

# 凍土における地中レーダ探査法と高密度電気探査法の適用研究

中笠貴元<sup>1)</sup>、酒井英男<sup>1)</sup>、鈴木輝之<sup>2)</sup>、田中謙次<sup>3)</sup>、飯田肇<sup>4)</sup>

## 1. はじめに

凍土は、土壌が $0^{\circ}\text{C}$ 以下にさらされた時、土中の水分が凍結することにより生ずる。凍土の形成に伴って地面が隆起し(凍上現象)、道路の舗装面の破壊や建造物の傾斜などの被害が生ずるため、極寒冷地においては生活に密着した問題となる。これまでその発生機構等についてはさまざまな研究が成されてきた。しかし、凍土の分布を調べる方法は、凍結深度計を用いた“点”での調査が主流であり、面的な調査手法は研究段階にある。そこで、従来から凍土の研究が継続的に行われている北見工業大学の実験フィールドにおいて、物理探査による面的な非破壊調査法が凍土の調査に有効であるかどうかを検討した。本稿では、その調査結果と課題について報告する。

## 2. 目的と概要

凍土が形成されている実験フィールドにおいて、地中レーダ探査と高密度電気探査を実施し、凍土の分布把握に有効であるかを実験した。

地中レーダ探査は、地中に電磁波を放射し、それが地下の電磁気的な(主に比誘電率の)不連続面で反射、透過及び屈折を繰り返し、再び地表に戻ってきた電磁波の一部を受信することで、地下の構造を可視化する物理探査法である。これまでの研究により、同探査は、積雪構造調査に有効であることが示されている(例えば、酒井ほか, 1999; Sakai et al., 2006)。高密度電気探査は、多数の電極を直線上に配置し、特定の電極から地中に電流を流してその他の電極で地盤内の電位分布を測定することで、地下の比抵抗値を推定する手法である。従来の凍土を対象とした物理探査では電気探査が主流(例えば河内ほか, 1991; 高見ほか, 2001)となっており、地中レーダ探査による研究はあまり行われていない本研究では、地中レーダ探査と高密度電気探査を併用しての凍土の有効な検出法を検

討し、地中レーダ探査では多数の測線での結果を統合することで3次元解析も試みた。

探査は、2000年2月28、29日に北見工業大学構内の実験地域(Site A, B)において行った。地中レーダ探査には、カナダSensors & Software社製pulse EKKO1000を使用し、高密度電気探査ではDZD-10を用いた。実験地域Site Aは、構内の土壌(火山灰質土)で構成された長方形(約 $5 \times 2\text{m}$ )の領域で、凍

