

日本海の SOFAR 構造とその音響効果並びに 音速による水塊分析について

大 内 正 夫

M. ŌUTI: SOFAR Structure and Sound Transmission in the Japan Sea and Water Mass Analysis by Means of Sound Velocity.

Received June 5, 1954

緒 言

海洋中に於ける音波の利用面が増加するにつれて、海中の音波伝播に関する研究が盛んに行われ、特にその長距離伝播に関する Ewing 及び Worzel¹⁾ (1948) の実験に依つて音速が最小となる層の附近を伝わる所謂音道伝播 (Sound Channel Transmission 或は SOFAR) は音波の減衰が少く、長距離伝播用としての利用価値が確認されてから、アメリカ合衆国は早くも之を空海救助機構の設定に用い、その実用的な見地からも、この方面の研究は大いに進められているようである。

一方その理論的な研究は Press 及び Ewing²⁾ (1948), Pekeris³⁾ (1948) 並びに Biot⁴⁾ (1952) 等によつて行われ、水中を長距離伝播する弾性波の可能性が証明され、その実験的な分野の発展を促している。

また遠隔の海底地震の発生時に、海洋中を音波と同じ速さを持つて伝わる週期の短い圧縮波所謂 T-phase が地震計に記録される事を Tolstoy 及び Ewing⁵⁾ (1950) が詳細に報告し、最近また Ewing 及び Press⁶⁾ (1952) は SOFAR の記録によりそれらは音道伝播に依るものである事を確証している。

海洋中の SOFAR 構造或はその性状は音波の長距離伝播に極めて密接な関係を有するが、実際に音道の性状を音速分布より取扱つた報告としては Anderson⁷⁾ (1950) の東北太平洋に於けるものが挙げられるほか、他の海区に関するものは入手出来なかつた。

音波の長距離伝播に関する研究の当面の問題としては種々あるようであるが、先ずその異常伝播が挙げられる。例えば 1952 年 9 月の明神礁の海底火山の爆発による圧縮波がそこから約 8600 km 離れた米国西海岸の SOFAR 聴音所に於て記録され乍らそれより遙に近いハワイのそれではその爆発を決定出来るような記録は得られなかつた事例を Dietz 及び Scheehy⁸⁾ (1953) が報告しているが、その明確な証明は与えられ

ていない。

これらの問題は主としてその海区の音速分布の状況に依ると思われるので、筆者はかかる見地から従来考察された事のない海区の一つとして日本海を選び、同海区の海洋観測資料を用いて各深度に於ける音速を計算した。そしてこれより音速分布を明かにし、他の海区では余り問題とならなかつた海底地形をも考慮して、局所並びに長距離伝播としての音道の構造とそれらの音波伝播効果を考察した。

なおこれまで音速の分布と水塊との関係に就いては余り強い関心が持たれなかつたが、同海区に於ては極めて有効な水塊の判定を与えるばかりでなく、音速が最小となる層の物理的意義は重要と思われるのでこの点も附記する。

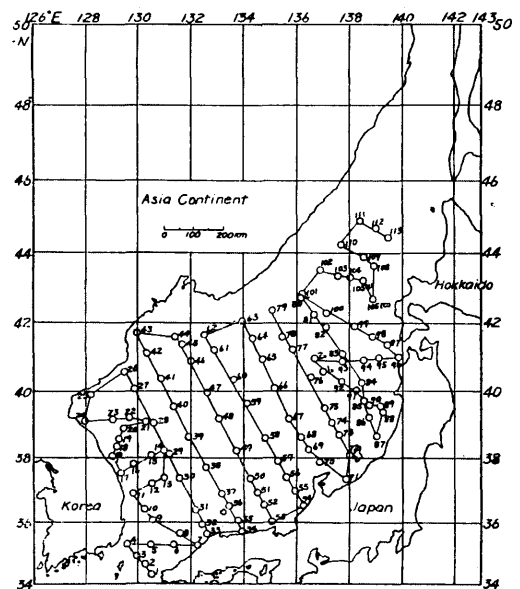


Fig. 1. Location of hydrographic stations in the Japan Sea.

日本海の音速分布

1943年6月28日より9月1日までの間に水路部の富山丸に依つて行われた海洋観測資料を用いて日本海の音速を前報告の音速ダイヤグラムで求めた。その測点数114個所の位置はFig. 1に示す通りで、南は対馬海峡より北は凡そ北緯45度線の間の海域である。その測定深度は0, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800, 1000, 1200 mの15層である。

これらの各点各層の凡ての水温と塩分とから各点の音速を求めその水平並びに垂直の分布を見る。

先ず水平分布について云えば、この海区に於ける上記各層の音速の最大及び最小値の垂直分布をFig. 2.

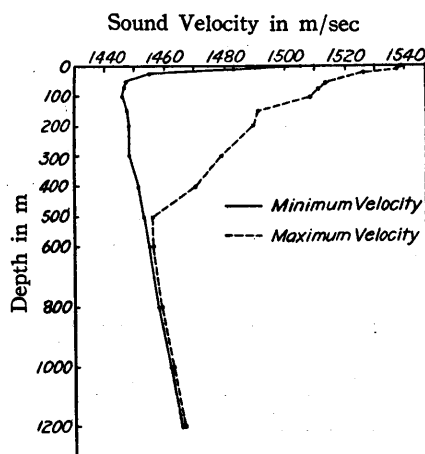


Fig. 2. Vertical distribution of the maximum and minimum sound velocity at each depth.

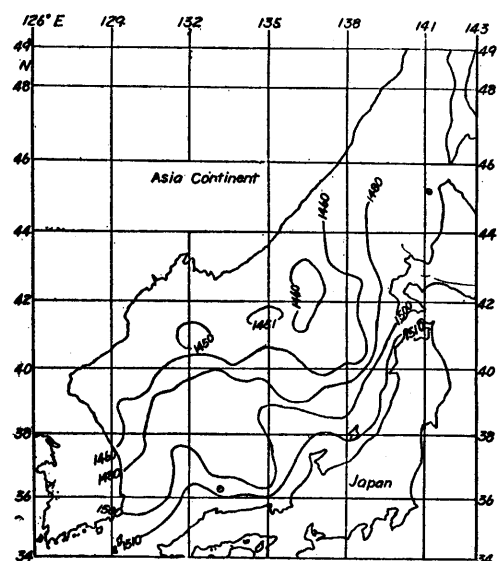


Fig. 3. Distribution of sound velocity (m/sec) at the depth of 50 m.

の如く図示し、その音速差の小さい層並びに観測期間の2カ月余に亘る点を考慮して、表層附近を除き、その中から50, 100及び200 mの各層を選びそれらの各層の音速水平分布をFig. 3, 4及び5に示した。これらの図は何れもほぼ同じ特性を有し、一般に日本側は音速が大で、50, 100及び200 mの各層のその値は夫々1510, 1500及び1460 m/secであり、大陸側に近づくにつれて小さく、これら各層は共に約1450 m/secとなつている。

次に各点に於ける音速最小となる深度（又は音道の

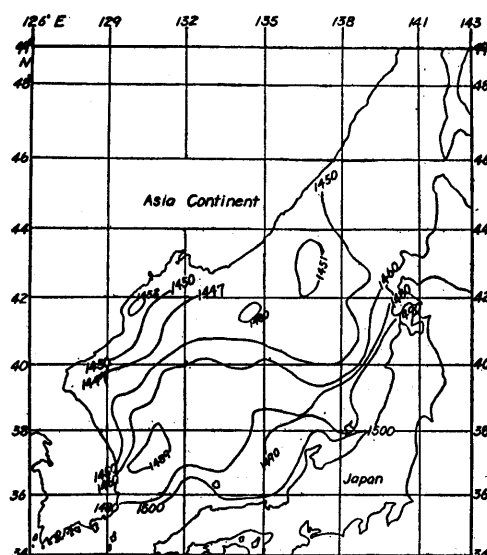


Fig. 4. Distribution of sound velocity (m/sec) at the depth of 100 m.

