

北部九州・響灘付近における音波探査の成果について

—海底地質調査技術の研究 その1—

細野 武男* 古川俊太郎** 坊城 俊厚*** 高井 保明**

**The Sonic Study in the Nearshore Area off North Kyushu,
Southwest Japan**

Takeo HOSONO, Shuntaro FURUKAWA, Toshiatsu BOJO and Yasuaki TAKAI

Abstract

A geophysical study was made on the nearshore area off North Kyushu, by means of 200 joules sonic profiling system, supplemented by a proton-magnetometer, during 1965, 1966, 1967 and 1968.

Approximately 1200 kilometers of reflection profiles were obtained for 525 km square, which is shown in Fig. 1. The aims of the present study were to promote applicability of geophysical technique on marine geology of the nearshore area, together with providing an outline of the geological settings of this area. In this report some considerations on the results of the sonic study are mainly described. The seaboard geology of North Kyushu region is, hitherto, known from many detailed studies (H. MATSUSHITA, 1949, 1951, 1957, 1967, 1971; H. OKADA et al., 1964; T. SUDO, 1962, and R. TAKAHASHI et al., 1971). Based on these data and other available informations, stratigraphic sequences and a simplified geologic map of the seaboard are summarized in Table 3 and in Figure 2.

The geology and the interpretation of records are briefly summarized according to Figure 1-A as follows.

The Chikuho Tertiary basin extends to the submarine area of west of Kita-Kyushu City. The northeastern margin of this basin is inferred at 5 km west off Shirashima Island, where the granitic barrier is laid east to west. The Tertiary system of this area has generally NNW strike dipping eastward.

The system contacts with pre-Tertiary, probably Kwanmon group, by the fault and a syncline runs on the west side almost parallel to this fault, which is one of the typical Chikuho type structure mentioned in chapter 3. The Kwanmon group and granitic rocks are presumed to lie at both of the east margin (Wakamatsu Peninsula to Shirashima Island) and the west one (Hazu to offshore of Kanazaki). The geology around Tsuyazaki offshore is more complicated. As the pre-Tertiary systems, Kwanmon group and accompanied porphyrites lie at the northern part (Zinoshima Island—Ōshima Island—vicinity of Konominato) and granitic rocks are predominant at the southern part. But the west part of the sea area is covered with Quaternary system, so it is difficult to distinguish the pre-Tertiary system.

The Tertiary systems are inferred to lie at the four areas as a8, a9, a13 and a18 in Figure 2. The isobase lines of the Quaternary system and its isopachs are little complicated at the northern part. The buried river channel extending along the Tsurikawa river is revealed clearly.

Around Shikanoshima Island the pre-Tertiary systems are found at west sea area as the

* 海洋地質部 ** 九州出張所 *** 燃料部

granitic rocks. At the northern part of Uminonakamichi, the Tertiary and the pre-Tertiary systems were unable to be revealed because of being covered with sandy sediments of Quaternary system. At Hakatawan bay the Tertiary is surely underlaid the Quaternary and, generally speaking, its strike is NNW. The dip angles of Tertiary including that of Hakatawan bay are 10 to 30 degrees, and it is easy to discriminate the Tertiary system from other rocks and layers. Two basins of Tertiary are considered to be laid at Odake and Meinohama offshore areas. The Quaternary system has two thick areas east side and west side showing in Figs. 11 and 12, where the basement rocks are concave.

The pre-Tertiary systems are usually recognized as the acoustic basements, and it is difficult to identify material as granitic rocks, Kwanmon group and Sangun metamorphic rocks.

But these can be presumably identified from geomagnetic data, submarine topography, shapes of basement and geology of adjacent lands. Concerning the Cenozoic group its identification is generally easy but the detail differentiation is sometimes difficult.

要 旨

北九州市から福岡市にかけ距岸10 km 以内の沿岸浅海域約525 km² に対して音波探査を行った。その結果を、あわせて実施した磁気探査、沿岸地質調査、海底地形調査ならびに海域試錐結果などと総合し、当海域における音波探査など技術の適応性を検討し、さらに対象海域の海底地質の概況を考察した。この報文は主として音波探査の成果を述べている。また音波探査記録を解析する基礎資料とするため岩石試料について速度測定を行った。2つの交叉する測線の音波探査記録上の反射面から第三系の走向と傾斜を求めて第三系の構造と分布形態を推定した。第1図に示す海域区分に従がって地質概況の解釈を略記すると次のようである。

北九州市西方海域の主部には、いわゆる筑豊炭田第三系の北方の延長部がある。白島西方約5 km 付近を中心とし花崗岩類がほぼ東西方向に広がる^{しほしま}と推定され、これが第三系の堆積盆の北東縁の一部を画すると考えられる。当海域の第三系は一般に NNW性の走向で東方へ傾斜する。第三系は、東縁において先第三系と断層で接し、断層の西には向斜が並走し、いわゆる筑豊型構造(後記3)を示す。この第三系分布予想域の東方(若松半島—白島)およびその西方(波津—鐘岬沖合の区域)には主として関門層群と花崗岩類の分布が推定される。

津屋崎周辺海域における地質系統の分布は前記海域に比べてやや複雑である。先第三系としては、当海域の北半部(地ノ島—大島—^{こうのみもと}神湊周辺)に主として関門層群とこれに伴う玢岩類が、また南半部には花崗岩類が卓越すると推定される。ただし、当海域の西方沖合部では第四系以深の音波情報の検出が不十分な区域が多かったため先第三系の判別などに多くの疑問を残している。第三系

はこの海域の4地区(第2図 a8, a9, a13, a18)に推定された。第四系と予想される地層の基底面等深線の形状あるいは層厚の分布形態は当海域の北半部でやや複雑である。神湊浦においては埋積チャンネル構造(釣川旧河道)が明らかに認められる。

志賀島周辺海域の先第三系は西部海域に花崗岩類の分布が卓越し、能古島周辺には三郡変成岩類の局所的分布が推定される。海ノ中道以北の玄海灘の第三系と先第三系に関しては、第四系と予想される地層以深の音波情報が不十分なため、不明の点が多い。博多湾では、一部を除き第三系が潜在することが確実視される。第三系は一般には NNW性走向で南西に傾斜する。また大岳および姪ノ浜付近海域にはベーゼン構造が推定される。博多湾における第四系は東部および西部の2カ所に層厚の肥厚部があり、かつそこは基底面の凹部となっている(第7, 8図)。

この調査に用いた音波探査器機は分解能は高いが可探深度は海面下100m程度と浅い。しかし、上記の各海域における地質概況の推定は主として次の根拠による。音波探査の記録の上で対象海域の地質は概して3つの音響的単元として識別される。第1は密集した散乱波によって特徴づけられるもので、これらは一般的に塊状でかなり緻密な岩層と推定される。陸域後背地の地質状況(第2図, 第3表)などから、これらは関門層群、白亜紀花崗岩類、三郡変成岩類などの先第三系にほぼ相当しよう。第2は音波探査記録の上で成層した反射面群により代表されるものである。後背地の地質や磁気探査資料などからみてもこれらの大部分は第三系と推定される。第3は記録の上で一般に海床に対し平行した成層状のパターンを示す地層で、前2者とは不整合的關係にある。これらは第四系とみなされ、その層厚は数10m以下の場合が多

い。以上のように先第三系の多くはいわゆる音響的基盤として認識されその内部構造の判定はむずかしい。

花崗岩類、関門層群、三群変成岩類相互の区分は磁気探査資料、海底地形、第四系基底面の形態などを考慮し、かつ後背地の地質状況と総合して推定している。これに反して第四系および第三系についてはそれらの音響的性質などから一般に比較的容易に認定されるが、第三系および第四系自体の層序の区分については困難な場合が多い。

1. 緒言

この報文は沿岸海域における総合的な地質調査技術を検討するために、モデル・フィールドを北部九州の響灘付近に定めて行ったグループ研究（試験所特別研究費による）の成果のうち音波探査に関するものである。

音波探査以外に磁気探査、沿岸部の地質調査、海底地形調査、表層堆積物の採泥、浅尺海域試錐なども実施された。これらのうちにはその成果がすでに公表されたもの（岩崎ほか、1970；河内ほか、1967）がある。

音波探査を行った海域、測線長などの概要は第1図-aおよび第1表のとおりである。なお第1表には音波探査に磁気探査を併用しているのも併せて記入した。この報文では音波探査記録の解析とそれにもとづ

く地質的解釈の要約を述べている。この探査に用いた音波探査装置の性能は、後記2からも判断されるように高分解能ではあるが可探深度はごく小さい。各測線の音波探査記録はおおむね海底下100m程度までの情報をえている。しかし、併行した磁気探査の資料、沿岸部や島嶼部の地質資料、海域部の試錐資料などと、今回得られた音波探査資料とを総合・検討して各種の図表の作成を行った。したがって、音波探査記録からの先第三系岩類の識別、地質構造の判定その他については試行的な要素が多いことは後記のとおりである。

今後、当海域の地質をより正確に解釈するために、以下述べる成果について大方の御叱正をお願いする。

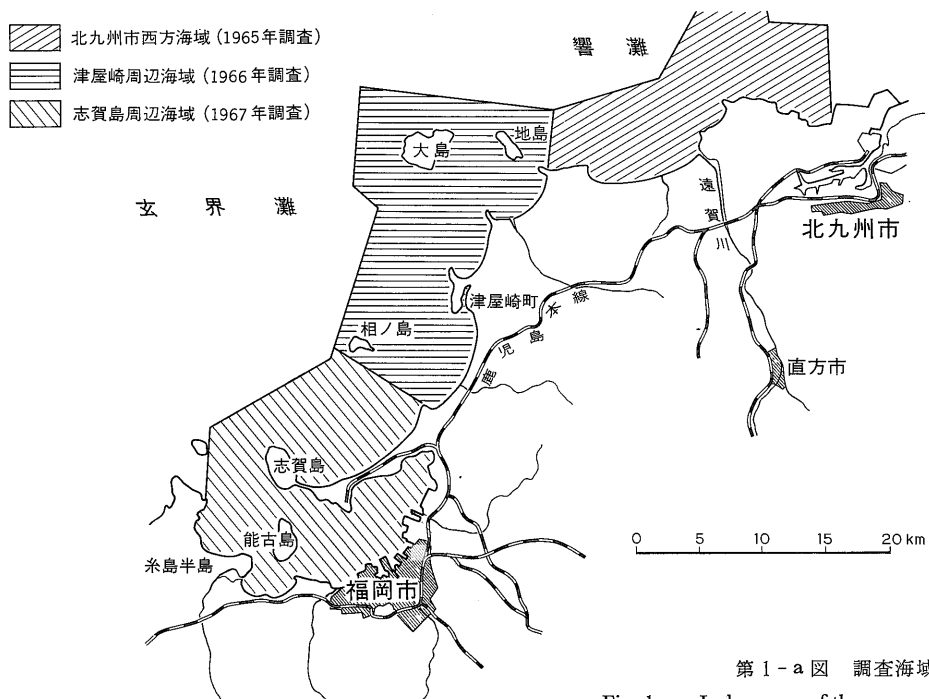
磁気探査の成果や、これら物理探査の成果にもとづく詳しい海域地質あるいは島嶼部の地質などについては本グループ研究のそれぞれの担当者から、逐次報告されるであろう。

謝辞

この探査の実施と成果のまとめにあたっては室内外の研究推進、未公表資料の提供、草稿の検討などに多くの方々の御協力と御厚誼をえた。以下にその機関名、氏名を列記させて頂き謝意を表する。

（順不同・敬称略）

第七管区海上保安本部水路部、芦屋町役場、志賀島役



第1-a図 調査海域位置図
Fig. 1-a Index map of the surveyed area.

第1表 響灘付近における物理探査一覧表

年度	1965	1966	1967	1968
探査海域	北九州市西方	津屋崎周辺	志賀島周辺	福岡湾周辺
方法	音波・磁気	音波・磁気	音波・磁気	陸上磁気
期間	1965年 5月下旬より	1966年 7月上旬より	1967年 7月下旬より	1968年 10月中旬より
出張日数	23日	24日	24日	12日
観測実働日数	10日	15日	13日	8日
音探測線長 (km)	356.0	430.2	438.8	陸上測定 161点
磁気測線長 (km)	345.0	305.2	405.8	
探査面積 (km ²)	175	220	190	45
音探測線密度 (km/km ²)	2.03	1.95	2.31	平均間隔 0.5-2km
磁探測線密度 (km/km ²)	1.97	1.38	2.13	
船位測定法	六分儀	六分儀	ハイドロジスト六分儀	
計測実施機関	外注	外注	地質調査所	地質調査所
調査船	約20 ton	40 ton	20 ton	
調査員	細野・中条 室住・平沢 伊藤・古川	細野・中条 平沢・古川	細野・中条 長谷川・古川 川・岩崎・磯 小川・青木	細野・中条 古川

場、日本炭硯(株)生産部調査課、調査海域の各漁業協同組合、資源エネルギー庁石炭部炭業課、九州大学元教授松下久道、高知大学助教授満塩博美、住鉱コンサルタント(株)平沢清、総合地質調査(株)室住正義の各氏。

また所内の下記職員との協力を得た。

奥海靖、陶山淳治、中条純輔、伊藤公介、井波和夫、長谷川功、岩崎一雄、磯見博、井上英二、丸山修司、青木市太郎、宮本昭正、小川銀三、磯 巳代次、清島信之、佐藤良昭、河内英幸、石橋嘉一、小野寺公兎、各技官。

2. 調査・観測法の概要と試料の速度測定等

音波および磁気探査を実施した海域は調査海域位置図(第1図-a)にみられるように、北部九州沖の距岸5~10kmの帯状の範囲であり、水深60m以浅を対象としている。一部においては沿岸陸域部について磁気探査を行って海域の観測値を延長し、検討を行っている。観測方法・日数などは第1表に示したように、音波探査の延測

