平坦な台地の冷却過程と風速の変化の関係は，広い谷の上空の冷却過程と風速の強弱との関係に類似している。台地の地表面付近は谷の上空と同様に，上空からの乱流混合による熱の供給が多いため，冷却量は谷底のそれに及ばないと考えられる。

(3)　広い谷と狭い谷の冷却過程は夜間を通じて指数関数的である。また，狭い谷の方がより強い冷却が起こっていた。平坦な台地や大きさの異なる谷などの地形因子の異なる地形においては，日の出前の6時における地上1.5mから5mまでの温度勾配は，台地において最も大きく2.3℃/5mであり，広い谷は0.6℃/5m，狭い谷は0.2℃/5mで，最も小さい。

(4)　風が弱い晴夜には谷底と台地の地表付近において同程度の強い冷却が起こった。平坦な台地における冷却は周辺からの移流によらず，有効放射のみによるものと考えられ，夜間冷却は谷においても平坦な台地においても，周辺からの冷気の移流が主因であるとは考えにくい。

(5)　谷底の縦断勾配が緩やかな浅い谷すじにおける移動観測の結果と，谷の中の定点における冷却過程を比較すると，風の弱い晴夜には上流から下流までほぼ同時に，同程度の冷却が起こっていることがわかる。風向は谷すじの方向と等しく北西であり，風速は谷底においては上流から下流まで0.2～0.7m/s，谷横の丘の上において0.8～1.0m/sであった。上述の結果から，谷下降風は谷すじの冷却過程には寄与していないものと推察された。

(IV)　谷すじの夜間冷却

緩やかな丘陵性台地とその中の浅い谷すじにおいて，晴夜の冷却過程を比較観測し検討したところ，次のようなことがわかった。

(1)　谷幅約200mの広い谷すじにおいて，晴夜，上空32.5mとの気温差は3～10℃であった。また，上空33mの風速は3.5m/s以下，風向は谷の方向と等しい北西方向が最も多かった。

(2)　谷の中の冷却過程において，谷底では日の出直前まで冷却が進むが谷上空へ行くほど早く平衡状態に達して，冷却の進行が停止する場合が多かった。また，谷上空の風がやや強い場合であっても谷底の風速が1m/s以下である時，谷底の冷却は進行する。

(3)　谷横斜面を含む，谷横断面において，同一標高における晴夜の気温はほぼ同じで，安定成層をなしていた。このことは，谷横斜面に沿って同一の空気塊が長距離を下降し得ないことを示唆する。

(4)　夜間冷却時に谷横断面上の地表面近傍で振幅0.5～1.5℃，周期約10分の周期的気温変動が観測された。また，地上1.5m(または1.1m)と0.1mの気温差はほとんど見られなかった。

地表面近傍の風は，風速 1 m/s 以下，周期 10 分前後の間欠的な斜面下降風となっており，風の吹き出しと気温の下降の時間が一致する場合が多かった。

(5) 夜間冷却時の，谷底と斜面上部の 1.5 m 高の風速変動のスペクトル密度の分布には，約 1.5 分の周期に大きなピークが現われた。谷底の風向は北西であり，斜面上部と谷上空の風向は西風であるので，斜面上部には上空の一般風の影響があると考えられた。

(6) 熱収支構成要素の放射収支量に対する割合を谷底と斜面上部において比較すると，放射の損失を補償するものは，谷底においては顕熱より積雪からの伝導熱量の割合が大きく，斜面上部においては顕熱による熱の供給の割合が大きい。

（V） 夜間冷却と人工造林

以上述ってきた実測結果にもとづいて，著者は苫小牧演習林の人工造林について次のような提言を行なった。

(1) 夜間冷却時に，標高の高い地点の台地においては低温域となっていない。とくに，標高 50 m 以上の台地においては，針葉樹の導入が見込めるので，トドマツ，エゾマツ，アカエゾマツ，ヨーロッパトウヒ，カラマツなどの主要造林樹種の造林が可能である。この場合純林とせず，一林分に二種以上の混交林とすることが望ましい。組み合わせは，トドマツ，エゾマツ，アカエゾマツに対して，ヨーロッパトウヒ，カラマツ，チョウセンゴヨウなどとする。このような場所においては，樹下植栽の効果が期待出来る。