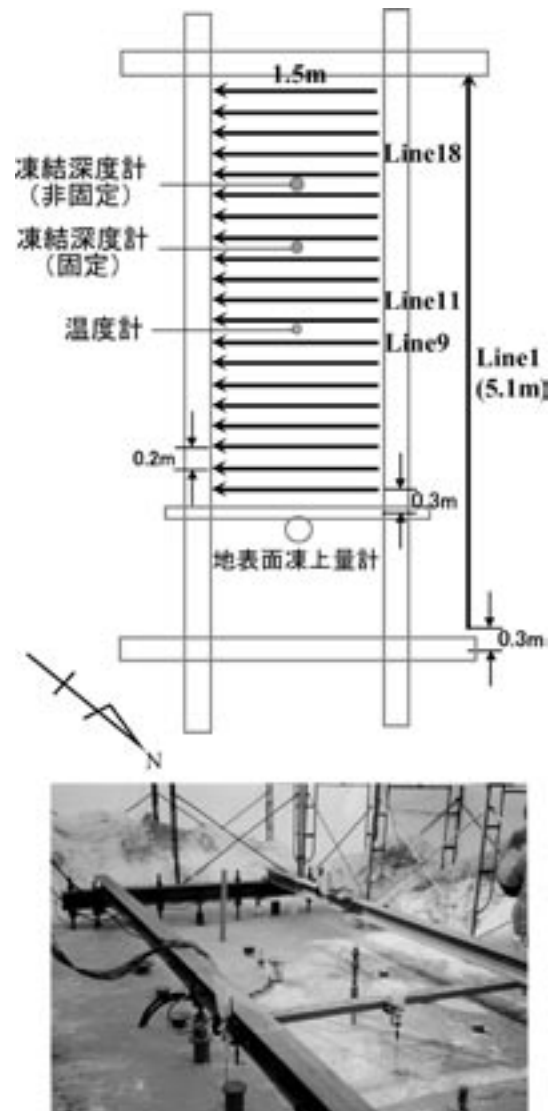


図1 Site Aの探査測線配置図と現況写真

1) 富山大学 2) 北見工業大学 3) 田中地質コンサルタント 4) 立山カルデラ砂防博物館

上量などを観測する装置や凍結深度計が設置され、冬季間は除雪されている(図1)。ここでは、領域の長辺方向に探査測線Line 1(測線長5.1m、測点間隔0.1m)を設けて、地中レーダ探査と高密度電気探査を実施し、それと直交する短辺方向にはLine 2~21(測線長1.5m、測点間隔0.1m、測線間隔0.2m)を設けて地中レーダ探査のみを実施した。地中レーダの中心周波数は450MHzに設定し、Line 1, 2, 7, 16, 18の測線では900MHzアンテナによる探査も行った。高密度電気探査では、ダイポール・ダイポール(dipole-dipole)配置とウェンナ(wenner)配置の2種類の電極配置を採用した(図2)。同じ電極間隔の場合にはウェンナ配置の方が探査深度は深くなるが、ダイポール・ダイポール配置では測定間隔(電流電極と電位電極の間隔)を長くすればするほど探査深度は深くなるという特長がある。

Site Bは、コンクリート槽(縦3m×横3m×深さ1.3m)の内部を土壌で充填した実験地域である。槽内の土壌は、深さ0.9mまではSite Aと同じ火山灰質粘土、それ以深は砂利で構成されている(図3)。この土槽の底には給水管が設置されており、地下水位を調整する際に水が均一に上昇するように砂利が詰められている。探査測線は図3に示すようにLine 1~14(測線長2.7m、測点間隔0.1m、測線間隔0.2m)を設け、レーダの中心周波数は450MHzと900MHzに設定して、探査を実施した。

今回のレーダ探査では、レーダ波の伝播速度の推定法であるCMP探査が行えなかったため、各地点における伝播速度は以下のように設定した。

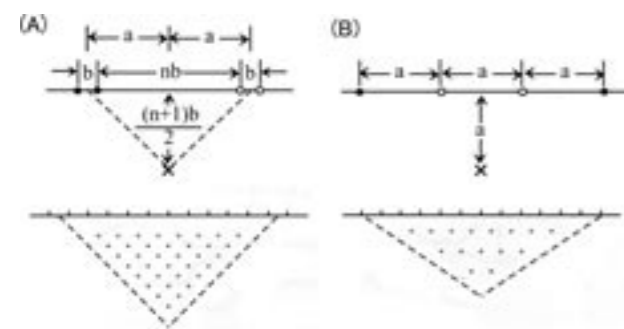


図2 電極配置による探査深度と探査範囲  
(A) ダイポール・ダイポール配置  
(B) ウェンナ配置  
いずれも電極を等間隔に13個配置する場合  
白丸:電流電極, 黒丸:電位電極

