

## 音波探査による知多湾の研究

中条純輔\* 高田康秀\*\*

**Geologic Studies of Chita Bay by the Continuous Seismic Profiling**

By

Junsuke CHUJO &amp; Yasuhide TAKADA

## Abstract

The continuous seismic profiling is applied on Chita Bay for the purpose of investigation on the shallow part of the sea bottom geologic structure. This continuous seismic profiling (sonic prospecting) uses the low energy and high resolution system in order to detect detail structures, and it applies the underwater sparking sound generation of approximate 100 joules electric energy. It is one of the most suitable way to apply high resolution exploration technique for shallow structures. The geologic structures of Quaternary system and lower layers up to 100 meters from the sea surface are revealed by this prospecting. There is the shelf channel of about 30 km long, which lies along the east coast of Chita Peninsula to Irako Strait. This channel is fulfilled by the fills and covered with the sea bottom sediments, and the average slope of the channel bottom is 1.5 milli-radian. It joins with the Yahagi Channel together, which extends from emptying place of the recent Yahagi River to south. It has a terrace along the east channel side. The southern part of the Chita Channel erodes the Miocene series and Granite, and it is buried by the fills and the recent sediments. The Morozaki Channel, which is inferred to be formed in Holocene Age and remains in the sea bottom topography, lies close by the Chita Channel. At Morozaki offshore the Chita Channel lies eastwards 600 meters from the Morozaki Channel. The average slope of channel bottom is 3.8 m-rad, so the lower stream has the bigger gradient. It is interpreted that as the sea level lowered from any channel state, the erosion of channel occurred from the lower stream and made steep gradient. Moreover the upper stream erodes Pleiocene and Pleistocene series though the lower stream does Miocene series and Granite, which are able to resist for swift current by their hardness.

On the northern sea of Sakushima Island the deltas deposit on the bottom surface as the recent topography. Here many small channels are found under recent sediments. These channel groups lie upon two stages. The lower group has, for example, 13 channels among 3000 m long in the vicinity of the 13th surveying point on Line No. 150, and their deepest channel is 34 m deep. The shallower group has 15 channels among 4000 m long on almost same area, and their deepest one is 20 m deep. This channel group has no relation with sea bottom topography. The upper group is formed in younger age than the lower one. Both of them are formed by erosion on land, but it is not yet decided to correspond and identify with the ages of the Chita Channel and the Sakushima Channels.

The Sakushima Channels flow southwards from Okazaki Plain through between Sakushima Island offshore and Okinose Bank. The Sakushima Channels are formed two stages as upper and lower channels. The upper one is called the first Sakushima Channel, and it is shallow and wide. The lower one is called the second Sakushima Channel, which is deep and narrow.

\* 物理探査部

\*\* 名古屋出張所

As the upper stream of the first Sakushima Channel is covered with the sonic gravel layer which is characterized by heavy scattering of sound, it is not only difficult to detect channel bottom of the upper channel but also impossible to identify the existence of the lower channel. The sonic gravel layer distributes until 7 km offshore from the coast of Okazaki Plain, and it gradually disappears from the dense sonic gravel distribution to sparse one. The second Sakushima Channel is observed near and after this disappearance and it joins with the Paleo-Toyokawa River together. It has 1.5 m-rad as the mean slope angle of channel bottom, and the first Sakushima Channel has 3.2 m-rad.

The distribution and missing area of the Pleistocene series are found in the sea bottom. It is revealed where the boundary under Quaternary system between Miocene series and Granite of Ryoike Zone lies. This studies use 170 km lines of total length for approximate 200 km square area.

## 要 旨

知多湾の海底の構造を調べるために低エネルギー、高分解能の水中放電音波探査を行なった。これにより海面下 100m までの浅い部分の第四系を主とした地質の状態が分った。

知多湾には知多半島の東側を通り伊良湖水道に到る知多チャンネルと呼ぶシェルフ・チャンネルがあり、約 30 km の長さである。知多チャンネルの北半は埋積物に埋まり現世の海底堆積物に蔽われていて、チャンネル基底の平均傾斜角は 1.5 m-rad である。また矢作川の延長にあたる矢作チャンネルを合流し東岸には段丘がある。知多チャンネルの南半は現世のチャンネルである師崎チャンネルと一致する所もあるが師崎沖では 600m 東側を通っている。チャンネル基底の平均傾斜角は 3.8 m-rad であり、下流側の方が急傾斜である。これはチャンネルがある形態のとき侵食基準面が低下して河口の方から下刻が強くなり下流側の傾斜角が急になったことと、上流側の地層が鮮新統で軟かく下流側が中新統と花崗岩で硬く侵食に強いための 2 つの原因が重なったと解釈される。

佐久島の北方の海域では三角洲状に発達する現世の堆積物の下に小さなたくさんチャンネルが埋積されている。このチャンネル群は 2 段あって深い方のチャンネル群は例えば測線 No. 150 の #13 付近では約 3000 m の間に 13 あり最も深いものは 34m である。浅い方のチャンネル群は約 4000m の間に 15 あり最も深いものは 20 m であって現在の海底地形とは関係がない。これらのチャンネル群は海面低下期に陸上で侵食により形成されたものであるが知多チャンネルや佐久島チャンネルとの時間的な前後関係はまだ不明である。

岡崎平野では 1905 年まで現在の矢作古川に矢作川が流れていたが人工的に河道が変えられた。

佐久島チャンネルは矢作古川の南から佐久島と沖の瀬堆の間を通り南へ走る。このチャンネル基底は 2 段になり、上の佐久島チャンネル 1 は浅く幅が広く、下の佐久島チャンネル 2 は深く幅が狭い。佐久島チャンネル 1 の上流部は音波礫層で蔽われているので基底や下のチャンネル 2 の状態は分らない。音波礫層は海岸から 7 km 沖まで分布するが次第に消失する。これより南で佐久島チャンネル 2 が観測され、これは古豊川と接続している。佐久島チャンネル 1 の平均傾斜角は 3.2 m-rad で佐久島チャンネル 2 の 1.5 m-rad よりも急な傾斜角である。

また本調査により洪積層の分布状態や欠如している区域が分った。また海域において中新統が欠如し第四系の下位に傾家花崗岩類が接している範囲が明らかになった。

## 1. 緒 言

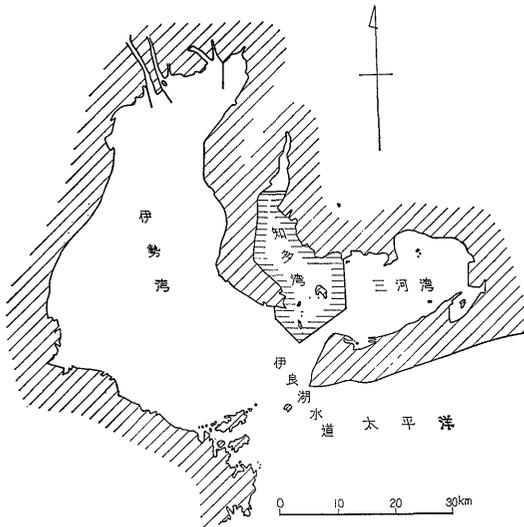
日本列島の内湾は大陸棚全体の中での面積としてはさほど大きくないがその地学的意義は非常に重要なあいがある。のみならず内湾は国土に準じた意義があって経済上産業上運輸上の重要さは外洋はもとより外洋に接する大陸棚に較べても比較にならないくらい大きい。

海洋の地形地質の研究は海洋開発の中でも最も基本的で重要な部分を占めるものである。特に内湾におけるそれは大きな役割をもち海洋開発が現在ほど重要な科学技術の方向として認識されなかつた時代においてさえ海洋の調査研究の多くの部分を占めていた。内湾は海洋の一部としてより陸地の延長として認識されていたとしても言過ぎではないだろう。そのような内湾の調査の歴史性と国土への密着のために新しく興っている海洋開発の中では先導的な問題点が把握されず重要視されない感すらある。

本文には日本の内湾としてはかなり穏やかな第四紀の地史を経たと予想される知多湾をシェルフ・チャンネル

の問題を中心にして研究した。またこの調査研究に用いられた低エネルギーの音波探査はこの種の内湾浅部の研究に最も適した手段といえる。内湾のシェルフ・チャンネルは主としてブルム氷期における海面低下の時期(18,000~20,000年 B.P.)にその原型を作りその後の沖積世の海進において完成された。この問題につき従来は海底地形を基礎としてドレッジやボーリングによって調査されてきたが、1960年頃から音波探査が実用化されるに及んで画期的な調査方法の変化を起した。東京湾の古東京川、大阪湾、有明海、少し地学的意義は違うが備讃瀬戸などはこの種の一連の調査研究といえる。

知多湾は第1図に示すように三河湾の一部であって西側の知多半島と東側の岡崎平野にはさまれた南北に細長い内湾である。北の衣浦湾から知多半島の南端師崎までは南北に約25km、伊良湖岬まで40kmある。海底地形は師崎の沖を南北に約8kmの師崎チャンネルがあって潮流の侵食による急峻で複雑な地形をなしている。これより北では沖積世の海底堆積物に蔽われた穏やかな地形である。



第1図 位置図

伊勢湾口には変成岩や古生層で成る島列があり、島列の北にはそれに並行してほぼ東西方向に中央構造線がある。知多湾は中央構造線の北側にあたり領家帯の花崗岩を基盤としてその上位に中新統以降の地層が北にいくほど若くなりながら分布している。海底直下には現世の堆積物があり、第四紀の海面変動に伴う堆積物やチャンネルの埋積物がある。洪積層は北で発達するが知多半島の南などで欠損する所がある。鮮新統は非海成層で成立している。この下の中新統は海成層で知多半島南部から佐

久島にかけて露出し、基盤の花崗岩類を不整合に蔽う。南の篠島などでは花崗岩が露出している。また岡崎平野の東縁の幡豆山地にも花崗岩の露出をみる。

三河湾において知多湾と渥美湾の境は水路の上では師崎、日間賀島、佐久島、一色町を結ぶ水路の狭隘な部分でなされるであろう。しかし地学的に堆積の性質の異なる単元として区別するなら佐久島の東方5kmを南北に延びる沖の瀬堆をもって境するのが妥当である。沖の瀬堆は頂部の水深11m、比高5mたらずの小さな堆であるが、その頂部に礫をもち東側と西側とで海底堆積物が別々に供給された。海面変動のあるフェーズではここを稜線として東と西が区切られていたであろう。

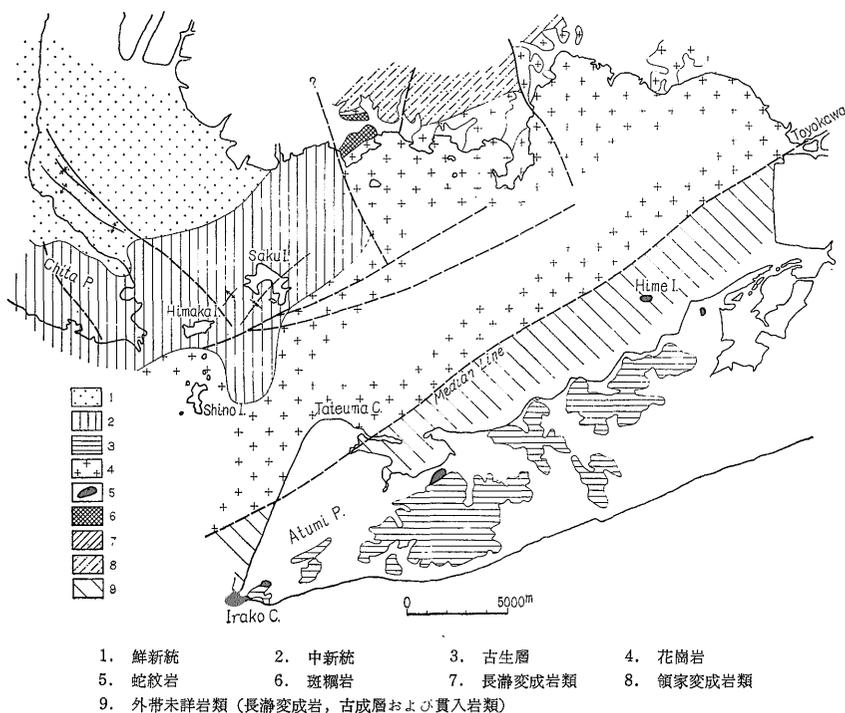
沖の瀬堆以西の知多湾には音波探査で2本のチャンネルが認められた。細かくはもっと分類され時代的な変遷もあるが、衣浦湾と矢作川から出る知多チャンネルと、佐久島と沖の瀬堆の間を南に流れた佐久島チャンネルがその2つである(これらの呼名は筆者の提唱)。これらの問題点を中心にして知多湾の海底地質を調べていく。

## 2. 地質と音波探査の概要

西南日本を縦断する中央構造線は三重県の伊勢市付近より露頭がなくなって伊勢湾に没し伊良湖水道の神島の北を通り、渥美半島の立馬岬付近を通り(試錐で位置を確認)三河湾を縦断して豊川にそって北東に進んでここで再び地表に出る。基盤構成としては中央構造線を境に南側すなわち外帯側は三波川変成岩類、秩父系未区分古生層の古期岩類よりなり、北側は花崗岩類および領家変成岩類が分布する。中央構造線より大略数kmの範囲には侵入または貫入塩基性岩体が小範囲にみられる。伊勢湾および知多湾と渥美湾をふくめた内湾は中央構造線の南側に散在する島峙と渥美半島により外洋と区切られる。地形的にいうと島峙は2列になっていて南側は菅島、神島などがあり伊良湖岬もこの島列の延長に当たる。北側の島列は答志島などである。内湾と外洋を結ぶ水道は3つあって伊良湖水道、答志水道、鳥羽水道である。

知多湾の基盤は中央構造線北側の花崗岩で構成され、その上に中新統を最下部とし鮮新統に至る新第三系が内陸まで広く分布している。この地域は伊勢湾・濃尾平野に広がる第三紀層の堆積盆地の縁辺部に当たる。洪積世に至って堆積物は中央構造線をまたいで広く分布し、これの上面を削って現世につながる新旧の河川系が海へ流入し新しい堆積物をもって埋没した形を示すに到った。また知多湾西側知多半島沿いに佐久島をふくめて中山水道西半にわたる間は洪積層を欠除し第三系または花崗岩類が分布する(第2図参照)。

これらの地質を中央構造線を境に区分すれば次のよう



第 2 図 三河湾海域基盤岩類および第三系地質図

になる。

## 2.1 基盤岩類, 外帯側

### 2.1.1 三波川變成岩類

緑色片岩および黒色片岩等を主とするものでこれに御荷鉾系緑色岩類をも総括した。これらは中央構造線に接して外帯にあたり、渥美湾の外帯側はほとんど本岩類によってしめられる。

### 2.1.2 橄欖岩, 蛇紋岩等の塩基性貫入岩

これらの岩体は中央構造線南側数 km の範囲にあり、伊良湖岬, 福江, 田原地区の陸海域に点在する。

### 2.1.3 古生層

チャート・砂岩・輝緑凝灰岩・石灰岩等で構成される。渥美半島陸地に分布し海域では確められない。

## 2.2 基盤岩類, 内帯側

### 2.2.1 領家變成岩

石英, 雲母片麻岩, 珪質片麻岩によって構成される。渥美湾北岸に広く分布する。

### 2.2.2 斑禰岩

一般に粗粒暗色斑状の岩石で, 領家變成岩西縁の陸地に小規模に分布する。

### 2.2.3 花崗岩類

片麻状花崗岩および花崗閃緑岩よりなる。中央構造線の北側海域および沿岸陸域に広がる。

## 2.3 新 第三系

### 2.3.1 中新統

知多半島の南端部, 日間賀島, 佐久島等に見られるものは硬質の礫岩・砂岩・頁岩および凝灰岩の累層よりなる海成層で師崎層群とよばれている。知多湾南半に広がるが外帯側には分布しない。

### 2.3.2 鮮新統

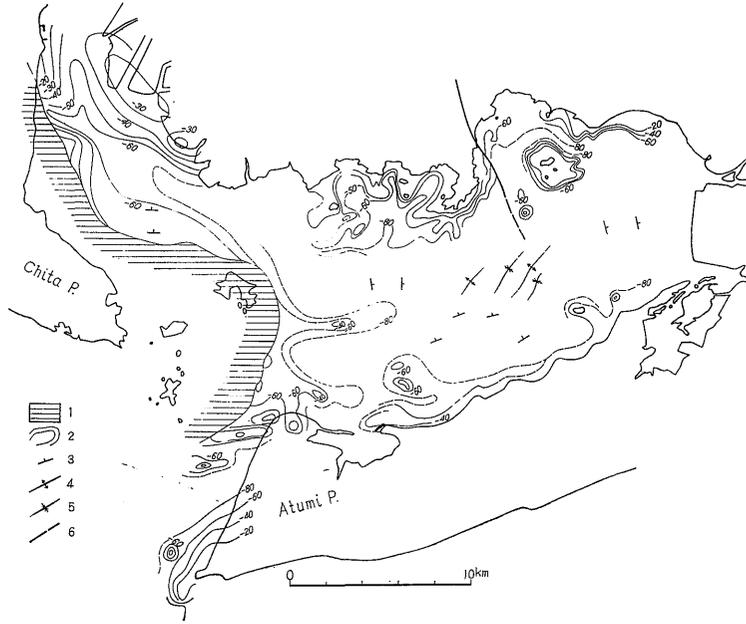
知多半島南端部を除き広く分布する。緑色凝灰岩・砂岩・礫岩・凝灰岩よりなる非海成層で常滑層群の総称で代表される。もともとは西方の奄芸層群, 北方の瀬戸層群と一連の地層であり, 東海湖 (竹原, 1961) の堆積物である。これは師崎層群を不整合に蔽っている。本層も外帯側には分布しない。

## 2.4 洪積統

礫・砂・シルト層よりなり, 知多半島, 渥美半島, 三河地域から濃尾平野全域に広がる。名古屋地方の唐山層, 八事層や知多半島の武豊層, 亀崎層, 三河地区の碧南層, 低位段丘堆積物, 豊橋や渥美半島にかけての二川累層, 田原累層, 高師原礫層等がこれに相当する。洪積層は外帯側にまで分布しているが, 中山水道より佐久島の東および北をめぐって知多湾を武豊に結ぶ西縁の海域には欠如している。その基底深度と欠如海域は第 3 図のとおりである。

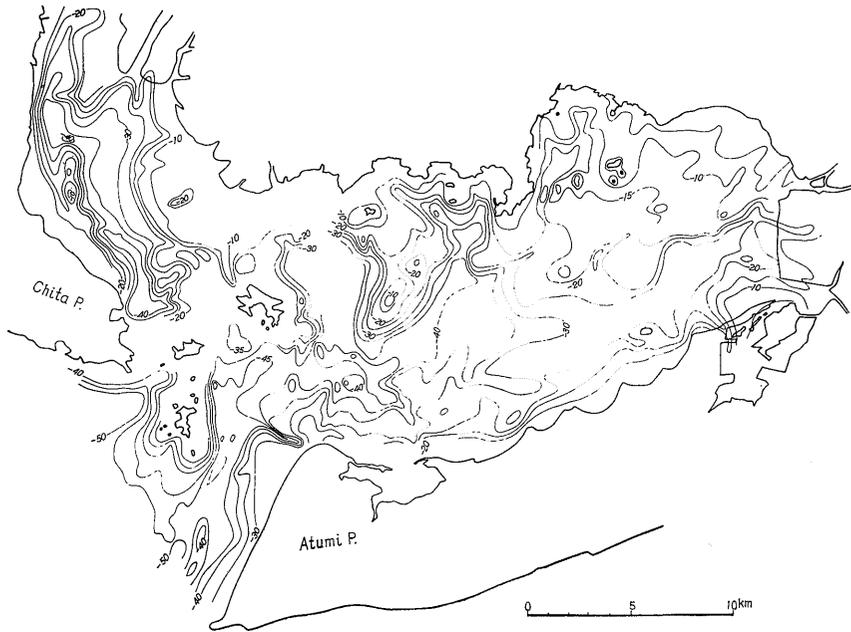
## 2.5 沖積統

内陸河川系を中心に沿岸平野から海域の大部分の表層

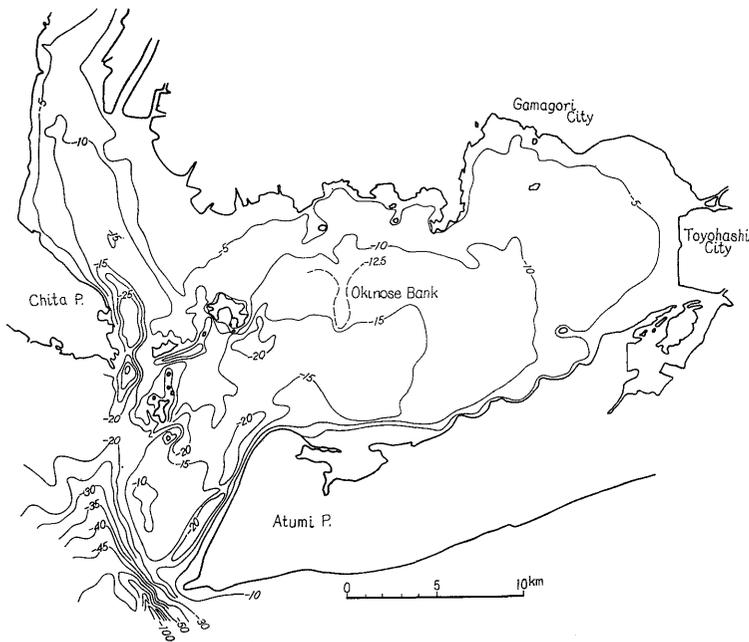


- |            |        |                |
|------------|--------|----------------|
| 1. 洪積層欠除地域 | 2. 等深線 | 3. 洪積層中の地層傾斜方向 |
| 4. 背斜軸     | 5. 向斜軸 | 6. 断層          |

第3図 洪積層基底面等深線図



第4図 沖積層基底面図



第5図 三河湾海底地形概況図

を占める。礫・砂・シルト・粘土より成る。音波探査の結果より得た沖積基底面図と海底地形図より本層の厚さを知ることができる。第4図と第5図は沖積基底面図と海底地形図を示す。

当海域の地質の対比表を第1表に示す。

第1表 三河湾周辺の地質対比表

時 代	知多・三河地域
沖 積 世	沖 積 層
	低 位 段 丘 層
洪 積 世	碧 海 層
	武 豊 層
鮮 新 世	常 滑 層 群
中 新 世	師 崎 層 群
先 第 三 紀	花 崗 岩 類
	領 家 変 成 岩

本研究に用いられた音波探査は低エネルギー、高分解能のものでこの種の浅海の浅部を中心にした探査には典型的な適用法といえよう。発振系は水中放電によりそのエネルギーは100ジュール程度で掃引は100m水中相当距離である。

本研究のための外業は2回行なわれた。1966年5月豊浜港を基地に行なわれたものと、1967年10月に師崎港を基地に行なわれたものである。観測船は2回とも約

30 tonの汽帆船を用い、測量は六分儀による3点両角法により行なわれた。

音波探査の観測における代表的な観測条件は次のとおりである。

掃引時間	100m 水中相当距離 (133m-sec)
発振時間間隔	2/8~3/8 sec
掃引電源	周波数安定化電源(水晶で規制)
水中放電発振電圧	8,000 V
発振用コンデンサー	4 micro F
発振電気エネルギー	128 joule
受振フィルター	100~1,000 Hz
記録方式	ホーガン湿式記録紙
記録紙送り	19.5 cm/4 min
記録幅	20 cm/1成分
垂直方向尺度	1/500
水平方向尺度	約 1/2,500~1/3,000
垂直水平尺度比	約 5~6
測量時間間隔	4 min
測量原図尺度	1/50,000
船の平均速度	4~5 knot

知多湾の面積はおよそ140 km<sup>2</sup>である。また本文で広い意味の知多湾として扱われた区域の面積は約200 km<sup>2</sup>である。測線の総延長は当海域内で約170 kmであり、従って測線密度は0.85 km/km<sup>2</sup>になる。測線図は第6図に示す。測線は地質の解釈には当然すべてを用いたのであるが、本文に図版として掲示しその内容を説明した

ものは 78 km にとどめた。掲載した図版を第 2 表に一括して示す。図版、断面図および平面図には共通して用いられる略号の記号があり、これらをまとめて第 3 表に示した。

第 2 表 図版の表

測線番号	測点番号	枚数	断面図	内容
No. 155	#1-5	全 2		CC
No. 154	#1-11	全 4	#1-7, #6-11	CC, YC, C
No. 164	#44-24	— 7		CC, TR
No. 153	#1-13	全 4	#2-10	C, CC, C and CU
No. 150	#1-21	全 7	#7-14, #14-21	CC, C and CU, SC
No. 149	#12-9	— 1	#12-8	CC, MC
No. 147	#1-4	— 1		CC, MC
No. 202	#30-15	— 5	#30-25, #21-18	CC, MC, GR, PTR
No. 164	#9-1	— 3		CC, MC
No. 182	#1-10	— 3	#1-10	SC 1, SC 2, OB
No. 172	#13-1	全 4		SC
No. 204	#38-20	— 6		SC 1, SC 2
12測線	約 78km	47枚	9枚	

全：全測線， —：測線の一部

第 3 表 記号の表

本文の断面図、平面図および図版に関して次の記号を使う

(地 名)		ERD	佐久島北方の侵食地城
OP	岡崎平野	注：他の記号も添字 1 と 2 でそれぞれを区別する	
YFR	矢作古川		
SKI	佐久島		
MZ	師崎		
CTM	立馬崎		
OB	沖の瀬堆		
(地層と境界)		(地形・地質の名称)	
PL	鮮新統	B	海底
MI	中新統	C	チャンネル
GR	花崗岩	CB	チャンネル基底
PL-MI	鮮新統と中新統の境界	CE	チャンネル基底の縁辺
MI-GR	鮮新統と花崗岩帯の境界	CM	チャンネル埋積物の縁辺
		F	埋積物
		BS	海底堆積物
		CU	上部のチャンネル (佐久島北方に限る)
		TR	段丘
		OC	海底の露頭またはほとんど堆積物のない所
		FLT	断層
		GRT	花崗岩が堆積物の下で突起している所
		R	R面, チャンネル縁辺の侵食面
(古地理的名称)		(音波探査上の名称)	
CC	知多チャンネル	SG	音波礫層
SC	佐久島チャンネル	SG-D	密な音波礫層
SC 1注)	佐久島チャンネル 1		
SC 2注)	佐久島チャンネル 2		
MC	師崎チャンネル		
YC	矢作チャンネル		
PTR	古豊川		

SG-S	粗な音波礫層	I	測線間隔
HMR	強い多重反射	S	垂直水平尺度比
	(幾何学的な名称)	D	深さ
CW	チャンネル幅	m-rad	ミリ・ラジアン
L	測線番号	dip	地層の傾斜角

以下の文において次の事項を規約しておく。

1) 測線は No. で表わす。測点は # で表わす。測線上のある位置は小数で表わす。

2) 地層や反射面の深さはすべて海面からの深さで表わし、海底からの深さではない。

3) 地層の深さはその地層から上の音波の伝播速度が判らないと決まらない。しかし伝播速度は測ってないのですべて水の伝播速度 1,500 m/sec とおいて深さを表わす。沖積層に限ればその伝播速度は水の中の伝播速度と大差ないばかりが多いから誤差は大きくない。しかし洪積層、第三紀層内部の地層の深さなどは実際より浅く出ているはずである。

4) 第三紀層内の傾斜角の計算にも伝播速度が必要である。これは 2,250m/sec (水の伝播速度の 1.5 倍) と仮定して計算している。

5) 緩い傾斜角は m-rad を単位に測った。

$$1 \text{ m-rad} = 1 \text{ milli-radian} = 0^\circ.0573$$

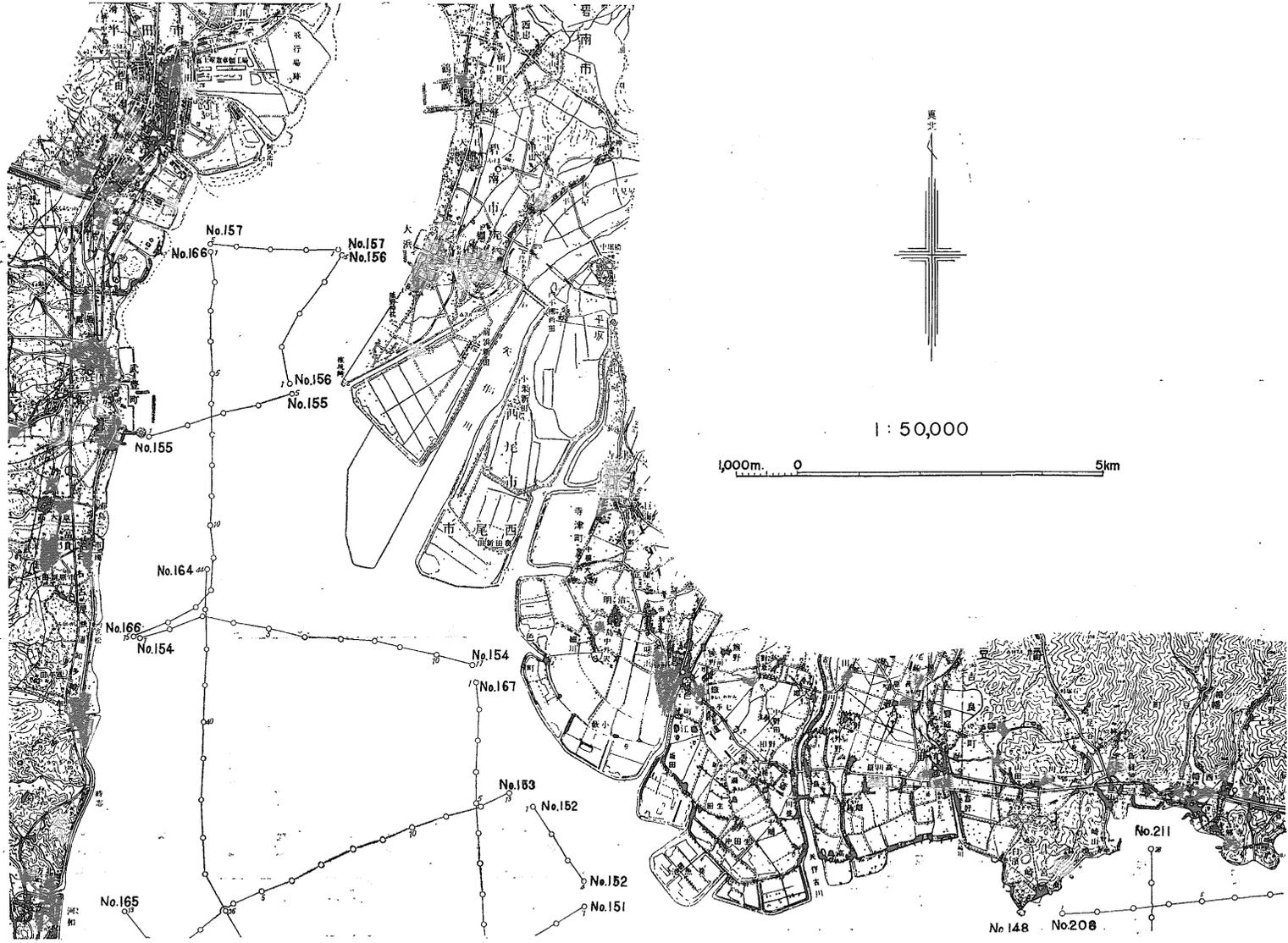
$$= 3'26''\text{.}265 \text{ および } 1^\circ = 17.5 \text{ m-rad である。}$$