(2) 標高 50～30 m の地点においては，全体に低温域となりやすく，また，浅い谷が多いので，斜面上部が安全であるとは限らない。この地域においては，エゾマツ，トドマツ，アカエゾマツは純林とせずカラマツ，ヨーロッパトウヒ，チョウセンゴヨウ，グイマツ，カラマツ×グイマツおよび広葉樹との混交林とするのが望ましい。また，エゾマツ，トドマツ，アカエゾマツに対しては，谷底，斜面下部への造林は避けるべきである。

(3)標高 30 以下の地点においては，谷すじは深くなり，谷底と斜面上部は共に低温域となる。強い冷却に対しては樹下植栽，束植えなどの効果が期待出来ない。このような地域においては針葉樹の造林樹種が限られる。ヨーロッパトウヒ，カラマツ，グイマツ，カラマツ×グイマツなどの低温に強い樹種を選び，早く霜高を脱出することの配慮が必要である。また，これらの針葉樹を，ヤナギ，カンバ，ドロノキなどとの混交林に導くことが望ましい。

(4)標高 15 m 以下の地点においては，ヤナギ，ドロノキ，ケヤマハンノキなどの前生林造成を行なう，または，広葉樹の人工造林を行なう方法が考えられる。

引用および参考文献

1) 土井恭次・堀内孝雄・岡上正雄，1970：　スギのよせ植えによる凍害防止効果，日本林学会誌，52，120—125.
2) 江口　完，1970：　凍害危険地における保残木施業法の一試案，日林北支講，19，145—151.
3) 江口　完・山根玄一・坂本敏之・藤川正勝，1970：　道北地方におけるトドマツの幹の凍害，日林北支講，19，139—143.
4) 栄花　茂・酒井昭夫，1972：　トドマツ苗木の耐凍性変動に及ぼす温度の影響，日本林学会誌，54，412—417.
5) 藤島一英・栃谷　隆，1980：　カラマツ人工林の列状伐採とトドマツの樹下植栽について，日林北支講，29，27—29.
6) 藤井真一・海上道雄，1965：　カラマツ造林地の寒害に関する研究，日本林学会誌，47，231—237.
7) Geiger, R., 1975：　The Climate Near The Ground. Harvard Univ. Press, 611 p.
8) 花房　尚，1972：　ユリヤ樹脂発泡剤によるカラマツ早霜防除試験．予報，日林北支講，21，89—91.
9) 羽生寿都，1980：　放射冷却，農業施設，10(1)，58—59.
10) 東　三郎，1953：　林地の低気温に関する研究，北大農学部卒業論文，25 p.
11) 東　三郎，1976：　環境林をつくる，北方林業会，205 p.
12) 船越三朗・前田　豊・今　和紀，1979：　上木の庇陰度とトドマツ造林木の凍害および成長との関係(2)，日林北支講，28，111—114.
13) 船越三朗・五十嵐恒夫・橋本慶彰・小松与市郎・松本吉夫，1982：　多雪寒冷地における造林法—トドマツの巣植えとミズナラの巣播きによる群状混交林造成—，日林北支講，31，57—59.
14) 今岡円七，1964：　斜面下降風と一般風との関係について，農業気象，20，41—45.
15) 今岡円七，1965：　晴夜における小丘状地形の冷気層と降霜分布，農業気象，20，113—118.
16) 今岡円七，1966：　斜面下降風に関する農業気象的研究 I，九州大学農学部学芸雑誌，22(4)，331—373.
17) 今岡円七，1966：　斜面下降風に関する農業気象的研究 II，九州大学農学部学芸雑誌，22(4)，375—409.
18) 石川信敬，1975：　積雪期における盆地冷却の観測，低温科学，A，33，125—133.
19) Ishikawa, N., 1977：　Studies of Radiative Cooling at Land Basins in Snowy Season. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A, 27, 46 p.
20) 石川信敬・石田　完，1971：　冬期における盆地冷却の観測，低温科学，A，29，115—123.
21) 石川信敬・小島賢治，1979：　母子里における盆地風について，低温科学，A，38，113—119.
22) 石川信敬・小島賢治・本山秀明，1984：　積雪表面近傍の気温変動について，低温科学，A，43，69—78.
23) 伊藤　正・大友末治・秋山　誉，1971：　トドマツの凍霜害による被害区分と成長形態，日林北支講，20，165—168.
24) 岩本巳一郎，1966：　高寒冷地における主要造林樹脂の成績（5年経過），日林北支講，15，112—116.
25) 和泉　薫・藤岡敏夫，1975：　積雪の変態と熱伝導率の研究1，低温科学，A，33，91—102.
26) 海上道雄・内田煌二・砂坂元幸・大坪輝夫，1972：　カラマツの霜害について(1)，日本林学会誌，54，429—433.
27) 日下部正雄，1959：　晩霜期の気温（福岡をサンプルとした調査），農業気象，14，105—107.
28) 倉橋昭夫・高橋延清・浜谷稔夫，1970：　カラマツ類晩霜害の一事例，日本林学会誌，52，17—21.
29) 小中原実・岡田厚生，1969：　カンキツの寒害防除に関する研究（第2報），農業気象，25，31—37.
30) 小中原実・渡辺康夫・中川行夫，1973：　カンキツの寒害防除に関する研究（第5報），農業気象，28，237—243.
31) 今田敬一，1948：　晩霜季における林野の低気温，北大演習林報，14，1—46.
32) 今田敬一，1949：　林野の地表付近に現われる低気温の観測例，北大演習林報，14，105—123.
33) 今田敬一，1955 a：　斜面の温暖地帯と寒冷な台地について，北大演習林報，17，103—126.

