

資 料

550. 83:551. 24:551. 462(265. 4)

“Vityaz” 探險船の研究成果による日本海海底の構造について*

I. B. Andreeva & G. B. Udintsev

小 西 善 治 訳

序 論

最近海底地質学的研究には、反射・屈折波の研究に基づく地質・音響 (seismo acoustic) 調査方法が広く使用されている。このような波動は爆発物によつて起動され、水層および海底を構成する岩層中に侵入して伝播する。この種の波は、海底面、各層を分かつ内境界面にあたつて反射し、屈折する。調査技術・方法の発達が進むとともに、海底地質の研究は、沿海浅水地帯の油田の標準地震探査法の領域で行なわれた初期の調査研究から、海洋・太平洋の深海部分の調査研究へ移っている。現在では、地殻の構造、大西洋・インド洋および太平洋の軟質堆積物の厚さの分布に関する多くのデータがすでに集まっている。しかし大陸棚の移行帯における地殻の構造問題および海洋・大洋の底質・軟質堆積物の構造問題は、この種の海洋地質学的領域中で最も研究されていない問題として残されている。

地震・音響調査方法が、海洋地質学の発展に対して、大きな意義をもっているので、ソ連では、それが刺激となつて、全ソ音響学研究所の参加を求め、全ソ海洋学研究所で、この種の研究法と測定器具の研究とが進められた。1951年から測定器具の研究が開始され、黒海・カスピ海・太平洋で方法論的研究が進められた。1954年には海洋研究所が太平洋の北西部地区で“Vityaz”の第19回航海で、初めて大規模な地震・音響調査を実施した。比較的小規模のこの種の研究は、“Vityaz”号の第22回航海で太平洋で行なわれた。南極およびインド洋の調査はオビ号の第1回および第2回(探險)航海の際に行なわれた。

全ソ科学アカデミーの海洋研究所は、地震・音響研究と平行に、地質学的研究、とくに日本海底の地質的研究が実施された。海底の起伏は、音響測深器によつて行なうとともに、海底面の底質堆積物試料および深層(コアの型態)堆積物の試料を採取し、底質堆積物の初成物質を代表する懸濁部分の研究を実施した。この研究結果に基づいて測深(地形)図、海底堆積物分布図が編算されるとともに、それに第四紀の日本海地史の主要特質が記入されている。地形学的研究が進むにしたがつて、日本海底の造構造、日本海底の巨起伏型態およびそれに対応する構造(海底)と乾陸構造との結びつきが推定(第1近似値において)できるようになった。このようにして、大陸の潮水地域の縁端位置がかなり明白に補足されたので、大陸棚の移行帯の境界ならびにこの地帯の構造特性——日本海海盆の主要部分はこの地域内に存在する——が精確となつた。これと関連して日本海海盆底の軟質堆積物の厚さ、その下部の基盤岩層の起伏ならびに地殻の深所構造に関する知識が得られたのはきわめて興味がある。この種知識は1957年4月に行なわれたVityaz号の第24探險航海の際に得られた地震・音響研究の産物である。この種の研究のおもな結果は本論文に述べられている。

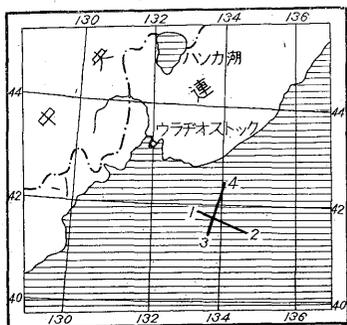
1. 研究の実施条件とその方法について

日本海海盆は、東部アジアの大陸棚の移行地帯に分布している。海盆の平坦(海)底は、深海成沈積物で覆われた限界平坦地域を代表し、海底沈積物の形成・発展には、懸濁(物質)表流と一層緩慢な恒常(懸濁)底流による堆積物の移動が大きな役割を演じている。北西部の海

* Андреева, И. Б., Г. Б. Удинцев: Строение дна японского моря по данным исследований экспедиции на “Витязе”, Известия, Академии наук СССР, Серия Геологическая, 10 Октября, 1958

盆地の平坦地域は、急傾斜階段で大陸棚に接するが、南東部は巨大な海底山脈結節を代表する大和海礁が発達し、2島弧、千島、カムチャッカ弧と琉球弧の終端部の交点を形成している。さらに南東部に進むと、日本海海盆は大陸棚の移行帯と同様に位置する日本島弧の山岳構築物体に境を接している。

