大雪山の永久凍土と気候環境¹⁾

(大雪山の事例とシベリア・アラスカ・カナダとの比較を中心としての若干の考察)

福田 正 己²⁾ 木 下 誠 ^{—2)}

Permafrost at Mt. Taisetsu, Hokkaido and its Climatic Environment

Masami FUKUDA²⁾, Seiichi KINOSHITA²⁾

In this paper, the authors report the existence of permafrost at Mt. Taisetsu, Hokkaido, and discuss the climatic significance of permafrost there from a viewpoint of the Quaternary palaeoclimatology. Many researchers have observed that patterned grounds, especially sorted circles well developed on many gentle slopes and small depressions at Mt. Taisetsu. And recently it was reported that the networks of fissures of the ground which are similar to large scale polygons on permafrost in Alaska were found at some places at Mt. Taisetsu. Those sorted circles and nets of fissures suggest the existence of permafrost which is believed to be either relict or recent.

By our on-the-spot investigations at Mt. Taisetsu, permafrost was found on one of flat summits (2,150 m) by boring tests and geophysical methods. The maximum depth of the active layer was nearly 2 m and the maximum depth of the lower limit of this permafrost was estimated to be 15 m or larger. Its frozen soils consisted of weathered fine sands and gravels derived from an andesite bedrock, which are considered as frost-action products. Large sorted circles were formed on the surface of permafrost.

The mean annual temperature and degree-days in this area were calculated as -3.1°C and 2,400 degree-days by extrapolations on the basis of meteorological data in Asahikawa. The estimated temperature and degree-days suggest that this area has the same climatic conditions as those in central Alaska, where discontinuous permafrost is distributed.

Introducing the Popov's theory about the formation of an ice-wedge, we estimated the palaeotemperature of the surface of the extended permafrost to be $-7^{\circ}\sim-8^{\circ}\text{C}$ (mean annual temperature) during a past colder period than present. Comparing the estimated chronology of the permafrost with the chronology of permafrost in Alaska and Siberia, and considering the field observations of fossil ice-wedge casts and polygons in Hokkaido, we may conclude that the permafrost at Mt. Taisetsu formed at the last ice age, after then gradually has become smaller, adapting itself to the present climatic conditions.

I はじめに

寒冷な気候が地表に与える影響として、土壌ないし地殻構成物質の凍結がある。とくに寒冷の度合の著しい条件下では、年間を通じて凍結層が融解せずに存続する。これが永久凍土現象である。(LACHENBRUCH, 1968) 現

在地球上では、永久凍土は南極、グリーンランド、アラスカ、極地カナダ、シベリアを中心に広く分布し、全陸地の14%を占める(木下, 1971)。第四紀後半、とくに最終氷期にはさらに広い地域に分布した。ところで、地殻の凍結現象は、気候の周期変動に応じて発生、発達、消滅する。そして、地殻の熱的性質を反映して深くなる程、

1) 1973年1月、日本第四紀学会にて講演。

2) 北海道大学低温科学研究所 The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University.

その発達的气候変動への応答が時間的に遅れてくる。このように変動の位相ずれに由来するので、地殻の凍結現象は地温分布のなかに、過去の古気候を直接に記録していると言える。また永久凍土の存在に伴う周氷河現象、たとえば構造土、氷楔、ピンゴ (pingo)、テルモカルスト (thermokarst) などが出現し、あるものは化石化して古気候の良い示標となる。また、氷河と同じく氷期に拡大して分布したので、地形発達や植生などにさまざまな影響を与えた (WASHBURN, 1973)。

最近、北海道を中心として、各種の化石周氷河現象の報告がなされ、そのうちには間接的にかった永久凍土の存在を示唆するものもある (藤木, 1963; 小崎ほか, 1973)。さらに、永久凍土そのものの現存に関する調査報告もなされた (名越, 1970; 藤井ほか, 1972; 近堂ほか, 1973; 志保井, 1973)。これらの報告については、永久凍土の持つさまざまな性質や特徴などの十分な検討をさらに加える必要がある。そこで、永久凍土が古気候から現在の寒冷気候までの示標として有効性を持つために、まず現存する永久凍土そのものの調査と結果の考察が必要となる。著者の一人 (木下) は、数回にわたってアラスカ・カナダ・シベリアにおける永久凍土調査を得た (木下・鈴木, 1973)。また低温科学研究所を中心に行なった大雪山の現存する永久凍土の調査からも若干の興味ある結果が得られたので¹⁾、その調査結果とすでに得られている永久凍土の発達の編年をあわせて、寒冷気候環境と永久凍土との関連を述べる。

II 大雪山の永久凍土 (北海道の事例)

大雪山系に、数多くの周氷河現象とくに構造土の発達することがすでに多数報告されている²⁾。その発達の規模と分布は、構造土形成活動が過去のみならず、現在にいたるまで活発であることを示唆する。BROWN & Péwé (1973) が指摘しているように、構造土は永久凍土の存在の示標とは必ずしもならない。一方、現在の永久凍土地域と構造土の発達する地域とがオーバーラップしていることが多いという点を考えると、構造土は永久凍土の存在の可能性を示す。

永久凍土地域での活動層 (夏期の融解層) では、下部凍土層が不透水層として役割をはたすので、融解期には土壌中の水分量が多い状態に保たれ、再凍結時の氷晶分離が顕著に生ずる (CORTE, 1963)。その際に、構成細粒

