

北見地方で見られる周氷河地形現象 についての考察 (補遺)*

志保井利夫**

(昭和50年4月30日受理)

Supplementally Report on the Periglacial Phenomena observed in Kitami District

by Toshio SHIBOI

The temperatures of the air-layer near the ground, underground and snow-cover have been measured with resistance thermographs at Tsutsujiyama near Onneyu continuously for more than three years since August 1972. Along with the analysis of the chart records, thirty areas where various periglacial phenomena are seen were studied with respect to their geology, topography, microtopography, ground temperature, vegetation, soil, microclimate, etc., to compare each other, and the data obtained were reported in the Memoirs. This report is a supplement to those already published, and also is a conclusive one on the mechanism of the formation of cold anomalies in the Kitami District, for which the writer has been studied for five years.

The periglacial phenomena were classified into four groups; (a) those occurring above 1700 m where the annual average temperature is below -2°C and the freezing index is more than 2000 $^{\circ}\text{C}$ -day, where there are dwarf pine and alpine vegetations. Active permafrost, sorted polygons and rock-field on altiplanation terraces, nivation niches, solifluction lobes and stripes are observed; (b) Those between 300~400 m and 1,000~1,300 m, $+4^{\circ}\sim 0^{\circ}\text{C}$, 900~1,700. Former altiplanation terraces are observed at 1,150~1,300 m, 850~900 m, 720~750 m, and 530~650 m respectively. Frost-shattering and -cracking are pronounced at 300~400 m, on the foot of the hillslopes and along the former lake shore where welded tuff is exposed in most cases; (c) Those below 300 m and $+4^{\circ}\text{C}$, $\angle 900$. Verved clay, involutions, fossil ice-wedge in volcanic ash, turf hammocks and creeps, etc., are observed; (d) Ice-shove ridges along the beach of the Okhotsk Sea.

The cold anomalies including sporadic permafrost within the area of (b) are formed mostly in frost-shattered and -cracked welded tuff (and rhyolite), where thick peat and/or moss cover works as an insulator and a damper for heat and air circulation. In the early winter, when the diurnal minimum reaches to $-10^{\circ}\sim -15^{\circ}\text{C}$, the cold air which

* 日本鉱山地質学会北海道支部一般講演 (1975年1月), 北海道大学工学部特別講演 (1975年4月) で一部発表

** 北見工業大学開発工学科

flowed in through the natural or artificial openings cools the debris or cracked bedrock, the saturated humidity condenses and freezes into ice. The freezing front proceeds downwards from the ground surface and also from the cold-air passage in the debris beds, and reaches to 3 m or more from the surface by the beginning of summer. In midsummer the heat penetrates downwards and cold air flows out from the openings. The warm outside air sucked in through the dried peat-moss cover flows mostly through the same passage as the cold-air and adds humidity to the ice. The warm air and the bedrock (annual average temperature $0.7^{\circ}\sim 1.0^{\circ}\text{C}$) cannot complete the melting of underground ice below the level of openings until the next cooling starts. Thus the underground ice in the 300~400 m area is considered to be "recent" permafrost. There might be those which have survived for thousands of years as a relic of "ice-age" permafrost, but most of them are believed formed recently.

The paleo-climate and -geography were summerized. The writer concluded that the Kitami District had been a typical periglacial region during the past ice ages up to 40,000 years ago; the bared mountains above tree-line had a number of karls, limited valley glaciers and firn covering in the upstream areas of main rivers. Former ice-lakes at the altitudes of 1,100~1,200 m (Paleo Taisetsu Lake), 300~310 m (Paleo Rubeshibe Lake) and many others below 120 m to the then shoreline of Okhotsk Sea (about 15 km from the present shoreline 25,000 years B.P.) are recognizable with the locations of ververd clay and the ^{14}C aging.

At present, the Kitami District which is situated along the Sea of Okhotsk still keeps the southern most boundary climate of a subarctic region, with the cold-air cover in winter which is produced by the north wind passing over the ice-packed sea of Okhotsk, and the prevailed westerlies passing over the backbone mountains of Hokkaido. The dry cold cover of air layers gives less snowfall but severe coldness there, thus making the Kitami District a model area of periglacial phenomena in Japan.

目 次

I. 緒 言	165
II. 地下異常地点の構造	165
a) 構造と素材	165
b) 地下異常低温帯の形成	171
(i) 瀬戸瀬氷穴	171
(ii) 瀬戸瀬5号坑	174
(iii) 武利風洞	175
(iv) 温根湯つつじ山と金華駅附近	178
(v) 外国の風穴、氷穴の例	179
III. 風穴と植生環境	181
IV. 異常低温地点と地形	183
V. 積雪、雪温と地温の関係	185
VI. 北見地方の古気候と古地理	188
VII. 結 語	192

I. 緒 言

1972年8月から、温根湯つつじ山風穴研究のため、気温、地温(および雪温)を連続記録し、その分析を行うとともに、同様の現象を含む種々な周氷河現象が見られる北見地方30余地点で、地質、地形、微地形、地温、植生、土壌、微気候を観察し、これらの比較研究を続けて来た結果、今後に残す問題点を含めて、今までの報告^{1),2),3)}で説明が不十分であったところを中心として、一応取纏める段階に達したので、ここに補遺として報告する。

以下すでに報告したところはできるだけ省略し、北見地方で地下に氷が形成され、永久凍土として維持されるための構造と気候環境を主な対象として述べる。

II. 異常低温地点の構造

ここで考えることは、(a)低温の貯蔵所の役割をする霜砕礫層 frost shattered debris(その場の霜砕礫層と崖錐堆積物)、霜割基磐 frost cracked bedrockの構造、素材の性質、(b)熱運搬の役割の一部をする(熱の直接伝導とは別に)地下と地上の間を循環する空気の流れの状態、および(c)これらの間にあって、両者の役割を調整あるいは強調している水蒸気、水、氷の挙動である。

a) 構造と素材

つつじ山の風穴が分布するところは、一部珪化し、または不規則な網状石英脈で貫かれた温根流紋岩の霜砕礫からなる小規模な崖錐の脚部である。この崖錐は沖積地から10~15 m 高い同質岩の河食岩段の表面の一部に、厚さ最大10 m 内外の堆積をしている。エゾムラサキツツジ群生地を貫く幅約3 mの歩道の高さ20~30 cm から1 mの切土面に沿って点々と風穴が存在している。風穴として、夏季冷風が流出し、冬期積雪前に外気が流入しているところは、落葉松植林地内約35 mの間に、相接して大小10余個所(著しいもの5個所)、その東側のエゾイソツツジとエゾムラサキツツジの群生範囲に点々と5個所(著しいもの3個所)ある(第1表)。

これより東のエゾムラサキツツジが最も広く群生している範囲の上縁では、切土面には霜砕礫の露出がさらに著しく続いているが、冷風が流出しているところはない。従って、風穴が存在するのは、歩道の上手に崖錐脚部の「たるみ」地形があるところで(そこにはcreepによる微地形的擾乱がある)、かつエゾイソツツジが群生している範囲と、落葉松植林地の東半に集中しており、歩道沿い東西約80 mの間に限定されている。

崖錐を作っている霜砕礫 debris は、山の斜面には100×60×50 cmの大塊も見られるが、「たるみ」の部分では、直径20~30 cmの塊が主である。

霜砕、霜割作用は、昭和初年金鉱脈探鉱のため斜面頂部に掘られたトレンチにおいても、数mの深さまで達していることが観察できる。2台目の自記温度計(B)の検出端埋設のため1973年10月25~30日の間に、深さ5 mの井戸を掘った時の観察では、落葉松の葉がフェルト

表 1 温根湯つつじ山風穴に於ける流出空気の時速 m sec⁻¹ と温度 (°C)

Table 1. Velocity (m sec⁻¹) and Temperature (°C) of blowing air at Tsutsujiyama, Onneyu.

測定日 (1974)	外気温 (°C)	風速 温度	風 穴 (落葉松植林地内)				
			A	B	C	D	E
21 July	26.8	v. t.	0.55 (0.3)	0.55 (2.5)	0.41 (2.0)	0.49 (0.5)	0.31 (1.0)
21 Aug.	22.4	v. t.	0.36 (1.5)	0.17 (5.2)	0.39 (5.0)	0.31 (2.5)	0.30 (3.9)
21 Sept.	16.7	v. t.	0.34 (4.4)	0.17 (5.5)	0.32 (5.0)	0.22 (4.2)	0.17 (4.9)
21 Oct.	7.5	v. t.	0 —	0 —	0 —	0 —	0 —
21 Nov.	9.4	v. t.	0.06 —	0.25 —	0.15 —	0 —	0 —
21 Dec.	-0.6	v. t.	-1.06 —	-0.91 —	snow cover —	-1.09 —	-0.27 —

(注) —の風速は流入を示す。

状に固まった peat 層 10~15 cm の下が直ちに霜砕礫層となり、3 m 深のところに砂を多く含んだ厚さ約 1 m の層を挟んでいる。全体として崩れ易いガラ山状で、少量の黒褐色粘土質の土が礫を被膜して存するが、空隙が多く維持され、冷風の通路として適当な状態を持っている。

空隙の多い部分は低温 (1.5°C) であったが、砂を多く含む部分 (深度 3~4 m の間) は通気性が乏しく、比較的地温が高く (3.5°C)、これを破った下 (深度 4 m 以下) の空隙の多い礫層では再び低温となり、冷風の流出が強くなっていた。冷風は井戸口を溢れて、斜面を匍って流下したことから、その地下の低温気団の頂面は、井戸口より高いところにあったといえる。

霜砕礫層全体としての空隙率の正確な測定はできないが、井戸から掘上げた砂礫を埋戻したところ、元の体積より減じたことから、安定した堆積砂礫層の空隙率より大きい不安定なせり持ち状の堆積であるといえる。

小野寺⁴⁾によるこの岩石の物理性は次の通りである。

	温根流紋岩	荒川ノ沢 熔結凝灰岩
乾燥比重 (見掛)	2.42	2.25
吸水率 (%)	2.15	5.19
比 熱 (cal deg ⁻¹ g ⁻¹)	0.2649	0.2836
熱伝導率 (×10 ⁻³ cal cm ⁻¹ sec ⁻¹ deg ⁻¹)	5.594	4.216

つつじ山以外の異常低温地点でも、共通していることは、特に熔結凝灰岩のところに霜砕作用が卓越していること、霜砕礫の大きさがそれぞれの個所ではほぼ揃っていて土砂をほとんど含まず、分級がよく、崩れ易い (空隙率が高く、通気性が大きい) 不安定なガラ山状の山脚斜面、崖錐、あるいは altiplanation terrace であること、地形的には、地表に接する低温空気層

が集積停滞する山の斜面が「たるみ」を作っているところ、あるいは平坦な山頂部か谷底に近いところにあり、warm thermal zone を作る斜面中間にはない。

霜砕礫層の表面には soil の層がなく、直接 peat または moss の層でおおわれている。この植生の特長はクマザサを含めて普通見られる温暖を好む雑草は繁茂せず（海拔 300~400 m のところでも）、厚いコケの層を特長として、ツツジ、コケモモおよび亜高山植物がエゾマツの原生林（またはこれを伐採したあとの植林地）の下草、叢林となっている。

また、武利風洞、金華駅附近で見られるように、薄い霜砕礫層の下に基磐の霜割帯 frost-cracked zone が露出しているところでは、優勢な割目系（方向性にやや規則性があり、直線的な延長が長い）から、より低温で大量の冷風が流出していることから、これらの割目が主たる通路となっていることと、割目が達している深度まで（少なくとも露出 level より 5 m 以上地下へ）岩磐が低温であることがわかる。厚いガラ山状の崖錐の場合、そこの基磐に割目が生じているか、また低温であるかどうかは、地表近くでの測定からはわからないが、多くの林道用バラスの採掘場で見られるように、霜砕礫層の断面の下底部が冷風の低温源となり得るだけ低温であることから、そこの基磐も低温で、少なくともその数 m は霜砕礫層の下底部と同じあるいはより冷い低温帯を持ち、低温源の一部になっていると考えられる。

表層をなす peat and/or moss cover は、5~6 月の乾燥期には水が不飽和となり、または乾燥し、乾燥状態では熱に対する絶縁性の高いスポンジ状の素材となるから、効果的な断熱材のおおいとなり、7~8 月の太陽輻射による地表面の急速な加熱および地表に接する空気層の熱が霜砕礫層へ移動することをおくらせ、また、地上の空気と地下空隙中の空気の直接の接触および循環を妨げる damper の役割をする。よほどの大雨または長雨でない限り、雨水はこの表層を透過しないし、降雨によって一時的に上昇した peat-moss 層の含水率は蒸発によって再び低下し、同時に蒸発熱をうばわれて冷却する（その熱量は小さいとしても*）。