線長は1,225 km、音波探査と併用した磁気探査のそれは1,056 km、調査海域面積は525 km²であった。

本調査に使用した音波探査装置は、各年度を通じて同一器種で日本電気株式会社製の放電式音波探査装置NS-158型であり、観測条件の概要は次の通りである。

音源：200ジュール水中放電、水中電極1コ
 ハイドロホン：単1型およびMP-1群設置型
 掃引：100mまたは200m、水中相当距離
 発振間隔：2/4~3/8 sec
 フィルター：CH1, 350~600 Hz CH2, 600~1000 Hz
 記録紙：湿式記録紙
 船速：3~6ノット
 測点間隔：350~700m(4分間隔)
 船位計測：六分儀およびハイドロジスト
 測量原図の縮尺：1/25,000
 垂直水平尺度比(S)：約2.4~5

志賀島周辺の調査にはハイドロジストを使用した。第6図中で志賀島北東岸および海中道北方海岸に設置したハイドロジストの陸上局の位置をRSで示している。

なお、当海域での解析断面の原図は、すべて1/25,000の図面を使用し、水中音波速度を1,500m/secとして解析し縮図している。

次に岩石試料の速度を超音波により測定した方法と成果を述べる。

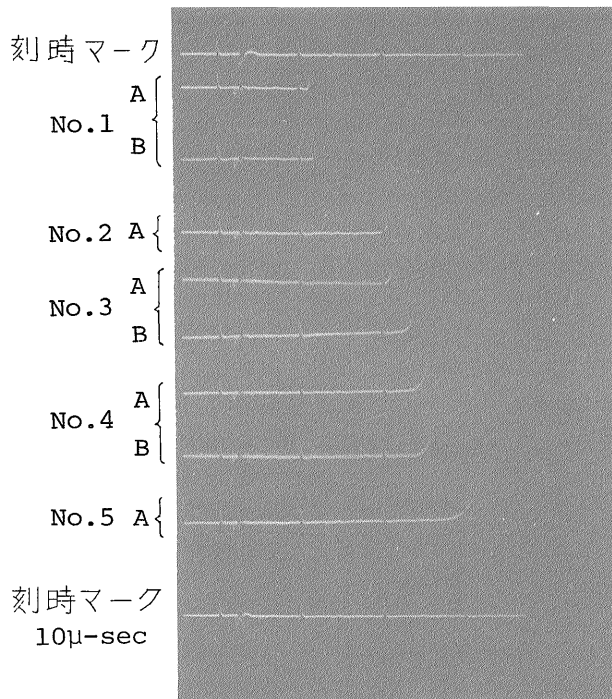
地層の中の音波の速度は音波探査の基礎資料として重要である。例えば音波探査の反射面の深さを求めたり、見掛傾斜角から真の傾斜角を求めるに必要である。ここでは地層の速度を直接測らず、その地層と対応する5コの岩石試料のP波速度を測ることによって地層の速度を推定した。

使用した測定器は開発電子測器研究所製1002-D型超音波速度測定装置を使用し、超音波パルス法によって測定している。

測定方法や試料の処理は岩石速度測定研究会(1962)に示された標準方法によった。

測定方法の概略は次のとおりである。

1. 試料を地層の層理面内の互いに直交する2の方向、A軸およびB軸に5 cm×5 cm程度の正方形にし、厚さ方向C軸も5 cm程度に整形しほぼ正六面体にする。
2. 測定前に試料を常温で1週間以上水に浸けて強制湿潤する。
3. 前記層理面内の2方向すなわちA軸およびB軸に



第 1-b 図 速度測定記録

Fig. 1-b Record example of the rock velocity measurement by the ultra-sonic.

ついて速度の測定を行う。

4. 測定に用いる超音波の周波数は300 kHzで、発振子、受振子とも円板型（直径3 cm）のチタン酸バリウム（BaTiO₃）の振動子を使用している。

5. 刻時マーク10 μ-secで記録の読取は0.5 μ-secまで行った。

測定結果を第2表に示す。速度の平均値は調和平均で求めた。

試料 No. 1 は波津城西方1.1 km 付近の白亜紀の珩岩（第2表）で6 km/sec 以上の速度をもち時代としても岩質としても、妥当な値を示している。

試料 No. 2 ~ 5 の4 コは第三系（第2表）である。4 コの試料の調和平均は2.68 km/sec である。従って当海域の第三系の速度として2.7 km/sec, すなわち海水速度 $V_w = 1.5 \text{ km/sec}$ の1.8 倍の値を地層の平均速度値とした。

当調査海域のうち第三系の分布区域において、2つの音探測線の交叉する記録の中から明瞭な反射面をもつものを選んで測線ぞいの見掛けの走向・傾斜を求め、これらから真の走向・傾斜を算出した。この計算はすでに用いられている方法であるが簡単に記述する。

反射面の記録上の読取角を α , 地層中の音の伝播速度

第 2 表 岩石試料の速度の測定値

試料番号	採集場所	岩石名	測定軸方向	速度 km/sec	平均値 km/sec
No. 1	波津城西方 1,100m	珩岩 (下関亜層群にと もなう)	A	6.10	6.07
			B	6.04	
No. 2	遠賀郡野間北西 500m	礫岩 (直方層群竹谷累 層最下部)	A	3.09	3.09
			B	崩壊した	
No. 3	—	細粒砂岩 (芦屋層群陣の原 下部層)	A	2.84	2.76
			B	2.68	
No. 4	—	粗粒砂岩 (芦屋層群脇田層)	A	2.60	2.63
			B	2.65	
No. 5	—	粗粒砂岩 (芦屋層群脇田層)	A	2.35	2.35
			B	崩壊した	

を V , 水（海水）の速度と薄くのる第四系の速度を含めともに V_w とし、垂直水平尺度比を S とすれば反射面の見掛傾斜角 δ_{ap} は

$$\sin \delta_{ap} = \frac{V}{V_w S} \cdot \tan \alpha$$

で表わされる。

この関係は Vw 層と V 層の境が水平なときに正確に成立ち、水平でない誤差を生ずるが、本ケースでは水平とみなしてもその誤差は無視できる。次に 2 つの交叉する測線の記録から同一の地層の反射面の走向と真の傾斜角を計算する。交叉する一方の測線を第 1 測線とし他を第 2 測線としよう。第 1 および第 2 測線の方向を北から時計廻りに測ってそれぞれ β_1, β_2 とし (β_1, β_2 はともに 0° 以上 360° 以下)、見掛け傾斜角を δ_1, δ_2 (測線方向で傾斜の落ちる向きを +, 上る向きを - にとる) とする (以上は既知数)。

次に地層の傾斜方向を φ , 真の傾斜角を δ とおく (以上は未知数) と次の関係が成立つ。

$$\sin \delta \cos (\varphi - \beta_1) = \sin \delta_1$$

$$\sin \delta \cos (\beta_2 - \varphi) = \sin \delta_2$$

これから δ を解くと、

$$\sin \delta =$$

$$\frac{1}{\sin(\beta_2 - \beta_1)} \sqrt{\sin^2 \delta_1 + \sin^2 \delta_2 - 2 \sin \delta_1 \sin \delta_2 \cos(\beta_2 - \beta_1)}$$

となる。 δ を求めたら前式のいずれかから φ を求める。これで傾斜方向 φ と傾斜角 δ が解るわけだが、走向方向が必要なら $\varphi \pm 90^\circ$ で求められる。

この解き方には数値計算を卓上電子計算機で解く方法や図式解法、器具を作って解く方法などいろいろある。ここでは木村政昭ほか (1975) による図式解法によって

いる。この方法は手続きが簡単で直観的に解りやすい利点がある。図式解法の手続きは次のようである。

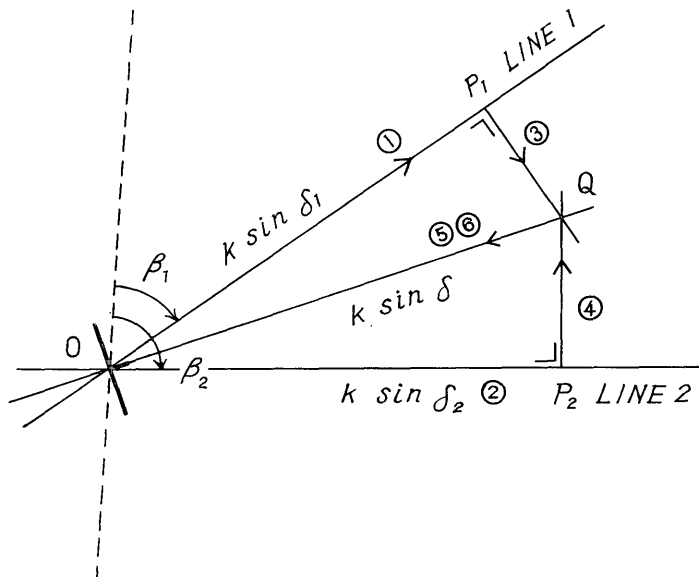
- ① 測線の交点 O から第 1 測線に沿い傾斜面の落ちる方向 (+ 方向) に $\sin \delta_1$ に比例した長さ $k \sin \delta_1$ をとり (比例係数 k は任意) その点を P_1 とする。
- ② 第 2 測線から同様に $\sin \delta_2$ に比例した長さを取りその点を P_2 とする。
- ③ P_1 に垂線を立て、
- ④ P_2 に垂線を立ててその交点 Q を求める。
- ⑤ OQ は地層の傾斜方向であり、走向はこれに垂直な方向である。
- ⑥ OQ は $k \sin \delta$ であるから、これから δ を求める。

以上述べた図式計算を行った結果を、測線交点における第三系の走向・傾斜として第 4, 5, 6 表に示している。この計算において、第三系の速度 V としては岩石試料から求めた平均速度値 2.7 km/sec を用いている。

3. 沿岸部および島嶼部の地質

沿岸部の地質調査は既存の資料の総合とそれに必要な補備調査というかたちで主として行われた。公表資料がなかった宗像郡大島などについては、例外的に全島のやや詳しい調査と地質図の作成を行っている¹⁾。これらの細部は必要に応じて海底地質をもふくめて別に報じられ

1) 清島信之ほか (1970), 宗像郡大島の地質 (MS)



第 1 - c 図 走向と傾斜の図式解法図

Fig. 1-c Graphic analysis of the true dip and strike from the apparent dips and strikes on the crossing lines.

第3表 北部九州陸域部の地質系統概要

Table 3 Summarized Table of Stratigraphic Sequence of the Seaboard Area of North Kyushu.

時 代 Geologic Age		層 序 Stratigraphy	火成岩類, 貫入岩類 Igneous rocks, Intrusives
第 四 紀 Quaternary	沖 積 世 Alluvium	沖 積 層 Alluvial sediments	玄武岩類 Basalts (最新中新世～洪積世)
	洪 積 世 Dilluvium	洪 積 層 Dilluvial sediments	
第 三 紀 Tertiary	中新世前期 Early Miocene	芦屋層群および同相当層 Ashiya group and its equivalents	
	?	大辻層群および同相当層 Otuji group and its equivalents	
	始新世 Eocene	直方層群および同相当層 Nogata Group and its equivalents	
白 垩 紀 Cretaceous		八 幡 層 Yawata formation	
		関門層群 Kwanmon group	
古 生 代 Paleozoic		呼野古生層 Yobuno Group (主として沿岸部の北東部に露出 (crop out chiefly in north eastern part of the rigion))	蛇 紋 岩 Serpentine 角 閃 岩 類 Amphibolites
		漸 移 (?) grad into 三郡変成岩類 Sangun metamorphic rocks (主として沿岸部の南西部に露出 (crop out chiefly in southwestern part of the rigion))	

(本表は本文末尾に掲げた文献その他から総括した)

ることとなる。この章には音波探査結果の解釈にとくに関連すると思われる点を強調し、調査海域の地質的背景を述べる。

第2図および第3表にみられるように、北九州市から福岡市西方にかけての海岸線から内陸部へ 10-15 km にわたる範囲には、古生界（三郡変成岩類を含む）、中生界、第三系、および第四系が分布し、その地質系統は多様である。一見これらの地質系統は錯綜した分布姿態を示すようであるが、古生界・中生界が、概して ENE-WSW ないしは NE-SW の方向性をもち、第三系はこれと直交するような方向性をもつ。第三系の堆積区が基盤変形の特性に応じて生成・発展した可能性一例えば第三系中の支配的断層が基盤構造を反映し、あるスパンをもって分布する傾向一が松本（1951）などにより指摘されている。また、多くの岩体に区分されている後期中生代の花崗岩類の貫入形態・貫入機構、それらがうけた以後の地史などが考察されている。その結果の一つとしては、例えば花崗岩類の露出が全般として調査海域南西部に隣接

する福岡市周辺に卓越することである。後背地での地質系統およびその相互間にこのような傾向がみられることは音波探査の測線配置、成果の解釈にあたり留意すべきことの一つである。

古生界 調査海域東方の企救半島から南西に向かう弱（微）変成相は、最近では呼野古生層（松下、1971）とよばれている。本古生層は、石灰岩・砂岩・粘板岩を主体とし、NS性の断層に切られ、かなり複雑な褶曲構造を示すが、ENE-WSWの方向性をもつ。後背地での露出・分布は、やや内陸寄りの場合が多く、調査海域の臨海部や島嶼には露出が知られていない。

北部九州にみられる変成岩類のうち、三郡変成岩類は志賀島周辺海域（第1図）など南西部の海域の地質に関連が深い。浦田（1961）、辻（1964）によれば本岩類はその露出の主部（三郡山地北部）において、緑色片岩を主とし黒雲母片岩・石英片岩などをはさみ蛇紋岩などを伴う。片理面の多くは E-W, ENE-WSW 方向で露出地域