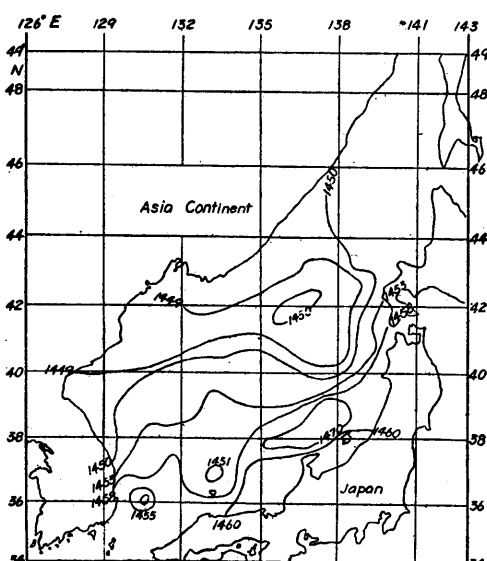


Fig. 5. Distribution of sound velocity (m/sec) at the depth of 200 m.

軸 Sound Channel Axis) 並びにその点の音速を示せば Fig. 6 及び 7 の如くである。これらは上記各層の音速水平分布と本質的には同じ様相を示すが、音速最小深度図の方はそれがより明瞭である。即ち音速最小値は凡そ 1447 m/sec より 1454 m/sec の間にあり、その深度は 75 m より 500 m の間に亘っているが、大部分は 100 m より 400 m の間に入る。而して一般に音速最小値の小さいもの程、その深度は小さくて大陸側に近く、その値が増すにつれて、その深度は大きくな

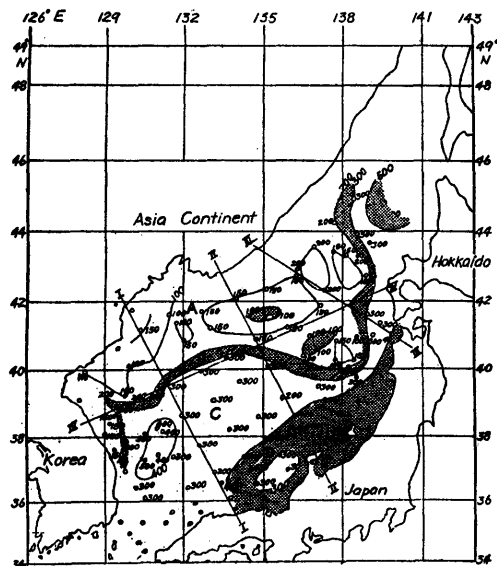


Fig. 6. Distribution of the depth of the minimum sound velocity (m/sec).

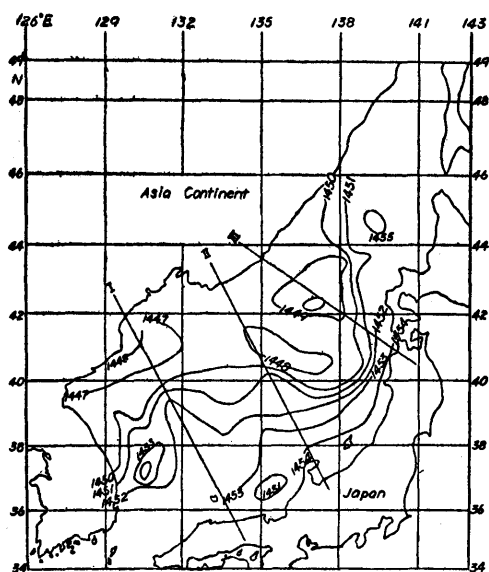


Fig. 7. Distribution of the minimum sound velocity (m/sec).

って日本本土側に寄っている。音速最小の深度により便宜上次の A, B, C, D の 4 つ即ち

$$\begin{aligned} A &\leq 200 \text{ m}, & 200 \text{ m} \leq B &\leq 300 \text{ m}, \\ 300 \text{ m} \leq C &\leq 400 \text{ m}, & 400 \text{ m} \leq D &\end{aligned}$$

の海域に区分する。而して今後 A-域の中で 100 m の音速最小深度を有するものは A_{100} の如くその区域の記号の右下の数字でその音速最小深度を示す。

全海域中、最も特徴的なものは B-域で朝鮮東岸に初り、狭い帯状をなして屈曲し乍ら東進し、秋田沖で日本側に最も近づくが再び遠ざかりつつ北上して北緯 45 度附近では大陸側に近づく。この帯状の部分は Fig. 7 で見る様に音速 1450 m/sec の等音速線の走路に当り、かつこれを Fig. 8 の海底深度図と比較するとその帯状部分はほぼ 3000 m の等深線の南縁に一致する。

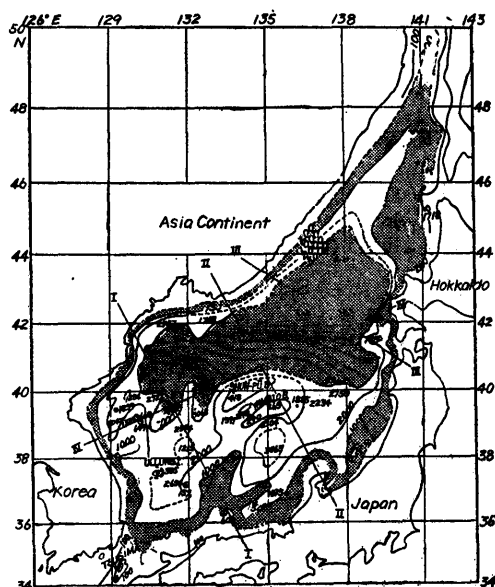


Fig. 8. Bathymetric chart of the Japan Sea. (Depth in meters)

A-域は B-域 以北の大陸側を占め、その中、大部分は A_{100} 及び A_{150} であるが、 A_{75} が 2 点及びこの海域内部に完全に閉じ込められている A_{200} 3 点とがある。而して一般にこれらは夫々群をなして環状に分布しているのが特徴である。

C-域は B-域 以南から凡そ 2000 m の等深線までの間であるが、大和及び春風堆はこの海域に含まれている。なおこの海域内に例外として C_{200} が 2 点散在し、更に C_{400} 及び C_{300} が夫々 3 及び 1 点鬱陵島 (Ullung. I.) 附近に群をなしている。

D-域は C-域 以南の日本本土側で例外として D_{300} が 3 点群をなして存在し、また D_{500} の 2 点は互に離

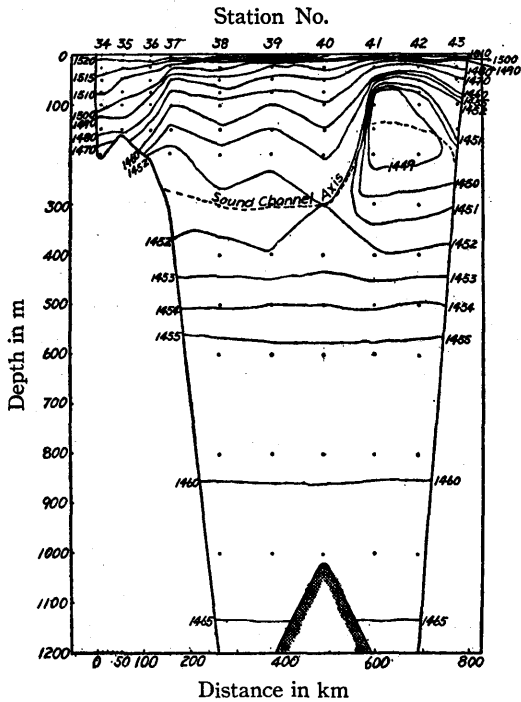


Fig. 9a. Distribution of sound velocity (m/sec) in the vertical section shown by the line I (No. 34-43) in fig. 6.