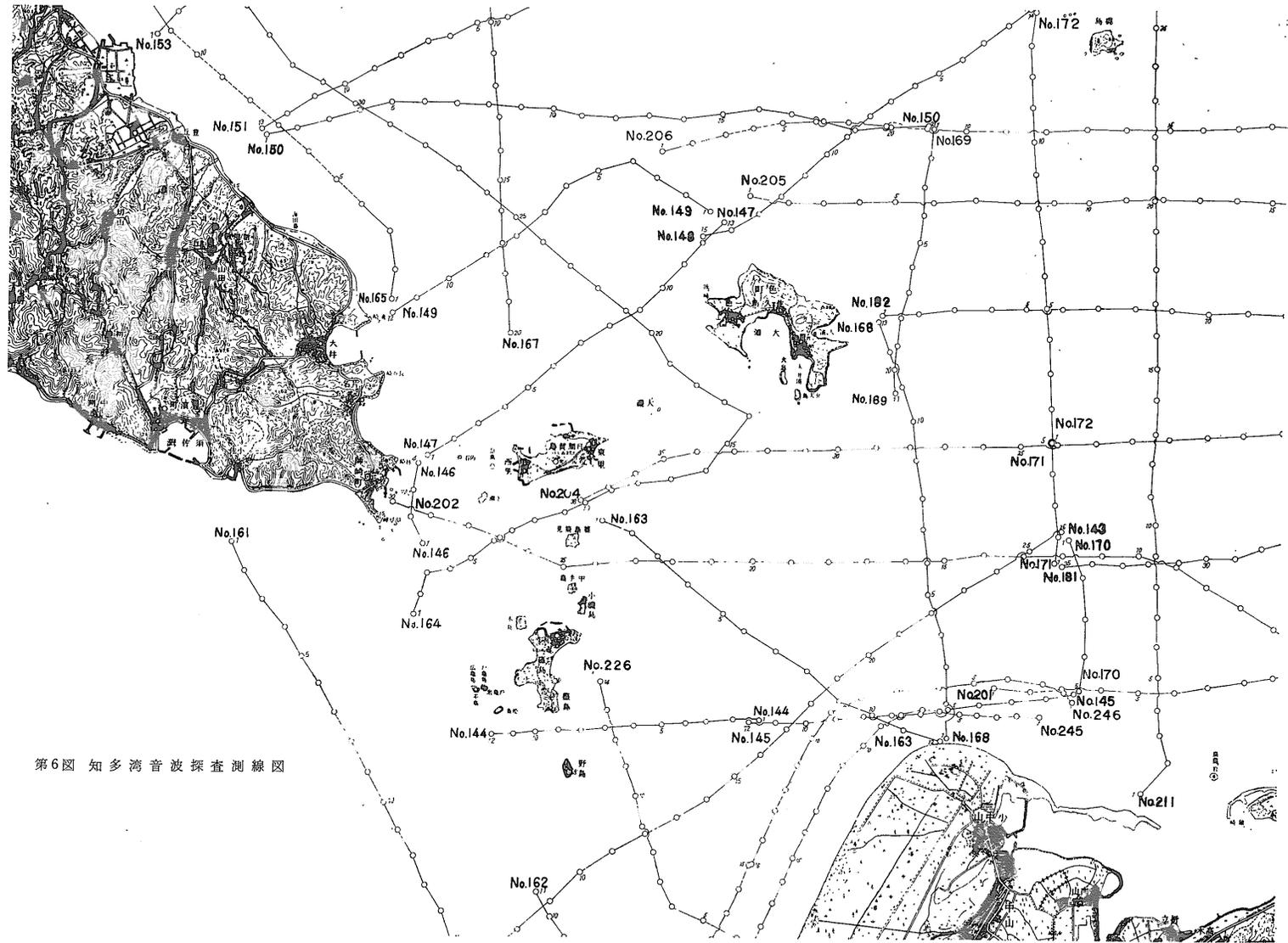
6) 図版の中には西を左、東を右に表わすために原記録を裏から焼いたものがある。これは観測が東から西に行なわれたかその逆かによる。南北の測線は北を左に表わしている。

### 3. 知多チャンネル

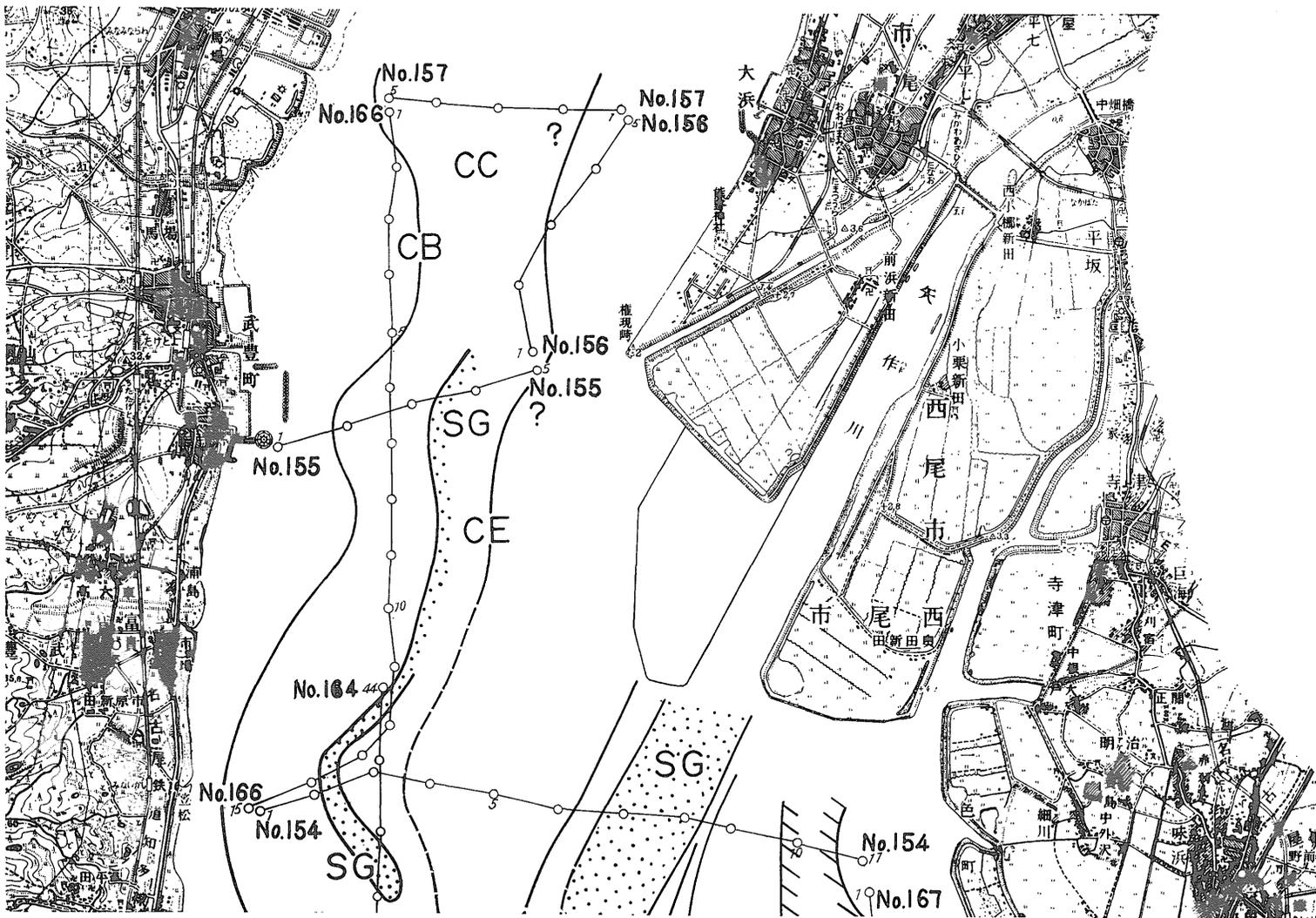
現世の内湾の地形と海底浅部の地質を規制してきたものは第四紀末期の海面変動特にブルム氷期の海面低下とそれに続く海面上昇であろう。ブルム氷期の最盛期の海面低下量は  $100 \pm 20\text{m}$  が平均的な値とされている。海退は局地的な地殻運動と海面低下とが重帖しているからこの値の当海域における平均からのズレは問題があるが、この時期に伊勢湾、知多湾、渥美湾がほとんど陸化していたことは間違いないことであろう。伊勢湾は伊良湖水道など湾口部を除き現在の最深部は 36m、三河湾は師崎水道を除き最深部 24m にすぎないからである。知多チャンネルはこの陸化した時期に知多湾の主要な水系であった。知多チャンネルはブルム以前のリス氷期にも存在したであろう。

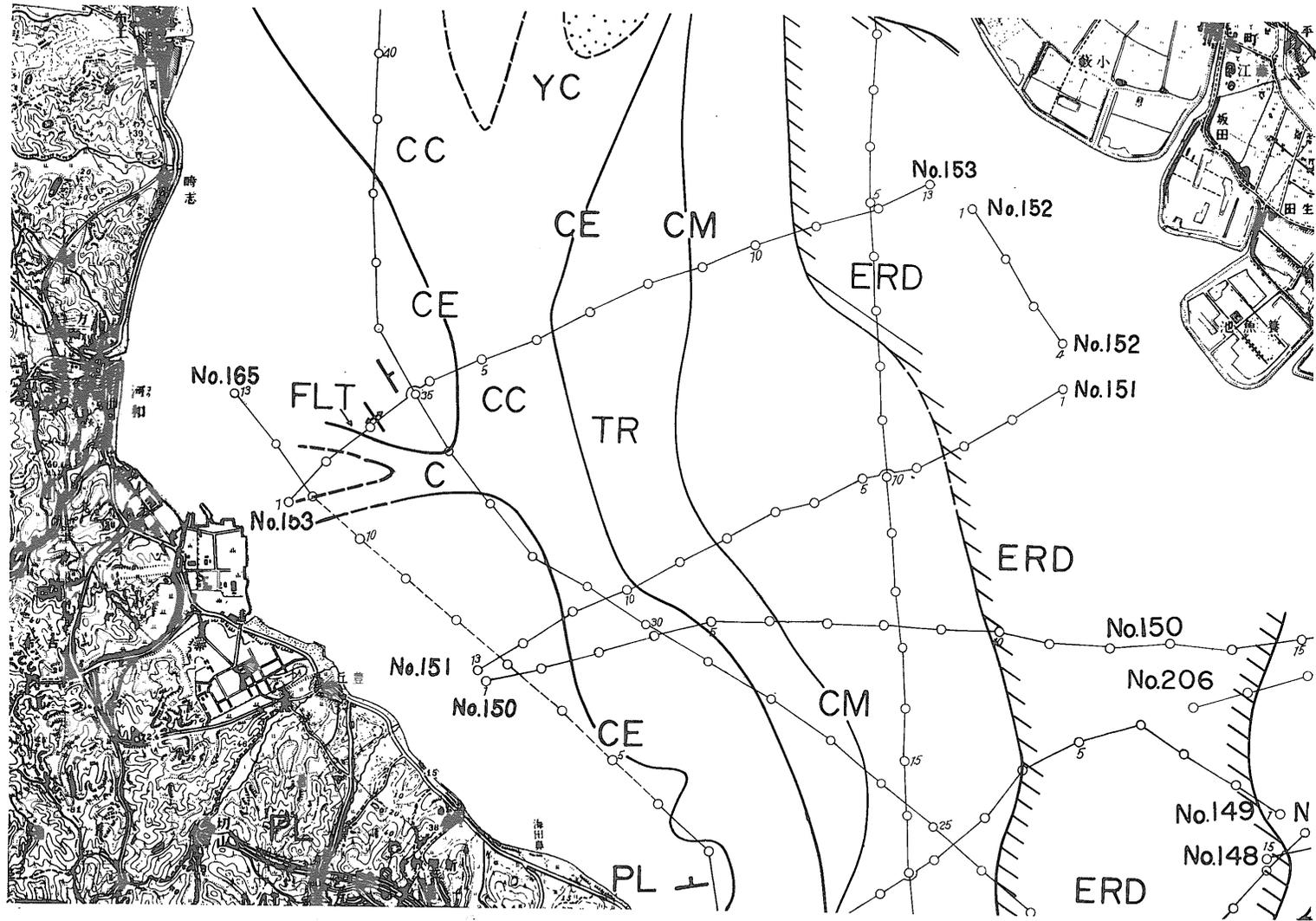
音波探査で観測された知多チャンネルは知多湾の北の奥である衣浦湾から始まり、知多半島の東岸に沿うように南下し途中で矢作チャンネルを併せて師崎水道を通り



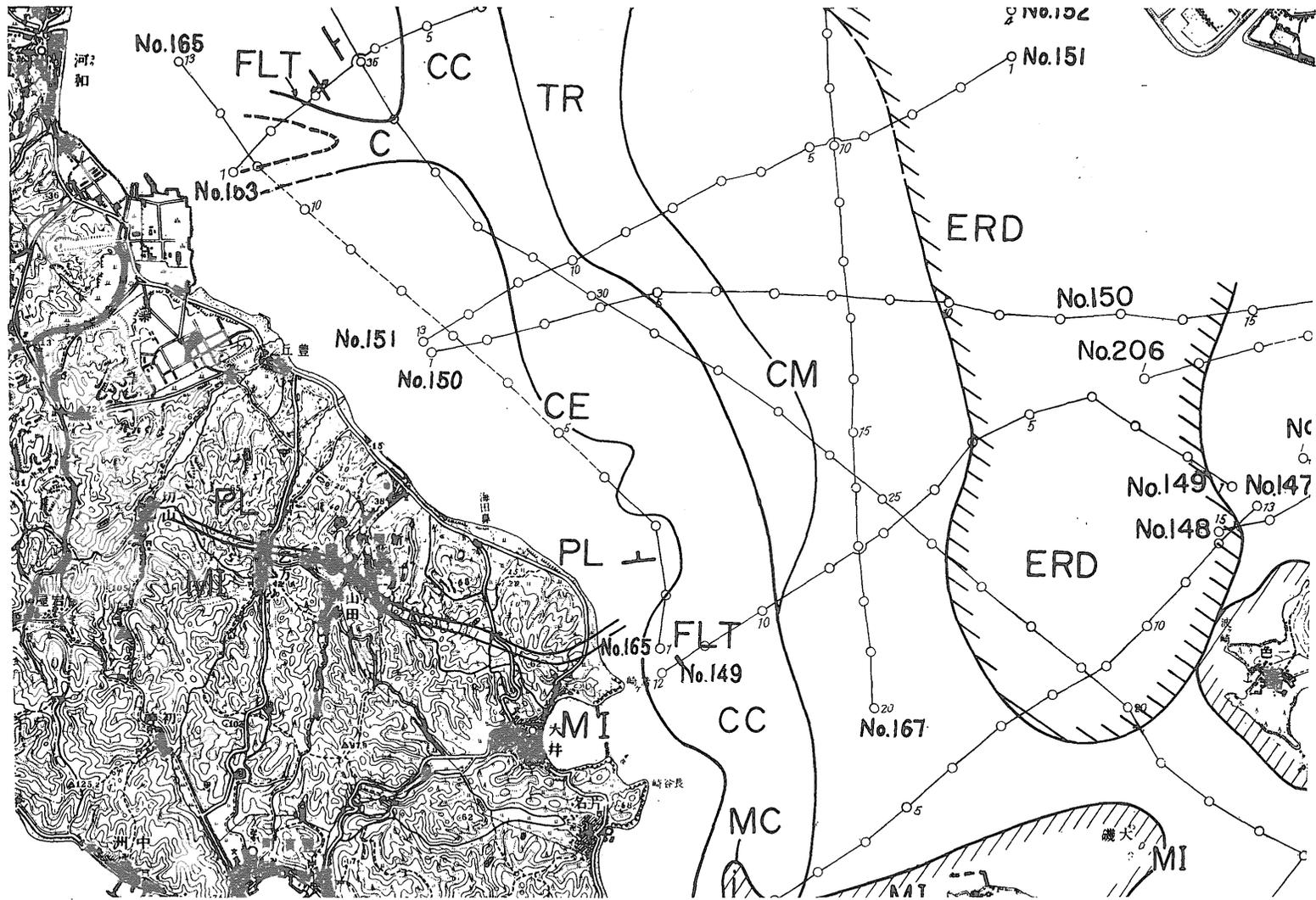


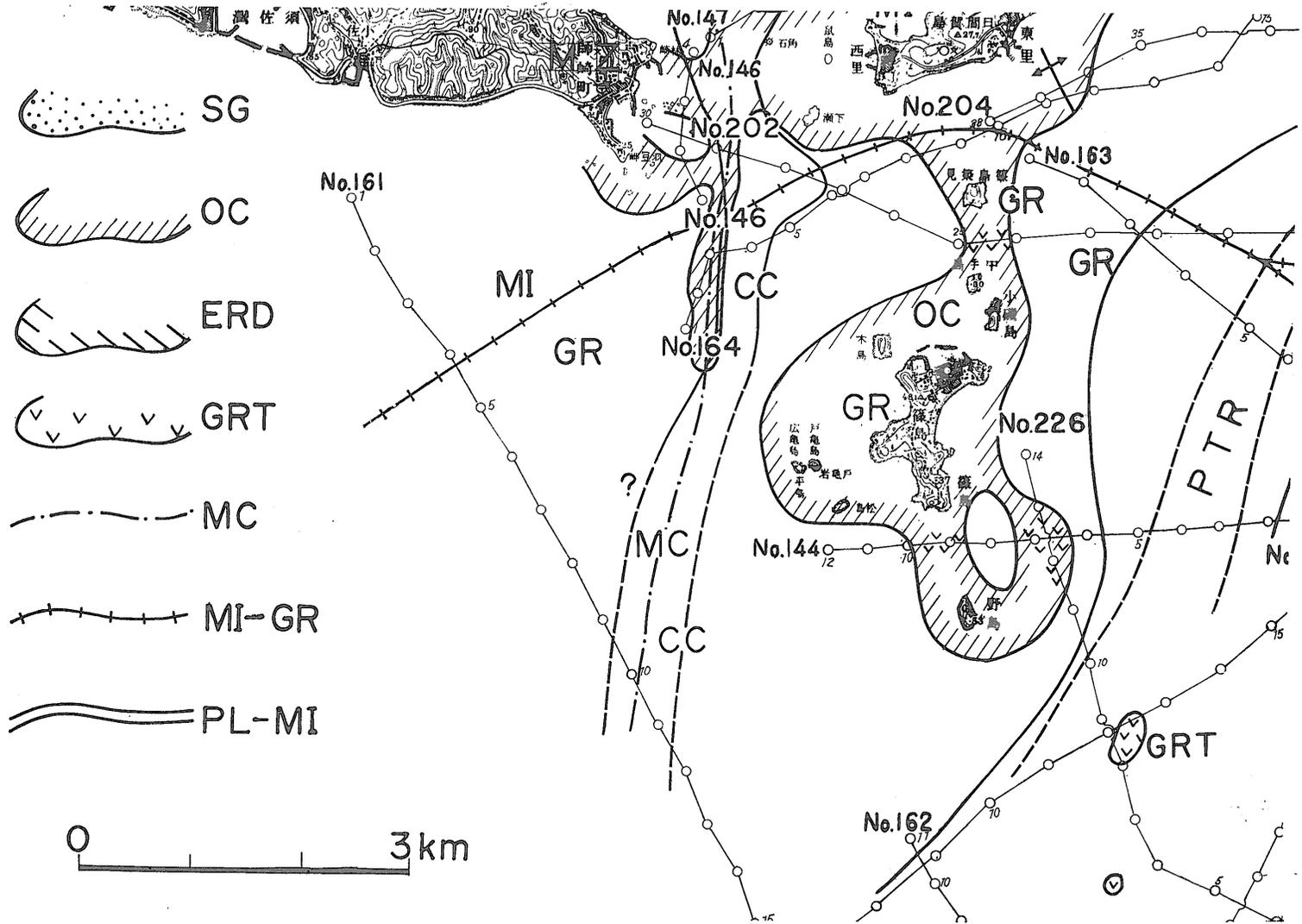
知多湾音波探査展開図 図6





第7図(a) 知多チャンネルの平面図





第7図(b) 知多チャンネルの平面図

篠島の西側に出る。そして伊良湖岬までの間で伊勢湾から南下する古木曾川や渥美湾から中山水道を通ってくる古豊川と合流して伊良湖水道を経て太平洋に続く。12本の測線で観測された範囲では長さ 30 km ぐらい、幅 400~1,800m ぐらい、深さ 17~75 m ぐらいの規模のものである。

第 7 図 (a), 7 図 (b) に知多チャンネルの平面図を示す。

以下に音探の記録を調べていく。始めは知多半島の半ばにあたる No. 153 から南へ見ていき次いで北へ上っていく。

**測線 No. 153 (#1-10)**

本測線は知多半島東側の河和町から対岸の一色町の間を走る。音探の記録を西より東へ見ていこう。記録の図版中で B は海底を示す。#2.7 で海底は 8m 程度であり、その下には C と記した沖積層の割合厚い部分がある。ここで沖積層の基底は 22m であるから堆積物の厚さは 14m である。この部分は知多チャンネルより河和町に向かって延びるチャンネルの分枝である。この分枝の東縁はチャンネル基底として鋭く終り、下の地層が断層 FLT で切られている。この地層は陸上地質との対比から鮮新統 PL とされる。断層とチャンネル分枝の形成にはその形態から考えて必然的なつながりがあるであろう。#3-4 の間には鮮新統の背斜があり表面はごく薄い海底堆積物に蔽われている。#4 から 10 の間が知多チャンネル CC である。第 8 図はこの No. 153 #2-10 の間の音探記録を断面図にしたものである。チャンネルの中央の #5.5 では水深 11m、チャンネル基底 34m であり、23m の厚さの埋積物 F

が知多チャンネルを埋めている。チャンネルの下は東向きに緩く傾斜する鮮新統である。#6.2 から東ではチャンネルの基底に段がついて浅くなり、深さは 28 m で知多チャンネルの基底 34m とは 6m の比高がある。この部分 TR は知多チャンネルが形成されたときの段丘と考えられる。段丘とチャンネル基底の境には下の地層に断層があるらしいがたぶん段丘の形成と直接の関係はないだろう。現在の海底地形の最も深い所はこの段丘の上であるから知多チャンネルの最も深い所 #4.6 すなわち西側の基底の縁辺との間は 1,500m もズレている。

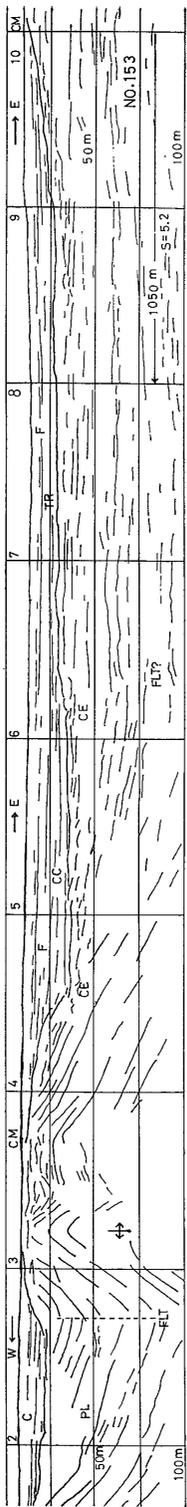
CE はチャンネル基底の両側の縁辺でありチャンネルの底の幅 W はこの CE の間を流路に垂直に測ったものである。測線は必ずしも流路に垂直ではないので W より大きくなる。知多チャンネルの場合は概してチャンネルの基底の縁辺 CE は鋭く切れているのでその位置を決めることは容易である (円筒を軸方向に切ったようなチャンネルの基底には限がないことがある)。CM はチャンネル堆積物の縁辺である。CM は埋積層の状態によって決められるものでチャンネルの幅そのものではない。

埋積物 F は海進の時期に陸上ないしは河口が極浅海で埋積が進んだと思われる。しかし海底に近い上部には現世の海底堆積物もあるであろう。

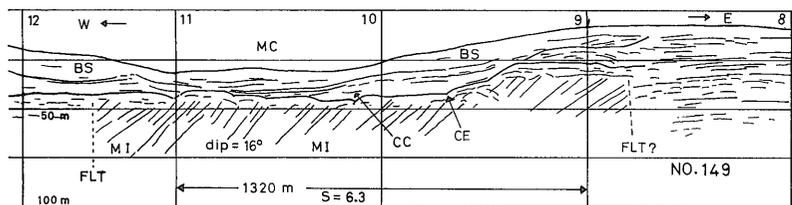
知多チャンネル中央の #5.5 で埋積物 F の中には海底 11m の下、基底 34m との間に 17m、22m、30m の反射面がある。30m の面はチャンネル基底に平行でほぼ水平であるが上の 2 層は海底と平行して緩く (2.8 m-rad ぐらい) 北東に落ちている。これは堆積機構が変わったための傾斜角の違いであろう。TR とした部分については基底に対する段丘の形をしてはいるが矢作チャンネルとの関係もあって別の解釈も成立つかもかもしれない。

**測線 No. 150 (#1-7)**

この測線は前記の No. 153 の約 3 km 南を東西に走る測線である。#1.8 は知多チャンネルの堆積物の縁辺 CM である。この #1.8 は距岸 1.3 km でここまでは海底はごく薄い堆積物に蔽われるか露岩であるがこれより沖は埋積物が厚くなる。知多チャンネルの基底は #2.2 から東側である。基底には幾つかの段がついている。基底の最も深い #3.5 では水深 14 m、埋積物中の顕著な反射面 22m、30m、33m、知多チャンネルの基底 41m、基底の下の反射面 58m、85m である。チャンネルの基底は #4.7 で終りこの東は段丘状 TR になる。この段丘は傾いているが #5.4 とチャンネルの基底をくらべれば段丘の比高は 11 m ある。#5.4 では水深 14 m、埋積物中の反射面 22 m、28 m、段丘面 30 m、反射面 50 m、66 m である。このうち 22 m の面は弱く水平で #3.5 の 22 m の反射面と続く。#28m の面は #3.5 の 30m の面



第 8 図 No. 153 の断面図 知多半島の河和から対岸の一色町の間知多チャンネル CC は埋積物 F で埋積されている。本図は図版 14, 15, 16 に対応する。本図の垂直水平尺度比 S は 5.2



第9図 No. 149の断面図  
知多半島の大井から東北東に向う測線。知多チャンネル CC は中新統 MI を侵食して形成される。海底は堆積物 BS に蔽われている。垂直水平尺度比 S は 6.3。  
図版 25 に対応する。

と続き 2m の差があってその傾きや反射波の強さは明らかに基底の影響を受けた変化を示している。基底の下の反射面は互層状であるが強さの変化の多いものである。#4.7あたりにはゆるい向斜がある。チャンネル基底の段丘は #7 で終り、埋積物が終る所 CM は #7.3 である。これより東では小さなチャンネルがたくさん発達した区域に移る。

測線 No. 149 (#12-9)

No. 149 は No. 150 より 3 km 下流側において知多チャンネルを南西 - 北東に横断する測線である。海底地形 B は #11 と #10.2 の 2 カ所に最深部があり、海底下の堆積物 BS は内の層理の変化がはげしい。知多チャンネルは #12-9.7 の間である。第9図は #12-9 の間の断面図である。チャンネルの基底は概ね平坦であり #10.5 では海底 32m, チャンネルの基底 47m である。基底の下の地層は記録の様相と地上の地質との比較から中新統の師崎層群である。#11.6 には中新統の中の断層 FLT がある。断層の東側は互層状で西落ちの地層である。その傾斜角は記録上 44° である。これを音の地層中の伝播速度を 2250 m/sec と仮定して測線沿い見掛け傾斜角に換算すると 14° になる注1)。