34) 今田敬一，1954 b：　微細気象からみたトドマツ造林の適地と不適地，北方林業，6，221—223.
35) 今田敬一，1962：　霜高のミクロクリマ，北大演習林報，21，177—185.
36) 今田敬一・佐々木準長，1956：　トドマツ造林施業の改善に関する研究（第2報），日本林学会大会講演集，111—113.
37) 今田敬一・武藤憲由，1958 a：　北海道主要造林樹種の凍害に楽する研究(1)，北大演習林報，19，41—60.
38) 今田敬一・武藤憲由，1958 b：　北海道主要造林樹種の凍害に関する研究(2)，北大演習林報，19，61—78.
39) 今田敬一・武藤憲由，1958 c：　北海道主要造林樹種の凍害に関する研究(3)，北大演習林報，19，79—122.
40) 近藤純正，1982：　複雑地形における夜間冷却—研究の指針—，天気，29(3)，935—949.
41) 近藤純正，1984 a：　複雑多様な地表面の熱収支—研究の指針—，天気，31(9)，573—581.
42) 近藤純正，1984 b：　地形と地表面性質が夜間の斜面風，山風，盆地大気の冷却に及ぼす効果(1)，天気，31(10)，625—627.
43) 近藤純正・森　洋介，1982：　アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(1)，天気，29(12)，1221—1233.
44) 近藤純正・森　洋介，1983 a：　アメダス（地域気象観測所）データを用いた夜間冷却量の解析と最低気温予報式(2)，天気，30(3)，143—150.
45) 近藤純正・森　洋介・安田延寿・佐藤　威・萩野谷成徳・三浦　章・山沢弘実・川中敦子・庄司邦彦，1983 b：　盆地内に形成される夜間の安定気層（冷気湖），天気，30(7)，327—334.
46) 近藤純正・桑形恒男，1984 a：　盆地内に形成される夜間冷却層（冷気湖）の厚さと地形との関係，天気，31(12)，727—737.
47) 近藤純正・佐藤　威，1984 b：　地形と地表面性質が夜間の斜面風，山風，盆地大気の冷却に及ぼす効果(2)，天気，31(12)，747—755.
48) Magono, C., Nakamura, C. and Yoshida, Y., 1982：　Nocturnal Cooling of The Moshiri Basin, Hokkaido in Midwinter.　J. Meteor. Soc. Japan, 60(5), 1106—1116.
49) 真木雅之・播磨屋敏生・菊池勝弘・谷口　恭，1984：　盆地における夜間冷却過程，北大地球物理学研究報告，43，17—29.
50) 三原義秋，1979：　いわゆる冷気流の温風効果について，昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨，87—91.
51) 武藤憲由，1969：　耐凍性物質による凍害防除，日林北支講，18，141—143.
52) 武藤憲由，1970：　耐凍性物質による凍害防除（第2報），日林北支講，19，153—155.
53) 元田雄四郎，1979：　冷気発生の機構といわゆる冷気流，昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨，92—98.
54) 森　洋介・近藤純正・庄司邦彦・佐藤　威・安田延寿・萩野谷成徳・三浦　章・山沢弘実・川中敦子・高平　進・阿部愛美，1983：　山地の夜間冷却と熱収支，天気，30(5)，259—267.
55) 森　洋介・近藤純正，1984：　冷気の堆積，流出を考慮した山地の夜間放射冷却，天気，31(1)，45—52.
56) 森田健次郎・酒井　昭，1966：　ポプラ類の凍害に関する研究(1)，日本林学会誌，48，267—273.
57) 森田健次郎・水井憲雄・中村　洋，1971：　道北地帯トドマツ晩霜害の一例，日林北支講，20，169.
58) 森田健次郎・豊岡　洪，1974：　高寒冷地におけるアカエゾマツの人工造林成績（第1報）—樹下植栽されたアカエゾマツの成績，日林北支講，23，131—134.
59) Munn, R. E., 1966：　Descriptive micrometeorology, Academic Press, 242 p.
60) Nakamura, F., 1985：　The Method to Make Three Dimensional View of Land Configuration from Contour Map with Micro-computer, Research Bulletins of the College Experiment Forests, Hokkaido Univ., 42(3), 525—536.
61) 中村圭三，1976：　夜間の緩い斜面上の冷気流と気温分布について，地理学評論，49(6)，380—387.
62) 中村圭三，1978：　菅平の大松山の斜面上における冷気流の発現域と流出域，地理学評論，51(11)，793—808.