9~10 月の秋雨で表層が水で飽和する時期には、夜間の冷却が著しくなり、蒸発速度は減じ、飽和に近い状態で降霜期に入る。11 月になり、日最低気温が氷点以下の日が続くと、表層は含まれた水は表面から凍結しはじめ、日当たりの良いところでは昼間には融解するが、日蔭のところ、また「くぼみ」で cold-air pool が生じるところでは、融解する十分な時間がないまま再び夜となり、12 月には、水で飽和した表層となる。

若しそこに風穴、風洞のような切土面の人工的な開口、あるいは風倒木、ナキウサギの巣穴等による自然の開口が無ければ、表層の下に霜砕礫層、霜割岩磐の空隙中の空気の冷却は表層からの低温の直接伝導のみによって、ゆっくりと深部へ penetrate して行くと、そこに開口があると、地下空隙の空気の温度より低温な外気が重力流の形で流入し、その通路の礫および壁面を急速に冷却する。異常低温地点はこの季節には、位置的に cold-air が dam up され、地

* 落葉松の落葉からなるこの peat は、しばしばアカアリの巣の材料に用いられている。つつじ山には直径 1.8~2.4 m、高さ 30~50 cm のアカアリの巣が、エゾイソツツジ群生地にみられる。

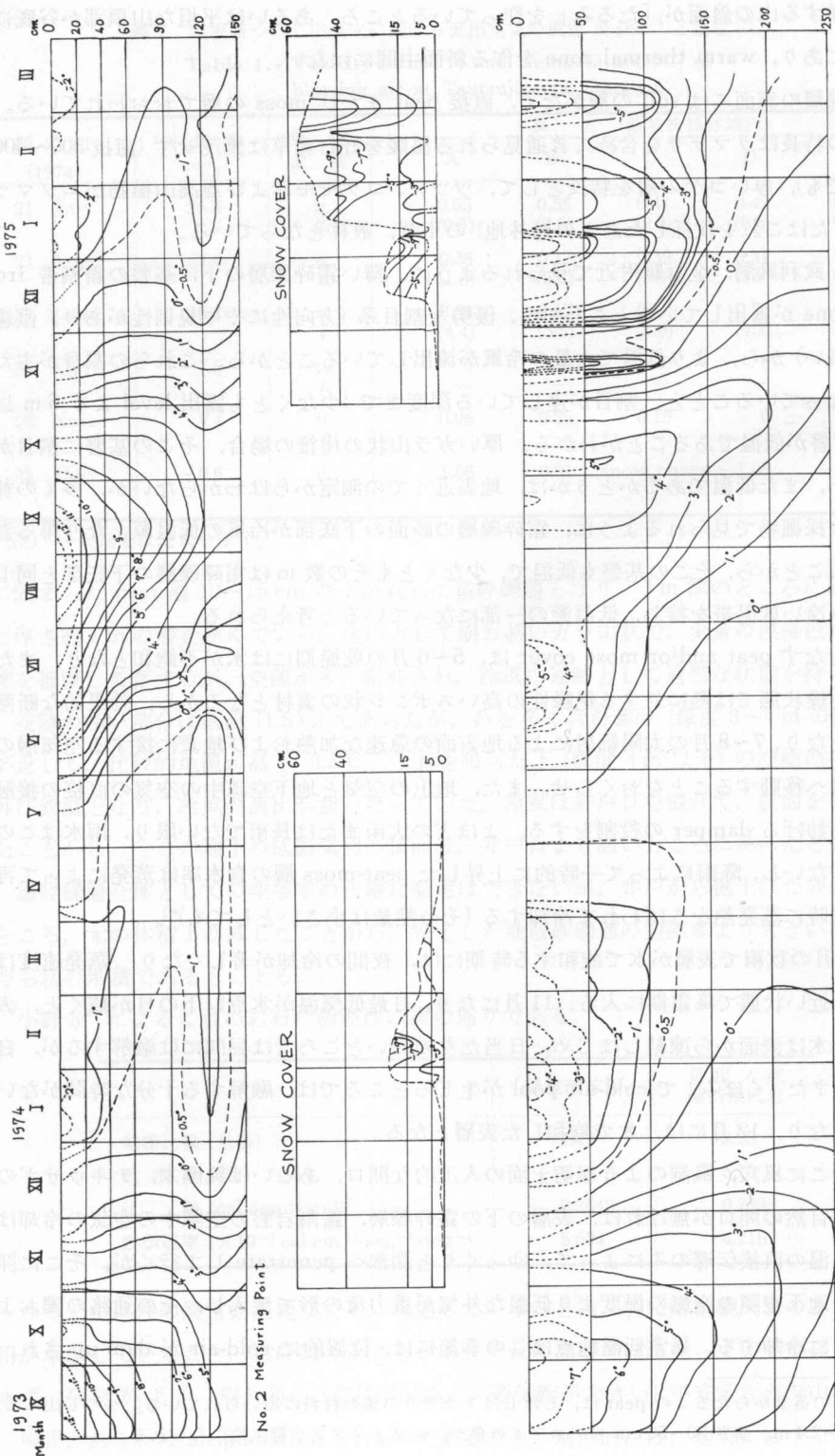


図1 温根湯つつじ山のNo. 1, No. 2測点の深度・等温線 (5日毎平均温度, 1973年9月~1975年3月)
Fig. 1. Depth-isothermal lines of No. 1 and No. 2 measuring points, Tsutsujiyama, Onneyu.
(Five days means, from September 1973 to March 1975)

形的に cold-air pool または lake が発達する環境にあることから、夜間には風による空気層の「みだれ」がないと、地表から数 m～十数 m をおおって、低温な空気が停滞する（または流速がおそくなった）ところとなる。従って peat-moss 層をもって地下に遮断されている暖い地下空隙中の空気は、荒い織目の布でおおわれた空気を水中へ押込んだ形となり、布目を通して押出され、低温空気の流入に対して compensating flow を生じる。

つつじ山の No. 2 測点の記録（図 1）で明らかなように、夏には最も低温である地表下 0.90～1.20 m が 11 月にまず冷却し、凍結しはじめる。すなわち、表層からの低温の伝導に先んじて通気路沿いに凍結が行われ、1～2 月に表層からの凍結深度がこの深さに達したあとも、この部分がより低温で、低温の中心となる。

表層からの低温の伝導と、通気路での熱交換による冷却により、地下空隙中の空気が含む水蒸気は凝結して水滴となり、さらに霜砕礫の表面で膜状の水となり、また小さなつらら状の水塊となる。霜砕礫間に僅かに存する土壌中の水分も、その場で霜状に凍結するか、あるいは毛細管作用で移動して空隙の水を増大させる。この水が空隙を充填し尽した場合は、礫が氷で完全に膠結した層となるが、それは局部的で（津別町二又の場合の如く）、多くは空隙がなくなるほど十分な水分の供給は続かないようである。

2～3 月積雪深が増すと開口部は雪でおおわれて閉ざされる。積雪層の日温度変化は地温より大きい気温に較べると小さく、低温な表層から下部へ向って温度が高くなっている（図 2）。積雪と地面の境の地表温度は測定し難いので、両者の温度断面から延長した外挿値を用いる。3～4 月に降る大雪（比較的気温が高く湿った）で積雪の比重が増し、熱伝導率が高くなると、通気の減少を償った表層を通じての伝導量の増加によって、夜間の低温が続く限り、地温は深部まで低下を続ける。

4 月下旬～5 月になり、気温が急昇し、日照時間が長くなると「くぼみ」または「たるみ」地形にある snow patch を残して融雪する。正常な地温のところの地表では、融雪の進行に従い、積雪を透過した長波光線を受取った地表は 0°C 以上となり、地面と積雪面の間に $+0^{\circ}\text{C}$ の空隙を作り、少なくとも昼間は peat-moss 層の表面は水で飽和した形となる。しかし異常低温地点で、長く snow patch が残るところでは、積雪下面または積雪内を流下する融雪水は、peat-moss 層の表面に達すると再凍結し、厚さ数 cm の氷盤を作り、この氷盤は snow patch が融解したあと 5～7 日残存する。また正常な地温のところでは、融雪期には立木の幹のまわりの雪に輻射環が生じるが、異常低温地点では、このような輻射環を生じることは少なく、氷盤が露出するまで立木の根元は積雪で囲まれている。

融雪後、peat 層または moss 層の表面の水が融けた部分は、表面から蒸発、乾燥すると同時に断熱材化するため、地下の水の融解はおくれ、融解潜熱と蒸発潜熱が zero-curtain の期間を作る。この期間渗透降下した融雪水、融氷水は 0°C 以下の地下で再凍結し、その地下水に添加される。 0°C の期間（ 0°C の氷と水が共存する）が 1～1.5 月続いたあと、peat moss 層の融

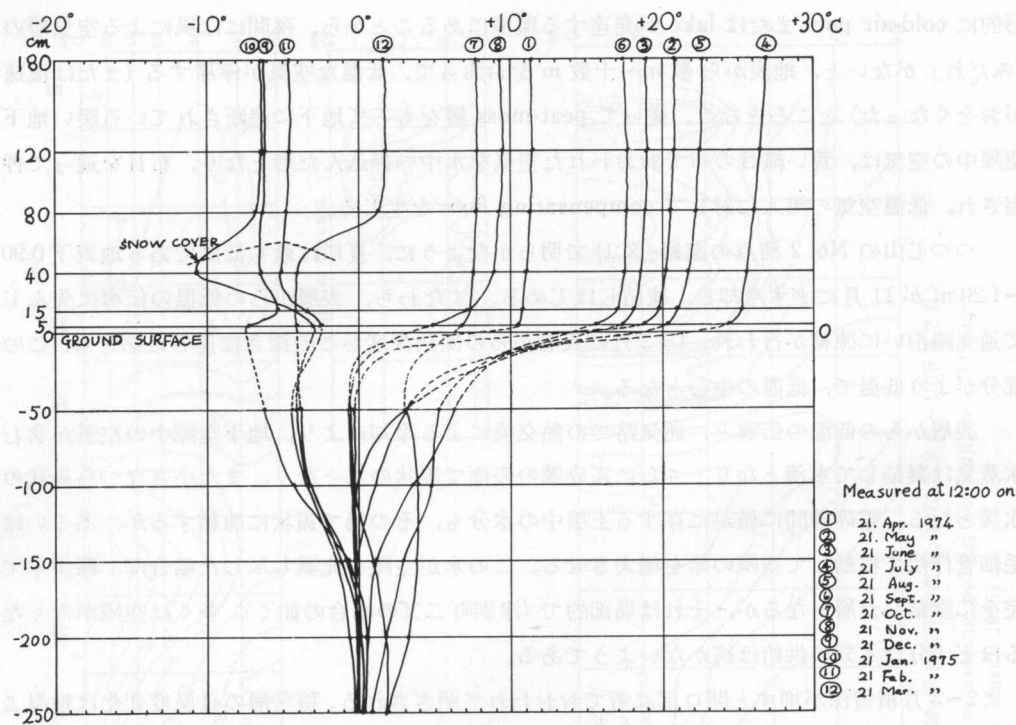


図 2 正午の気温、雪温、地温の深度別変化 (1974 年 4 月 21 日～1975 年 3 月 21 日)

Fig. 2. Temperature change at each depth of Air layer, Snow cover and Ground (Measured at 12:00 on each 21st of months from April, 1974 to March, 1975).