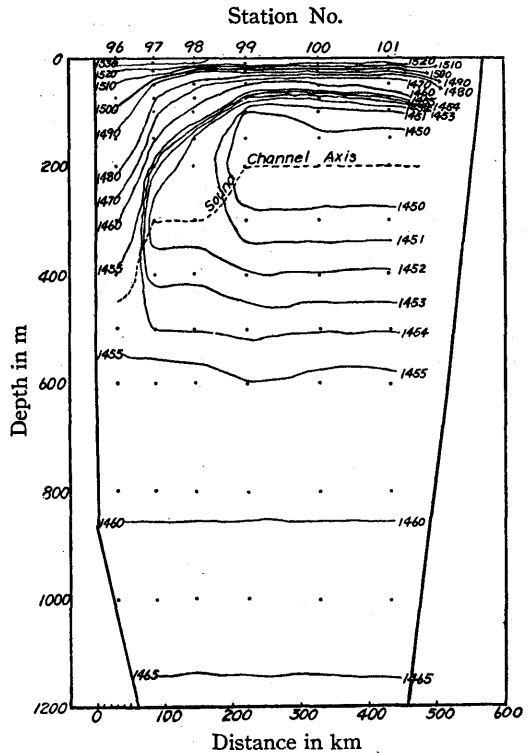


Fig. 9c. Distribution of sound velocity (m/sec) in the vertical section shown by the line III (No. 96-101) in fig. 6.

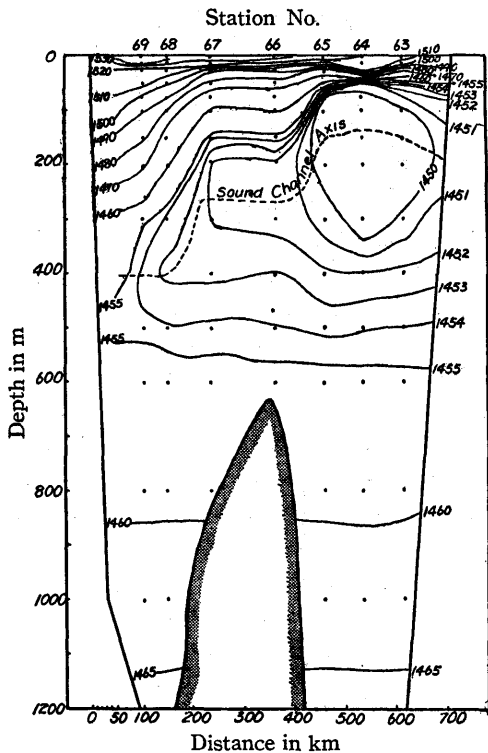


Fig. 9b. Distribution of sound velocity (m/sec) in the vertical section shown by the line II (No. 69-63) in fig. 6.

れている。

次に音速の垂直分布を見るために本海区の横断線として Fig. 6 に於て南から測線 I (No. 34~43), II (No. 69~63), III (No. 95~101) を選び、その各音速断面図を描けば Fig. 9a, 9b, 9c の如くである。これらの図で上記の帯状部分と各測線の交点即ち測線 I では No. 40 と 41, II では No. 65 と 66, III では No. 98 と 99 の間に何れも音速の顕著な勾配を示し、B-域を境とし A-域を内侧、C-域を外側として深度 150~200 m を中心とする環状の等音速線を取り囲まれた一つの核構造が見られる。そしてそれらの核の大きさは測線 I, II, III と東進するにつれて次第に大きくなり、III ではその等音速線は閉曲線にならずに、その両端が大陸側に向いて開いている。これらの核を作る等音速線の値は上記の 3 つとも、ほぼ一定で凡そ 1449 ± 2 m/sec の程度である。

次に各測点の音速の垂直分布曲線を描いて見ると音速最小深度が同一であるとほぼ同様な傾向、即ち直線部と曲線部とが区域によつて一定しているのを認めたので A_{100} , A_{150} , B_{200} , C_{300} , D_{400} のものを取り、それらの各組毎に各層の音速の平均値を求めると Table

Table 1. Average sound velocity classified by sound channel axis in the Japan Sea.

Region	A ₁₀₀	A ₁₅₀	B ₂₀₀	C ₃₀₀	D ₄₀₀	D ₅₀₀
Depth	m	m/sec	m/sec	m/sec	m/sec	m/sec
0	1522.7	1521.9	1524.3	1525.0	1530.2	1537.5
50	1452.5	1458.4	1466.0	1486.8	1500.8	1505.3
100	1447.9	1449.6	1453.6	1470.2	1484.4	1493.8
150	1448.9	1448.7	1451.1	1459.6	1474.9	1486.5
200	1449.3	1449.2	1450.0	1453.9	1464.8	1480.0
300	1450.7	1450.7	1450.9	1451.5	1454.8	1463.2
400	1452.5	1452.2	1452.3	1452.7	1453.1	1455.4
500	1454.1	1453.9	1454.0	1454.1	1454.3	1454.7
600	1455.5	1455.4	1455.6	1455.6	1455.8	1456.0
800	1459.1	1459.0	1459.2	1459.1	1459.1	1459.2
1000	1462.8	1462.8	1462.8	1462.7	1462.7	1462.8
1200	1466.4	1466.4	1466.4	1466.3	1466.2	1466.3

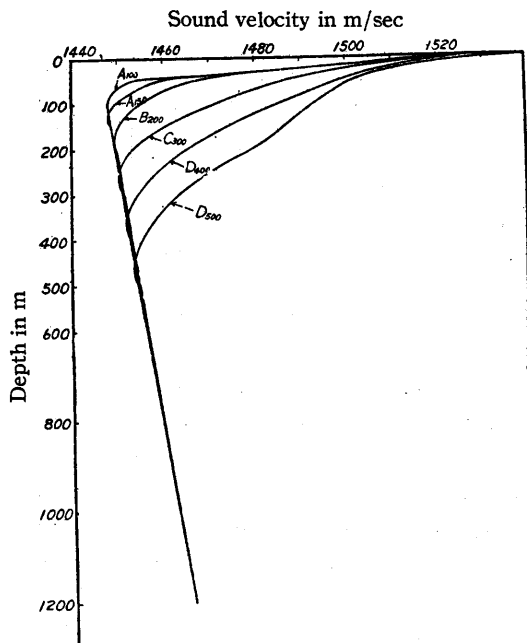
1 の如くなる。これより音速垂直分布を直線部分と曲線部分とに分け、それぞれについて最小自乗法によって観測式を求めると Table 2 の如くなる。またこれを図示すれば Fig. 10 の如くなる。但し 50 m 以浅の音速は単に各々その平均値を用いた。なお本図には D₅₀₀ のものも示してある。

Table 2. Observational formulae of the vertical distribution of sound velocity in the Japan Sea.

Region	Upper side of sound channel axis	Lower side of sound channel axis
A ₁₀₀	$v = 1447.9 + 0.02000z + 0.001444z^2$	$v = 1447.9 + 0.01632z$
A ₁₅₀	$v = 1448.7 - 0.06108z + 0.001581z^2$	$v = 1448.7 + 0.01636z$
B ₂₀₀	$v = 1450.0 - 0.04300z + 0.000961z^2$	$v = 1450.0 + 0.01640z$
C ₃₀₀	$v = 1451.5 - 0.06291z + 0.000804z^2$	$v = 1451.5 + 0.01644z$
D ₄₀₀	$v = 1453.1 - 0.03511z + 0.000481z^2$	$v = 1453.1 + 0.01638z$

上記観測式に於ては曲線部と直線部との接合点に z の原点をとり、曲線部分に対しては上方に z を正にとり、表面下 50 m までの距離を表わすものとし、直線部分に対しては、下方に z を正にとり、表面下 1200 m までの距離を表わすものとする。

これらの観測式から音速最小となる位置即ち $\frac{dv}{dz} = 0$ なる z を求めると A₁₀₀, A₁₅₀, B₂₀₀, C₃₀₀, D₄₀₀ は夫々 0, 19, 22, 39, 37 m となり、0 に近い。またその点に音速（真の音速最小値と見做される値）と Table 1 の音速最小値との差は上記の海区順に夫々 0, 0.6, 0.5, 1.2, 0.6 m/sec である。しかし乍ら観測の実際を考慮する時は便宜上本式で示す直線部と曲線部の分岐点を以て音速最小層と見做して支障は無いと思われる。従つて音速最小層とその点の音速は従来通り Table 1