チャンネル内の堆積物は No. 153 のような水平な埋積物ではなくてもっと強い流れや潮流に影響された埋積物である。このような層理の変化の激しい反射面は経験的

にも堆積の理論からも砂層やあるいはもっと粗粒なものが多い。

海底地形の深い所は南北に続き非常に複雑な形をしている。これは師崎チャンネルである。師崎チャンネルは現在の海底地形として埋積されずにいる点で知多チャンネルと異なっている。しかし師崎チャンネル MC の形成は現在より海面が低下していた時期にその原型が作られたであろう。現在の潮流では最深部 50m におよぶ海釜の形成はできないだろう。師崎チャンネルの地形は伊良湖水道、答志水道や有明海の早崎海峡、大阪湾の紀淡海峡にも共通する潮流による侵食の様相を呈している。師崎チャンネルから数 km しかはなれていない中山水道は渥美湾に通じ潮流の流速もあまり変わらないのにチャンネルはないし海底地形は全く異なっている。これは過去と現在の侵食や堆積の条件が違うためである。

知多チャンネルの底は #9.7 で終りこれより北東では中新統は浅くなる。中新統とその上の層(多分洪積層)とは不整合に重なる。#9.0 では海底は 9m, 洪積層の上面は 19m, 中新統の上面は 30 m である。#8.8 には断層があってこれより東では西落ちの中新統の反射面はみられない。

測線 No. 147 (#1-4)

この測線は No. 149 より 2.5 km 下流にある。#1.5 で海底 48m, 師崎チャンネルと知多チャンネルの基底は一致して 54m である。基底の下は中新統が南西向きに落ちる平行な層理を示している。これを読取り No. 149 と同じ速度仮定で地層の測線沿い見掛け傾斜角で計算すると 9° になる。チャンネル基底の下の中新統は No. 149, 147, 202 の 3 測線にわたり層理が直線的で平行性がよく南西向きに落ちる共通性がある。これらは No. 153 の鮮新統にくらべると岩相の違いによる反射の様相の違い——反射波の強さとその消長, 反射面の平行性, 直線性など——がはっきりと出ているし傾斜も逆向きである。

#1.3 では中新統が基底から突出して崖を作っており, その散乱波も観測されている。#1.4 では知多チャンネルの埋積層はほとんどない。埋積後潮流侵食で削られたと思われる。知多チャンネルの東縁は #2.7 で鋭く切られて崖になって終る。#2.5 付近の基底の上崖の下の海底堆積物 BS は内部に海底地形にほぼ平行する反射面が

注1) 記録から読取る反射面の傾斜角を  $\alpha$  とし, 反射面の測線沿いの見掛け傾斜角を  $\delta$  とし, 記録の垂直水平尺度比を S とすると

$$\sin \delta = \tan \alpha / S$$

が成立つ。ただしこれは音の地層中の伝播速度 V が水中の伝播速度  $V_w = 1,500 \text{ m/sec}$  に等しいばあいである。  $V_w$  と V が異なり, それらの境界が水平なら

$$S_v = V_w S / V$$

において速度の変化を考慮した垂直水平尺度比  $S_v$  を作りこれにつき同じ式

$$\sin \delta = \tan \alpha / S_v$$

が近似なしに成立つ

$V_w$  と V の境界が水平でなくても 極端な傾斜でなければ上式は近似的に成立つであろう。実用上は  $\alpha$  が 30° 以下なら

$$\delta = \alpha / S_v$$

あるいは  $\delta = \alpha V / S V_w$

が近似的に 10% 以下の誤差で成立つ

$\alpha$  と S に対する  $\delta$  の表を第4表に示す。

上記のばあいは記録と測線図より計算して S=6.3 であり, 速度 V はその推定値として  $V = 2,250 \text{ m/sec} = 1.5 V_w$  をとると  $S_v = 4.2$  となり  $\alpha = 44^\circ$  のとき  $\delta = 14^\circ$  をうる。

第 4 表 読取角と傾斜角の表  
(記録の反射面の読取角と傾斜角および垂直水平尺度比の関係)

α	S											
	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	
0	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'	0°00'
2	2 00	1 20	1 00	0 48	0 40	0 34	0 30	0 27	0 24	0 22	0 20	0 20
4	4 00	2 40	2 00	1 36	1 20	1 09	1 00	0 53	0 48	0 44	0 40	0 40
6	6 02	4 01	3 01	2 24	2 01	1 43	1 30	1 20	1 12	1 06	1 00	1 00
8	8 04	5 23	4 02	3 13	2 41	2 18	2 00	1 47	1 37	1 28	1 21	1 21
10	10 09	6 45	5 03	4 02	3 22	2 53	2 31	2 15	2 01	1 50	1 41	1 41
12	12 17	8 09	6 06	4 53	4 04	3 29	3 03	2 42	2 26	2 13	2 02	2 02
14	14 26	9 34	7 10	5 43	4 46	4 05	3 34	3 10	2 51	2 36	2 23	2 23
16	16 40	11 01	8 15	6 35	5 31	4 42	4 07	3 39	3 17	2 59	2 45	2 45
18	18 58	12 31	9 21	7 28	6 13	5 19	4 40	4 08	3 43	3 23	3 06	3 06
20	21 21	14 03	10 30	8 22	6 58	5 58	5 14	4 38	4 11	3 48	3 29	3 29
22	23 50	15 37	11 39	9 18	7 44	6 38	5 48	5 09	4 38	4 13	3 51	3 51
24	26 26	17 16	12 59	10 16	8 32	7 18	6 23	5 41	5 06	4 38	4 15	4 15
26	29 11	18 58	14 07	11 15	9 21	8 00	7 00	6 13	5 36	5 05	4 40	4 40
28	32 07	20 46	15 25	12 17	10 12	8 44	7 38	6 47	6 06	5 33	5 05	5 05
30	35 16	22 39	16 41	13 22	11 06	9 30	8 18	7 22	6 38	6 02	5 31	5 31
32	38 41	24 43	18 13	14 29	12 01	10 17	8 59	7 59	7 11	6 31	5 59	5 59
34	42 26	26 44	19 43	15 39	12 59	11 07	9 42	8 37	7 45	7 02	6 27	6 27
36	46 36	28 56	21 18	16 54	14 01	11 59	10 28	9 14	8 21	7 35	6 57	6 57
38	51 23	31 24	23 00	18 13	15 06	12 54	11 16	10 00	9 00	8 10	7 29	7 29
40	57 00	34 01	24 48	19 36	16 15	13 52	12 07	10 44	9 40	8 46	8 02	8 02
42	64 12	36 54	26 46	21 07	17 28	14 54	13 00	11 32	10 23	9 25	8 38	8 38
44	74 56	40 05	28 52	22 44	18 47	16 01	13 59	12 24	11 08	10 07	9 16	9 16
46		43 46	31 11	24 28	20 11	17 12	15 00	13 18	11 57	10 51	9 56	9 56
48		47 46	33 44	26 22	21 44	18 30	16 07	14 17	12 50	11 39	10 40	10 40
50		52 37	36 35	28 28	23 24	19 54	17 20	15 21	13 47	12 31	11 28	11 28
55		72 12	45 34	34 50	28 26	24 05	20 55	18 30	16 36	15 03	13 47	13 47
60			60 00	43 52	35 16	29 39	25 40	22 38	20 16	18 21	16 47	16 47
65				59 04	45 28	37 47	32 25	28 28	25 24	22 57	20 57	20 57
70					66 20	51 43	43 23	37 38	33 20	29 58	27 15	27 15
75							68 54	56 02	48 17	42 44	38 28	38 28
80											70 57	70 57
α <sub>0</sub>	45 00	56 19	63 26	68 12	71 34	74 04	75 58	77 28	78 42	79 42	80 32	80 32
90°-α <sub>0</sub>	45 00	33 41	26 34	21 48	15 56	15 56	14 02	12 32	11 18	10 18	9 28	9 28

α: 記録の上の傾斜を読取った角

δ: 測線沿いに測った地層の見掛け傾斜角

S: 垂直水平尺度比

この 3 つの量の間には  $\sin \delta = \tan \alpha / S$  の関係がある。

地層速度 V が水の水速 V<sub>w</sub> と異なり、その境界が水平なときは  $S_v = S V_w / V$  をもって見掛けの S とする。

δ=α/S をもって上式を近似するときは切上げよ。

表中で実線から上は近似の誤差 10% 以内

δ=90° に対する α を α<sub>0</sub> とする。 ∴  $\tan \alpha_0 = S$

90°-α は点散乱源による双曲線の漸近線が鉛直線となす角

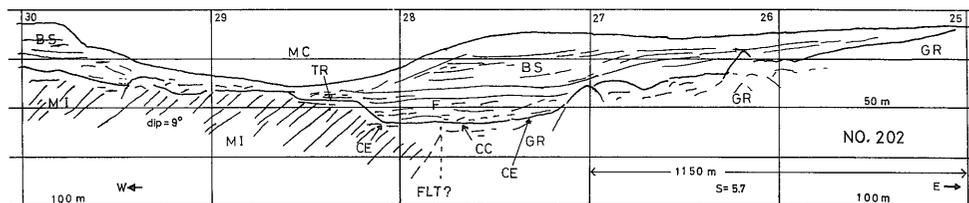
あるので堆積性の地形と考えられたぶん砂礫のような粒度の粗いものであろう。この BS は 20m の厚さがあるが地形は堆積性であるが No. 202 ではチャンネルの同じ側に侵食性の地形があるから師崎チャンネルの形成が複雑であったことを示している。

# 2.7 より北東の部分はやはり中新統と考えられるが層理はみられない。比高 36 m に及ぶ崖は中新統の中の

断層としてできたものかもしれない。

測線 No. 202 (# 30-24)

No. 202 は No. 147 より 1.3 km 南の測線である。地形的な最深部すなわち師崎チャンネルの最深部は # 28.6 であり水深 39 m である。ここでは堆積物はほとんどなく中新統が海底に露出するか露出に近い状態になっている。これは音波探査の分解能からくる限界内で露出に近い



第10図 No.202の断面図

知多半島の師崎から東に向う測線。師崎チャンネル MC は海底地形として残るチャンネル。知多チャンネル CC は堆積物に蔽われて MC から 600m 東へズレている。図版 27, 28 に対応する。

い状態をいうのであり完全な露岩ではなくて1メートル程度の表層堆積物をかぶっていることもありうるだろう。この意味で露出している区域は平面図上に露頭域 OC と記される。露頭域 OC は師崎港周辺と師崎水道の中央部、日間賀島から篠島に到る島列および佐久島周辺である。

本測線で知多チャンネルは #28.5-27.2 の間であってチャンネルの基底の深さは 59m である。#28.5-28.2 の間は知多チャンネル CC の西側であって中新統は段丘状に切られている。段丘 TR の深さは 48m であり基底 CC との比高は 11m である。次の No. 164 でも知多チャンネルに比高 6m の段丘があるがことと反対の東側である。

ここでは知多チャンネルの中心は師崎チャンネルの中心よりも東へ 600m ズレている。師崎チャンネル MC は知多チャンネル CC と多くの点で違っているが位置さえも違っているのである。知多チャンネルは溝状に中新統と花崗岩を切りその中は埋積物が埋積している。埋積物の上には海底堆積物 BS が 30m 以上の厚さに達している。この BS は西側は侵食で切られた上を現世の堆積物が薄く蔽っている。師崎チャンネルでは局所的な侵食や堆積が入りこんで行なわれたことを示している。

#29 の周辺で基底は中新統であった。しかし #24-25 の間では篠島との対応から花崗岩と考えられる。また #26.2 や #27 において海底堆積物の下にある基盤の突起はこの地方の領家帯花崗岩の特長と共通する形をしている。この花崗岩と中新統の境は #27.7 あたりであろう。この測線では両者は断層で接するとみられる。

#### 測線 No. 164 (#1-9)注2)

師崎港の南から日間賀島の南を通る測線である。地形的に最も深い所は #2.0 で 40m である。これは師崎チャンネルの中央部であって #1.8-2.0 の間で海底は露岩か薄い堆積物に蔽われている。この岩盤は記録の様相としては花崗岩と考えられる。#1.8 から南では岩盤は深くなり #1.2 では 58m で堆積物の厚さも 19m になる。花崗岩体の東側にあたる #3.2 から 3.7 にかけては花崗岩がチャンネル状に切られている。ここが知多チャンネル

注2) この図版は南西が右になり他の図版と逆である。

で幅は 220m 深さは 63m で約 37m の埋積物に蔽われている。埋積物の上半は音響的には透明であり下半は砂礫層を思わせる。#3.7 から東の #4.3 までの間は段丘状に花崗岩の上面が浅くなっている。段丘の深さは 57m であるから知多チャンネルの基底より 6m 浅い。段丘を含む全体の幅 #3.2-4.3 の間は 420m である。知多チャンネルの中央を #3.4 とすると師崎チャンネルの地形的な最深部 #3.0 との間では 590m のズレがある。同じ傾向のズレが約 800m 北の No. 202 でもあった。すなわち知多チャンネルは師崎チャンネルより 600m 東へズレていたのである。

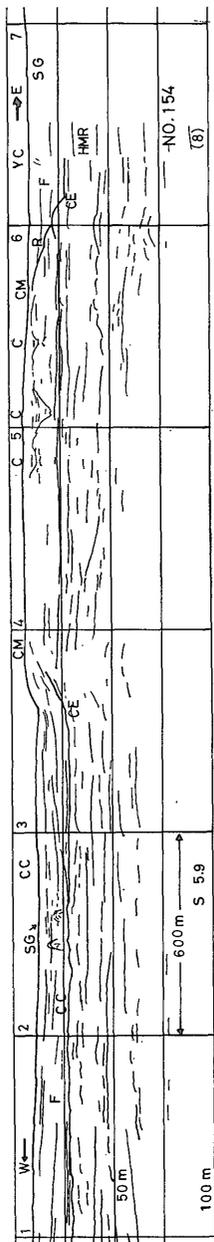
知多チャンネルの東では基盤は急に浅くなり #4.8 で 30m になる。これより東ではまた緩やかに深くなって #6.2 では最も深くなり 41m であるが地形は逆に最も浅くなって 10m になり堆積物の厚さは 31m である。この地形が浅くなり基盤が深くなり厚さが厚くなって 3 つとも極値をとる所で僅かであるが散乱波 SG が起っていることは興味深い。これは日間賀島と瀬下間の水道の延長にあたっているから海面変動のある時期で水路になっていたためであろう。

#6.2 から東では基盤は浅くなり堆積物は薄くなって日間賀島の南の #8.0 ではついに海底に露出する。ここは北 700m の日間賀島で中新統、南 500m の篠島築見で花崗岩が出ているが記録の様相からは花崗岩と思われる。

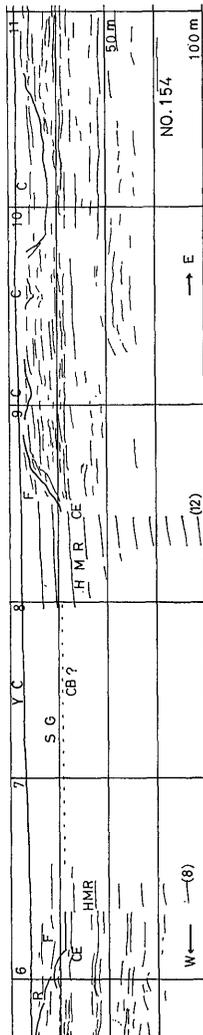
#### 測線 No. 154 (#1-9)

No. 154 は知多湾の北にある武豊港から 4km 南, No. 153 の 5km 北を東西に走り知多チャンネルと矢作チャンネルを横切っている。知多チャンネル CC の上の海底は中央の #2.4 が最深部で両側は中央に向い傾いている。知多チャンネルの基底は深さ 28m で水平である。チャンネルは #1 から #3.7 の間である。知多チャンネルの埋積物 F は地形と同じく中央の #2.4 に向って東側も西側も傾いていて、しかも最深部の中の方では僅かながら音波の散乱が起り音波礫層 SG と考えられる。知多チャンネルは #3.7 で終る。また海底地形もこのあたりで急に比高 6m ぐらい浅くなって沖の方が岸より浅くなる。

#4 から 6 の間の知多チャンネルと矢作チャンネルに



第 11 図 (a)  
No. 154 # 1-7 の断面図  
武豊から東に知多湾を横切る測線。知多チャンネル CC の基底は 28 m である。# 2.4 で埋積物 F の中に音波疎層 SG がみえる。# 5 付近に小さい 3 つのチャンネルがある。  
図版 3, 4 に対応する。



第 11 図 (b)  
No. 154 # 6-11 の断面図  
矢作川の河口を横切る測線。矢作チャンネル YC の基底は 26~27 m であり、両縁を除いて強い散乱波が発生している。さらにその両端には強い多重反射の起る区域 HMR がある。  
図版 4, 5, 6 に対応する。

挟まれた 1.5 km の間は地形的に高く # 5 の付近に 3 つの小さなチャンネル C がある。これらについては別にのべる。この区域には 23 m あたりに強い反射面がある。この面は知多チャンネルと矢作チャンネルのいずれよりも古い。

# 6.1 から 8.5 の間の 1,300 m は矢作チャンネル YC である。ここではチャンネルの基底は 26-27m であり、知多チャンネルの基底とほとんど同じ深さである。この矢作チャンネルは現在の矢作川のちょうど延長上に位置している。記録上のいちぢるしい特長は強い音の散乱の発生であり音波疎層と解釈される。# 6.3 から 8.5 の間の 1,200m がその音波疎層で下部の反射波は全く遮蔽されている。このような極端な記録の様相の変化は音波探査の多くの記録の中でも非常に特長的である。音波疎の分布範囲の両側には多重反射の非常に強い部分 HMR がある。西側は約 90 m の幅で 8 重反射まで東側は約 130 m で 12 重反射まで出ている。このように強い多重反射の出現は東京湾の鶴見川の河口などでも現象的に知られているが原因は判らない。たぶん堆積物の硬さに由来する反射係数の大きさではなくて、堆積層の平坦なことと堆積層の上のごく薄い軟泥層などの特殊な音響的なふるまいによると推定している。現世の川の海への延長上において音波疎層の分布する例は矢作川にかぎらず木曾川、古東京川、有明海の筑後川などの例があり、ある程度普遍的な現象である。

測線 No. 164 (# 44-24)

この測線は知多半島の東側距岸 2 km ぐらい沖を海岸線に平行に南北方向に走っている。# 44 は武豊港の 3 km ほど南である。# 43.7 には海底表面に弱い散乱波が発生している。# 42-41.4 の間の 510 m では強い散乱波が発生し、また多重反射も 5 重反射までみられる強い多重反射の区域 HMR である。# 42.9 では No. 154 # 3.1 と交差している。No. 154 の # 2.5 付近では埋積物中からやはり散乱波が出ていた。これらは # 43.9 の散乱波と三方所併せて音波疎層と解釈され平面図上では流路に沿って湾曲する分布を示す。# 42 は No. 154 # 3.1 とともに 1. 地形の最深部に音波疎層がある。2. 地形最深部に向って埋積物の層理はゆるく傾斜しているの 2 点が共通である。

測線の始め # 44 から南の # 38.2 までは知多チャンネルを南北に切る部分である。# 39.4 では水深 11 m、知多チャンネルの基底 31 m、埋積物の厚さ 20 m、基底の下の反射面は 40 m、68 m などで部分的であり水平である。# 38.2-31.7 の間はチャンネルの西岸にあたる。# 38-36 の間では北落ちの反射面がみられる。これは No. 153 の # 3.2 にみられる背斜の北西側に相当する。

#36.8 と 35.4 の付近では海底の表層堆積物はごく薄い  
が海底地形にはその変化の反映はなくほとんど水平である。  
#34-33の間はチャンネル状になり基底は31mである。  
これは知多チャンネルの分枝Cの一つが西の河和の  
方に入っている所の断面であり No. 153 にみられる分枝  
Cとの関係もよく合う。この分枝はかなりの急傾斜で部  
分的な傾斜角は 10 m-rad に達するから知多チャンネル  
上流部の平均傾斜角 1.5 m-rad より数倍大きい。また現  
世の河和付近の陸上地形としてこのような幅 400m に達  
する大きなチャンネルがないことも急な傾斜角と矛盾が  
ない。

#31.7 から南西は再び知多チャンネルの基底の部分で  
#28 まで続く。#30.6 で海底は 13 m, 埋積物中の反射  
面は 18m, 28m, 32m などがあり, 知多チャンネルの  
基底は37mである。海底地形として最も深い所は #28.2  
でチャンネルの東端である。これは No. 153 と同じ傾向  
である。#28 から南東へ 26.3 までは段丘上のところ TR  
であり, 段丘上面の深さは 27-24 m で基底との比高は  
10-13 m であり, 約 13 m の埋積物に蔽われている。  
#26.8 の段丘状になった面には小さな侵食でできたチャ  
ンネルCがありその底は 32 m であるから段丘面からの  
比高は 5-8m である。#25 付近は地形的に高く沖積層は  
なくなる。この高い所の下には小さなチャンネルCが2  
つ埋れている。#25.7 には深さ 21 m, #25.0 には深さ  
24mのチャンネルがあり埋積物は記録の感じでは砂礫で  
あろう。#24.3 は地形的に低く幅 290m, 深さ 30m のチャ  
ンネルが埋積している。これらのチャンネルは佐久島  
北方に広がるチャンネル群と同じ性質のものであろう。

#### 測線 No. 155 (#1-5)

知多湾の奥の衣浦湾を東西に切る長さ 2.5 km の測線  
である。#1 は武豊港の南端にある。#1-1.6 の間は先沖  
積層が海底に出ていて #1.3 では海底地形が比高 4 m ぐ  
らい深くなっている。#1.6 では水深は 16 m である。  
#1.8 では水深 10m になり比高 6 m は沖積泥層の堆積に  
よる。このような沖積泥層の地形的な段は #2.1 にもあ  
って #2.2 の 6 m と #1.8 の 10mの間は比高 6m の段に  
なる。No. 154 のばあいにも #3.7 に沖積層の地形的な  
段があり, No. 155 と同じく東が高くて比高 6 m であ  
る。この2つの地形は似てはいるが知多チャンネルに対  
する相対的な位置としては全く違っている。

#1.9 では沖積層の下が 7 m ぐらい深くなって知多チャ  
ンネルの基底に入る。#2.2 では水深 6m, チャンネル  
基底 23 m である。知多チャンネルの基底は #4.7 まで続  
く。海底地形は東にいくとゆるい傾斜で深くなり #3.5  
で最も深くなってあとは再び浅くなる。この深い所を中  
心にして #3.3-4 あたりの約 500 m で音波礫層 SG が観

測されている。このように地形的に低い所で音波礫層が  
出ていることは他の測線とも共通した点である。ここで  
はチャンネル基底は遮蔽されて分らない。

#4.2 から東側で海底地形はひどい凹凸をみせる。こ  
れは多分現在行なわれつつある浚渫や埋立など土木工事  
と関係あることであろう。#4.5 から東で知多チャ  
ンネルの基底は再び観測される。ここで基底は 21 m であ  
るから西側よりも 1~2 m 浅くなっている。基底は #4.7  
で終る。終る所から埋積物の縁辺にかけての斜面は 7° で  
このような第四系を切るチャンネルの側面としてはかなり  
急な傾斜角である。

#### 知多チャンネル

知多チャンネルの形態と構造や他のチャンネルとの関  
連は上記の 9 測線をふくむ 12 本の測線により いろいろ  
のことが明らかになった。

まず知多チャンネルと師崎チャンネルの関係につきま  
とめてみよう。知多チャンネルは現世の海底地形とは関  
連が少ないが師崎チャンネルは地形として残っている。  
知多チャンネルのばあい海底地形の最深部が知多チャ  
ンネルとかなりズレていて, 例えば No. 153 では地形の  
最深部は 1,500 m 東へズレてかつての段丘の上に来てい  
るし No. 202 では師崎チャンネルの中心は西へ 600m ズ  
レている。このように知多チャンネルの形成が第四紀末  
期という地史的には新しい時代であっても地形との関連  
性はとぼしいものであるから, 地形だけから推定するチャ  
ンネルの位置や形態には推定の根拠と誤差を十分に考  
え併さねばならない。師崎チャンネルは現在の地形に続  
いているからその点では意義がかなり違う(師崎チャ  
ンネルは師崎水道海域の地形と構造に成因を考え合わせた  
呼名であり, 師崎水道は水路の上での海域の呼名であ  
る。両者はここで概略一致している)。知多チャンネル  
は古く, 埋積物に埋積され堆積物に蔽われている部分も  
あるが師崎チャンネルは新しく現世の地形に続く。そ  
れはかなり複雑な侵食と堆積の入りくんだ海底地形をし  
ているが大きく見ると3つの海盆が流路方向に並んでい  
る。これは海底において主として潮流で形成される地形  
に共通な性質である。これらの関係を比較しまとめると  
第5表のようになる。

現在の矢作川は 1905 年に河川を改修して付け換えら  
れたものである。それ以前は現在の矢作古川が矢作川の  
本流であり, 現在の矢作川には高浜川があった。従って  
矢作チャンネルは高浜川で作られた。矢作チャンネルの  
音波礫層が付け換え後 60 年間に堆積したものかそれ以  
前からあるかは分らない。

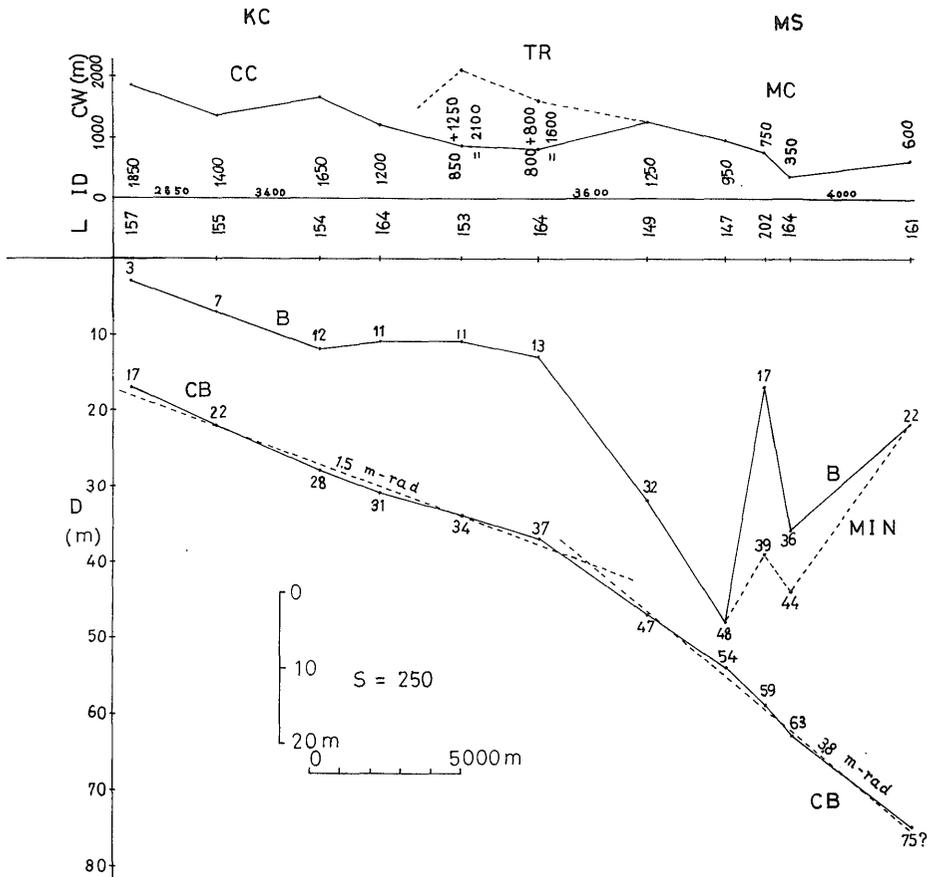
知多チャンネルは北の衣浦湾奥から師崎に到るまでそ  
の断面は平坦な基底 CB と鋭く切れる側壁をもつ。これ

第5表 知多チャンネルと師崎チャンネルの比較

	知多チャンネル	師崎チャンネル
長さ	長い, 約 30 km	短い, 約 8 km
形状	チャンネル状, 段丘あり	複雑に海釜が並ぶ
海底地形	現在の海底地形と関係が少ない	海底地形に出ている
相対位置	師崎の北では大体一致, 600m東へズレる	師崎の南では CC が約 600m東へズレる
平均傾斜角	3.8 m-rad 上流部は 1.5 m-rad	測定する意味がない
形成の新旧	古い	新しい, 現世に続く
形成の環境	海面低下期に陸上で形成	海底にて潮流で形成
埋積	海進の時期に陸上か極浅海で埋積	形成後も部分的な侵食や堆積がある

は側方侵食の段階でできると考えられる。そして師崎から南では断面の形が変わる。この点は似たような過程にある古豊川や古東京川と較べ検討すべきであろう。

次に知多チャンネルの基底の深さを流路沿いに展開してみよう。第12図は横軸に流路沿いに測った距離をとり縦軸の下半には現在の海水面から測った深さDを記している。また縦軸の上半にはチャンネルの基底の幅CWを表わす。深さDは垂直と水平の尺度比Sが250という大きい値で傾斜を誇張している。図でLは測線番号であり11本の測線で測られている。上流 No. 157 から下流の No. 161 までの距離は 26 km ある。図のBは海底の深さをCBはチャンネル基底の深さを表わしている。海底Bは上流側で浅く下流側で深いという一般性はあるがあまり直線性はないし、特に師崎チャンネルMCにおいては海底地形は複雑であり、知多チャンネルの上の海深Bと近接する最深部MIN はかなり違っている。Bにくらべるとチャンネル基底CBはかなりよい直線性を示している。上流部は平均傾斜角 1.5m-rad (1,000mにつき1.5mの勾配をもつ傾斜角) であり、No. 149 から下