解潜熱が消費し尽されたあと、6 月～8 月には表層からの伝導による加熱は急速に地下深部へ向って進行する。

また融雪後再び開口した風穴、風洞からは、重力流によって冷風が流出し（地下の空隙が cold-air pool になる）、これに対する compensating flow として、すでに多孔質となっている表層を通じて、その上手の斜面から暖い空気が吸込まれる。この空気の流れは、主として、最も早く凍結し、最も低温となった通気路を通るため、そこの氷が完全に融解し終わるまで流出する空気の温度は 0° か 0°C 以下で、入気を含む水蒸気は氷となるが、この期間を過ぎると、潜熱の影響がなくなるため、流出する空気の温度は急速に上昇する（8 月末～9 月に 2.5～4°C になる）。

この地温急昇期間が短いほど、通気路およびその周辺の氷は長く存続していることになり、この期間が無ければ、そこは周年 0°C 以下であり、永久凍土になっていることになる（瀬戸瀬氷穴のように）。

この主要通気路（層状または割目）に沿った最低地温帯は地表から浅くて 0.90～1.20 m、一般には 3 m 以上のところにあるため、地表から杖を挿込んだ 30～75 cm の深さの地温の測定 “rod probing” では、果してそこの地下が氷久凍土になっているかどうかはわからないが、少

なくとも、その年平均気温より低い温度が見出された場合、たとえ狭い範囲でも、異常低温地点で、若し永久凍土があるとしたら、この範囲の中に存在すると考えられる。地表における地質その他の環境の条件が熱伝導に対して均等と見られるところでも、このような範囲の地下には氷の存在を含めた低温帯が不均等に存在していることから、rod probing による調査は、今までの野外作業では十分効果がある方法であった。

b) 地下低温帯の形成

北見地方山地における今日の地表下の異常低温地点または永久凍土を考える場合、山地の地表の侵食低下する速度から、平均侵食深度 20 m または 20,000 年以上を遡って考えることは、誤差が累増する点からも困難であるが、幸い今日の北見地方の周氷河現象は、大部分が 20,000 年前以降の現象と考えてよいようである。

Würm maximum の 10,000 年～20,000 年前の 4 回の氷期の低温が、局部的にせよ今日の地表から 1～数 m 下に、今日の年平均気温を持つ気候の下で、衰退しつつも残存していると考ええることは、よほどその断熱効果が良いとしない限り不可能である。十分断熱性を持たせた「氷室」の形で、そこに氷を 1 年残続させ得たとしても、次の年には新しい氷を搬入しない限り、そこに自然に新しく氷が作られることはない。

大部分の風穴、風洞において、初夏に $0^{\circ}\sim-1^{\circ}\text{C}$ の冷風が流出するところでも、晩夏～初秋には流出する空気の温度は $1^{\circ}\sim4^{\circ}\text{C}$ になっていて、少なくとも主たる通気路の壁面は 0°C 以上になっていることを示している。しかしこの場合でも、通気路の壁面の裏側またはこれより深い空隙がなお 0°C 以下を維持して次の冷却期である冬を迎えているかどうかは明らかでない。瀬戸瀬氷穴の水層が少なくとも 40 余年にわたって、そこに存在している事実があるからである。

今日の気候での気温の年周期、地表面における太陽輻射の収支、および熱伝導による温度到達のおくれだけでは解決できない特殊な条件が、異常低温地点（そこに氷久凍土を含むこともある）にあるようである。冬の低温は十分急速に受入れ、貯えるが、夏の高温は高度に遮断し、penetration を阻止する構造上の、および/あるいは、素材の物理性の年周期的な変化を行っている自然の調整作用が必要条件となっていると考える外はない。

つつじ山風穴の自然調整作用を考える上で、瀬戸瀬氷穴、瀬戸瀬 5 号坑、武利風洞およびフィンランド、ドイツ等の各所における冬期の地下水の形成、岩磐への低温の蓄積、夏までの低温の持続の状態を述べる。これらによってもたらされる夏期の斜面脚部からの冷風の流出、あるいは冬期の斜面脚部からの外気の流入と上位からの温風の流出は、本質的に共通した現象であるから、これらで実視できる、または理解できる機構をつつじ山に不足している資料として外挿する手段をとる。

(i) 瀬戸瀬山氷穴³⁾

瀬戸瀬山 (900 m) の東へのびた尾根稜線近くの北斜面、瀬戸瀬スキー場第 1 ヒュッテの西

北約 300 m, 海拔約 500 m のところにある。1930~1931 年に探鉱された瀬戸瀬金山⁵⁾の旧坑で、当時から坑夫の間で「寒い坑道、水がある坑道」として知られていた。現在は坑口から 2.5 m までは冬期に吹込んだ雪が 8 月下旬まで 30~40 cm の厚さで残り、その表面および奥につらなる雪がつもっていない坑道床上に、天井から滴下する水滴（主として天井沿いに流入する暖い外気の水蒸気の凝結による）が細長いつららと氷筍を作る。これらは 10 月上旬には消滅するから“active zone”といえよう。坑口から 2.5 m 以上奥の地表から 3 m 以上深いところには、厚さ 30~50 cm の氷層が坑道床面をおおい、その上に直径 10~15 cm, 高さ 30~45 cm の太い氷筍が見られ、天井から滴下する水滴をうけて成長した年輪、成長層が見られる。すなわち、滴下する水量、蒸発量と凍結作用に年周期があることを示している。

坑口における坑道断面の中~下部からは、夏期 $0^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{C}$ の冷風が、重力成層して流出し、その天井に接した薄い範囲では暖い外気が入気しているが、active zone で冷却、降下して流出気流に合する。この際入気の水蒸気は天井面で水滴となり、つららに沿って流下する。

この坑道は氷層の上を約 8 m 奥まで入れるが、これより奥は氷が厚くなって入れず、奥の状態は不明である（文献 3）の附図 3 参照）。この坑口の西約 6 m のところに旧坑が崩落した「ひけこみ」が見られ、この「くぼみ」に杖を挿して（空洞があるようである）50~70 cm 深で測った地温は $4^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{C}$ で附近の地表の 20~40 cm 深の地温の $10^{\circ}\sim 13^{\circ}\text{C}$ よりかなり低い。この「ひけこみ」は古い鑢押坑道で、これが崩落したため、現在入れる坑道を切替坑道、または立入として切ったらしい。明らかな露頭がないからよくわからないが、山手側約 10 m 上位の歩道の「ひけこみ」と結んで考えると、鉱脈の走向は現在入れる坑道と斜交するものらしい。

坑口より 2.5 m 以上奥、または地表から 3 m 以上深いところの氷層と太い氷筍が存在する部分は、 0°C 以下の温度が過去 40 年以上存続した事が明らかになっているから“permafrost zone”といえよう。崩落した他の坑道はいずれも、地表から 2~3 m の浅い部分の坑木が腐朽して 1~1.5 m の「ひけこみ」を作っており、その地下の空隙が通路路として役立っていると思われる。これらのいずれかの地表から 3 m 以上深いところにも permafrost がある可能性は十分考えられるが、今までのところわかっていない。

夏（1974 年 8 月 10 日）に流出する冷風（ $0.2^{\circ}\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ ）の量が $0.9\sim 1.0\text{ m}^3\text{ sec}^{-1}$ （入気の温度は $9\sim 14^{\circ}\text{C}$ ）、坑口から約 1 m 入ったところの坑道断面下半の気温が $0.0^{\circ}\sim -0.2^{\circ}\text{C}$ で、10 月中旬になっても permafrost の氷筍、氷層には衰退が見られないとともに、その表面には液相の水が存在しないことから、周囲の岩磐を含めて、低温源としてはかなり優勢なものといえる。

この附近の斜面（上下 40~50 m, 西方斜め下へ約 100 m の範囲）に限って地表にはクマザサがなく、雑草も繁茂せず、エゾマツと広葉樹の混生疎林の地表は、10 cm 内外の peat または peat-moss 層でおおわれ、「くぼみ」および風倒木に接したところは 30~40 cm の厚さの moss 層でおおわれている。また、上記永久凍土のある坑道近くの斜面下方には、かなり広く水分を多く（飽和に近く）含む範囲が広がっていて（融氷水の滲出により）コケおよび湿地性の

草でおおわれている。

位置および地形から崖錐が発達するところではなく、表層の下は土壤がほとんどなく、直ちに霜砕礫と大塊が見られることから、霜砕帯は浅く、基磐の霜割帯が主であるらしい。

降雨による地表流はそこの「くぼみ」「ひけこみ」に集まり、表層を飽和し、滲透降下して崩落した旧坑の空隙が残っているところへ特に集中し、そこで滴下していると見られる。北斜面の疎林の中であるから、積雪はおそらく1 m以上、吹溜りでは1.5 m以上とみられ、融雪はおそく、「くぼみ」には他より厚い snow patch が残るから、地下への融雪（氷）水の供給は、表層が氷、水で飽和している期間続く。

秋雨についても同じく、この「ひけこみ」の崩落跡の空隙が滲透水の最も容易な通路となっているであろう。空隙へ降下し滴下した水は、その温度が 0°C 以下なら氷層、氷筈、つららの成長に役立つと見られるが、 0°C 以上の場合、滲透水は霜割帯の割目を通して流下するので、礫を水の膜でぬらすが、水溜りは生じない。すなわち空隙は水で飽和することはあっても水で飽和することはない（位置的に地下水位が低く、全体として乾燥し易い尾根近くにあることから、水を作るための水の供給は、上記の構造による保持と時間をかけての滴下に負うところが大きい）。

冬には観察していないが、おそらくつつじ山の風穴と同じく、日最低気温が 0°C 以下になる頃に空気の流出と流入の転換が行われ、入気が -10°C に下ると、天井および側壁から滴下する滲透水は凍結し“active zone”につらら、氷筈を成長させると思われる。

瀬戸瀬水穴では、permafrost level は地表から3 m以上深いところにあり、これより浅いところは active zone になっている。開坑当時すでに低温で水があったということから、開坑したことによって冷却がはじまり、低温の蓄積が始まったのではなく、元々氷久凍土の状態にあったところへ開坑したものと考えて良い。それが40余年を経て、今日の気候環境と坑道という人工的自由面で接し続けて来ても、なお permafrost zone を維持しているということは、今日でも、これと同じ適当な条件が整っているところがあるなら、一旦相当な範囲の礫層、岩磐が 0°C 以下に冷却され、相当な規模の凍結帯または氷層が蓄積されると、永久凍土として存続するということになる。いいかえれば、ここ以外にも、この附近に今日未だ知られていない永久凍土が地下に潜在している可能性があるといえる（斜面の異常な湿地帯がこの indicator になる）。

考え得る適当な条件とは、積算寒度が1,000以上の環境であるという外に、他の場合と共通した空気の流動、循環、水の供給、排出を容易ならしめる地下の空隙と、雨水および融雪水を直接大量に滲透させず、遮断と保水の役割をする peat 層または peat-moss 層の存在である。この表層は夏期乾燥すると断熱材となる一方、暖い外気の吸込みを調整する役割をし、秋雨で水を飽和したあと、冬になって表面から凍り始めると氷盤となり、熱伝導率が高くなる。積雪後、太陽の長波光線を吸収して積雪の下部が融解する際も、この氷盤までは融解しない。低温

の入気で押し上げられた地下空隙の、より暖い空気の水蒸気は表層下面で凝結、凍結してその水を成長させる。流入した低温の外気は入気孔より下位の霜割帯の基盤の割目を満たし、その壁面を冷却し、その水膜を凍結し、霜割作用を進める。すなわち、低温の外気 (11 月下旬～12 月の厚い積雪前の日最低気温が $-10^{\circ}\text{C} \sim -15^{\circ}\text{C}$ の頃の) の進入は、既存の地下空隙を cold-air pool として満たし、その水を氷にするばかりでなく、その底部の霜割帯を拡大して pool を成長させる。この霜割作用の速度はわからないが、その価が小さいものであるとしても (氷期の気温で $2 \sim 3 \text{ mm year}^{-1}$?) 今日の気候条件が示す永久凍土の存在に対する負の条件を償っている条件の一つと考えられよう。北見地方では、霜砕作用については明らかでないが (今日の気候条件では否定的といった方が良からう) 霜割作用は、野外観察から、今日でも確かに活動的であると見られる (上丸瀬布の流紋岩、弓削ノ沢上流部の日高層の tor 地形のところでは 4～5 年間に割目がかかなり成長し、そのため大塊の崩落が観察される)。

霜砕礫層における熱の penetration front の進行速度は、夏の 0°C 以上の温度と、冬の 0°C 以下の温度の場合 (zero-curtain の期間を除き) を較べると、前者は後者よりかなり早い (図 1 参照)。盛夏 (7 月) には受取る太陽輻射は最大で、表層の表面温度は最高となり、地温との差は最大となるため、加熱の penetration の速度は最大となるが、冬の冷却の penetration は、夏に較べて外気と表層の温度差が小さいため、その速度はおそい。同時に、夏には (zero curtain の期間をすぎたあとの) 地下の空隙は主として空気で満たされているので、流動する空気によって水膜と岩壁表面を通じて熱が容易に交換されるのに対して、冬は空隙の水を凍結しつつ (潜熱を差引かれつつ) penetrate するので、また氷によって通路が狭くなるので、その速度はおそい。