**Fig. 10.** Vertical distribution of the average sound velocity classified by sound channel axis.

を用いるが、以下各海区の音道の諸性質を求める時には便宜上、上記の観測式を用いる。

日本海の音道の構造

前述の日本海の音速分布が長距離伝播に必要な音道をどの様に構成しているかを見る。先ず日本海の音道存在の有無は音道の軸即ち音速が中間の層で最小

となる深度を有するか否かに依つて決まるから、その水平方向の拡りは前述の Fig. 6 によつて明かにされる。

次に音道の垂直方向の厚さは Anderson⁷⁾ (1950) の如く音道の上面 (top) は表面附近に於て音速最大に達する層でその下面 (bottom) はその音道の上面の音速に再び達する層と定義しているが、その上面は日本海の如く音速の最大値が表面下に存在せず、殆ど表面にのみ存在する様な場合には表層の海洋物理的な性質を顧慮して決定せねばならぬ。従つて本海区では便宜上他に特別な条件のない時は一応充分安全な深度である 50 m 層を以てその上面と定める。但し音道の下面は前述の定義に従う。

さて A₁₀₀, B₂₀₀, C₃₀₀, D₄₀₀ の各音道の上面、下面

Table 3. Character of sound channels in the Japan Sea.

Region	Depth of the top of sound channel	Depth of the bottom of sound channel	Thickness of sound channel	Limiting angle
	(m)	(m)	(m)	
A ₁₀₀	50	373	323	4°34'
B ₂₀₀	50	1125	1075	8°15'
C ₃₀₀	50	2400	2350	12°23'
D ₄₀₀	215	1000	785	6°40'

の深度及び厚さを前節の音速分布より算出し、その値を Table 3 に示す。同表に於て D-域の音道の上層が深度 215 m の層に存在する理由は、この海域の海底は平均凡そ 1000 m と見做されるので、定義に依り逆にその深度附近の音速に等しい値をもつ層をその音道の上面とせねばならぬからである。また C-域の大和堆附近は海底が浅いのでその一部には全く音道が存在しないか、或はその存在を危くしている。

前述の諸性質を有する音道内に於ける音波の伝播機構を先ずその SOFAR 波の経路から調べる。

さて音道伝播に於ては音源が音道の軸の附近にあると音線には幾何光学に於ける光の屈折の法則が適用され、表面又は底面へ反射する事なしに遠方まで伝播する事が明かにされており、一般に Snell の法則を用いて音速勾配の簡単な場合について SOFAR 波の経路が求められている。

然し日本海に於ける音速は音道軸の上部では前述の如く深さの二次式で表わされるので、一次近似で求めた普通の方法による値とどの程度の差異を生ずるかを検討しておく事も必要と思われるので、上記各海区の音線の経路、通過時間等を計算し、日本海の資料で両者を比較する。

計算の出発点として Fermat の最短光時の原理を用いる。即ち今 x 軸を水平、 z 軸を垂直上方にとり、音線の長さを S 、それが x 軸となす角を θ 、音速を v とすれば原点より発する音線に沿う音波の伝播時間 T は

$$T = \int_0^S \frac{dS}{v} = \int_0^x \frac{dx}{v} \sqrt{1 + \left(\frac{dz}{dx}\right)^2} \quad (1)$$

で与えられる。従つて T が最小になるための条件を変分法により求めると Euler の方程式から

$$\frac{dv}{d\theta} = -v \tan \theta \quad (1)$$

(1) を積分すれば次の Snell の法則をうる。

$$\frac{v}{\cos \theta} = V \quad (2)$$

ここに V は積分常数であり、音線の頂点に於ける音

速を表わす。また $\frac{dz}{dx} = \tan \theta$ であるから (2) によつて音線は

$$dx = \frac{v}{\sqrt{V^2 - v^2}} dz \quad (3)$$

で与えられる。従つてある音線が音源 0 より出て $z=Z$ に達し再び x 軸上に帰る迄の距離 D は

$$D = 2 \int_0^Z \frac{v}{\sqrt{V^2 - v^2}} dz \quad (4)$$

$$\text{また } dt = \frac{V}{v\sqrt{V^2 - v^2}} dz \quad (5)$$

であるから音波が 0 から D に到達するまでの時間を T とすれば

$$T = 2 \int_0^Z \frac{V}{v\sqrt{V^2 - v^2}} dz \quad (6)$$

次に (4), (6) を音速 v が z の一次及び二次式で表わされる場合について計算する。

(i) v が z の一次式で表わされる場合

増音速率を b 、音速勾配を g 、最小音速を v_0 、これに対応する θ を θ_0 とすれば、音速 v は

$$v = v_0(1+bz) = v_0 + gz \quad (7)$$

によつて表わされる。(4) から

$$D = \frac{2 \sin \theta_0}{b \cos \theta_0} = \frac{2v_0 \tan \theta_0}{g} \quad (8)$$

また (6) から

$$T = \frac{1}{v_0 b} \log \frac{1 + \sin \theta_0}{1 - \sin \theta_0} = \frac{1}{g} \log \frac{1 + \sin \theta_0}{1 - \sin \theta_0} \quad (9)$$

音線の頂点は

$$Z = \frac{1 - \cos \theta_0}{b \cos \theta_0} = \frac{v_0(1 - \cos \theta_0)}{g \cos \theta_0} \quad (10)$$

(ii) v が z の二次式で表わされる場合

この場合には

$$v = v_0(1+bz+az^2) \quad (11)$$

とおき $z = t - \frac{b}{2a}$ なる置換を行うと (4) は

$$\begin{aligned} D = & -2 \left(\frac{b^2 k}{4a^2 \mu} + \frac{k}{a\mu} + k\mu \right) \int_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \frac{d\varphi}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \varphi}} \\ & + 2k\mu \int_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \frac{\sin \varphi}{\sqrt{1 - k^2 \sin^2 \varphi}} d\varphi \div - \left(\frac{b^2 k}{4a^2 \mu} + \frac{k}{a\mu} + k\mu \right) \\ & \times \left[2\varphi + 0.5k^2(\varphi - \sin \varphi \cos \varphi) \right]_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \\ & + k\mu \left[\varphi - \sin \varphi \cos \varphi \right]_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \quad (12) \end{aligned}$$

ここに $k^2 = \frac{\mu^2}{\lambda^2 + \mu^2}$, $\mu^2 = \frac{q}{a} + \frac{b^2}{4a^2}$, $\lambda^2 = \frac{p}{a} - \frac{b^2}{4a^2}$, $t^2 = \mu^2(1 - u^2)$

$u = \sin \varphi$, $p = m+1$, $q = m-1$, $m = \frac{V}{v_0}$, かつ φ_0 及び φ_Z は夫々 $z=0$ 及び $z=Z$ の時の φ の値である。

また (6) は

$$T = \frac{-2Vkc^2}{v_0^2 a^2 \mu^3} \int_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \frac{d\varphi}{(1-c^2 \sin^2 \varphi) \sqrt{1-k^2 \sin^2 \varphi}}$$

$$\div \frac{-Vkc^2}{v_0^2 a^2 \mu^3} \left\{ \frac{2}{\sqrt{1-c^2}} \left[\tan^{-1} \sqrt{1-c^2} \tan \varphi \right]_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \right.$$

$$\left. + 0.5k^2 \left[\varphi - \sin \varphi \cos \varphi \right]_{\varphi_0}^{\varphi_Z} \right\} \dots\dots\dots (13)$$

ここに $c^2 = \frac{\mu^2}{\mu^2 + \gamma^2}$, $\gamma^2 = \frac{1}{a} - \frac{b^2}{4a^2}$ 他は (12) と同一記号である。以上の諸式を用い上述各海域の音道の軸に音源がある場合にその音道の上面及び下面に切しつゝ進行する音線 (臨界音線 Limiting Ray) がその音道の軸となす角 (臨界角 Limiting Angle) を (2) 及び Table 2 を用いて求めた値を Table 3 に示す。即ち A_{100} の臨界角は $4^\circ 34'$ で最も小さく、 C_{300} のそれは $12^\circ 23'$ で最も大きい。