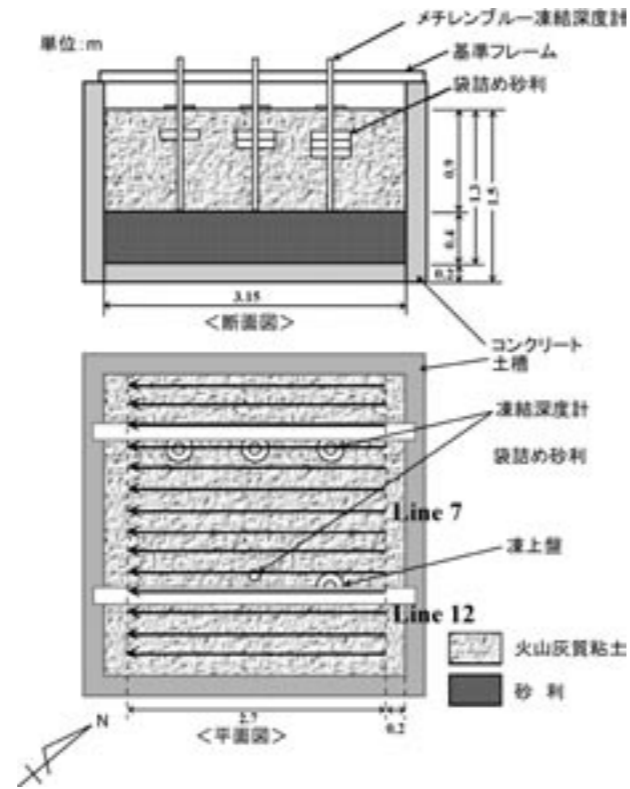


図3 Site Bの模式図 上:断面図 下:平面図

◎ Site A:レーダ波の伝播速度は次式で表される。 $V = c / \sqrt{\epsilon_r}$  ( $c = 3.0 \times 10^8 \text{ m/s}$ ,  $\epsilon_r =$  媒質の比誘電率)。凍土の比誘電率は4~8(物理探査学会, 1998)である $V = 0.12 \text{ m/ns}$ を採用した。この伝播速度は凍土層に適用できるが、その下の未凍結層については深度に誤差が生じる可能性がある。

◎ Site B:深度1.3mのコンクリート槽の底面に相当する強い反射が25nsecに見られた。底面までの距離と時間(往復走時)から伝播速度は、 $V = 0.10 \text{ m/ns}$ と算出され、これは、土槽内の媒質(火山灰質粘土+砂利)中での平均の伝播速度に相当すると考えられた。

### 3. 探査結果と考察

#### 3-1. Site Aにおける探査結果

地中レーダ(アンテナ中心周波数:450MHz及び900MHz)によるLine 1での探査結果を図4に示す。周波数により分解能と探査深度が異なるため、細部の反射パターンや反射強度に違いはあるものの、全体的な反応分布は2つの周波数の間であまり違いは見られない。凍土は地表面下に形成されており、深度約0.6~0.8mまでの反射の弱い部分が凍土に相当すると考えられる。すなわち、その弱反応域の下面が凍結面となる。Line 2~21で行った探査において、代表的な3本