今までのところ、年間地温が等しい zero-frequency level まで達する深さの地温の測定は行っていないので、その正確な温度はわからない。つつじ山の深さ 5 m までの温度断面を平均すると、1 年のうち 2°C 以上になるのは約 2 か月であるのに対して、 1°C 以下の期間が 8 か月で、zero-frequency level での地温は $0.6 \sim 0.7^{\circ}\text{C}$ と想定できる。年平均気温とこの地温の間の約 4°C の差をもたらす負の熱収支の存在が、北見地方の今日の気候環境で永久凍土を形成し、持続させる要因らしいが、地下気候と大気気候の関係を調べた文献が、地表近くの気候を扱ったものに較べてはなほ少ない現状から、なお基礎的な資料を集積する必要がある。

(ii) 瀬戸瀬 5 号坑

瀬戸瀬山北方の東西に走る支稜の間の瀬戸瀬川の支沢を遡ったところに、1920～21 年に隆尾金山 (生田原町仁田ノ沢) の支山として開坑された鉱山で、手選銅精鉱を売鉱していた。1950 年住友金属鉱山の所有となり、北見鉱業所 5 号坑と称して、1952～54 年に探鉱坑道の掘進を行うとともに、銅粗鉱を北見鉱業所選鉱場へ送った⁵⁾。

隆尾時代採掘の中心であった 1 坑の坑口は、切羽が地表へ貫通した小沢の右岸から流入した土砂で埋没しているため入れないが、露頭の貫通部からは、梯子を用いれば、入坑できる。

2 坑は住友時代の主要坑道で、南向に立入 30 余 m で着脈し、東西へ鍾押坑道が延びている。着脈点を左（東）へ入った富鉱部（上記 1 坑採掘跡の西に隣接する）を掘上って採掘し、ここでも小沢の左岸へ貫通し、沢水が坑内へ流入した。止水のため貫通個所に一応の処置はしてあるが、なおかなりの漏水があり、坑道上には沢から流入した当時の土砂が堆積している。着脈点から右（西）へ入った鍾押坑道には 12 m 上位の坑道まで 2 個所の切上が貫通していて通気が良い。

冬期 12 月に入り小沢が凍結して漏水が止まる頃から、低温の入気によって立入部分の流水は凍りはじめ、冬の間に坑口近くで厚さ 30~40 cm、着脈点付近で 60~70 cm（坑道の天井まで 60~70 cm を残して）の水盤でおおわれる。5 月に入り融雪とともに再び小沢に多量の水が流れ出すと、坑内への漏水が始まり、坑道の氷は 1 か月ほどで消滅する。岩磐は空隙を持つ割目（地下水、空気の容易な通路となるような）はなく、坑道の天井から滴下する水もきわめて少量である。従って水盤を作った水の大部分は、漏水による小沢の水である。

鍾押坑道の西奥での湧水、滴下水も少なく、壁面に硫酸銅、珪孔雀石の沈澱が見られ、坑道床上に深さ 10~20 cm の水溜りを作っているが、立入部が凍結して水盤を作ったあとも、これを溢流するほど、または融かすほどの水量はない。

2 坑の場合、冬になって小沢が凍り、流水がなくなり、坑道への漏水が次第に減少し、僅かな地下水の滴下のみとなった時、坑口から低温の入気によって氷層が作られるが（ここまでは瀬戸瀬水穴と似ている）、春先になって再び小沢に水が流れ、漏水が始まると、水が多量の流水で加温されて融解する点が、瀬戸瀬水穴と異なっている。すなわち、瀬戸瀬水穴では peat-moss 層により雨水の地表流が吸収され、直接下部へ滲透することが調整されるのに対して、2 坑ではこの調整作用が全く行われない。また瀬戸瀬水穴が 1 本坑道であるのに対して、2 坑では上部坑道と切上で連絡しているため、通気に対しての damper の役割が行われていない。氷盤の寿命はせいぜい 3~4 か月であるため岩磐は年平均温度 0°C 以下まで冷却されず、永久凍土を包蔵するところとはならないし、また霜割作用を進行させるところともならない。若しこの漏水部に手を加えて適当な時期に適当量の滲透水のみが滴下するようにし、また切上での通気量を適当に制限すると、一旦氷盤が作られると、あるいは年間を通じて存続し、岩磐を次第に 0°C 以下に冷却し新しい「永久凍土」が作られるかも知れない。この場合、夏期上部坑道から入る空気（下位の立入から冷風として流出する）による氷層の融解を妨ぐため、夏になる前に peat 層に代るムシロ等の断熱材で氷層をおおってやる必要がある。夏に立入から冷風が流出する点では他の風穴、風洞と同じであるが、その温度は 4°C 以上である。

(iii) 武利風洞³⁾

丸瀬布の市街から西南約 6 km、武利川の支流荒川ノ沢に沿う道路約 1 km に亘って見られる切土面の熔結凝灰岩の大小多数の割目群からは、夏期冷風が吹出し、11 月になると外気が吸込まれている。

荒川ノ沢の対岸斜面のエゾマツの立木の下 moss 層のあるところでは、切土面はなくても、枯損木の根元等の「くぼみ」を中心として低温部があり、その moss 層の穴から冷風が流出している。道路沿いの切土面で見られる優勢な割目（ほぼ方向性が一定し、深くまで達している）から、夏期により低温で大量の空気が流出していることから、霜割帯は地表から 3~5 m 以上深くまで達して、地下に空隙を持っている範囲がかなり広く、かつ、かなり広く低温であると見られる。しかし少なくとも観察できる範囲では、水の供給が不十分なため、岩盤が水膜でおおわれていない“dry permafrost”になっている。僅かに割目の一つに 8 月に「つらら」状の水が見られたのみで、岩盤をおおう僅かなコケも流出する冷風に接した外気の水蒸気の凝結で孔口附近が若干湿っているのみで、全体として乾燥している。

対岸の moss-cover のところは「くぼみ」ではかなり湿っているが、少し上方のコケモモが群生しているところは乾燥している。この場合、水を媒体とした水による岩盤の冷却が無くても、排水性のよい割目を下方へ進入した低温空気による冷却だけでも（水の潜熱の蓄積のない）、 0°C 以下の低温を蓄積したところ（岩盤）ができる可能性を示している。

荒川ノ沢沿いの道路切土面の上には、snow patch が生じる（実測していないが）「たるみ」地形はあるが、霜砕礫層は薄く（切土面で 2~3 m 以下）、崖錐の発達も見つかるものがないが、「たるみ」のところにエゾムラサキツツジ、エゾイソツツジ、コケモモが群生し、peat 層、moss 層が広がっている点は、他と同じである。ここでも、表層の peat、moss 等の降雨に対する遮断、飽和、地下水滴下量の調整作用と、夏期における断熱材および damper としての働きは否定できない。従って、他と共通した必要要素の一つであると認められる。ただ、保水と長期に亘る滴下水の供給作用が不十分なため、下にある地下空隙が無水（無氷）の状態になっていると見られる（数 m 深部に氷が残存しているかも知れないが）。

荒川ノ沢沿いの風穴群は霜割作用による割目が非常に優勢で、人工的な坑道に匹敵する（奥および下へ続いている）例である。

低温源として“dry permafrost”の場合、夏期水の融解潜熱が消費されるまでの zero curtain の期間がないため、若し完全に dry なら、岩盤と通気の間での熱交換のみで通気路沿いの岩盤の温度が変化する。熱伝導率の低い、比熱の高い、多孔質の熔結凝灰岩が、これを補う要素の一つとなるが、この点は、他の異常低温地点の岩質に較べて、特に取上げるほどの差はない。

武利風洞では、霜砕帯より霜割帯の方が重要なことは瀬戸瀬氷穴に似ている。霜砕作用による崖錐礫層に低温部があり、霜割帯が露出していない武利川上流および勝山の中山の場合は、これと異なっているが、その基盤には程度、規模の差はあれ、霜割帯はあるはずであり、ただ、低温帯が両者にまたがっているか、霜割帯だけに顕著であるかの違いであろう。

以上の風穴、地下異常地点の構造を念頭に置いて、種々の構成要素における年間の季節の周期に伴われて生じる現象をまとめると、次のようになる。

表 2 北見地方の異常低温地点の年周期現象
Table 2. Annual phenomena at Cold anomalies in Kitami District

季節	月	月平均気温 °C	地上の空気層 (気象)	積雪表面	積雪層	地表面	Peat-moss 層	霜砕礫層, 霜割岩磐	自然又は人工的開口 (風穴)
夏	8	18.5	雨がやや多い。 1週間位 $>30^{\circ}\text{C}$ になる。		高い山の雪渓もとける。頂部には残雪あり。	乾燥し高温	乾燥して温度高い。凹地では湿っている	地表の温度が max になる。	冷風流出 $1^{\circ}\sim 3^{\circ}\text{C}$
	9	15	夜間の冷却が急になる。					地表からの加熱が最も深く達する。	冷風流出 $2^{\circ}\sim 4^{\circ}\text{C}$
秋	10	7	1,700 m 以上の山で初雪, 時雨。		高い山の頂部はとけないで根雪になる。		秋雨で湿度増す		冷風流出 $3^{\circ}\sim 4^{\circ}\text{C}$
	11	0	min は 0°C 以下になる。降霜期, 初雪。	根雪になる	乾いた低温の小雪 $10\sim 15\text{ cm}$ 深	冷却が急になる。表面が凍る。気温の低下とともに冷却する。		地表から冷却がはじまる。	流出弱くなる。
冬	12	-8	min は $-10^{\circ}\sim -15^{\circ}\text{C}$ になる。		1回は大雪あり (吹雪) $40\sim 50\text{ cm}$ 深	気温の低下とともに冷却する。	表面が凍り始める。	地下通気路での冷却が急で凍結しはじめる。	流出, 流入が気温により変る。
	1	-8.5	min は -20°C 以下になる。流水接岸する。	地吹雪がある。吹溜りは厚くなる。	1~2 回大雪あり		水で飽和する。	地下通気路沿いの凍結になる。	流入が強くなる。
	2	-9.5	min は -25°C 以下になる。		大雪が降ると $50\sim 70\text{ cm}$ 深になる。	積雪が厚いと温度はやや高くなる。		地表からの冷却が, 地下通気路の深さに達する。	開口部が雪でおおわれる。
	3	-6	max は $+0^{\circ}\text{C}$ になる。流水が離岸しだす。	表面からの融解が凍って硬雪になる。	ベタ雪が降るが, とける早さも早くなる。			下方への冷却はつづく。	
春	4	3	気温急昇し min が 0°C 以上になる。	表面からの蒸発が急速になる。	融雪が進むが, 晩雪がある。		雪がとけたあととも, 氷盤として残る。	下方への冷却がつづく。地表からの冷却は衰える。	開口部があらわれだす。
	5	10	乾燥期	上旬に日蔭の雪も氷盤のところが残しなくなる。	snow patch を残してとけてしまふ。	温度が急昇する。	湿度が高い。	上層部に zero-curtain が出る。	冷風流出 $0^{\circ}\sim -1.0^{\circ}\text{C}$
夏	6	13	やや湿度高くなる。			乾燥が進む。	蒸発が急に進む。	地表からの加熱が急になる。zero-curtain なくなる。	冷風流出 $0^{\circ}\sim 1^{\circ}\text{C}$
	7	16.5	気温急昇 $>25^{\circ}\text{C}$ が max になる。		高い山の残雪も, 急にとけだす。	乾燥し高温。	乾燥する。凹地では湿っている。	地表から加熱が max になる。	冷風流出 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{C}$

当然考えられることは、低温の空気が macro または micro の規模の差はあれ、地形的に低いところへ向って流れ溜る cold-air pool の現象である。上流から川沿いに吹き下る冷風が、兩岸斜面を吹き下る冷風と合して、川幅がくびれたところ、あるいは急に曲っているところで堰止められた形となり、そこに厚い低温空気層が停滞するという現象は、武利川沿いの異常低温地点の位置と良く合致している。

風穴、風洞の場合、地下空隙を満たしている限定された厚さの暖い空気と、これより数倍厚い外の低温の空気層が、孔口において接する時、孔口より低位へ続いた空隙の basin (割目の集合体) があれば流入は容易であるが、basin が無くても気圧差で暖い空気を押上げて流入し得る (寒冷前線の形で)。押上げられた空隙を満たしていた空気は、十分に冷却する前に一部は peat-mass 層を通じて外へ滲み出すであろうが、その磨擦圧と気圧の差が流速、流量を規制する。その暖い空気は移動の間の冷却によって相対湿度が高くなり、地下空隙において凝結が生じる。