次に本海区の各海域別の臨界音線を (2), (8), (10), (12), 等を用いて求めた値を図示すれば Fig. 11 の如くである。但し C-域の大和堆附近の一部に対しては勿論こ

の値を修正しなければならぬ。

なお本図には音道の軸より上方に発射される臨界音線のみを示したが、その下方に発射されるものはその位相が 180° 違うだけである。更に臨界音線が再びその軸と交わる迄の時間を (9), (13) 及び Table 2 より求めた値は Table 4 の如くである。本表中の括弧内には音道の軸の上部では音速が音道軸からの高さに比例するとして一次近似で求めた値を示す。これらの一次、二次式の各近似の臨界音線を比較するとその半波長の大きさは大部異り、例えば D_{400} ではその上部半波長の大きさは前者は後者の約 2 倍になっている。然し臨界音線が一波長進むに要する時間は大部分はその半波長が音道軸上部の数倍或は 10 倍以上も大きな音道軸下部の半波長の速度で決定されるので、例えば 100 km 進むに要する臨界音線の両者の時間差は僅に 0.01 秒程度に過ぎぬので日本海内ではこのために 0.1 秒の差を生ずる地点は殆ど存在しない事になる。従つて SOFAR 研究の現状に於ては計算の複雑な二次近似で求めても本海区に関する限り余り有効な結果は見出せない。

なお Table 4 には音道の軸上の速度と臨界音線との水平速度並びに水平距離 100 km 進む間の両者の時間差を示しているがこれらの時間差は SOFAR の性質の解析には重要と思われる。

次に測線 I, II, III 及び IV に於ける音道の形状を Fig. 12 に示す。即ち本海区に於てはその音道の厚さは一定でなく南北の両端に当る大陸側と日本本土側の何れも小さく、その中間に大きい区間が存在している。

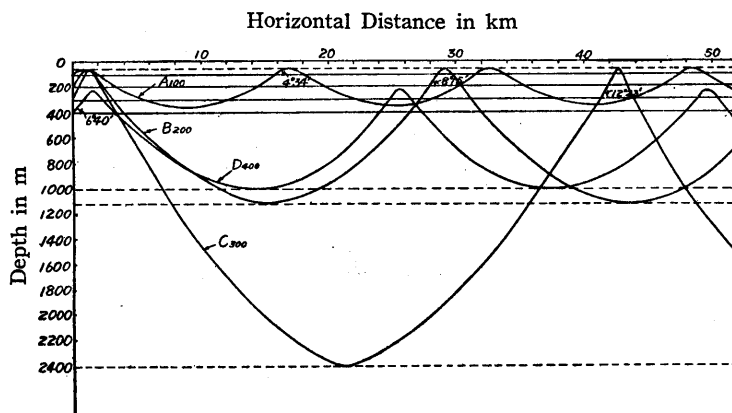


Fig. 11. Paths of limiting sound rays.

Table 4. Character of limiting sound rays in the Japan Sea.

Region	Half wave length of L. R.		Propagation time for a half wave length of L. R.		One wave length of L. R.	Propagation time for one wave length	Horizontal Velocity for one wave length of L. R.	Propagation time of L. R. for 100 km (Lr)	Propagation time of a ray on the axis for 100 km (Ar)	Ar-Lr	Sound velocity at the top and bottom of Sound channel
	Upper side of axis	Lower side of axis	Upper side of axis	Lower side of axis	(Upper side + Lower side)						
A_{100}	(m) 2054 (2514)	(m) 13751	(sec) 1.418 (1.734)	(sec) 9.487	(m) 15805 (16265)	(sec) 10.905 (11.221)	(m/sec) 1449.3 (1449.5)	(sec) 68.999 (68.989)	(sec) 69.065	(sec) 0.066	(m/sec) 1452.5
B_{200}	(m) 2361 (4154)	(m) 25738	(sec) 1.626 (2.857)	(sec) 17.620	(m) 27999 (29796)	(sec) 19.246 (20.477)	(m/sec) 1454.8 (1455.1)	(sec) 68.738 (68.724)	(sec) 68.966	(sec) 0.228	(m/sec) 1465.2
C_{300}	(m) 2639 (4613)	(m) 38744	(sec) 1.807 (3.153)	(sec) 26.482	(m) 41388 (43357)	(sec) 28.291 (29.635)	(m/sec) 1462.9 (1463.0)	(sec) 68.357 (68.353)	(sec) 68.894	(sec) 0.537	(m/sec) 1486.0
D_{400}	(m) 3207 (6330)	(m) 20760	(sec) 2.203 (4.347)	(sec) 14.239	(m) 23967 (27090)	(sec) 16.442 (18.586)	(m/sec) 1457.7 (1457.5)	(sec) 68.601 (68.611)	(sec) 68.816	(sec) 0.217	(m/sec) 1463.0

L. R. denotes Limiting Ray.

日本の音波伝播効果

上述の音速分布並びに音道構造をもつ日本海に於ける長距離伝播及び一般音響効果に就いて考察する。

さて一点より発した音波が等方性の媒質中に四方に伝播する時、音波の減衰はその発散 (Divergence) と

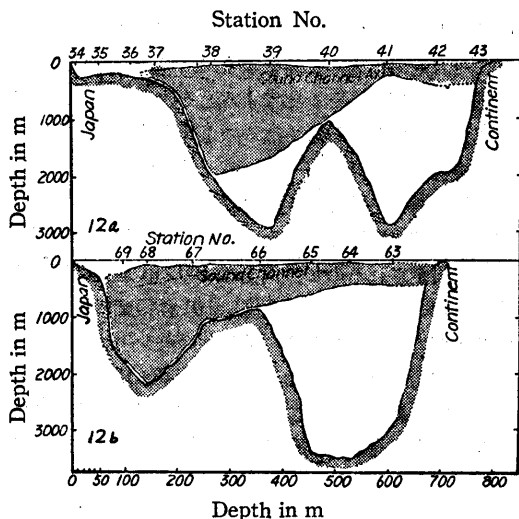


Fig. 12a. and 12b. Configuration of sound channel in the vertical section shown by the line I and II in fig. 6.

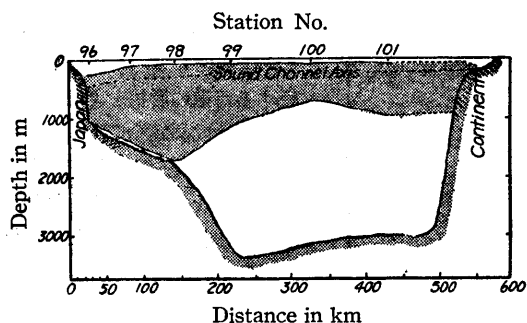


Fig. 12c. Configuration of sound channel in the vertical section shown by the line III in fig. 6.

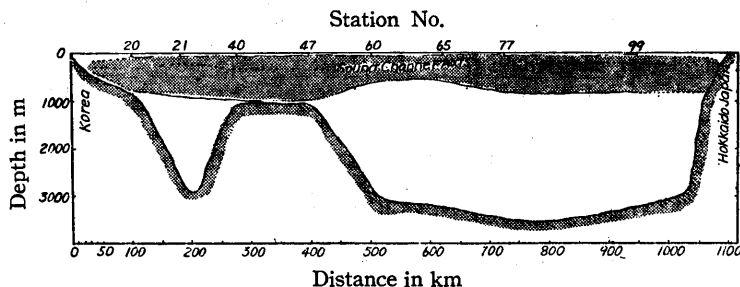


Fig. 12d. Configuration of sound channel in the vertical section shown by the line IV in fig. 6.