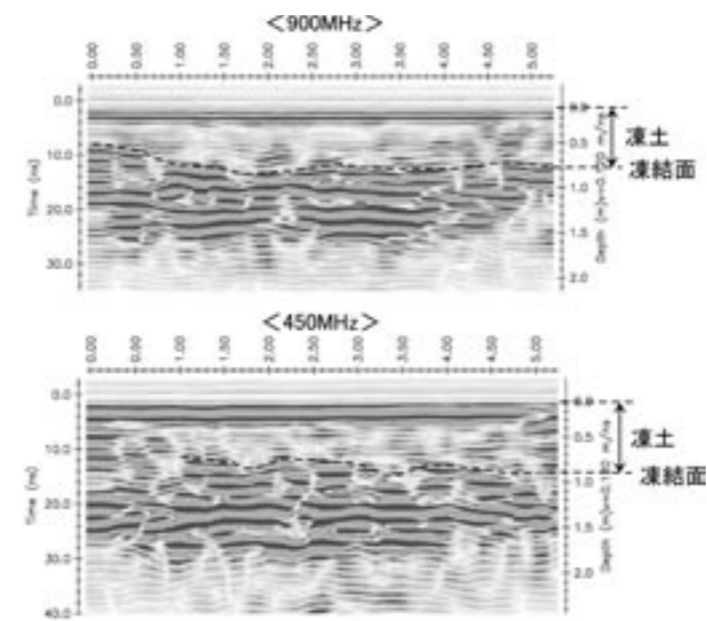


図4 Site AにおけるLine 1の探査結果 上図が900MHz、下図が450MHzアンテナの結果

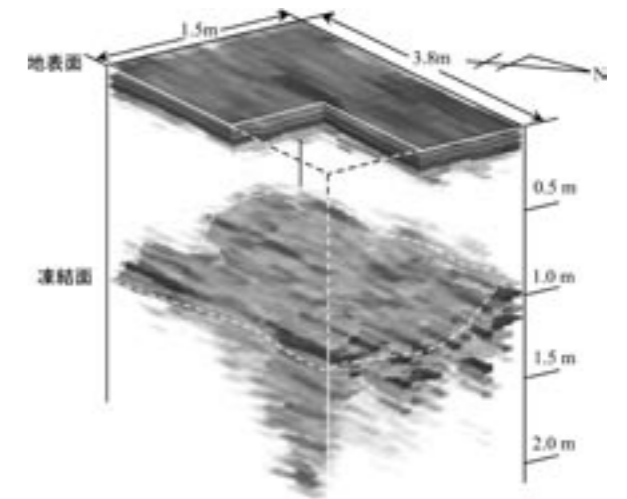


図6 Site Aの3次元解析図

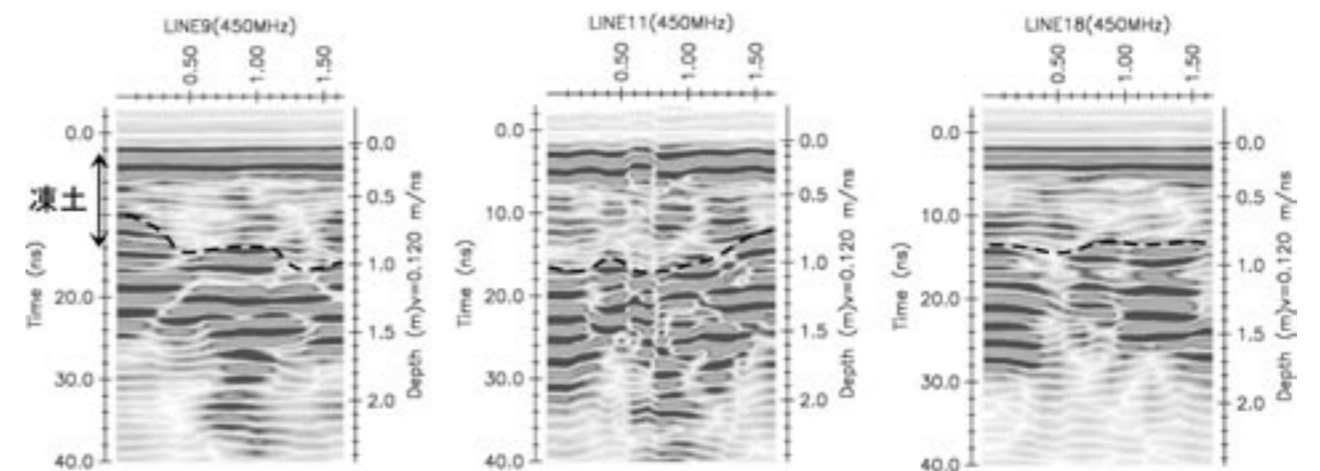


図5. Site AのLine 9, 11, 18の探査結果 アンテナ周波数は450MHz

の測線での結果(Line 9,11,18)を図5に示す。地表から約1mの深度までに反射の弱い領域があり、凍土層を示すと考えられる。ただ、Line 1に比べて凍結面がやや深い上、同一測線内でも場所により深さが異なっている。つまり、凍結面は平滑ではなく、でこぼこな面であると推定される。凍土に相当する弱反応域の下に見られる強い反応域は、未凍結の土壌に相当すると考えられるが、深さ約1.6mより深い部分では急に反応が弱くなっている。この反応パターンは、1.6m以深にその上部よりも相対的に比誘電率が高い層が存在していることを示している。比誘電率が最も影響を受けるパラメータは含水率であり、含水率が高いほど比誘電率も高くなる。このことから、1.6m以深の層

は、それより上部の層よりも相対的に含水率が高い可能性がある。

Line 2~21のプロファイルを統合して作成した3次元解析図を図6に示す。凍結面が凸凹している様子がわかるとともに、探査範囲の中心部ほど凍結面深度が深い、すなわち凍土が厚いことが伺える。

#### 3-2. Site Bにおける探査結果

代表的な探査結果(Line 7,12)を図7に示す。光のレーダー波の伝播速度の推定のところで述べたように、往復走時(左軸)が25nsecにみられる強い反射面を、深さ1.3mのコンクリート槽底面とした。地表から深度約0.6mまでに凍土と思われる反射の弱い領域が

