



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	海水中の音速度
Author(s)	石田, 完; ISHIDA, Tamotsu
Citation	低温科学. 物理篇, 17, 99-107
Issue Date	1958-12-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17947
Type	departmental bulletin paper
File Information	17_p99-107.pdf



海 水 中 の 音 速 度*

石 田 完

(低温科学研究所 気象学部門)

(昭和 33 年 7 月受理)

I. ま え が き

海水の弾性を調べるには、先ず海に張りつめた氷、或いは流氷から棒状の試料を切り出して来て、静的、或いは振動の方法によつて行われる。これは海水の種類別に、その弾性係数の温度特性等を求めることで基礎的な研究の意味がある。一方、海面に張りつめた自然の状態では海水の弾性を調べる要求も当然起つて来るが、それにはいわゆる Key method が従来から行われている。これは海に張りつめたままの氷、例えば平坦氷に鋸の目を入れて、両端もしくは一端だけが平坦氷につながつたままの氷の棒を作り、この棒に荷重を加えた時の時間—歪曲線から弾性係数を求める方法である。これは簡便に行える所に特徴があるが、最近では地震探査による地層構造の研究の発展に伴なつて、弾性波による海水の研究が行われるようになった。それは海水中で火薬を爆発させ、それによつてひきおこされた海水の振動を記録し、それから弾性波の伝播速度を求めて、海水の弾性諸常数、或いは海水の層状構造等を知るものである。

吾々もこの方法によつて、1958年2月に北海道オホーツク海岸の紋別市の港内の海水について研究を行つた。ただ此処の平坦氷が厚さ10数cmと云うような薄いものであることと、吾々が準備しうる実験設備の規模の大きさに制限されて、以下に述べるような簡単な方法によつて、先ず平坦氷中の弾性波の縦波速度のみが求められた。

II. 測定方法と装置

半無限に拡がった等方性弾性体の一部に急激な圧縮とか膨脹が与えられると、その擾乱が次第に遠方に伝わつてゆく弾性波の現象を生ずるが、その波には、弾性体の各部分の体積変化の状態が伝わつてゆく縦波と、体積変化はなく、各部分のズレが伝わつてゆく横波、及び弾性体の表面に伝わる各種の表面波とがある。弾性体の密度を ρ 、Lamé の常数を λ 、剛性率を μ とすると、縦波の速度 V_p と横波の速度 V_s は

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (1)$$

* 北海道大学低温科学研究所業績 第440号

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2}$$

となることが弾性論に於いて知られている。これから密度と縦波、横波の速度が判ると各種の弾性常数が求められる。例えばヤング率 E とポアソン比 σ は

$$E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu}, \quad \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$$

の關係を用いて(1), (2)式から λ, μ を消去すると

$$E = \frac{\rho V_s^2(3V_p^2-4V_s^2)}{V_p^2-V_s^2} \tag{3}$$

$$\sigma = \frac{V_p^2-2V_s^2}{2(V_p^2-V_s^2)} \tag{4}$$

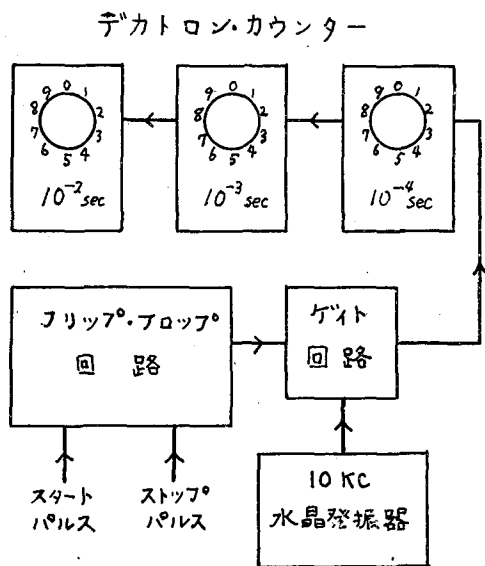
となつて、これから V_p, V_s が測定されれば E と σ が求められる。