海底の調査研究は、日本海海盆の西部平坦海底の2断面について行なわれた(第1図)。断



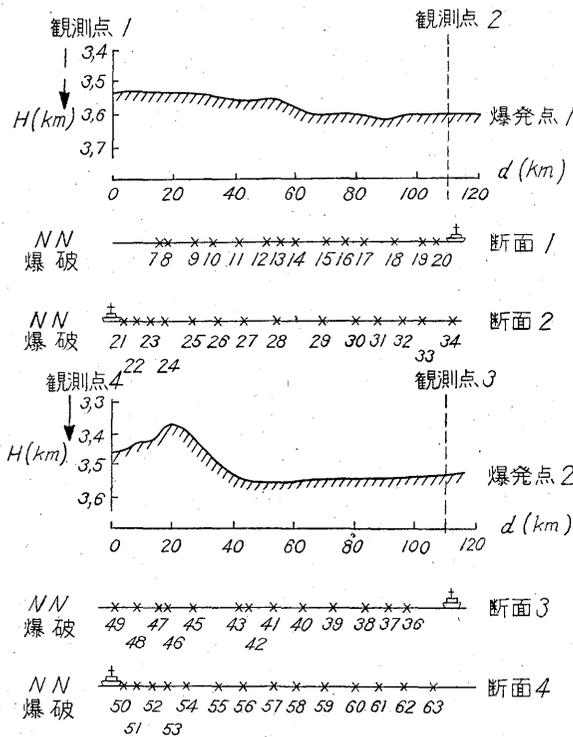
第1図 地震・音響法に基づく調査地域分布図

面は相互に90°の角度をなして分布し、大陸棚へ階段の走向には沿うとともに、これを切つて位置している。調査地域の深度オーダーは3,550mであつて、日本海海盆の平坦面地域に特徴的である。北部の第2調査地域では、造構性成因と考えられる小隆起地帯が存在するので、深度は3,300mに減少するのが認められた。

観測作業は2船を使用する、一般に用いられている方法によつた。1船は補助的の作業に従事し、各5~15km間隔に爆破作業を行なつた。第2船すなわち Vityaz 号は、観測開始地点または完了

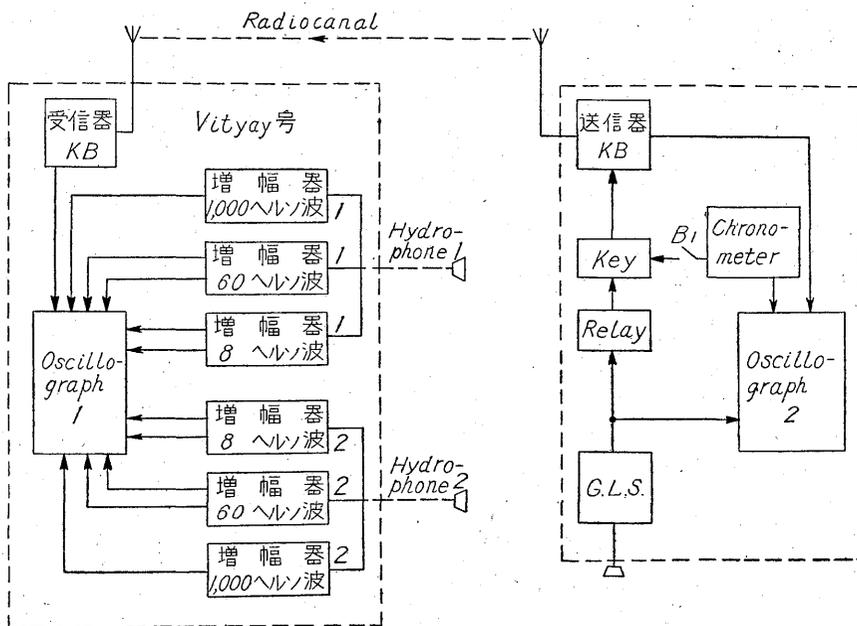
地点に投錨し、各爆破地点から伝わってくる音響信号を catch した。2測定断面については“Counter hodograph”データを求めるため、岩層の境界面の傾斜を決定するために、正と負の方向について行なつた。各測定断面の最大長は約110km(60哩)にとつた。

測定の作業時には、63回の爆破作業を行なつた。装薬量は距離により25kgから130kgに変えている。爆破点と受振点との距離は、爆破作業中に近似的に決定された。精確なデータは、直接波の受振時間の記録を整理して求められた。第2図には爆破の波の伝播状態と、海底の起伏(音響測深器によるデータ)とが示されてある。受振点では水力的測定を行なつた。この結果によれば、水面近くでは“音の通路”を生じることが明らかになつた。音波の速度を水面から水底にわたる全水層の垂直方向において平均化すると、次式により



第2図 1, 2観測点の海底の起伏と爆発点の位置を示す

$$c = \frac{H}{\int_0^H \frac{dh}{ch}} \quad (1)$$



第3図 爆破記録のブロック様式

1,477 m/secに相当する (H—海の深さ, ch—h 深度の音波の伝播速度)。

観測作業は好天気の日に行なわれ、波は1, 2等級を超えなかつた。

爆発の記録装置のブロック様式は第3図に示してある。爆破船の測定器械は爆破時の記録と、それを観測船の Vityaz 号に送信するのに使用された。

Vityaz 号では爆発の波は2個の識別 hydrophone で受振した。hydrophone の suspension 様式は, Raitt^{註1)}の論文に述べられている勧告にのつとつて研究され、弱信号の受信を確保することができた。

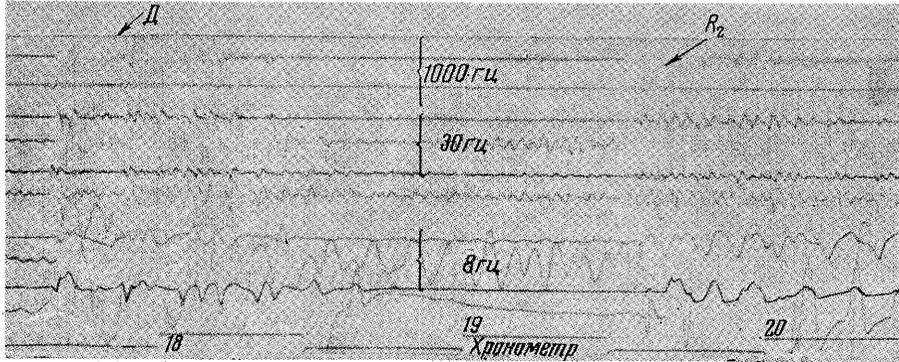
各 hydrophone の signal は、2個の識別増幅チャンネルで受振した。この増幅チャンネルは、3個の周波選択増幅器、高周波1,000±300ヘルツ波帯、中周波60±15ヘルツ波帯、3~12ヘルツ波の透過帯にあたる低周波帯からなっている。全増幅器の出力は、oscillograph に現われ、主要記録がとられる。