粒子の移動がなされ、frost-action に伴う sorting が行なわれる。永久凍土地域での活動層は、2 m ほどにも及ぶことから、sorting が顕著に行なわれる。さらに、凍結-融解が繰り返されて直径が数 m の構造土 (とくに sorted circles) が形成される。一方、永久凍土地域以外でも、冬の凍結、夏の融解が繰り返されて構造土が形成される。しかし、これらの季節凍結地域では、冬期間の最大凍結深も浅く、下層に不透水層がないため融解時とくに再凍結のはじまる直前での土壌水分が少なくなるので、sorting のおよぶ層もうすい。鈴木・福田 (1971) によれば、sorting のなされる層厚と sorted circles の大きさ (直径) との間には一定の関係があり、活動層が厚い程大型 (直径 2 m 以上) の sorted circles が形成される。従って非永久凍土地域では小型 (直径数 10 cm 以下) の sorted circles が観察される。大雪山では大型の sorted circles が各所でみられ、高根ヶ原の雪かべ雪溪には越年雪溪がある。これらの事実は、大雪山での永久凍土の存在を十分に予測させるものと考えた。

以上の予測に基づき、1971年、72年に野外調査を行ない、白雪岳北東部の平坦な山陵地域で永久凍土の分布を確認した。凍土の分布する地域を図1に示す。

図1 大雪山の永久凍土分布地域 (図中ハッチ部分)

地形的には、分布地域は平坦な山陵で、谷頭侵蝕は及んでいない。全体として北東側のなだらかな山頂 (小泉岳) へ向って、傾斜は増加する。分布地域は小さなコルの下部

1) 詳細な調査内容については、田沼、福田、中尾によって別に報告する。

2) たとえば若生 (1957)、酒匂ほか (1958)、小崎 (1965) など。

地形にあたり、傾斜が急に小さくなって平坦部になっている。基盤は露出せず、礫、砂～シルトの風化堆積物が

写真1 大雪山、永久凍土分布地域の構造土 (sorted circles)

厚く(2 m以上)おおっている。表面には写真1に示される大型の sorted circles が形成されている。植生限界は1700 mであるので、植生の被いはない。この地域のほぼ中心位置でボーリングを行ない、電気探査と地震探査も併せて行なった。その結果、72年10月2日で、少なくとも深さ15 mに達する永久凍土の存在が確認された。図2に、ボーリングによって直接確認された凍土層の断面を示す。72年10月2日の活動層下限は-1.8 mに位置していた。71年9月30日ではやや浅く、(-1.5 m)、ボーリング地点が南斜面よりであったためであろう。温度分布は、-1.7 m から0°C 以下となっている。弾性波速度の明瞭な差が、凍土層と活動層の境界と同じ深さに見られた。凍土層上部の弾性波速度が 800 m/sec となっていて、

図2 大雪山の永久凍土 (ボーリング、電気探査、地震探査の結果)

凍土としてはやや遅い速度を示している。これは、凍土層内で部分的融解があるためと考えた。これを確認するため、ボーリングによって得られた試料をもちいて、低温室内で超音波パルス法による実験を行った。図3にその

図3 凍土の弾性波速度の温度変化

結果を示す。-20°Cより徐々に昇温させながら、Vp(たて波速度)を測定したが、-3°Cから急激な速度の低下が見られた。-0.2°Cでは、980 m/sec となっているが、野外での実測値に近い値となっている。これは、凍土層内の不凍水量に増加によるものである (NAKANO et al., 1972)。以上から、-1.8 mでは、凍土の一部に不凍水を含むいわゆる部分的融解状態にあることがわかった。また、断面観察によれば、表層部には明瞭な構成物質の sorting が見られる。とくに、-60 cm より上部では、下層細粒層の突き上げが見られ、表層に大型の sorted circles を形成する。凍土層上部を構成するシルト混り砂礫層の粒径分布を図4に示す。礫種は基盤と同じ安山岩類である。またその層相と礫の円磨度から、地表流水による運搬を受けずに、in situ の状態で凍結-融解の繰り返しによる破壊 (frost-shattering) によって生産されたものであろう。

凍土の組織は、細かく氷が分散していて、いわゆるコ

図4 凍土の粒土分布

ソクリート状凍結を呈している。凍土の基盤は、ボーリングでは直接確認できなかった。しかし、電気探査の結果から、50,000Ωm以上の高抵抗値¹⁾を、凍土層の示標として下限を求めると、場所によっては15m以深に達する。水平分布は、平坦な山陵上にほぼ200m四方に広がる。谷が開析しはじめる平坦面の肩の部分で急にうすくなる。以上の永久凍土の厚さと断面の諸特徴は、アラスカ・カナダでの永久凍土不連続的分布地域 (discontinuous permafrost zone) の永久凍土に見られるものと類似している。アラスカ、カナダでの永久凍土は、過去から存続し現在の気候環境下でもほぼ平衡を保っている。この点からも、大雪山の永久凍土の形成が、過去から継続する可能性のあることが示唆される。

