



Title	凍土の動的性質について
Author(s)	福田, 正己; 井上, 正則
Citation	低温科学. 物理篇, 31, 245-259
Issue Date	1973-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18233
Type	bulletin (article)
File Information	31_p245-259.pdf



[Instructions for use](#)

凍土の動的性質について I*

福田正己

(低温科学研究所)

井上正則

(北海道大学大学院 理学研究科)

(昭和48年9月受理)

I. はじめに

凍土の力学的性質、とくに圧縮強度やせん断強度などは、凍結工法等の土木工学的見地からみて、重要な内容を含んでいる。とくに凍土内に含まれる氷や不凍水の含有量が力学的性質に与える影響を重視した研究が必要とされる。力学的性質を知る手段として、圧縮破壊強度の測定など、いわゆる破壊試験が主としてなされてきた¹⁾。しかし、破壊現象は、一般に物質内部のごく一部の局所的な不均一性に大きく支配されるため、圧縮強度の測定値はばらつきやすく、力学的性質の一般傾向をつかむことは容易でない。そこで今回の実験では、力学的性質を物質全体の特性として把える非破壊試験法を用いた。そのなかでも特に有効な手段である²⁾、超音波パルス法を用いて凍土の力学的性質の各種条件(含水・温度などの)への依存状態を調べた。この手法で、すでに凍土についての実験例の報告がなされている³⁾。それらの研究の主な目的は、凍土中の不凍水の量的変化を把握することにおかれている。水分が完全に飽和した条件で、温度変化させつつ、凍土中の不凍水量の算出の目安として、弾性波速度の変化を用いている。しかし、土壌中の水は、飽和状態(自由水・毛管水・吸着水)から乾燥状態(吸着水)までのさまざまな形態をとり、それぞれ氷になる凍結温度は異なる⁴⁾。従って、凍土中の不凍水の量は、温度条件とあわせて含水条件に依存して変化する。そこで我々の実験では、含水条件と温度条件の両者が、弾性波速度に及ぼす影響に着目して実験を行なった。その結果、若干の興味ある結果を得たのでここに報告する。

II. 実験の内容

1) 実験にもちいた試料

凍土の試料を作成するに先だって、種類の異なる土壌試料を採取した。とくに粒度組成の異なる3種類の土壌を選んだ。苫小牧北大演習林附近の海成段丘上で、支笏軽石流推積物(Spfl)を不整合に被う火山灰及び軽石層の互層より、細粒火山灰を採取した。この火山灰層の上位には恵庭岳起源の黄褐色軽石層(Ea)がのっている。支笏軽石流(Spfl)の流下年代はC¹⁴年代測定から、約3万年前である⁵⁾。Eaの噴出は5000年前であることから、試料として採取し

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1279号

た火山灰の堆積年代は、数千年前(少なくとも5000年前)であろう。層相は風成堆積相を示す。噴出時期がかなり古いことから、風化の程度は著しいものと考えられる。粒度組成からも細粒部の多いことが示されている。これは一次造岩鉱物に混って、二次風化粘土鉱物が含まれることを意味する。

次に常呂町郊外より砂質土壌を採取した。採取地は、サロマ湖周辺の第三段丘上に発達する古砂丘である。この第三段丘(美幌面相当)はリス・スーヴェルム間氷期に形成された⁶⁾。古砂丘の形成はそれ以降数万年前にさかのぼる。従って現生の砂丘砂に比べて、やや風化が進んでいる。砂丘砂としては、淘汰度は大きく Sorting は良くない。北見工大構内で、地表部より火山灰を採取した。これは、高位の段丘上の表層部 80~100 cm を構成する。これは新期火山灰であるが噴出の起源・年代は不明である。風化の程度は弱い。分布の広がりや厚さという点では、大雪山旭岳新期火山灰(Aa)の可能性がある。この3種類の試料の粒度の分析の結果を、第1図に示す。フルイ選別は乾式で行ない、44 μ メッシュ通過分は、水中沈降速度測定法で行なった。以上3種類の試料の特徴をまとめる。

◎平均粒径 大→小

サロマ砂>北見火山灰>苫小牧火山灰

◎淘汰度 良→悪

サロマ砂>北見火山灰>苫小牧火山灰

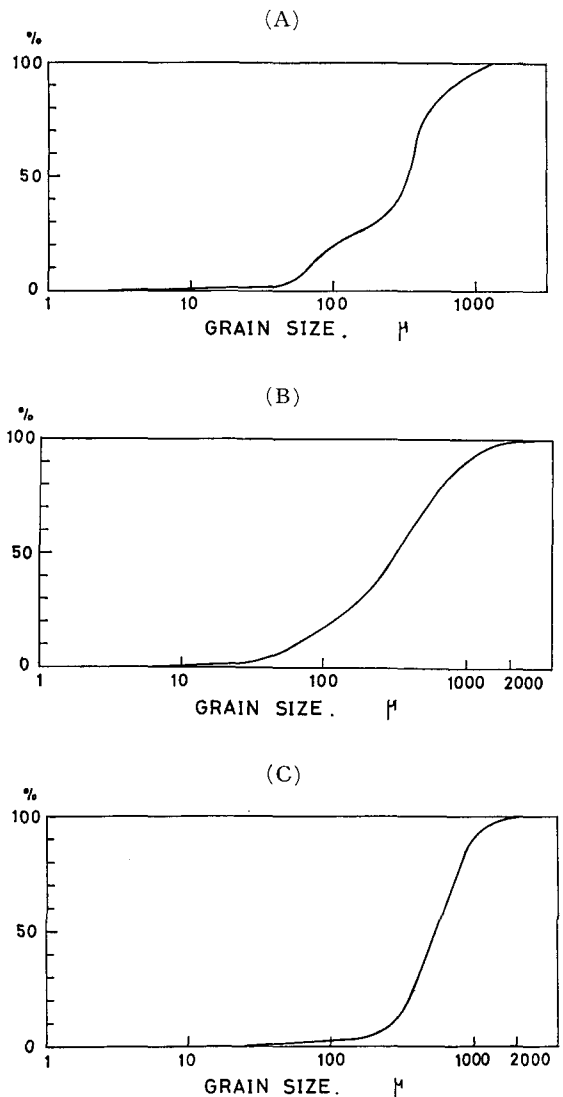
◎風化程度 著→少

苫小牧火山灰>サロマ砂>北見火山灰

2) 試料の含水・温度条件及び測定装置

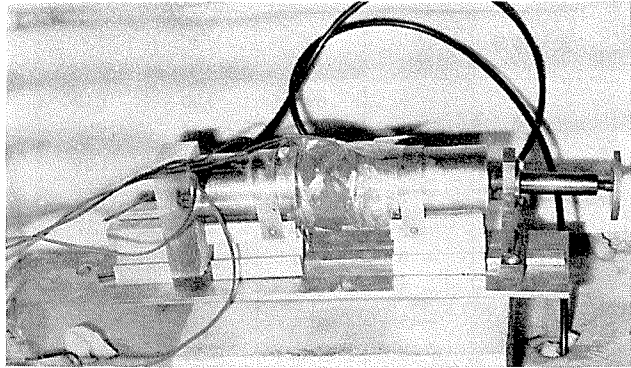
凍土内の弾性波速度と温度との関係を調べた例はあるが、含水条件にはふれていない。又岩石については含水条件が弾性波速度に大きな変化を与えることが調べられている⁷⁾。含水条件が複雑な様相をもつ凍土については、含水条件を変えた時の弾性波速度の変化は、極めて大きいと想像される。この関係を調べるため、飽和から乾燥まで含水条件の異なる土試料から凍土試料を作成した。