2. 音波の記録とその分布特性について

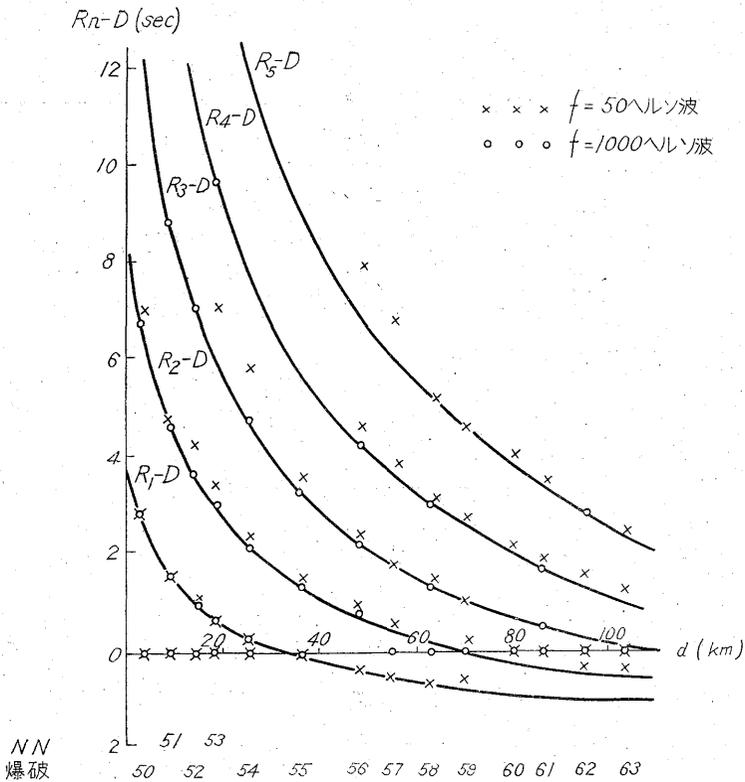
装薬量は、相当大きいので、海底から反射する直接波と signal との周波成分は数10 km の距離までは、實際上同一である (第4図)。したがつて、記録された signal の総成分から、直接波成分を pick up することは、本質的に困難である。記録の初期解析は、直接波および反射波の到達時間間隔の記録と対応計算値とをグラフによつて対比して行なつた。第5図には、例として第4図に示されてある地域断面との対比結果があげられてある。グラフの横軸には、爆発箇所までの距離、縦軸には直接波 (D) および反射波 (Rn) の理論到達時間値がとられてある。

各爆発点で実験的に求められた到達時間を総合すると、実験によつて求められた点と理論点とが事実上において完全に一致する唯一の可能な (到達) 位置がグラフ上でみいだされるであろう。したがつて、グラフを利用すれば、ほとんどあらゆる場合を通じてすべての波の到達時間を識別することができるようになる。

註1) Raitt, R. : Geophysical measurements. National Research Council Rancho Santa Fe Symposium of 21-23 June 1952. 1953



第4図 36爆発地点の直接波および反射波の記録



第5図 さまざまな周波数の反射波および反射波の到達状態を示す

このような手続完了後に、各爆発記録で求められたすべての波、すなわち直接波・反射波・屈折波の伝播時間の絶対値を算出した。No. 35, No. 44の2爆発地点では、測定装置が不整であったので、Vityaz号で記録されなかつたので、後処理から除かれた。第12爆発地点では、技術的原因により爆発の瞬間が記録されなかつたので、後処理が困難であった。爆発地点とhydrophoneの距離が近い場合には、反射波には明らかに高周波成分が含まれてくるので、周波成分値は直接波および反射波の到達時間差によつて決定した(爆発地点No. 17, 20, 24, 38~41地点)。この値の誤差は0.05秒以下である。他の5点の場合(No. 42と45~48地点)

には、距離は近似的に決定されたが、誤差はおそらく 0.5 秒に達することが考えられる。

爆発点—hydrophone の距離 d は、直接の伝播時間と音波(伝播)回路における速度 $c_0=1,450\text{km/sec}$ から算出された。

約 50~90 km の距離では、直接波は 1 回または 2 回の海底反射によつて発生し、いくらか早期に到達する反射波でマスクされる。これらの地域では、爆発—hydrophone 距離の profile は、反射波の高周波成分の到達時間によつて算出する。算出式は次のようである。

$$d=c\sqrt{R_n^2-\left(\frac{2nH_{cp}}{c}\right)^2}, \quad (2)$$

c —平均垂直速度 (第 1 式参照)

n —反射波の回数 (反射)

R_n —反射波の伝播時間

H_{cp} —与えられた地域の平均水深 (断面)

与えられた profile に対して、系統的に補正を加えると、計算精度は 0.05 秒オーダである。計算結果は第 1, 2 表 (印刷省略) に掲げられてある。

反射波の伝播にみられる特性は、中・低周波成分が高周波成分に比較して著しく遅れて到達することである。第 5 図にみられるように、高周波成分の到達時間は、音響測深深度から求められた理論値ときわめてよく一致している。一層低周波成分のおくれ (10 ヘルツ単位) は、この種の波が海底の表面層中に若干侵入 (penetration) することで解釈できるであろう。