V_p, V_s を測定するには、普通擾乱が与えられる点の震央を通る直線上に、等間隔に配置された数箇の地震計、或いは震動ピックアップとオッシログラフを用い、それから得られる振動波形を解析するのであるが、吾々は地震計もオッシログラフも設備することができなかつたので、以下に述べるような millisecond timer によつて V_p のみを測定した。(1), (2)式から判るように、 V_p は常に V_s より大きく、又各種の表面波——Rayleigh の波とか Love の波の速度は一般に V_s より小さい。それで震源で震動が起つた瞬間から、観測点で初動の生ずる時刻までの時間(走時)を測れば、一番早い縦波の速度 V_p を求めることができる。

millisecond timer

これは1つの電氣的刺戟(電圧パルス)が起つてから、次に電圧パルスが生じた迄の時間を直接に指示する装置で、第1図のブロック・ダイアグラムに示すように4つの部分からなつている。

10 kc 水晶発振器は NT-cut の水晶の屈曲振動子を用いた発振器で、正確な 10 kc の電圧波を発生する。これが時間の単位となるものであるが、水晶振動子の温度係数は 0°C 附近で $1.2 \times 10^{-6}/^\circ\text{C}$ であり、また回路の負荷容量によつて周波数偏差を生ずるが、これは $10^{-6}/\text{pF}$ 、負荷容量の温度変化は高々 $10^{-2} \text{ pF}/^\circ\text{C}$ であるから、負荷容量による周波数の温度変化は $10^{-8}/^\circ\text{C}$ となつて問題にならない。従つて 10°C の温度変化に対して発振器の周



第1図 Millisecond timer のブロック・ダイアグラム

波数は 0.1 c/s だけしか変わらない。これを時間の測定の方で考えると、100 msec と指示された場合の真の値は 100.001 msec であると云うことになる。この 10 kc の電圧波はゲイト回路に送られる。

フリップ・フロップ回路は真空管 12 AU 7 を用いた Bistable Multivibrator で、2 つのインプットと 1 つのアウトプットを持つている。今 1 つのインプット (スタート・インプット) に 1 つの電圧パルスがはいると、アウトプットの端子電圧が 92 volt になり、その後スタート・インプットにどんな電圧がかかってもアウトプットの電圧は変わらない。その時にもう 1 つのインプット (ストップ・インプット) に電圧パルスがはいると、アウトプットの電圧は 32 volt と約 1/3 に下る。そしてこの電圧はその後どんな電圧がストップ・インプットにはいつても変ることはない。このアウトプットの電圧が又ゲイト回路に送られる。

ゲイト回路は真空管 6 BE 6, 1 本からなるもので、その第 1 グリッドに水晶発振器の 10 kc の正弦電圧が入れられ、第 3 グリッドはフリップ・フロップ回路のアウトプットに結ばれている。6 BE 6 の第 3 グリッドが 92 volt になつた時、即ちフリップ・フロップ回路のスタート・インプットにパルスがはいつた瞬間から、10 kc の正弦電圧は 6 BE 6 で増巾されて、これがゲイト回路のアウトプットに現われる。次にストップ・インプットにパルスがはいると、6 BE 6 の第 3 グリッドは 32 volt に下り、6 BE 6 はカットオフになつて、ゲイト回路のアウトプットに現われていた 10 kc の正弦電圧は消える。このゲイト回路から出た 10 kc 正弦電圧が最後のデカトロン・カウンターに送られる。

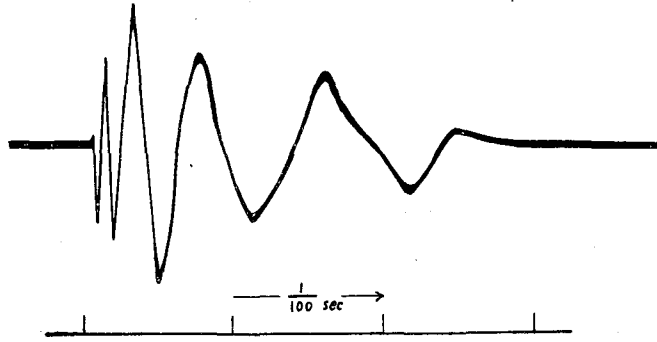
デカトロン・カウンターは 3 本のデカトロン (計数放電管) DU 10 A-3 からなる回路で 10 kc 正弦波電圧の正のピークの数を数える。1 段目は 0.1 msec の位の時間を示し、2 段目、3 段目は夫々 1 msec, 10 msec の位の時間を指示する。それでこの計数器では、0.1 msec から 99.9 msec までの時間を測ることができる。