まず土の試料を風乾したのち、飽和



第1図 A: 粒度分布(苫小牧火山灰)
B: 粒度分布(サロマ砂丘砂)
C: 粒度分布(北見火山灰)

状態になるまで試料に蒸留水を加えた。その試料を室温条件で乾燥させる過程で、所定の含水比ごとに試料をとりだした。それを整形容器(マイターボックス)に圧密させながら充填した。次に -30°C の低温室に入れて凍結させた。それは、凍結を短時間に終わらせるようにして、凍上つまり試料内に不均一な氷層が生成しないためである。以上のような過程で凍結させ



第2図 実験装置 (低温室内)

た試料を、次に -12°C の低温室に移し、試料全体が均一な温度(この場合 -10°C)になった後に、岩石カッターで整形し、直径5cm、長さ5cmの円柱形サンプルとした。両端面にはヤスリをかけて、両面の平行性を良くした。以上の処置ののち、所定の温度条件の低温室に24時間入れたのちに測定を行なった。1つの測定に要する時間は数分間であった。

超音波パルス透過法をもちいて、凍土試料内の弾性波伝播速度を求めた。振動子はチタン酸バリウム系セラミックで、有効接触面は直径3cmである。装置は発・受信部とシンクロスコープよりなり、シンクロスコープの遅延時間スケールを適当に設定することで、 $0.05\ \mu\text{sec}$ までの透過時間が読みとれる。長さ5cmの円柱凍土を通過する時間を測定して、弾性波速度を求める。試料と振動子との接触状態や圧力で読みとりに誤差を生ずる恐れがあるので、振動子を一定圧で押しつける装置を用いた(第2図)。その結果、測定誤差を2%以内に抑えることが出来た。

III. 実験結果

実験の結果を第1表、第2表、第3表に示す。 V_p (たて波速度)、 V_s (よこ波速度)、及び土壌の密度、含水比を以下の式に代入して、ラーメ定数・ポアソン比・ヤング率・剛性率を計算した⁸⁾。

$$G = V_s^2 \cdot \rho_f \quad : \quad \text{剛性率}$$

$$\lambda = V_p^2 \cdot \rho_f + 2G \quad : \quad \text{ラーメ定数}$$

$$E = \frac{G(3\lambda + 2G)}{\lambda + G} \quad : \quad \text{ヤング率}$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + G)} \quad : \quad \text{ポアソン比}$$

$$\rho_f : \text{凍土の密度}$$

次に、各条件ごとに結果の考察をのべる。

1) 土壌試料の種類による速度変化

同一温度条件下で、土壌種類の違いによる V_p の変化を、各含水条件ごとにプロットした

第1表 苦小牧火山灰測定結果

試料番号	t °C	w %	V_p km/sec	V_s km/sec	ν	F dyn/cm ²	G dyn/cm ²
T-1	-5	69.3	3.00	1.19	0.408	0.76×10^{11}	2.68×10^{10}
T-2	-5	68.8	2.83	1.21	0.388	0.78	2.80
T-3	-5	64.2	2.83	1.22	0.387	0.80	2.87
T-4	-5	58.1	2.64	1.11	0.392	0.68	2.44
T-5	-5	54.0	2.68	1.17	0.382	0.76	2.75
T-6	-5	50.1	2.80	1.17	0.395	0.77	2.77
T-7	-5	45.7	2.68	1.16	0.385	0.77	2.79
T-8	-5	41.1	2.47	1.11	0.373	0.71	2.60
T-9	-5	36.6	1.52	0.95	0.179	0.46	1.94
T-1	-12	69.3	3.11	1.16	0.420	0.72	2.55
T-2	-12	68.8	3.01	1.28	0.390	0.87	3.13
T-3	-12	64.2	3.01	1.14	0.416	0.71	2.52
T-4	-12	58.1	2.94	1.19	0.403	0.78	2.78
T-5	-12	54.0	3.10	1.20	0.412	0.81	2.87
T-6	-12	50.1	3.01	1.26	0.395	0.90	3.21
T-7	-12	45.7	2.98	1.18	0.407	0.81	2.89
T-8	-12	41.1	2.71	1.18	0.384	0.81	2.92
T-9	-12	36.6	1.80	0.96	0.304	0.51	1.96
T-1	-20	69.3	3.14	1.22	0.412	0.80	2.82
T-2	-20	68.3	3.06	1.22	0.406	0.80	2.85
T-3	-20	64.2	3.07	1.22	0.407	0.81	2.87
T-4	-20	58.1	3.06	1.29	0.393	0.91	3.27
T-5	-20	54.0	3.19	1.28	0.404	0.92	3.29
T-6	-20	50.1	3.08	1.25	0.402	0.89	3.16
T-7	-20	45.7	3.12	1.24	0.406	0.90	3.19
T-8	-20	41.1	2.86	1.24	0.384	0.90	3.25
T-9	-20	36.6	2.12	1.04	0.343	0.62	2.30
T-1	-30	69.3	3.29	1.33	0.403	0.94	3.35
T-2	-30	68.8	3.25	1.26	0.412	0.86	3.04
T-3	-30	64.2	3.21	1.26	0.409	0.87	3.08
T-4	-30	58.1	3.22	1.34	0.396	0.99	3.53
T-5	-30	54.0	3.26	1.37	0.392	1.05	3.77
T-6	-30	50.1	3.22	1.31	0.402	0.97	3.47
T-7	-30	45.7	3.21	1.32	0.399	1.00	3.58
T-8	-30	41.1	2.94	1.34	0.370	1.03	3.76
T-9	-30	36.6	2.30	1.09	0.355	0.69	2.56

結果を第3図に示す。横軸の飽和度は、含み得る最大重量含水比に対する各含水比の割合である。最大含水比を W_{\max} 、そのときの含水比を W とすれば、飽和度は $\frac{W}{W_{\max}} \times 100$ となる。第3図の場合、試料の温度は -30°C である。