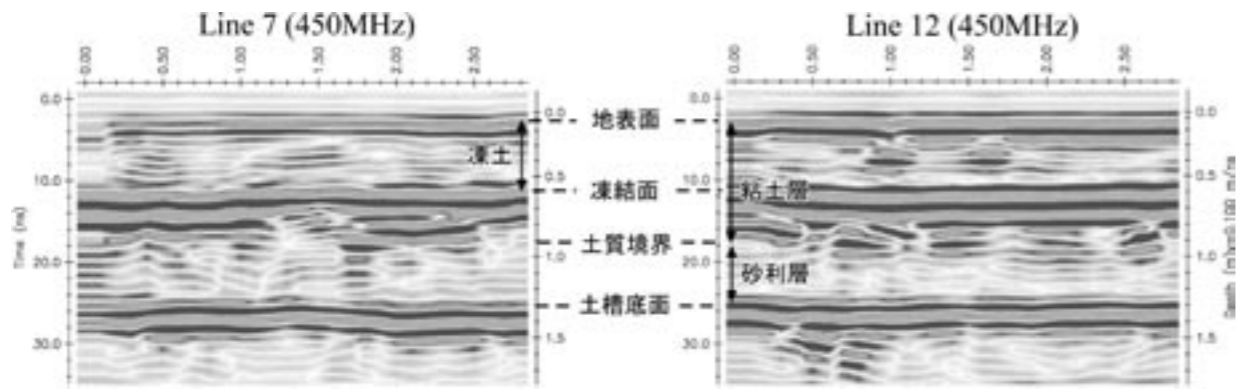


図7 Site B のLine 7 と Line12における探査結果 (アンテナ周波数は450MHz)

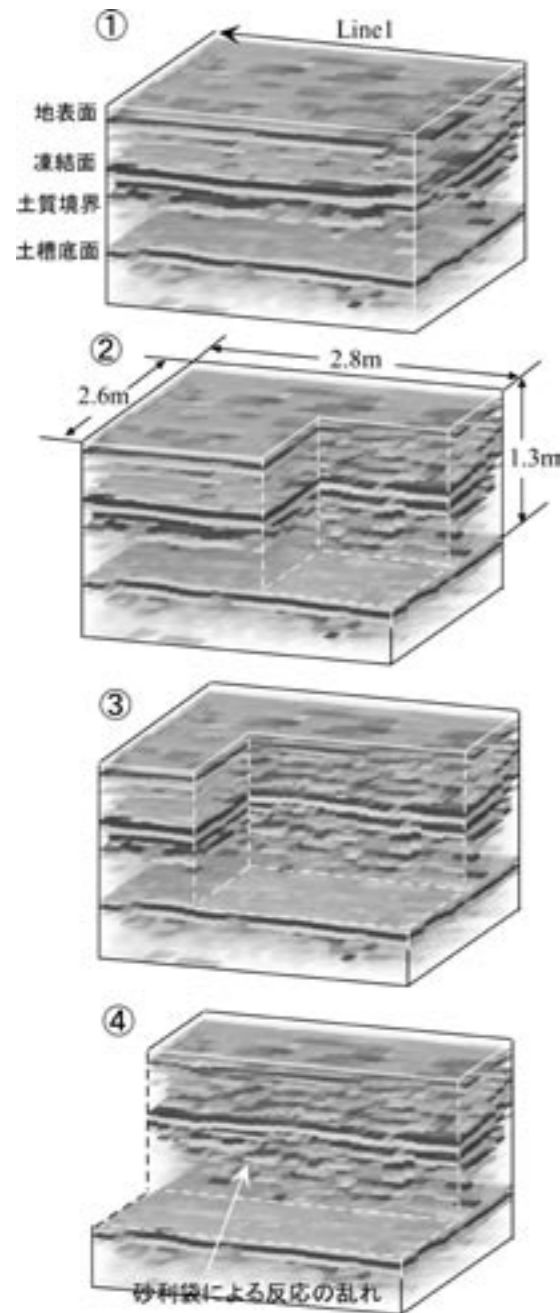


図8 Site B の全測線でのプロフィールを統合して作成した3次元解析図

見られる。Site B に設置されている凍結深度計も深度0.6mに凍結面を示しており、探査結果と一致した。また探査から推定される凍結面はSite Aとは異なり、凹凸がなく平面的であることがわかる。Line12の水平距離0.5~1m付近に見られる反応の乱れは、同位置に設置されていた凍上盤の影響と考えられる。

