

活 構 造 の 音 波 探 査

中 条 純 輔*

CHUJO, Junsuke (1982) Continuous seismic profiling for active faults. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 33 (9), p. 443-467.

1. は じ め に

活構造の調査は近年その必要性をかなり増してきている。活構造はその定義からすれば第四紀において活動した構造である。しかし現実の調査の目標としては現世において活動したり、活動する可能性のある構造を調べることに向けられることが多い。広い意味での「防災」のためである。従って陸上では地形に残っているような新しい時代のものというケースが多い。活断層研究会(1980)の労作も陸上では航空写真による地形の研究から始められている。

海底では陸上の航空写真のように簡単にかつ詳細に広域の海底地形を知ることができない。そのために海底の浅部を調べる音波探査を用いることが多い。前記の活断層研究会(1980)でもそうであった。

本文では海洋の活構造を音波探査により調査した例と、その技術上の問題点につき述べる。

第2章では実際に活構造が調査した結果に表れている3つの調査例により活構造の音波探査記録を示して、その普遍性や特殊性につき述べる。

第3章では活構造の記録の一般的な特徴を述べ、その特徴を的確に探査するための探査技術の問題点をまとめた。

調査例は伊勢湾、日本海溝、佐田岬半島北岸の3例を用いた。

伊勢湾は中条ほかによるもので伊勢湾断層という巨大なもの、沖の瀬という小さな堆に伴うものの例を掲げた。

日本海溝は桜井ほか(1981)によるものであり、阿武隈沖で日本海溝を横切る所と常磐沖の堆積盆の中の活構造にふれた。この例は大規模な調査ということと、デジタル反射法ということが特色である。

佐田岬半島北岸は緒方(1975)によるものである。中央構造線をふくむ海域という点に特徴がある。

この文をまとめるにあたり日本海溝と常磐沖の堆積盆の調査の成果の発表を認めて頂いた海上保安庁水路部の桜井 操主任測量官始め関係各位、及び佐田岬半島北岸の調査結果を引用することを認めて頂いた電力中央研究所の緒方正彦室長と関係各位に心から謝意を表わす。

2. 活構造の音波探査による調査例

2.1 伊勢湾の断層

伊勢湾と三河湾にある活断層の音波探査記録を例示して述べる。伊勢湾断層の例は中条・須田(1971)による。三河湾の断層は中条・須田(1972)及び中条・高田(1970)による。

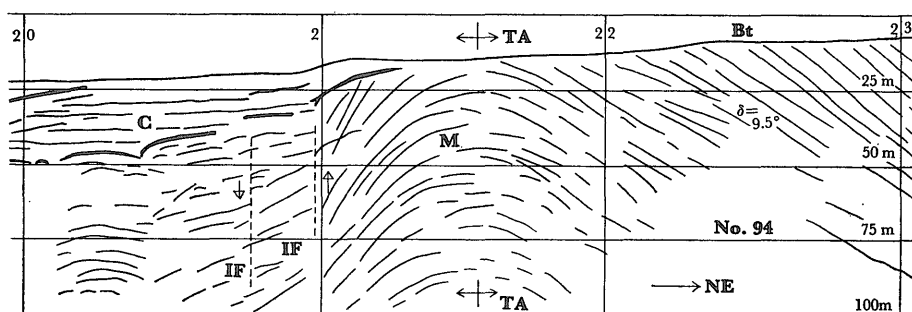
伊勢湾の伊勢湾断層は落差数100m、長さ20kmの大きなものである。沖積層の地形を切る現世のものではないが、洪積層を切る活断層である。

一方三河湾の例は沖の瀬と呼ぶ堆の東西両側にある断層で沖積層の下部の層理に断層による乱れを与えている。断層としては規模の小さいもので、長さも落差も小さく構造的な意味も少ない。この二つの活断層を記録例により示す。

音波探査の観測の概略は次の如くである。これらの調査は異なる年度に行われているので多少の相異はある。

機 器	: 水中放電式音波探査装置
水中放電電圧	: 約7kV
コンデンサー	: 4 micro-F
発振電気エネルギー	: 約100 J
掃 引	: 100m水中相当距離, 133ms
ハイドロホン	: 単一, 圧力型
受振フィルター	: 100-1,000 Hz
記録方式	: 湿式紙, 濃淡表示
垂直尺度(原記録)	: 1/500

* 元環境地質部(現総合地質調査株式会社)



第1図 94測線の模式図(中条ほか, 1971による)

掃引は 100 m 水中相当距離, 記録の垂直水平尺度比 S は 6.3
 Bt は海底, M は新第三紀層, TA 常滑背斜, IF 伊勢湾断層, M 層の北
 東の傾斜角 δ は速度を 2 km/s と仮定して 9.5°
 IF の断層面は 2 つ以上ある

水平尺度(原記録): 約 $1/3,000$ - $1/4,000$

垂直水平尺度比 S : 6 - 8

$\varphi = \cot^{-1} S$: $9^\circ - 7^\circ 11'$

記録の上の記載は次の如くである.