III 永久凍土と気候条件（大雪山とアラスカ、カナダとの比較）

大雪山の永久凍土が、熱収支から見て現在の気候条件で平衡を保ちつつあるか、あるいは過去の寒冷期の relict

図5 高度 - 年平均気温、積算寒度（大雪山）

であるかを検討する。現在永久凍土が典型的に分布している、アラスカ・カナダの気候条件から、大雪山の永久凍土の分布する地域の気候条件が凍土形成にとって妥当なものか（十分に寒冷かどうか）を判定してみる。しかし、大雪山の永久凍土分布地域では気象データがないので、大雪山に近い旭川市で観測された30年間の日別平均気温²⁾に基づいて、旭川市からの高度差に応じた年平均気温を算出した（5図）。ここで、高度差による気温通減率については、大気中水蒸気量の変動を考慮して、上・下限を定めた。実線と点線にはさまれる範囲が、気温 - 高度関係を示している。同様にして積算寒度を算出した。永久凍土の分布地域（2150m）では、年平均気温は -3°C 、積算寒度は、2300 (degree days) になる。 -2°C 以下及び2000以上になるには、少なくとも1800m以上であれば良い。

しかし、実際には地形、植生、積雪などの条件を考慮する必要がある。とくに積雪は断熱効果が大きく、大気との熱交換をさへぎる。北海道各地では、30cm以上の積雪があると、土壤凍結は表層部に限られてしまう（東, 1954）。大雪山の永久凍土分布地域は南北方向にのびる尾根すじにあり、冬の強い卓越風で積雪は吹き払われる。従って積雪の影響は少ない。また、現在の植生限界よりも高い位置にあるので、植被の影響を受けない。つまり、積雪や植生条件を考慮した上でも、推定した気温と積算寒度は、地中温度を考える場合妥当な値と云える。

以上の推定値（2100mでの）を、アラスカにおける年平均気温・積算寒度・永久凍土の各分布に記入した結果を図6に示す。図中の破線は、大雪山の永久凍土分布地域における推定年平均気温と積算寒度を適用したものを示す。また、この2つの破線の中間値をとって永久凍土分布図の破線とした。図によれば、大雪山の2100m附近の気候条件は、ほぼアラスカ中部の不連続的永久凍土分

表1 永久凍土の深さと年平均気温（アラスカの例）

年平均気温	0 $\sim$ -2 $^{\circ}\text{C}$	-2 $\sim$ -4 $^{\circ}\text{C}$	-4 $\sim$ -6 $^{\circ}\text{C}$
永久凍土の分布	不連続ないし点状的分布	不連続的分布	不連続的分布及び連続的分布（南限近く）
永久凍土下限の平均深さ	26m (12例)	36m (35例)	50m (18例)

- 1) 電気探査を担当した中尾の南極での測定値による (McGINNIS et al., 1973)。
- 2) 気象協会北海道本部刊行の「北海道の気候」1962年版及び1972年版によった。

永久凍土の分布

図6 アラスカでの永久凍土、平均気温・積算寒度の分布（破線は大雪山2100mの推定値に相当する等値線（Péwé, 1965）による）。a: 永久凍土の連続的分布地域 b: 不連続的分布地域 c: 点的分布地域

図7 凍土の深さと年平均気温（カナダの例）

図8 永久凍土の水平・垂直分布（カナダの例） A. T.: 年平均気温; F. D.: 積算寒度（日数×温度）; T. D.: 積算暖度（日数×温度）, [Baird (1965) と Thompson (1966) による]。×印は大雪山。

布地域にあたることを示される。次にアラスカでの永久凍土の厚さの分布と、年平均気温との関係を見る（表1）。またカナダにおける年平均気温と凍土層の深さの関係を図7に示す¹⁾。次に、永久凍土の水平・垂直分布の関係を、カナダを例として図8に示す（BAIRD, 1964）。いずれの例についても、気候条件の点では、大雪山の永久凍土は、凍土層下限を15mとした場合にはアラスカ・カナ

1) BROWN (1966) と THOMPSON (1966) のデータをもとにして作図した。

ダの不連続的分布地域の永久凍土に相当する。アラスカ・カナダの永久凍土は、過去の relict でなく、現在の気候条件で熱的平衡を保ちつつ、過去より継続して来たものである。また、アラスカ・カナダでは、氷期には氷床におおわれ、直接寒気にさらされていない (JESSOP, 1971)。大雪山では大規模な氷床の発達はなかったので、大雪山の方が長期間にわたり、アラスカ・カナダの相当点 (大雪山の置きかえ位置) よりも寒さの条件は厳しかったと云える。従って、大雪山の気候条件と永久凍土の下限の深さの関係を、アラスカ・カナダへ適用した場合、大雪山の永久凍土が過去より存続し、かつ現在の気候条件下でも平衡を保ちつつあることが、十分納得できる。

IV 永久凍土に伴なう周氷河現象

1 大雪山での事例

前述 II, III より大雪山の永久凍土が過去から現在に至るまで存続して来たことが予想された。ところで、永久凍土の存在に伴なって出現する現象として、氷楔 (ice-wedge), ピンゴ (pingo), テルモカルスト (thermokarst) そしてパルサ (palsa) 等がある。これらの存在によって、過去及び現在の永久凍土の存在が示される。とくに氷楔は、次に述べる点で永久凍土の存在の示標として有効である。氷楔の形成機構は、主として Popov ら (1966) の理論に基づく。