飽和状態では、サロマ砂丘砂の V_p がもっとも大きい。以下、北見火山灰・苦小牧火山灰の順で、粗粒(砂質)なもの程凍結時の V_p は大きい。飽和度に対する V_p の変化は、苦小牧火

第2表 サロマ砂丘砂測定結果

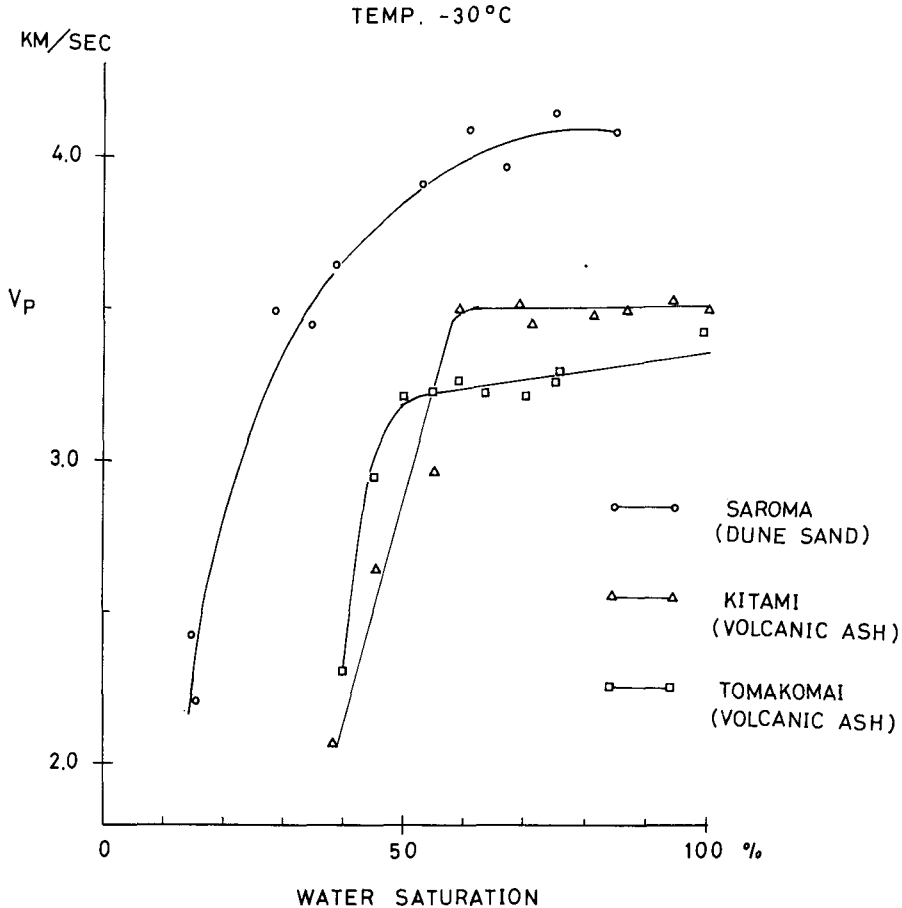
試料番号	t °C	w %	V_p km/sec	V_s km/sec	ν	E dyn/cm ²	G dyn/cm ²
S-1	-5	28.1	4.02	1.68	0.395	1.81×10^{11}	6.49×10^{10}
S-2	-5	20.1	3.89	1.67	0.388	1.85	6.67
S-3	-5	4.9	2.19	1.05	0.351	0.78	2.90
S-4	-5	24.9	4.04	1.65	0.400	1.79	6.40
S-5	-5	22.1	3.77	1.62	0.387	1.72	6.21
S-6	-5	5.2	2.00	1.03	0.321	0.73	2.75
S-7	-5	17.6	3.72	1.54	0.397	1.62	5.79
S-8	-5	11.4	3.32	1.43	0.386	1.43	5.16
S-9	-5	12.8	3.49	1.54	0.380	1.63	5.90
S-10	-5	9.5	3.28	1.52	0.364	1.60	5.86
S-1	-12	28.1	3.95	1.67	0.392	1.78	6.41
S-2	-12	20.1	3.89	1.66	0.389	1.84	6.63
S-3	-12	4.9	2.12	1.05	0.336	0.77	2.90
S-4	-12	24.9	4.11	1.53	0.419	1.56	5.50
S-5	-12	22.1	3.84	1.59	0.397	1.68	6.02
S-6	-12	5.2	2.06	0.96	0.362	0.65	2.39
S-7	-12	17.6	3.83	1.55	0.403	1.63	5.83
S-8	-12	11.4	3.38	1.43	0.391	1.44	5.16
S-9	-12	12.8	3.55	1.47	0.397	1.51	5.41
S-10	-12	9.5	3.40	1.38	0.402	1.35	4.83
S-1	-20	28.1	3.98	1.70	0.388	1.85	6.68
S-2	-20	20.1	4.00	1.16	0.403	1.75	6.24
S-3	-20	4.9	2.31	1.22	0.305	1.02	3.91
S-4	-20	24.9	4.07	1.53	0.418	1.55	5.46
S-5	-20	22.1	3.86	1.61	0.394	1.72	6.18
S-6	-20	5.2	2.68	1.08	0.403	0.86	3.06
S-7	-20	17.6	3.85	1.57	0.401	1.67	5.98
S-8	-20	11.4	3.36	1.47	0.382	1.50	5.42
S-9	-20	12.8	3.55	1.50	0.391	1.57	5.63
S-10	-20	9.5	3.44	1.39	0.402	1.38	4.94
S-1	-30	28.1	4.08	1.68	0.398	1.81	6.49
S-2	-30	20.1	4.09	1.69	0.397	1.92	6.87
S-3	-30	4.9	2.42	1.32	0.288	1.18	4.58
S-4	-30	24.9	4.14	1.62	0.410	1.74	6.17
S-5	-30	22.1	3.96	1.68	0.390	1.87	6.72
S-6	-30	5.2	2.21	1.06	0.350	0.80	2.95
S-7	-30	17.6	3.91	1.57	0.404	1.68	5.98
S-8	-30	11.4	3.44	1.51	0.382	1.58	5.72
S-9	-30	12.8	3.64	1.58	0.385	1.72	6.21
S-10	-30	9.5	3.49	1.51	0.385	1.61	5.82

山灰と北見火山灰では、ほぼ同様の变化曲线をとる。つまり、飽和度 50~60% を境にして、含水量の少ない領域では、水分量増加に従って V_p は急激に大きくなり、一方、50~60% より飽