震動ピックアップ

クリスタル・ピックアップのロッシェル塩バイモルフを用いた簡単なもので、厚さ 5 mm の真鍮板で作つた箱になつている。重さは約 1 kg である。震動は氷の表面にちかに置いて、氷と接触する 10.3 cm × 5.5 cm の面から受けるようになつている。初動の立上りを忠実にミリセカンド・タイマーに送るために、バイモルフに発生した電圧は短い配線で 6 AV 6 のグリッドに入れられ、その出力信号はインピーダンスの低いカソードから取出されて、長さ 15 m のコードでミリセカンド・タイマーの増巾部に送られる。この震動ピックアップは 2 組用意され、1 つはミリセカンド・タイマーの開始信号器として震央のすぐわきに置かれ、他の 1 つは停止信号器として、それから 5~10 m はなれた氷上に置かれる。

震 源

水中で火薬を爆発させるのが普通であるが、吾々は海水の表面に打撃を加える方法をとつた。打撃の加え方は色々試みたが、結極、直径 15 cm 位、重さ数 kg の平らな石を氷上に置き、その石を上から金槌で叩くと云う方法におちつた。この方法によれば比較的単純な震動を起

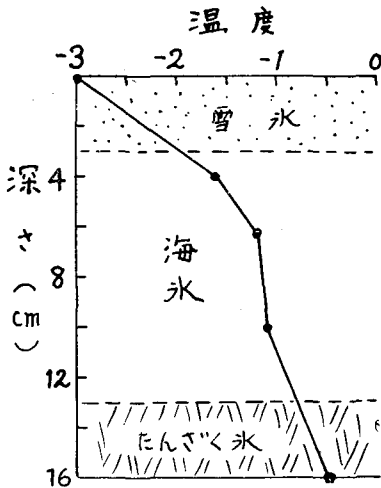


第2図 震央距離 50 cm に於ける記録

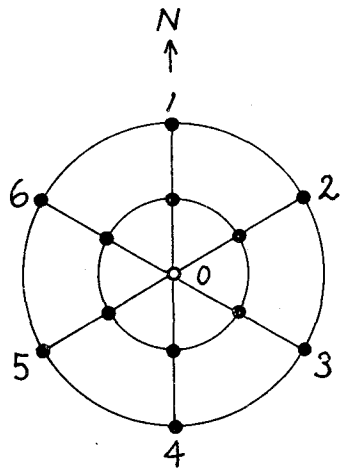
させることができ、くりかえしの打撃によつても大体同じ様式の震動が起り、また氷を破壊することもなかつた。第2図は震央から(今の場合、震源は海水の表面上にあるので震央と震源は一致する) 50 cm はなれた所で記録した振動波形である。ただし吾々はオッシログラフを現場に設備することができなかつたので、ピックアップからの電気振動をその場でテープレコーダーで録音し、これを実験室に持ち帰つて再生し、オッシログラフに書かせた。録音の際はテープ速度を 7.5 in/sec とし、再生の時は 3.75 in/sec としたが、録音—再生—オッシログラフの総合周波数特性は、6.5 kc から下り始め、8 kc で -10 db となるようなものであつたから初動の立上りは、実際にはもつと急で、振巾も大きいものと思われる。