B. 海底, CB. 知多チャンネルの基底, MIN. 海底地形の最深部, D. 深さ, L. 測線番号, CW. チャンネルの基底の幅 m-rad ミリラジアン, S. 垂直水平尺度比, MC. 師崎チャンネル  
知多チャンネルは上流側の平均傾斜角 1.5 m-rad より下流側の平均傾斜角 3.8 m-rad の方が2倍以上急である。師崎チャンネルは複雑な海底地形である。

第12図 知多チャンネル展開図

流の方は 3.8 m-rad であって、遷急点の深さは 40 m である。この平均傾斜角は現在の陸上の川や東京湾の古東京川に較べても妥当な値であろう。しかし上流が緩く下流が 2 倍以上急な傾斜角になることは平衡状態の河川とは逆なことである。これはある河川の状態から海面低下によって侵食基準面が下ったばあい平衡状態に向って侵食が進む過渡的な段階において河口から下刻が復活し上流に及んでゆくために、上流側より下流側の傾斜角が急になるのであろう。その上チャンネルをつくる地質の相違もこの性質を強めている。すなわち No. 149 から北では鮮新統以降の比較的軟かい岩石でできているが、遷急点から下流側では中新統と花崗岩をチャンネルは切っている。中新統と花崗岩は侵食に対する抵抗性が強いから早い流速にたえて急傾斜になりチャンネル幅も狭かったのであろう。一つの流路につきある時代に限れば連続性すなわち平均流速と断面積の積が一定という関係が成立つ。チャンネル幅 CW はこれを裏付けるように上流側で広くて 1,850m あり、段丘の所では少し不規則な形になるが師崎水道付近の最も狭い所では 350m しかない。これは定性的な傾向としては合うがチャンネル基底のばあいほどデータとして直線性がない。

知多チャンネルの形成の経過をまとめると次のような各段階を考えることができるだろう。洪積層の堆積→海面低下→知多湾の陸化と知多チャンネルの形成→段丘の形成→海進と埋積→師崎チャンネルの潮流等による形成→現在の海底堆積物。この中で矢作チャンネルの形成は知多チャンネルと同時期に考えられるであろう。これらの経過は佐久島チャンネルの形成や上下2段のチャンネル群の形成とも対応をつけていくべきである。しかし音探記録の上から動かしがたい事実として対応をつけていくことは案外難しいことなのである。

知多半島東側の武豊町より師崎沖を北西-南東方向に洪積層の欠如する海域がある。この基盤にあたる第三紀層にはチャンネルの伸び方向にほぼ一致する褶曲軸と弱い構造線が考えられる。知多半島高所に上部洪積層の分布することから剝削によって洪積層が欠如したと考えられる。

中央構造線の内帯側にあたる当海域において全般的な基盤をなすものは花崗岩である。中新世の師崎層群の下も花崗岩と考えられる。知多半島南部などで師崎層群は堆積盆地の周辺部の岩相を示している。中新統など第三系が欠如して花崗岩の上にすぐ第四系がくるその境界を音探記録より追跡すると平面図上に MI-GR の線で示したような分布になる。中新統は不整合に花崗岩を蔽い分布の縁辺では一般には先滅していると思われるが No. 202 # 27.7 のように部分的には断層も推定される。花崗

岩が突起した形のまま第四系に埋まっているところは記録上特長的で見やすく平面図に GRT と示している。No. 202 # 27, # 26.2 などその例である。この分布を手がかりに MI-GR の境界を追うと師崎の南、日間賀島と篠島築見の間を通り東に行き、古豊川あたりから沖の瀬堆を南をへて東へゆく。

知多チャンネルは知多湾から師崎水道を経て伊勢湾へ出る。ここで基底は No. 202 で 63 m, No. 161 で 75 m の深さである。これから伊良湖水道までの間に古木曾川(豊浜の沖で基底の深さ 72 m)と古豊川(篠島の南で 66m)に合流し太平洋へつづいていたであろう。古木曾川や古豊川との関係については別にのべる予定である。

#### 4. 佐久島北方海域

現在の矢作川から南に延びる矢作チャンネルやこれと合流する知多チャンネルと矢作古川から南に向って流れた佐久島チャンネルの間は東西に約 10 km 隔っている。この2つのチャンネルの間にあつて佐久島の北から北西、あるいは一色港の南の海域の構造について述べる。この海域は水深 5m を越えない浅い所で現在の海底地形としては三角洲のような形である。ここでは比較的平坦な海底地形の下に侵食で作られた小さな多くのチャンネルが埋れている。これらのチャンネルは知多チャンネルや佐久島チャンネルのように基底で測っても 2,000m もある幅広いものではなく、見掛けの幅で数 10 ないし数 100m ぐらいの小さいものである注3)。真の幅は見掛けの幅よりさらに小さいはずであるが方向性が分らないから求めようがない。

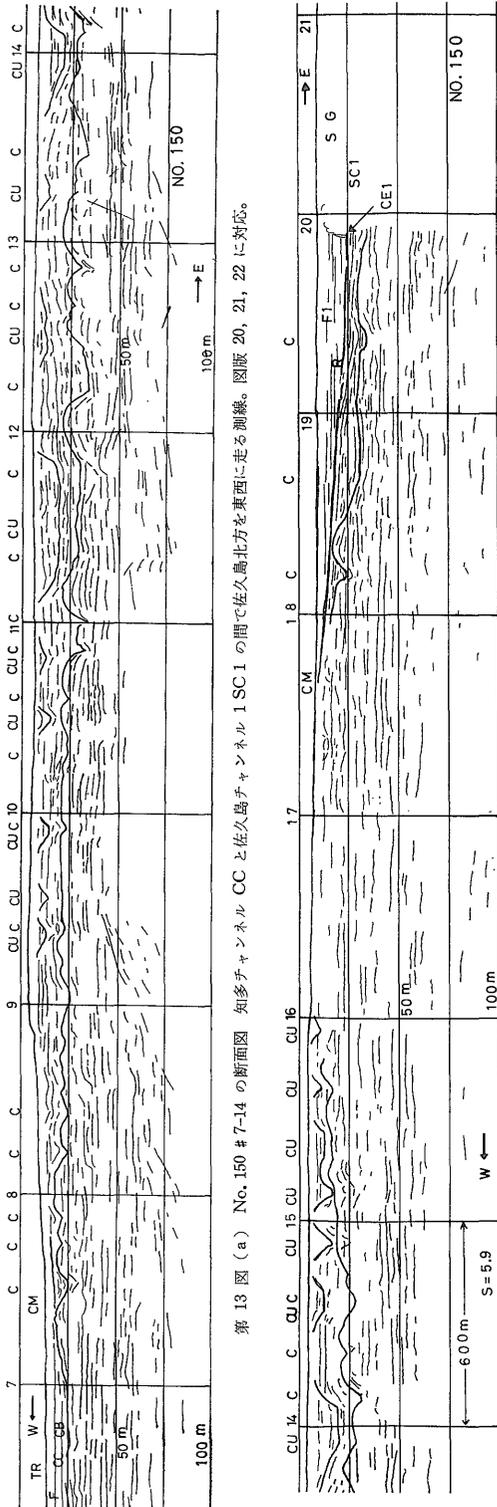
##### 測線 No. 150 (# 7-19)

知多チャンネルに伴う埋積物は # 7.3 から西で厚くなるがこれより東ではなくなる。# 7.3 から佐久島チャンネルの始まる # 17.9 までの約 6 km の間では海底下の構造が複雑で反射波は概して強く変化に富む。海底地形は知多チャンネルの影響の残る # 8.9 より西を除けば割合平坦であり 4m ぐらいの深さである。この間には小さいチャンネルがたくさんあり陸上で侵食でできたと考えられる。チャンネル群は浅い方と深い方と2種類ある。

浅い方のチャンネル群は海底の2重反射と重なる部分もあつて読取困難な所もあるがその位置と深さを西の方

注3) 佐久島チャンネルや知多チャンネルではその幅を基底の縁辺 CE の間の幅で測った。CE は明瞭であり、またチャンネルの形成過程を反映しその量の変動も少ないからである。しかし小さいチャンネルでは基底の範囲がはっきりしないことと小さいので誤差が相対的に大きくなるためほぼ上面の幅で測っている。小さいチャンネル C はすべてその測り方に従う。

これらのチャンネル群は2段になって分布している。記録の図版上ではチャンネルは C で示し、チャンネルが2段で区別を要するばあいは上段のチャンネルを CU で表わしている。



第13図 (a) No. 150 # 7-14 の断面図 知多チャンネル CC と佐久島チャンネル 1 SC1 の間で佐久島北方を東西に走る測線。図版 20, 21, 22 に対応。

第13図 (b) No. 150 # 14-21 の断面図 東端には佐久島チャンネル 1 SC1 があり音波躍層で蔽われている。図版 22, 23, 24 に対応。

から見ていくと次のとおりである。始めが位置で後が深さである。# 9.4, 12m; # 9.6, 12m; # 9.9, 13m; # 10.5, 15m; # 10.8, 10m; # 11.2-11.9 の間の 460m, 深さ 19m; # 12.5, 11m; # 13.3, 13m; # 13.8-14.2 の間の 320m, 深さ 20m; # 14.6, 11m; # 14.9, 16m; # 15.1, 15m; # 15.3, 12m; # 15.7, 11m; # 15.9, 10m 等である。これは 15 コあるが特に # 12.2-11.9, 深さ 19m のチャンネルと # 13.8-14.2, 深さ 20m のチャンネルは最も深く、かつ幅も広い。ただし幅の真の値は測線がチャンネルを斜めに切っていることがあるので交角の余弦を掛けねばならず見掛け幅より小さいはずである。これらのチャンネル群は最大のものでさえ現在の海底地形に表われていない。これら 15 コのチャンネルは約 4,000 m の間に分布しているから単純に割算すれば 270m ぐらいの間隔になる。これらは大きく深いチャンネルを主流としてこれに繋がるような樹枝状に広がるパターンをもち測線はこれを切っているのでたくさんのチャンネルが観測されていると考えられる。

次に深い方のチャンネル群の位置と深さを上と同じく西からみていく。# 7.5, 25m; # 7.8, 21m; # 7.9, 21m; # 8.2, 24m; # 8.4, 24m; # 9.1, 25m; # 9.4, 24m; # 9.9, 24m; # 10.3, 24m; # 10.6, 24m; # 10.8, 32m; # 11.0, 31m; # 11.3, 28m; # 11.7, 29m; # 12.2, 34m; # 12.6, 25m; # 12.8, 29m; # 13.5, 31m; # 14.1, 29m; # 14.3, 23m; # 14.6, 27m; # 18.2, 22m; # 18.5-19.1 の間の 350m, 深さ 30m; 等の 23 コである。これらは # 10 を境にして西側 8 コと東側は # 15.5 あたりまでの 13 コと佐久島チャンネル 1 の R 面の下の 2 コの 3 種類に区分することができる。西側のチャンネルの中では # 9.1 の 25m が最も深く、かつ全体の中央にある。# 7.5 の 25m も深いが一つだけ孤立した感じである。# 10 から # 15.5 の間は距離が約 3,000 m で 13 コのチャンネルがあり、# 10.8 と # 11.0 の 32m と # 12.2 の 34m の 2 つが最も深くて大きい、東の 2 つは佐久島チャンネルの下のもので別種のものである。下の段のチャンネル群は東の 2 つを除いてチャンネルの底だけでなくこの地層の上面が全般的にチャンネル群の中央に向かって落込んでいる。これは上の段のチャンネル群につき述べたと同様に樹枝状に広がるチャンネルの考え方と矛盾がない。浅い方のチャンネル群の中心と深い方のそれとは大局的には一致するが局所的には一致しない。チャンネル群は浅い方と深い方の 2 段しかない。チャンネルの下には明瞭な反射面があり # 7.5 付近で 31m と 55m にある。31m の層の上面は高くなったり低くなったりする段のついたような変化はあるが層内の反射面は大体水平である。55m を上面とする層は # 7-10 の間

では水平でなく西落である。しかし #10 から東では水平に近い緩い傾斜角になり、反射波の強さの変化はかなりはげしい。

#### 測線 No. 153 (#10-13)

一色港の西側を東西に走る測線である。知多チャンネルの埋積物の縁辺 CM が #10 で終わってより東側で幾つかの小さなチャンネルがある。ここでもチャンネル群は2段になっている。浅い方は西から #11.6, 深さ 10m; #12.0, 深さ 10m; #12.2, 深さ 11m がある。深い方のチャンネルは #10.9, 深さ 13m; #11.1, 深さ 18m; #11.6, 深さ 16m; #11.8-12.2 幅 280m, 深さ 23m; #12.6-12.8 幅 250m, 深さ 25m 等の5つがある。上のチャンネルはすべて小さいことと下のチャンネルと重なっている点は No. 150 と違う点である。#11.8-12.2 と #12.6-12.8 の2つは大きく、かつ記録として非常にはっきりしている。

チャンネルの下の構造をみよう。#11.5 では海底 5m, 反射面 17m, 45m, 61m, 68m などがある。45m の面は強い反射面でありこれより上が反射のとぼしい層なので強い対照を示す。61m の面も強い反射を示し、この海域全般に広く続いてみられる面である。68m の面は 61m の面から下の層の中のメンバーの一つであろう。

#### 測線 No. 154 (#5-11)

矢作川河口の延長上に強い散乱を示す音波礫層が分布し、それが矢作チャンネルの主要部の表面であることは既に述べた。矢作チャンネルの周辺にも幾つかのチャンネルがある。西から見ていくと #4.8 から始まる。チャンネルの位置と深さは #4.8, 深さ 13m; #5.1, 深さ 20m; #5.4, 深さ 14m であってこの3つが矢作チャンネルの西側にある。中央のものが幅も深さも大きい。矢作チャンネルの東側のチャンネル群は #9.1, 深さ 12m; #9.5, 深さ 12m; #9.8-10.6 の間の幅 520m, 深さ 19m である。東端のチャンネルはかなり大きいものであり現世の川の延長にあたっている。すなわち #6.1-8.5 の矢作チャンネルが現在の矢作川の延長にあたっているように、#9.8-10.6 のチャンネルは矢作川の 2km 東をほぼ平行して流れる川の延長にある。矢作チャンネルと異なる点は深さが 19m で矢作チャンネルの 26m より 7m 浅いこと、音波礫層が分布していないこと、チャンネルの東側は鋭く切れていないことを指摘できる。

これらのチャンネル群は No. 150 のそれと違って2段になっていない。1段とすると No. 150 の上段と下段のいずれに対応するかが問題になるがこれは周辺の記録を併せてもよく判らない。

矢作チャンネルとチャンネル群の新旧の関係についても分らない。ただ一ついえることはチャンネルの深さが

矢作チャンネルの深さより浅いことからこれらが同時代のものとしても矛盾はないということである。

#### 佐久島北方海域

当海域のうち北の三河一色に近い海底には広く沖積層が分布し、その下位に碧海層、武豊層に相当する洪積層および常滑層群、矢田川累層に相当する鮮新統がほぼ水平に広がる。矢作古川の河口から西側には海底砂洲の発達が顕著である。この砂洲は海岸線より西南西に伸長するが、この方向に直交する北西-北々西に配列する小砂洲の集合体として全体の砂洲が形成されている。これらは矢作古川より吐出される土砂が沿岸流により運ばれて形成されたもので空中写真にもよく表われている。しかしこれらの地形の規模は埋もれたチャンネルの規模よりは小さいものである。

この海域の小さなたくさんのチャンネル群は2段とも陸化した際作られた侵食面である。チャンネルの数は多く例えば No. 150 で上の段には 15コあり下の段には 23コあった。これらはこの区域の中を樹枝状に広がるチャンネルを一つの線で断面に作ったものであろう。測線の間隔は数 km あるからチャンネルの間隔 200-300m にくらべて離れすぎているので測線相互の間でチャンネルを対比することはできない。上の段のチャンネルが下の段のそれより新しいことは明らかである。これらの時代的な関係が佐久島チャンネル1と2に対応するかどうかは分らない。もしこれを調べるなら数 100m 間隔の密な測線を設けてチャンネルを追跡し佐久島チャンネルや知多チャンネルとの合流の工合や切合う様子をしらべ、また試錐等の資料と比較すべきであろう。

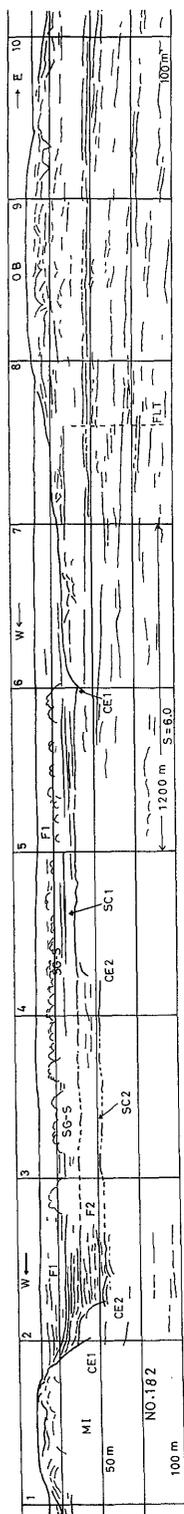
#### 5. 佐久島チャンネル

岡崎平野を後背地として海底に延びるチャンネルという点で佐久島チャンネルは知多チャンネルと共通性がある。岡崎平野から佐久島東側の沖あたりまでの佐久島チャンネル北半では埋積物は音波礫層で特長付けられる。南半ではチャンネルが2段になり浅い方は幅広く深い方は小さい。そして深い方のチャンネルは古豊川の深い方のチャンネルによく続いている。深い方のチャンネルは北半では音波礫層に遮蔽されて位置はもちろん存在すら確認できていない。

佐久島チャンネルの存在自体は海底地形の研究からすでに予想されていたことであるが内部の構造は今回明らかにされたわけである。

#### 測線 No. 150 (#18-21)

この測線の #17.9 から東で佐久島チャンネルになる。#17.9 はチャンネルの縁辺 CM であり #19.9 でチャンネル基底の縁辺 CE になる。この間の傾いた面 R は音波



佐久島の東から沖の高瀬を東西に横切る測線。#1.5は中新統MIの準。佐久島4チャンネル1SC1は幅2,300m、基底37mで埋積物F1の中には疎な音波礫層SG-Sがある。佐久島チャンネル2SC2はSC1の下に埋もれていて、幅1,150m、基底54mである。沖の高瀬OBは比高4mで埋積物はなく頂部に小さなチャンネルCがある。図版35, 36, 37に対応する。

第14図 No.182 #1-10の断面図

礫層を伴うチャンネルではここに限らずときどきみられる侵食性の面である。#19.9から東ではチャンネルは平坦な基底CBに入るが東ですぐ音波礫層SGになる。#19.9では水深9m、チャンネル基底24mであり、それ以下の反射面は31m, 56m, 69mなどがはっきりしている。#17.9でチャンネル縁辺の斜面であるR面はほとんど海底に露出し埋積物Fはなくなって埋積物の縁辺CMになる。R面は下の層を侵食的に切り、R面の平均傾斜角は#17.9-19.9の1,100mの間で14 m-radである。この間は一様に傾斜してははず、小さなチャンネルCを蔽っている。R面については東京湾の中の瀬沈水谷や横浜の掘割川の沖、有明海の筑後川などにも同じ例がある。

#19.9から東では音波の強い散乱が起っていて下部の反射面を全くかくしている。これは矢作チャンネルNo.154, #6.3-8.5の音波礫層と似ているが強い多重反射HMRの発生は起っていない。チャンネルの基底は後にのべるように平均傾斜角が急すぎることから実は基底ではなくて段丘を見違えている可能性もあるが音波礫層に遮蔽されているので真偽は判らない。もし段丘なら真のチャンネル基底は24mより深いはずである。

測線 No. 182 (#1-10)

この測線の#1は佐久島の東から始まり東向きに延びる。#1.2-1.7には高瀬と呼ばれる小さな堆がある。これは岩石が露頭になって佐久島と地層が続き中新統MIであろう。この堆の東から佐久島チャンネルが始まる。#2.3では水深13mであり顕著な反射面は28m, 37m, 53m, 97mである。37mの面は佐久島チャンネルの基底である。海底とチャンネルの基底CB1の間の24mの厚さの堆積物はチャンネルの埋積物である。28mの反射面は埋積物の中の比較的顕著な岩相の違いに相当するものであろう。この層は西側の高瀬に向ってアバットして、ここでは強い反射面を示しているが、東のチャンネルの中央部分では水平になり弱い反射面に漸移していく。これは埋積層の岩相の変化によるものでありアバットの所では粗粒なものの中央では細粒なものに岩相が変わっていくと考えられる。この層もふくむ海底とチャンネル基底の間の埋積物の厚さは平均25mである。埋積物の中には多くの散乱波があって双曲線状にスソを引いている。孤立した点や球の散乱波の記録上の表示が双曲線になることはよく知られているがこのばあいはその典型的な例といえよう。散乱源の分布は大体20mぐらいの深さ(海底からは7mぐらい)が多いと思われる。チャンネルの基底は散乱波の間から読取ることができる部分もある。散乱が強くなると下部の反射波はもとよりチャンネル基底さえも遮蔽されていく様子が定性的である

がよく分かる。

もとの #2.3 にもどって 37 m の反射面がチャンネルの基底であることは既にのべたが、54m の面もやはりチャンネルの基底である。すなわちチャンネルは二重になっている。上のチャンネルを佐久島チャンネル1、下を佐久島チャンネル2と呼ぶことにしよう。このチャンネル2と1の間はチャンネル2の埋積物F2であり厚さは17mある。この埋積物の反射波は強く長く続かず傾斜角も変わっていく。このような様相の反射を示す層は経験的には砂礫層のばあいが多い。

佐久島チャンネル2の基底の西端は #2.2 でははっきりしているが東端は音波礫層で遮蔽されてよく判らない。しかし No. 204 のチャンネル2の端との比較から #4.2 が東端と考えられる。このチャンネル2の基底CB2の幅は1,150mである。CB1の基底は2,300mであるからちょうどその半分である。

再び #2.3 にもどって CB2 から下の層は佐久島との対応から中新統と考えられ従って 97 m の面も中新統内部の層面と思われる。

佐久島チャンネル1の基底CB1は #6.0 で終りここで基底は急に7mほど浅くなる。ここから東でも埋積物は #7.9 まで続くがその中に音波礫層はない。埋積物は泥層であることがドレッジにより知られているし、音探の記録でも透明であり2重反射がほとんどないことも泥層のように音響的には水に近い物性であることを裏付けている。

#8-9.3の間は沖の瀬堆OBである。この堆は地形的には比高4m程度の小さいものであるが西の佐久島チャンネルと東の渥美湾側の堆積域を区分している点で意義がある。沖の瀬堆の西側 #7.6には断層があり下部の地層を切っているだけでなくチャンネル1の埋積物の下の砂礫層(多分)にさえ影響を与えている。しかし新旧の関係は記録だけでは分らない。堆の東側にも #11.6に断層がある(これは図版には載っていない)。これは沖の瀬堆が両側に断層を伴った隆起として形成された可能性を示唆する。沖の瀬堆の頂部では反射波が強く短く砂礫層によくみられる型の反射波の様相を示しているし事実この頂部ではサンプリングによって砂礫や貝殻の存在が知られている。また頂部には幾つかの小さな侵食で形成されたと思われるチャンネルCがあってその位置と深さは #8.1, 深さ22m; #8.3, 深さ22m; #8.7, 20m; #9.2, 24m; #9.3, 26mの5コである。チャンネルは陸上で侵食によりできたが佐久島チャンネルの形成との時代的前後関係は判らない。しかし少なくとも佐久島チャンネル1よりは古いはずである。沖の瀬堆の下の大体30m以深では反射波の様相は層状の地層になり

概ね水平な反射面が長く続く。これらの反射層は地形と違って堆の中央で高くなる傾向はない。#8:5では水深10m, 侵食の跡のある砂礫層の下面22m, 47mに強い水平な反射面, 72m, 87mに反射面がある。この中で47mの面は他の測線から南北にも広く続く面であることが知られている。

#### 測線 No. 172 (#1-14)

この測線は南北方向であって佐久島チャンネルの東側を流路の方向に走っている。測線の北端 #14は岡崎平野の東縁が海に達する所で領家帯の花崗岩類が露頭になっている近傍である。#13.2付近には佐久島チャンネルから北東に入る分枝のチャンネルCがあり、Cの基底は24mぐらいの深さであって、中央には音波礫層SGが観測されている。#12.5-12.0で基盤は露頭になる。ここは梶島の西にあたり、梶島は片状角閃黒雲母花崗岩でできているのでこの基盤も同一のものと思われる。#12-10.7の間で海底は12mの厚さの堆積物に蔽われ16mの深さに基盤がある。#10.7から南では海底地形が急に3mぐらい深くなり強い散乱波が発生する。ここから南は佐久島チャンネルである。この音波礫層による散乱はかなり強いもので下部の反射波は完全にマスクされる。音波礫層は #7.1まで約2kmにわたって続くが #7.8mでは僅かにチャンネルの基底38mが見えるだけである(これも #6.6に較べると深さが少し合わないのでも反射波の位相を誤読しているのかもしれない)。#7.1から南では音波礫層は急にその分布が疎(sparse)になり #6.0から南ではほとんど散乱がなくなる。#6.6では水深13m, チャンネル基底36m(埋積物の厚さ23m), 反射面53m, 88mである。この記録やNo. 150とNo. 182の音波礫層の比較から音波礫層の分布には密な(dense)ところと疎なところとあることが分かる。粗なところは一般に音波礫層分布の周辺であって、これは礫層の厚さがその堆積物が供給される中央で厚く周辺で薄いという堆積の一般性と矛盾しない。音波礫層は密なところから粗なところなしに消失することもありこのような所の記録の変化はまことに鮮かである。チャンネルの側縁ではこれは珍しくない。粗なところは下の反射面の出方から音波礫層の分布の程度を定性的かつ相対的ではあるが推定できる。しかし密なところでは全く推定がつかない。密と粗は観測系が同じ条件なら礫層の厚いほどそして礫とセメントするものとの音響インピーダンスの比が大きいほど見かけ上密になって表われるであろう。また観測系については汙波器の周波数を下げるほど疎になると予想される。

音波礫層がなくなってから南も埋積物は一様でほぼ水平に堆積している。埋積物はドレッジによると泥質のも

のであり2重反射も観測されていないことから音響的にはかなり水に近いものであろう。#6.0-3.3の間の1.3kmの間でチャンネル基底36mとその下約51mの反射面が顕著である。この間は砂層にしばしばみられる反射面の型である。51mから下は水平な層状の構造である。

#3.3から#2.2までの0.7kmではチャンネル基底が弱い散乱波を発生して周辺と異なっている。#2.7では水深15mで海底地形は平坦であるがチャンネル基底は40mで周辺より僅か低く、埋積層中の33mの弱い反射面も周辺にくらべ1mではあるが低くなっている。これは佐久島チャンネル2と何かの関係があるらしいが議論する資料が不足している。

#### 測線 No. 204 (#20-38)

この測線は東西方向で日間賀島の0.5km南から東に向い沖の瀬堆の南を通っている。#38-34の間では表層堆積物の下は中新統であり#36.6には南北方向の背斜軸(No.146でも確認)がある。表層堆積物は薄かったり欠けて露頭の所もあるが#35から東では急に厚くなる。#34.4には向斜がある。#35から#30の間の3kmは日間賀島と佐久島の間に対応する所であり水深は14-30mで中新統の深さは42-50mである。中新統の上の海底堆積物は概ね2層に区分され、上の層は現在の海底地形と並行し、#33あたりで最も浅く両側でゆるく湾曲して下っている。下の層は深さ約35mでほぼ水平な層である。#29-30の間には小さな堆があって中新統(多分)が露頭になっている。#28.3にも岩盤の突起が33mの深さにあるが前者と違って9mの表層に蔽われていて地形には何も表われていない。

#34以西の表層よりも下の岩盤はその層状の構造から中新統と述べた。しかし#29-30や#28.3の岩盤は反射波の様相だけからは中新統とは決めかねる。日間賀島には中新統があり、No.204をへだてて1km南の篠島築見という小さい島では花崗岩が出ている。従って中新統と花崗岩の境はこの間を通っているはずである。よって#29-30の露頭がいずれかということは境の位置を決める上で大切なことになる。この記録では岩相を決められないが約1km北東のNo.168の記録(掲載せず)との対比から中新統と推定した。

#28から東へ#23までの間3.7kmは佐久島チャンネルである。ここで海底地形は概ね平坦で深さ20mであるが、チャンネル西端の#28あたりで24mに深くなっている。すなわちチャンネルの縁辺で地形が深くなっているわけであり、これは普通と逆のケースである。普通はチャンネルの中央の地形が深くなることが多い。また埋積物内の反射面も西で下っている。#26.5で深さ36mの埋積物中の反射面は700m西の#27.8では40mに

り約6m-radで縁辺に向い落ちる。これは海底地形の傾斜角の約2倍にあたる。これはチャンネルがその流路を曲げるばあいにかかることで古木曾川や古豊川のばあいにも知られている。佐久島チャンネルもここから数100m南で古豊川に合流し西に流路が湾曲していたことから、地形的に低い縁辺は湾曲の内側に相当していた。

#26.5では水深20m、佐久島チャンネル1の埋積物中の反射面28mと36m、チャンネル1の基底CB1は41m、チャンネル2の基底CB2は57mである。チャンネル1の埋積物は21mの厚さで泥質である。チャンネル2の埋積物は厚さ16mである。