第3表 北見火山灰測定結果

試料番号	t °C	w %	V_p km/sec	V_s km/sec	ν	E dyn/cm ²	G dyn/cm ²
K-1	-5	59.5	3.11	1.39	0.375	1.11×10^{11}	4.03×10^{10}
K-2	-5	51.4	2.98	1.31	0.380	1.02	3.69
K-3	-5	32.6	2.52	1.19	0.357	0.89	3.26
K-4	-5	55.9	3.17	1.36	0.388	1.08	3.88
K-5	-5	48.2	2.91	1.27	0.382	0.97	3.51
K-6	-5	22.8	1.71	0.93	0.291	0.54	2.09
K-7	-5	42.2	3.07	1.29	0.393	1.03	3.71
K-8	-5	41.0	3.02	1.30	0.386	1.05	3.79
K-9	-5	35.2	2.96	1.28	0.385	1.04	3.76
K-10	-5	27.0	2.23	1.08	0.347	0.75	2.78
K-1	-12	59.5	3.30	1.37	0.396	1.08	3.88
K-2	-12	51.4	3.27	1.35	0.398	1.09	3.88
K-3	-12	32.6	2.76	1.28	0.363	1.04	3.81
K-4	-12	55.9	3.33	1.36	0.400	1.09	3.91
K-5	-12	48.2	3.27	1.36	0.395	1.12	4.02
K-6	-12	22.8	1.86	0.97	0.316	0.60	2.27
K-7	-12	42.2	3.32	1.38	0.396	1.18	4.21
K-8	-12	41.0	3.28	1.37	0.395	1.16	4.17
K-9	-12	35.2	3.27	1.33	0.402	1.13	4.03
K-10	-12	27.0	2.28	1.13	0.336	0.81	3.05
K-1	-20	59.5	3.40	1.45	0.390	1.21	4.35
K-2	-20	51.4	3.35	1.39	0.396	1.16	4.15
K-3	-20	32.6	2.85	1.31	0.367	1.08	3.96
K-4	-20	55.9	3.44	1.42	0.398	1.18	4.23
K-5	-20	48.2	3.39	1.37	0.402	1.15	4.08
K-6	-20	22.8	1.98	1.01	0.325	0.65	2.46
K-7	-20	42.2	3.37	1.38	0.399	1.19	4.24
K-8	-20	41.0	3.45	1.41	0.399	1.25	4.45
K-9	-20	35.2	3.40	1.40	0.398	1.25	4.47
K-10	-20	27.0	2.47	1.16	0.359	0.87	3.21
K-1	-30	59.5	3.49	1.47	0.393	1.25	4.47
K-2	-30	51.4	3.49	1.39	0.405	1.17	4.15
K-3	-30	32.6	2.96	1.37	0.363	1.19	4.36
K-4	-30	55.9	3.52	1.47	0.395	1.26	4.53
K-5	-30	48.2	3.47	1.44	0.396	1.26	4.51
K-6	-30	22.8	2.07	1.07	0.316	0.74	2.79
K-7	-30	42.2	3.44	1.43	0.396	1.26	4.53
K-8	-30	41.0	3.51	1.44	0.398	1.30	4.64
K-9	-30	35.2	3.50	1.41	0.403	1.28	4.57
K-10	-30	27.0	2.64	1.20	0.369	0.94	3.44

和度の高い領域では、 V_p の増加は小さい。とくに北見火山灰は一定に近い。しかし、サロマ砂丘砂の場合には、飽和度が増すにつれて速度は増加し、一方でその程度は次第に減少する。前



第3図 水分飽和度一たて波速度変化曲線 (-30°C)

者2例と異なり、 V_p が急変する部分、つまり曲線の折れまがりはもたない。

ところで、凍土は、土粒子、空隙を満たす水と氷、そして空気の4相から成り立つ。 V_p は、固体ないし液体部分相互の接触状態と空隙の占める割合に依存することから⁹⁾、空隙が少なく固体相互が密に接する場合ほど速度は大きくなる。これは、飽和度が大きくなるに従って V_p の増加することを意味する。サロマ砂丘砂の場合には、以上の推定と実際の V_p 変化とは一致する。しかし、北見と苫小牧火山灰の場合には、50~60%で V_p の増加は止まる。これは、空隙の減少がみられないか、あるいは土粒子と氷ないし水の接触状態に変化が生じたためと考えられる。この時の温度は -30°C であることから、弱く吸着された水のオーダーまで凍結は完了しているであろう¹⁰⁾。従って、飽和度の増加はそのまま空隙中の氷粒子数の増加となる。その結果、空隙率は減少する。ところが、火山灰の場合、構成粒子が細粒であるため、粒子の空隙自体も小さい¹¹⁾。凍結状態では、空隙と空隙中の氷粒子(あるいは水)は、細かく分散しており、 -30°C では不凍水も量的に少ない。しかし、飽和度50~60%以上の含水条件では、空隙の数の増減は、凍土全体として見たときに、弾性波伝播にかかわる骨格組織(粒子相互の連

結)の大きな変化とはならないであろう。つまり、土粒子相互、あるいは土粒子と氷との接触結合が、細粒な空隙を残すものの、ほぼ一定のレベルまで形成されたことを示唆する。その結果、 V_p の増加は横ばいとなるのであろう。また凍土の温度が上昇して、空隙内の水の量が増加すれば、速度が再び低下することも予想される。

2) 苫小牧火山灰とサロマ砂丘砂について

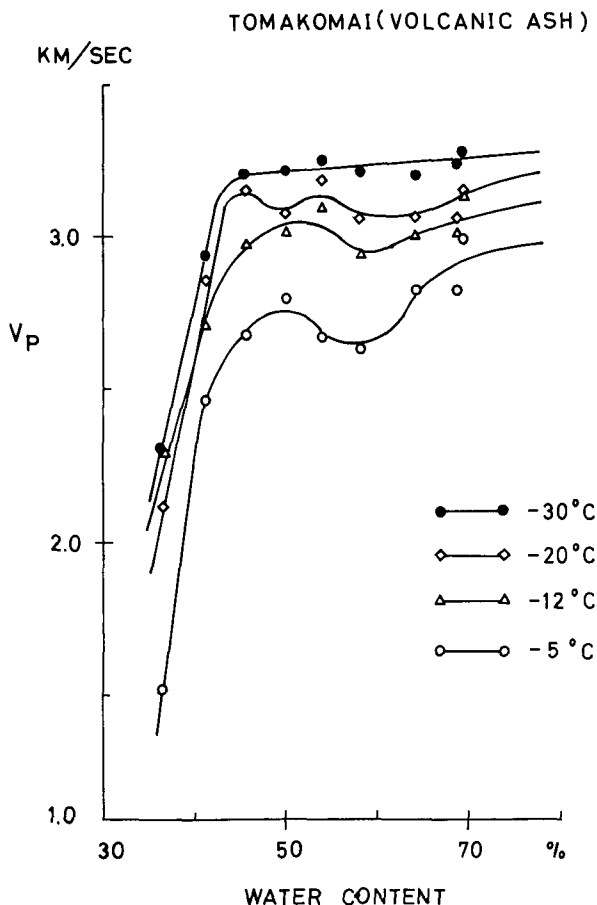
含水条件と温度条件を変えた場合の V_p を第4図、第5図に示す。

サロマ砂丘砂について、 -5°C と -30°C とを比較すると、 -30°C の場合が全体に5%ほど大きい V_p 値を示すが、両方の変化傾向はほぼ一致している。苫小牧火山灰では、 -5°C の場合、含水量との関係を調べると、それよりも低い温度条件の場合とは異なる変化を示す。すなわち、 -5°C では含水比50%以上で V_p の急減少が生じている。一方、 -30°C の場合には、 V_p は全体にわたってごくわずかつつ増加する。中間温度 (-12°C , -20°C) では、 -5°C ほどの顕著な速度低下は示さない。しかし、やや減少する傾向はみられる。