63) 中村圭三, 1980: 根子岳の斜面上における冷気流の流下距離と風速との関係について, 道都大学紀要, 3, 69—78.
64) 農業気象学会, 1979: 昭和54年度全国大会シンポジウム「霜害と夜間の気流」要旨, 農業気象, 35, 103—111.
65) 岡田 滋・森 俊人・酒井 昭, 1969: 開葉時のトドマツ, アカエゾマツ, エゾマツ苗木の耐凍性の比較, 日林北支講, 18, 138—139.
66) 岡田 滋・森 俊人・酒井 昭・倉橋昭夫, 1970: 産地からのニホンカラマツの冬の耐凍性の差, 日本林学会誌, 52, 377—379.
67) 小沢行夫・村岡良三, 1960: 煙層の赤外線透過に関する研究(1), 農業気象, 16, 45—50.
68) 小沢行男・村岡良三, 1961: 煙層の赤外線透過に関する研究(2), 農業気象, 16, 139—144.
69) 佐橋 謙, 1979: 冷気流の実態と理論的取扱い, 昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨, 81—86.
70) 斉藤隆幸, 1967: 植物群落の夜間冷却におよぼす放射量および風速の影響について, 農業気象, 23, 65—74.
71) 斉藤隆幸・泊 功・林 堯・三原義秋, 1966: 窪地が夜間低温となる理由, 農業気象, 21(4), 143—144.
72) 斉藤雄一・武藤憲由・佐伯捷彦, 1966: 上木の庇陰度とトドマツ造林木の凍害および成長との関係, 日林北支講, 15, 119—120.
73) 酒井 昭, 1965: 越冬中の木の温度変化 (II), 日本林学会誌, 47, 444—447.
74) 酒井 昭, 1966: 林木の寒さの害に関する用語の使用法についての一提案, 日本林学会誌, 48, 25—27.
75) 酒井 昭, 1967: 昭和41年—42年の冬における道東地方の林木の寒さの害, 日林北支講, 16, 83.
76) 酒井 昭, 1967: 10年生トドマツの幹の凍害, 日本林学会誌, 49(4), 166—168.
77) 酒井 昭, 1972: わが国に自生する常緑および落葉広葉樹の耐凍性, 日本林学会誌, 54, 333—339.
78) 酒井 昭, 1982: 植物の耐凍性と寒冷適応, 学会出版センター, 469 p.
79) 酒井 昭・和田実男, 1963: 越冬中の木の温度変化, 低温科学, 21, 25—40.
80) 酒井 昭・吉田静夫・大塚宏二, 1967: トドマツの霜害に関する研究 (I), 日本林学会誌, 49(1), 9—16.
81) 酒井 昭・吉田静夫, 1967: トドマツの霜害に関する研究 (II), 日本林学会誌, 49(3), 87—93.
82) 酒井 昭・堀内孝雄, 1972: 樹幹の耐凍性, 日本林学会誌, 54, 379—382.
83) 酒井 昭・石川雅也, 1979: 針葉樹の冬芽の過冷却と枝の耐凍性, 日本林学会誌, 61, 15—20.
84) 坂上幸雄・狩野慎一, 1977: トドマツの霜害 (I) —冷却温度・冷却時間と被害の関係—, 日林北支講, 26, 72—75.
85) 坂上幸雄・浅香 保, 1977: トドマツの霜害 (II) —冷却速度・昇温速度と被害形態—, 日林北支講, 26, 76—77.
86) 坂本雄三・石田 完, 1973: 熱収支を考慮した斜面下降風の非定常モデル, 低温科学, A, 31, 87—105.
87) 佐々木準長, 1961: 北海道の造林地の凍霜害, 特に微細地形との関係並びにその対策に関する研究(概報), 北大演習林報, 21(2), 377—395.
88) 笹沼たつ, 1971: スギの凍害と上方からの遮光との関係, 日本林学会誌, 53, 22—25.
89) 笹沼たつ・高橋亀久松・本木 茂, 1967: 凍害地における巣植えの効果について, 日本林学会誌, 49, 398—401.
90) 柴草良悦, 1971: 成長促進物質, 成長抑制物質, 呼吸阻害物質および光合成阻害物質散布によるトドマツ苗木の開芽および秋伸び抑制試験, 日林北支講, 20, 147—149.
91) 鈴木義則・佐藤正一・川尻佳合, 1982: 暖地の凍霜害・寒害と地形気象, 農業気象, 37, 289—295.
92) 田中貞雄・谷沢恒夫・柿沼 計・佐野 洋, 1958: 樹林帯の防霜機能に関する研究(2), 農業気象, 14, 33—36.
93) 田中貞雄・谷沢恒夫・柿沼 計, 1959: 樹林帯の防霜機能に関する研究(3), 農業気象, 15, 46—48.