反射波の伝播の特性は、1 回および 2 回反射波に対応する signal が、距離の増大に伴なつて弱化し、次で完全に消滅することである。この種の現象は、1 回反射波では、約 50 km (爆発点—hydrophone の距離)、2 回反射 signal では 90m で起る。これは海における音波の伝播理論によつて容易に説明がつけられる。

爆発点—hydrophone の距離が縮まると、反射 signal の極多重(観察)数 (multiple) が減少することに注意してみよう。この効果は、海底音波束の低入射角による反射係数の減少と関連性をもっているようである。この問題は以下でさらに詳しく検討する。

爆発点—hydrophone の距離が 60~70 km 以上の場合には、反射 signal の高周波成分は弱まり、次で完全に消滅する。まず第一に、この種現象は反射 signal が高多重性である場合に観察され、海底の表面では、高周波成分が著しく減衰することで容易に解明できるであろう。

屈折波は全爆発地点でほとんど記録された (ただし受振点と爆発地点との距離が 10 km から 110 km までの範囲内にある場合)。距離が近くなると屈折波は早期に到達した直接波によつてマスクされた。距離が遠くなると屈折波のシグナルはきわめて弱くなり、雑振動音により識別が難しくなる。最も明瞭なシグナルの極大値は、平均 40~50 km の距離で観察され、この距離での屈折波の総記録数は 10~15 回に達した。

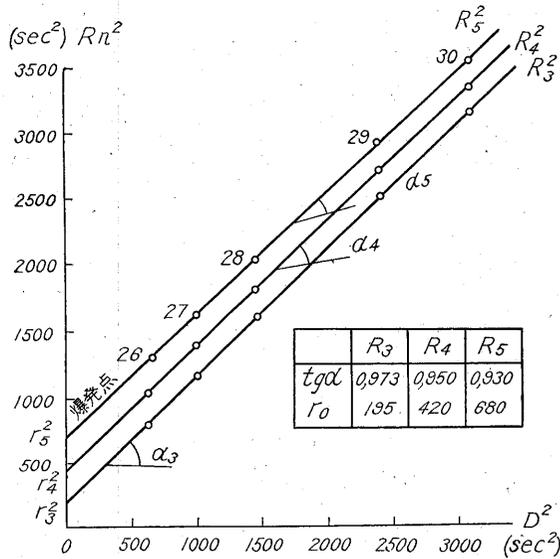
1, 2 地点での屈折波の伝播条件は、3, 4 爆発点より本質的に悪い点に留意すべきである。これは、大陸棚の縁辺部に沿つて走る断層転位帯に関連性があるようである。

3. 表面堆積層

水深が数 km のオーダでは、屈折法は表面層に関する信頼度における知識を与えない。これは距離が短いと、表面屈折波は直接波より遅れて到達するが、距離が遠くなると屈折波が一層深部層の境界面で屈折する波によつてマスクされるからである。本論では、海底堆積物の表面層の特性に関する主知識は、反射波の伝播に関するデータによつて求められた。

反射波のさまざまな周波成分を対比 (第 1 表, 省略) すると、波 (10 ヘルツ単位に相当する) の遅れ時間 (time lay) は反射の多重度が増し、爆発地点までの距離が近く——音束が高角度で海底に入射する——なれば、大きくなることを示している。

この種現象は遅れの原因として、音東の海底堆積物層への penetrate をあげる仮説と一致している。この場合には、海底の表面層の一定の深さに分布する、明確な反射境界面が存在しない



第6図 低周波成分の発生に基づく $R_n^2(D^2)$ の相関関係を示す。Profile (2)

ことを立証している。表面層における低周波数の音響エネルギーの復原 (recovery) 効果は、常に増大する密度によつて特徴づけられる、基盤上方層における爆発波の屈折現象と関連性があるようである。