苫小牧火山灰では、 -5°C の場合、50%以上の飽和度で V_p の低下を示すことは、さきに述べた空隙への水の充填、つまり空隙率の減少のために起きた V_p の増加とは反対となっている。この変化傾向は、空隙に充填された水がすべて氷となった場合に示す変化といえる。ところでMorgenstern¹²⁾によれば、一般傾向として、粘土などの凍土中の不凍水量は -5°C 以下では温度が下がるとともに急激に減少する。土粒子と氷粒子の間に水が介在すれば、 V_p は減少する。それは、弾性粒子の接触力が水の介在で弱められるからである。しかし一方、水分完全飽和に近づくとき、再び V_p は増加する。これは、空隙中をすべて流体でみたした時に、 V_p が増加するという南雲¹³⁾の指摘する事実と適合する。

3) 含水条件と V_s 変化曲線

-30°C の時、含水条件に対するよこ波速度 (V_s) 変化曲線を第6図に示す。 V_p の例 (第3図) と比較すると、 V_s の方が変化は小さい。一方、北見火山灰の場合には、 V_s の場合も V_p と同様に飽和度60%を境として、それより飽和度の大き

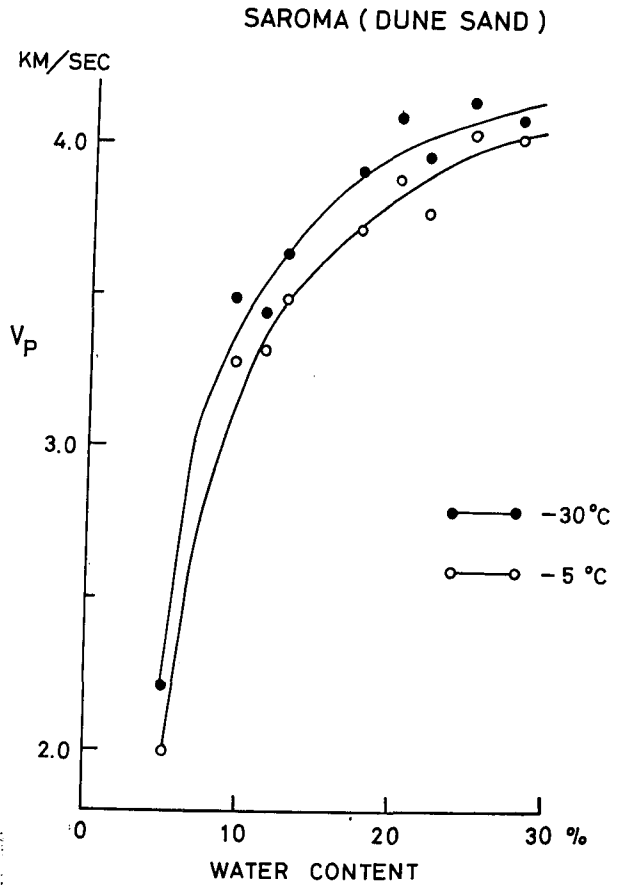


第4図 含水比一たて波速度変化曲線 (苫小牧火山灰)

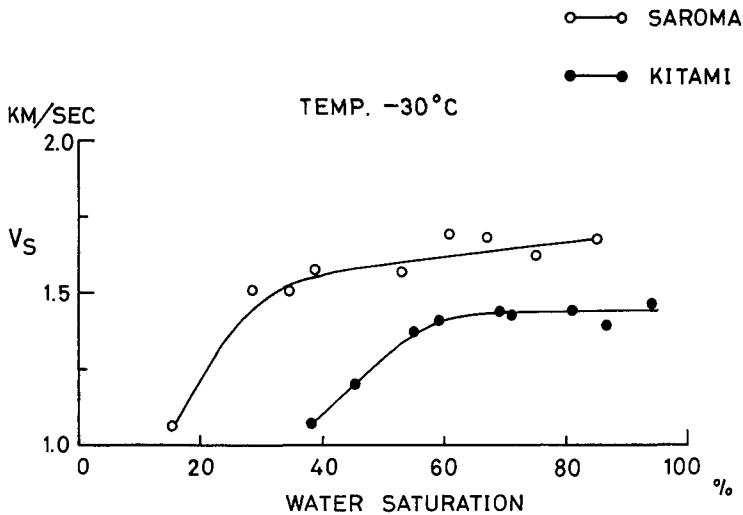
な条件では、 V_s の変化は小さくなっている。粒状媒質中のよこ波の伝播は、弾性体相互の振動によるため、とくに粒子相互の結合状態や構造が反映される。よこ波の振動による粒子間の伝播は、粒子振動過程での進行波の方向の変換状態に依存するとして理解されている。また、よこ波は、粒子がまがりくねって連結する経路を伝播するため、伝播速度はその経路の長さによって決まるのであろう¹⁴⁾。従って、凍土においては、凍結前の土壌サンプルの圧密状態や粒度の不ぞろいさが V_s を決める。しかし、含水量が増加すると、土粒子と氷粒子との相互連結の経路に水が加わる。ある程度まで飽和されると、よこ波の伝播を制御するような粒子連結が、ほぼ試料全体におよび、 V_s の増加は横ばいとなるのであろう。