- Bt : 海底
- A : 伊勢湾の沖積層
- F : 三河湾の沖積層
- B : 沖積層の下の方泥層で洪積上部層
- P : 鮮新-洪積統
- M : 新第三紀層
- IF : 伊勢湾断層
- TA : 常滑背斜
- OB・M : 三河湾の沖の瀬堆²⁾
- FLT : 断層

2.1.1 伊勢湾断層

伊勢湾の北部に木曾川の河口から知多半島の常滑にかけて海底に大きな断層があり伊勢湾断層と呼ばれる(中条ほか, 1971). この断層は重力異常の測定と, 音波探査の両方でその存在が知られた.

伊勢湾断層の規模を略記する. 方向は北西-南東で南西落ちである. 断層の長さは約 20 km ある. 断層の両側の重力異常の差は 15 mgal 以上ある. 断層の落差は種々の仮定のもとに 500-800 m である.

この伊勢湾断層付近のたくさんの音波探査測線のうち 10本の測線で断層が観測されている. 断層の長さ 20 km の中で記録上断層の表れ方は漸移している. このなか

1) φ は垂直水平尺度比 S の逆余切 arc-cotangent である. これは地層中の散乱点が散乱波を出して記録上に双曲線状のパターンを描くとき, その双曲線の漸近線が垂線(掃引方向)となす角である. すなわち φ は散乱波が反射波かを判断する上の目安になる角度である. 垂直と水平の尺度が等しければ $S=1$, φ は 45° であり, 散乱波のパターンは直角双曲線に入る.

2) 伊勢湾の篠島近くにも沖の瀬という同名の堆がある.

ら, 10 km 隔たる 2 つの記録により断層を述べる.

1) 知多港の沖-245測線

測線 245 は知多港の沖を北東-南西(記録の左側)に走る. 伊勢湾断層にはほぼ直交する方向である. 記録の測点 #12.3 (以下#で測点を表す) が伊勢湾断層 IF である. 断層の動きは南西落ちである(音波探査では垂直方向の動きは記録から分ることが多いが, 水平方向は分らない). IF の北東側の地層 M は新第三紀層である. 断層の近くで層理はかなり急傾斜であり離れれば緩くなる. 断層から 420 m 北東の #13 で 30° , 1,200 m の #14 で 6° , 2,000 m の #15 でほぼ水平になる. これは断層の形成に伴う引きずり drag のためであろう. 断層の南西側では, やはり引きずりのため地層は 5° 程度の傾斜角をもってはいるが, 角度も小さいし, 引きずりの範囲も小さい. それは断層の北東側の地層が古くて硬く, しかもダクタイルなので引きずりの範囲は大きい, 南西側は新しくて軟らかいために, 引きずりの影響が小さい.

断層の北東側の M 層の上面は侵食で切れている. その面はほぼ水平に 3 段ある. M 層の上の層は B 層(洪積末期)と考えられる. その上には沖積層 A が堆積している. A 層の上面すなわち海底地形 Bt には断層の影響は出ていない.

2) 常滑の沖-94測線

測線 94 では #21 付近で伊勢湾断層が出ている. ここでは断層は一つだけではなく破碎帯のように幾つかの断層になっていると考えられる. 図に記入された二つの断層は 130 m 離れている. さらに南西側(左側)にも断層があるかもしれない. 断層 IF の北東側(右側)は常滑背斜 TA に続く. 常滑背斜を構成する地層は測線 245 の M 層

と同じく、新第三系である。背斜 TA の軸は IF の北東端から約 0.5 km 知多半島側である。背斜のあたりで M 層は海底に露出している。

断層 IF の真上 #21 では地形に約 5 m の落差が現れている。海底地形を作る地層は沖積層ではないから、地形に出ているということだけでは活断層とはいえないが、新しい時代のものであることは指摘できるであろう。