の北半部では南に傾斜し、従って北方の海域に向けては本岩類の見掛上の下部層準が、順次露出するという。一方福岡湾沿岸の香椎付近、能古島、糸島半島にも緑色片岩・泥質片岩・角閃岩などに蛇紋岩・変はんれい岩を伴う変成岩類がある(竹原, 1936; 松下, 1937; 野田, 1962; 唐木田, 1965; その他)。福岡湾沿岸のこの変成岩類は三郡変成岩類に対比されているが、地表での露出範囲は狭い。三郡変成岩類は関門層群、第三系と主として不整合関係にあり、後期中生代の花崗岩類のルーフをなしている。本変成岩類の露出・分布もまた ENE-WSW, E-W 方向の場合が多い。

中生界 後記の第三系とともに海域の地質に関連が深いと予想される、本界の主体は関門層群、花崗岩類であり、一部に八幡層、玢岩類がある。関門層群の下部層である脇野亜層群は企救半島その他で古生界を不整合に被り、黒色頁岩・粘板岩・砂岩とそれらの互層を主とし、礫岩・凝灰質岩などをはさむいわゆるノルマル・セディメントからなる(太田, 1953, 1955, 1957, 1958; 松下, 1957; 長谷, 1958)。これに反して、上部層たる下関亜層群には安山岩溶岩・同質火砕岩(火山性礫岩・凝灰質礫岩など)が多く、砂岩・礫岩も火山性物質にとんでいる。露頭においては層相の側方変化がかなりみられ、層理面や成層状態が判然としない場合がしばしばみられる(植田, 1957; 太田, 1955; 松下ほか, 1957; 松下, 1971; その他)。関門層群と不整合関係でその上位にある八幡層は、酸性の火砕岩、石英斑岩などをふくむ特徴があるが、北九州での本層の分布はごく局部的のようである(太田, 1957; 松下, 1971; その他)。後背地における関門層群の露出は、ほぼ、大島一神湊一犬鳴峠を結ぶ線以東に限られており、かつ、臨海部および島嶼(大島, 地島, 白島)には上部層である下関亜層群とその相当層のみがみられる。北九州市若松半島、遠賀・宗像両郡境の孔大寺山地における本亜層群の構造が、前述の一般的傾向(ENE-WSW ないしは NE-SW の方向性)からはずれていることに注意が払われている(松下, 1971)。関門層群は花崗岩類によるほか、玢岩・斑岩類によって貫入される。

内陸部(北九州市小倉区合馬付近)の玢岩岩体には 3 × 5 km 程度の広がりを示すもの(太田, 1957)もあり、臨海部では神湊付近に、やや顕著な露出がある。北九州市八幡区の角閃玢岩などは新鮮な露頭においてはきわめて堅い。玢岩類の貫入形態などと関門層群の構造との間には密接な関係があるという(野田, 1962; その他)。

花崗岩類が、調査海域とくにその南西半部の地質により多くの関連をもつと予測されることは前に述べた。花崗岩類は唐木田(1969)によって 12 余の岩体に区分されている。海域の地質にとって、とくに平尾花崗閃緑岩、北崎花崗閃緑岩、早良花崗岩、および糸島花崗閃緑岩の 4 者が重要であると思われる。平尾花崗閃緑岩は主として調査海域の北東半部に、北崎花崗閃緑岩は同海域の南西半部に関連が深い。早良花崗岩と糸島花崗閃緑岩も北崎花崗閃緑岩とともに海域の南西部の地質に関与しよう。しかし、後記のように音波探査の記録の上からは花崗岩体相互の識別は困難である。これら花崗岩類の貫入時期は白亜紀とされ、古生界および関門層群などはそのルーフをなすものとされている。

後背地の低平地においては花崗岩類は、しばしばマサ状を呈し、第三系および第四系の母材としてみられる場合がある。花崗岩類には部分的に節理系が顕著であり、アプライト脈、石英脈などを伴う。

第三系 北部九州の第三系の多くはいわゆる夾炭層として知られ、陸域部の本系はもちろん、海域部のものについても地質的情報が他の地質系統に比べて格段に豊富である。後背地では北東方から小倉炭田、筑豊炭田、宗像炭田、大島、津屋崎、および福岡炭田の各堆積区がある。これらのうち小倉、筑豊、および福岡の 3 炭田については、海域部での採炭が行われたものもあり、含炭第三系が陸域から海域に延長していることは、すでに知られていた。松下(1949, 1951, 1960, 1962, 1971)などによる本系の層序・構造の総括その他の資料から上記各堆積区にわたる共通的なことなどを次に示す。

本系は礫岩・砂岩・泥岩とそれらの互層からなり、一部には酸性一中性凝灰岩、火山礫岩があるが、火砕性岩層は量的にごく少ない。それらの時代は始新世から中新世前期にわたると考えられている。下位から直方、大辻、芦屋の 3 階に区分・対比されるが、堆積区によっては直方階を欠いたり、大辻階、芦屋階を欠くといった場合がある。

一般に軽微な不整合、ダイヤステムがみとめられる場合があるが、本系には上下層準を通じ顕著な構造差はないとみられている。各堆積区に共通な構造特性は“筑豊型”(松下, 1951, 1971)である。しかし、南西部海域に關係する福岡炭田福岡地区(炭田探査審議会区分による)においてはベーズン構造などゆるい褶曲がある。本系中には比較的厚い砂岩部(例えば芦屋層群折尾砂岩層)、礫岩・礫質砂岩にとむ部位(例えば大辻層群出山層)などがあるが、これらを除けば層理面の発達は、一般に

良好とみてよい。

北九州市八幡区黒崎、遠賀郡^{ことうら}頃末、津屋崎、相ノ島、能古島などには玄武岩類の小分布がある。玄武岩類は花崗岩類、第三系、古生界をほぼ水平に被り溶岩や岩類として産し、溶岩下底にスコリヤ質の部分、時には礫層がみられることが知られている。能古島などの玄武岩類は中新世後期の噴出と考えられている(唐木田, 1965)が、第四紀の噴出にかかるものもあるようで、玄武岩類の噴出期には幅があるとみられている(首藤, 1962; 野田, 1962)。

第四系 後背地の海岸線部、低平地などには第四系が散在する。これらのうち、北九州市岩屋・有毛付近から芦屋町西方にかけての臨海部および博多湾岸低地付近のものについては資料が比較的多い。なお、前記のように玄武岩類のうちには第四系と考えられるものがあるが、本項の以下の記述にはこれらを含めない。

洪積統は若松層、島郷層(首藤, 1962; 郷原ほか, 1964; 亀山, 1968)、朝倉礫層(浦田, 1962)、須久層(浦田, 1962)などと呼ばれ、礫・砂・粘土(シルト)からなる。一部には火山灰(ローム)薄層をはさむという。本統は、しばしば平坦面を形成し一般にごく緩傾斜であるが、若松層最下部のように基底近くにおいて、やや強い傾斜を示す場合(首藤, 1962)もある。また斜交層理が卓越する部分が知られている。本統の層厚に関する資料は少ないが、従来の記述からみる限り層序がよく揃っている場合においても一般に数10m以内とみられる。

沖積統は礫・砂・泥などからなり、一部では泥炭層が知られている。それらは低平地のデルタ性堆積物、はんらん原堆積物、海岸線付近での砂丘・砂嘴をなす。本統の層厚についても不明の点が少なくないが、山崎光夫ほか(1958)、経済企画庁(1970)その他の資料から福岡平野下においても層厚は場所により変化が多いようである。那珂川河口付近などでは層厚数10m以上に及ぶことが類推される。

4. 音波探査の記録の解釈

調査海域は北部九州沖を北東から南西方向に海岸に沿う地域である。付図との関連など説明の便宜上、第1図に示す海域区分によって北東海域から南西へ順次成果を記述してゆく。

4.1 北九州市西方海域

当海域では沿岸陸地の第三系の構造(NNW-SSE)にほぼ直交する方向に主要測線を配置し、芦屋町を中心とし

た海岸付近の水深10mから観測を始めた。北部の調査域外縁の測線は距岸9 kmで水深は50m程度あり、海域東部の脇田(八幡岬)から北方の白島(女島, 男島)にいたる部分では水深が比較的浅く10~20mである。この海域東部の海底地形(第3図)²⁾は比較的複雑で、さらに脇田から西方の遠賀川河口にいたる沖合の水深20~30m以浅では海底地形の起伏が著しい。

海域西部の波津沖合の水深は35m程度で、波津白瀬にみられるような堆がある。これら海底地形の一部は、後記のように海底地質を反映している。

関門層群について

沿岸部における地質系統の分布の傾向などから推測して、当海域の東・西両部には海底とその直下浅部³⁾には関門層群の賦存が予想される。音波探査記録の解析断面(第4図)によって判断すると、東部においては脇田東方から北方の白島にかけての一带(第2図中の区域a2)がこれに当たる。この関門層群分布予想域の西縁は陸地から沖合に向けてNo.33測線の測点8.6(以下単にNo.33#8.6という)付近、No.34#16.4, No.35#7.8, No.39#19.6, No.40#14.3, No.42#2.0, No.122#5.5, No.123#6~8, No.121#1~5, およびNo.44#32.7付近を結ぶ線であろう。この西縁は後背陸域での二島断層⁴⁾の延長部に相当することは確実であるが、その方向が白島女島南方のNo.123#2~5付近で一旦E-W性に変わることは注意を要する⁵⁾。

一方この分布予想域の東限は、海域東縁部での測線展開がやや不足しているが、ほぼ南から北へ、No.31#6.5 No.40#4.0, およびNo.42#17.8を結ぶ線に予測される。これより東は小倉炭田第三系の分布予想域(第2図a1)である。臨海部における筑豊炭田の第三系分布の西縁は波津東方約3.5 kmの石川河口付近が関門層群との地表近くでの境界と考えられる。これを音波探査記録から沖合に追跡すると、No.13#14~15の間(記録上は不鮮明)、No.14#5.0付近、No.15#19.3, No.16#11.7, No.101#17.4, No.17#12.8, およびNo.102#11.3付近をそれぞれ結ぶ線であり、これより西は関門層群の分布予想域である(第2図a7)。

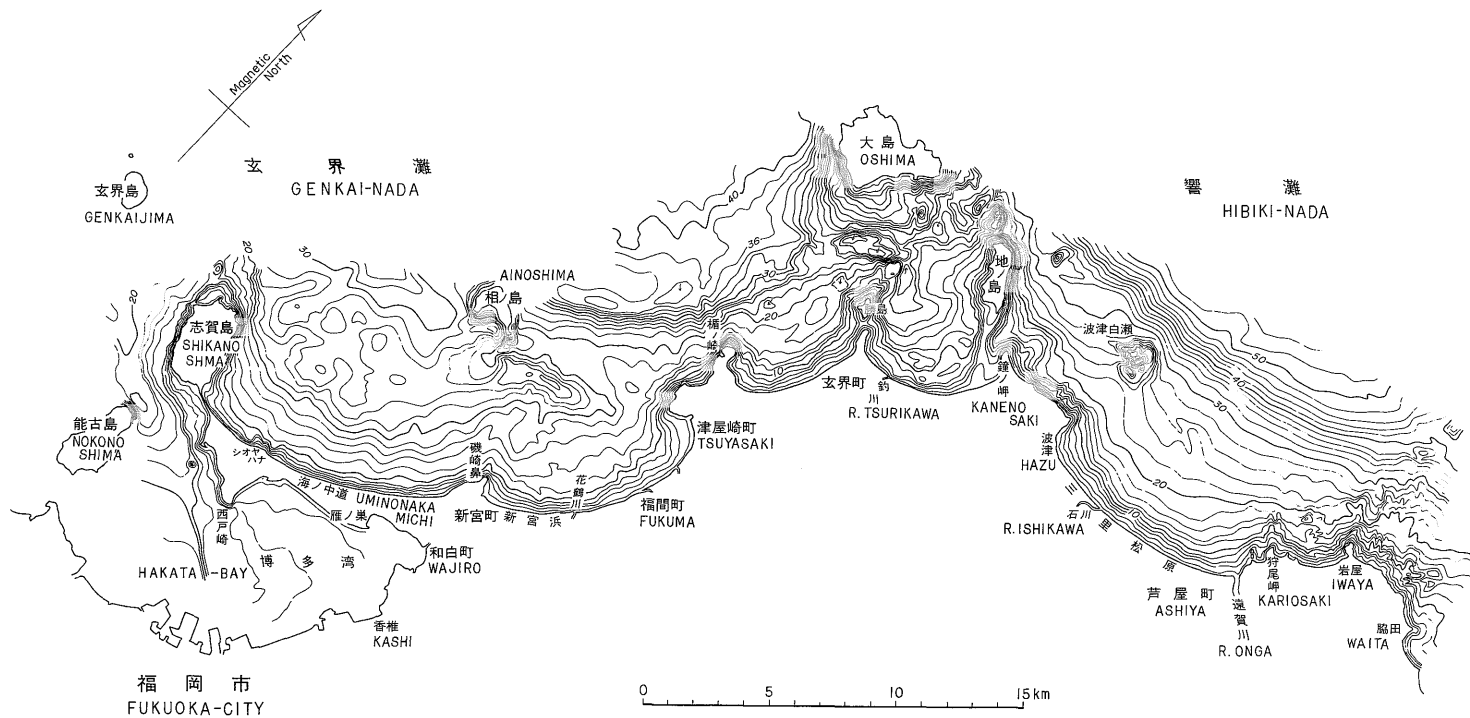
波津北方沖の各測線の記録には水深が浅いため多重反射によって判読が難しいものもあるが、海底地形や磁気資料(別報)からみても、関門層群の分布が支持され、その西限は地ノ島西方から大島にかけて推定される(後記)。この海域西部の関門層群分布予想域(第2図a7)は