4) $V_p \cdot V_s$ の温度依存性

Nakano¹⁵⁾ 等は、粘土～シルト



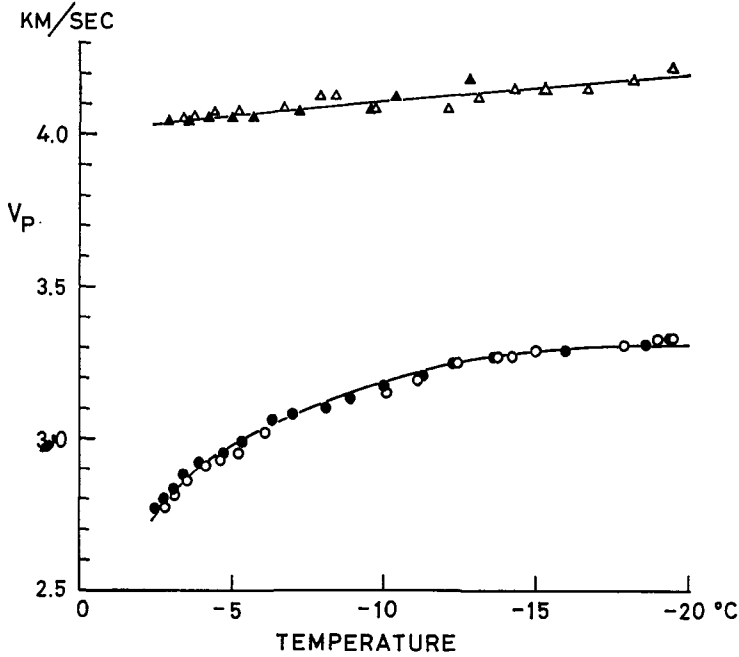
第5図 含水比—たて波速度変化曲線 (サロマ砂丘砂)



第6図 水分飽和度—よこ波速度変化曲線 (-30°C)

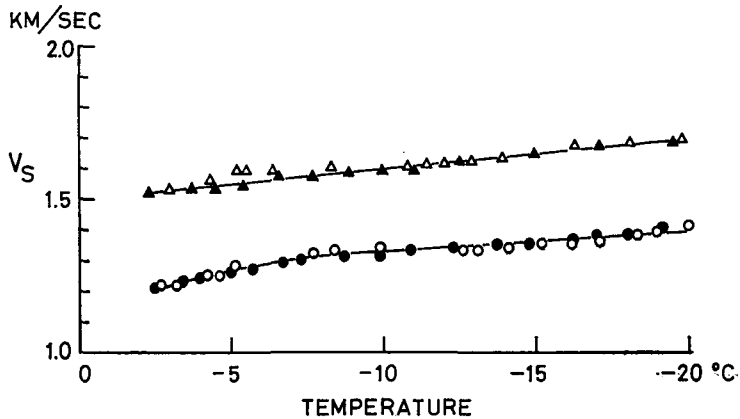
の例について融解時 (+8°C) から -18°C までの凍結-融解の温度過程で、 V_p の温度変化に対するヒステリシスを測定した。そして、温度変化に V_p 変化が追従しないことをみつけたが、その原因を不凍水の含有量変化に求めている。

我々の実験では、同一サンプルをもちいて、指定の温度変化が実現できる低温室内で測定を行なった。凍土内部の温度を測定するために、サンプルのほぼ中心部、表面から深さ 1.5 cm の位置に熱電対を埋めた。また、サンプルに温度差が生じないように、温度変化は徐々に行



第7図 温度—たて波速度変化曲線

△： サロマ砂丘砂，冷却過程 ▲： サロマ砂丘砂，昇温過程
○： 北見火山灰，冷却過程 ●： 北見火山灰，昇温過程



第8図 温度—よこ波速度変化曲線 (各印は第7図例と同じ)

なった。昇温—冷却には、ほぼ 50 時間かけた。その途中に、凍土から水分が蒸発するのを防ぐために、ビニールでサンプル全体をおおった。以上の準備ののち行なった実験の結果、 $V_p \cdot V_s$ 変化過程では顕著なヒステリシスはみられなかった。完全飽和状態のサロマ砂丘砂と北見火山灰による実験結果を、第 7 図 (V_p)、第 8 図 (V_s) に示す。

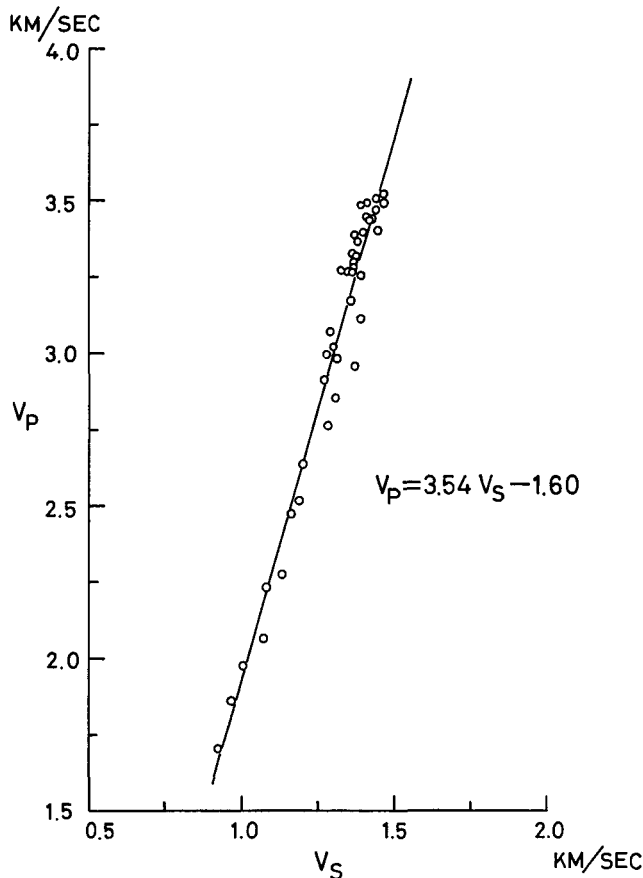
$V_p \cdot V_s$ とともに、温度変化に対する速度変化は小さい。北見火山灰の場合、 V_p の変化は $-2 \sim -6^\circ\text{C}$ の間でやや急になっている。すでに指摘したように、粘土やシルトのような細かな土粒子をもつ凍土中の不凍水は、温度条件に依存して含有量が変わる。たとえば、 -2°C での粘土の場合、氷に対する不凍水の比率は 50% にも達する¹⁰⁾。この不凍水の増加が、高温部 ($-2 \sim -6^\circ\text{C}$) での速度の低下をひきおこすのであろう。しかも、細粒な北見火山灰に、とくに顕著にあらわれている。

5) V_p と V_s の相関関係

いままでに実験で得られた $V_p \cdot V_s$ について、その相関関係をあらわすため、横軸に V_s 、縦軸に V_p をとって各条件下での値をプロットして両者の相関関係を調べた。一般に、氷のような結晶物体では V_p と V_s には直線関係がなりたつが、凍土の場合でも多少のばらつきをもって、直線関係が成りたつ。第 9 図に北見火山灰の例を示す。岩石のように、構成鉱物粒子が骨格組織をすでに形成している場合には、含有流体の介在で V_s の急激な変化が生ずる。凍土では、氷が土粒子と同じように骨格組織となるため、とくに著しい不凍水が存在しない限り、 V_p と V_s の変化は平行的であろう。(第 2 図、第 5 図参照) 回帰直線は原点を通らないが、これは、 -5°C 以上の急激に $V_p \cdot V_s$ の減少する温度範囲での測定値を含めていないためである。