(iv) 温根湯つつじ山と金華駅附近の異常低温地点

温根湯つつじ山、金華駅附近の夏期冷風の流出を見る異常低温地点はいずれも過去に存した湖の岸の斜面にある。

つつじ山の風穴群は 300~310 m S. L. の崖錐脚部にあり、この高さは豊金、金華林道の薄い verved clay 層がある高さと同じ。また、段丘地形も 300~310 m を水面とした古留辺蘂湖があったことを示している。この時代は verved clay 中の炭化物の ^{14}C 年齢から (およびこれを狭む K_3 , K_4 火山灰層から) 26,000 年前の温暖期 ($\text{W}_{\text{h1}}/\text{W}_{\text{h2}}$) の古北見湖および古能取湖と同じ時代の湖である^{6),7)} (相ノ内、豊地の中生層の基磐をおおう 110~120 m S. L. の peat 層および vered clay-silt 層は、 K_4 層におおわれており、さらに古い 35,000 年前 ($\text{W}_{\text{I}}/\text{W}_{\text{h}}$) の湖のものである)。従って、金華駅近くの異常低温地点を包蔵する霜割帯、霜砕帯は (235 m S. L.), 古留辺蘂湖が河頭侵食と下刻作用によって東への流出路が生じ排水されたあとの低温期 (14,000 年前または 10,000 年前) に作られたものといえる。(津別町二又の異常低温地点も、古二又湖の排水後のもので、230 m と 240 m S. L. のところにあり、その霜砕礫層はおそらく 10,000 年前までの低温期の産物であろう。)

北見地方の 300~400 m S. L. の間の盆地を囲む斜面脚部で最も多く見られる風穴を伴う霜砕礫層、崖錐、霜割基磐 (温根湯つつじ山、矢ノ根沢、瀬戸瀬温泉附近、オロピリカ川等) も、仮にこの 10,000 年前までの 4 回の氷期に形成されたものとする、当時の寒冷期に霜割作用が $2\sim 3\text{ mm year}^{-1}$ の早さで 10~15 m 深くまで進んだといえる。現在の河床およびそれに隣接する沖積平地より数 m~十数 m 上位の山脚斜面の裾にある段丘状の「たるみ」地形の下縁に沿って霜砕帯、霜割帯が露出していることから、この位置が昔の湖岸であり、現在の沖積地まで元の水面の低下は急速に行われたと見られる。氷期の湖は 1 年の過半、水面の大部分は水でおおわれていたはずで、従って、水面の低下で露出したところは植生のない裸地として、冬期には

直接低温の空気と接し、激しい凍結作用をうける場となり、霜砕作用が行われたと見られる。ここに creep, solifluction stripes and steps 等の微地形擾乱が見られることは、融解期には水で飽和して下方への滲透による排水の悪い状態、すなわち、永久凍土の形であったことを示している。

温根湯つつじ山、金華駅附近は、この古い湖岸に生じた霜砕帯、霜割帯として最も明らかなもので、同時に両者は、古い湖水面が最大であった 310 m の時代と、235 m の古い湖の最終期の湖岸を示していることから、霜砕、霜割作用は 1 寒冷期のみに限られた産物ではなく、裸地の出現に併わせて Würm 氷期の寒冷期毎に生じたものであり、その最も激しかったのは、北見地方に広く分布する 300~400 m の河川沿いの一連の盆地の水湖が消滅した時期といえる。

(v) 外国の風穴、氷穴の例

R. Geiger⁸⁾ が引用している V. Okko⁹⁾ が調査した Finland の中部、南部に多い esker のあるものは、冬期その稜線の一部から、外気温と関係なく (-30°C に下っても) 3°C 内外の温風が吹出し、その部分だけ積雪が見られない。夏期には脚部の礫塊の隙間から冷風が吹出している ($60\sim 64^{\circ}\text{N}$ のところに 28 箇所)。esker の debris 堆積層は薄い砂層でおおわれ、これに植物が育成できるだけの水が含まれている。夏期 esker の S~SW 斜面の表面は相当加熱され (61°C に達する)、debris が熱を貯える。初冬薄い雪でおおわれると、これによって熱の損失が防がれる。9 月頃から翌 3 月頃まで、水分を飽和した温風が稜線頂部から吹出し (マッチの火が消える位の強さで) 2~3 m の高さの湯気が生じ附近の植物は厚く白霜でおおわれる。この冬期の循環は 9 月下旬に始まり 3~4 月になると次第に速度が減じて終わる。夏期には脚部の礫塊の隙間から冷風が流出し、頂部では空気の流入が見られる。

この循環は、気温周期に対する地温周期のおくれによると説明されている。esker 上面の薄い積雪と、下面の地下水面が debris に貯へられた熱の損失を防ぐ障壁となっているという。

Geiger が洞穴の微気候 (speleology) で取上げているように¹⁰⁾、入口が 1 つよりない洞穴 (sack cave) の場合、内部の空気は静止しているから空気の循環の面からは static cave である。その洞穴が入口から下方へ向って傾斜している場合、低温空気は下方へ流れ、暖い軽い空気によって影響されなくなり、低温貯蔵所として働く。入口が低温な谷底にあると、この影響は促進される。

Mrose¹¹⁾ が報告している Erzgebirge の海拔 900 m のところにある “Eisbinge” は岩磐に生じている幅 1 m、深さ 20 m の割目で古い錫鉱山の坑道の一部である。冬期洞穴内は 1.50 m の雪が積る。岩磐の年平均温度は $+4^{\circ}\text{C}$ でこれを融解するが、低温の空気は下方に出口がないため、そこに停滞し、夏には 4~10 m の深さの淡い霧の層を生じ、外の暖い空気とはほとんど混合しない。春から夏にかけて岩磐を通じての熱伝導により融解作用が続くが、晩秋に新雪が降るまで融解は完了しない (瀬戸瀬氷穴と違うところは、下部へ掘下っている点である)。

Baumgartner¹²⁾ が報告している Allgäu にある “Holloch” は直径約 8 m、深さ 71 m の円

形に近い垂直の洞穴で 15 m から下は真夏の温度は $4.5^{\circ}\sim 5.5^{\circ}\text{C}$ の間で、暖い外気は混合によって 2~3 m 下まで penetrate するのみである。

気象条件が適当で、岩磐の割目を通じての空気の移動と、水が透過する節理が十分ある場合、洞穴中の低温空気は上の入口の縁から溢れ出す。この溢流空気は周囲の環境より 20°C 低温で山の斜面を 0.5 m sec^{-1} の早さで流下するから、洞穴を探索人はその微気候の変化から、洞穴の場所に気が付く。

R. Oedl¹³⁾, R. Saar 等¹⁴⁾ が報告している “Eisriesenwelt” は Dachstein 高原の急斜面の海拔 1,458 m に洞穴の入口があり、風の通路は海拔 1,600~1,900 m の高原の上まで続いている。この間を空気が流動するので、先の static cave に対して dynamic cave である。Eisriesenwelt の通気路の気流は断面積 13 m^2 で平均 4.0 m sec^{-1} 、最大記録 10 m sec^{-1} であり、年間平均 $1.6\times 10^9\text{ m}^3$ の空気が通過したと計算されている。

冬 12 月から 3 月の間には、低温空気が下の入口から流入し洞穴の岩磐を冷却し、上の口へ抜ける。流入する低温空気は比較的乾燥しており、相対湿度は最低 40% であるから、洞穴下部にある氷は蒸発し、洞穴の温度は 0°C よりかなり低くなる。

春に外側で融解が行われ、融解水が洞穴内へ滴下する 5~6 月には、冬から低温が続いている洞穴内では、氷の量が最大となる。5~11 月中旬まで洞穴内の温度は $-1.0^{\circ}\sim 1.0^{\circ}\text{C}$ で低温空気は洞穴の下位の入口から流出し、冬期の循環と逆になる。上の入口から吸込まれた夏の外気は洞穴通気路の上部岩磐を温め、冷却した空気の相対湿度は高くなり、常に飽和に近い。洞穴内へ penetrate する冬の低温がきびしく、夏の penetration を上廻る場合、洞穴内の温度はさらに低下し、氷の形成を促す。

M. Hell¹⁵⁾ が報告している Salzburg の Hallein の近くにある Kaltenhausen のビールの地下貯蔵所は 6 m のトンネルで後方にある山壁の中の自然の通気路と結ばれ、外気の温度が 20°C の時 4°C の冷風がこの地下室へ吹込んでいる。

P. Marshall と M. C. Brown¹⁶⁾ が報告しているカナダの Alberta 州 Coulthard Cave は海拔 2,650 m のところに入口がある。入口は北面し洞穴内は 4 つの枝にわかれ奥は氷で行き止りになっている。氷は成層しており、洞穴内の気温は 0°C 以上になったことはないのに、昇華蒸発による貝殻模様がある。蒸発速度は 3 mm year^{-1} で蒸発により、溶解していた沈澱物が氷の表面に波状の模様として残る。この氷は更新世にできたものではなく、高温期のあとでできたものと考えられる。

北見地方では、冬期に温風が流出し、湯気が白霜を作り、局部的に積雪がないところを生じている現象はまだ観察する機会がない（置戸の奥でこの現象が報告されているが、確認していない）。冬期の野外調査、殊に主要道路から隔ったところの踏査が困難で、事実上調査が行われていないため、また入山者がほとんどないため、この外にも同じ現象のところはあるのかもわからないが、見落されているというべきであろう。

北見地方の風穴の構造と比較する場合、esker は debris の堆積で隙間が多く、表面に通気性の悪い砂層のおおいを有する点では同様であるが、違うところは、esker は地下水位の高い平地にある蛇行した細長い稜線状の堆積物であり、北見地方の風穴は錐崖等、斜面の脚部にあり地下水位が低い点である。従って空気の温度差による循環が行われる高差は、esker の場合はその脚部と頂線の間 (Finland の例では 20 m 位) であり、北見地方の風穴の場合は脚部の人工的孔口と斜面上位の地表の間 (5 m 内外らしい) である。esker の表面のおおいは植生を有する薄い砂層であるのに対して北見の風穴では moss-peat 層で、後者の方が降水および熱に対する遮断性が高い。esker の debris 層の厚さは風穴のあるところの霜砕礫層より厚いから蓄熱機構としての規模は大きい。esker では夏、debris が直接日射によって加熱され、その内部が高温の貯蔵所となるのに対し、北見の風穴では、moss-peat 層によって夏の日射による加温が極度に制限され、冬に penetrate した低温の貯蔵所となっている。(置戸で報告されている冬に積雪がないところは、中山の風穴のある上方の protalus ramparts のところらしい。もしそうとすると露出した塊礫の層は esker と同じく、夏には直接日射で加温され、高温の貯蔵所になっていると見られる。斜面の脚部に低温貯蔵所である風穴が、斜面上方には塊礫が露出した高温貯蔵所があって積雪を見ないという、2つの異なった現象が近接して存在する興味あるところといえる)。

III. 風穴と植生環境

風穴における夏期の冷風の流出と、これと平行した地下水の融解、あるいは地下の氷点に近い低温物質の加温の状態は、氷河または万年雪 (雪溪) と、これらをおおう空気層との間の ablation process の小模型と考えられる。

風穴から流出する、あるいは peat-moss 層を滲み出す低温の空気が、温度勾配の急な重力成層を作って地表を匍い、斜面下方へ流下する時、その範囲は限定されたものであるとしても、その植生に影響を与えていることは、氷河水をおおう低温空気層が滑り下りる下方の植物の種類、大きさに影響を与えている¹⁷⁾ のと同じである。そこに周囲と異なった高山植物または亜高山植物帯の狭い模型的群落を作っている。

自然において、植物の種類が広域の気候の変化によって、例えば 20,000 年前からの 4 回の氷期と間氷期に、どのような早さで変化、交代したかは十分にはわかっていない。温暖気候を好む植物が成長している地域の局部に、年間の成長期に低温の空気層が流れ続ける場所があったり、またこのようなことが人工的に発生すると、その植物の成長は害され (落葉松を植林しても成長が著しくおそい)、枯死することは容易に考えられる。そこが高山植物または亜高山植物の生活環境となって、それまでは存在しなかった植物が群生するためには、新しく種子が運ばれ定着しなければならない。その最も早く定着するのはコケ類である。おそらくその胞子は非常に多量に均等に大気中に分布し、不偏的に地表へ降下し、そこが好ましい気候のところ

で水分が十分あれば、直ちに生活の場となるからであろう。しかし一般の顕花植物の種子は、風とか動物を媒体として運ばれる外はなく、それが相隔って点在している場合、そこへ到達し得ることは、むしろ偶然の機会によるといえよう。切土面で新しく生じた人工的風穴の冷風の影響範囲で、コケ以外の植物の特長が少ないのはこのためであろう。