penetrate 深度と基盤における爆発波の伝播速度との近似的(量的)評価は、反射波の平均周波成分の直線性を仮定することによつて行なえるであろう。

グラフ上に $R_n^2(D^2)$ の実験データ (第6図) を投影すれば、 r_n^2 断面について、基盤の音東 penetrate 深度

が決定できる。

$$H_1 = \frac{cr_n}{2n} - H \quad (3)$$

H—水深

c—水中における音波の平均垂直伝播速度

しかし傾斜角 α によれば、基盤層中における平均垂直伝播速度は次のようになる。

$$c_1 = \frac{c_0 H \sqrt{\text{tg}\alpha - cH}}{H_1} \quad (4)$$

c_0 —音波伝播回路 (チャンネル) における音速

この計算はさまざまな地域について行なわれ、その結果は第3表に掲げられてある。

第 3 表

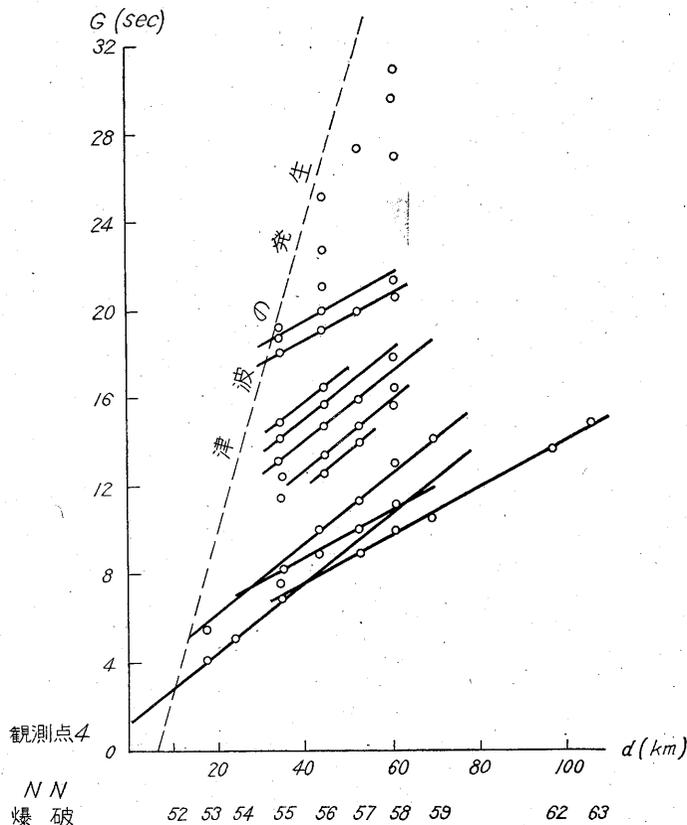
爆発地域	平均入射角 (°)	深度 H_1 (m)	H_1 底質層における平均伝播速度 (km/sec)	臨界角度 (°)	H_1 層下の音波の伝播速度 (km/sec)
2-1 東部地域	68	~0	1.5	54	1.9
	62	170	1.9		
	56	270	1.9		
1-2 西部地域	68	~0	1.5	51	2.0
	62	260	1.7		
	57	350	1.8		
4-3 南部地域	62	~0	1.5	50	2.1
	54	260	1.9		
	48	630	1.8		
3-4 北部地域	64	490	1.5	50	2.3
	53	650	1.2		

水深が深くなると、規則通りに、水層中における音響の平均垂直伝播速度が増加し、水深 200~300m では 1.8~1.9 km/sec 値に達する。海底面では、基盤の音波伝播速度は海底附近の水層中における音波速(1.5 km/sec)とあまり変わらない。平均音波伝播速度の最大値は、音響測深によって、小隆起地帯が明らかにされた第 4 爆発地点の北部域で記録された。

海底の表層の知識を求めめるために利用された反射(爆発)波の伝播に関する第 2 の特性は、爆発—hydrophone 間の距離と、反射波——10 ヘルツ波——の極大観察回数との間にみられる相関関係である。

求められたデータを研究すると、反射波の極大観察回数は、爆発との距離と無関係に、海底における音波の入射角とはほぼ同一の大きさを示すようである。すなわち入射角の値が小さくなると、反射 signal はあらゆる profile にわたって實際上観察されない。音響伝播理論によれば 2 媒質の境界面における音波の入射角が、一定の値(いわゆる臨界角)より小さな場合には、反射係数の著しい減少が現われることがよく知られている。臨界角の値は、媒質界面の両側面における音波の伝播速度の比率によって決定される。Katz と Ewing 註 2) とは、被観察極小入射角と臨界角とを等値とおいて、反射(媒質)界面下の層の音速を決定した。この方法によって、堆積層表面における反射(爆発)波の最大入射領域を特徴づける c' 音波速度を算出する可能性ができた。算出結果は第 3 表の終りの 2 欄に掲げられてある。

c_1 と c'_1 との値に著しい差異が認められないことは、明瞭な反射界面が堆積層の表面に存在しないことを裏づける 1 材料である。このような場合には、音波の速度値に jump up 現象が現われるのが特徴となつている。



第 7 図 Profile 4 の屈折波の発生状態を示す

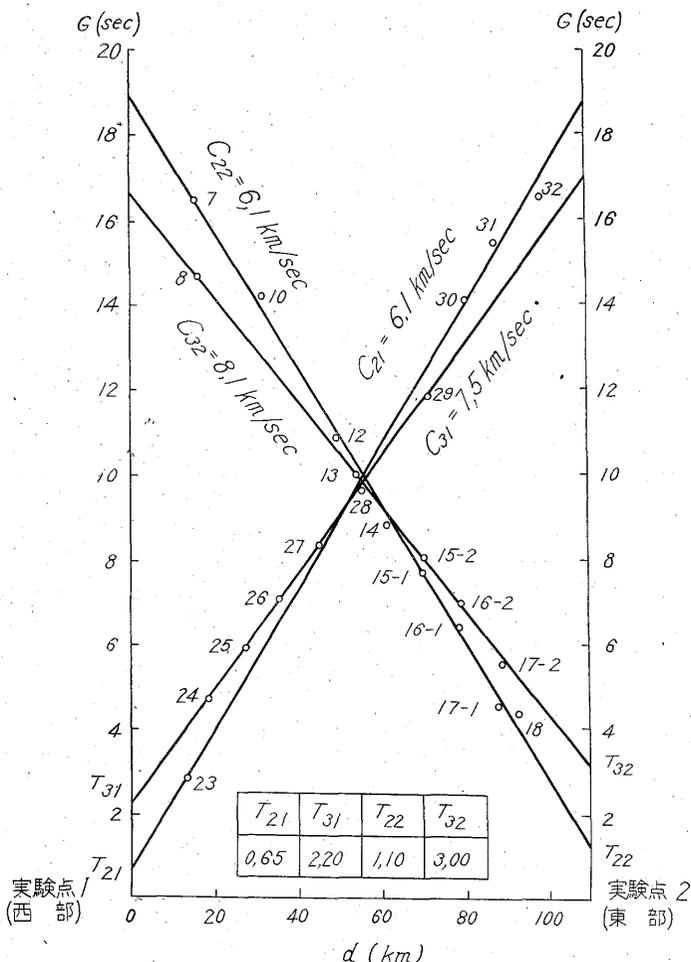
註 2) Katz, S. & Ewing, M. : Seismic-refraction measurements in the Atlantic ocean, p. 8. Atlantic ocean basin west of Bermuda. Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 67, No. 4, 1956