氷楔は、凍土層内の温度勾配による熱応力の結果生じたクラックに、上層より浸透した水が氷となって成長するという過程を繰り返して形成される。夏の間に表層部の活動層が融解するが、次の冬には表面から再び凍結がはじまる。活動層より下層は凍結したままに残っている。従って、活動層中の融解水は、下方への浸透がさえぎられて帯水状態にある。水は地表面からの蒸発で活動層から失われるだけであるが、すでに表面からの凍結がはじまっているので、水分飽和度の高い末凍結層が残る。気温の変化に対し地温の変化は、時間的に遅れる。従って、再び地表面で凍結が生ずる時点では、活動層内の深いところほど、より高温期にあり、凍土の下方への融解が続行する。しかし、融解に伴なう潜熱分としてかなりの熱が奪われるために、下方への熱の移動量は減少し、融解する面の低下速度も遅くなる。他方、地表面からの次の凍結が、より速い速度で下方に移動してくる。やがて凍結面が追いついて融解層は消失する。この時点で、地表部分と永久凍土の恒温帯 (融解層の消失する深さ) の間には、大きな温度勾配が生ずる。その結果、凍土内に生ずる熱応力が最大になり、クラックが形成される。

形成されるクラックの間隔は、次の式で決まる (ДосТОВАЛОВ & Кудрявцев, 1967)。

$$x = \tau_B / \frac{1}{2} \alpha \cdot G \cdot \frac{\partial \theta}{\partial Z}$$

x : クラック間の距離

τ_B : 凍土のせん断強度

α : 凍土の熱膨脹係数

G : 凍土の剛性率

$\frac{\partial \theta}{\partial Z}$: 温度勾配

(ただし、構成物は、シルト～細砂を含む砂礫層の場合)

温度勾配以外、他のパラメーターはすでに多くの測定値があるので、現在観察される氷楔による地表の網状パターン間の間隔 (つまり x) をあてはめることで、氷楔形成時の温度条件が推定される。以下にその例を示す。

$\alpha = 1 \times 10^{-5} \dots (-10^\circ\text{C シルト})$ (堀口, 1973)

$\tau_B = 70 \sim 50 \text{ kg/cm}^2 (-10^\circ\text{C シルト})$ (YONG, 1966)

$G = 3 \times 10^{10} \text{ dyn/cm}^2 (-12^\circ\text{C})$ (福田・井上, 1973)

$x = 40 \sim 30 \text{ m}$ (アラスカでの実測)

この場合の凍土活動層、平均200cm。

その結果、 $t = -22^\circ\text{C}$ (表面温度) が得られた。

BROWN & Péwé (1973) は、氷楔の形成には年平均 $-6^\circ\text{C} \sim -8^\circ\text{C}$ で冬の地表面温度が $-15^\circ\text{C} \sim -20^\circ\text{C}$ に達することが必要だと述べている。つまり、この式と実測値とは良い一致がみられた。従って、適切な条件下で Popov の式をもちいて、氷楔形成時の永久凍土の気候条件が推定される。大雪山の白雲岳周辺、とくに北海平には顕著な polygonal pattern が観察される。また根釧の上春別において、一辺が $10 \sim 100 \text{ m}$ の Polygonal pattern と ice-wedge cast の relict との共存が報告され、かつての永久凍土の存在が推定された (小嶋ほか, 1973)。北海平の polygonal pattern の大きさから、 $x = 20 \sim 15 \text{ m}$ としてかつての古気温 (冬の地表面附近温度) を上述の式に代入して求める。その結果、 $t = -23^\circ\text{C}$ を得る。これを冬の平均気温とみなし、年較差としては現在の値をもちいて年平均気温とすると $-7^\circ\text{C} \sim -8^\circ\text{C}$ が得られた。これは図6で示したように、現在のアラスカの連続的永久凍土分布地域の南限附近にあたっている。北海平の polygonal pattern は、過去の寒冷期に形成されたとするなら、現在の年平均気温と比較して、約 $4^\circ \sim 6^\circ\text{C}$ 気温の低い時期に形成されたことになる。形成年代に関する直接的データは得られていない。現在年平均気温が $-3^\circ\text{C} \sim -2^\circ\text{C}$ のアラスカでみられる氷楔の形成時期、及びシベリアでの氷楔形成に関する第四紀編年など

のデータに基づいて、アラスカ・シベリアを結ぶ中間に位置する大雪山の水楔形成時期の推定を試みる。

2 水楔の形成時期について

アラスカ・カナダでは、最近 ^{14}C 年代測定によって、水楔の形成年代が数多く決定され、永久凍土の編年がつくられつつある (BROWN & PÉWÉ, 1973). また、永久凍土融解過程で形成されるビンゴの年代測定も行なわれ、編年に組み込まれている (HOLMES et al., 1966). PÉWÉ (1973b) によれば、アラスカ中央 Fairbanks では Illinoian のレスを不整合におおう Wisconsin の氷河後退時の堆積物 (Brown Loess) が厚く堆積している。さらにそれをおおって、沖積のレスが 3 m の厚さでおおう。水楔は Wisconsin の最上部から深さ 7 m にわたって下方へ発達する。この水楔下部中の木片、上部沖積のレス中の木片をもちいて、各々 $24400 \pm 650 \text{ y. BP}$, 7000 y. BP の年代測定が得られている。この地域は、早い時期に氷床が後退し、その後レス上に水楔が形成された。その時期は 25000 年前後であろう。一方、氷床が長期間おおっていた地域では、fluvioglacial の堆積物中に水楔が形成された。その時期はやはり木片をもちいた C^{14} 年代測定から、 $12000 \sim 13000 \text{ }^{14}\text{C} \text{ y. BP}$ が得られた。以上のように、氷床による影響の少ないグループと、氷河後退後に形成されたグループに分けると、現在年平均気温が $-2^{\circ} \sim -3^{\circ}\text{C}$ の地域では前者は、 25000 y. BP 、後者は 12000 y. BP という、水楔の形成年代が得られている。