凍結面から深度0.9m付近までは反応が強い層が見られるが、0.9m以深では弱くなっている。深度0.9mの地点は、火山灰質粘土層と砂利層との境界にあたるので、強い反応の層は未凍結の火山灰質粘土層に相当し、下位の弱反応の層は砂利層に相当すると解釈できる。この反応パターンは、Site Aと同様に、下層の砂利層の方が上層の火山灰質粘土層よりも比誘電率が高いことを示している。一般的な火山灰質粘土の比誘電率は、乾燥状態で2~6、砂利層はその構成岩石や空隙率にもよるが2~6程度と推定され、空隙が多いほど小さくなる。つまり、乾燥状態であれば2層の比誘電率はそれほど違いがないことになるが、レーダ波の反応パターンは顕著な比誘電率の違いを示している。Site Aでも述べたが、比誘電率を高くする最も一般的な物質は水であり、空隙の多い砂利層が人工的に供給された水を蓄えていると推定される。

すべての測線における探査結果のプロファイルを統合して作成した3次元解析図を図8に示す。4つの各図(①から④)で任意の場所を切り取って断面をみているが、どの部分もほぼ同様な内部構造であることがわかる。④の図において、土質境界の下に現れた反応の乱れは、埋設された砂利袋の影響と考えられる。

### 3-3. 高密度電気探査の結果

Site A の測線Line 1で行った高密度電気探査の結

果を図9に示す。ダイポール・ダイポール配置では、地表から約0.4mの深度までに低比抵抗の領域が見られる。しかし、場所により比抵抗は複雑に変化しており、水平距離0.3~1.6mでは比抵抗が高くなっている。ウェンナ配置の結果は、地表から深さ約0.6mまでは低比抵抗帯、それ以深は高比抵抗帯という顕著な2層構造が認められた。上部の低比抵抗帯の深度は、レーダ探査と凍結深度計から得られた凍土層と良く対応している。以上の結果より高密度電気探査においては、ダイポール・ダイポール法よりもウェンナ法の電極配置の方が凍土の検出に適していると考えられる。

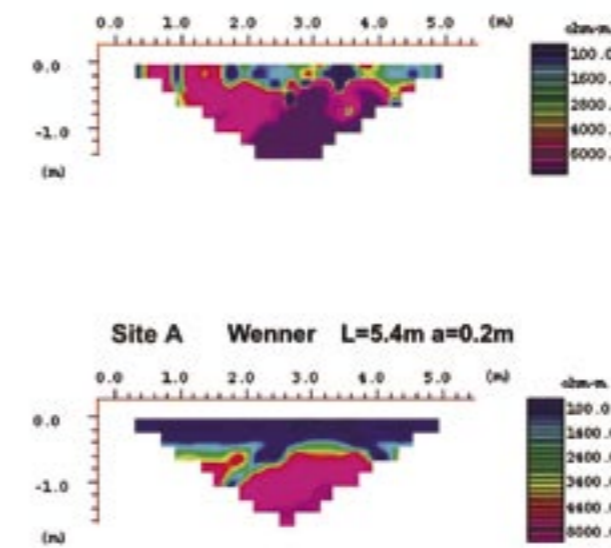


図9 Site A のLine1における高密度電気探査結果上はダイポール・ダイポール法、下はウェンナ法の電極配置による

### 4. まとめ

物理探査による凍土の非破壊調査の有効性を検証するために、北見工業大学の凍土実験地域において地中レーダ探査と高密度電気探査の研究を実施した。

地中レーダ探査による研究では、以下の1)~4)にまとめる結果が得られた。

- 1) レーダ探査では、凍土層は弱い反応域として検出されることがわかった。これは、凍結により土壌が均質岩体の様になり、凍土内では、比誘電率の変化が少なく明確なレーダ波の反射を示さなくなったためと考えられる。
- 2) 自然に近い土壌で構築されている実験地域Site Aでは、探査で示された凍結面はでこぼこした面

であった。一般の凍結面では、比較的狭い範囲でも、凍土の厚さは場所によって変化することを示していると考えられる。

また、地表から約1.6m以深に含水率が高いと推定される層が認められた。この含水率の高い層から凍土層へ水分が供給され、凍土の形成に寄与している機構があるのではないかと考える。