4. 地殻の深部層

地殻の深部層の知識は、殻層の界面に沿って分布する屈折波の記録を解析して求められるであろう。記録処理の主要方向は屈折波の走時曲線図(hodograph)を作成し研究することにある。

第7図には profile 4 で記録された屈折波の走時曲線図が示されてある。類似の走時曲線図は全 profile にわたって作成された。点線で示された斜線は、津波のような波立現象発生に対応する。profile の末端部で屈折波がほとんどみられないのは、特徴的な現象でなく、著しい悪天候によるものである。

全 profile における屈折波の第1回および(部分的には)第2回の到達状態を利用して、本質的に異なる速度をもつ2層を区別することができた。次に発生状態の相関関係を求めて、波の発生時間ばかりでなく、その型態を知ることができた。下部層の境界面で屈折した主要周波数は、全 profile にわたって4~5ヘルツ範囲内である。2観測層の上方界面に沿って発生した signal の周波数は若干高く、5.5~6.5ヘルツである。この周波数差は Officer^{註3)} の発展させた学説と質的に対応している。



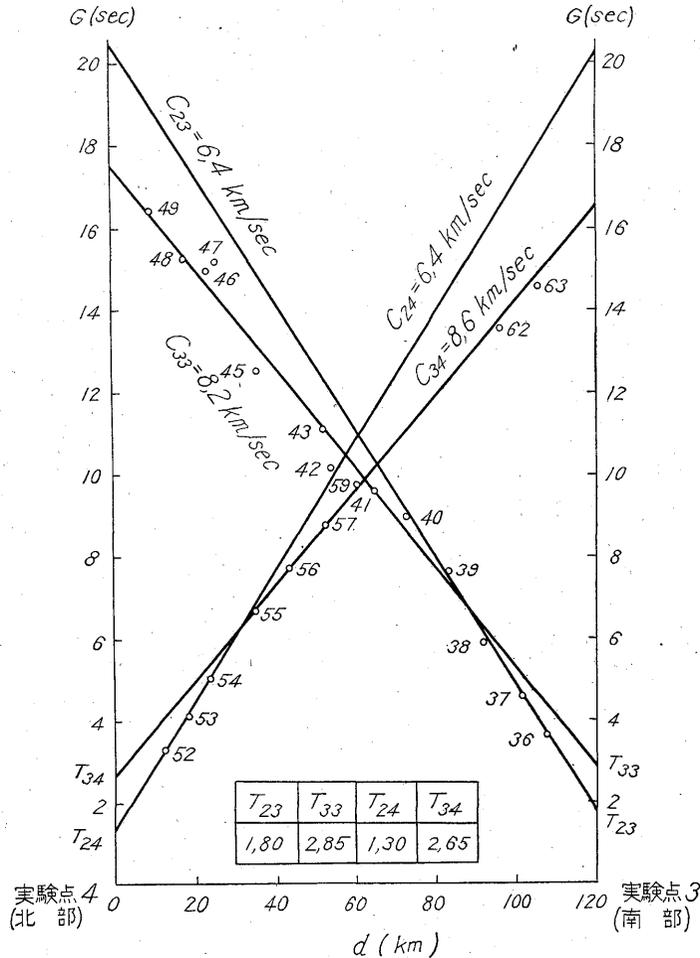
第8図 Profile 1, 2

註3) Officer, C. : Seismic-refraction measurements in the Atlantic ocean, p. 4 Bermuda, Bermuda rise and Nares basin, Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 63, No. 8, 1952

全 profile について作成した走時曲線を検討すると、識別された層の上方は海底面層の下部に存在し、さらに1層（この層からくる屈折波は認められない）が分布していることを物語っている。すなわち屈折波は水の厚さ（水深）が3.5 km であるから、人工津波に遅れて発生するが、海底上方層における音波の速度は小さい（2 km/sec）。そのほかに、この境界面では、速度の顕著な jump up 現象が起らないので、屈折波の signal は著しく弱まり、消去される。ほとんど各爆発ごとに、第1回に到達した屈折波以外に、一層遅れて到達した波が多数記録された。この種の波の総和は、第1回に到達した波に対して一定の時間遅れて到来する波群を形成する。この種波群は、海底および水面上にあつて、1回ないし2回の反射運動を受けた屈折波の到来と関連性をもっているようである。各波群に若干の平行線がみられるのは、層界面の傾きに差異があるためであろう。

屈折波の走時曲線図 (hodograph) は、海底の堆積層の分布深度とこの種層中における限界速度値を計算するためのデータとして役立つ。計算は Ewing^{註4)} らの論文に記載されている一般に採用されている方法によつて行なつた。