シベリアでは、大規模な水楔がレナ河の河成段丘を中心に、その周辺地域に広く分布している。写真 2 はその一例である。(ヤクーツク北東部、サルダッハ湖岸) ヤクーツクの現在の年平均気温は -10.2°C で積算寒度は $5500 \text{ (degree-days)}$ にも達する。KATASONOV ら (1969), DEMEK ら (1971), KLEIN (1971), そして IVANOV ら (1973) によれば、ヤクーツク周辺の低位段丘 (I) では、凍土層は 240 m に達するが、高位段丘上では、400 m にも達する。Aldan 河の中位段丘—Tyungyulyun—は、河床より 30 m の比高をもつ。表層部は再堆積ロームである。場所によってはラカストリンに移行する。この層準には水楔は発達しない。厚さは数 m 以内である。下位には、風成層相を示すロームが堆積しており、層厚は 6 ~ 10 m である。この層準には、大規模な水楔 (長さ 7 m) が形成されている。Mammuthus primigenius の化石がこの層準から発掘された。最下部は扁平礫混りの砂礫で、

写真 2 ヤクーツク周辺の氷楔 (サルダッハ湖岸)
(1972 年 8 月 13 日撮影)

次第に細砂からなる fluvioglacial の堆積物へ移行し、全体の厚さは 60 m に達する。中位段丘の形成時は、現在に比べて $3^{\circ} \sim 5^{\circ}\text{C}$ 気温の高かったことが、fauna, flora 及び粘土鉱物より示されている。その後気温は低下し、最低で現在よりも -6°C 低くなり、この時期に大規模な水楔が形成された。堆積物中の花粉から、比較的温暖相の松—トウヒからツンドラステップへの移行が示された。水楔をおおう堆積物は、気温上昇と降水量の相対的增加による deluvial な堆積物である。さらに気温上昇が続くと、氷久凍土の大規模な融解が生ずる。その結果、特徴的な地形、テルモカルストやビンゴが形成された。とくにヤクーツク低地では融解過程で、baydjarakhs → dujodas → alas という小起伏と凹地を形成しつつ、大規模な凹地となった。このテルモカルストは、 $6000 \sim 5000 \text{ y. BP}$ より活発な形成活動がはじまった。アラスカのビンゴの形成年代も ^{14}C 測定で、 $4000 \sim 7000 \text{ y. BP}$ であることが確かめられている (MACKAY & BLACK, 1973).

以上から、アラスカ・カナダ及びシベリアでは、25000

1) さらに山地では、 $800 \sim 1000 \text{ m}$ にも達するという報告 (YEFIMOV & DUKHN, 1966) もある。

～20000 y. BP に氷楔の形成があり、その後融解が気温上昇で引き起され、とくに 7000 y. BP から大規模な氷久凍土融解が行なわれた。その過程でピンゴ、アラスなどが形成された。シベリアとアラスカでの氷楔形成時期に、時間的ずれはない。その後の氷久凍土の融解も、ほぼ同様にすすんで来た。

両地域の間位置する大雪山においても、極端な氷河作用（氷床が長期間拡大しておおうような）を受けてない限り、同じような氷楔形成過程を経たものと堆定される。従って、先述の北海平の polygonal pattern も、かつての寒冷期間中に、氷楔形成に伴って形成され、その後局所的な融解をすることなく、凍土の縮小が進行したのであろう。（テルモカルストやピンゴの形成が、レナ河やマッケンジー河の中・下流域にもっとも大規模に行なわれたが、これらの地域が、後氷期の海面変動の影響を受けている点には、注意を払う必要がある。）

V 永久凍土の熱平衡と気候変動

永久凍土の熱的性質の反映として、地表面の温度が変動する場合、地中温度の昇温、下降が時間ずれをもってあらわれる。とくに、長期間（氷期～間氷期）にわたる気候変動によって、永久凍土の垂直的・水平的分布は、時間ずれをもって変化する。この凍土の熱平衡についての考察を行い、大雪山の永久凍土の存続について検討する。

1 気温の季節変動の影響¹⁾

地表面での温度が、周期 P_y で変動すると、深さ x での凍土の温度変動は、 x と変動の経過時間 (t) との関数としてあらわされる。これを、 $\theta(x, \frac{2\pi}{P_y}t)$ とする。表面の平均温度を T_0' とすれば、ある深さ (x) での地温は、次の式であらわすことが出来る。

$$\theta(x, t) = -T_0' + \theta\left(x, \frac{2\pi}{P_y}t\right) \quad \text{.....①}$$