断層の南西側は上部が C 層、下部が P 層である。C 層は伊勢湾全域に広がるものではなく、常滑背斜の南西のへりにそった部分だけにある。

3) 断層の音波探査と重力異常

伊勢湾断層は音波探査により 20 km の長さを 10 測線で調べられた。例示した二つの記録は約 10 km 離れている。断層の北西端では、断層が小さくなり枝分れしているらしい。南東端では常滑背斜 TA を廻り込むように東へ陸に向っている。

伊勢湾断層は重力異常にはっきり表れている。断層両側での重力異常の差は 12-17 mgal ある。断層の落差は地層の密度差を 0.6 g/cm^3 と仮定して 480m, 0.4 g/cm^3 として 720m である。これはかなり粗い概算である。重力異常はかなり深い基盤やその上部の層の密度差を反映している。一方音波探査は海底下数 10m までの浅い部分を調べている。従ってこの 2 つの方法には種々の違いがある。それらの相異点や類似点をまとめる。

- (1) 音波探査では断層に伴う地形の変化や地層の引きずり、褶曲の形成などが分ることが多く、ひずみや応力の状況や運動が推定できる。
- (2) 重力異常ではかなり落差が大きく岩石密度差の大きい断層が分る。
- (3) 音波探査では概して小さい断層は明瞭であり、大きい断層は分りにくいことが多い。大きい断層がただ一つの断層面で形成されているとは限らないことと、断層近傍で地層の物性が変わるためと推定される。
- (4) 音波探査では断層の浅部が分り、重力異常はその深部を反映する。従って原理的には垂直断層以外はその位置が一致しない。実際には更に複雑である。伊勢湾断層では、北部で両者はほぼ一致し、南部では常滑背斜 TA の影響もあって音波探査による断層位置は重力異常による位置より西へ約 1 km も離れていた。
- (5) 伊勢湾断層が正断層か逆断層かは、いずれの方法でも分らない。大きな断層では深い所(正しくいえば力の加わっている所に近い方)では正断層か逆断

層かが明らかであるが、断層の延長が地表に(あるいは海底に)出る所では曲ってしまい地表に垂直になることがある。音波探査では海底浅部を調べることが多いが、断層が垂直だとしても深部まで垂直とは推定できない。

なお次節に述べる三河湾沖の瀬堆の断層は小さい断層で重力異常に出ていない例である。

2.1.2 沖の瀬堆

三河湾の中央で愛知県幡豆郡幡豆町の南の方、あるいは佐久島の東の方 6 km に沖の瀬という堆がある。この堆は南北方向に長く水深は 11m である(海図 No. 1052 による)。堆の頂上からは試料採取により洪積層が得られている(水路部報告, 1968)。

この沖の瀬を東西に切った測線が 182 測線であり、図版 III に示される。

沖の瀬堆の頂上は #8.5-9.0 あたりで OB・M と記され水深 12m である。堆の西側 #7 で水深 16m、堆との比高 4 m、東側 #11.5 で比高 3.6 m である。

堆の頂上付近では記録によれば砂礫層と考えられる。堆の東西両側の海底には F と記した沖積層がある。東の #12 で厚さ約 23m ある。この層は音響的にはかなり透明な層である。F 層の中にごく弱い反射面が水平に長く続く。このように透明で水平で弱い反射面が長く続く層は泥層が普通である。

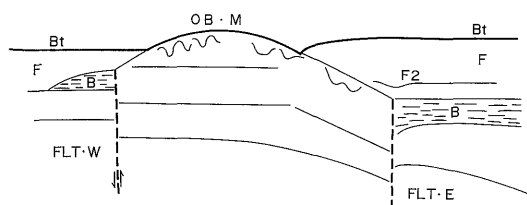
堆の西側 #7.6 に断層 FLT・W があり、東側 #11.7 に断層 FLT・E があって、その距離は 2.5 km である。

この堆は中央の海底から洪積層が採取されていて古く、両側とも沖積層で新しい。このことは沖の瀬堆が東西方向の圧縮力により東西両側を断層で境し、中央が上ってできたような構造を推定させる。西側の断層は西落ちである。東側の断層は落差は小さく堆の方で地層がゆるく撓曲している。断層より割れめ fissure に近い。西側の断層は圧縮力による逆断層と考えると都合いい。しかし記録上は逆断層を判定するほどの深さまで分っていない。これらを模式的に描けば第 2 図のようになる。

次に断層の形成された時期を考察する。

断層は沖積層 F を切ったり海底地形 Bt に表れてはいないから現世のものではない。しかし洪積世の末期と考えられる B 層を切っているから沖積世以前で洪積世末期の活断層である。