III. 測定の結果

測定は紋別港船入溜(大体 270 m × 130 m の長方形)に一面にはつた平坦氷のほぼ中央部で



第3図 海水中の温度分布と氷の状態



○ 震央 ● 観測点

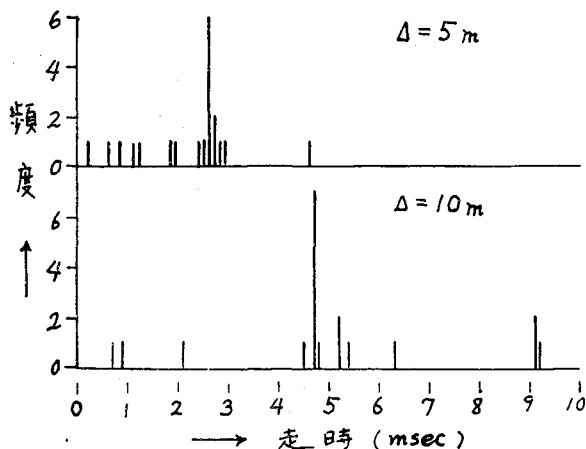
第4図 観測点の位置

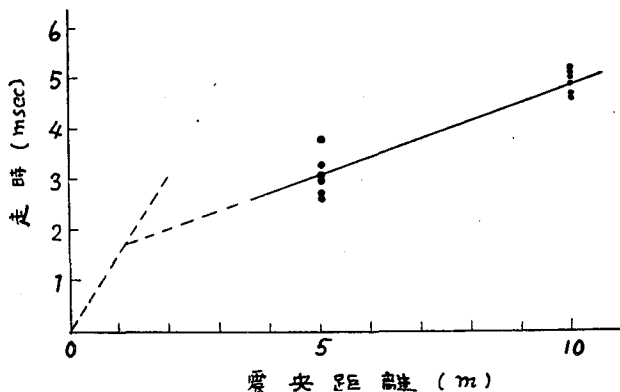
行つた。氷の状態や天候の具合で測定ができたのは一日だけであつたために、得られた資料は少ない。その時の氷中の温度分布と氷の状態は第3図に示すようなもので氷厚16cmのうち、表面の約3cmはやわらかい雪氷、その下に約10cmの厚さにかたい海水があり、それから底まで3cmはブラインを多量に含んだモザイク構造の水である。観測点は第4図のように、震源を中心とした半径5mと10mの円周上に夫々6点ずつ12点設けた。各観測点に於ける波の到達時間は第1表の通りで方向による規則性などは見られず、震央距離5mでも10mでもかなりばらついた値を示している。

第1表 初動の時間

方 向	震央距離 10 m	震央距離 5 m	差
0-1	5.1 msec	3.8 msec	1.3 msec
0-2	5.2	3.0	2.2
0-3	5.0	3.3	1.7
0-4	4.6	2.7	1.9
0-5	4.7	3.1	1.6
0-6	4.7	2.6	2.1
平 均	4.9	3.1	1.8

1つの観測点に於ける測定は、約20回くりかえし打撃を加えて、夫々の初動の時間を計る。その時間の分布は、第5図に示した例のように、1/2~1/3の回数是一定の時間に集る。それでその最大頻度の時間を採用した。他の打撃による初動の時間は広い範囲にばらつくが、これは打撃のまずさによるものか、氷に伝わってくる他の雑音の為に振動波形が乱されて、ミリ秒・タイマーが正しく動作しなかつた結果と考えられる。ただし、第5図からも判るよ

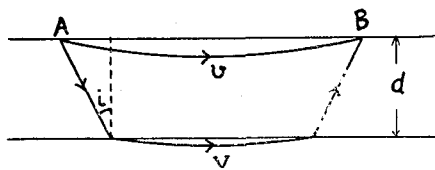
第5図 震央距離 $\Delta=5\text{m}$, 10m に於ける走時の頻度図の1例



第6図 走時図

うに、最大頻度附近のひろがり、震央距離 5 m の方が 10 m のものより広い。それが第 1 表にも現われて、初動の時間の平均値からの偏差が、震央距離 10 m では ± 0.3 msec であるのに対し、5 m では ± 0.6 msec と 2 倍になっている。

震央距離は 5 m と 10 m の 2 種類しかないが、第 1 表から一応走時図を書いて見ると第 6 図のようになる。5 m と 10 m の点を結んだ線を震央の方へ延長した場合から、震央に近い所では図の点線のように走時線が遠い所より立っていて全体として走時線に折れまがりがあると考えられる。これは第 7 図のように、氷の表面近くに速度の不連続面があつて、表面近くの縦波の速度 v より下の層の速度 V の方が大きい場合、遠くへ行くと、下の層を通つた波の方が早く到達すると考えれば説明がつく。今図に於いて A から出た波が 1 つは上層を通り、他は下層を通つて B に同時に到達したとすると



第 7 図

$$\frac{AB}{v} = \frac{2d}{v \cos i} + \frac{AB - 2d \tan i}{V}$$

であるが、屈折の法則 $\sin i = v/V$ を用いて上式を書きなおすと、上層の深さは

$$d = \frac{AB}{2} \sqrt{\frac{V-v}{V+v}} \tag{5}$$

となる。吾々の場合、震央距離 5 m 以下の観測がないので、B 点つまり走時線の折れ曲り点がどこにあるか判らないが、第 2 図の震央距離 50 cm の波形を見ると、初動として僅かに正の方に振れ、続いて負の方に大きく振れている (10 回の打撃の記録がすべてこのようになってい)。これから、50 cm から少し遠い所あたりから下層を通つた波が初動として現われると考えて、先ず $AB = 50$ cm として見る。下層の速度は第 6 図から、5 m と 10 m の走時線の傾斜 5 m/1.8 msec によつて

$$V = 2800 \text{ m/sec}$$

と求められる。上層の速度は今判らないが、 $v=2700 \text{ m/sec}$ とすれば、これらの数値を(5)式に入れて、上層の厚さは $d \approx 3 \text{ cm}$ となり、実際の海水の構造第3図と合せることができる。