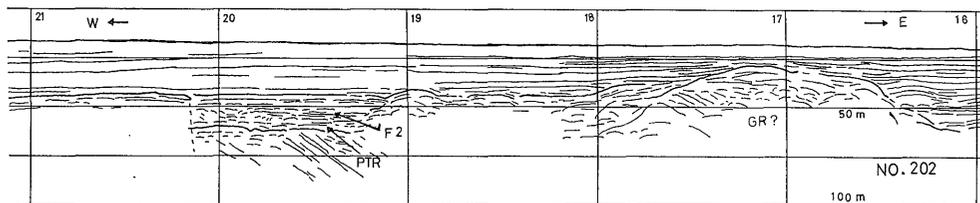
チャンネル2は#27.2-25.9の間の約900mであり埋積物は反射面が強く短く偽層状の傾斜を示す部分もあって砂礫層によくあるタイプの反射層である。チャンネルの縁辺#27.2と25.9は共にかかなりの急な角度で基盤(多分中新統)を切っているが、その角度は記録の上では測れない程度に急で崖になっているのであろう。佐久島チャンネル2の基底SC2の下では西向きに落ちる反射面と水平な反射面が交叉し前者は弱い。2組の反射面が交叉することは地質的には考えにくい但实际上は観測される例が少なくない。このばあいは西落ちの反射面が真の反射面であり中新統内の反射と推定される。

佐久島チャンネル2が#25.9で終ってより東では埋積物F1は水平である。ここではSC1の基底は弱い散乱波を出し下の層の反射面は見えず2重反射だけが出ている。#24.5では水深20m、SC1の深さ42mでF1の厚さ22mである。

#23.7にはSC1の下に断層FLTがある。これはNo.182、#7.4の沖の瀬堆西の断層に続くかもしれない。この断層はF1の堆積形態に影響を与えていない。SC1は大体ここで終るがこの一致は偶然で断層の方が古い。佐久島チャンネル1は#23.6で終る。#23を中心に800mぐらいの間は海底地形こそ水平であるが堆積は乱れている。ここは沖の瀬堆の南々西にあたりF1の堆積に沖の瀬堆が地形として影響を与えたためであろう。この部分がCB1以深の地層と別なものであることは反射面を細かく追えば分かる。この#22.7の下あたりには緩い傾斜の背斜軸がある。これは上述のように埋積物の堆積の乱れとは関係のないものである。#23より東では渥美湾側の堆積区域になる。#20.5では水深19m、上部堆積物中の反射面34m、上部堆積物の基底42mであり、上部堆積物の厚さ23mである。その下には54mと73mに反射面がある。ここの上部堆積物の基底42mはSC1の基底42mとよく一致する。

#### 測線 No. 202 (#24-15)

この測線は日間賀島と篠島の間を通って東西に延びる



第 15 図 No. 202 # 21-16 の断面図 佐久島の南を東西に走る測線。# 20 付近には古豊川 PTR があって基底の深さ 60 m、川幅 600 m である。# 17 付近には花崗岩 (多分) GR? がある。海底堆積物は概して水平な層理を示す。図版 30, 31 に対応する。

測線であり No.204 の約 2 km 南にある。# 26-24 で海底地形が高まり露岩になっている所は花崗岩 GR である。# 23.5 から東では海底堆積物は急に厚くなる。# 22.3 では水深 14m、堆積物中の反射面 39m、堆積物の基底 50 m で堆積物の厚さは 36m ある。

# 20.2-19.2 の間は古豊川のチャンネルである。この間は約 600 m の距離があるが測線とチャンネルは斜交しているので真の河幅は約 500 m である。# 19.7 では水深 16m、堆積物中の反射面 28m、堆積物の基底 43m、古豊川の基底 60 m である。この古豊川のチャンネルの記録は No. 204 の佐久島チャンネル2 の記録とかなりよく似ている。チャンネルの上の埋積物も下の埋積物も記録の様相としてはほとんど同じである。チャンネルの両側が鋭く切れている感じもよく似ている。チャンネルの基底 60 m の下は東向きに落ちる層状の構造であり中新統とされる点も同じである。しかしはっきり違う点は No. 202 では中新統が東落ちなのに No. 204 では西落ちのことである。No. 202 の古豊川と No. 204 の佐久島チャンネル2 は約 4 km 離れているが多くの共通性がある。しかし古豊川の存在の意義や形態については稿を別にして述べることにする。

# 19 から東へ 16.5 m までの間には海底堆積物の下に岩盤がある。中新統か花崗岩のいずれか分らないが少し南の立馬崎付近の花崗岩域における記録と様相が似かよっているので花崗岩かもしれない。花崗岩とすると記録上で中新統との境を切るはずであるがこの位置は分からない。師崎の南から始まる中新統と花崗岩の境は平面図に示すように概略の位置を追うことができるがこの海域では不確かなので 2 つの可能性を描いた。

#### 佐久島チャンネル

知多半島南半から日間賀島、佐久島の一带は中新統の師崎層群で構成される。佐久島においては砂岩・頁岩および凝灰岩が互層し、佐久島中央には北東から南西へ走る向斜構造があって両翼では 10° 内外の傾斜がある。幡豆山地および堀島付近の地質は花崗岩類により構成され、陸地では片麻状花崗閃緑岩、片麻状花崗岩がみられる。この西方延長は西部吉良町の西で沖積平野の下に没するが南部三河湾では南北系断層で第三紀層と接するよ

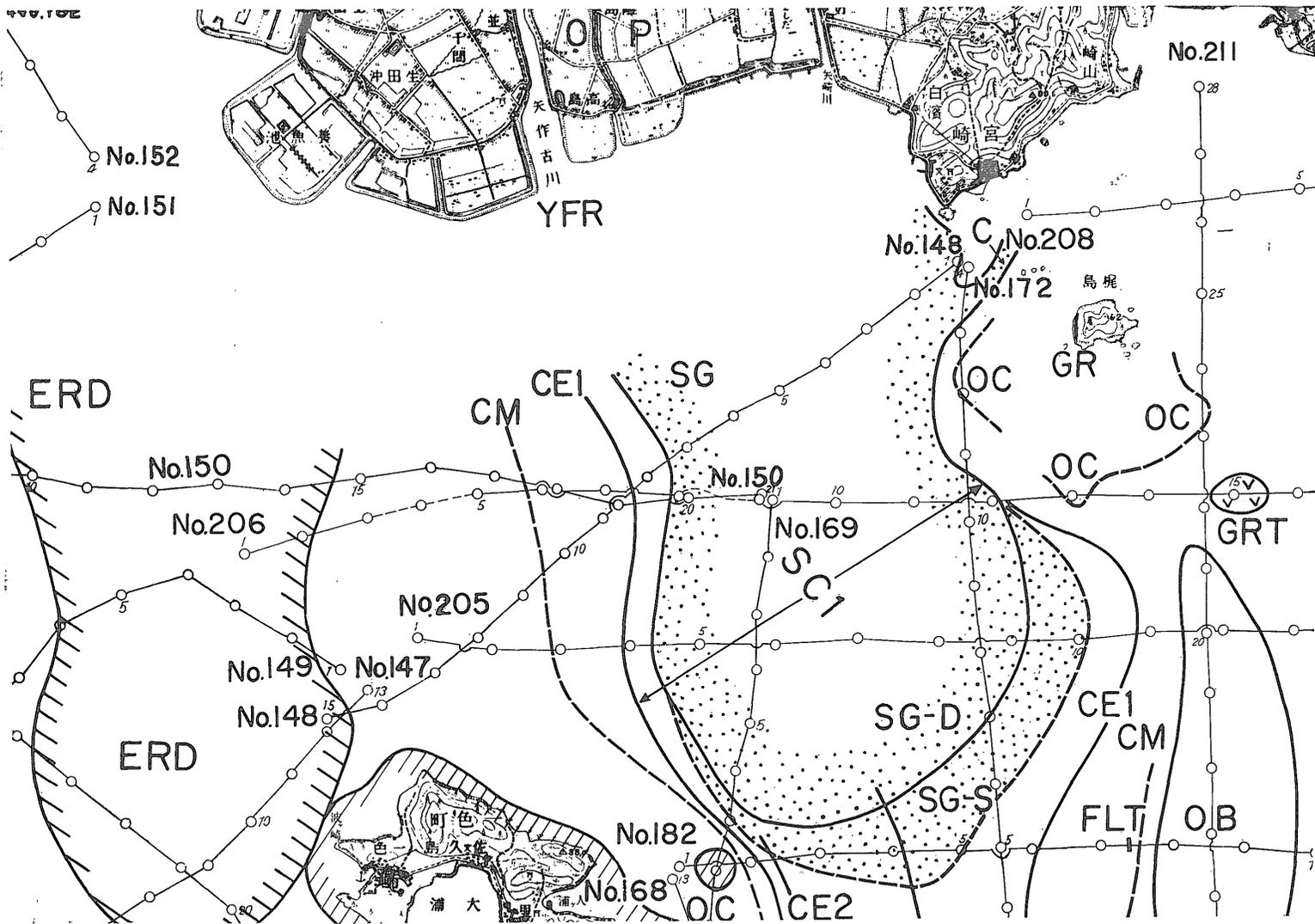
うである。

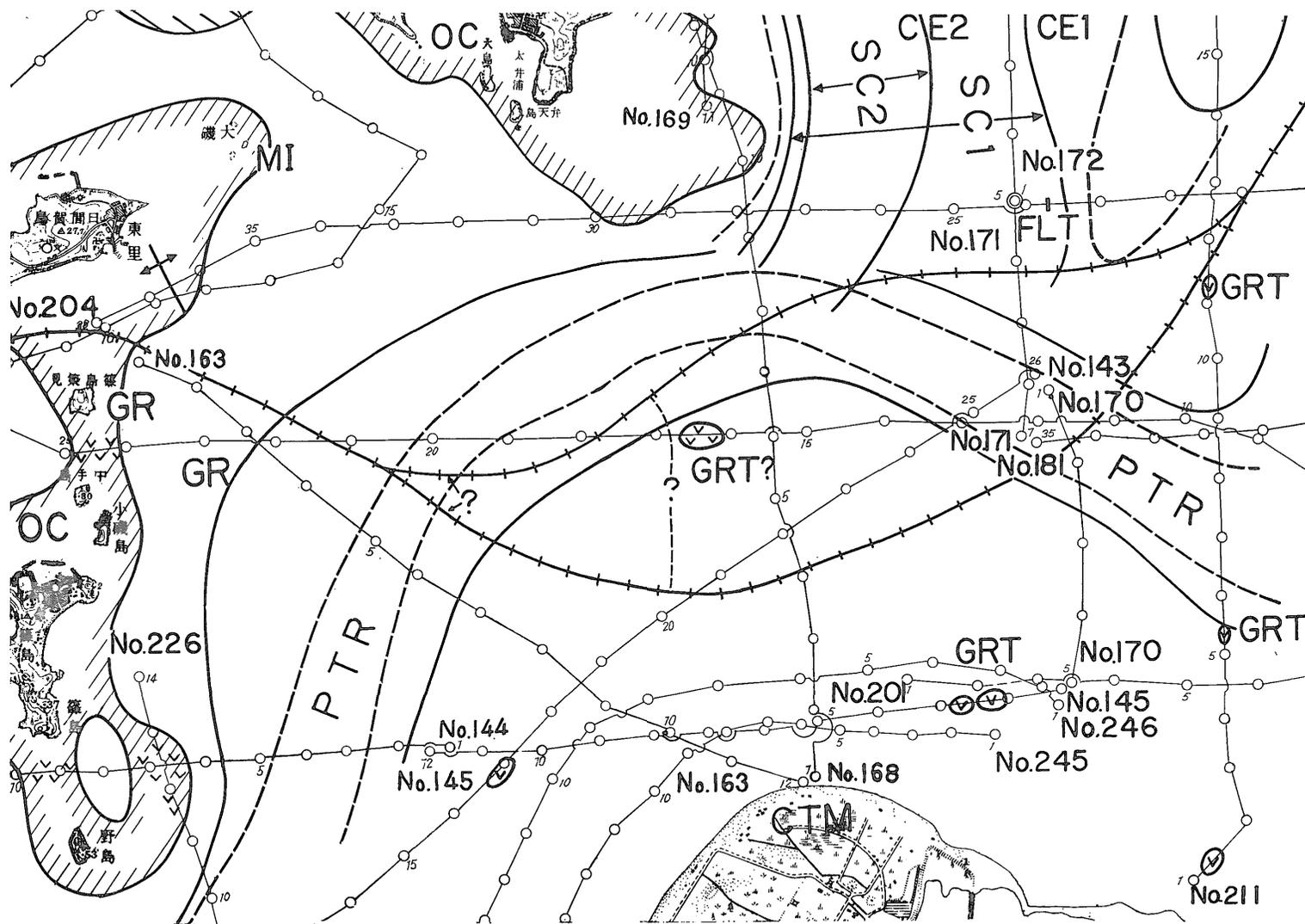
海でえられた音探の結果から延長すると佐久島チャンネル1は岡崎平野の東縁の矢作古川から吉良町矢崎川の間 2.5 km にて陸の部分とつながり、チャンネル基底の深さを平均傾斜角で外挿すると深さ 15m ぐらいになる。矢作古川が 1905 年までは矢作川の本流であったことは既に述べた。チャンネルの平面図は第16図に示す。チャンネル北半の特長の一つは音波疎層の分布である。チャンネルの埋積物の縁辺 CM と基底の縁辺 CE の間は R 面として示されるチャンネル基底向に落ち込む侵食面でありその平均傾斜角は例えば No. 150 の西側では 14 m rad であった。チャンネルの東側では傾斜帯基盤岩類の影響でもっと急傾斜である。チャンネルの中央にある音波疎層は上流側でまた中央で密 SG-D であり、下流側でまた縁の方で疎 SG-S である。しかしこの密と疎は相対的な意味しかない。No. 172, # 6 あたりはこの変わり方を見るよい例である。密なばあいは下の反射面が全く分らないが疎のばあいは部分的に下の反射面が見えることがある。これは観測条件により違わずであるから定量的な議論はできないであろう。

例えば有明海では音波疎層のある所で地震探査ではウエーブ・ガイドが知られているような例があるから当然発振のエネルギーや受振のフィルターが関係しているであろう。音波疎層の地質学的あるいは音響学的意義は今後の課題であろう。

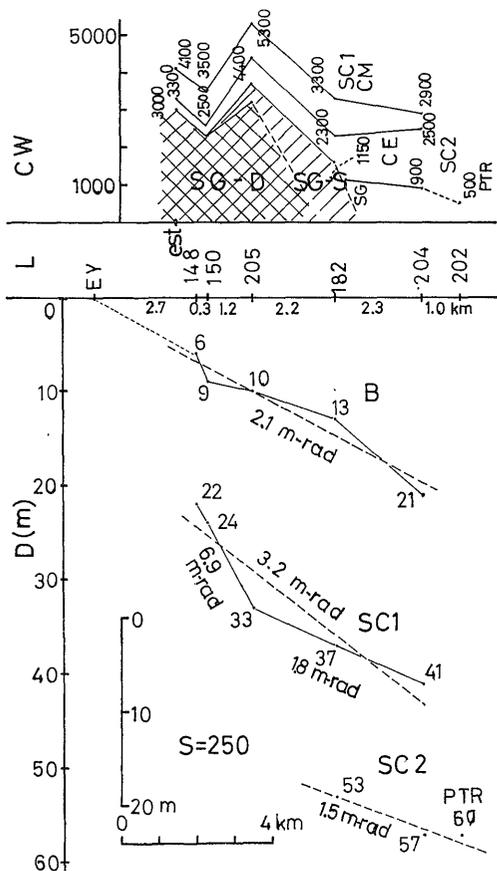
佐久島チャンネル1の基底 CB1の深さは音波疎層が分布する所でもその端で分かる。佐久島チャンネル2は音波疎層の分布する所では遮蔽されているので南半しか分からない。これらのチャンネルを流路沿いに展開したものが第17図である。チャンネル1の傾斜角は上流側の北半で 6.9 m-rad、下流側の南半で 1.8 m-rad であり、全体の平均傾斜角は 3.2 m-rad である。チャンネル2は南半の3測線でしか分からず少し不精確かもしれないが平均傾斜角は 1.5 m-rad である。

佐久島チャンネル1の平均傾斜角は 3.2 m-rad であるから現在の海底地形の平均傾斜角 2.1 m-rad に比べ急な角である。上流側の部分的な傾斜角 6.9 m-rad は下流側の 1.8 m-rad にくらべても他のチャンネル基底にくらべ





第 16 図 佐久島チャンネルの平面図



B. 海底, SC1. 佐久島チャンネル1, SC2. 佐久島チャンネル2, D. 深さ, L. 測線番号, CW. チャンネルの幅, SG. 音波礫層, SG-D. 密な音波礫層, SG-S. 疎な音波礫層, CM. チャンネルの埋積物の縁辺の幅, CE. チャンネル基底の縁辺の幅, EY. 矢作古川の河口, est. 推定値 m-rad. ミラジアン, S. 垂直水平尺度比, PTR. 古豊川  
佐久島チャンネル1の平均傾斜角は3.2m-radであり, 上流側には音波礫層が密に蔽っているが下流側にはない。佐久島チャンネル2は上流側では音波礫層に蔽われて見えない。下流側では幅の狭いチャンネルを作り古豊川と合流している。

第17図 佐久島チャンネルの展開図

でも少し大き過ぎるように思える。これは上流側で音波礫層のため段丘を真の基底と見違えている可能性がある。上流を浅く見違えれば傾斜角は急になるだろう。佐久島チャンネル1では上流側が急傾斜であり下流側が緩傾斜で知多チャンネルのばあいと逆である。知多チャンネルでは上流側 1.5 m-rad, 下流側 3.8 m-rad であり遷急点は鮮新統から中新統に地質が変わる所とほぼ一致した。佐久島チャンネル1のばあい上流側で急な傾斜角の方が平衡状態に近いといえるがここでそれが何の要素に支配されているかは分からない。

佐久島チャンネル2の平均傾斜角 1.5 m-rad は佐久島チャンネル1の平均傾斜角 3.2 m-rad はもとより南半だ

けの傾斜角 1.8 m-rad にくらべても緩い。チャンネル2が中新統を侵食して形成されたものであるとするとチャンネル1より緩傾斜なことや知多チャンネル南半より緩傾斜なことは少し奇妙に思える。しかし侵食の地質的条件の違いもあるしまた観測資料も3測線しかないことから詳細な議論はできない。

佐久島チャンネルの特長の一つはチャンネルが2段になっていることである。この関係は知多チャンネルと師崎チャンネルの関係に比較すべきものではない。師崎チャンネルは現世に続くもので, しかも海底の潮流で形成されたと考えられるが, 佐久島チャンネルは1も2も陸上の侵食で形成されたからである。No. 182 の西で佐久島チャンネル1の基底は2の上に続いていることから SC1の方が新しいと思われるが, 他の2測線でこの関係ははっきりしない。もしチャンネル2が1より古いならその形成過程は, 佐久島チャンネル2の侵食による形成→チャンネル2の埋積物→佐久島チャンネル1の侵食による形成→チャンネル1の埋積物, の順になるであろう。もしチャンネル1の方が古ければ, チャンネル1の形成→チャンネル2の形成→チャンネル2の埋積物→チャンネル1の埋積物, の順になるであろう。

2つのチャンネルの深さや幅, 傾斜角についての比較を第6表に示す。この表のようにいろいろの点でそれらの形成の条件が違っていたことは明らかである。佐久島

第6表 佐久島チャンネル1と2の比較

	佐久島チャンネル1	佐久島チャンネル2	備考
基底の深さ	浅い	深い	
(例) No. 204	41m	57m	南端
(例) No. 182	37m	53m	佐久島の東
基底の幅	広い	狭い	
(例) No. 204	2,500m	900m	南端
平均傾斜角	3.2m-rad	1.5 m-rad	海底地形 2.1
北半の縁辺の形	ゆるやか(R面)	?	北半はチャンネル2の存在未確認
(例) No. 150の西側	14 m-rad	—	
南半の縁辺の形	北半よりは急傾斜	測れない(多分崖状)	
北半の埋積物	音波礫層	?	
南半の埋積物	反射は弱く水平で長く続く	反射波は強く短く偽層状のところもある	
埋積物の岩相の推定	泥層	砂礫層	
チャンネルの新旧	?	?	記録だけでは不明
埋積物の新旧	新	旧	
北半の被侵食層	第四系	?	
南半の被侵食層	第四系—中新統	中新統	

チャンネル1が幅広く2が狭いことはチャンネル1が第四系を切っているのに対しチャンネル2が中新統を切っているため後者が侵食にたいし大きい抵抗をもつためと推定する。この点からするとチャンネル2の平均傾斜角が緩いことは説明が難しい。この問題点は資料がふえたら再検討を要する。

## 6. 結 語

第四紀末期の海面変動に伴って形成されたと考えられる知多湾の浅部の海底地質を研究した。これらは主としてブルムあるいはリス氷期の海面低下とそれ以降の海進により侵食や堆積の過程を経てきている。知多湾における浅部地質の問題点を主として知多チャンネルと佐久島北方のチャンネルを伴う海域と佐久島チャンネルの3点を中心に述べた。

知多チャンネルは衣浦湾より発し師崎水道をへて南下する30kmに及ぶ大きなチャンネルである。これは第四紀全般を通じて比較的造構運動が穏やかとされる区域のチャンネルであるから日本列島周辺の内湾の中でも一つの典型的なシェルフチャンネルといえるかもしれない。音探の12本の測線で観測し整理し次のようなことが分かった。知多チャンネルの形態と構造、現在の海底地形との関連性、チャンネルの平均傾斜角が上流で1.5m-rad、下流で3.8m-radでその遷急点はほぼ鮮新統と中新統の境に一致すること、師崎チャンネルと知多チャンネルの相互の関係、などである。部分的には情報の不足している所もあって例えば矢作川と知多チャンネルの関係はNo. 153とNo. 154の間にあと一本の測線があれば合流の形態と段丘の関係をはっきりすることができたと惜しまれることである。衣浦湾は現在種々の土木工事の行なわれている所でこれに付随する浅部ボーリング資料との比較検討は今後の問題の一つである。

佐久島北部の海域は小さくてたくさんあるチャンネルの群で特長づけられる。チャンネル群は2段になっている。上部のチャンネル群は概して浅く小さく現在の海底地形との関連はとぼしい。下部のチャンネル群は深く規模もいくらか大きい。No. 150では上部のチャンネル群は約4kmの間に15コ、下部のそれは約3kmの間に13コという程度である。上下の対応は巨視的にみると同一地域であるが微視的には個々のチャンネルに対応がない。本調査のように2-3kmの間隔の測線の取り方では個々のチャンネルを追跡することはできないがその分布はたぶん樹枝状のものであろうと推定している。これらのチャンネル群は知多チャンネルあるいは佐久島チャンネルに続いていたと予想されるがその実態は今後の課題に残される。

佐久島チャンネルは岡崎平野の東縁から佐久島と沖の瀬戸の間を通過して南下していたチャンネルである。チャンネルは上下2段になっている。上のチャンネルは上流側で音波礫層が分布しその形態や下のチャンネルを遮蔽している。下のチャンネルは古豊川と深さも形態も接続していると考えられる。平均傾斜角は上下のチャンネルそれぞれ3.2m-radと1.5m-radである。

この知多湾海域には幾つかのチャンネルがあった。知多チャンネルを中心に師崎チャンネルと矢作チャンネル、また佐久島北方海域には上下2段のチャンネル群、および佐久島東方には佐久島チャンネル1と佐久島チャンネル2とこれに接続している古豊川である。ここでは同一海域でないものの相互の関係については観測記録の上で動かし難い程度の証拠がないかぎり多くを述べなかつたが、今後これらは海底の試錐等を通じて統一的にまとめていくべきであろう。

この研究の手段である低エネルギーの音波探査はこの種の海面から100mぐらいの地質を探査する技術として優れた技術の一つといえよう。音波探査が他の方法にくらべて高能率で、かつ廉価であり(これは他の方法の替りに使えるのではないから主観的判断かもしれない)、また現在の日本では広い実施の体制もできていることもあって、日本列島の陸棚の先駆的な広汎な適用を考えるべきだろうと思う。日本列島を内湾に限っても東京湾・大阪湾・有明海・陸奥湾など僅かの海域しか資料のないのが現状なのである。

## 謝 辞

本研究は1966年5月に地質構造の地球物理学的研究として行なわれた三河湾の音波探査、および1967年10月に科学技術庁特別研究促進調整費による沿岸大陸棚の地形地質に関する総合研究として行なわれた伊勢湾湾口の地形地質の研究のうちから関連する資料を用いたものである。

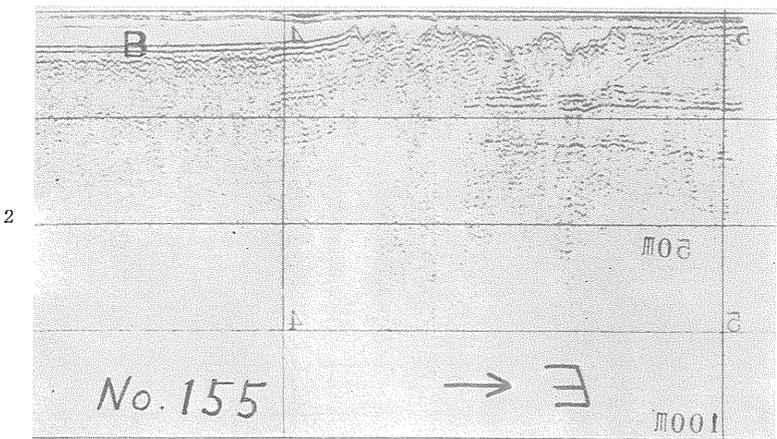
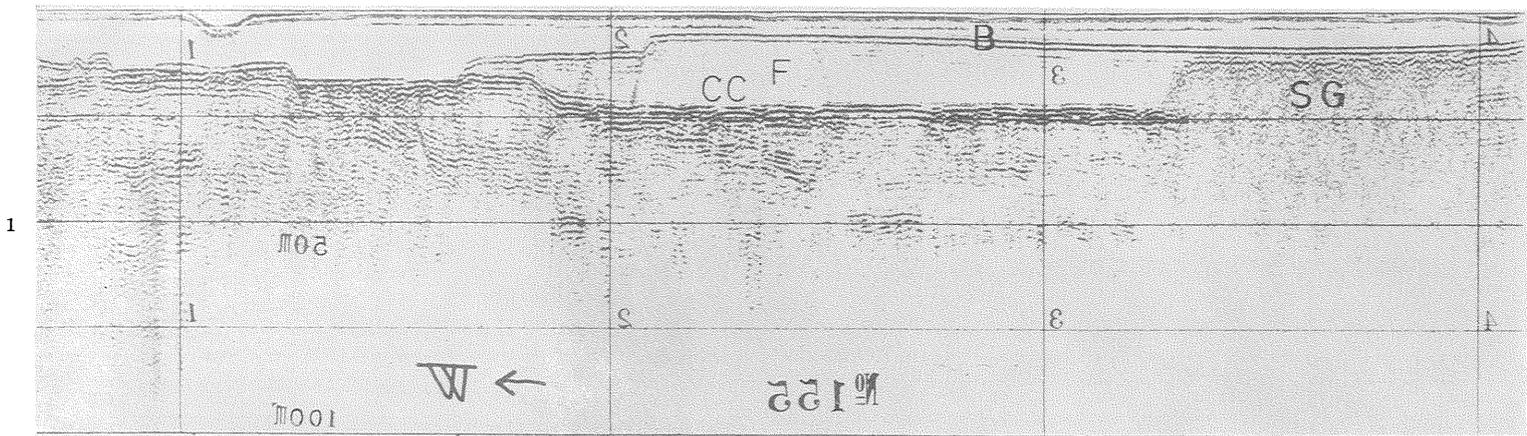
本研究の実施には伊勢湾調査委員会の関係機関と各位に御援助を頂いたことを感謝する。