2) 本図は当所地形課員によって作成された

3) 音波探査の可探深度内という意味

4) 日本炭鉱(株)の呼称による

5) 松下(1967)などの筑豊炭田東縁断層に関する文献がある



第3図 北九州響灘付近海底地形図
地形等深線間隔2 m

地質調査所 石橋嘉一・小野寺公児編図

Fig. 3 Bathymetric chart of the Nearshore Area off Northern Kyushu.
Bathymetric contour interval 2 meters
Compiled by K. ISHIBASHI and K. ONODERA, Geological Survey of Japan

後背陸域の湯川山周辺(孔大寺山地の一部)にみられる下関亜層群(関門層群の上部)の北方海域への延長部分に相当する。

当海域における関門層群の分布予想域の記録のうち、部分的にかなりの傾斜をもった反射面(群)がみとめられる場合がある。

これらが関門層群中の層理を有する層準(例えば下関亜層群中の凝灰質砂岩、場合によっては脇野亜層群)に原因するものか、あるいは第三系の局部的賦存を示すものかなどを判定することは現段階では不可能である。しかし第4図(音波探査解析断面図)では、地質の大局を考慮し関門層群の賦存に原因するものとして扱っている。

花崗岩類について

島嶼や陸域の関門層群中などに白亜紀の花崗閃緑岩や玢岩が随所に貫入していることはすでに述べている。海域における関門層群分布予想域にはこれらの岩類、とくに花崗閃緑岩類の賦存が当然予測される。音波探査記録では、一般に火砕質岩層を主とする関門層群の層準(下関亜層群など)、花崗閃緑岩類、玢岩類相互の記録パターンの識別は困難な場合が多い。海域北東部沖合の白島女島西方3~6kmの一带(No.119#9~10付近, No.117#12~14付近, No.116#9~11付近, 第2図a3)には花崗岩類の潜在を推定した。この東西方向に張り出すような形の上記一帯での測線記録は、ゆるくうねる反射面をもつ新期岩層(おそらく第四系)に不整合的におおわれた、塊状の先第三系の賦存を推定させる。またこれは海底地形の上でも隆起部(一部海底露岩)として存在している。磁気探査の結果とも総合検討して前記のようにこれら花崗岩類の賦存とみなした。なお、この推定のチェックのために浅尺試錐を行ったが目的を果さなかった。

第三系について

当海域東方の藍ノ島一白州の西方海域(第2図@1)ならびに前述の2つの関門層群分布予想域間の海域(第2図a5, a6)には多くの測線記録中に、一般に東へ傾斜する反射面群が見られる。これらは後背陸域の地質および海域試錐の坑井地質資料などから、第三系の賦存・分布によるものと解釈される。

前者(第2図a1)の第三系の反射面はNo.31, No.40, およびNo.42の東部にみられ、関門層群と推測される岩層との分布上の境界位置については前記した。これら第三系と推定されるものは小倉炭田第三系の下部層準(大辻層群)の一部と考えられるが、音波探査の記録自体からは、関門層群と第三系との関係(陸上では不整合)

を断定することはむずかしい。

後者の第三系と推定されるものは記録パターンから、砂岩・泥岩およびそれらの互層を主とし一部にはかなりの層厚をもつ砂岩部をはさむ地層と推定され、これらは周辺の地質状況から直方層群、大辻層群、および芦屋層群に属する筑豊炭田第三系の北方延長部を代表するものであろう。陸域の地質、海域の試錐などの諸資料から総合判断し、沖合に向けて遠賀川河口付近から、No.37#20, No.14#16, No.15#4, No.39#3, No.41#21, No.104#15およびNo.114#7を結ぶ線以東(第2図a5)に芦屋層群が賦存し、この線以西(第2図a6)には大辻層群および直方層群が、いずれも海底面ないしはその直下浅部に予想される。この第三系分布予想域の東限には前記の二島断層の陸域からの延長部が推定されるが音波探査の記録ではこの断層そのものを明確に捉えることはむずかしい。断層西側の第三系中には南北に伸びる向斜が断層と併走している。その向斜軸と断層との距離は、第4図において、No.33で500m, No.39で約1,300mと北方で開くが、No.40#17付近より北では向斜軸の位置は記録上不明となる。筑豊炭田などの東縁断層とその西に併走する向斜構造との成因的関連について論じられている(坂本, 1954; 野田, 1968; 松下, 1971; 高橋ほか, 1971)が、これらは海域における第三系の分布・構造などの判定に重要である。前述したような白島女島西方における先第三系の花崗岩類賦存の推定が正しいとするならば、この西方への張り出しは当海域主部における第三系の分布を、局部的にせよ、制約するものとし重要な意味をもつものと考えられる。第三系の構造特性などと関連せしめて、今後検討すべき問題の一つである。

陸域の第三系中には二島断層以外にNNWないしはWNW性の主要な断層(例えば岩屋付近を通る浅川断層⁶⁾)が確認されているが、これら第三系の構造を支配する主要断層のいくつかについてもその延長部を海域に追跡することは音波探査で可能である⁷⁾。なお、No.119#4.3, No.121#1.1, No.117#8, No.15#16などとNo.104#9.7には局部的な向斜が見られる。

当海域に予想される第三系の走向と傾斜を計算し第4表に示す。

これらの計算値のうち海域東部のものは、第4表No.3を除き、ほぼ後背陸域のものと同様の傾向にあるが、海域西部の関門層群の分布予想域に近い、第三系下部層準の示す傾斜の一部は23~38°と陸域のものに比べて、やや急である。

6) 日本炭鉱(株)の呼称による

7) 第2図参照、詳細は別報されるであろう

第4表 測線交点における第三系の走向と傾斜
北九州市西方海域

	測線番号	測点間	交点	走向・傾斜	場所
1	38	25~26	25.0	N32°W, 22°E	妙見崎沖
	41	11~12	11.6		
2	37	5~6	5.5	N52°W, 17°N	妙見崎北西沖
	38	17~18	17.9		
3	35	4~5	4.1	N81°W, 31°N	八幡岬沖
	38	13~14	13.1		
4	14	6~7	6.0	N14°W, 26°E	石川沖
	21	5~6	5.8		
5	15	16~17	16.2	N9°E, 38°E	"
	22	6~7	6.4		
6	14	10~11	10.6	N20°W, 23°E	矢矧川沖
	23	7~8	7.2		
7	16	12~13	12.9	N12°W, 30°E	石川沖
	22	4~5	4.3		
8	17	13~14	13.8	N33°W, 23°E	"
	113	4~5	4.4		

第四系について

この報文中で海域において第四系とみなした地層は、音波探査の記録上、第三系および先第三系と考えられる地点を不整合状に被い、一般に水平ないしはごく緩傾斜の反射面をもつ成層状のものを指している。海域の坑井地質(柱状図、コアなど)と音波探査記録との照合は可能な限り行ってはいるが、第四系とみなした地層の古生物学的検討や年代測定は行っていない。これらの地層は海底表面部における未固結の現成堆積物などの冲積統、またおそらく洪積統をも含むものと考えられる。

第四系の層厚変化およびその基底面の深度を第7図、第8図に示した。第7図において30m以上の等層厚線(点線箇所)、あるいは第8図中において60~95mの等深線の範囲では、記録上顕著な基底面の確認ができず、第四系はこの数値より厚くまたは深くなる可能性がある。

第四系の層厚は沖合に向けて増大する一般的傾向にあるが、海域東部(白島南方)の関門層群分布予想域の一部では層厚の局所的変化がはげしいところがある。第四系基底面の起状にとむこととこれは対応する。脇田一岩屋一狩尾岬の前面海域では記録の上で第四系はほとんどなく、その範囲は海底地形の複雑な部分(前述)とほぼ一致している。しかし、この範囲ですべて第四系が欠け第三系が海底に露出しているわけではない。第四系が2

~3m以内の厚さで小範囲に賦存する場合も含まれる。これは音波探査の水中放電による音源のパルスの波形に起因している。音源のパルスは2つのパルスが数msecの時間のおくれをもって発生する性質から、海底下2~3mの深さの範囲では記録上平行なパターンがみられ判読できないからである。女島西方5km付近(第7図)においてNo.117#13に中心をもつ円形の第四系の薄化部(5m等層厚線の範囲)は、すでに述べた花崗岩類の潜在を想定した区域に一致し、第四系基底面もほぼ同様な形で隆起している。この薄化部と女島との間には、第四系の層厚の厚い区域がNNW方向に伸び、南下するにつれてその伸びの方向がSWに変わるのがみられる。この方向性は第8図にも示される。これは埋積された第四系基盤の谷ないしはチャンネルである。谷の方向が主としてNNWであることは第四系の基盤である第三系の主要構造方向が同じくNNWであることと密接な関連をもつものと考えられる。第7図と第8図をあわせて検討すると、当海域の中央部から西部にかけて以上のような基底面の谷形地形やチャンネルが数条識別できる。いずれも谷筋にそって第四系の層厚が厚く、その方向は主にNNWである。これらの谷を現在の後背地の河川と対比した場合、やや正確に対応がみとめられるのは遠賀川とその北方沖合に続く谷である。また第8図から判断して、遠賀川はその川口を東方へ移動したか、または現川口付近において、かつて鳥足状に分流していた可能性が考えられる。遠賀川河口西方の三里松原沖では第四系の層厚が5~15m程度で、等層厚線のパターンが海底地形および海岸線の方向(E-W)と直交するような区域がみられる。波津北西沖には石川河口西方から沖合に向けて第四系基底面の谷型地形があり、波津白瀬の東では第四系基底面はすり鉢状の凹形を示し第四系の厚さも20m程度となる。これは石川の旧流路に関連をもつものであろう。鐘岬北方沖の第四系基底の谷形の形状(第四系肥厚部)については後記する。

4.2 津屋崎周辺海域

この海域は、概して西方に向かって水深を増し、大島の西方や北方では55m程度となる。

海域北半部の海底地形⁸⁾は複雑で鐘岬一地ノ島一倉ら瀬一大島加代鼻を結ぶ“海底のridge”(茂木, 1973)、神湊草崎一勝島一ノ瀬一オノマ瀬一加代鼻を結ぶ“ridge”があり、付近には海釜状凹地がみられる。海域南部には津屋崎楯崎付近から相ノ島に伸びる水深20m程度のノーズ状隆起地形が特徴的で、このノーズの南東側には海釜

8) 海図 No. 179 九州北部(下関海峡至平戸瀬戸, 1/20万)を第3図と併せ参照のこと

状の凹地がある。大島西方，同北東および倉良瀬戸付近などには，音波探査記録上，海底の露岩部が識別される。なお，当海域をふくめた周辺海域の海底地形・底質などについては満塩(1965)の記述がある。

関門層群について

後背地および島嶼の地質状況を見ると関門層群には比較的顕著に珩岩類が伴われている。したがって海域の考察に対してもこの点を念頭におかねばならない。前記3のように珩岩類は関門層群に若干遅れてこれに貫入し，その貫入形態は一般に関門層群の構造方向に伸長しているなど関門層群との密接な関係が指摘されている。しかし当海一帯の関門層群は下関亜層群ないしはその相当層であり音響的には珩岩類との識別が困難と予想される。以下の関門層群の記述の中には便宜的に珩岩類をふくめて扱うこととする。

陸域部の地質状況，音波探査などの結果からみて，これら岩層は当海域北半部の大島一地ノ島一神湊周辺にやや広く分布・賦存すると推定され，音波探査の記録では密集した強い散乱波のパターンを示す。またこれは起伏にとむ海底地形を示すことが多い。この海域北半部の関門層群の分布予想域中には神湊一地ノ島間(神湊浦)および大島西方の2カ所に第三系の分布が推定される。関門層群分布予想域の北東，北部(地ノ島周辺)の状況については前項4.1に述べている。音波探査記録その他の諸資料から考察すると，関門層群の賦存が確実視できる範囲はほぼ神湊と大島南方を結ぶ線(測線ではNo.19, No.20)以北である。以南の海域には後記のように花崗閃緑岩類や第三系の分布が確実視される地域があるが，関門層群の賦存に関する積極的なデータはえられていない。とくに調査海域の沖合(西部)は一般に第四系とみられる新期堆積物がやや厚く，かつ観測時の海況が悪くノイズ・レベルが高かったため新期堆積物下の情報が把握しにくかった。前記の海域北半部における関門層群らしい地層は記録の上から大島および地ノ島の関門層群と同様，大部分が火山岩類を主とする下関亜層群および珩岩類と推定される。

花崗岩類について

本岩類の存在は陸域と相ノ島の状況からみて主として海域の南半部に予想されるが，音波，磁気探査，および海域試錐の一部の資料によってもこれが支持されよう。

鐘岬南東の湯川山では南麓に花崗閃緑岩類が露出する。花崗閃緑岩の北西方の延長は，海域に約1~2 km 分布が続くと推定される。

しかし，鐘岬南西のNo.161#1~3の間約1.5 km は関門層群と解釈している。

一方，海域南半部では神湊草崎以南において，後記の第三系の分布予想域と交互するように北から南に京泊北東(No.32#3~7付近)，楯崎西方，および福岡町・古賀町一帯の距岸3~5 km の区域に花崗岩類の賦存が推定される。Plate 18-1 においてNo.51#4.5 付近に実施した浅尺試錐No.22(B点)において海底下10~12.5 m の間でアプライト質花崗岩類を採取している。このように楯崎西方，同南西方などの海底下には花崗岩類の賦存の可能性が大きい。楯崎において採取した花崗閃緑岩(第2図，採取位置No.19)試料の磁化率測定の結果は $2,720 \times 10^{-6} \text{emu/cm}^3$ とかなりの強磁性を示す。また楯崎から西方および北西方に磁気異常群がみとめられることは注意を要する。これについては別報する。花崗岩類と推定されるものは，音波探査記録において一般に密な散乱波をもち，かつ均質な感じのパターンを示すことが多い(Plate 18-1, No.51 #4~6, Plate 18-2, No.64 #10~11参照)。当海域の西方沖合における音波探査の記録は，前述のように観測条件が悪く，第四系と推定される地層以深についての情報が乏しい。したがって後背陸域などの状況から西方沖合には花崗岩類の賦存が充分に予期されるにもかかわらず現段階ではこれを裏付けることができない⁹⁾。