94) 田中貞雄・谷沢恒夫・柿沼　計，1960：　樹林帯の防霜機能に関する研究(4)，農業気象，15，115—117.
95) 田中夕美子・石城謙吉・藤原滉一郎・小林大二，1982：　台地と谷すじの夜間冷却について(1)—谷および谷横斜面の冷却過程，農業気象，38(3)，245—251.
96) 田中夕美子・藤原滉一郎・小林大二，1983：　台地と谷すじの夜間冷却について(2)—地形による冷却過程の差異，農業気象，39(3)，213—217.
97) 田中夕美子・小林大二，1985：　台地と谷すじの夜間冷却について(3)—広域の冷却分布，農業気象，41(2)，107—113.
98) 豊岡　洪・森田健次郎，1974：　高寒冷地におけるアカエゾマツの人工造林成績（第2報），日林北支講，23，135—138.
99) 内田煌二・海上道雄・砂坂元幸・大坪輝夫，1974：　カラマツの霜害について（II），日本林学会，56，372—376.
100) 和達清夫，1976：　気象の事典，東京堂出版，704 p.
101) 渡辺富夫・坂上幸雄，1977：　11月中旬におけるトドマツ苗木の形態と耐凍度の関係および耐凍度検定に必要とする標本数，日林北支講，23，78—82.
102) 吉野正敏，1954：　根子岳斜面（長野県菅平・十の原）における最高最低気温(1)，農業気象，9，139—143.
103) 吉野正敏，1960：　霜の危険度を地図によって小気候的に推定する一方法，農業気象，15，83—87.
104) 吉野正敏，1968：　日本における夜間の接地逆転，農業気象，23，186—188.
105) Yoshino, M. M., 1975：　Formation and Run-off of Cold Air at Night.　In Climate in a Small Area, University of Tokyo Press, 407—416.
106) 吉野正敏，1979：　局地気候的にみた冷気流，昭和54年度日本農業気象学会大会講演要旨，71—80.
107) 吉野正敏，1981：　菅平盆地とその周辺における冷気湖の形成について，災害科学研究会.
108) 吉野正敏・西沢利栄，1960：　冷気の流出と霜道の形成，農業気象，15，133—138.
109) 日本農業気象学会，1979：　昭和54年度全国大会シンポジウム「霜害と夜間の気流」要旨，農業気象，35，103—111.
110) 北海道の気象，1980，日本気象協会.
111) 北海道の気象，1981，日本気象協会.
112) 苫小牧演習林気象月報，1977～1981.