- 3) コンクリート槽内に設けられた実験地域Site Bでは、探査結果が示す凍結面はほぼ水平であった。この実験地域では、土壌はコンクリート槽の閉じた空間に均質に入れられており、また、水の供給は制御されていた。こうした条件により、砂利層を通して上部の土壌に供給される凍土形成に必要な水量は、どの部分でもほぼ一定となり、凍結面は平らになったと考えられる。

- 4) Site AとBのそれぞれの実験地域において、測線での探査結果(プロファイル)を統合して3次元による解析を行った。その結果、凍結面は明確な面構造として捉えられ、さらに、Site Aにおいては、探査範囲の中心部で凍土が厚く形成されている等の特徴が認められた。凍土の研究における三次元解析の有用性が確認された。

高密度電気探査による研究では、電極配置としてウェンナ法がダイポール・ダイポール法よりも凍結面が明確に捉えられ、地中レーダ探査や凍結深度計による研究結果と良く対応していた。凍土の電気探査では、ウェンナ法が有効であることが示された。

以上、本研究の結果をまとめると、地中レーダ探査とウェンナ法による高密度電気探査は、凍土の調査研究において有用な手法であると結論する。特に地中レーダ探査法では、非破壊で迅速に凍土の分布を捉えることができる。凍土の成長や変動の過程の調査にも貢献できると考えられる。今後は、凍結面をより正確に推定するために、現地でのレーダ波の伝播速度を得る手法の確立が必要である。そして、改良した手法による実際の野外で形成された凍土での研究を進めることが必要である。

### 参考文献

Annan, A.P., and Cosway, S.W., (1992) : Ground penetrating radar survey design, Annual Meeting of Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, p1

- 12.
- 物理探査学会（1998）：物理探査ハンドブック、pp.1336.
- 東晃（1981）：寒地工学基礎論、古今書院、pp.247.
- 藤田秀二（1999）：大陸氷と惑星氷のレーダーサウンディング、雪氷、vol.62、no.1、p49-60.
- 河内邦夫・武藤章・後藤典俊・高見雅三・和気徹・土谷富士夫（1991）：凍土層形成に対する物理探査の適用例、日本雪氷学会北海道支部機関紙、北海道の雪氷、no.10、p32-35.
- 木下誠一（1982）：凍土の物理学、森北出版、pp.227.
- 黒沢達美（1972）：基礎物理学選書9 物性論、裳華房、pp.256.
- 中埜貴元（2000）：地中レーダ探査法の地球科学への応用、富山大学理学部地球科学科卒業論文、pp.52.
- 酒井英男・田中謙次・Dean Goodman（1999）：考古学および雪氷学における地中レーダ探査法、地質ニュース、no.537、p16-23.
- Sakai, H., Ura, Y., Nakano, T., Iida, H., and Muroi K.,（2006）：Study on the internal structure of Kuranosuke snow patch in the central Japan by ground penetrating radar survey, Bulletin of Glaciological Research, vol. 23, p77-84.
- 高見雅三・土谷富士夫（2001）：季節凍土における電気探査-凍結・融解過程における自然電位の変化について-、物理探査学会学術講演会講演論文集、105、p117-120.
- 竹井巖（1998）：平行線路電極を用いた表面付近の積雪の誘電観測、北陸大学紀要、no.22、p31-41.

### 【要 旨】

凍土の発生機構の研究において、基本となる凍結面の深度や分布については、凍結深度計を用いた“点”の調査が主流となっており、凍結面の平面構造や3次元での凍土分布の調査は、従来容易ではなかった。本研究では、物理探査を用いる凍土研究の有効性を検討する目的で、地中レーダ探査と高密度電気探査を用いて、北見工業大学の凍土実験地域における研究を実施した。その結果、地中レーダ探査では、凍土は弱反応域として検出され、凍結面の平面および三次元解析も可能であった。高密度電気探査ではウェンナ法の電極配置が有効であり、同法により低比抵抗を示した凍土範囲は、レーダ探査や凍結深度計で求めた凍土の領域とも良く対応した。本研究の結果は、探査による非破壊の凍土調査は有用であることを示しており、特に地中レーダ探査法は、今後、凍土の成長や変化の研究においても貢献できると考える。