第三系について

当海域には音波探査記録その他の関連資料からみて，4つの第三系の分布予想域がある。

解析断面図(第5図)でこれらを示すと，第1は大島北方および西方海域の諸測線(No.13#5-11付近，No.14#1-6付近，No.15#3付近，No.16#7.8付近，No.17#12-15付近，No.42#16-18付近，さらにNo.44#1-2, #8-10付近)の観測記録において，かなり傾斜した反射面群がみとめられる海域である。大島北部の神崎燈台付近などには砂岩を主体とし，関門層群を不整合に被り第三系とみられる地層の小分布が4地点¹⁰⁾にあり，これらの一部が海域へ延長するのがみられる。上記の反射面群によりその潜在が推定される地層は，おそらくこの大島にみられるものと一連のものであろう。

第2の第三系の分布域は神湊浦中のNo.1—No.10諸測線の記録にみられる東傾斜の反射面群によって代表される区域(第2図a8)である。これらは宗像炭田第三系の海域への延長部である。第三系分布域の東縁には断層があり，その西側には向斜があって，陸域の第三系と同じ構造の特性を備えている。(Plate20-1)。

9) 第5図その他では，このような場合には先第三紀基盤岩類として一括して示した

10) 清島ほか前出。岡部ほか(1974)はそのうち2地点を記載

第5表 測線交点における第三系の走向と傾斜
津屋崎周辺海域

	測線番号	測点間	交点	走向・傾斜	場所
1	8	5~6	5.75	N31°E, 12°E	神湊北方
	171	28~29	28.7		
2	9	15~16	16.0	N54°W, 31°N	神湊北方
	161	5~6	5.5		
3	23	12~13	12.5	N18°W, 22°E	榑崎北西
	52	19~20	19.7		
4	23	11~12	11.2	N28°W, 18°E	榑崎北西
	171	14~15	14.6		
5	31	12~13	12.5	N21°W, 24°E	新宮北西
	50	1~2	1.8		

音波探査の記録の解釈からはこの東縁断層は雁行状に並ぶ断層群からなり、またこれに伴う向斜も単一のものではなく、それらの関係は筑豊炭田北部において坂本(1954)が記載している場合などに類似するものである。

第三系の分布予想域の西縁は直線的ではあるが、関門層群とは不整合関係にあるものとみられる。交叉する2測線について第三系の走向・傾斜を求めて第5表に示す。表中No. 2に示す走向・傾斜がこの区域における第三系の一般的な方向を表わしていると思われる。

第3は津屋崎町沖合であり、ここでは京泊北西および北方のNo. 23, No. 33, No. 52, No. 56, およびNo. 171の一部で、また曾根鼻南方 No. 49# 1-2, No. 25# 1付近に、多くは見掛上北傾斜の反射面群が記録されている。これらは津屋崎京泊-曾根鼻に小露出がみられる第三系の海域への延長部である。京泊北方のNo. 33とNo. 21の交点付近での試錐試料あるいは第四系基底面等深線(第8図)ともあわせ判断すると、第三系の分布域は、榑崎付近 No. 56# 6から北西へNo. 23# 10.7, No. 34# 16.5, No. 22# 9, No. 21# 14を結ぶ線を西縁とし、また京泊東方約1kmの海岸線から北方へNo. 32# 8, No. 21# 3.5, およびNo. 163# 3を結ぶ線を東縁とする範囲であるとみられる。その北限についてはNo. 21以北での測線記録からは新时期堆積層(第四系と推定される)下の基盤情報が検出できず不明の点が多い。しかし海底地形や第四系基底面の形状の傾向などから、No. 20とNo. 163の間にその北限があると推定している。なお、曾根鼻以南は測線が少ないので不確実であるが、前記のようにNo. 49# 2.6, No. 25# 1付近までは第三系が海底下に拡がるものと思われる(第2図a13)。陸域での第三系の構造は、竹原(1937b)・岡田ほか(1964)によれば向

斜を基本とし、基盤の花崗閃緑岩類とは東縁で断層、西縁では不整合関係にある、いわゆる筑豊型であり、この一般構造が海域部に関しても推定できる。しかし、今回の調査からは第三系の構造の詳細は明らかにできなかった。京泊西方の2地点で求めた第三系の走向と傾斜は第5表(No. 3, No. 4)にあり、陸域の傾向から推したものと矛盾がない。

第4の第三系分布予想域は海域南部の磯崎鼻北方海域である。第5図中のNo. 49# 7-14付近, No. 50# 1-3, No. 51# 11-12.6 (Plate 17-1), No. 31# 11-16付近の記録および第6図中のNo. 12# 13-16, No. 33# 15-16, No. 34# 2-4, No. 35# 17-18付近の記録において、見掛上、北ないし東にかなりの傾斜をもった反射面群がみられる。福岡炭田粕屋地区(炭田探査審議会区分による)北部における第三系は、陸域ではNW性走向, SW傾斜で、その東北縁では花崗閃緑岩類などの基盤岩と不整合に、その南西縁では断層という一般構造をもっている。第三系の一部は磯崎鼻付近から沖合へ連続することが上記音波深査の記録から解る。しかし、陸域沿岸部の磯崎鼻一三苦付近にはNS方向に軸をもつ向斜がみられ、海域で第三系と考えられる地層はNW走向, NE傾斜の場合が多く、陸域での前記第三系の一般構造とは調和しない。別報の磁気探査資料なども併せ考えると磯崎鼻付近から北方に第三系の構造・分布は複雑な形態を示すようである。しかしその細部に関しては反射面の検出が充分でなく、以下のように、現状では、よくわからない点が多い。磯崎鼻からその北西約2kmにかけての区域では明瞭な反射面群がみられる。付近の第三系の走向と傾斜はNo. 31とNo. 50の交点で計算したN21°W, NE24°(第5表No. 5)で代表されるものと見なされる。この区域は前記磯崎鼻一三苦の向斜の西翼に当たるであろう。またこの区域に連続する北東海域では第三系の反射面(群)はNo. 48# 2-3, No. 49# 7.5, #10-12付近にのみ部分的にみられ、その見掛け傾斜はNE落ちである。

一方、この付近で第三系の推定走向とほぼ平行するNo. 28, No. 30では傾斜した反射面は記録されず、記録の一部には花崗岩類の賦存としてもさし支えないものもある。以上の資料と後背地の地質状況などを考慮し、第三系の分布予想域を一応、第2図(a18)に示したが、これはあくまでも試行的のものである。

津屋崎付近の玄武岩類については噴出時期が洪積世と推論されたこと(竹原, 1937b)もあるが、3の玄武岩類の項に述べた理由によって第三系の項に含めて述べる。当海域とその周辺では、津屋崎町東郷公園山頂付近その他に、また相ノ島に玄武岩および玄武岩質岩滓集塊岩の小

分布がある。No.38#30-32 付近, No.173#16-19 付近などの音波探査記録は玄武岩類の賦存を示すものと推定される。しかし、別報の磁気探査の資料から判断し本岩類の分布は海域においても広範囲のものでないであろう。

第四系について

音波探査の記録の上で、第三紀およびそれ以前と推定される岩層を不整合に被い、水平ないしはごく緩傾斜の地層が全般的に分布するのがみられる。当海域においてもこれらを第四系とみなしたが、沖積および洪積両統が含まれるであろうことは前項(4.1)と同様である。第四系に関する等層厚線図(第7図)および基底面等深線図(第8図)を作成した。

当海域の北部、地ノ島の北東方では第四系の基底面が最も深く75m(海底面から35m程度)で、第四系は関門層群と推定される地層を不整合に被う。大島の北および西方の外縁部測線付近で基底面は65m程度であり、ここで等深線を描いていない部分は記録の上で基底面の読取ができない場合で、その基底面は65mよりも深い。

神湊東方約1kmの釣川河口付近から北北西に向けて第三系を削り新規の堆積物に埋積されているチャンネル構造がみられる。このチャンネル構造は釣川河口から0.9kmにあるNo.7ではその幅は550m、深さ27m、埋積物の厚さは15mである。測線No.6(Plate 20-1, 2#2.1-4.4)での幅は1,150m、深さ30m、埋積物の厚さ18mとなる。このチャンネルの延長は北北西に向けて形態が不明瞭になるが、基底面の舟底状の凹部として大島と地ノ島間の倉瀬瀬戸に向かう。また、とくにこのチャンネルの最深部を追跡すると、前述のNo.7#4.2付近から北西方向のNo.161#9までの距離は約3.9kmであり、11mの落差を示す。No.7#4.2付近での深さは27m、No.6#2.4付近は30m、No.5#5付近は37m、No.4#4.3付近は35mで、さらにNo.161#9付近では38mとなる。これらの平均傾斜角は $3.0\text{m-rad}^{11)}$ の単一傾斜で、釣川の旧流路を表わすものと考えられる。このチャンネルは釣川河口に近い、No.7、No.6、No.5、およびNo.4においてはそのU字形を示す横断面の形態が非対象である。

すなわち、南西側では北東側に比べてチャンネル(谷)壁はより急傾斜であり、かつチャンネルの基底部はより深く削られている傾向がある。またNo.161#10付近で南西に向かう基底面の谷がこのチャンネルから分岐しており、その延長は大島南方を西へ伸び次第に深度を増している。この釣川の旧流路について茂木(1973)は、主として海底地形の観察からこれを取り上げ、大島東方の海釜(前記)の成因を論じている。今回第四系の基底面

の形状および層厚変化の資料を加味して考察すると、No.17#2-3 付近, No.35#25-26 付近に中心をもつ“南部の海釜”¹²⁾ならびにNo.10#12 付近とNo.11#6 付近に中心をもつ“北部の海釜”¹³⁾の成因についての茂木の所説は、ほぼ支持することができる。しかし“北部の海釜”の成因をより確かなものにするためにはNo.10#14 以北についての第四系基底面および第四系の層厚についての資料が必要となろう。

海域のほぼ中央に位置するNo.20とNo.163の間および相ノ島東南方などにも緩い基底面の谷型凹所がみられる。また、京泊(鼓島)周辺には北北西方向の小規模な基底面の凹凸があり、顕著な旧河道と考えられるものも数条記録にみられる。鼓島南側でNo.52#20.9 付近から西方に伸びる旧河道とみられるものはとくに傾斜角が急である。それはNo.52#20.9 では深さ23m、No.56#3.9 付近では27m、さらにNo.34#16.5 付近では38mとなり、その落差は15mであり、距離は850mであるから、平均傾斜角は 14m-rad となっておりかなり急傾斜である。また曾根鼻南方から相ノ島南東方を通る第四系基底面の谷も追跡される。これは現在津屋崎町渡付近にみられる南北の入江あるいは今川に關係したチャンネルと推定される。チャンネルの基底面の深さはNo.26#9.7 付近の最深部で23m、No.51#2.6 付近で26m、No.27#11 付近で28m、No.171#6.5 付近で32m、さらにNo.53#5.8 付近で36mとなる。これらの点を結ぶチャンネルの平均傾斜角は 3.0m-rad となる。

以上のように当海域においても旧河道を思わせる第四系基底面の谷や埋積チャンネルがかなり多く観察される。

当海域にみられる第四系基底面の等深線は、概して海域北半部に複雑な様相を示し、南半海域ではゆるい谷型地形を刻みながら西方沖合に向かって傾斜している。その概況は現在の海底地形との類似性が強い。京泊沖から相ノ島にかけては、第四系基底面には深度25m内外と45m内外の2つのやや広い平坦化された範囲が識別される。

第四系の層厚の変化状況(第7図)をみると地ノ島北東方、あるいは相ノ島南東方に層厚が30—35mにおよぶ区域があり、また、大島南方には20—25mの範囲が、やや広くみられる。大島北方、同西方などの例外はあるが層厚は基底面深度と対応し基底面の凹所にはより厚く堆積がみられる傾向にある。また海域南半部においては層

11) $1\text{m-rad}=1\text{milli-radian}$

ここでは 3.0m-rad であるから1,000mにつき3mの下降である。

なお $1^\circ=17.5\text{m-rad}$ である

12) 新井・佐藤・高井・田中

厚が5—10m程度の範囲内で変化の少ない区域がやや広く分布する。この区域は基底面の凹凸が比較的単純な区域に相当している。

4.3 志賀島周辺海域

この海域は全般に水深30mより深いところは少なく、そのうち能古島以東の博多湾¹³⁾の水深は、能古島北東方を除き10m以下と浅く底質は泥を主体とする。志賀・能古両島西方海域は最大水深22m程度で海岸には露岩が多く、玄界島北東方には音波探査記録の上で海底に露岩部がかなりある。この海域の底質は砂が卓越する。大岳岬南方1kmには小さな堆状地形がみとめられる。志賀島は陸繋島である。これより北の玄海灘は、沖合に向けてゆるやかに水深を増し、調査範囲の最深部は35m程度になる。水深25~28m付近には多少の起伏はあるが平坦化された地形がやや広くみとめられる。この区域の底質は砂が卓越する。