Summary

Frost damage to young trees occurs frequently in the shallow valleys of Hokkaido University's Tomakomai Experiment Forest on Hokkaido Island in the northern part of Japan. In order to establish the extent of the frost damage zone, the process and extent of nocturnal cooling were observed in midwinter on a tableland composed of valleys, flat plateaus and hills, which slopes gently from the Shikotsu Caldera to the Pacific Ocean.

Frost damaged species, which were observed in May, 1981, were *Abies sachalinensis, Picea jezoensis, Picea abies, Pinus banksiana, Pinus strobus, Chamaecyparis obtusa* and *Chamaecyparis pisifera*, located at the bottom and the lower part of the valley.

Picea glehnii was damaged by frost in Oct. 1983 when a minimum temperature of below 0℃ continued for two weeks from mid October. Frost damaged zone of *Picea jezoensis* was observed on the side slope of the valley at the altitude of 15 m a. s. l. in May, 1985. Frost damage of *Picea jezoensis* decreased with the increase of altitude to 80 m a. s. l..

The distribution of nocturnal cooling above the snow surface was observed in an area composed of plateaus with shallow valleys gently sloping from the Shikotsu Caldera to the

Ishikari-Tomakomai Lowland on Hokkaido Island, and the mechanisms of radiative cooling in the shallow valley and in the plateau were postulated by comparing the temperature distribution with the cooling process at four different topographies.

The cooling occurred everywhere simultaneously and to the same extent from the upper part to the lower part in the valley bottom. This fact proved that so-called cold air inflow played only a small role in nocturnal radiative cooling, though weak down valley winds were observed. This result was repeated, as the cooling process continued simultaneously in the valley and in the flat plateau on a clear and calm night.

Along gently sloped plateau A on a clear and calm night, the air temperature increased by 1℃ as the altitude increased to 20m. The air temperature at the lower part of plateau A was close to the temperature recorded at the bottom of the valley, which indicated that extreme cooling occurred in this area on the clear and calm night examined. The air temperature at the higher points of plateau A was close to that at the top of the inversion layer in the lowland. These temperature profiles suggest that because the depth of the inversion layer decreased with increasing altioude of the plateau, the cooling rate of the surface layer decelerated.

The distribution of nocturnal cooling was observed and compared with meteorological data recorded continuously at the observation tower (31m height) in the valley of the Tomakomai Experiment Forest. Results showed that nocturnal cooling occurred over a wide area of the plateau on clear days in all seasons when the wind speed (measured at a height of 33m from the bottom of the valley) was less than 3.5m/s. Routine observations of minimum temperatures on a hill of a relative height of 20m and at the bottom of the valley showed average differences of 8℃ in winter and 3℃ in summer. Observations of the distribution of minimum temperatures in winter confirmed that strong radiative cooling occurred in shallow valleys and on flat plateaus but not on hills, hillsides or sloping tablelands. A comparison of the temperature profile taken at the observation tower located in the bottom of the valley with that taken on the adjacent small side slope from a relative height of 15m revealed that the air temperature at the same altitude in the valley was almost the same as that on the slope.

On the side slope, the temperature at 10cm from the snow surface was sometimes 0.5℃ higher than the temperature at 150cm. On the same side slope and in the valley, periodic oscillations of nocturnal temperatures were observed through the night. This observation suggested that weak periodic down-slope winds occurred about every 10 minutes. In comparing the periodic oscillations of wind speeds with those of temperatures, weak gusts of wind (<1 m/s) were found to be accompanied by decreases of the air temperature near the snow surface.

A comparison of the nocturnal cooling process occurring in valleys with that occurring on flat plateaus showed that the extent of cooling was almost the same and that the air temperature continued to fall exponentially through the night when the atmosphere was extremely calm. However, when a weak wind of 2～ 3 m/s was generated on the flat plateau, the air temperature near the snow surface of the plateau rose suddenly or stopped falling. This variation of air temperature on the flat plateau resembled that of the upper part of the valley. It was assumed that amount of compensating heat current due to turbulent diffusion increased frequently when the maximum amount of cooling near the snow surface on a flat plateau became less than that in the bottom of the valley. Because the scale of air turbulence in narrower valleys was smaller than that in wider valleys, she proposed that the narrower the valley was, the more cooling occurred near the snow surface at the bottom of the valley.