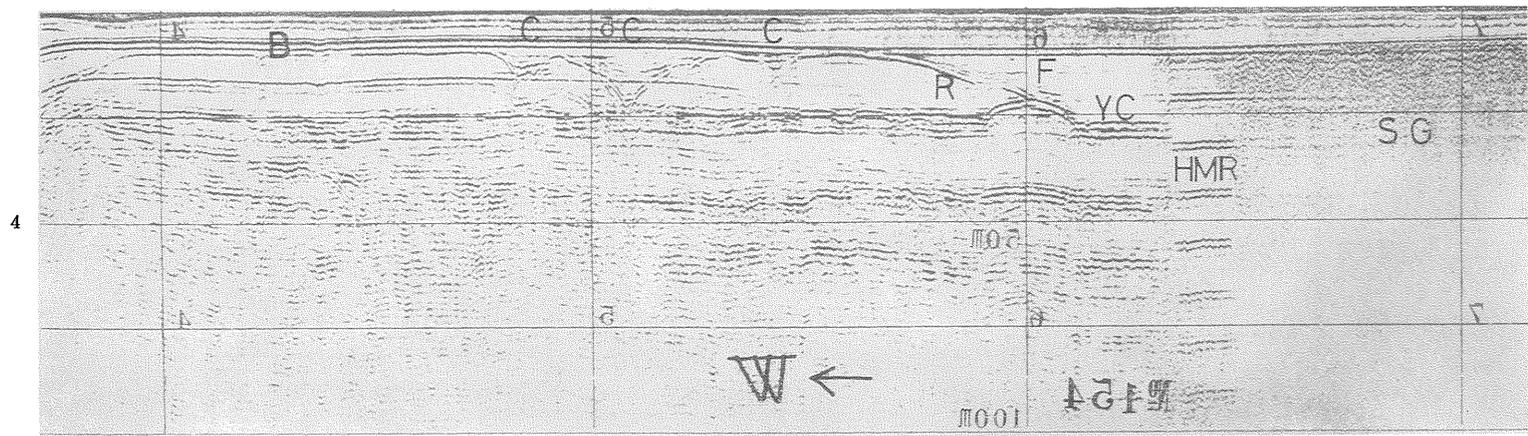
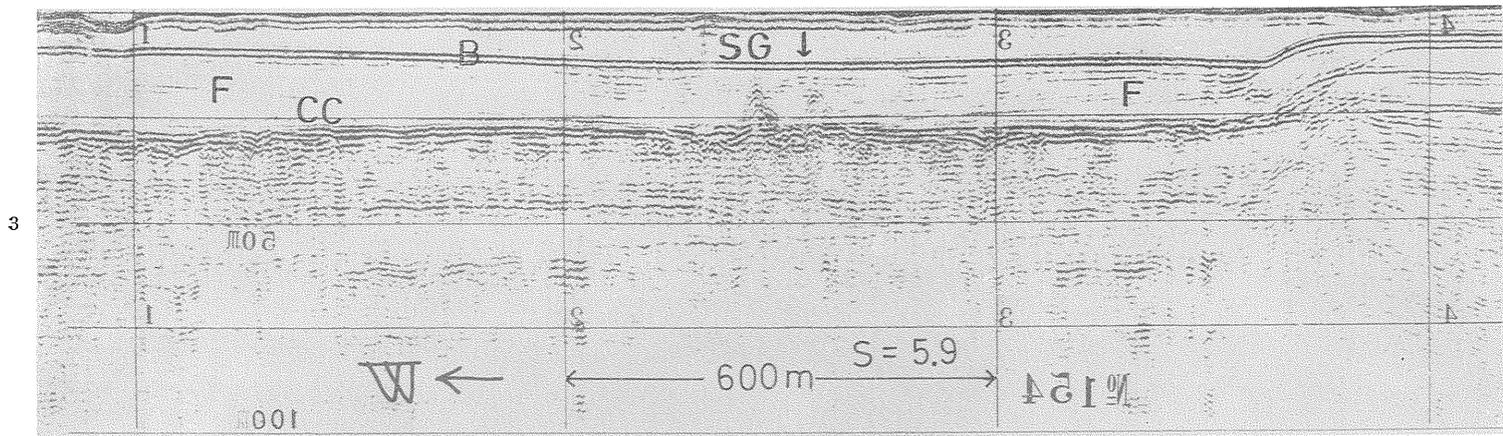
本研究には音波探査につき通商産業技官細野武男、伊藤公介・鎌田清吉・長谷川功・小川健三の参加をえて行なわれた。地質的解釈と資料については通商産業技官大家寅雄・近藤善教・坂本亨に負うところが多かった。謝意を表す。

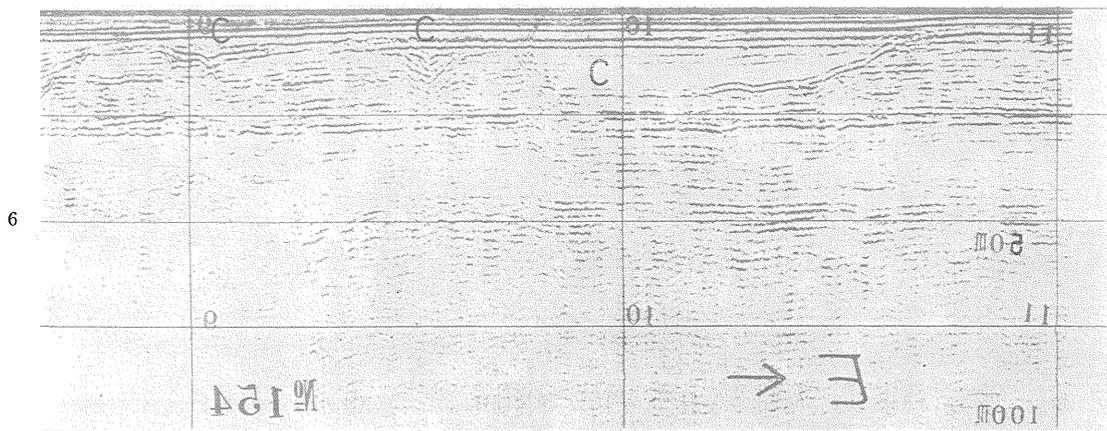
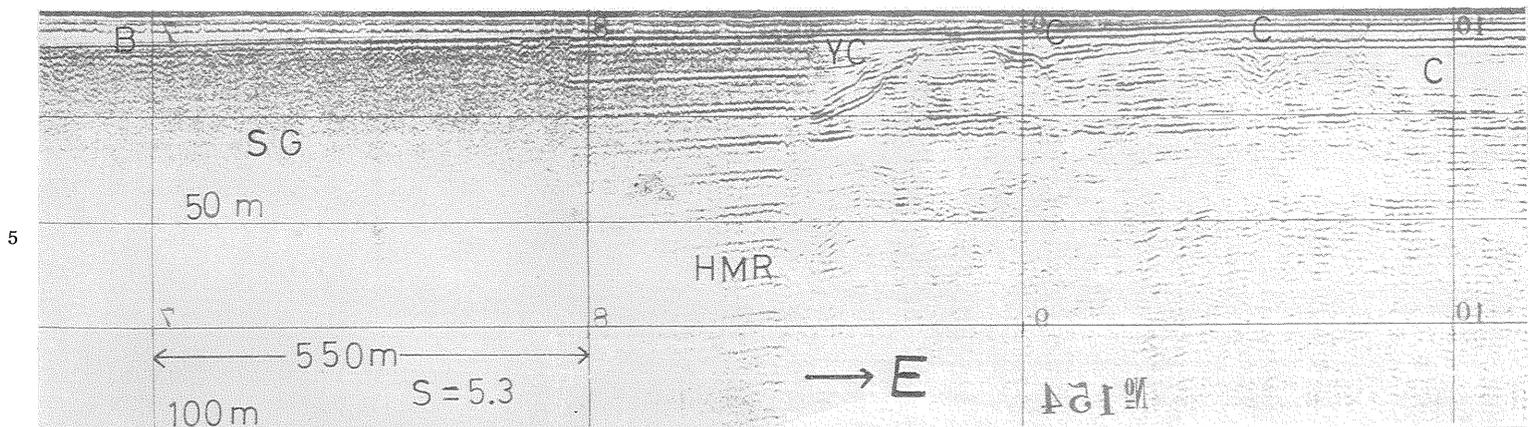
## 文 献

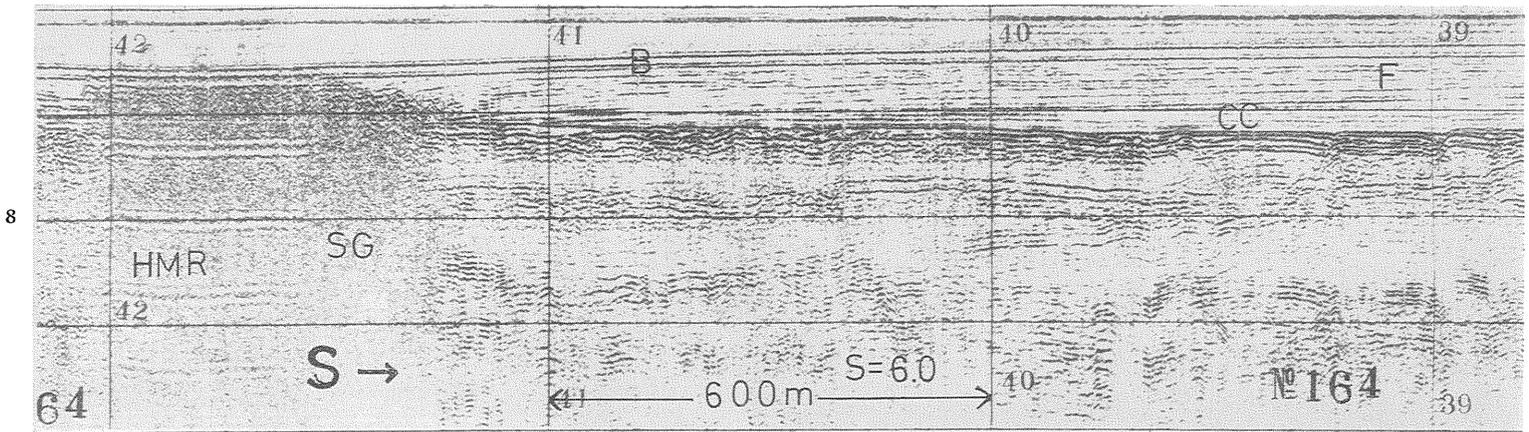
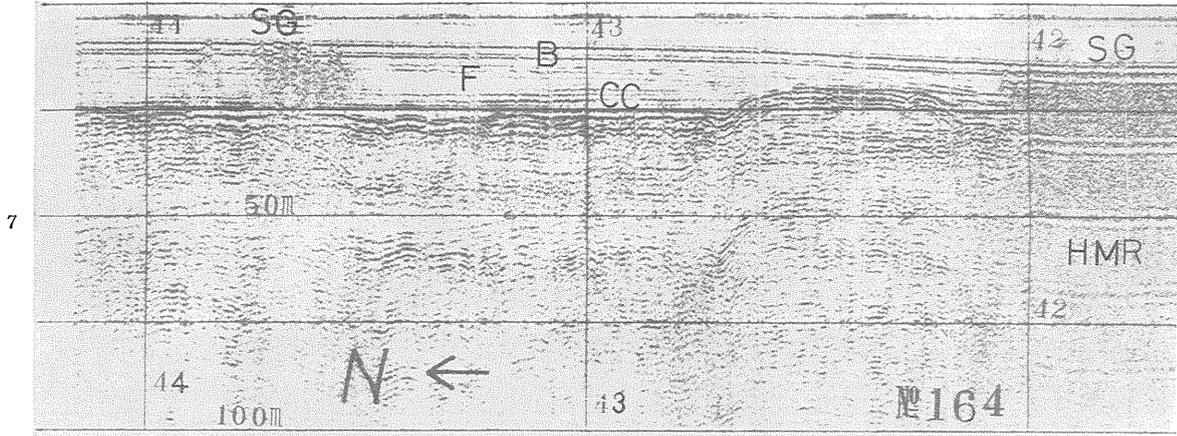
地質調査所編図課(1955): 1/200,000 地質図幅、

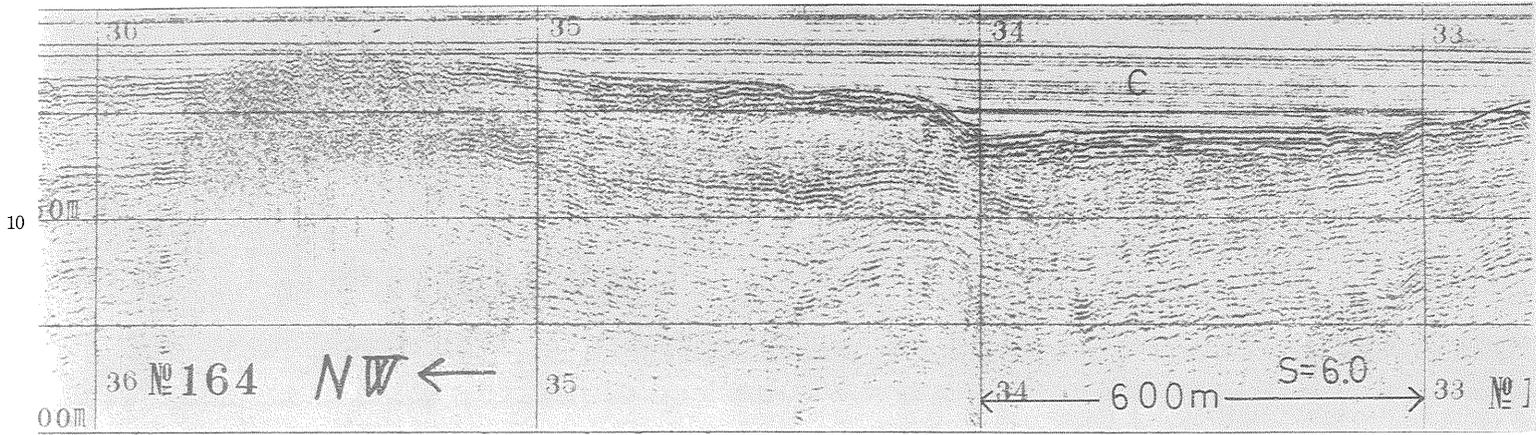
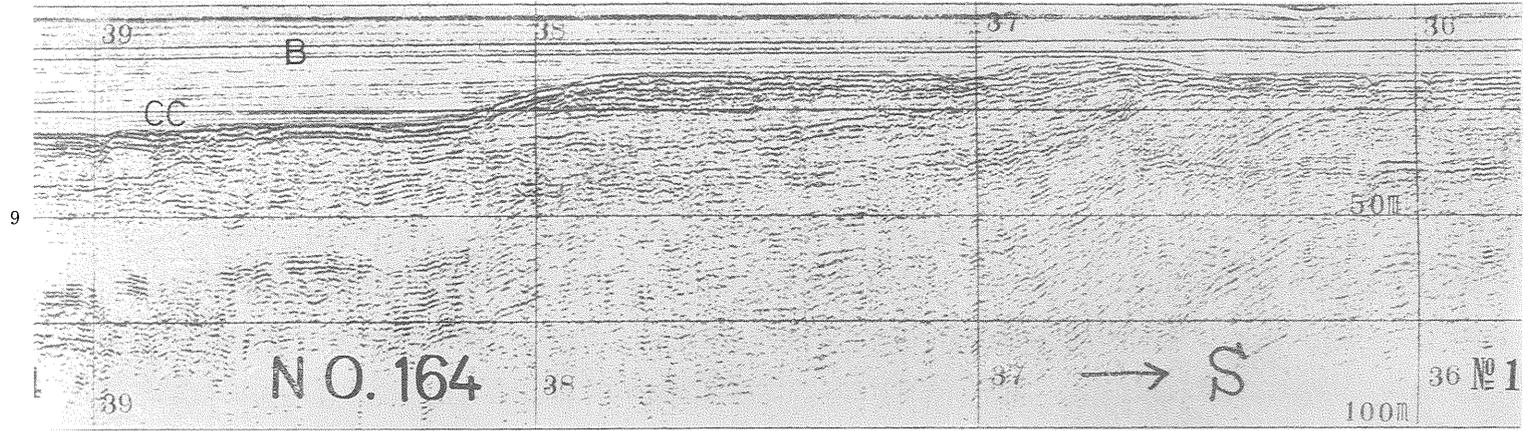
- 「名古屋」  
地質調査所編図課 (1955) : 1/200,000 地質図幅,  
「豊橋」  
中条純輔ほか (1961) : 島原海湾における音波探査および沿岸地質について, 地質調査所月報, vol.12, no. 4  
中条純輔 (1962) : 古東京川について, 地球科学, no. 159  
中条純輔・森喜義 (1965) : 音波探査講座 1-6, 地質ニュース, no. 119-128  
中条純輔 (1969) : 知多チャンネルの地形・地質の研究, 科学技術庁研究調整局, 沿岸大陸棚の地形地質の総合研究報告書  
建設省計画局・愛知県編 (1961) : 伊勢湾北部臨海地帯の地盤, 都市地盤調査報告書, 第1巻  
建設省計画局・三重県編 (1962) : 伊勢湾南部臨海地帯の地盤, 都市地盤調査報告書, 第2巻  
建設省計画局・愛知県編 (1963) : 愛知県, 三河地区の地盤, 都市地盤調査報告書, 第4巻  
建設省計画局・愛知県編 (1965) : 愛知県衣浦地区の地盤, 都市地盤調査報告書, 第9巻  
建設省国土地理院 (1968) : 土地条件調査報告書, 中京地区  
小林国夫 (1962) : 第四紀 (上), 地学団体研究会  
松下 進 (1953) : 近畿地方, 日本地方地質誌  
松沢 勲・近藤善教・植村 武 (1962) : 知多半島北部地質図  
松沢勲ほか (1962) : 東三河地区地質図 1/25,000  
奈須紀幸・加賀美英雄・中条純輔 (1962) : 東京湾口の研究 (4), 海洋学会 20 周年記念論文集  
大塚寅雄・高田康秀ほか (1968) : 瀬戸市周辺地区の珪砂および耐火粘土資源, 愛知県および地質調査所  
水路部 (1968) : 音響探層機による伊勢湾口付近の海底地形地質調査報告, 水路部報告  
水路部 : 海図 1051 伊勢湾 1/100,000  
水路部 : 海図 1052 渥美湾 1/50,000  
水路部 : 海図 1053 伊良湖水道及び付近 1/40,000  
水路部 : 海図 1054 師崎水道 1/15,000  
水路部 : 海図 1056 衣浦港 1/20,000  
水路部 : 海図 1074 師崎港 1/3,000  
竹原平一・森下 晶・糸魚川淳二 (1961) : 名古屋港の地盤, 名古屋港管理組合  
竹原平一 (1961) : 伊勢湾西岸の庵芸層群層序, 横山次郎教授記念論文集  
土 隆一 (1961) : 東海地方の第四紀地史, 横山次郎教授記念論文集

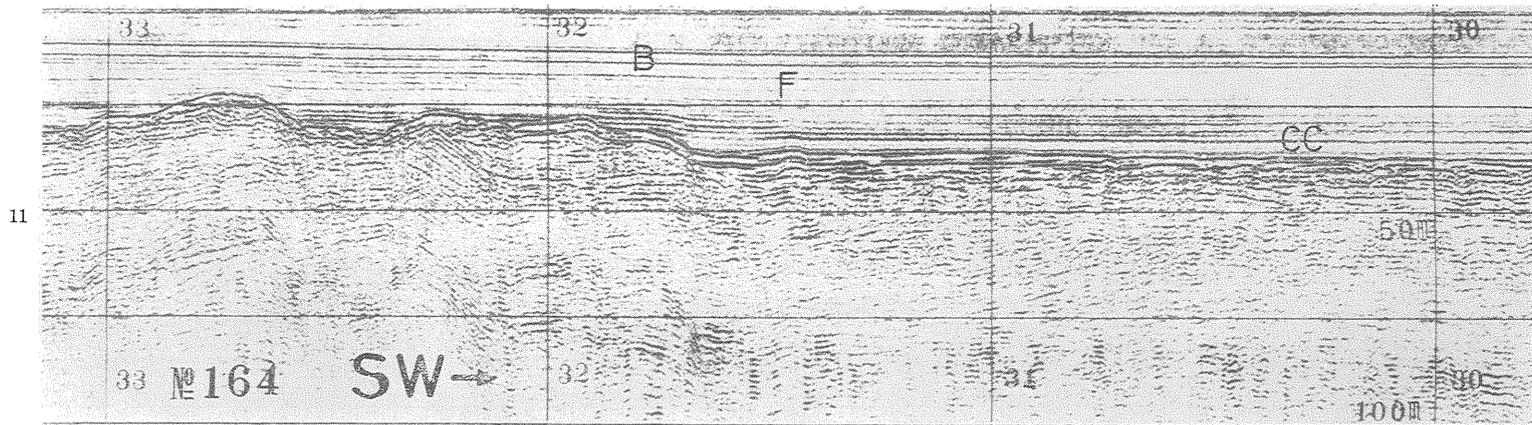


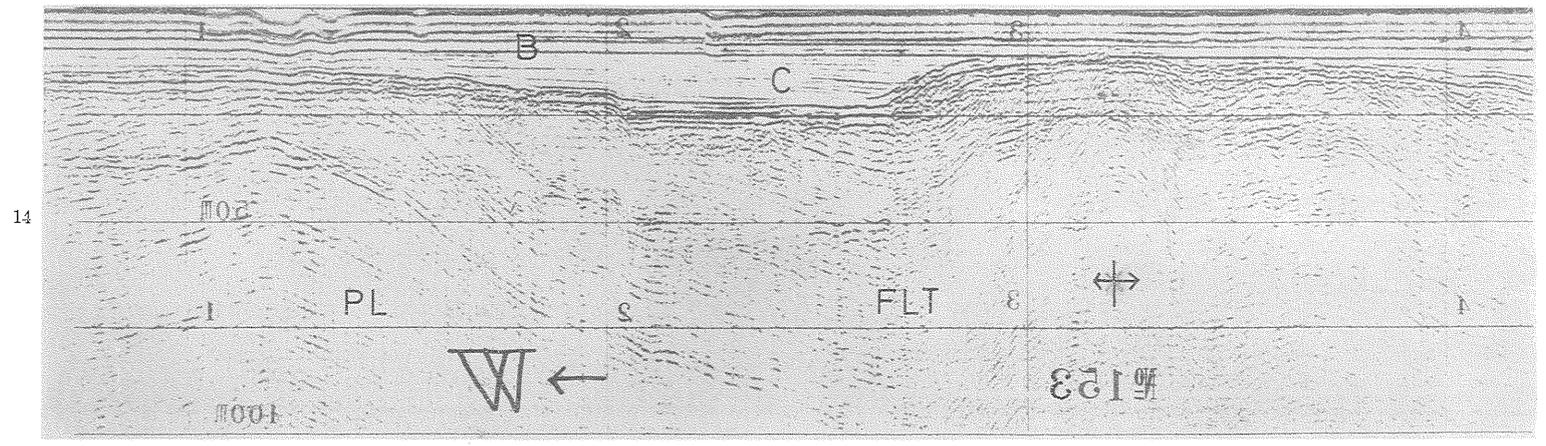
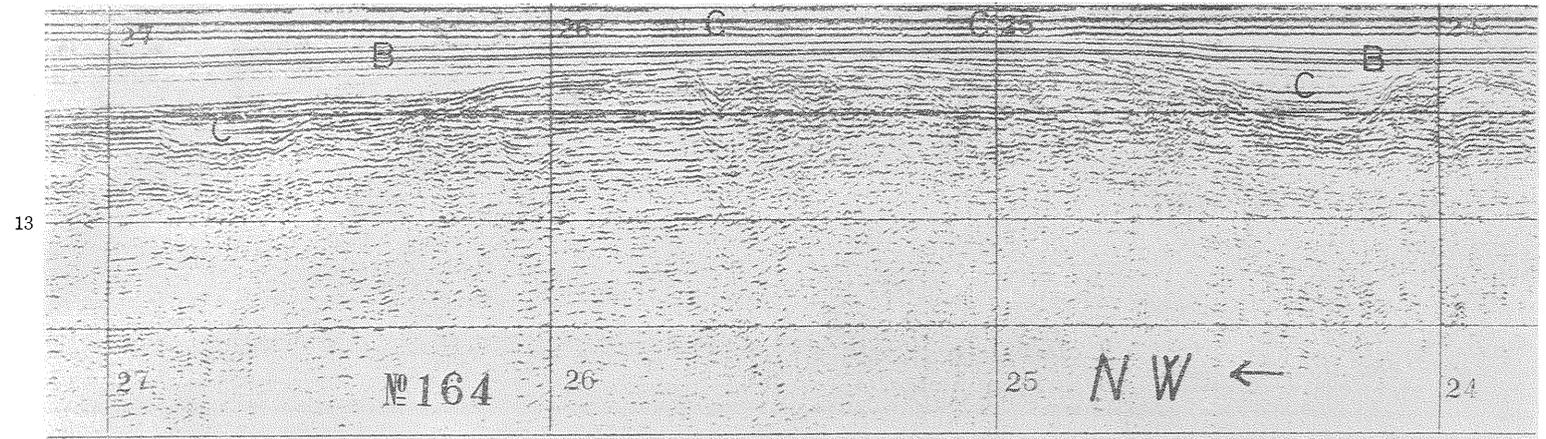


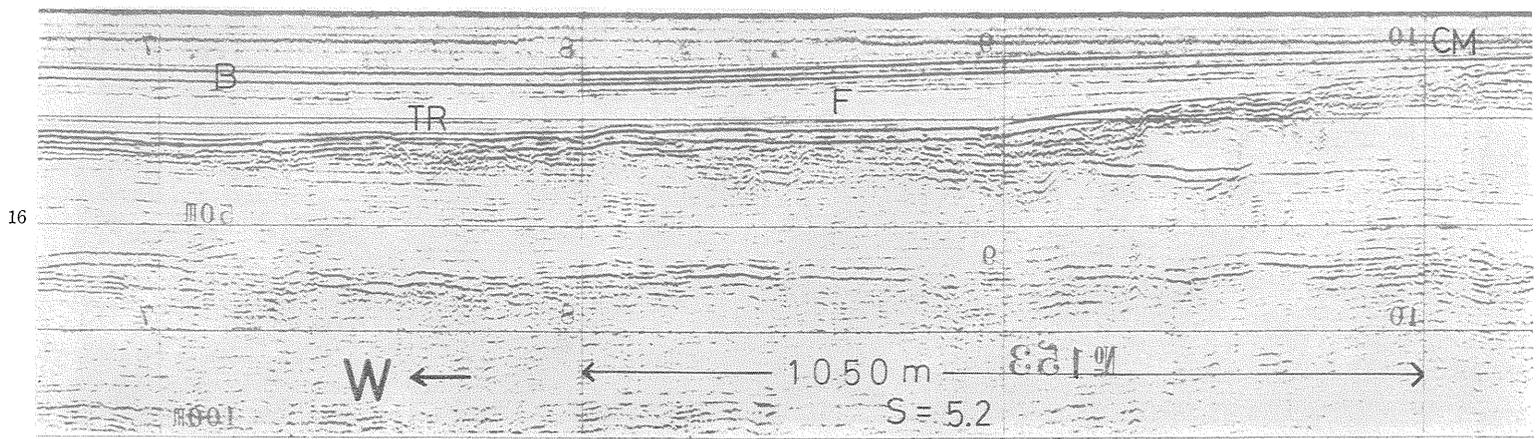
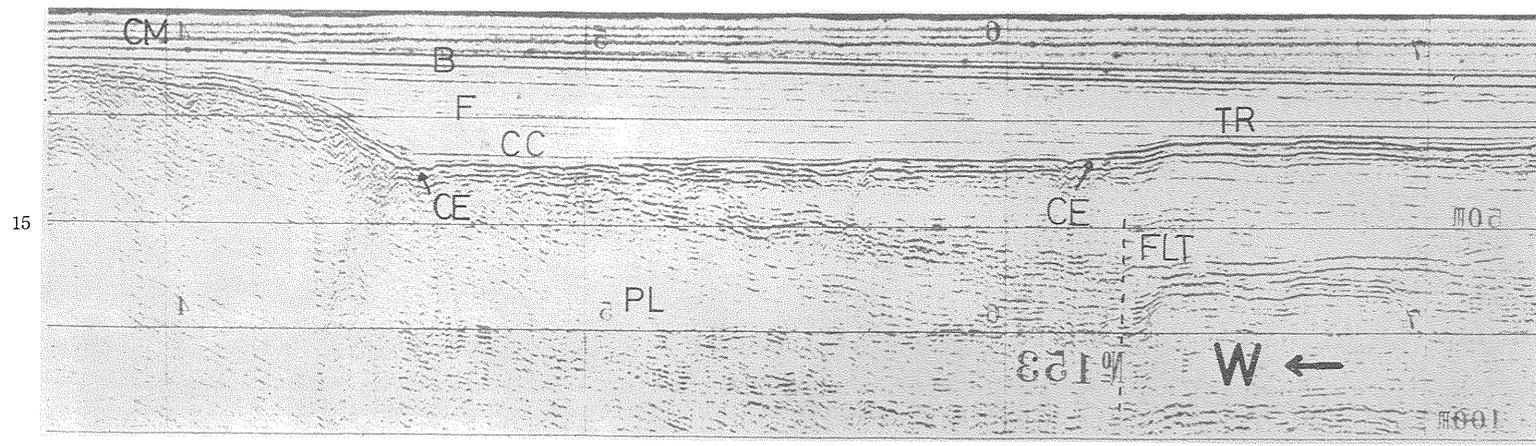