吸収のために起り、その音源の強さを I_0 とすれば、そこから r なる距離の音強度 I はその吸収係数を α とする時、良く知られている式即ち $I = \frac{I_0 e^{-2\alpha r}}{r^2}$ から計算されるが、音道内に於ては音道の厚さはある定つた値を持つているので音源の近傍は球面状に拡がるが、其処より少し離れた処からは水平方向にのみ拡がるので音波の発散の効果は音源からの距離に比例すると見做されるから上式は $I = \frac{I_0 e^{-2\alpha r}}{r}$ となる。音道内の音源より 1000km 離れた所の音波の減衰をこの式より計算すると振動数 10,000 cycle 以内では 100 decibel 以下に過ぎず長距離伝播の実例でもその値は余り違わないようである。

従つて日本海のようにその横断距離が 1000 km 以内に過ぎない海区ではその音道が特殊の構造を有しない限り、即ち異常伝播を行わぬ限り音道内の或る点に充分大きな音源があるとすれば同海区内の音道の何処からでも容易に探知出来る筈である。

音道内に於ける垂直方向の音強度は音道の軸付近で最大となるが、音強度の垂直分布に関する一般的取扱は音道軸の相違による強度変化と共に別報に譲る。ここでは単に音波が反射に依らず直接又は屈折によつて進行しうる場所、即ち音道内では何処でも音波の探知が可能であるが、音速の異常分布がある時はその音道内部に於て音線の異常発散が起るので音波の探知が不可能になると云う観点から本海区の伝播状況を調べる。

先ず垂直方向の音速の異常性は各点の音速の垂直分布曲線を描くとその形状から容易に解る。即ち Fig. 10 に示す様に一つの単調な音速の最小値を有する垂直分布曲線では Fig. 11 に示すような音道の軸に収斂する SOFAR 波のみが発生する。こう云う分布をなすものを正常音速分布とすれば本海区に於ては 1~2 点を除き全測点がこの種に属する。

その例外の一つとして C-域の鬱陵島の南方 No. 12 ($37^{\circ}15.5'N, 130^{\circ}31.3'E$) は Fig. 13 の如く 200m に音速の極大値を有するので音源が同図の位置並びに方向から発せられると音線は 200m 層を境として水平距離 5 km 余から音陰 (Shadow Zone) を生ずる。然し No. 12 の如き音速分布では球状音源の場合並びに音源からの距離に応じてその音陰の範囲は複雑に変化するのでここでは簡単な条件の一断面のみを示した。

また D-域の秋田沖、No. 89 ($39^{\circ}32.4'N, 139^{\circ}, 11.0'E$)

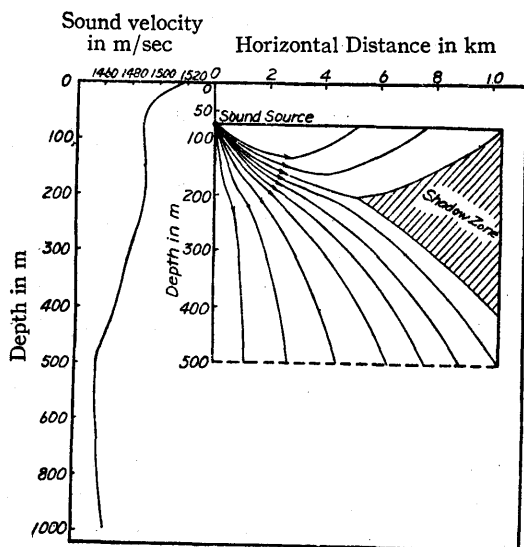


Fig. 13. Shadow zone caused by the vertical distribution of sound velocity at No. 12.

は 200 m で極大値は有しないが、150 m 層との音速差は 0.1 m/sec でそれは誤差の範囲に属し、かつその音速垂直分布が No. 12 に酷似しているの、ある時期には極大値が現われるかも知れない。

従つて以上の 2 局所を除いては垂直の異常伝播を起す所は本海区では見出せない。

次に各海域の水平方向の異常伝播を A-域 から調べる。即ちこの海域の音道内で水平方向の音線の発散収斂の最も著しい 50 m 層に就て見ると、音速 1451 m/sec の区域から 1460 m/sec の区域に小さい角度で斜に音線が入る時は、Snell の法則に依り音線は音速の小さな側へ曲げられ遂に発射方向と逆向きになる。こう云う性質を示す音線の入射角の最大なるものを水平臨界角とすればその角度は約 $6^{\circ}20'$ となり、かくして一度大きい音速の区域で屈折した音線は小さい音速の区域側に進み、再び大きい音速の方向へ屈折する事はないから、凡そ 0° より $6^{\circ}20'$ の間のこの層を通る音線は切断されて、それより先方ではその方向の音線の存在を許さない事になる。100 m 層又は 150 m 層と深度を増すにつれてその音速差、従つて切断される角度は小さくなるがこのことは同様に云える。それ故それらの方向の垂直断面を考えると或る深度ではこの種の音陰が起りうるのでその音道のそれらの方向の音強度は非常に弱められる。

次に B-域 はその巾はせいぜい 40~50 km 程度と見做され、しかも非常に蛇行しており、かつ寒暖両水塊の混合区域であるから、この海域に沿う音波の長距離伝播は困難と思われる。

C-域 はその中央に大和堆及び春風堆を有し、その附近は音道が存在を危くしているのでこの海域はその伝播方向によつては大きな制限をうける。また同海域の南西部は水深が浅く鳥取県以南の山陰地方では距岸約 100 km の遠方までその音道が存在が認められないから、この種の伝播の利用は不可能である。また霧陵島附近の音速が異常に大きな区域に於ける音線の同一深度の水平方向の異常発散性は A-域 の場合と同様であり、更に既述の垂直方向の音陰も附加されるので益々複雑となる。

最後に D-域 は音道の存在範囲が 2000 m 以下の海底深度から日本沿岸の凡そ 500 m の深度迄であるから、その音道は海底のために大きな制限をうけ、特に新潟より秋田南部沖では海底傾斜がゆるやかなため音道は同海域に於ては距岸約 40 km の遠方に存在する、能登半島以南、鳥取地方に至る間もまた前者とほぼ同程度の距岸距離を有する。音道の接岸距離が 10 km 以内にある地点は青森県釧作崎 (Henashi Saki) 附近だけである。また富山湾並びに新潟南部海岸より深度 500 m に至る距離は屢々数 km 以内に存在するが、これらは能登半島並びに佐渡の地形的関係から或る方向より来る音線は遮断される可能性がある。従つて日本海の日本列島側の SOFAR の利用範囲は非常な制限を受けている。

次に音源が A-域 の音道内にあつてそこから B, C, D-域 を経て日本列島側に伝播する音線の経路を考える。この時音線の垂直方向の扱ひはその音道の厚さによつて決まるので、この場合は正常発散であり、Table 3 及び Fig. 12 から解かる様に、音線は A-域 より B, C-域 へ入る時は各音道の外へ出て了う音線はないが、C-域 から D-域 へ入る時は、その音道の厚さは前者は前者の $\frac{1}{2}$ であるから C-域 の音線は凡て D-域 の音道へは入り切れず、深度 50 m から約 215 m 迄のもの及び 1000 m から 2400 m の間の音線は悉く音道外に散逸することになる。これは D-域 の海底深度として 1000 m をとつた場合であるが、更に日本本土側に近づくとつてそれより次第に浅くなつて来るのでそれらの音線の音道外へ散逸する量は益々多くなる。

次に此の場合音線が斜に A-域 から B-域 に小さい角度で入つた時には、50 m 層に於ける水平臨界角は $9^{\circ}24'$ となるから、この角度内のものが北方に曲げられる。同様にして日本海を横断する迄には約 16° 北方に曲げられる事になる。

それ以深並びにそれらの伝播効果は前述と同様である。然し乍ら日本海には水平方向の音線の強い収斂区域が起らぬのはその水平方向の音速が北から南へ下るにつれて単調に大きくなっているその分布状態から理

解される。

また本海区には既述の No. 12 の如き異様な音速分布をもつ広い区域が存在しないし、日本海の形状は円弧をなし、かつ狭い海であるから若し同様の音速分布でしかもその横断面積が大きいと当然現われる大規模な音陰は発達しない。

最後に音道伝播以外の局所音道伝播効果を考える。音源が音道以外の点にある時、その中音響測深の場合のように殆ど鉛直に上、下する音波の経路は殆ど直線と見做されるので問題は無いが、一般に音波の直接伝播距離は 2000 m の深度で 20 km 以下であると云われている。¹⁰⁾