These results were explained by the heat balance system occurring at the bottom and on the

side slope of the valley. At the bottom of the valley the amount of sensible heat transfer was so small that it could not compensate for the heat loss due to negative net radiation. Namely, the air temperature near the snow surface fell as a result of conductive heat transfer.

As noted above, the extent of cooling was the same in both the valley and on the flat plateau under calm conditions. Due to its flatness, a plateau received no inflow of colder and heavier air from its circumference. Furthermore, the amount of cooling due to net long wave radiation was almost the same in both valleys and on flat plateaus. Therefore, the author concluded that the extreme cooling on the snow surface at the bottom of the valley on a calm and cloudless night was caused not by the inflow of colder air from above but by local cooling due to net long wave radiation.

Based on the above-mentioned results, the following management plan was recommeneded for the artificial reproduction of vegetation at the Tomakomai Experiment Forest. At an altitude of more than 50m a. s. l. *A. sachalinensis, P. jezoensis* and *P. glehnii* should be mixed with *P. abies* and *L. kaempferi* to create a compound storied forest. It is desirable that P. jezoensis should be mixed with small sized broad-leaved trees of below 0.1ha as underplanting. At an altitude of 50-30m a. s. l., *A. sachalinensis, P. jezonensis* and *P. glehnii* should be planted with broad-leaved trees, *L. kaempferi and P. abies*. On the contrary, *A. sachalinensis, P. jezoensis* and *P. glehnii* should not be planted in the valley bottom or in the lower part of the slope. As exteme cooling occurs both the valley bottom and in the upper part of the slope at an altitude of below 30m a. s. l., pioneer plants such as *S. bakko* and *P. maximowiczii* should be mixed with *L. kaempferi, P. abies* and *L. gmelini* because these species of needle-leaved trees can grow esasily out of the frostheight. Finally, to create a broad-leaved forest, these pioneer plants should be planted at altitudes below 15m a. s. l..

Table 1A. Species described in the contents

Species	Planted year	Space(hr)	Number	Age	Compartment
C. obtusa	1978 1979	0.24	720	3	139
C. pisifera	1978 1979	0.26	950	3	139
T. occidentalis	1974	0.06	350		129
P. parviflora	1978 1979	0.15	720	5	401
P. parviflora	1978 1979	0.15	700	6	401
P. pentaphylla	1977	0.52	1000	8	401
P. koraiensis	1977	0.51	1000	6	401
P. pumila	1978 1979	0.37	650	5	401
P. strobus	1967	3.43	13438	6	137
P. densiflora	1978 1979	0.15	700	2	137
P. rigida	1978 1979	0.15	900	5	137
P. contorta	1979 1980	0.15	610		137
P. banksiana	1978 1979	0.15	700	3	137
A. homolepis	1978 1979	0.24	1200	4	134
A. veitchii	1978 1979	0.15	800	4	134
A. balsamea	1978	0.15	350	9	134
T. diversifolia	1979 1980	0.15	561		136
P. jezoensis	1978 1979	0.60	1050	6	212
P. glehnii	1976	1.04	1567	8	409
P. shirasawae	1979 1980	0.12	735		212
P. abies	1975	0.98	2000	4	409
P. rubens	1978 1979	0.15	640	7	212
P. mariana	1978 1979	0.15	740	7	212
P. pungens	1978 1979	0.15	750	5	212
P. glauca	1978 1979	0.15	700	7	212
P. glehnii	1981		280		139
P. jezoensis	1981		280		139
A. sachalinensis	1980	0.60			108
P. glehnii	1983 1984	0.28	523		138
P. glehnii	1983 1984	1.11	1214		138
P. glehnii	1983 1984	0.18	392		139
P. glehnii	1983 1984	0.19	402		139

P. glehnii	1980	0.44			108
P. jezoensis	1983 1984	0.29	365		138
P. jezoensis	1983 1984	0.70	1053		138
P. jezoensis	1983 1984	0.18	298		139
P. koraiensis	1980	0.58			108
P. banksiana	1980	0.40			108
L. kaempferi	1983 1984	1.15	1247		139
L. kaempferi	1983 1984	2.77	13720	2	139