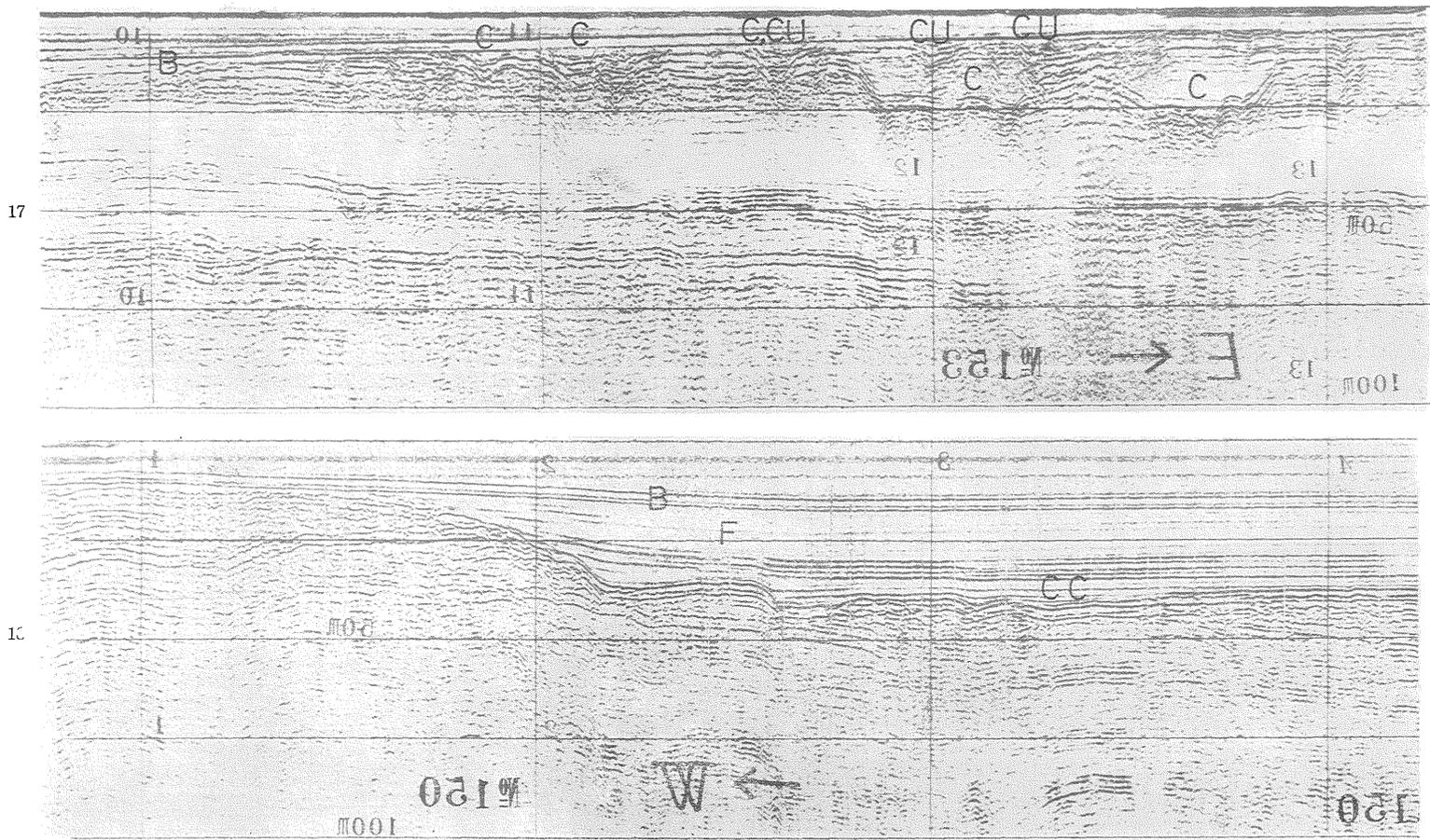


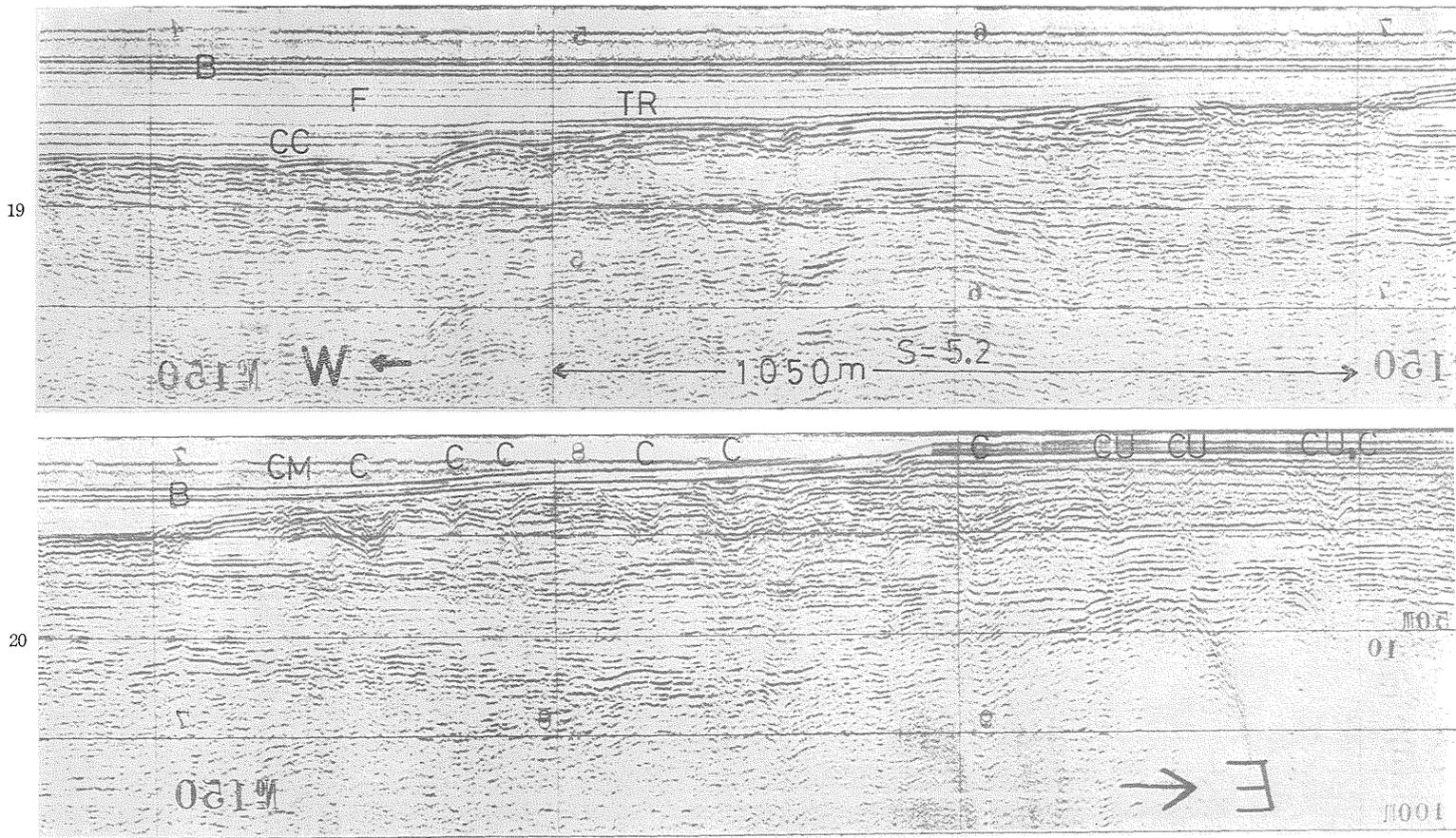


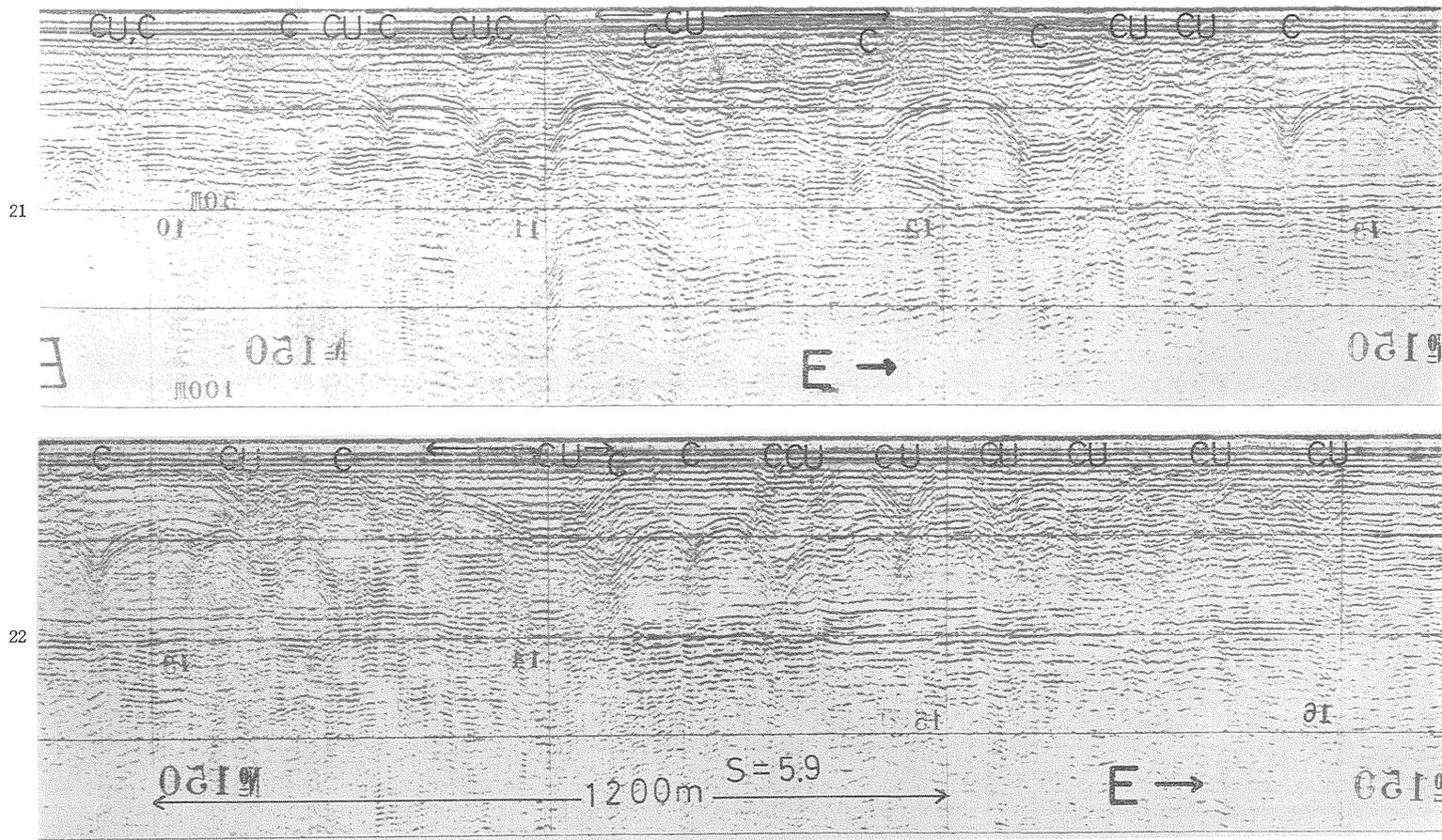


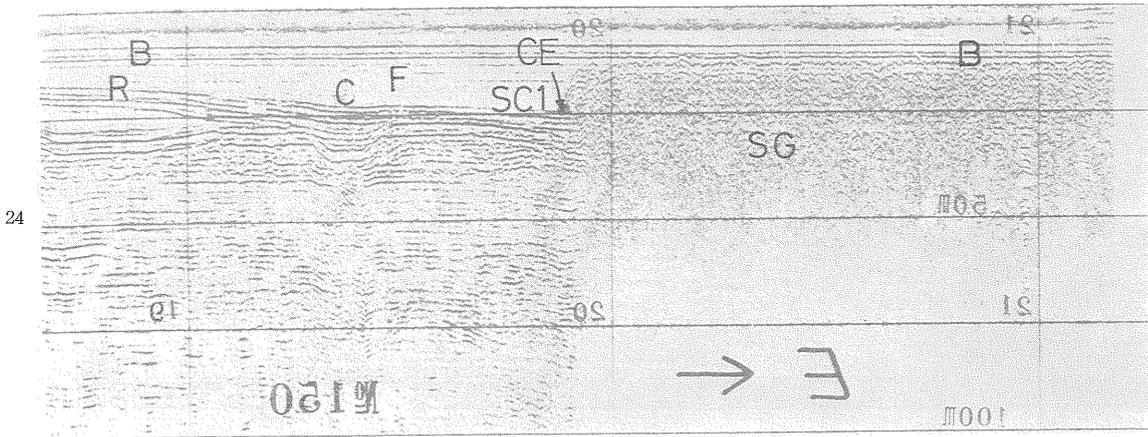
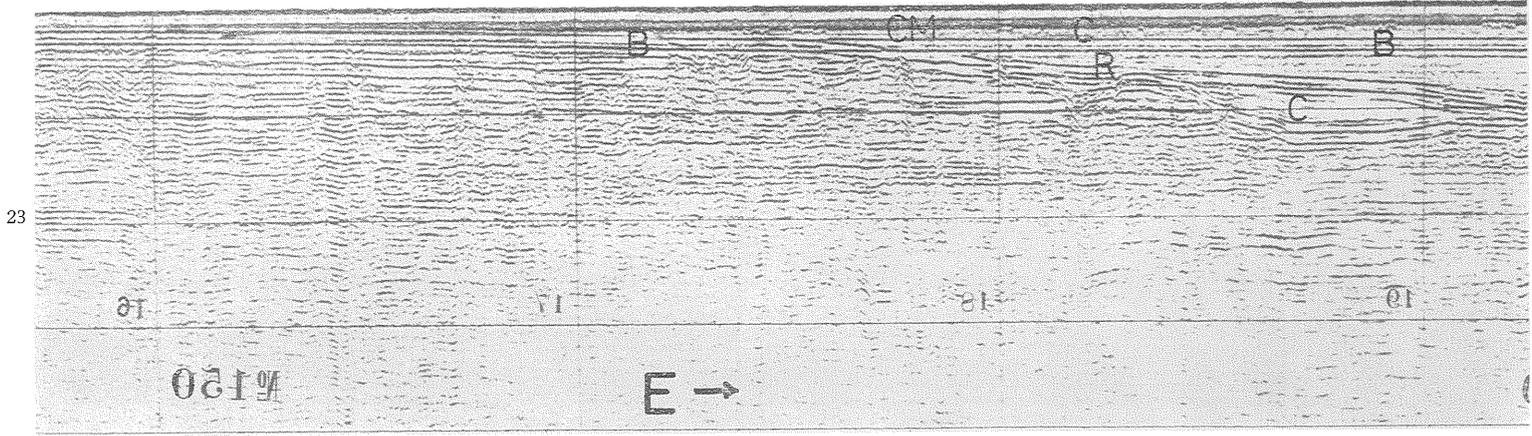


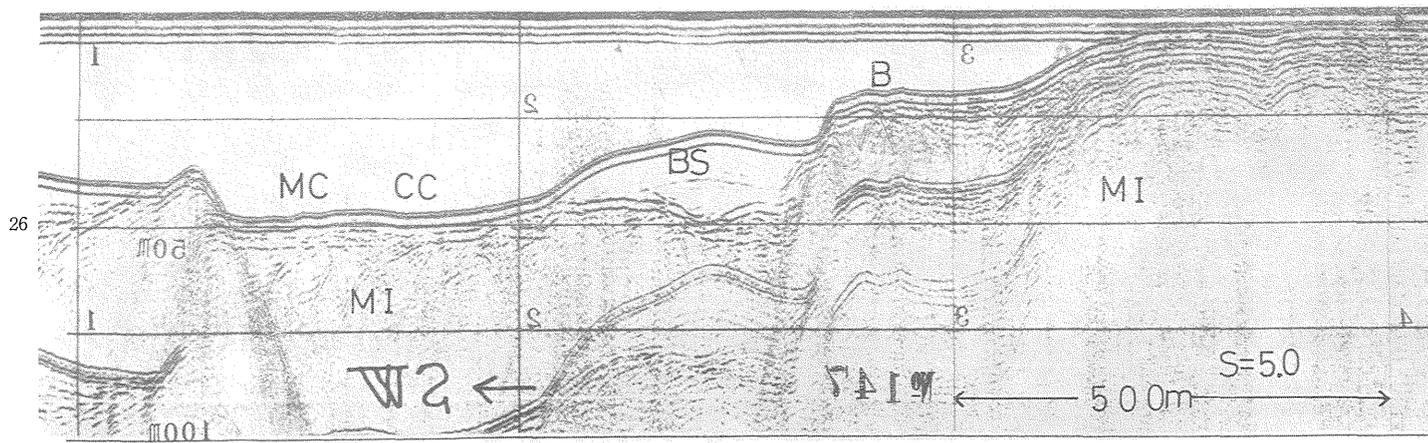
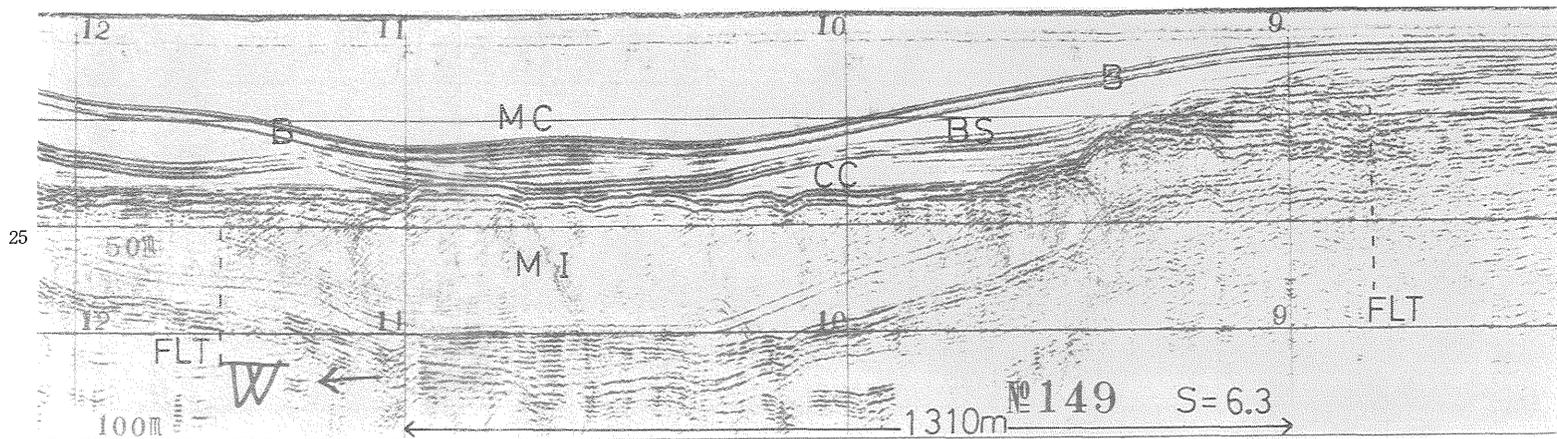


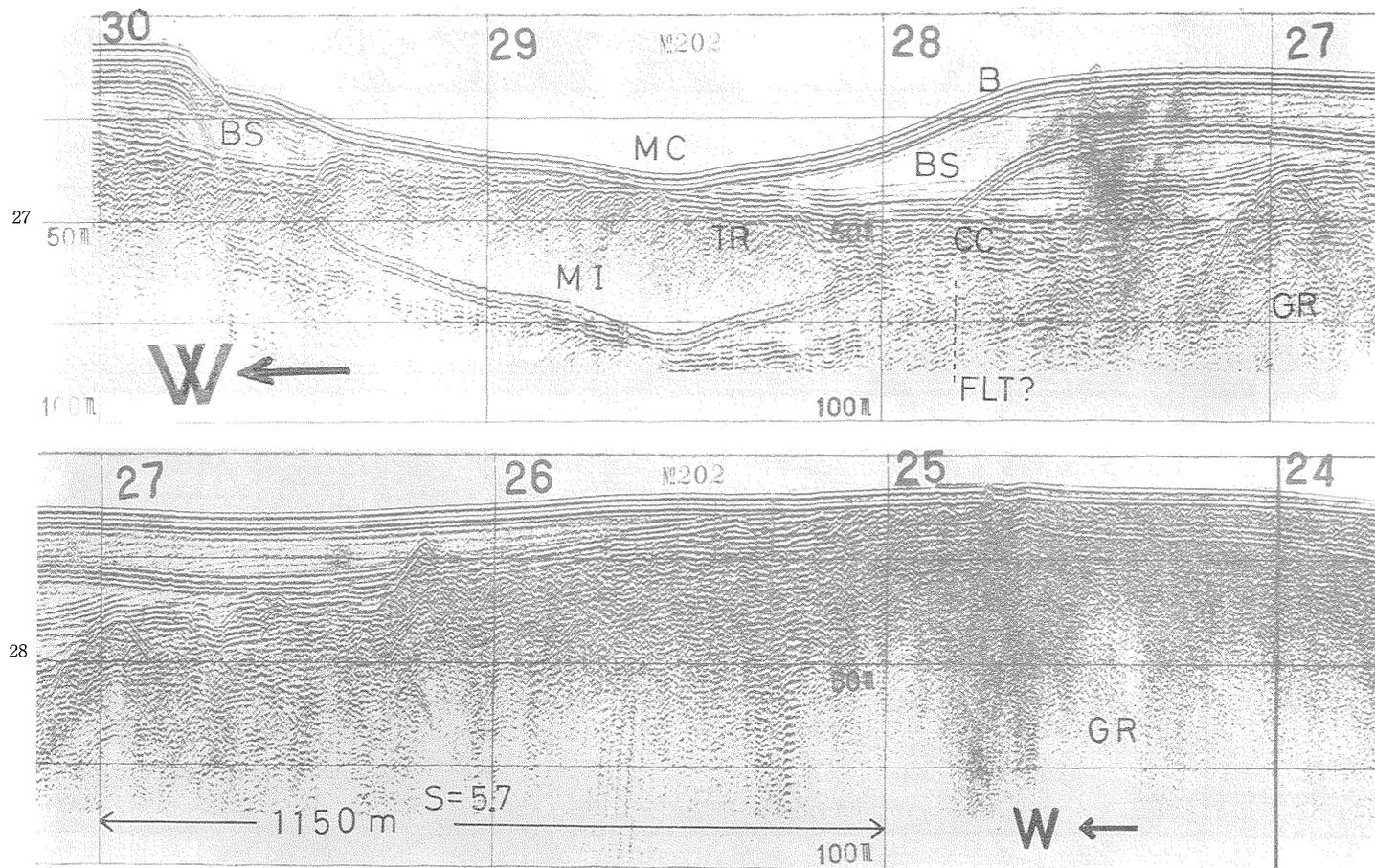


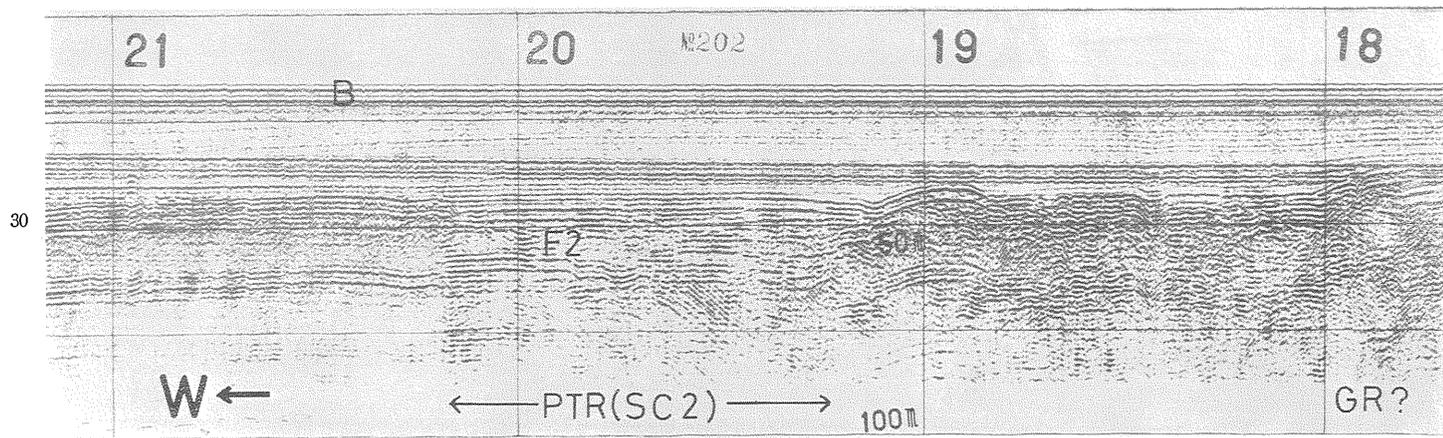
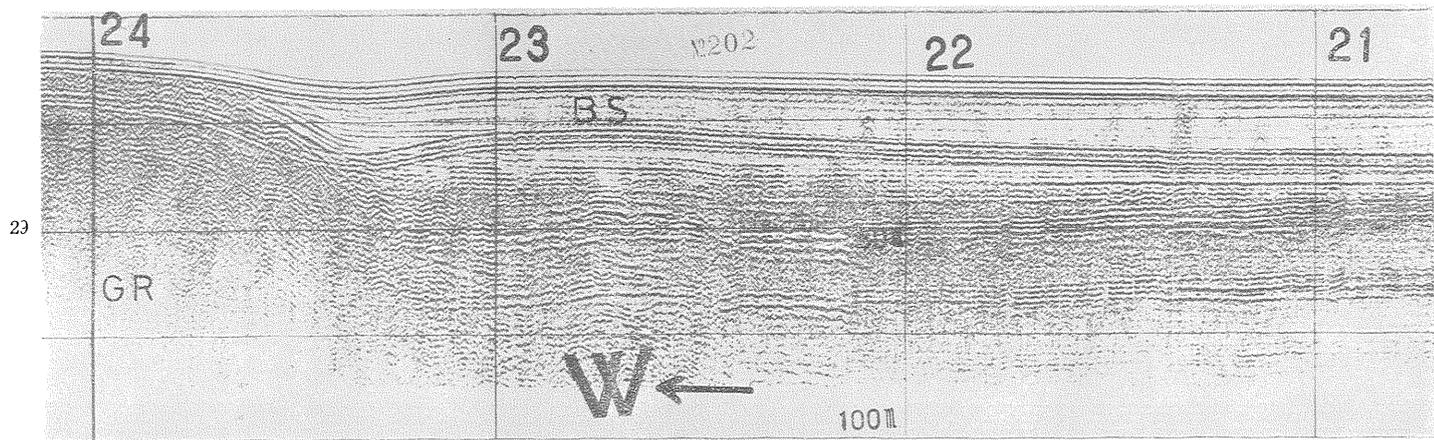


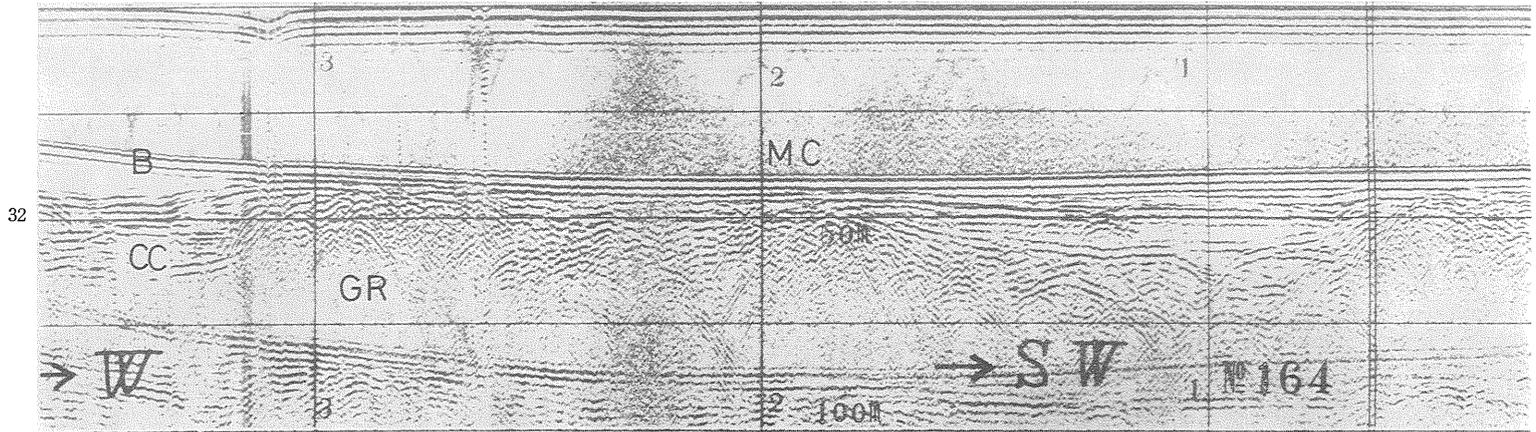
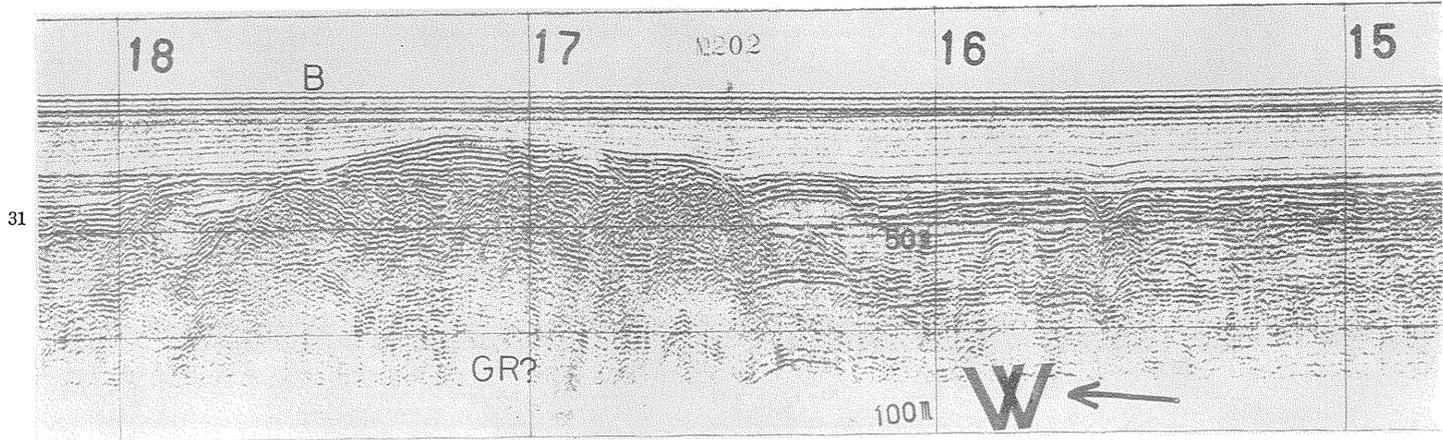