北見地方でその風穴が自然によって形成されたものである場合（中山、双武林道終点、瀬戸瀬山斜面等）低温空気の流れの源である異常低温地点の構造が作られた時の気候は、今日高い高度で成長する植物に適したもので、すなわち寒冷期で、その周囲でも、これらが一般的な種類の植物であったが、その後の気候の温暖化によって、低温の空気の流れの影響をうける範囲を除いて、当時より低い高度のところ、またはより温暖なところに成育した植物が、次第に高いところへ生活範囲を上げ、冷風の影響する範囲を島状に残したと考えられる。この場合、その地域の各所に島状に残されたところの植物の種類は共通しており、また今日 1,000 m 以上の高度のところに卓越している種類とも共通するはずである。植物のほか、ナキウサギの棲息することも共通した事実と考えると、この考え方の方が妥当なようである。ナキウサギのような特殊な種類の動物が、島状に残された狭い範囲の異常低温地点に生存し続けているということは、その微気候が生存に適当であることを本能的に知っているからで、これらの場所がかつての広い周氷河環境の境界地域であることを示している。

平山の第 1 雪溪の兩岸、特に左岸の斜面に幅 10~30 m で植生が明瞭に変化している（ダケカンバ帯と高山植物帯の）境が劃されている。雪溪の最も厚い時の表面と斜面の交線、あるいは、植物成長期（6~8 月）に雪溪に沿って流下する低温空気層の厚さの上限を示す線と見られる。この境で劃される帯は 1,400 m S. L. の雪溪下端の沢またのところで両斜面が急となり、くびれを作っているところで終わっており、兩岸の植生もこの附近を境として下流側の針葉樹林帯から上位のダケカンバ帯へ、また下草はクマザサ帯から高山植物帯へ移っている。

また雪溪の中心線に連なる、その底面の流路に沿う押出しと兩岸からの積雪の滑り落ちでもたらされた esker 状の岩塊の堆積稜線もこの雪溪下端で終わり、これより下流では普通の溪谷河床の状態となる。平山でナキウサギの棲息が知られているのは（営林署係官によれば）、この雪溪下端から下流へ約 200 m のヒュッテのある附近までの河岸のコケで覆われた岩塊の堆積したところである（その存在は確認できなかった）。

低温空気層の流下によって影響をうけている範囲内で、植生の環境が異なっていることは、北見地方では、かなり不偏的な事実と認められる。従って植生の違いが異常低温地点発見の指針として用いられるばかりでなく、造林を行う場合、植付けた苗木の成長が著しくおくれる範囲が予知できる。特に遠望しても判別できるのは、クマザサ帯の中にある斑点状~帯状のカヤ~スゲ帯で、これが黄~橙黄色に草もみじする晩夏~初秋には良い指針となる。もちろん、この分布のすべてが地下に氷点以下の低温帯を包蔵しているところとはいえないが、その地温を概査することによって、異常低温地点を確認し得る確率はかなり高い。

この範囲にエゾイソツツジがはえているか否かが、次の段階の指針となる。これが群生するところは、ほとんど確実に地下に氷点またはこれに近い低温部があり、散点してはえているところでも、周囲より相当低温である。

コケの層の有無は、道路沿いの斜面は別として遠望しては判断できないが、踏査の道筋で、クマザサがなく、厚く広くコケのおおいが広がっているところで、霜砕礫層または崖錐 debris の堆積があり、コケモモまたはエゾイソツツジが着目されれば、そこはほとんど確実に地下に異常低温地点があるところである。コケはそれ自身外気と霜砕礫層の間隙空気との間の断熱材、遮断材としての役割をするが、コケがそこに定着し繁茂した原因は、地下からしみ出し、流出した冷風によって地上の空気層の水蒸気がその地表に結露したからで、コケの繁茂と範囲の程度は、結露の量と範囲を定量的に示すものといえる。結果的に、そこに繁茂したコケが地下の異常低温を保存するおおいになっているが、それはコケ自身の生活環境を維持開発している結果ともいえ、自然の仕組の妙といえる。

従って道路の切土面等でこの結びつきの一端を破ると、コケの安定生活範囲の前線はかなり広く後退し、地表沿いの局地的な微気候の分布が変わり、温暖性の植物（主としてクマザサ等の雑草、白樺等）が急速に侵入する（然別湖—士幌間の観光道路建設工事による影響についての帯広畜産大学大西教授談）。この侵入速度は $1\sim 10\text{ m year}^{-1}$ の桁で相当早く、植物は気候環境さえ適すれば、そして地続きであれば、ぎりぎりのところまで直ちにその生活範囲を拡大し、そこに既存する低温性の植物と交代するものであることがわかる。この点は、温根湯つづじ山歩道で見られるエゾムラサキツツジの範囲えのイタドリ等の雑草の僅か4年間の急速な侵入状態からも明らかである。

IV. 異常低温地点と地形

林業、農業、果樹園に対する霜害、カルスト地形の窪地内の低温についての文献¹⁸⁾によると、低温空気層が溪谷の源流高所から、および兩岸斜面から流下する時の停滞をもたらし地形的特長が重視されている。down-valley wind, down-slope wind が cold-air lake (または pool) として dam up されて厚く停滞する場所として、(a) 谷の断面のくびれたところ、屈曲点、勾配の急に変わるところ、(b) 斜面の上位に平坦面 (例えば altiplanation terrace) があること、斜面の途中または脚部に「たるみ」があること、(c) 盆地地形、または谷筋に連続した盆地群が階段をなして存することが取上げられている。

今まで北見地方で確認された異常低温地点は、これらの地形のところに高い頻度で集っている。当然のことながら、気候的に現在周氷河作用が活動的な 1,700 m 以上の地点については、この地形による位置づけの必要はない。

—— 武利川は東へ向って張出した長短7つの弧の連なりからなり、各弧の接合点では兩岸斜面がせまって、沢幅が狭くくびれ、くびれの下流側で流路は東へ屈曲して、下流側の弧に連なっ

ている。丸瀬布市街地から分岐（地名）までの4つの弧では、右岸は顕著な切断山脚地形を示す。また、各弧の中央部では流路の勾配がゆるく沖積地の幅が広がっているが、くびれのところで勾配が急となり、階段状に降下している弧状の盆地の連なりを作っている。

分岐より上流の5, 6, 7番目の弧の左岸は、日高層と完晶岩岩脈からなる急峻な支湧別岳、武利岳、武華山の1,700 m 以上（ハイマツ帯となる）の現生周氷河現象の分布する稜線が連なり、NE へ向って1,200 m まで低下している。その右岸は山頂にNW へ緩斜した former altiplanation terrace が広く発達した1,200 m 内外の、主として熔結凝灰岩からなる稜線が連なり、中腹から河岸までの斜面はやや緩で侵食が進み、崩落が顕著である。1, 2, 3番目の弧の部分では、右岸が日高層で切断山脚地形を示し、左岸が熔結凝灰岩でおおわれ、大平台地およびその南に連なる900~700 m の台地が北へ緩斜し、武利湯ノ沢と荒川ノ沢で切られている。

以上の大規模地形と、武利川流域の谷底沿いの異常低温地点 (Mr-15, Mr-16, Mr-18) の位置との間には、著しい共通点がある。各弧中間部の盆地の下流端の弧の結合点の近くにあって、down valley wind が dam up されるところの河床から少し上位の山脚を占める。武利川の支流で見られる異常低温地点 (Mr-19, Mr-23, Mr-24, Mr-25) も流域の小盆地の出口に近くくびれの近くの斜面脚部にある。

荒川ノ沢の場合、大平台地からNNE に流下する低温の down-slope wind が荒川ノ沢の小盆地の北岸の斜面で阻止され cold-air pool を作り、沢沿いにNEE へ流れ下る時、本流の広い谷筋へ出るまでの一段下の盆地で再び停滞するため、1 km に亘る切土面で夏季冷風の流出を行っている霜砕、霜割現象を生じている。

トムイルベンベ沢の Mr-23 では、former altiplanation terrace からの down-slope wind がトムイルベンベ沢の down-valley wind となり、本流と合する約4 km 上流の盆地地形のところに停滞し、その斜面下部に異常低温地点を作っている。

以上の地形と異常低温地点の位置の関係は、その微気候が、平野における模型的な考え方である輻射の収支のみによって気温と地温の年周期が作られるという場合と異なり、谷沿いおよび斜面沿いに流下する低温な上層の気流と、比重差によるその盆地への停滞堆積によって下方から地表に沿って上昇する暖い気流を妨げることによって生じていることを示す。温根湯、留辺蘂、北見、仁頂等の盆地が cold-air lake となって、海岸平野の大規模気候帯の中に、特に冬期に著しい低温帯を作っていることから明らかである。

月 別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
網走に較べた北見・留辺蘂盆地の気温差 (°C)	-3	-2	-1	0	+0.5	+0.5	+1.0	+0.5	0	-0.5	-1.5	-2

V. 積雪、雪温と地温の関係

北見地方は、冬期卓越する偏西風に対し、北海道の脊梁山脈の風下側に位置する。一方ベルホヤンスクを中心とするシベリヤ寒極を中心に発達する冬期のシベリヤ高気圧から吹出す低温空気はオホーツク海を凍結させ、北見地方のオホーツク海沿岸地方の海洋気候を大陸気候型に変え、重い低温空気層でおおう。

偏西風の風下側という位置関係のみであれば、本州の日本海側と太平洋側のように、日本海側で豪雪をもたらし、水分を減じた空気が脊梁山脈を越してフェーン現象の形で、乾燥した暖い空気となって吹きおろすことになるが、北見地方では、その風下側の低地に結氷したオホーツク海を渡る低温な空気が停滞しておおっているため、降下できず、二重の乾燥した低温の空気層でおおうことになる。

この特長は北見地方の少雪と長い酷寒の冬を作り、特に低温空気が cold-air lake を作って停滞する内陸盆地地形のところに、長期に亘る低温をもたらす。11月中旬から積雪前の気温の急な低下は地面の輻射冷却を急進させる。温根湯つつじ山では12月下旬～1月に薄い雪のおおい(10～15 cm)ができる頃には、すでに、地表から50～60 cm 下まで凍結が進んでいるから、積雪層の下部は低温な地面に支配されて昼間太陽輻射が進入しても、地表面に達するまでに平衡し、それ以上で生じた融雪水は降下して再凍結し、積雪の下部から地表に氷盤を作る。夜間の低温は、雪の表面を急冷し積雪層が薄いため十分な保温材とならず、伝導率のより高い氷盤を通じて地下の冷却を続ける。

2月下旬～3月に例年かなりな量の降雪があって結局70～80 cm (吹溜りまたは立木から落雪が不均等に集積するところでは100～150 cm) の積雪となるが、3月～4月には蒸発による ablation の方が多くなって厚さを減じ、また上部の融解と下部での再凍結が進んで硬雪(かたゆき)となる。この頃になると太陽が高くなり、日照時間も長くなるので、太陽輻射は積雪層と氷盤を通して地面の加温を行うに十分となるが、異常低温地点では、この氷盤および peat-moss 層の水を融解するには、なお1か月前後の期間がかかり、積雪が消えたあとも長く zero-curtain の時間が続く。

積雪は太陽の短波光線の大部分を反射し、長波光線に対しては black body に近い働きをする。大浦(1951)¹⁹⁾による札幌の雪(北見での3月頃の大雪の時の雪質に相当する)を用いての実験では、密度0.3～0.4の積雪で、透過系数0.70前後、反射率約80%、吸収系数は約0.1、すなわち水の 3×10^{-4} に対して300倍である(太陽光線が積雪の1 cm を通過する時、水の3 m を通過するのと同じエネルギーが吸収される)。吸収された長波光線は大部分積雪の融解潜熱によって消費される。

積雪についての温度測定は図3の通りで、雪温は地温と気温の中間的な日変化を示している。積雪の表面近くの温度は昼間は気温より低く、夜間は気温より高く、深さを増すとともに

その温度は地表の温度に近づき、日変化は少なくなる。

地表そのものの温度は測定できないが、地面に近い空気層、積雪層および地層の温度断面の各曲線部分の間には不連続があり、特に、空気と雪の間および空気と地表での不連続の状態が著しい。

雪がない時の気温と地温の tautochrones (図 2) で見られる地表での季節的に大きく変動する不連続の状態は、積雪によって緩和されてはいるが、両者の熱伝導率の差と、積雪層の上下両界面での温度差による影響は大きい。積雪は春先の気温の急昇を直接地温の上昇に結びつけない緩衝の役割をするが、冬の終わりから春先までの大雪が降る頃の積雪層は冷却材でおおった形というよりは、弱い加温材のおおいであるといえる。初冬から豪雪がある地方に周氷河現象が見られない理由である (秋蒔の麦が少雪の年は枯死したり不作で、積雪がビニールハウスの役をするのと同じである)。