第8図および第9図には、2つの断面について作成された走時曲線が掲げられてある。層界

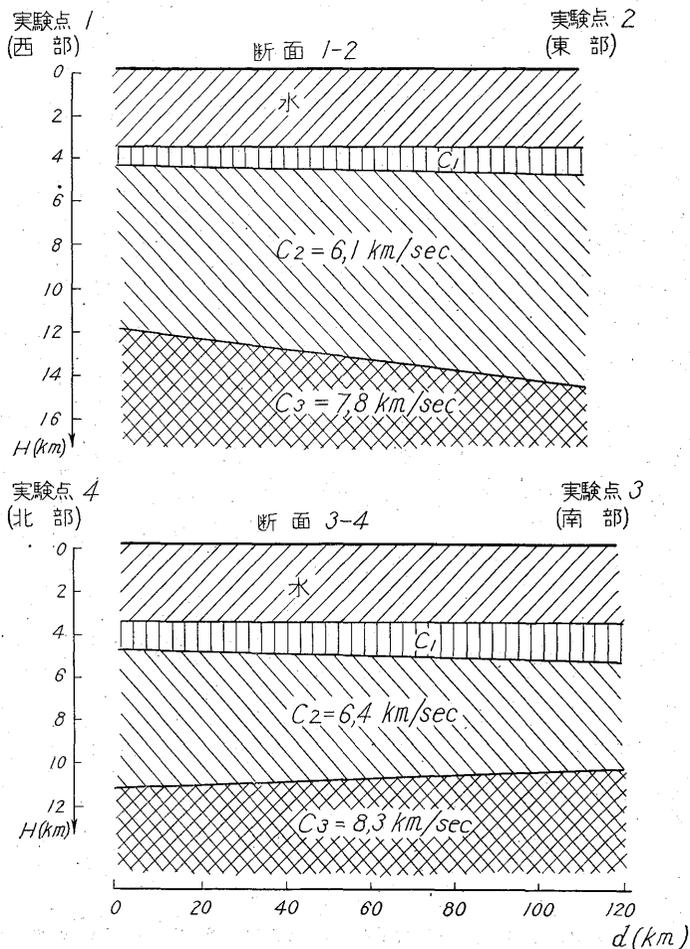


第9図 Profile 3, 4

註4) Ewing, M., Woollard, G. & Vine, A. : Geophysical investigation in the emerged and submerged Atlantic coastal plain, p. III. Barnegat Bay, New Jersey section. Bull. Geol. Soc. Am., No. 2, Vol. 50, 1939

面の見掛速度値は、直接図面上に示されてあるが、見掛速度線でG軸を intercept するT線分線も掲げられてある。計算にあつては、堆積層の表面層を伝播する音波の限界速度は20 km/sec——反射波のデータを解析して決定された——に相当するものとしてとられた。この値の決定誤差が10%であるとすると、他層の速度決定誤差は1%以下となるが、分布(賦存)深度の決定誤差は、上方層の厚さの10%になる。計算データによると、脆弱な底質堆積物の下部に存在する地層の上方界面はきわめて僅か傾斜し、限界速度は1, 2断面では 6.1 km/sec, 3, 4断面では 6.4 km/sec である。求められた速度値の差異は一般的な実験誤差の結果によるものであり、また計算の際にとりあげられた模式的地質的条件と実際の地質条件とが一致しないためである。3層中を伝播する音波の限界速度値は1, 2断面では 7.8 km/sec, 3, 4断面では 8.3 km/sec である。

第10図には上述の解析に基づいて作成された地殻の断面が示されてある。上部層は脆弱な底質堆積層であつて、その厚さは2と3実験点では1.5~1.7 km, 1と4実験点では1.0~1.2 km である。脆弱堆積層の下方には、音波の速度が約 6.2 km/sec で特徴づけられる玄武岩層が存在する。玄武岩層の厚さは1, 3実験点では 6~7 km, 2, 4実験点では 7~8 km である。玄武岩層の下部には、音波の伝播速度が 8 km/sec オーダで特徴づけられる岩層が分布している。したがつて第2層と第3層との境界面は、モホロヴィッチ層と等置できる。このモホロヴィッチ層の下部には、基底の橄欖岩層が存在する。本研究地域では、モホロヴィッチ



第10図 地震・音響調査データによる海底断面

層の分布深度は海面下 11~13 km に近く、南東方向に約 2° の角度で傾いている。

このようなモホロヴィッチ層の浅所分布は、地殻の海洋地域にみられる固有の現象であつて、まず第一に太平洋海域の大部分の地域にみられる。したがつて日本海海盆は構造的には太平洋底に近く、おそらくは太平洋底の遺体とみなすべきである。このような観点は、沿乾陸地域の地質学および地球物理学的データを基にして Kropotokin がすでに述べている。この観点はその後 Muratov によつて支持されている。日本海海盆で明らかにされたモホロヴィッチ層が日本列島側で低下するのは、日本海南部で地殻が厚化する事実がみられることを裏づけるとともに、浅発地震の地震波の伝播を研究した日本地震学者のデータとも一致している。このデータによれば、本州および対馬海峡のモホロヴィッチ層の分布深度は 40 km を超えている。日本島弧と関連性のある地殻の厚化は、このようにして日本海海底下に拡がる海洋殻の遺体地域と、他の海洋底地域とを分つている。

日本海地殻の深所地震探査は、太平洋底とアジア大陸との間に存在する移行帯のさまざまな地域の構造対比に対する興味あるデータを与える。深所地震探査データ中で現在比較できるものは、目下のところフィリピン海溝、フィジー島、トンガ島地域である。しかし若干の他の海溝では、表面（地震）波の伝播に関するデータによつて地殻構造を研究したデータがある。これらの諸研究によれば、太平洋西縁の移行帯の海溝地域では、地殻の厚さ 6~12 km オーダをもち、太平洋構造で特徴づけられる。しかし地球物理学で L_g 波と名づけられている表面地震波は、このような海溝地域では、太平洋地域と同様に伝播しない。個々の海溝地域間に位置する移行帯では、相当に顕著な地形学的差異がみられることが知られている。例えば、フィリピン海溝およびソロン海溝では、海底面は block 造構造で著しく擾乱されているのが特徴となつている。しかしベーリング海溝では、きわめて平坦な海底面を形成している。このように、海底構造が相似しているが、地形学的相違が存在することは、このような相違の原因が当然問題となつてくる。