人工地震波によつて、今までに求められた海氷中の弾性波の速度を見ると、例えば Oliver, Crary と Cotell¹⁾ は北氷洋の厚さ 0.9~2.1 m の定着氷について、縦波速度 2400~2910 m/sec を得ており、その値は気温や氷の厚さとはつきりした関係がないと云つている。また、1958年2月にワシントンで開かれた Arctic Sea Ice Conference に於けるソビエットの Peschansky の講演要旨によると、縦波速度は 2900 m/sec、横波速度は 1500 m/sec となつている（印刷では縦波：900 m/sec、横波：1500 m/sec となつていて、会議では縦波と横波の数値が入れかわつたのではないかと云う議論がなされたようであるが、ヤング率：60,000 kg/cm²、ポアソン比：0.29 の数値は正しいものとして計算すると、縦波横波の速度は大体前記の値になる）。原論文²⁾を見ていないので正確な所は判らないが、吾々の得た縦波速度 2800 m/sec はこれらの値と大体一致していると思われる。

吾々が測定した平坦氷の厚さは 16 cm であつて、用いた弾性波の波長より小さい位であるし、また海氷は等方性でもないから、半無限に広がつた等方性弾性体に対して導かれた式を用いることは正確ではないが、一応 $V_p = 2800 \text{ m/sec}$ から氷の密度を 0.9、ポアソン比を 0.3 と

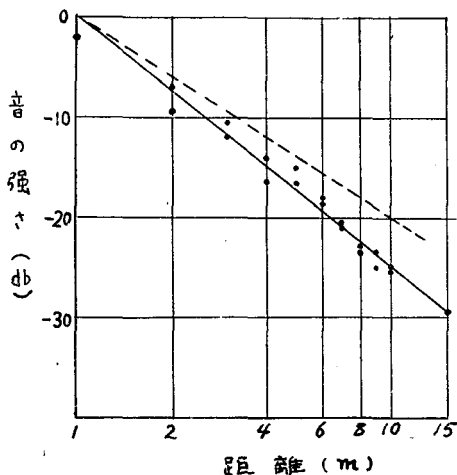
第2表 3方法によつて求めた海水のヤング率 ($\times 10^{10} \text{ dyne/cm}^2$)

	地震法	振動法	Key Method
ヤング率	5.2	5.3	0.8
温度	-1.0	-3.5	-1.0

して、(3)、(4)式を用いてヤング率を計算した。この値を同じ氷について田畑³⁾・小野⁴⁾が行つた振動法と Key Method による値と比較すると第2表のようになる。

海氷のヤング率は融解点近くで急に小さくなることが判つているから、振動法による値も温度 -1.0°C では $5.2 \times 10^{10} \text{ dyne cm}^2$ より小さくなる筈で、ヤング率が、地震法、振動法、Key Method の順に小さくなつていくことは一般的な傾向である。

前に述べたような方法で与えた衝撃波が海水中を伝わって行く時、どのように減衰するかと云う測定も行つた。その結果が第8図である。



第8図 海水中の弾性波の減衰

が、これは1つの震動ピックアップを震源から次第に遠ざけながら、同じ強さの打撃を震源に与えて計つた音の強さである。海氷のような構造の中では、縦波と横波によつても、また伝わる波の周期によつても減衰の仕方は異なる筈であるが、ここで計つた音の強さは時定数 0.2 sec の騒音計の C 特性 (50 c/s~8,000 c/s で ± 3 db の周波数特性) で指示された値であるから、第 2 図に示されるような波群全体のエネルギーに比例するものと考えられる。音の吸収のない媒質の中でも、点音源から出た波は次第に広がつて、音の強さは音源からの距離の 2 乗に逆比例して減少する筈である。これは第 3 図の点線で示され、この分を差引いた媒質の吸収によつて減衰する音の強さは第 9 図のようになる。この直線の傾斜は大体 $-1/2$ なので、震央距離 Δ に於ける音の強さ E は、

$$E = E_1 / \sqrt{\Delta} \quad (6)$$

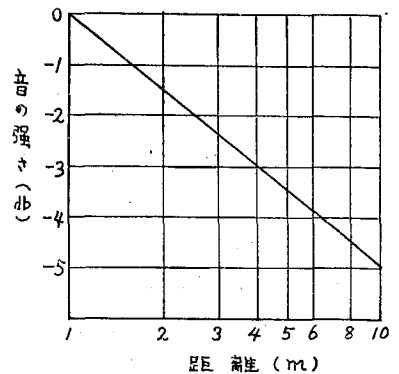
のように簡単な式で表わされる。ここで E_1 は震央距離 1 m に於ける音の強さ、 Δ は震央距離をメートルで表わした値である。