北見地方の冬の気候の特長は、降雪前の 11 月下旬から著しく日最低気温が低下することである。この特長は凍結作用の penetration という周氷河作用に都合が良く、周氷河地域における周氷河作用の模型的気候条件と考えられる。

温根湯つつじ山での地温、積雪温、気温の測定に際し、地表そのものの温度は測れないため、地表に接近した 2 点または 3 点の値を延長した外挿値を用いることにした。積雪前に気温が急激に低下する時期には、地表を境として、外気と地下の間の温度勾配が急であるため、地表からの熱輻射による地温の低下は急速に penetrate する。これに対して、地表が積雪でおおわれると、雪の表面近くでは温度勾配は急であるが、地温および雪温の両者から外挿したそれぞれの地表温度の外挿値

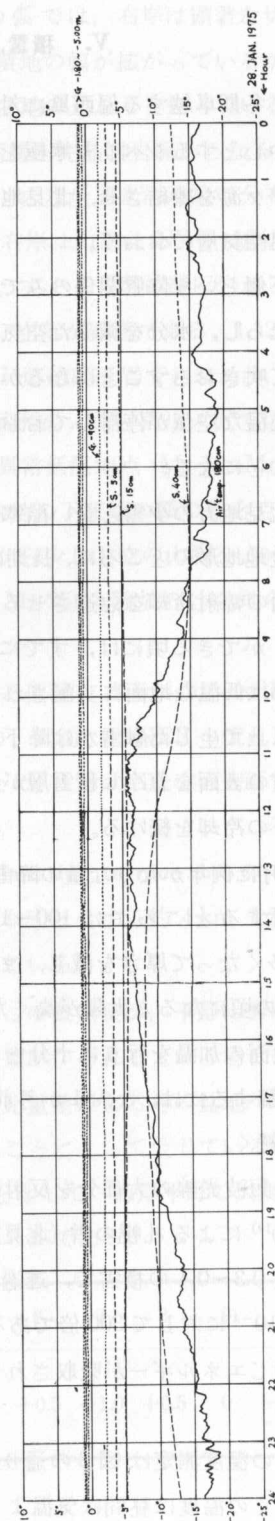


図 3 気温、雪温、地温の日変化 (1975 年 1 月 28 日、温根湯つつじ山 No. 3 測点)
実線=気温、点線=雪温、破線=地温

Fig. 3. Daily variation of temperatures of Air, Snow and Ground (28, Jan. 1975, No. 3 measuring point, Tsutsujiyama, Onneyu).
Full line=air temperature, broken line=Snow temp, dotted line=ground temperature.

は近似的に一致し、その間の温度勾配は積雪がない時に較べて小さい。

従って、冬の前半の期間には、外気の低温に対して積雪は地温の急な低下を防ぐ働きをする。しかし冬の後半になり日最低気温が高くなり、日最高気温が 0°C 以上になっても、積雪はその保持する低温を地表面を通じて penetrate し、深部まで地温の低下を続ける。

年間の地下深度別地温の変化は図1の通りで、明らかに積雪が僅かな初冬の地温の低下と、積雪が厚くなった後の地温の低下の二つの要素が認められる。前者が後者より急に下方へ penetrate することは、地表面を境としての温度勾配が急であることによるが、冷却時間は後者の方が長いから、全体として見ると、積雪を通じての伝導による地温の低下の効果の方が大きい。

積雪が少なく、短かった1974年と、多く長かった1975年の1~3月を較べると、1975年が冬の前半に著しく低温の日が続いたことも加味されて、地温の低下は1974年よりも早く深部まで達した。

積雪によって風穴がおおわれると、低温な外気が風穴を通じて流入することが妨げられるため、その通気路に沿った霜砕礫層および霜割基磐の冷却がおくれる可能性が考えられる。この影響があるかどうかを調べるため、1975年2月19日に風穴をおおう厚さ約50 cmの積雪を除いて、直接外気に露出させた。3月9日11:00に外気温は $+1.8^{\circ}\text{C}$ であったが、微弱な空氣の流出（風速計では測定できないが、煙草の煙の流動により）が認められたことから、外気温が地下の通気路の温度以下になれば、外気が流入すると考えられた。この20日間に、風穴と通気路で結ばれていると考えられるNo.3孔の地表から4.10 m下が、(1974年の同期には $+0.3^{\circ}\text{C}$ であった)2月19日の $+0.3^{\circ}\text{C}$ から 0°C に下った。また、風穴に近いNo.1孔の地温も、このためか、全体的に低下が著しい。

No.3孔では地表からの低温の伝導により地表から1.40 mまで 0°C 以下になり、そこから3.20 mまでと、5.00 mが $+0.2^{\circ}\text{C}$ であることから、低温な外気の流入通路は地表下約4 m(砂層の下の礫層)のところにあったと考えられる。No.2孔では1.20 mのところが最も早く凍結し、そこが流入外気の通路に当たることはすでに述べたが、No.3孔の3~4 mの間にある砂層の下に霜砕礫層にも同じ構造があることが認められた。

これら通気路の高さはいずれも道路切土面に開口している風穴の level より低い(No.2孔では約60 cm低く、No.3孔では約2 m低い)。このことは風穴を通じて流入する低温な外気は、その level より低い地下空隙へ流下していることを示している。霜砕、霜割作用で生じた地下空隙中に存する暖い空氣を上方へ移動させ、そこの入れ替って降下し、そこの砕礫および岩磐を冷却していると見られる。いわゆる“sack cave”の微気候現象と本質的に同じである。この際、当然、空隙中に既存した暖い空氣は冷却し、水蒸気は過飽和となり、氷として晶出する。

春先から夏に風穴から流出する低温な空氣を compensate して加熱された地表を通じて吸

込まれた暖い外気は、下にある重い低温の空気と混合できず、その表面で温度が低下し、水蒸気は飽和して氷となるため、間隙の中の氷の量は7月頃まで増加しつづける。zero-curtain の期間を通じてこの状態が維持されると考えられる(瀬戸瀬氷穴で氷筍が8月下旬に成長していることが認められたことは、すでに述べた通りである)。

周氷河地域は氷河または万年雪で1年を通じておおわれず、夏には地面が融雪によって露出するところであり、冬の始め著しい冷却が開始される時期に露出した地面が輻射によって凍結するのが特長である。このためには、一般に積雪量が少ないことが必要である。この気候は、冬期海面を通過する偏西風が、南北に走る海岸山脈の西側で大量の降雪をもたらしたあとの風下側、または内陸地域のものである。アメリカ北部、カナダ、アラスカ、スカンジナビヤ半島のラブランド等の周氷河地域の南限はこの気候帯に属している。

海水面が凍結して氷面となるオホーツク海上を冬期のシベリヤ高気圧から吹出す北風は、この期間海水面から湿度を取入れないため、乾燥した低温のままで北見地方に進入する。従って、北見地方は冬期に卓越する偏西風によっても、また、シベリヤ高気圧による北風によっても多量の降雪はもたらされず、積雪深度は、吹雪による吹溜りを除いては、脊梁山脈の西側より小さい。そのため積雪を通じての冬期の大気層の低温は十分に地温を低下させ、今日でも、少なくとも frost cracking は継続されていると考えられる。

frost shattering は frost cracking に必要なきびしい低温の外に、多くの凍結融解回数の反復が必要であるから、今日の北見地方の 1,700 m 以下の気候条件では、おそらく行われていないと見てよからう。しかし 1,700 m 以上で積算寒度 2,000°C day 以上の山頂部では、氷期の周氷河地域のそれに較べると、微弱にせよ、今日でも、frost shattering も続行されていると見られよう(大雪山等の active な氷楔および sorted polygons の見られるところで)。

VI. 古気候と古地理

周氷河環境の研究では、今日の気候、地理と併わせて、過去に周氷河現象が生じた時の古気候、古地理の再現を試みる。この時間の物差として、汎世界的な海水面の昇降を伴った氷期が印した陸地の地表における記録、 ^{14}C による年齢決定、花粉学研究による気候と植物生態学の関連、火山灰の堆積層序とそこに印されている周氷河作用による擾乱等、種々の分野からの資料が用いられている。

北見地方の周氷河現象が生じた時代については、笹木⁶⁾による火山灰層および氷縞粘土に含まれる炭化物の ^{14}C 年齢決定の外には数値化されたものがない。湊等²⁰⁾による Würm 氷期最盛期以降(40,000 年前以降)の 1,000 年目盛の海水面変動の編年が、今日では、汎世界的な偏性を持った物差とされている。これに地域的に random に推定されている値を基とした今日との相対温度の変化を結び付ければ、古気候の推定は、許容される範囲の差をもって、可能である。

今日の北見地方の気候と、周氷河現象が多種、多数分布するアラスカの今日の気候を比較することは、北見地方に分布する化石現象が生じた当時の古気候を知る有力な手がかりとなる。Péwé²¹⁾ (1966) によるアラスカの年平均気温と積算寒度および永久凍土と氷楔が分布する地域の境界に関する報告は有力な資料である。

Point Dall (61°40'N) から東へ Alaska Range の南側に亘る -2°C , 2,000°C-day の線は北見地方では、平山、武利岳、大雪山等の今日の山頂気候にはほぼ等しく、Anchorage の南を通過して太平洋岸より少し内側を走る $+2^{\circ}\text{C}$, 1,000°C-day の線は、700~800 m の瀬戸瀬山から白滝附近の山頂で見られる former altiplanation terraces を持つ尾根の気候である。Anchorage は大体平均気温 0°C のところにあり、北見地方では 1,100 m の双武林道終点の気候がこれに近似している。

アラスカでは -2° , 2,000°C-day の線は “few to no ice wedge” と “weakly active to inactive ice wedge” の帯の境をなしている。氷楔は大雪山の頂部緩斜面のところで認められており、“weakly active” なものと考えられている。氷楔が生じているところの地表には sorted polygons があるのが普通である^{22), 23)}。sorted polygons は permafrost をおおう active layer において、夏期融雪(氷)水で過飽和になった平坦～緩斜面の表層が昼夜の融解凍結を反復して、これが長年続いて分級されて生じ、この際緩斜面に沿ってゆっくりと流動すると、solifluction の形で stripes, lobes を生じる。平山の山頂部の緩傾斜の地域で広く認められる種々な周氷河現象がこれである。

従って、北見地方では、この 1,700 m という高さは、年平均気温 -2°C , 積算寒度 2,000°C-day の active な周氷河作用の下限をあらわす基準となり、同時に過去において同様な作用が行われた地点の当時の気候条件を考える場合の基準ともなる。

過去の周氷河現象のうち、この気候条件の基準と最も対比し易いものは、altiplanation terraces である*)。なぜならこの現象は、当時著しい frost shattering が行われた特定の高さで生じたものであり、かつ地形図あるいは航空写真で判別し易い拡がりを持っているからである。

狭意の北見地方の湧別川、常呂川流域で見られる former altiplanation 地形は、今までのところ、(a) 1,150~1,300 m (双武林道終点)、(b) 850~900 m (瀬戸瀬山、白滝の南東稜線、オロピリカ川北岸稜線、湯ノ山峠、中山、幌加山等)、(c) 720~750 m (弓削山、白滝東方支稜頂部)、(d) 530~650 m (金華西方の山頂、生田原東方の北ノ王鉾山跡、大平) にある。これらは、低いものほどその後の侵食作用による原型の失われ方が多く、高いものほど、active な altiplanation terrace の原型に近い姿を残している。特に rock field の原型は高いもので明瞭である。このことを、高いものの方が新しい時代に作られ、その後にくわった侵食の期間が短かったからと仮定すれば、湊等の氷期の古気候の物差に当てはめ得る素材と考えられる。

*) 湊²⁴⁾ は日高山脈の圈谷底の 1,600 m の高さを以って氷河作用対比の基準としている。

北見地方の 1,700 m の active な altilianation をその原点である今日にとると、(a) は 10,000 年前、(b) は 14,000 年前、(c) は 17,000 年前、(d) は 20,000 年前 (または 28,000 年前) の氷期にこれらの altilianation terraces が作られたと推定できる。これら各々の氷期において、これらの altilianation terraces が作られた高度は、森林限界を下限とした、これより高いところであったはずである。例えば、(c) の 17,000 年前に 720~750 m の高さのところが frost shattering を激しくうけて altilianation terrace が作られた時には、これより高い山地は森林限界以上の裸地を主とし、よりきびしい低温 (-4°C , $3,000^{\circ}\text{C-day}$) にさらされて、frost cracking の激しい peak を作る条件にあった。その尖峯の急斜面上部には圏谷氷河が発達し、その脚部から万年雪の雪溪 (一部は氷河化していたであろう) が溪谷の上流部を埋めていたと見られる。