表面の温度がサインカーブで周期変動し、その振幅が A_0 であるとする。

$$\theta\left(0, \frac{2\pi}{P_y}t\right) = A_0 \sin \frac{2\pi}{P_y}t \quad \text{.....②}$$

②を①に代入して熱伝導の式を解けば、

$$\theta(x, t) = -T_0' + A_0 \exp\left(-x \cdot \sqrt{\frac{\pi}{\alpha P_y}}\right) \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{P_y}t - x \sqrt{\frac{\pi}{\alpha P_y}}\right) \quad \text{.....③}$$

としてあらわせる。ある深さ x_a においての、周期変動

の最大値は③から $T_0 = A_0 E \times P\left(-x_a \sqrt{\frac{\pi}{\alpha P_y}}\right)$ となる。

ここで α は温度拡散率である。さらに、 $x_a = \sqrt{\frac{\alpha P_y}{\pi}} \ln \frac{A_0}{T_0}$ として、もし $\theta \max(x_a, t_a) = T_0'$ とするなら、これは活動層の下限での温度を示すので、 x_a は活動層の深さをあらわすことになる。凍土の α は、熱伝導率 (K) と比熱 (c)、密度 (ρ) から求めることができる。 $\left(\alpha = \frac{K}{\rho c}\right)$ 比熱は、凍土の場合含水比によって異なるが、飽和に近いときには田沼 (1971) によれば、 $0.2 \sim 0.3 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$ となる。片山ら (1969) の K の測定例によれば、凍土では $8.3 \times 10^{-3} \text{ cal/cm} \cdot \text{sec}^\circ\text{C}$ となる。従って多くの場合、 α は $0.01 \sim 0.03 \text{ cm}^2/\text{sec}$ となる。以上の式と値をもちい、アラスカの不連続的分布～連続的分布地域へ適用して x_a を求め、実測値と比較してみる。 $A_0 = 16^\circ\text{C}$ 、 $T_0 = -8^\circ\text{C}$ (連続的分布の南限) としたときに $x_a \approx 1.9 \text{ m}$ を得る。これは、この地域での活動層の平均の深さにほぼ等しい。大雪山についての推定を行なうと、 $x_a \approx 2.3 \text{ m}$ が得られる。これは永久凍土地域に発達する、大型の構造土形成にとって重要な値である。

2 気温の長期変動の影響

氷期～間氷期にわたる長期の気温変動が、永久凍土の深さと温度勾配に与える影響を見積ることはむずかしい。それは、地殻からの熱流量が経年変動しており、構成物質の熱伝導率もさまざまであって、地域的に異なるからである。ここでは、地温変化の一般傾向をつかむ目的で、若干の推定と計算を行なう。GOLD & LACHENBRUCH (1973) によれば、地表面の温度が、時間 $t=0 \sim t=t_0$ までに ΔT の変化をしたとすると、深さ x での変化は x と t の関数としてあらわされる。従って、ある時間と深さでの地温が各々求められて、地温分布が得られる。今、これを次式であらわす。

$$T(x, t_0) = \frac{Q}{K}x - T_0 + \Delta T(Z, t) \quad \text{.....④}$$

Q : 地殻熱流量

K : 熱伝導率

T_0 : 地表面の平均温度

表面の温度変化を $\Delta T(0, t) = Dt^{\frac{1}{2}n}$, $n=0, 1, 2 \dots \dots \dots$ ⑤としてあらわす。このときの地温分布は、 $n=0$ つまり⑤式のステップ関数で、温度変化がある時間間隔中に急に行なわれたとすると、

$$T(x, t_0) = \frac{Q}{K}x - T_0 + \Delta T(0, t) \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{\alpha t}} \quad \text{.....⑥}$$

1) 以下の考察は、GOLD & LACHENBRUCH (1973) を参考にして行なった。

図9 大雪山の永久凍土、地温分布の経年変化。

として単純化できる。ここで、 α は温度拡散率、 $erfcx$ は余誤差関数である。

⑥の式は、いいかえれば地表面がある一定時間ごとに急上昇する場合に、ある深さでの温度変動幅が、時間の関数としてあらわされることを意味する。そこで $\alpha = 0.008 \sim 0.01 \text{ cm}^2/\text{sec}$ をもちいて、各深さごとに1000年、5000年、10000年と経過するときの変動幅を計算する。その結果から得られた地温分布変化を図9に示す。この場合には、表面では $-10^\circ\text{C} \rightarrow -3^\circ\text{C}$ の変動があったとする。たとえば、1000年間に、 $-10^\circ\text{C} \rightarrow -3^\circ\text{C}$ の変動があったときの、各深さの変動幅は、矢印の範囲内にある。実際の表面の温度上昇速度は、 $10^{-11}^\circ\text{C}/\text{sec}$ のオーダーであるから、点線で示される地温分布となる。 -3°C で平衡している凍土の深さ50mという値は、アラスカの例に従った。表面温度の変動による凍土、深さの減少 ($x_1 \rightarrow x_2 \rightarrow x_3$) は、1000年、10000年のオーダーでは165m $\rightarrow$ 101m $\rightarrow$ 55mとなる。もし大雪山で、氷期以降 $-10^\circ\text{C} \rightarrow -3^\circ\text{C}$ の気温上昇があったとするなら、もっとも早い変化をした場合に、10000年で現在の凍土層の下限に近づくことが示される。実際には、気温上昇はゆるやかな上に、こまかい変動が重なっているため、下限が徐々に浅い位置へ移動するのは、さらに時間的に遅れしかも徐々に行なわれる。ところで、仮に15mが大雪山の現在の凍土の下限とするなら、かつての下限の位置とその上昇過程を上述のようにして推定してみることができる。すなわち、もっとも早い変化をした場合には、 $x_1' \rightarrow x_2'$