吾々が作つたミリ秒・タイマーでは 99.9 msec まで測時できるのであるから、震央距離 200 m 位まで測時できる能力はあるが、実際には震央距離 15 m で音の強さは震源の約 1/1000 となり、吾々の震動ピックアップでは S/N 比がおちて、すでに 15 m では確実な測定ができなかつた。従つて衝撃を打撃によつて与えると云うやり方で更に測時の精度を上げるためには、タイマーの測時単位を 1 桁下げて 0.01 msec とすればよいが、このように短い時間の計数はデカトロンでは不可能であるし、また真空管による計数装置を用いたとしても、震源としての衝撃波の波形が問題となつてきて、結極現在程度の簡便に行える実験の規模に於いては、数 % の測時誤差はやむを得ない所である。

III. む す び

ミリ秒・タイマーを用いて海氷中の縦波速度を測定し、2800 m sec (-1.0°C) を得た。これから計算した海氷のヤング率 5.2×10^{10} dyne cm^2 は振動法によつて得られた値と大体一致した。測定数が少なかつたので、正確な結果を得ることはできなかつたが、このような簡単な測定方法でも、初動の走時曲線を描くことによつて、海氷中の層状構造と各層の縦波速度を求め得ることが確かめられた。

終りに、この実験を行う上で、種々御協力をいただいた第一管区海上保安本部、紋別市役所、紋別漁業協同組合、北海道開発局紋別港湾修築事務所に深く感謝いたします。なおこの研究に要した費用は文部省特別研究費 (海氷の物理的性質に関する研究) に依つた。



第 9 図 海氷の吸収によつて減衰する音の強さ

文 献

- 1) Oliver, J. E., A. P. Crary and R. Cotell 1954 Elastic Waves in Arctic Pack Ice. *Trans. Am. Geophys. Union*, **35**, 282.
- 2) Peschansky, I. S. 1957 On certain problems of Arctic ice study. *Journal "Arctic Problems"*, No. 2.
- 3) 田畑忠司 1958 海水の力学的性質の研究 (II)—振動法による弾性率の測定. *低温科学, 物理篇*, **17**, 147.
- 4) 田畑忠司・小野延雄 1958 海水の力学的性質の研究 (I)—海水の静的粘弾性について. *低温科学, 物理篇*, **17**, 135.

Résumé

The velocity of longitudinal elastic waves was measured by the use of a millisecond timer. This instrument consisted of four parts: dekatron-counters, a gate circuit, a 10 kc-crystal oscillator and a flip-flop circuit. It could indicate the time intervals from 0.1 msec to 99.9 msec between a start-signal and a stop-signal. Shock waves were produced by beating a stone, put on sea ice, with a hammer. The waves were propagated in the sea ice and were changed into electric pulses by two vibration pick-ups, one of which was set beside the hypocentre and the other at 5~10 m distance from the former. The two electric pulses acted respectively as a start- and a stop-signal of the millisecond timer. The time interval between the two electric pulses, that is, travel-time of the shock waves was indicated on the dekatron-counter. The velocities of elastic waves were derived from the analysis of the travel-time curve.

The velocity of longitudinal wave in level ice of 16 cm thickness was found to be 2800 m sec at -1°C . Young's modulus of the sea ice calculated from this velocity was 5.2×10^{10} dyne/cm², which agreed with the value measured by the vibration method for rectangular bars of the same sea ice.

The absorption of shock wave by the sea ice was measured, too. Sound intensity E of the shock wave weakened in the sea ice by only the absorption at epicentral distance Δ was found to be given by the following relation:

$$E = E_1 / \sqrt{\Delta}$$

where E_1 is the sound intensity of the shock wave at 1 m distance from the epicentre, and Δ is numerical values of the epicentral distance measured in meters.