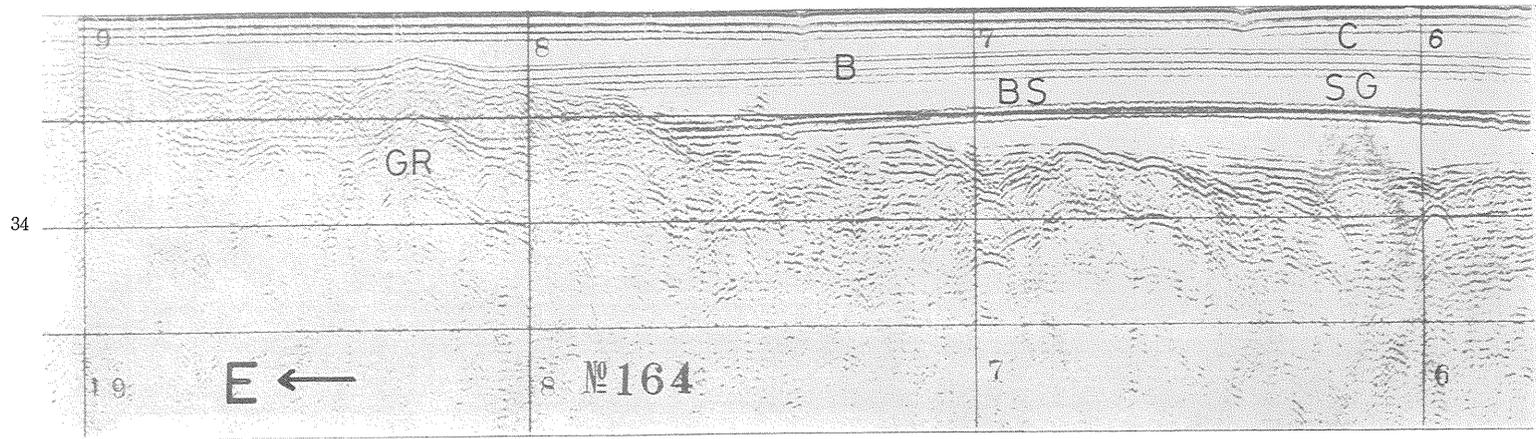
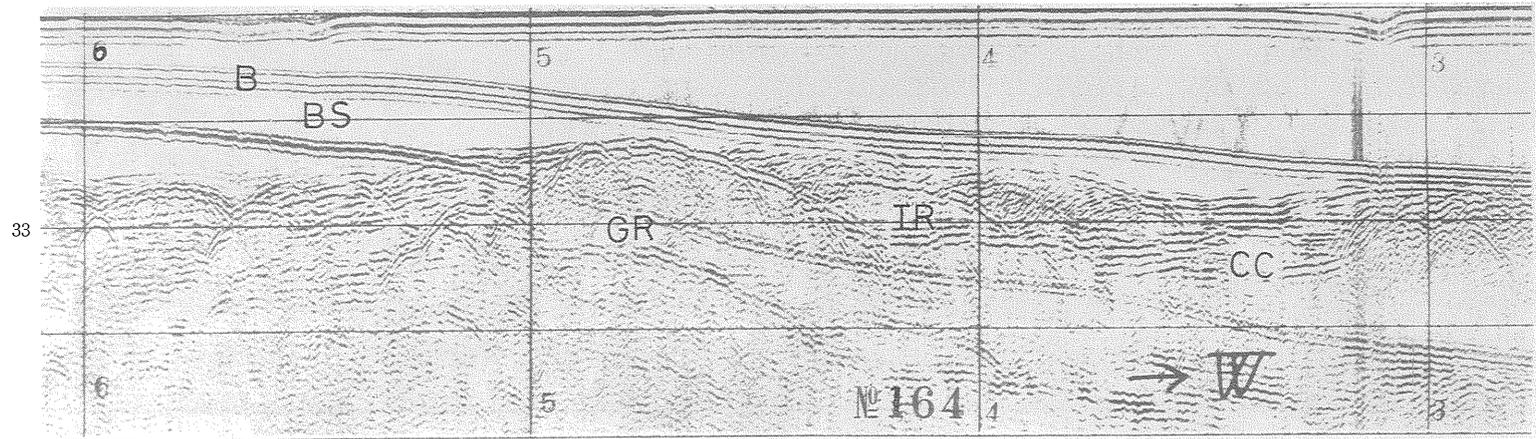


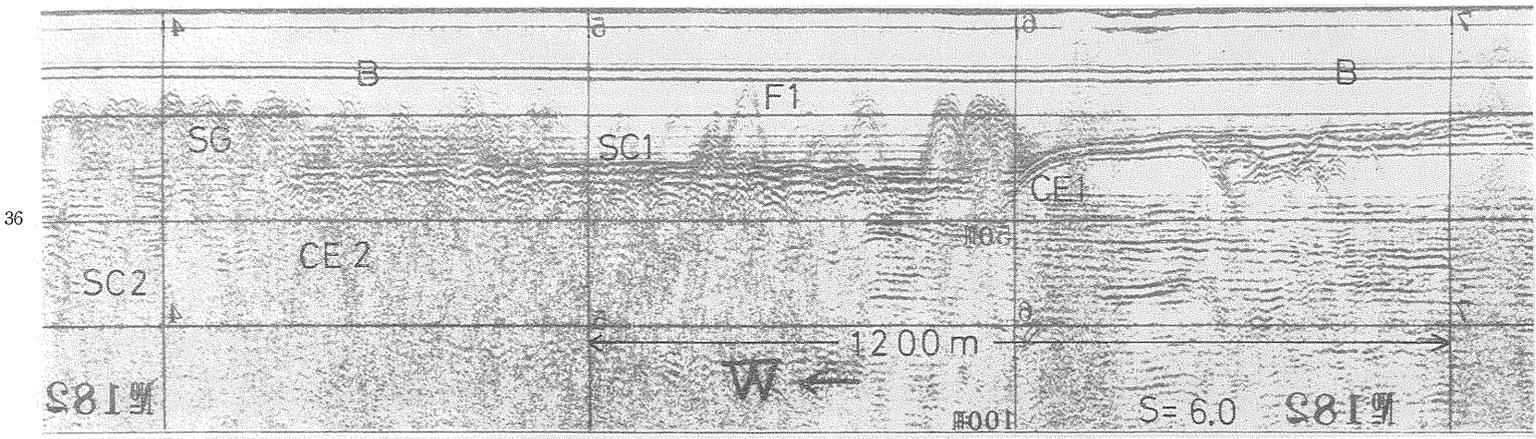
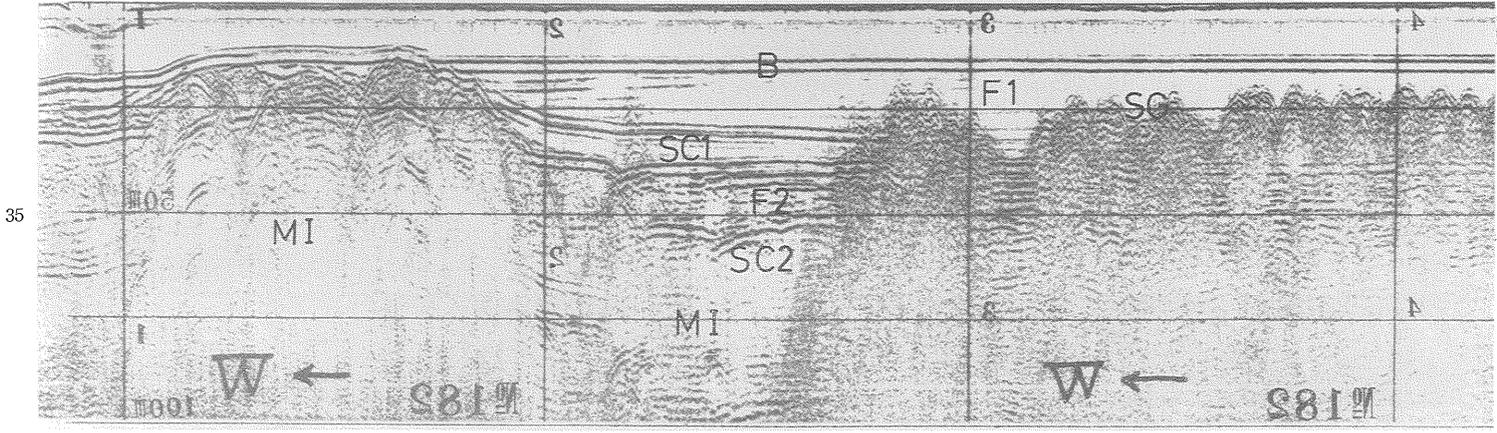


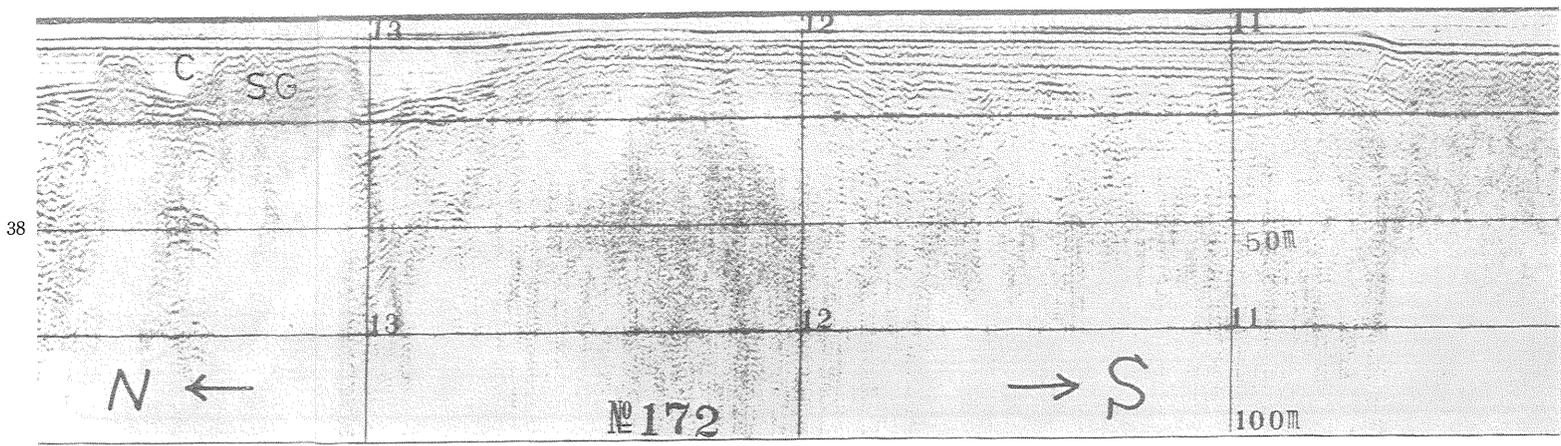
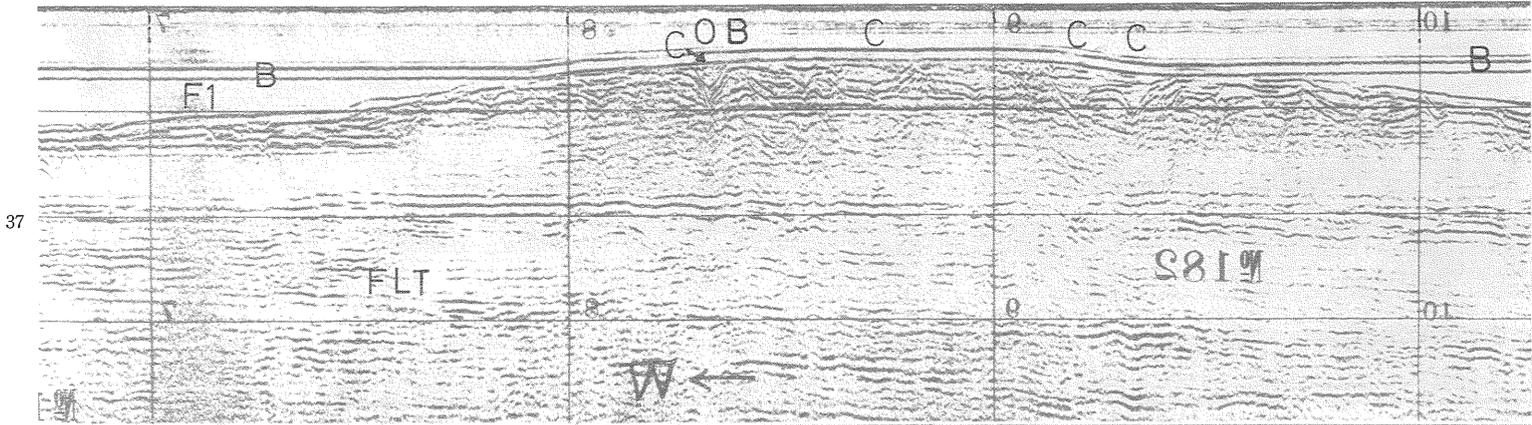


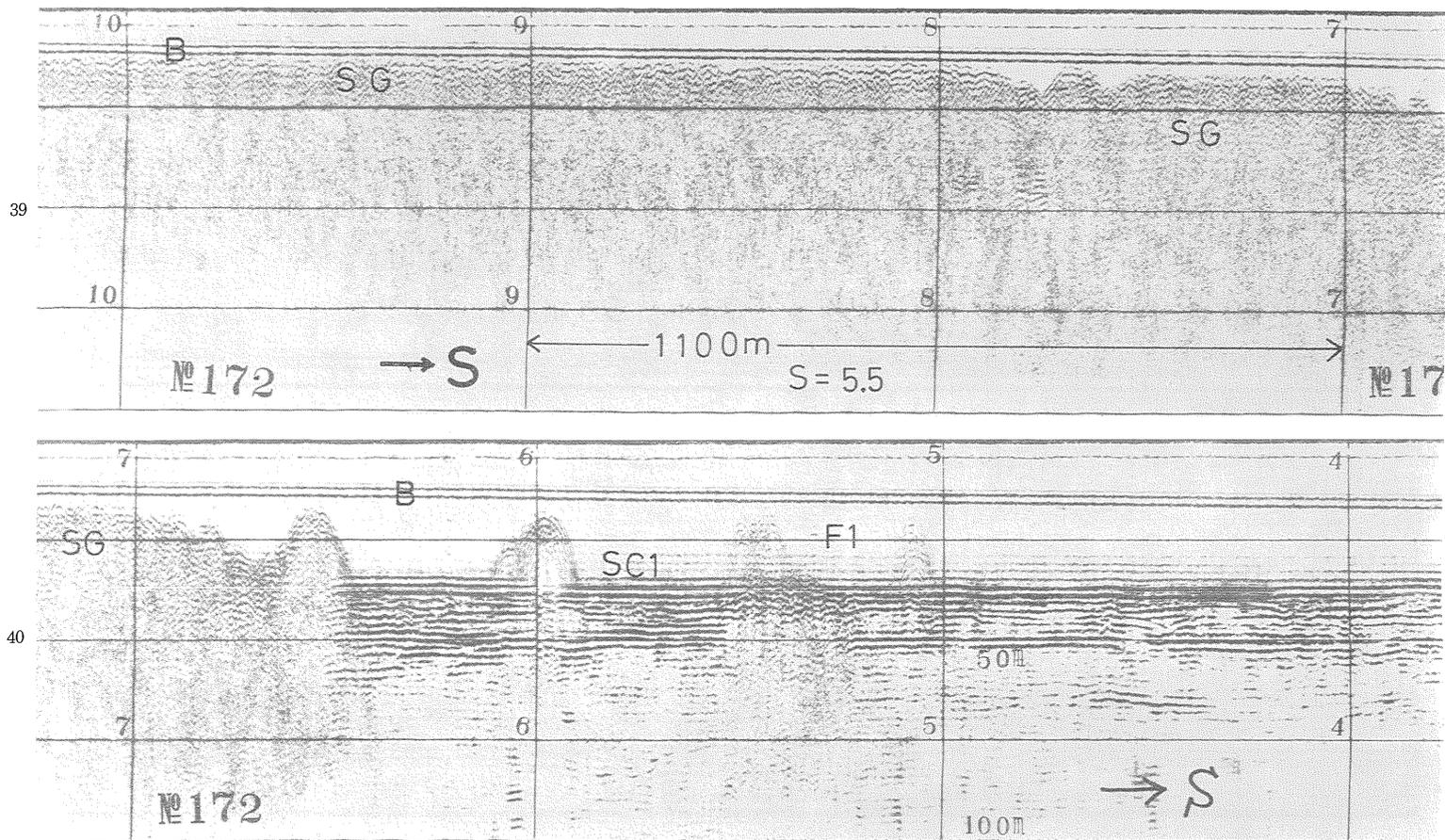


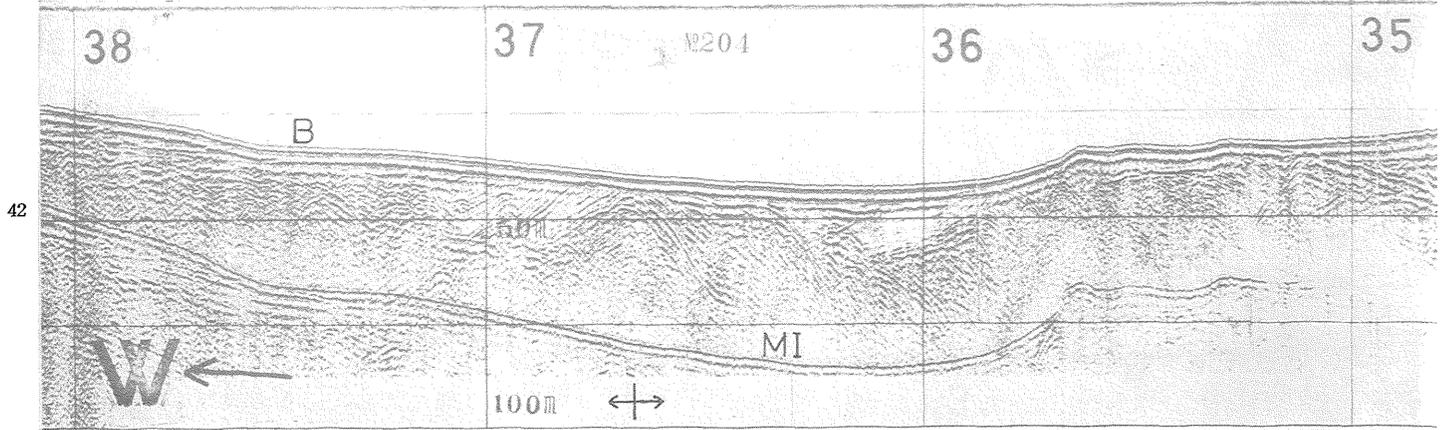
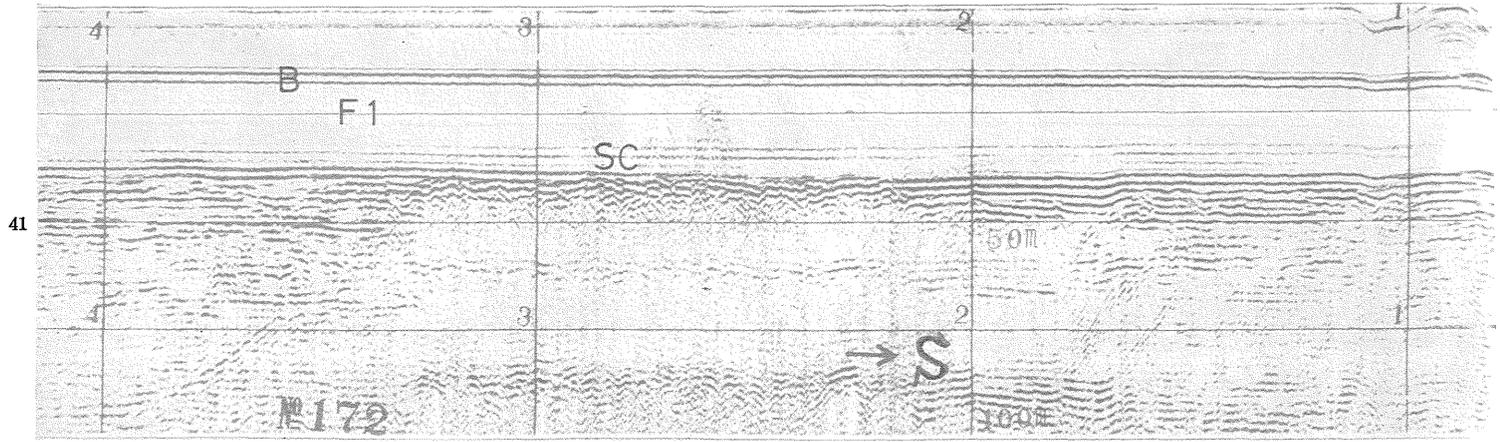


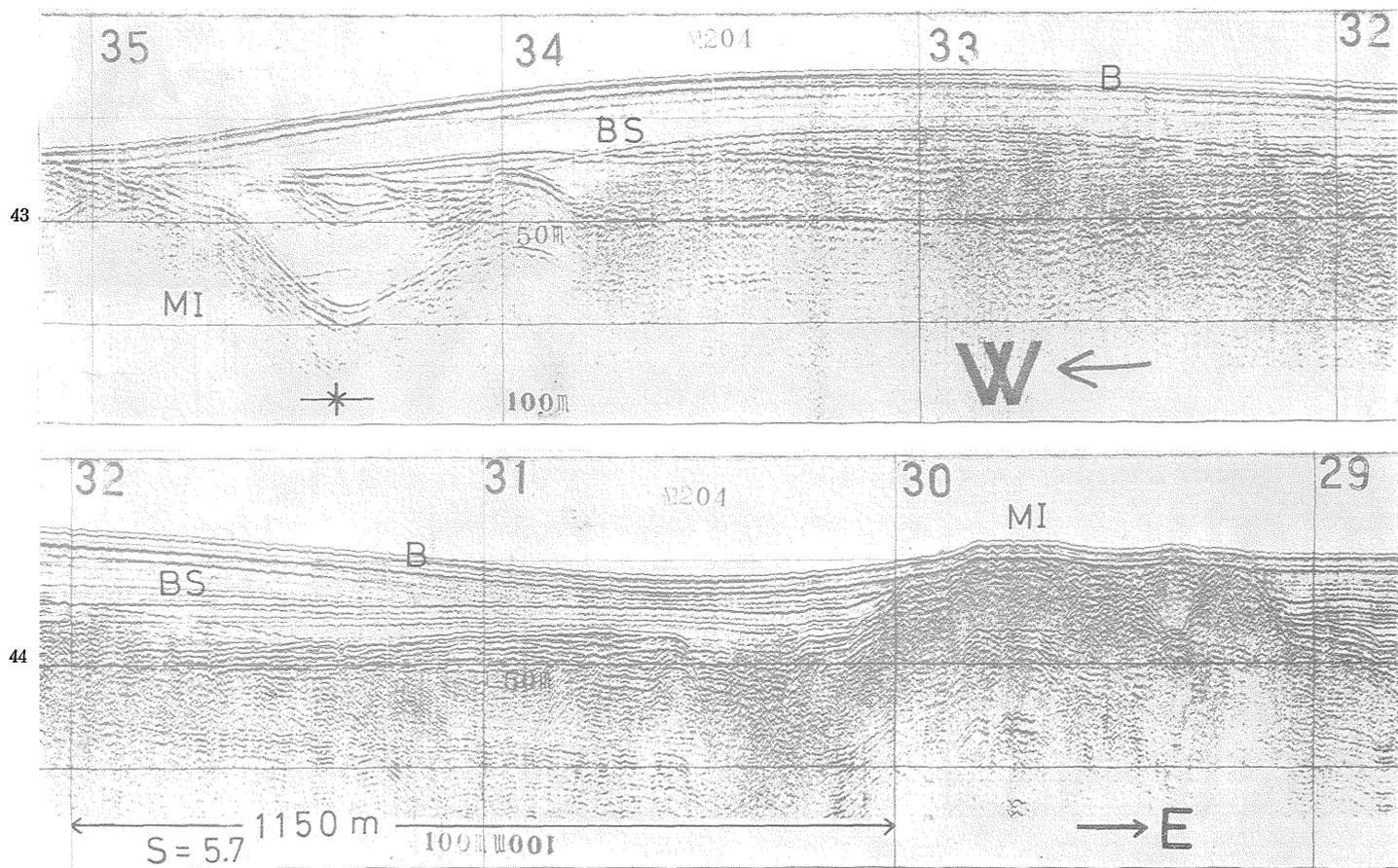


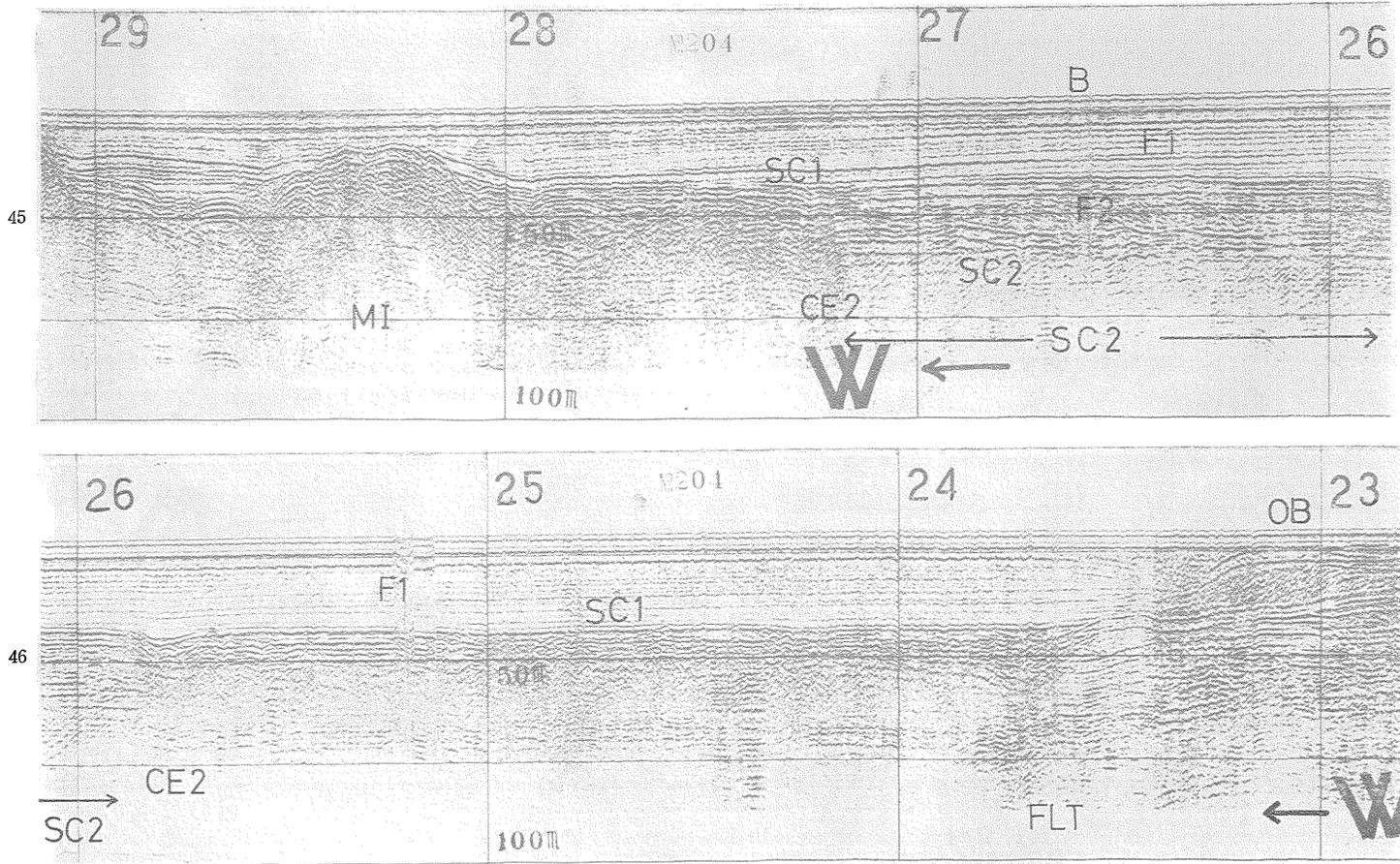


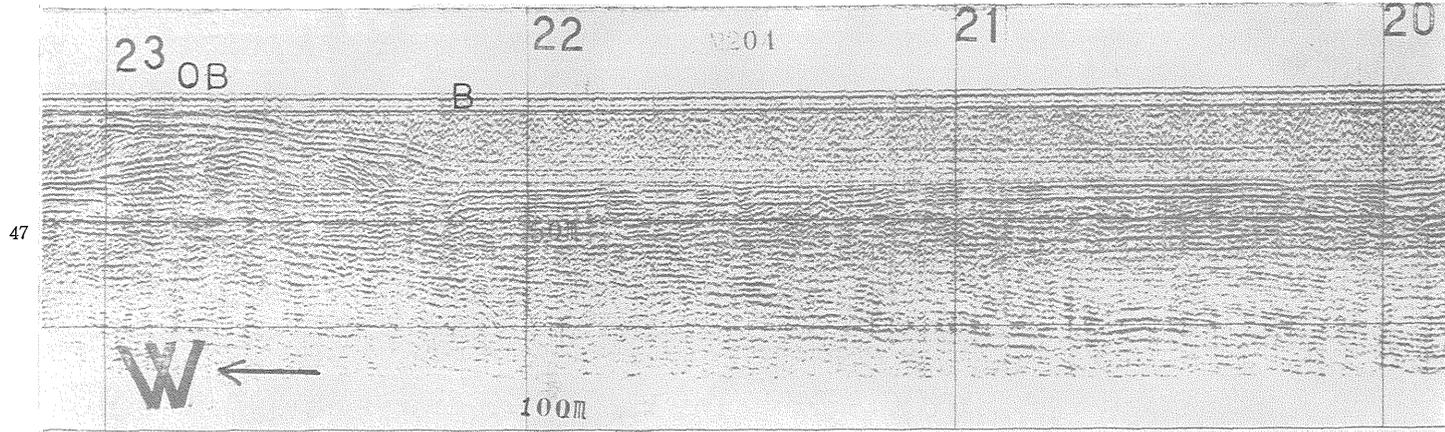












(図版のまともは第2表参照，図版に用いている記号は第3表参照のこと。  
水中放電式音波探査，水中放電の発振電圧：8000V，コンデンサー：4 micro-F，発振電気エネルギー：約100ジュール，掃引：  
100 m 水中相当距離 (133 m-sec)，受信フィルター：100-1000 Hz，原記録の記録幅：20 cm，垂直水平尺度比S：5-6