$\rightarrow x_3'$ と変化したことになる。先に述べたように、現在の年平均気温 -3°C に対する凍土層の深さは、アラスカ・カナダを例とするなら、50mとなることから、過去の寒冷期には少なくとも図の x_1' より深い位置にあったのであろう。しかし、大雪山の火山活動に伴う地殻熱流量の大きさなどを考慮するなら、アラスカの例よりは若干浅い位置になることは十分予想される。いずれにせよ、地温の変動が、アラスカ・カナダの場合のように大雪山でも上述の一般傾向を持つとすれば、我々が確認した永久凍土は過去より10000年オーダーで存続して来たことになる。

VI おわりに

II~V では、大雪山を例として永久凍土の分布とその形成時期についての考察を行なった。編年については、直接的データとして今後凍土中の氷から $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ の比を測定する予定である。現段階での結論としては、大雪山の永久凍土は、少なくとも10000年以前に現在よりも $7^\circ \sim 8^\circ\text{C}$ 気温が低い条件で発達し、その後の気温上昇によって凍土層の深さが徐々に浅くなって来たと考えられる。しかし現在の気候条件に適応するまでには、さらに若干縮小する可能性がある。アラスカ・シベリアでの類似した気候条件での、永久凍土の編年から類推して、大雪山では凍土の下限は確認されないものの、少なくとも15m以深に達することが推定される。また、かつての寒冷期には、永久凍土に伴う氷楔の形成があった。実測した分布と構成物の諸性質をもちいての計算から、その時の年平均気温は現在よりも 7°C 低いことが示された。すでに藤木 (1963)、小疇ら (1973) が化石氷楔の存在で、最終氷期における北海道各地の年平均気温が $8^\circ \sim 10^\circ\text{C}$ 現在よりも低いことを指摘している。

以上の考察に基づいて、北海道全体の年平均気温が 10°C 低い場合の、気温分布図と積算寒度分布図を描いて図10に示す。 -1°C を永久凍土の不連続的分布の南限とし、 -7°C を連続的分布の南限とするなら、北海道の全域が永久凍土分布地域にあたる。とくに、道東、道北では連続的分布地域となっている (図5と比較されたい)。これは、小疇らによる化石氷楔の観察結果と一致している。

今後、さらに化石氷楔や周氷河現象の分布をおさえて、大雪山の現存の永久凍土の調査結果に基づいて古気候復元の有効性を検証しつつ、北海道の永久凍土編年を確立する必要がある。また、シベリア・アラスカでの永久凍土の調査も行ない、東北日本での編年をより広い範囲での古気候変動に組み込む必要がある。

a : 年平均気温分布

b : 積算寒度分布

図10 寒冷期の北海道の古気候

本論文作成にあたり、昨年10月に調査中不慮の事故死をとげられた低温科学研究所田沼邦雄助教授の遺されたデータの一部を整理して使わせていただいた。仕事なかばにしてたおれた故人の研究の中断を惜みつつ、深く冥福を祈る。また調査に際しては北大、低温科学研究所、理学部地球物理学教室、東大・理学部地理学教室、及び関係諸機関の多くの方々の協力を得た。ここに深く感謝の意を表します。

引用文献

- BAIRD, P. D. (1964) *The polar world*. 328 pp., Longmans, London.
- BROWN, R. J. E. (1966) Relation between mean annual air and ground temperature in the Permafrost region of Canada. *Proc. Permafrost International Conf. Nat. Acad. of Sci.*, 241—247.
- BROWN, R. J. E. (1970) *Permafrost in Canada*. 234 pp., Univ. Toronto Press, Tronto
- BROWN, R. J. E. & Péwé, T. L. (1973) Distribution of permafrost in north America and its relationship to the environment : A Review, 1963—1970. *Proc. Second International Conf. of Permafrost, Nat. Acad. of Sci.* 71—100.
- CORTE, A. E. (1963) Relationship between four ground patterns, structure of the active layer, and distribution of ice in the Permafrost. *Biul. Peryglac.*, **12**, 7—90.
- DEMEK, J. & CZUDAK, T. (1971) Thermokarst in Si-

beria and its influence on the development of lowland relief. *Quat. Research*, **1**, 103—120.

ДОСТОВАЛОВ, Б. Н. & КУДРЯВЦЕВ, В. А. (1967), ОБЩЕЕ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЕ. 403pp., ИЗДАТ ЕЛЬСТВО, МОСКВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
 福田正己・井上正則 (1973) 凍土の動的性質について。低温科学, **31** (印刷中).

藤井理行・樋口敬二 (1972) 富士山の永久凍土, 雪氷, **34** 12—22

藤木忠美 (1963) 札幌付近に於ける化石構造土について 地理評, **36**, 740—741

GOLD, L. W. & LACHENBRUCH, A. H. (1973) Thermal conditions in Permafrost. *Proc. Second International Conf. of Permafrost, Nat. Acad. of Sci.*, 3—25.