そのあとの間氷期に気候がやや温暖化すると、融雪、融水による急速な流水による侵食がある高さまで上昇したあと、次の氷期に (b) の 850~900 m のところが altilianation terrace を作る高さとなった 14,000 年前には、720~750 m のところは森林限界以下となり、rock field をおおってダケカンバ、あるいはエゾマツ等が育成した。先の氷期ですでに激しく霜割作用をこうむっていたため、風および降水による侵食によって山頂部が平坦に侵食された 850~900 m のところが、今回は altilianation 地形形成の場となったが、それより高いところは、依然けわしい露岩の急崖を主とした地形のままで、再び氷期を迎える。

北海道は、大雪山塊を中心とした脊稜山脈においても、過去の氷期には大陸型の氷床、あるいは広い氷冠でおおわれていたと考えられる証拠はない。おそらく典型的な周氷河地域として夏期には裸岩が露出し、冬期にはそれが直接非常に低温な空気にさらされ、輻射冷却して激しく霜砕作用をうけたと見られる。厚く氷床または万年雪の雪原でおおわれたところでは、とても北見地方で見られるような著しい霜砕作用、霜割作用はおこり得ないし、altilianation を発達させることは考えられない。

圏谷氷河は、当時 altilianation 作用が著しかった山地より高い稜線に沿う 1,600 m のところに、多数あったと考えられ (5 万分の 1 地形図で判読しても)、そこから雪溪が下っていたであろうが、大陸型の氷床、あるいは著しい擦痕を基盤に残すような大規模な溪谷氷河が存在したということは考えられない。

以上の altilianation の形成と、氷期の海面低下の間の時間関係から、それぞれの高さの当時の気温と今日の気温の差が推定できる。この中で時間的には今日という原点と、 ^{14}C 年齢決定で明らかにされている 25,000 年、27,000 年、および 32,000 年前の点以外は補間的な推定値で、その明瞭な裏付けができる野外証拠はない。

温度の点では、アラスカでは 20,000 年前が今日より $8^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{C}$ 低いということが合意されているが、これを直ちに北見地方へ適用することはできない。

今日北見地方で sorted polygons が存在し、frost cracking, frost shattering が active に

行われている 1,700~1,800 m の高さの気温、積算寒度を、過去の *altiplanation* 作用が行われた高さの下限を示すところの気候条件と仮定すると、10,000 年前には今日より $1.0^{\circ}\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ 低く、14,000 年前には 3°C 低く、17,000 年前には 5°C 低く、20,000 年および 24,000 年前には、 7°C 低かったと推定される。アラスカの $8^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{C}$ 低かったという値から、 7°C 低かったとする推定値は下限値として受取られ得よう。もちろん、周氷河現象が形成されるためには、1,000 年の桁の時間の経過が必要であり、また、その期間を通じて、1 年の夏季には裸地が露出し、積雪量が少ないという周氷河環境が維持されなくてはならない。

北見地方の 300 m 以下の火山灰地および沖積粘土層の大部分は植物化石が稀なことから、局部的にツンドラ植生でおおわれた沼沢地を除いては風食の激しいところで、育後の裸地と併わせて全体として荒涼たる地域であったと推定される²⁰⁾。このことは、間氷期には、森林限界が上昇したとしても、今日から見れば、山岳地帯の斜面脚部に近い平地を囲む範囲までであり、そこから上は、カナダで見られるロッキー山脈の山貌に似たものであったろう。

以上の考察から 32,000~33,000 年前に遡って、古地理を大胆に再現して見ると、次のような景観が作られる。

27,000 年前には未だ石狩川の河食頭は上川と層雲峡の中間にあり（すでにあった流路が大雪山よりの噴出物—熔結凝灰岩—で埋め戻された後の）、三角点沢で見られる *involution* の著しい *verved clay* で示される海拔 1,100~1,200 m を水面とした古大雪湖があった。当時、その年平均気温は今日より $4^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{C}$ 低い、今日の大雪山頂に等しい値であった。従ってこの湖水面の大半は 1 年の過半は氷と雪でおおわれていた。湖の南岸、東岸の山稜には多くの圈谷氷河があり、そこからいくつかの雪溪が湖水面まで達していた。

その頃の湖の流出口は東側の国道 36 号線の石北峠の南の元、営林署の軌道が通っていた鞍部のところにあり、無加川の源流になっていた。偏西風もこの鞍部を主要通路としたため、無加川の上流には厚い雪溪が長く東へ延びていて（塩別温泉附近まで）、兩岸の斜面には *frost shattering* による崖錐が作られた。

無加川は海拔 300~310 m を水面とした古留辺蘂湖（温根湯の西の盆地も含めて）へ入る。この水面の高さは、周縁で見られる氷縞粘土層の位置で、また時代はその ^{14}C 年齢から立証される。この湖は北へ流れて、瑞穂、若佐の盆地にあった湖を経てツンドラと沼沢地の海岸平地を蛇行しながら、今日の海岸線より約 15 km 沖合にあったオホーツク海へ注いでいた。

留辺蘂の東の北見温泉（ポン湯）のところの *gap* が東からの河食の進展で切られ、急速に下刻されて古留辺蘂湖が排水消滅したのは 25,000 年前の間氷期で、これと同じ頃、石狩川の河食頭も進んで大函、小函のところが古大雪湖の新しい出口となった。この流路が $1\sim 1.5\text{ cm year}^{-1}$ で下刻されて今日の層雲峡の断崖が作られたと考えることは、その熔結凝灰岩の性質と、大学平から搬出された湖底土砂を懸濁した流水を考える時、妥当な値といえる。

氷縞粘土の分布する高さから、当時北見地方の 300 m 以下のところには、古北見湖、古能

取湖、古若佐湖、古サロマ湖等多くの浅い湖沼が、アラスカの Yukon 川やカナダの Mackenzie 川のデルタ地域のように点在し、湖水面は冬には水でおおわれ、その周囲は夏には疎なツンドラの谷地になっていたらしい。

その後の氷期 (20,000 年前以降) と間氷期の変遷を通じて、常呂川および湧別川流域の本支流に階段状に連なっていた湖は次第に土砂で埋立てられて盆地化して行くが、その過程で雪溪は次第に後退し、一部氷河化していたと見られる源流部の万年雪の雪溪および圏谷氷河も後退消滅して行く。しかしその 10,000 年に亘る期間の frost shattering はこの雪溪の夏季 ablation で露出した範囲で引きつづいて行われ、今日海拔 300~400 m の河川沿いの山脚部に見られる frost cracked zone および frost shattered zone を残した。そこに成育していた高山植物~亜高山植物は、その地下空隙が低温の貯蔵所としての役割を果しているところでは、その微気候の影響範囲を生存圏として、ナキウサギのような寒地性の小動物とともに残存した。

脊稜山脈の東側のオホーツク斜面における山岳地帯が、その西側のものと著しく異なっており、緩傾斜で平頂を有するところが多いことは、10,000 年前の最後の氷期以降も、西側と異なり降水量が少なく、風による侵食が卓越し、年平均気温、特に最低気温が著しく低く、なお広域に亘って周氷河気候の遺形を止めているからである。

上述したように、これはオホーツク斜面の気候環境を特長づけている冬期のシベリヤ高気圧に由来するオホーツク海の結氷と、偏西風の強い影響による乾燥低温空気層の停滞によるものである。北見地方が 43°N にありながらアラスカ南部、カムチャッカ半島の中北部、グリーンランド南端等 60°~62°N の地域に相当する異常に低温な地域であることは、ここが過去も周氷河現象が激しく行われたところであり、今日もその若干が 1,700 m 以上のところに active に存続している理由である。

VII. 結 語

筆者の 5 年間の常呂川と湧別川流域を中心とした野外調査では、その周氷河現象の一部を紹介し得るに止まったが、今後種々な面から検討され北見地方の特殊な気候環境として研究される余地は非常に多い。

北見地方には 1,700 m 以上のところには active な周氷河作用が見られ、「古くからの」永久凍土が存在するが、300~400 m、あるいは 900~1,000 m のところの地下水は、その容物である霜砕礫層は周氷河現象であるが、その氷は必ずしも氷期から存続したものとする必要はなく、多くの野外測定から「新しい」永久凍土と考えるべきとしている。しかし数年でも氷が存続していれば、永久凍土と定義できることから、北見地方は今日でも永久凍土が低地 (300~400 m) で作られ得るところといえる。

なお、北見地方の周氷河環境および周氷河現象の遺影は植林地、開墾地の微気候の影響を考慮した選択、道路およびコンクリート骨材としての碎石資源、都市計画および道路計画での

地形と微気候のような(凍土, 凍結深度の外にも)直接経済的な効果のある問題の外に, 動物, 植物の生態学研究の上でも興味ある問題を多く含んでいる。

また氷縞粘土(北見粘土)と同じく海岸地帯沖積地の重粘土層についても周氷河環境を理解した上での古気候および古地理と結びつけて考えるべき点が多い。

謝 辞

本研究の一部には北海道科学研究補助金(1973)および留辺蘂町の委託研究費(1972~1975)が使用された。なお5年に亘って北海道大学理学部湊正雄教授から広範囲の示唆が与えられたこと, 北見工業大学開発工学科笹木敏教授, 前田寛之講師の協力があったことを記し, 併わせて感謝の意を表する。

文 献

- 1) 志保井利夫(1973): 北見地方で見られる周氷河地形現象—異常低温地点を中心に—北見工大研報, Vol. 4, 2, 303-320.
- 2) 志保井利夫(1974): 常紋山稜地域で見られる周氷河地形現象—異常低温地点の機構—北見工大研報, Vol. 5, 2, 213-242.
- 3) 志保井利夫(1975): 勇別川流域の周氷河地形現象—オホーツク海岸の ice-shove ridge—北見工大研報, Vol. 6, 2, 139-160.
- 4) 小野寺功(1975): 武利川流域の周氷河現象. 北見工大開発工学科卒論.
- 5) 5万分の1地質図幅説明書. 丸瀬布(1967), 19-21.
- 6) 笹木 敏(1973): 北見粘土に関する研究(第1報)—北見粘土の基礎的性質—北見工大研報, Vol. 5, 1, 79-102.
- 7) 笹木 繁(1974): 北見粘土とその生成環境. 粘土科学, Vol. 14, 2, 58-70.
- 8) R. Geiger(1960): The Climate near the Ground. (revised edition), Harvard Univ. Press. 417-430.
- 9) V. Okko(1957): On the thermal behavior of some Finnish eskers. Fennia, Helsinki, Vol. 81, Nr. 5.
- 10) R. Geiger(1960): 上掲, 462-467.
- 11) H. Mrose(1939): Eine seltsame Höllenvereisung. Z. f. angew. Met. Vol. 56, 350-353.
- 12) A. Baumgartner(1949): Meteorologische Beobachtungen am Hölloch. Im Druck.
- 13) R. Oedl(1923): Höhlenmeteorologie mit besonderer Rücksicht auf die grosse Eishöhle im Tennengebirge. Met. Z. Vol. 40, 33-37.
- 14) R. Saar(1955): Meteorologisch-physikalische Beobachtungen in den Dachstein rieseneishöhlen. Oberösterreich. Wetter u. Leben. Vol. 7, 213-219.
- 15) M. Hell(1934): Die kalten Keller von Kaltenhausen in Salzburg. Forsch. u. Fortschr. Vol. 10, 336.
- 16) P. Marshall and M. C. Brown(1974): Ice in Coulthard Cave, Alberta. Canadian Jour. Earth Sci. Vol. 11, 4, 510-518.
- 17) R. Geiger(1960): 上掲. 403-417.
- 18) R. Geiger(1960): 上掲. 417-430.
- 19) 大浦浩文(1951): 積雪による光の反射及び透過について. I, II. 低温科学, Vol. 6, 22-33, 35-40.
- 20) 湊 正雄・井尻正二(1966): 日本列島. 岩波.
- 21) T. L. Péwé(1966a): Ice-wedge in Alaska, Permafrost International Conference. Proc., Natl. Acad. Sci., Pub. 1287.

- 22) 福田正己 (1973): 大雪山の永久凍土が語るもの、北の山脈.
- 23) 小崎 尚 (1974): 凍結融解作用がつくる微地形—日本の構造土—. 科学, Vol. 44, 11, 708-712.
- 24) 湊 正雄 (1970): 氷河時代の世界. 築地書館, 210-218.