三郡変成岩類について

後背地の地質状況から、海底下で本岩類の賦存の可能性の強いのは能古島周辺と博多湾奥の一部である。とくに能古島周辺においては、記録の上で密な反射面ないしは一方的に伸長した散乱波からなる三郡変成岩類のものと考えられる。特徴的なパターンの分布がNo.64#6.5-9.6にみられる(Plate 18-2, 19-1)。能古島および周辺陸域での三郡変成岩類は、唐木田(1965)などによれば概してE-W性で多くは南に急斜する片理面がよく発達する。このことのほかに、第三系や花崗閃緑岩類の記録の特徴、磁気データをも考慮して、前記の特徴的なパターンは三郡変成岩類の賦存によるものと推定した。その分布予想域を第2図に示している。本岩類の分布については、能古島東方海域では不明の点が多いが、同島西方海域ではやや広く分布するものと思われる。音波探査の記録では花崗岩類および第三系と三郡変成岩類との関係は明らかに指摘できない場合が多い。一方、福岡市唐原付近には第三系の基盤をなす三郡変成岩類の露出があるので、博多湾奥の塩浜南方沖の一部には本岩類の潜在を推定してもよいかも知れない。しかし、今回の音波探査の結果からはその裏付けはなされていない。

花崗岩類について

当海域に接する沿岸部および後背地にはかなり広く花崗岩類が分布していることは第2図にも示されている。このような陸域の地質状況のみからみても当海域には花崗岩類の賦存が推定される。一方音波探査の記録を検討すると博多湾を中心とした当海域の東部においては第四系とみられる地層の下位にかなり傾斜した反射面群が広

く検出される。

しかし志賀島、能古島付近以西の海域、および海ノ中道以北の玄海灘の大部分の測線の記録は、均質な感じの散乱波を主としたものであり、かなり傾斜した反射面群がみとめられることはほとんどない。したがって後背地の地質状況、磁気データも考慮し、志賀・能古両島を中心とした海域の西部にはかなり広範囲に花崗岩類が分布するものと推定した。确实視されるこの花崗岩類の分布範囲の東限は、音波探査記録および旧炭坑坑内資料から、南から北に、大岳岬南方No.58#1付近、No.77#8付近、No.59#15付近、No.78#4付近から志賀島東方No.32#14付近、No.25#4付近、No.34#17付近、No.35#1.6付近、No.37#2.3付近、No.38#19.7付近、さらにNo.41#6.0付近を結ぶ、北北西に走る線付近と考えられる。博多湾主部には東部を除いて後述のように第三系と推定される地層が主に分布する。一部湾奥には局部的な花崗岩類あるいは三郡変成岩類などの賦存が、陸域の地質状況から推定しうるが、音波探査結果からその判断は困難であった。また、海ノ中道以北の玄界灘(第2図a20, a21, a22付近)における音波探査測線では第四系と推定される新期堆積物下位の音波情報が全般的に不充分であり、記録の判読に疑問が残る。したがって、相ノ島の一部で花崗岩類の露出がみられ、また四周の地質状況からこの海域に花崗岩類の潜在が充分予測されるが、大部分の区域を第6図、第2図では単に未区分先第三紀基盤岩類として扱っている。なお音波探査記録のパターンだけからは花崗岩類の岩体相互の識別および志賀島などにみられる超塩基性岩類(平山健, 1935; 唐木田, 1968)と花崗岩類との区別は困難である。

第三系について

博多湾を中心とする各測線には第三系の賦存による傾斜をもった反射面群がみられる。

それは磯根鼻北方と博多湾のほぼ全域、大岳北方および能古島南方の今津湾の4海域である。磯根鼻北方区域については既述した。

第三系の反射面群の多くは、見掛上西または南傾斜であるが、博多湾において適当な条件下にある。交叉する2側線の交点で計算された走向と傾斜は第6表のとおりである。博多湾の中部から東部にかけての第三系の多くはNNW-SSE, NNE-SSWの走向で傾斜はW10~20°程度である。しかし断層の影響とみられる地層の局部的変位(第6表No.2など)や局部的な背斜や向斜構造が音波探査記録から推定される。大岳、シオヤ鼻北方の反射面群は見掛け上主として西ないし南傾斜で、一部には断層の影響を思わせる地層の変位が推定される。能古島南

13) 福岡湾のうち能古島以西を今津湾、以東を博多湾とする(松下1967)

第6表 測線交点における第三系の走向と傾斜

志賀島周辺海域

	測線番号	測点間	交点	走向・傾斜	場所
1	64	4~5	4.7	N33°E, 20°E	今津湾
	74	6~7	6.1		
2	56	3~4	3.1	N10°E, 56°W	博多湾
	71	15~16	15.5		
3	54	3~4	3.2	N33°E, 3°W	"
	71	12~13	12.5		
4	53	8~9	8.9	N6°W, 17°W	"
	71	11~12	11.1		
5	61	1~2	1.5	N86°W, 14°S	"
	74	9~10	9.9		
6	59	7~8	7.8	N81°W, 11°S	"
	74	11~12	11.6		
7	71	6~7	6.1	N32°W, 15°W	"
	74	25~26	25.6		
8	55	2~3	2.1	N21°E, 13°W	"
	57	5~6	5.6		
9	57	7~8	7.1	N23°W, 20°W	"
	75	13~14	13.3		
10	58	4~5	4.6	N70°W, 11°S	"
	77	4~5	4.8		
11	57	8~9	8.5	N5°W, 20°W	"
	77	5~6	5.8		

方海域(第2図a22)の第三系は姪浜村に中心を定めるように傾斜し、したがって、今津湾の一部では東傾斜を示している(第6表, No. 1)。能古島東方海域(第2図a26)は、音波探査記録、周辺の地質状況からみて花崗岩類および三郡変成岩類など第三系基盤岩類によって占められるものと推定される。それはあたかも博多湾西部における第三系の分布予想域にくさびを打ち込んだような形(平面的に)となっている。前述の能古島南方の反射面群の傾向から推定されるベーズン構造、あるいは大岳とその南方海域に推定される西側を断層によって切裁された半ベーズン構造を含めた第三系の分布・構造などの細部については機会を改めて報告することとなる。当調査海域に賦存する第三系は、陸上における下位から福岡層群、早良層群および姪浜層群に相当し、泥岩・砂岩・礫岩などの堆積岩を主とする地層であろう。

第四系について

当海域にも第三系、花崗岩類および三郡変成岩類等を被い、広範囲に第四系が分布している。その層厚および基底面深度を第7図、第8図に示した。しかし海中道以北の玄海灘に展開した測線の大部分では海況が悪かったためノイズレベルが高く第四系基底面以下の情報がほとんどえられていない(第6図)。したがって磯根鼻北東方、大岳北方、志賀島東岸沖などの小範囲を除き玄海灘に図示されている層厚は観測された範囲内での最小の層厚であり、また基底面深度もそのような意味をもつものとして扱う必要がある。

玄海灘における第四系は相ノ島の南東方と同南西方5 km 付近で厚い。また志賀島南部の通称“道切”に向けて肥厚部の湾入があり、基底面深度分布にも同様な傾向があるように推量される。しかし上記の理由から詳細は不明である。志賀島北方海域(No. 26# 3~8 付近以西)を含めほぼ志賀島、能古島両島と糸島半島に囲まれた海域(第2図a25)においては第四系は砂層を主としている。その層厚および基底面深度の変化状況は単純で、湾央に向かって層厚は厚く、基底面も深くなる傾向にある。これはこの海域の大部分が花崗岩類によって占められることに関連するものであろう。志賀島から北北西方に向かって海底地形および基底面の隆起部が伸びていてそこでは第四系が薄く、露岩帯もみられる。志賀島北岸から北2 kmの範囲は水深が浅く露岩帯(瀬)が多く、測線を展開していない。

博多湾では第四系の層厚が厚くかつ基底面が深い。第四系の状況は鶴来島から北方の西戸崎付近にかけての区域(No. 55, No. 56 に沿う)を境として東と西に2区分されている。すなわち湾東部と同西部にそれぞれ基底面の凹所があり、そこで層厚が肥厚している。湾西部の第四系はより厚く、基底面もより深い。室見川河口前面については測線が少ないため不明の点が残る。今回の音波探査の記録ではNo. 58# 6-7, 9-11 付近で海底下70~80mまでの反射面が記録されているが基底面は検出されていない。この区域では炭鉱による既往の試錐資料によれば、第四系とみられる地層の層厚は100m以上に達するようである。湾東部の第四系の肥厚部は西戸崎東方1.5 km 付近に中心をもつヒョウタン形で、層厚は約40 mで基底面深度は47mである。博多湾内において第四系の状況を東西に2分する基底面の鞍部ともいべき区域の西縁はNo. 56に平行し南北方向でそこでは基底面等深線および等層厚線ともに直線状を示している。基底面は西側に向けて急傾斜し、層厚も急激に西方へ肥厚する。このような急変部は北西方に向けてNo. 75#15-16 付近を通り、さらに大岳岬と能古島の間を北北西に向けて

追跡される。博多湾の西部には、前述のように第三系が主として潜在しかなりの厚さの第四系に被われているが、能古島北東にみられる第四系基底面の凹所(50—55 m)などは花崗岩類あるいは三郡変成岩類の賦存予想域中に位置する。いずれにしても、博多湾の第四系はその北西の志賀島、能古島の西方海域、北方の玄海灘のそれとはかなり様相を異にし、^{ながたれ}長垂山—能古島—志賀島を結ぶ花崗岩類その他、および海ノ中道下に潜在が予想される先第四紀基盤岩類は第四系の堆積に対してバリエーションの役割を果していたと思われる。現在、後背地にみられる主要な河川の海域での旧河道、沿岸直近海域に測線がないので詳しくは追跡されない。しかし前述した湾西部の基底面凹地は、おそらく室見川、樋井川あるいは那珂川、御笠川などの旧河道と関連をもつものであろう。現在の河川のうちのいくつかは、第三紀以降、現在の博多湾から“道切”を経て北流し玄海灘に流入したもの、能古、志賀両島間を経て志賀島西方を玄界灘へ流れたものなどがあつたと思われる。

ここに述べた第四系と推定される地層の大部分は沖積層の可能性が濃い、洪積層も含まれると考えられる。しかし両者の識別は今のところむづかしい。

5. 結 論

既述した探査の成果は第1図の海域区分ごとに説明してきた。以下には対象全海域を通覧して成果を要約するとともに、技術的ないしは解釈上の問題点を述べる。

5.1 音波探査記録の性格など

この調査に使用した音波探査器機の性能は高分解ではあるが可探深度はごく浅い。各測線の記録は、おおむね、海面下100m程度までの情報を検出している。関門層群など緻密な岩層の場合その内部構造などの検出はむづかしいが、第三系では反射面がよく検出され、構造の認定が比較的容易であつた。しかし可探深度が小さいことから第三系の場合においても、層(累層)相互、層群相互の関係、全層厚などは直接知ることができない。このような点については個々の測線記録を総合し、これと磁気データあるいは後背地の地質状況などを併せて、始めてある程度の推測が可能になる。第2図の海底部分の地質概略図は勿論このような過程をへて作られているので、既述のように試行的要素を含む部分がかかなりある。

5.2 音響的基盤としての先第三紀岩類

対象海域全般を通じて各地質系統の賦存・分布の予測を行ったが、先第三紀基盤岩類の相互の識別には推測の余地を残している場合が多い。例えば関門層群分布予想

域としたもののうちでの花崗岩類・玢岩類の認定、関門層群自体の岩相や構造の判定、非変成古生層が可探深度内にある場合の認定などである。これらを地域例としてあげるならば、津屋崎周辺海域西方沖合(第2図a14・15)、海ノ中道以北の玄海灘(第2図a20~22)、博多湾東部(第2図a23)などにおける先第三紀基盤岩類の判定である。これらの判定・解釈にあたっては磁気データ、海底地形、第四系基底面分布などを考慮して行っているが、なお充分とはいえない。海底露岩部におけるドレッジなど別途の方法により解決のできる範囲はごく限られたものであろう。表現をかえれば、これらの先第三紀基盤岩類は特殊の場合を除いて、この調査で用いた器機性能の上で音響的基盤をなすものである。

5.3 第三系について

対象海域とその後背地の第三系は、通常、2.5—3.5km/sec程度の弾性波(P波)速度をもつとされているが、音波探査では反射面の検出が容易である。反射面の検出・認定が比較的容易であつたことは、域内の第三系が適度の傾斜(10~30°位)をもち、粗粒相に富むとはいえ全体としては互層状であり、層理面や互層間の反射係数に変化があることなどによるものであろう。北九州市西方海域における折尾砂岩(山鹿層)、津屋崎周辺海域における津屋崎層群の火砕岩層などは音響的に不透明である場合がみられ、また海底地形に表われる場合もあることから、これらがマーカーとしての役割を果すことがある。しかし可探深度の限定から個々の堆積区における第三系全体の音響的層序の決定はきわめて困難であつた。調査海域全般としては北九州市西方海域の第三系は既往のアクア・ラングによる海底視察や海域の坑井地質の資料もあり、かつ、その基盤が主に第三系と音響的・磁氣的に差異のある関門層群(下関亜層群)と予想される関係から分布の範囲、構造などをより詳しく知ることができる。堆積盆の東縁断層とそれに併走する向斜の追跡もかなりの精度で可能である。同様のことは神湊浦の宗像炭田の第三系の海域延長部分についてもいえるが、ここでは臨海部の第三系の構造がやや不明確であるため、海域に予想される第三系の層準については不明の点が多い。

大島の北方および北西方海域では、島上での状況と相違して、意外に広く第三系が分布する。その分布の北限と西限は残念ながら押えていないが今回判明した範囲内での分布形態や褶曲を伴う構造は北九州の第三系のそれと、やや趣を異にするようである。津屋崎の第三系および博多湾を中心とする福岡炭田第三系の海域部分の状況は前記の筑豊、宗像の第三系と比べて音波探査記録の読解が難しく不確定要素がある。その原因はこの先第三