今日本海の各海域について深度 10 m から水平に波長の長い音波を放射した場合の反射に依らず直接に音波が到達しうる水平距離を算出すると A 及び B-域では共に約 14 km, C-域では約 11 km, D-域では約 4.5 km となつてゐる。この場合の音速の水平勾配は概ね垂直勾配の 1000 分の 1 以下であるから水平方向の変化は殆ど考慮しなくとも良いと思われる。それ故指向性をもつ音源より出る音線は最初の方位角を保持し乍ら伝播しうが、その音線は最初の伏角を保持し得ないからそれらは海底と表面へ交互に反射を繰返す。従つて局所伝播に於ては直接波よりも反射波によるものの方が多くなるから垂直音速勾配と共にその海底の性状、形態等は特に重要な意義を有する。

音速による日本海の水塊

現在海洋の水塊分析に普通用いられているものは T-S ダイアグラムであつて更に水温、塩分、密度その他の各単独の分布状態も水塊の推定に併用されている。然し乍ら前者は多数の測点の垂直分布を同時に比較し得ない不便があり、後者はそれら各要素の示す分布状態が必ずしも一致しない欠点がある。

元来同じ水塊に属するものはその海水の温度、塩分その他の物理化学的性状の変化量が極めて小さく、異つた水塊ではその変化量が大いとしてその水塊を特徴づけているが、実際には両者の混合も起りその変化の程度如何が問題となる。従つて温度 T 、塩分 S 、圧力 P で変化する所の音速もまたそれらの総合効果として水塊の性質を示す事が予想される。

音速 V は海水の密度を ρ 、その真圧縮率を K 、その定圧、定容両比熱の比を γ とすれば $V = \sqrt{\frac{\gamma}{\rho K}}$ で表わされる。 ρ 、 K 、 γ は共に T 、 S 、 P の函数であり、かつ P は深さ z で置きかえられるから

$$V = f_1(T) + f_2(S) + f_3(z) + f_4(T, S, z) \quad \cdots (14)$$

と書き直される。上式の後々の項は他に比して小さいから省略できる。また T が 5°C 以下、並びに塩分 34～

35 ‰ 程度、深度 3000 m 以下に対しては (14) は近似的に次の様になる。即ち

$$V = 1400.0 + 4.4 T + 1.3 S + 0.018 z \quad \cdots (15)$$

ここに V の単位は m/sec, T は $^\circ\text{C}$, S は ‰, z は m で水面より下方に計る。従つて音速の変化量 δV は T 、 S 、 z の変化量を夫々 δT 、 δS 、 δz とすれば、

$$\delta V = 4.4 \delta T + 1.3 \delta S + 0.018 \delta z \quad \cdots (16)$$

即ち δT 、 δS 、 δz の各々の増減は夫々 δV の増減をもたらす。従つて同一深度に於て塩分が増しても温度が低下すれば音速は変化しない事はあるが、その割合は温度 0.3°C の低下に対して塩分の増加が 1 ‰ の程度である。温度と塩分とが共に増加するか共に減少する場合は、それらは互に強め合つて音速の増減は益々大きくなる。この点は同じく温度、塩分の函数であるが密度とは性質を異にし音速が水塊分析に有効な一つの根拠を提供する。圧力による音速変化は水塊に関係しないとみてよい。

T-S ダイアグラムに於ては異水塊の判定条件としてある一定の基準量を設定し得ないが、今かりに深度 100 m, 水平距離が数十 km にある 2 点の水温差が 3°C 塩分差が 1 ‰ の時には少くとも異水塊と判定出来るとすると、その時の δV は δT 、 δS が共に正の時は 14.5 m/sec となり、 δT が正 δS が負の時は 11.9 m/sec となるので、音速差がこの程度に達すれば異水塊堆定の指標として用いうる。但し T-S ダイアグラムで温度 1°C 、塩分 1 ‰ 以内の差でも異水塊と見做される場合があるとすれば、これに相当する音速差は毎秒数 m となる。また垂直方向の変化は (16) の深さの効果を考慮して同様に考察する。

次に音速が最小値をとる深度の意義を考える、即ちその深度に於ては音速勾配が 0 であるから (14) を z で微分して

$$\frac{dV}{dz} = f_1 T \frac{dT}{dz} + f_2 S \frac{dS}{dz} + f_3 z + f_4 \frac{dz}{dz} \quad \cdots (17)$$

(17) の最後の項は他に比し小さいから省略し、かつ $f_1 T = a$, $f_2 S = b$, $f_3 z = c$ とおくと

$$\frac{dV}{dz} = \frac{d}{dz} (aT + bS) + c = 0 \quad \cdots (18)$$

即ち音速最小となる層に於ては音速変化の各係数を乗じた温度と塩分の和の垂直勾配が音速の深度勾配と平衡を保っている。また (15) から

$$\frac{d^2 V}{dz^2} = \frac{d^2}{dz^2} (4.4 T + 1.3 S) \quad \cdots (19)$$

従つて

$$\frac{d^2 V}{dz^2} = 0 \quad \cdots (20)$$

なる層では

$$\frac{d^2(4.4T+1.3S)}{dz^2} = 0 \quad \dots\dots\dots(21)$$

T と S とは独立量であるから (21) から同時に

$$\frac{d^2T}{dz^2} = 0 \quad \text{及び} \quad \frac{d^2S}{dz^2} = 0 \quad \dots\dots(22)$$

それ故音速垂直分布の変曲点は温度及び塩分何れもの垂直分布の変曲点に相当する。換言すれば2つの異水塊を分つ飛躍層の位置を示す。さて日本海に於ては音速は Table 2 の観測式で示されるような垂直分布をなす故、 A_{100} 域を除き真の音速最小値の位置は直線と曲線との分岐点でなく曲線部に属している。しかし音速勾配の変化は観測式の示すように分岐点を境としてその符号が逆向きになっているので音速の変曲点は音速最小層の極く僅か下方に存在し、直線部の頂点に位置するものと思われる。但し A_{100} 域に於ては音速最小値は直線部と曲線部の分岐点に一致し変曲点は存在しない。

いま状態を定常とし流速を U 、混合係数を K にて表わし流水の方向に x 軸を垂直下方に z 軸をとると、

$$\frac{U\partial(4.4T+1.3S)}{\partial x} = K\frac{\partial^2(4.4T+1.3S)}{\partial z^2} \dots\dots(23)$$

従つて音速垂直分布の変曲点では $U \neq 0$ とすれば

$$\frac{\partial(4.4T+1.3S)}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\dots(24)$$

即ち変曲点を連ねた面上に於ては（この面の曲率が小さいから） $4.4T+1.3S$ の値は一定である。換言すればそれは等塩分～等温度面の一つである。

いま日本海に於ける音速垂直分布の変曲点附近を示す音速最小層の $(4.4T+1.3S)$ の値を求めると Table 5 の如くで深度に無関係にその値は 45.7～46.3 である。

Table 5. Values of $(4.4T+1.3S)$ at the depths of the minimum sound velocity in the Japan Sea.