IV. 考察とまとめ

異なる種類の凍土について、 V_p と V_s を測定したが、含水条件(ここでは重量含水比)が特に V_p の変化をもたらす第 1 の要素であることがわかった。それは、土粒子間の空隙へ不凍水や氷が充填する際、それら弾性媒質粒子が相互



第 9 図 たて波速度—よこ波速度の相関 (北見火山灰)

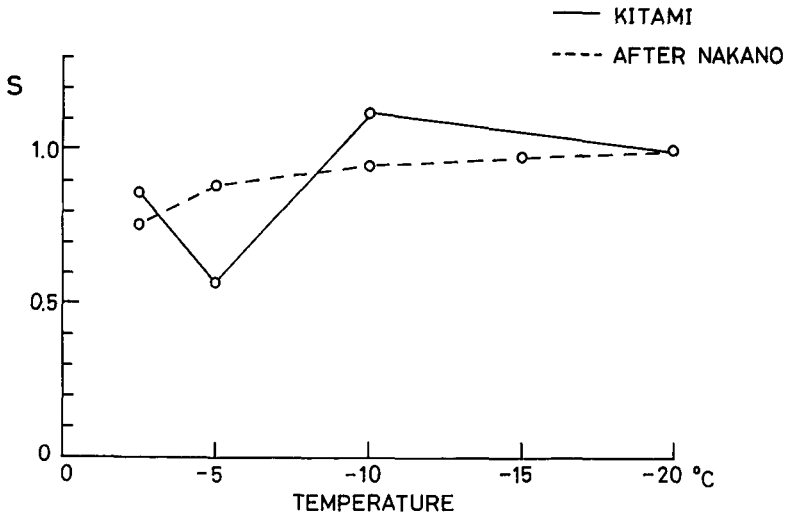
に接触又は結合する状態に大きく影響されるからである。氷及び土粒子を構成する鉱物の温度に対する V_p の変化は小さい。空隙内の水のうちの位が氷となって粒子連結の形成に寄与するかの度合は温度条件によって決定される。

ところで、実際の凍土中の不凍水と氷、及び空隙相互の分布状態は、極めて複雑であるが、弾性波の伝播は次の形式に従うとして単純化してみる。凍土を、土粒子、氷ないし水粒子からなりたつ多結晶物体とみなしてみる。空隙はすべて水が充ちているとしておく。こうした多結晶物質の V_p 伝達には、時間平均公式が実験的に得られている¹⁷⁾。

$$\frac{1}{V} = \frac{(1-S)}{V_e} n + \frac{S}{V_i} n + \frac{(1-n)}{V_m}$$

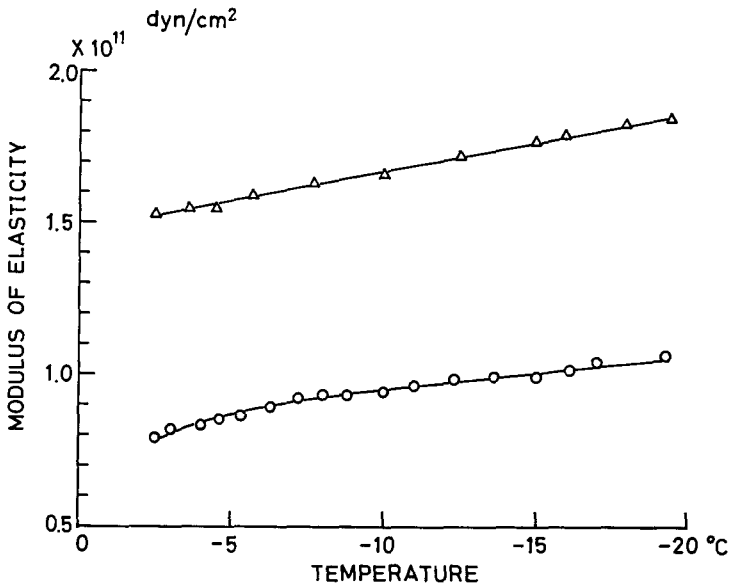
n : 空隙率, S : 空隙中の氷の充填度, V_e : 水の V_p , V_i : 氷の V_p , V_m : 土粒子の V_p , V : 測定値

以上の式をもちいて、北見火山灰についての S を求めた。その結果を第 10 図に示す。 -10°C で S が 1 を越えていて、この式の適用限界外となることがわかる。また、 -5°C では、 $S=0.5$ で、つまり約 50% が不凍水となっている。図中の点線は、Nakano 等が行なった実験結果から計算して求めた粘土の場合を示している。我々の結果は、 S の値がばらついており、多結晶モデルへのあてはめが、不適当であったことを意味している。南雲^{18),19)} がすでに指摘しているが、弾性球をつめあわせた媒質の弾性は、外力の加わった場合に、弾性粒子間の相対変位でひずみとしてあらわれる性質を持つ。しかし、実際の粒状物質では粒子間の相対変位は、粒子の接触状態や形成される結合状態で複雑である。従って、応力-ひずみの関係は非直線的になる。その結果、前述の多結晶モデルのように、応力-ひずみが各構成粒子間で直線的に伝達されることは、実際には起りにくくなるのであろう。凍土のような複雑な粒状媒質の力学的性質を考える場合、Gassmann の多孔性媒質理論²⁰⁾ の適用を検討する必要がある。



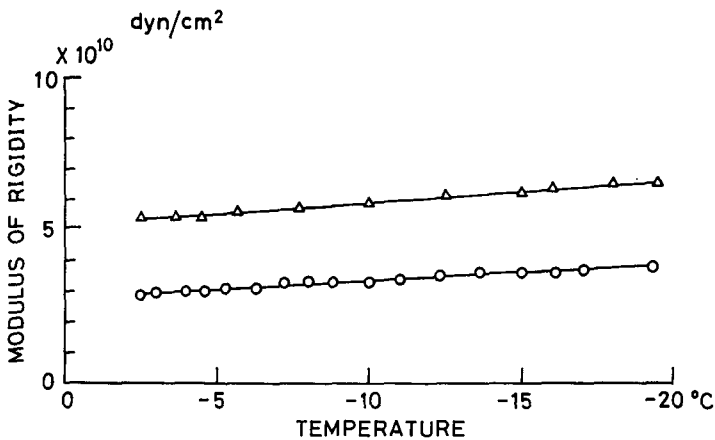
第 10 図 空隙中の氷の含有率変化 (点線は Nakano et al. による)