紀基盤がしばしば風化や侵食抵抗に弱い花崗岩類であること、第三系が NNW-SSE 性などの断層により細かい構造単元に分かれていること (浦田, 1958), 博多湾に臨む福岡平野下の地質情報が乏しいことなどがあげられよう。別報する磁気データは海底地質の解明にかなり参考になったが、音波探査の可探深度の不足は第三系の状況把握にも影響している。津屋崎周辺海域の西部沖合や、海ノ中道以北の玄海灘などでは、既述 (3, 第三系) 以外の第三系堆積区の存在の可能性が全く否定されたわけではない。花崗岩類や関門層群と予想される海域に、局部的ではあるが、かなりの見掛傾斜をもった明確な反射面群が音波探査記録に観測されることが、しばしばある。後背地においても先第三系中に孤立した第三系が認められる事例がある。しかし、この報文中や第 2 図などにはこのような第三系の予測や分布については、ほとんど触れていない。

5.4 第四系について

第四系とみなしたものは大部分水平の反射パターンを示し、部分的には礫層に由来すると思われる散乱波もみられるが、総じて音響的透明層である。ときに反射面はゆるく傾斜したり、波状にうねるもの、偽層状を示す場合がある。後背地では沖積統、洪積統が区分され両者の累重関係などが知られているが、海域において第四系とみなしたものについては両統の区分は、おおむね、困難である。また各海域ごとの層相の総括やそれにもとづく対比なども容易になしえない。したがって、報文中には第四系とみなされる地層の内容については詳しく触れず専ら層厚やその基底面の深度分布などについて記述した。第四系の層厚は一般的にみて沖合に向けて肥厚する。また、しばしば海岸線と直交するように入ってくる第四系基底面の谷型の部分や基底面の凹地に層厚が厚い。海底地形は第四系基底面の深度分布に対応している場合が多いが、遠賀川河口一波津 (三里松原), 博多湾などではこの対応がない。すなわち、三里松原前面の海底地形は単純に沖合に向かって深く、海岸線に平行した等深線をもって描かれるが、海底下の第四系基底面には海岸線と直交するように谷型があったり、凹凸にとんでいる。

現成堆積物の採取は全調査海域にわたり 536 点を行い、その鉱物組成、粒度組成などにつき担当者による検討がなされたが、成果は未公表である。

文 献

岩石試料速度研究会 (1962) 物理探査. vol. 15, no. 1.
郷原保直・新堀友行・鈴木康司・野村 哲・小森長

生 (1964) 北九州の第四系紀層に関する諸問題. 資源研報, no. 62, p. 83-108.

平山 健 (1935) 福岡県糟屋郡志賀島塩基性岩類の花崗岩化作用. 九州帝国大学理学部研究報告 (地質学), vol. 1, no. 2.

岩崎一雄・今吉文吉・中西 昭・高梨政雄・森 喜義・駒井二郎・佐藤 優・勝目一泰・磯 巳代次・宮沢芳紀・向井清人・石橋嘉一・桑形久夫・松田栄蔵・大竹重吉・青木市太郎・小川銀三・和田儀一郎・竹内三郎 (1970) 海上用電波測位機ハイドロジストの実験結果について. 地質調月, vol. 21, no. 1, p. 1-65.

唐木田芳文 (1965) 福岡市能古島・香椎の北崎花崗閃緑岩と三郡変成岩. 西南学院大学文理論集, vol. 6, no. 1, p. 19-44.

——— (1968) 博多湾外志賀島の花崗閃緑岩と黒色有色岩 (演旨). 地質雑, vol. 74, p. 85.

——— (1969) 北九州における片状花崗閃緑岩と塊状花崗閃緑岩との成因的關係についての考察. 西南学院大学文理論集, vol. 9, no. 2, p. 75-85.

河内英幸・後藤 進・中川忠夫・青木市太郎・丸山修司 (1967) 海底地質のサンプリングおよびショートボーリング法の研究 (その 2). 地質調月, vol. 18, p. 759-779.

亀山徳彦 (1968a) 関門地方の第四系. 地質雑, vol. 74, p. 415-426.

——— (1968b) 関門地方にみられる洪積世末期の二つの海進について. 地質雑, vol. 74, p. 563-568.

経済企画庁 (1970) 福岡県土地分類図 (20万分の 1) 同付属資料.

木村政昭・広島俊男・小野寺公兒・水野篤行 (1975) 20万分の 1 甌島周辺海域海底地質図説明書. 地質調査所 (印刷中).

松下久道 (1937) 博多湾内残ノ島の地質. 九州大学工学部彙報, XII-3, p. 172-179.

——— (1949) 九州北部に於ける古第三紀層の層序学的研究. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 3, no. 1.

——— (1951) 九州北部炭田の地質構造. 九大理学部研究報告 (地質学), vol. 13, p. 49-54.

——— ・高橋良平・小原浄之介・岩橋 徹・井上

- 英二 (1957) 洞海湾周辺地質調査報告書。日本道路公団若戸橋調査事務所, 28 p.
- (1960) 九州 (総説, 各説). 日本鉱産誌 BV-a, 東京地学協会. p. 545-621.
- (1967) 福岡市の地質. 福岡市地盤図同説明書, 日本建築学会九州支部, p. 1-11.
- (1971) 九州炭田堆積盆地生成の一考察, 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 11, p. 1-16.
- 松本達郎 (1951) 北九州, 西中国の基盤地質構造概説. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 3, p. 37-48.
- 満塩博美 (1965) 福岡県津屋崎沖の底質. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 8, p. 101-124.
- 茂木昭夫 (1973) 地質構造を反映した海底地形の例 (倉良瀬戸). 地理学評論, vol. 46, p. 755-759.
- 長谷 晃 (1958) 西中国・北九州の後期中生界の層序と構造. 広島大学地学研究報告. no. 6, p. 1-50.
- 野田光雄 (1962) 九州地方. 日本地方地質誌. 423 p., 朝倉書店.
- (1968) 筑豊炭田香春付近の円形断層と地質構造. 九州大学教養部地学研究報告, no. 15, p. 1-6.
- 岡田博有・小島郁生 (1964) 福岡市北方, 津屋崎町付近の第三系. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 7, p. 75-83.
- 岡部 実・浦田英夫・小原浄之介 (1974) 福岡県宗像郡大島の夾炭層について. 九州大学教養部地学研究報告, no. 18, p. 9-17.
- 太田喜久 (1953) 北九州における後期中生界の地質学的研究 (その1). 福岡学芸大学紀要, no. 2, p. 206-213.
- (1955) 小倉市道原一帯の中生界の層序と構造 (北九州における後期中生界の地質学的研究. その2). 福岡学芸大学紀要, no. 5, p. 29-39.
- (1957) 小倉及び八幡市南方の中生界について (北九州における後期中生界の地質学的研究. その3). 福岡学芸大学紀要, no. 7, p. 63-73.
- (1958) 福岡県赤間町南方, 天の坊一靡山一帯の中生界について (北九州における後期中生界の地質学的研究, その他). 福岡学芸大学紀要, no. 8, p. 47-53.
- 首藤次男 (1962) 北九州若松市の最新統 (九州最新統の地史学的研究1). 地質学雑, vol. 68, p. 269-281.
- 坂本陸恭 (1954) 海老津一宮田地域の古第三系堆積盆地. 九州鉱山学会誌, vol. 22, p. 399-408.
- 辻慎太郎 (1964) 福岡県篠栗・香椎地方に分布する三郡変成岩類. 地質学雑, vol. 70, p. 483-492.
- 竹原平一 (1936) 福岡市下香椎宮付近の地質. 地球, vol. 26, p. 89-101.
- (1937) 福岡県宗像郡津屋崎附近の地質. 九州帝国大学工学部彙報, vol. 12, p. 263-276.
- 高橋良平・浦田英夫・小原浄之介・富田宰臣・太田一也 (1971) 新見に基く筑豊炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告 (地質学), vol. 11, p. 115-132.
- 浦田英夫 (1958) 福岡炭田の古第三系. 九州鉱山学会誌, vol. 26, p. 496-510.
- (1961) 福岡市北東犬鳴地区の地質一とくに三郡変成岩類の層序について. 九州大学教養部地質学研究報告, vol. 7, p. 57-68.
- (1962) 福岡市付近の平坦面の地史学的研究. 九州大学教養部地学研究報告, no. 8, p. 1-45.
- 植田芳郎 (1957) 下関市付近の地質一特に関門層群の層序と構造. 地質学雑, vol. 63, p. 26-34.
- 山崎光夫・松下久道・浦田英夫・唐木田芳文・山本博達・小原浄之介・岩橋 徹 (1968) 福岡市の地質並びに地下水. 33 p., 福岡市.

(受付: 1975年8月5日; 受理: 1975年9月10日)

PLATES

(With 17-20)

Plate 説明

Plate 番号	測線番号	測点区間	方 向	距離(m)	位 置
Plate 17-1	No. 51	12-10	SW-NE	1,070	津屋崎町南西
-2	"	9-7	"	1,080	
18-1	"	6-4	"	1,080	
-2	No. 64	11-10	NW-SE	630	能古島西方
19-1	"	9-7	"	1,260	
-2	"	6-4	"	1,580	
20-1	No. 6	7-4	NE-SW	1,230	神湊北方
-2	"	3-2	"	560	

音探データ

音源：200ジュール水中放電

ハイドロホン：MP-1 群設置型

掃引：100m 水中相当距離

発振間隔：3/8 sec

フィルター：CH1, 350 ~ 600 Hz; CH2, 600 ~ 7000 Hz

船速：4~6ノット

測点間隔：500~750m (4分間隔)

記録紙：湿式記録紙

垂直水平尺度比(S): 4.4~7.5

船位計測：六分儀

地質記号

Q: 第四系 (Quaternary System)

T: 第三系 (Tertiary System)

KW: 関門層群 (Kwanmon Group)

G: 花崗岩類 (Granitic rocks)

Sn: 三郡変成岩類 (Sangun Metamorphic rocks)

PT: 先第三紀岩類 (Pre-Tertiary System)

(未区分) (undivided)

B: 海域試錐位置 (Location of a marine drilling)

CB: チャンネル基底 (base of channel)

→←: 向斜軸 (synclinal axis)