東 晃 (1954) 北海道の土壤凍結。農業物理研究所報告, **34**, 145—157

HOLMES, G. W., FOSTER, H. L. & MHOPIKINS, D. (1966) Distribution and age of pingos of interior Alaska. *Proc. Permafrost International Conf. Nat. Acad. of Sci.*, 88—93.

堀口 薫 (1973) 凍土の熱膨脹率の測定。低温科学, **31** (印刷中).

JESSOP, A. M. (1971) The distribution of glacial perturbatkn of heat flow in Canada. *Canad. Jour. Earth Sci.*, **8**, 162—166.

KATASONOB, E. M. & SOLOVEV, P. A. (1969) *Explanatory book to excursion of International Symposium of Palaeo Geography and Periglacial Phenomena of Pleistocene*,

- Yakutsk*. 87pp., USSR, Acad. of Sci. Section of Earth Sciences, Siberian Division.
- KATASONOV, E. M. & IVANOV, M. S. (1973) *Explanatory book to cryolithology of central Yakutia, Second International Conference of Permafrost, Yakutsk*, 38pp., USSR Acad. of Sci. Section of Earth Sciences, Siberian Division.
- 片山功蔵 (1969) 湿った土壌の凍結前後における熱物性値測定法. 冷凍, **44**, 902—909.
- 木下誠一 (1971) 永久凍土. 極地, **12**, 39—49.
- 木下誠一・鈴木義男 (1973) ヤクーツク周辺の永久凍土調査報告. 低温科学, **31** (印刷中).
- KLEIN, R. G. (1971) The Pleistocene prehistory of Sciberia *Quat. Research*, **1**, 133—161.
- 小崎 尚 (1965) 大雪火山群の構造土. 地理評 **38**, 35—55.
- 小崎 尚・野上道男・岩田修二 (1973) ひがし北海道の ice-wedge cast. 第四紀学会1973要旨集, 30.
- 近堂祐弘・野川 潔 (1973) 北海道十勝三股の永久凍土層 (凍結角礫層) について. 第四紀学会1973要旨集, 31.
- LACHENBRUCH, A. H. (1968) Permafrost. In FAIRBRIDGE, R. W. (ed.), *The Encyclopedia of Geomorphology*. 1295pp. Reinhold New York pp. 833—839.
- MACKAY, J. R. & BLACK, R. F. (1973) Origin, composition and structure of perennially frozen ground and ground ice. *Proc. Second International Conf. Permafrost, Nat. Acad. of Sci.*, 185—192.
- MCGINNIS, L. D., NAKAO, K. & CLARK, C. C. (1973) Geophysical identification of frozen and unfrozen ground, Antarctica. *Proc. Second. International Conf. of Permafrost, Nat. Acad. of Sci.*, 136—146.
- NAKANO, Y., MARTIN, R. J. III, & SMITH, M. (1972) Ultrasonic Velocities of the dilational and Shear Waves in Frozen Soils *Water, Resour. Res.*, **8**, 1024—1030.
- 名越昭男 (1970) 北海道網走郡津別町にある 夏期の凍土に関して. 昭46雪氷学会要旨集,
- PÉWÉ, T. L. (1966) Ice-Wedges in Alaska—classification, distribution and climatic significance. *Proc. Permafrost International Conf. Nat. Acad. of Sci.*, 76—81.
- PÉWÉ, T. L. & SELLMAN, P. V. (1973) Geochemistry of permafrost and Quaternary stratigraphy. *Proc. Second International conf. of Permafrost, Nat. Acad. of Sci.*, 166—171.
- POPOV, A. I. & DOSTOVALOV, B. N. (1966) Polygonal system of ice-wedges and conditions of their development. *Proc. Permafrost International Conf. Nat. Acad. of Sci.*, 102—105.
- 酒匂純俊・河内晋平・藤木忠美・小林国夫・稲垣益次・千野光芳 (1958), トムラウシ山のみごとな構造土をめぐって, 地球科学, **36**, 1—4.
- 志保井利夫 (1973) 北見地方で見られる周氷河現象—異常低温地点を中心として—, 北見工大研究報告, **4**, 303—320.
- 鈴木郁夫・福田正己 (1971) 構造土の成因論に関する若干の考察. 地理評, **44**, 729—739.
- 田沼邦雄 (1971) 凍土の際の水分移動と地中熱流量の測定. 低温科学, 物理篇, **29**, 231—237.
- THOMPSON, H. A. (1966) Air temperatures in northern Canada with emphasis on freezing and thawing index. *Proc. Permafrost International Conf. Nat. Acad. of Sci.*, 272—280.
- 若生達夫 (1957) 大雪山の構造土, 北海道学芸大紀(2部) **8**, 135—139.
- WASHBURN, A. L. (1973) *Periglacial Processes and Environment*. 328pp., Arnold, London.
- YEFIMOV, A. I. & DUKHIN, I. Y. (1966) Maximum depths of permafrost. *Geologiya Geofizika*, **7**, 92—97.
- YONG, R. N. (1966) On the relationship between partial soil freezing and surface forces. *Proc. International Conf. on Low Temp. Sci.*, The Institute of Low Temp. Sci., Hokkaido Univ., 1375—1386.