最後に、第 11 図、第 12 図、第 13 図に $V_p \cdot V_s$ 測定から得られた、動的ヤング率、剛性率、ポアリン比の結果を示す。これらの結果は、静的に求めた値と一致していない。動的条件とは、応力が著しく小さく、しかも極めて短時間に変化することを意味する。従って、応力速度の変化に対応する物体の変形様式は直線的でない²¹⁾。動的と静的性質の差を考慮しなければならないが、ここでは含水・温度・土壌の種類がちがう凍土でも、上述のヤング率などを、凍土の力学的性質の示標とみる事が出来る。Kaplur²²⁾ がたわみ振動法で得た結果と比較すると、ほぼ同様の变化曲線となっている。つまり、温度が下るとヤング率、剛性率は大きくなる傾向を示す。



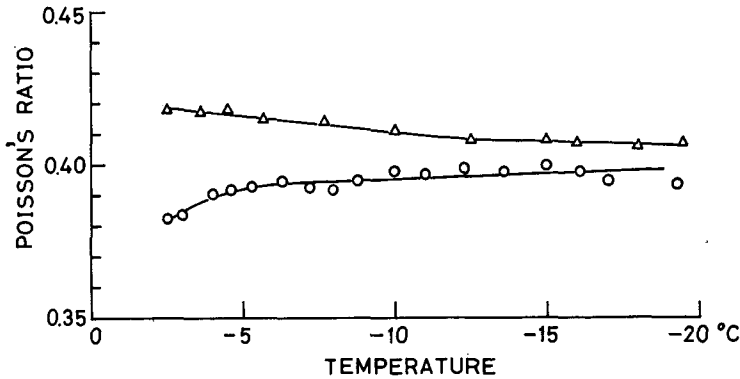
第 11 図 ヤング率の温度変化

△： サロマ砂丘砂 ○： 北見火山灰



第 12 図 剛性率の温度変化

▲： サロマ砂丘砂 ○： 北見火山灰



第13図 ポアソン比の温度変化

△: サロマ砂丘砂 ○: 北見火山灰

$V_p \cdot V_s$ を測定することで、凍土の動的性質を容易に求めることが出来る。 $V_p \cdot V_s$ の凍土内の伝播様式は複雑である。今回は、苫小牧火山灰、北見火山灰、サロマ砂丘砂をもちいて、凍結時の $V_p \cdot V_s$ を測定した。その結果、土の種類と含水条件とで V_p が著しく変化することがわかった。また温度の変化は、ある特定の含水状態を越えると、 V_p の値に影響を及ぼすことがわかった。こうした $V_p \cdot V_s$ の変化は、土粒子・氷・水と空隙の相互連結の状態を反映するのであろう。

今後の問題として、動的と静的性質をむすびつけるため、凍土の力学的性質が加えられる応力速度と大きさにどのように依存するかが重要となる。超音波法とあわせて、たわみ振動法(数100 Hzの振動領域)や一軸圧縮をもちいて、凍土の力学的性質と含水条件(とくに未凍水分量)の関係を求める必要がある。

最後に、本研究をすすめるにあたり、凍土部門木下誠一教授、鈴木義男助教授、堀口薫助手に有益な助言をいただいた。ここに感謝の意を表します。また本研究には、一部文部省科学研究費補助金をあてた。

文 献

- 1) 真井耕象 1957 凍土の強度について. 北大工学部研究報告, **16**, 45-68.
- 2) 物理探鉱技術協会 1962 岩石試料の速度測定要項, Aopp.
- 3) Y. Nakano and N. H. Froula 1973 Sound and shock transmission in frozen soils. In Second International Conference of Permafrost, North American Contribution, National Academy of Sciences, 359-369.
- 4) A. A. ロージェ 1963 土壌と水 (山崎不二夫・長田 昇・田淵俊雄訳), 東京大学出版会, 138 pp.
- 5) 北海道火山灰命名委員会 1973 北海道の火山灰分布図及び説明書, 30 pp.
- 6) 地学団体研究会 1969 日本の第4系, 専報, **15**, 435 pp.
- 7) 南雲昭三郎 1957 砕屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究. 地質調査所月報, **8**, 505-593.
- 8) 宮村撰三編 1968 地震, 火山, 岩石物性第4編. 岩石の物性, 共立出版, 357 pp.
- 9) F. Gassmann 1951 Elastic waves through a packing of spheres. *Geophys.* **16**, 673-685.
- 10) 前出 4).

- 11) アー・カー・ラリオンフ 1973 土の構造 (松尾新一郎). 山海堂, 275 pp.
- 12) D. M. Anderson and N. R. Morgenstern 1973 Physics, Chemistry, and mechanics of frozen ground: a review. In Second International conference of Permafrost, National Academy of Science, North American Contribution. 257-288.
- 13) 前出 7).
- 14) Y. Nakano, R. J. Martin and M. Smith 1972 Ultrasonic velocities of the dilatational and shear waves in frozen soils, *Water Reso. Res.*, **8**, 1024-1030.
- 15) 前出 3).
- 16) R. P. Murrman 1973 Ionic mobility in permafrost. In Second International Conference of permafrost. North American Contribution, National Academy of Science, 352-359.
- 17) A. Timur 1968 Velocity of compressional waves in porous media at permafrost temperatures. *Geophys.*, **33**, 584-595.
- 18) 南雲昭三郎 1962 粒状媒質の弾性について (I). 物理探鉱, **15**, 65-71.
- 19) ———— 1962 粒状媒質の弾性について (II). 物理探鉱, **15**, 194-197.
- 20) 前出 9).
- 21) 南雲昭三郎 1961 静的動的ヤング率の差についての 1 考察. 物理探鉱, **14**, 138-141.
- 22) C. W. Kaplar 1963 Laboratory Determination of the dynamic moduli of frozen soils and ice, In International Conference of Permafrost, National Academy of Science. 293-301.

Summary

In the present paper, the authors attempted to measure the velocities of both compressive and shear waves through frozen soil under different temperature and moisture conditions. Three kinds of soils in Hokkaido with different types and origins were used in this experiment. To measure velocities, the ultrasonic pulse method was employed by using the high driving frequencies, 400 KHZ for compressive waves and 40 KHZ for shear waves. The results of the experiment show that the most important factor controlling the velocities of compressive waves (V_p) is the moisture condition of frozen soils. Especially, Tomakomai and Kitami Silts have such critical water contents that show sharp changes in the V_p values. Over 50~60% of water saturation, the increase of V_p is little or none. In the case of Saroma Sand, there is no characteristic change of V_p unlike the silts. In contrast to V_p , the change of velocities of shear waves (V_s) is not so distinct. But V_s has some tendency to be affected by water contents. The effect of temperature on V_p and V_s is smaller than the moisture effect.

The moduli of elasticity, rigidity and Poisson's ratio were calculated from measured V_p and V_s values under each moisture and temperature condition. And it may be considered that the changes of these values are responsible for the changes of the interstitial water-ice phase under each moisture and temperature condition of frozen soils.