Plate 17-1

No. 51 測線, 測点11-12, 測点間隔 500m 磯崎鼻約 4 km 沖

* 測点 8~11.6付近までの間は先第三紀基盤岩(未区分)である。

* 測点12付近では北ないし東に見掛の傾斜をもった反射面群がみられる。これは磯崎鼻付近に分布する第三系の北北西への延長部に当たる。

Plate 18-1

No. 51 測線, 測点4-5, 測点間隔 570m 津屋崎町南西方 4 km 沖合

* B 点 No. 22: 海上試錐の位置を示し海底下 10~12.5m の間で採集した岩石試料はアブライト質花崗岩。

Plate 18-2, 19-1, 19-2

No. 64 測線, 測点3-11, 測点間隔約 650m 能古島西方

* 測点 8 を中心とし, 海底近くまで三郡変成岩類がみられる。

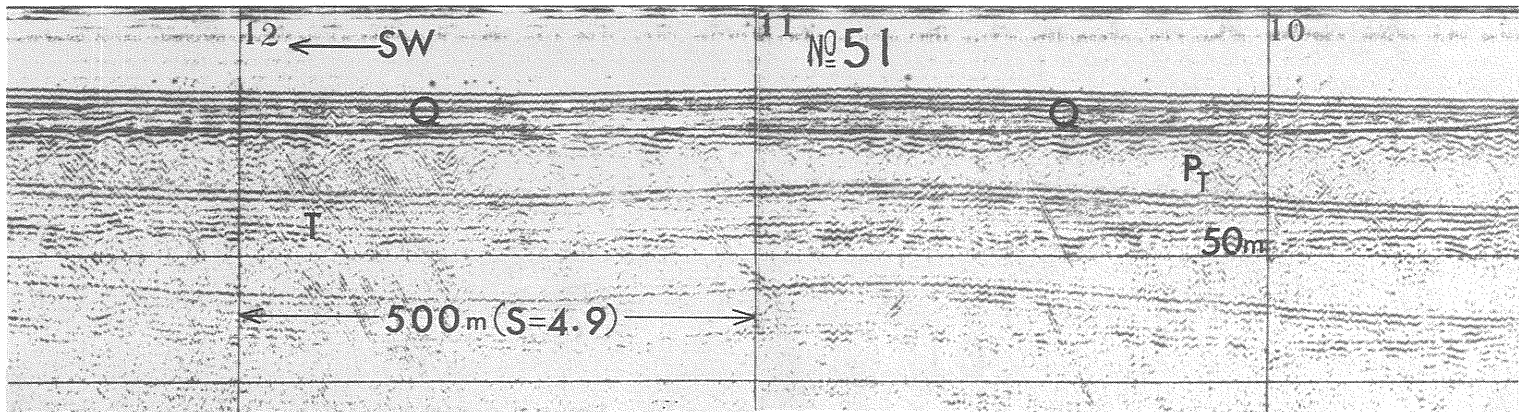
* 測点 6.4付近は第三系と三郡変成岩類との境界であり, 断層と推定される。

* 測点 9.7付近は三郡変成岩類と花崗岩との境界であり, 断層が推定される。

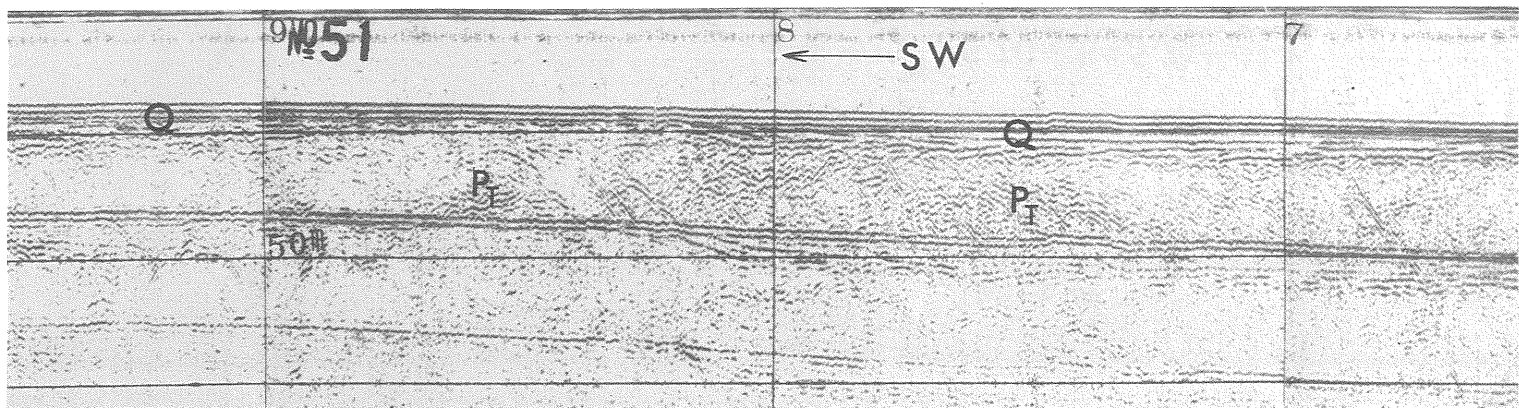
Plate 20-1, 20-2

No. 6 測線, 測点1-7, 測点間隔 550m 釣川付近北西方沖合

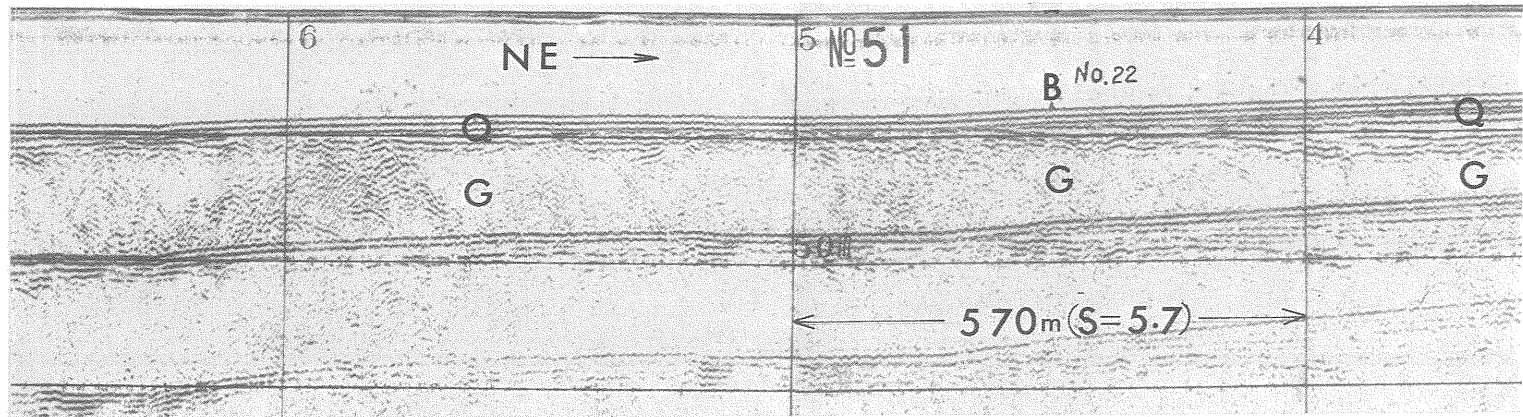
* 測点 2.1~4.4にかけ釣川によるチャンネルがみられその幅は約 1150 m におよぶ。チャンネルの谷壁は北側より南側で急傾斜であり, チャンネルの基底部は 31m で 2m ほど深くなっている。



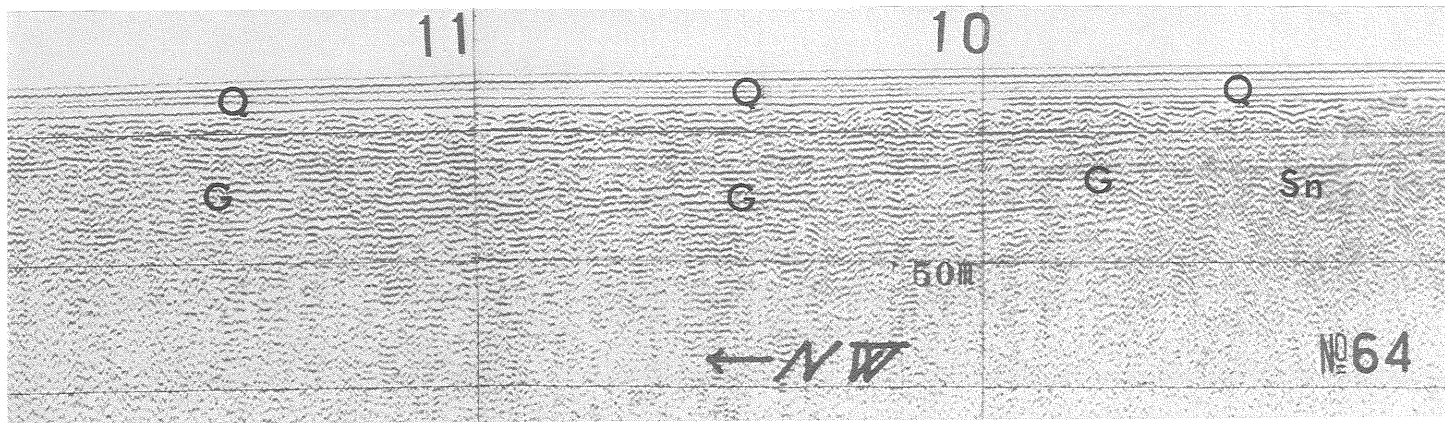
①



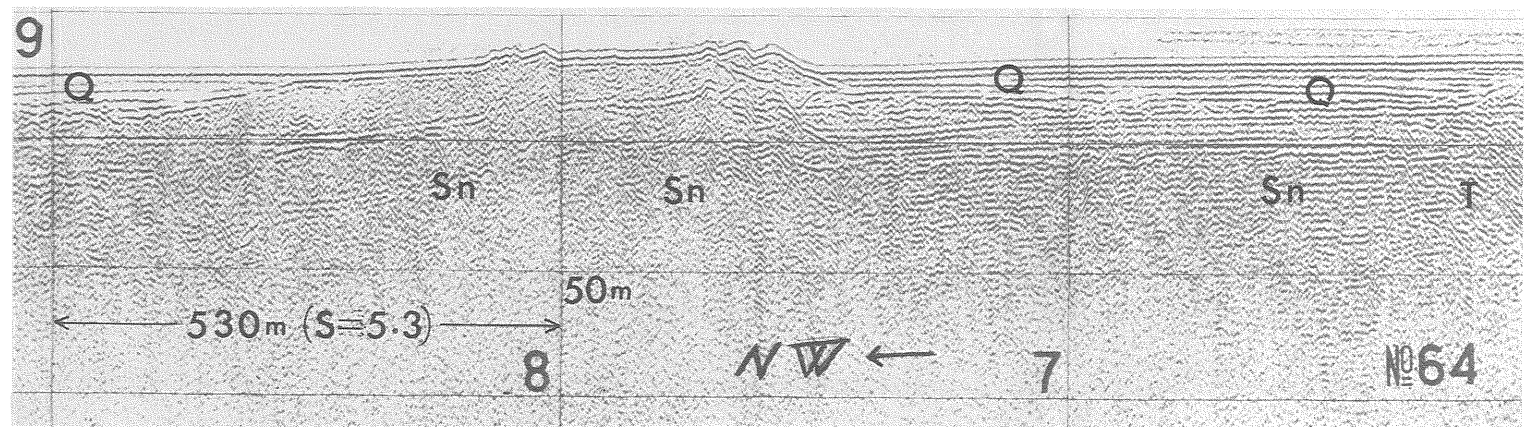
②



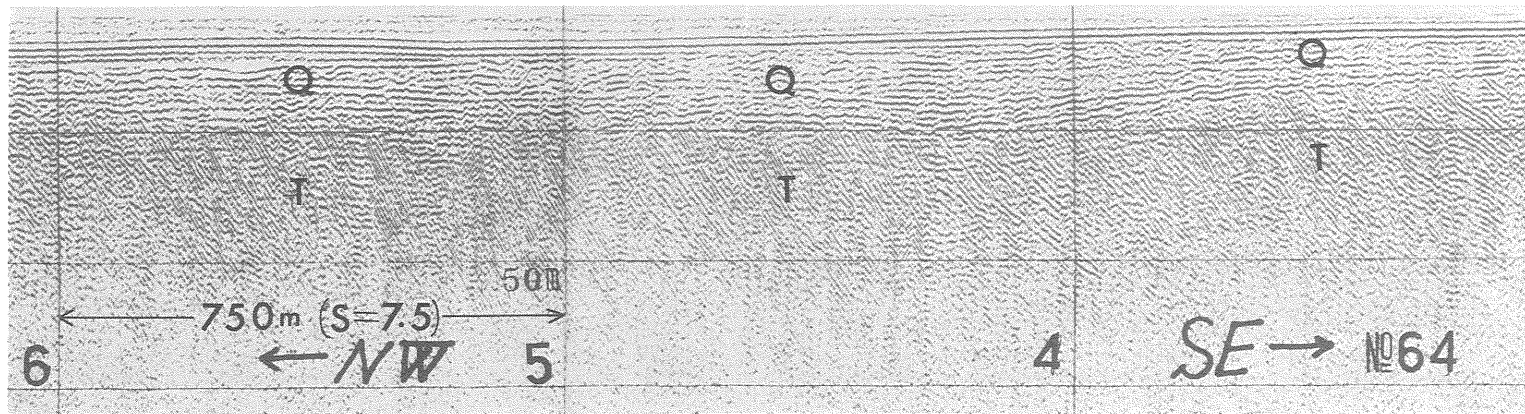
①



②

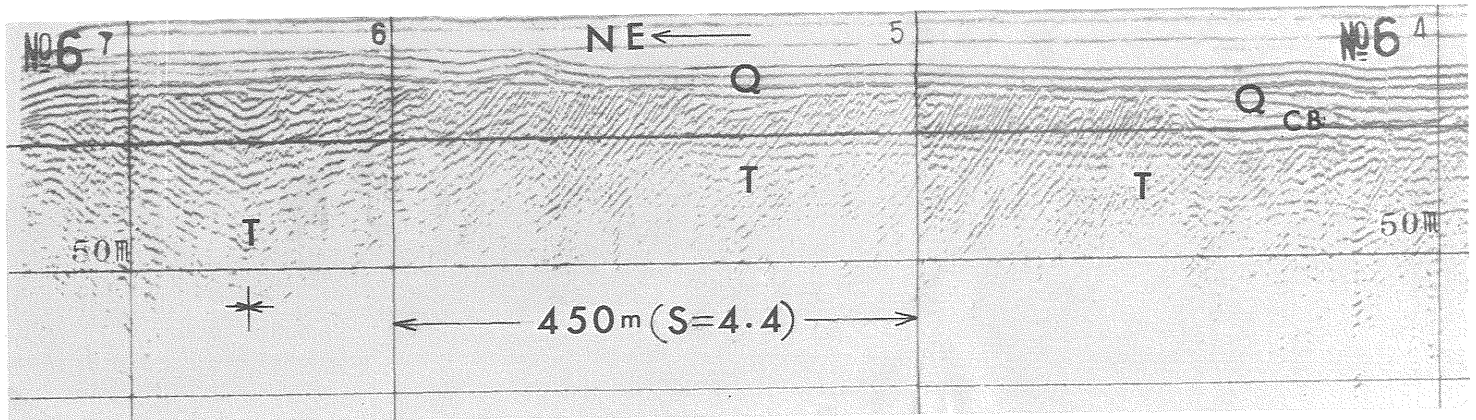


①

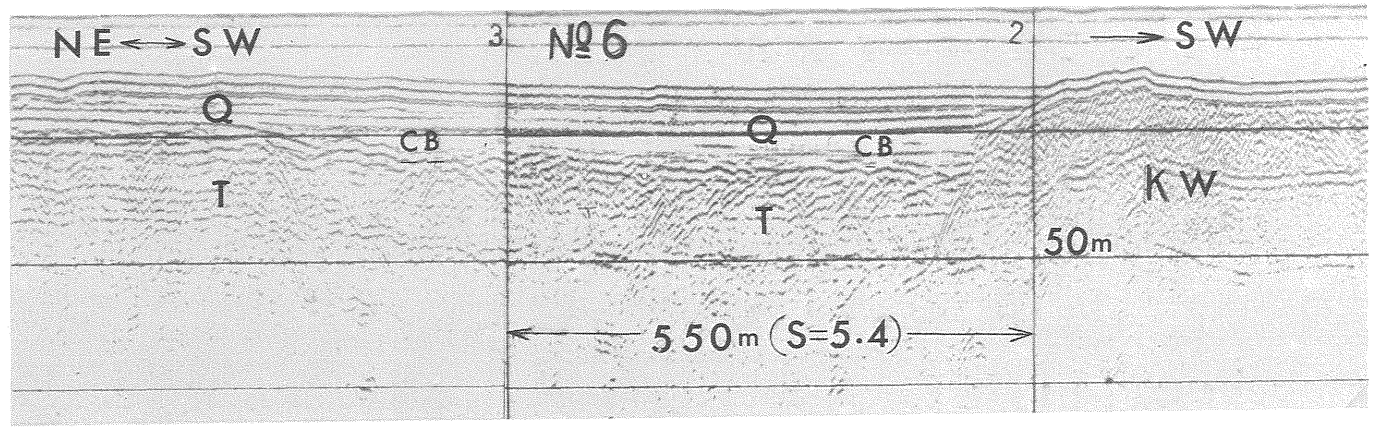


②

71-(633)



①



②

72—(634)