Region	$4.4T+1.3S$
A_{75}	45.870
A_{100}	46.099
A_{150}	46.002
B_{200}	46.398
C_{300}	46.099
D_{400}	45.900
D_{500}	45.699

またこれは変曲点をもたない A_{100} 域の音速最小層に於ても同様の値をもつ。

以上の諸点から推定すると A_{100} 域は日本海固有の水塊のみより成り、他の区域に於ては $(4.4T+1.3S)$ の垂直分布の変曲点をつらねた面或は近似的に音速最

小層はその下部に横たわっている日本海固有水塊の上限を示すものと考えられる。

ここに興味あるのは釧路島南部の音波異常伝播区域であつてこの部分の音速垂直分布曲線には Fig. 13 で示すように変曲点が深度約 200 m 附近と音速最小層附近との2箇所にある。従つてこの海域には上、中、下と3種の水塊が予想される。そして音波はこの中層によつて上下方に屈折されそこに音陰を生ずると考えられる。

次に従来日本海の水塊として既に諸家によつて行われた研究結果と音速法による水塊とを比較して見る。

まず日本海の対馬及びリマン暖寒両水塊によつて作られる不連続線の位置形状は前述の Fig. 6 に示す B-域の帯状部分、或は Fig. 7 の音速最小値を示す凡そ 1450 m/sec の走路と極めて良く一致する。従つて前述の理由から帯状部分を不連続線の位置と見做しうる。

また対馬海流が対馬に至り、東西両水道に分かれて日本海に入つた後の両者の性質並びにその流過経路は知られているが、これは上述の音速法では東水道系のものは D-域 西水道系のものは C-域 を流過するものに相当する。

また日本海は表、中、深の各層水に分けられ、リマン海流域では中層水を欠くと云われているが、音速法でも音速垂直分布からそれが容易に認められる。

而して中層水は表層水の下部から 200 乃至 250 m 層までと云われているが、音速法では中層水は表層水の下部から音速最小層附近の音速変曲点までと思われる。但し須田博士¹¹⁾に依る 1000 m 以深の底層水に相当するものは観測資料が 1200 m 層までしか無い事にも依るが、たとえ資料があつたとしても塩分が殆ど一定で水温上昇が深さ 100 m につき 0.01°C にも満たない日本海のような海では圧力効果の方が数十倍の大きに達するから音速法では区別する事は出来ない。従つて音速法による日本海の水塊は B-域 を境として北部はリマン海流系、南部は対馬海流系よりなり対馬海流系水塊の下部には日本海固有水塊が海底から音速最小層に近い音速変曲点まで拡がっている。この固有水塊はリマン海流系水塊と同一であると思われる。また音速垂直分布の変曲点を持たない A_{100} 域は単一水塊よりなると推定されるから日本海固有水塊の涌昇区域を暗示するものと思われる。

最近大洋に於て垂直方向の音速自記測定器が例えば R. K. Brown (1954) 等によつて使用されるようになって来たので音速に依る水塊分析は将来有望である。

Summary

Based on the oceanographical survey of

the Japan Sea carried out by the TOYAMAMARU of the Hydrographic Bureau of the Japan from June 28 to Sept. 1, 1943, the author studied the sound channel structure of the Japan Sea with special regard to the distribution of sound velocity and bottom topography of the sea. The main results obtained are as follows:

(1) In the Japan Sea, a sound channel exists in its greater part except in shallow regions which are above 100~150 m isobath along the continent and above 500 m isobath along the Japanese Islands. If we take the top of a sound channel at the depth of 50 m below the sea surface, its bottom comes nearly to the depth between 370 m and 2400 m below the surface. With respect to the depth of a sound channel axis, the Japan Sea may be divided into four regions, A, B, C and D (Fig. 6).

(2) Bottom topography such as ridge and bank will cut off a part of sound channel. In the C-region where large banks such as YAMATO and SHUN-PU develop, SOFAR effects are greatly limited along certain directions.

(3) On account of the differences in the depth of a sound channel axis and bottom topography, the use of the sound transmission through a sound channel is more favorable along the continent than along the Japanese Islands.

(4) Anomalous horizontal transmission of sound is expected in B-region where the horizontal gradient of sound velocity is steep, and also around some isolated circular zones of abnormal distribution of sound velocity in other regions.

(5) In the Japan Sea, although the velocity of horizontal transmission of sound above a certain depth increases from the continental shore to the Japanese coast, the horizontal gradient of sound velocity and the dimension of the sea are not sufficient to develop a large scale shadow zone. Moreover, owing to the lack of minimum zone of horizontal velocity of transmission, no large scale zone of convergence of sound waves appears in this sea.

(6) In an area south of Ullung Island, an abnormal vertical transmission of sound is expected to appear. This tendency is also expected to take place at a locality off

Akita, Northern Japan.

In connection with the above mentioned investigation, the distribution of sound velocity was used for the water mass analysis of the Japan Sea and the following results were obtained.

(7) Sound velocity in the sea is a function of temperature, salinity and pressure and it increases with temperature and salinity. Hence we can separate different water masses by the mode of changes of sound velocity through them.

(8) Sound velocity in the sea is expressed by a formula such as

$$v = 1400.0 + 4.4 T + 1.3 S + 0.018 z$$

$T < 5^\circ\text{C}$, $S \div 34 \sim 35 \text{‰}$, $z < 3000 \text{ m}$, where v is sound velocity in m/sec, T is temperature in $^\circ\text{C}$, S is salinity in ‰ and z is depth in meters. At the point where

$$\frac{d^2 v}{dz^2} = 0$$

$$\text{we get } \frac{d^2 [4.4 T + 1.3 S]}{dz^2} = 0$$

$$\text{or } \frac{d^2 T}{dz^2} = 0 \text{ and } \frac{d^2 S}{dz^2} = 0 \text{ simultaneously.}$$

Thus the inflexion point of vertical distribution of sound velocity corresponds to that of vertical distribution of both temperature and salinity, in other words it represents the position of so-called "Sprungschicht" which separates two different water masses. In the Japan Sea, the point of inflexion lies just below the point of minimum sound velocity along any vertical, except in the A_{100} region where no inflexion point is seen, and is at the top of the region where vertical change of velocity is linear. Evidently the latter region represents an uniform water mass, because temperature and salinity is constant within it.

(9) Considering the equation of mixing, we can deduce that the horizontal gradient of S and T or $(4.4 T + 1.3 S)$ vanishes at the point of inflexion, so that the surface through inflexion points represents one of isothermal-isohaline surfaces. It is the surface of separation of two water masses. Indeed in the Japan Sea, the values of $(4.4 T + 1.3 S)$ at inflexion points are nearly constant everywhere and take a value 45.7 ~ 46.4.

謝 辞

本研究に対し終始御懇篤なる御指導と御鞭撻とを給つた京都大学教授速水頌一郎博士並びに本学教授武貞良人博士に心から感謝の意を捧げます。また観測資料の供与並びに御助言を忝うした水路部長須田皖次博士及び前海象課長故中宮光俊氏に対し心から謝辞を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) M. Ewing and J. L. Worzel: Long Range Sound Transmission, in the Ocean. Geol. Soc. Amer. Mem. 27. 1948.
- 2) E. Press and M. Ewing: A Theory of Microseisms with Geologic Applications. Trans. Amer. Geophys. Union. Vol. 29. 1948.
- 3) C. L. Pekeris: Theory of Propagation Explosive Sound in Shallow Water, in the Ocean. Geol. Soc. Amer. Mem. No. 27. 1948.
- 4) M. A. Biot: The Interaction of Rayleigh and Stoneley Waves in the Ocean Bottom. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 42. 1952.
- 5) I. Tolstoy and M. Ewing: The T Phase of Shallow-focus Earthquakes. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 40. 1950.
- 6) M. Ewing and F. Press: Further Study of the T Phase. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 42. 1952.
- 7) E. R. Anderson: Distribution of Sound Velocity in a Section of the Eastern North Pacific. Trans. Amer. Geophys. Union. Vol. 31. 1950.
- 8) R. S. Dietz and M. F. Sheehy: Transpacific Detection by Underwater Sound of *Myojin* Volcanic Explosions. Jour. Oceanogr. Soc. Jap. vol. 9. 1953.
- 9) M. Ōuti: Computation of the Velocity of Sound in the Sea Water. Bull. Kyoto Gakugei. Univ. Ser. B. No. 3. 1953.
- 10) H. U. Sverdrup, M. W. Johnson, R. H. Fleming: The Oceans. 1949.
- 11) 須田皖次: 海洋科学 1943.
- 12) // : 日本海の底層水に就いて 海洋時報 第4巻 昭和7—8年.
- 13) 須田皖次・日高孝次・松平康男・倉茂英次郎・川崎英夫・久保時夫: 第3回 日本海主要部海洋観測調査報告 海洋時報 第4巻昭和7—8年
- 14) 宇田道隆: 海洋学 1943.
- 15) R. K. Brown: Measurement of the Velocity of Sound in the Ocean. Jour. Acous. Soc. Amer. Vol. 26. No. 1. 1954.