そこでまず第一に地形学的相違が造構造原因によるものであるか、ベーリング海・オホーツク海・日本海・東支那海の深海地域には水平に分布する堆積層——擾乱されていない——が存在するかどうかの問題となる。しかし日本海海溝にみられる脆弱堆積物の層厚変化に関するデータと上述 4 海盆の音響測深器で求められた底質堆積物層状性特性とは、海底の脆弱堆積物が初成地形（構造）の低地部分を充填していることを物語っている。この場合、堆積層の厚さは、著しく変化を蒙り、複雑な初成海底地形を構成する基盤岩石面に堆積物が沈積して、平坦化されたことを立証している。移行帯のさまざまな海溝地形に関する全データと海洋底の海溝地形に関するデータとを比較すると、ブロック地形の形成を伴う移行帯——海溝底——の基盤岩石面の造構造擾乱傾向——海洋底の海溝地形よりも比較できないほどはるかに複雑な容貌を示す——を指摘することができ。したがつて 2, 3 の移行帯海溝地域にみられる平坦化特性は、造構造条件によるものでなく、初成造構造地形の低地部分の盛んな（充填）埋伏を誘導した堆積物の沈積結果によるものである。

したがつて移行帯の海溝底の起伏（地形）の発達には、2 過程の活動を反映していることが考えられる。海底の造構造擾乱は海洋底の起伏に比較して、起伏の錯雑化を導く。しかし堆積物の沈積は、初成造構造起伏の凹所を埋伏し、平坦化する。この過程における島弧の生成——移行帯の海溝地域と他の海洋地域（空間）とを隔てる——は、初成地形の沈積・平坦化作用の速度を促進する。この平坦化作用で重要な役割を占めるのは、懸濁流および恒常懸濁運動の形をとる堆積物質の沿底移動である。この種の運動は、堆積物のきわめて不均一な沈積を誘起し、凹所の迅速埋伏を伴う。海洋と島弧域とを分かつ移行帯の海溝は、大陸側から供給される主堆積物塊を押し止する巨大な沈積槽の役割を演じている。

移行帯の各海溝地域間にみられる現在の地形の相違は、移行帯環のさまざまな発達階梯の標識としてみなされるべきである。例えば、複雑な block 状に開析されているフィリピン海溝、

ソロモン海溝およびフィジー海溝では、幼年期の移行帯に属し、北支那海・日本海およびペーリング海溝は、一層晩期の発達階段に入れられる。とくに北支那海海溝は規模が小さく、平坦化された海底をもち、2次階段海溝 (echelon) に存在し、移行帯の最老化環の一つに位置している。この地帯内では、海洋型地殻の大陸型地殻への変形は、とくに遠い地質時代におし進められた。

結 論

1) 日本海海溝の西部の平坦海面下には、音波の伝播速度の異なる3層が明らかにされている。

2) 表面層の上部は深所から音波の速度が緩徐に増大することで特徴づけられる。この層の最上部では、音響の伝播速度は、水中の音速に近づき、約1.5 km/secである。200~400m深所では、音響速度は2~2.2 km/secに増大する。上部が脆弱で下部がcompactとなる底質堆積物と、このような音響速度とが同定されると仮定しよう。この場合には堆積層の厚さは、南東部に向かって肥大し、約1 kmから1.5 kmに変わる。北部地域では、堆積層の表面層の音響速度が若干増大するのは、固化 (基盤) 堆積岩が露出していることと関連性があるようである。この種岩石は海底地形としては、小海底隆起礁を形成している。

3) 堆積岩の基底層では、音響の伝播速度は約6.2 km/secである。その厚さは南東部に向かって肥大し、近似的には6.5 kmから7.5 kmに変わる。このような速度は、仮りに地震学的に玄武岩と名づけられている岩石類と関連性がある。玄武岩層の表面に近い位置は、海洋領域に特徴的であるが、大陸領域では、この種岩層は著しく深所に分布する。

南東部に向かって玄武岩層が肥大するのは、日本島弧および大和浅堆を構成する岩層の基底部分と関連性がある。

4) 最下部層は8 km/sec オーダの音響伝播速度で特徴づけられる。この層 (第3層) の上部界面はモホロヴィッチ層に対応する。この種の音響速度をもつ岩石類は、ultrabasil または橄欖岩石質基底と名づけられている。

5) この地域のモホロヴィッチ層は、海洋面から約12 kmの深所に分布し、玄武岩層の厚さの肥大と関連して、南東方向に約2°の角度で傾いている。

6) モホロヴィッチ層が浅所に位置——玄武岩層の表面に近い——することは、海洋地域の特徴である。すなわち日本海海溝はフィリピン海溝および太平洋の西部縁辺地帯にみられる移行帯の他の海溝に近い。これらの海溝は大陸棚における移行帯の一定の発達段階を反映し、単一の (成因) 構造系列を代表することが考えられる。

日本海海溝底の複雑な初成造構起伏 (地形) は、堆積層の沈積によつて平坦化されている。