東側の断層 FLT・E は詳細にみると、断層付近で音波が散乱している。そして約 100m の幅で地層の反射面がみられない。この FLT・E は B 層を切り F 層に蔽われる。しかし F 層の下部をよく見ると F 層の中の F2 と記した層理は断層の真上で層理が少し凹状に下っている。



第2図 沖の瀬堆の模式図

太線は海底、太破線は断層

OB・M 沖の瀬堆の頂部

F 沖積層、F2 沖積層下部の層

B 洪積上部の砂泥層

FLT・W 沖の瀬堆西側の断層で西落ち

FLT・E 堆の東側の断層で真上の F2 層の中央が下っている

OB・M の上部には侵食で切れたらしい小さいチャンネルの跡が たくさんある

下った量は比高 1 m 程度で僅かではあるが、元来 F 層は水平で数 km へだたっても 1 m と違わない層である。

F2 層の凹みはこの断層が F2 堆積後になお動いたことを示すものであり、B 層を切るより更に新しい時代の活断層である。しかしその主要な活動期は F2 堆積時には既に終わっていたであろう。

FLT・E に近い #12 の地層を参考までに述べる。海底 Bt 13m, F2 層 31m 従って F2 の海底からの深さ 18m, 沖積層 F の基底 36m 従って F 層の層厚 23m, B 層の基底 52 m 従って B 層の層厚 16m である。

沖の瀬堆とその近傍海域や陸上の構造とを参照する。中条ほか(1970)によると西側の断層 FLT・W は南へ約 2.5 km 隔たる測線に対応する断層がある。同一かどうかは分らない。北へ約 2 km の測線には地形としての堆はあるのに断層はなくなっている。東側の断層に対応するものは南 2.5 km の測線にも北 2 km のそれにもない。

沖の瀬堆の西方は三河地震(1945年 M=7.1)の震源域であり、付近の陸上には活断層の疑いのある地形のリニアメント(確実度Ⅲ)が考えられている(活断層研究会, 1980)。

しかし、これは沖の瀬堆とは関係ないだろう。また沖の瀬堆の北には梶島という領家帯の花崗岩の露出した島があるので、地質的にもつながらない。

沖の瀬堆は重力異常に出ていないし、それを挟む断層も小規模で局所的なものであろう。

2.2 日本海溝と堆積盆

阿武隈の太平洋側から日本海溝を横断する先までとった音波探査測線の中から常磐-三陸地帯向斜の中の堆積盆の一部と、日本海溝を横切る部分を用いて、活構造につきのべる。これは桜井ほか(1981)、中条ほか(1982)を引用するものである。

ここに取上げる活構造の記録は他の章で取上げられるものと次の2点で著しく異なっている。第1は活構造の意義であり、第2は観測方法と処理技術である。

第1の活構造の意義とは、日本海溝のような巨大な地質構造、及び堆積盆の下で海底から 3,000m したの落差 430m という大きな断層が堆積盆の下にありながら第四紀にもなお活動的であるということの地質的意義が他の例と異なっていることである。

第2はこの調査に適用された方法が、石油の探鉱に用いられるマルチチャンネル反射法と同じ観測技術ということである。それは観測に多成分の(multichannel)受振器を用いることと、デジタル化したデータ収録及びデータ処理を適用していることが特徴である。元来音波探査は反射法と原理的には同じであるが、超音波探傷機や測探器を音波探査と区別するのと同じように、実用上の違いから区別している。

これらの違いを念頭に入れて活構造の記録上の表れ方をみる。

観測の状況を概述する。

観測装置	マルチチャンネル地震探査装置
発震器	エアガン21個 容量合計 34.2 l × 空気圧 140 kg/cm ²
発震点間隔	50 m
受震器間隔	50 m (ストリーマのチャンネル間隔)
チャンネル数	48チャンネル
サンプル間隔	4 ms
記録時間	11s (実記録時間で発震時からの時間ではない)
録音方式	1/2" デジタルテープ, 1,600 bpi, SEG-B 書式
原記録の水平尺度	1/50,000
原記録の垂直尺度	6.75 cm/s
	水中で 1,500 m/s として 1/20,000

水中の垂直水平尺度比 $S_w : 2.5 (\varphi = 22^\circ)$

デジタル処理 : 24 CDP 重合, システム・デコン表示
ウイグル+面積変化

本文の中に断層面の傾斜角を記録から求めることが多いので、その方法を述べておく。

記録上の断層面の傾斜角(あるいは伏角)の読取角を α とする。測線が断層の傾斜方向に一致しているとして、断層の構造の中の傾斜角 δ は

$$\delta = \tan^{-1} \left(\frac{V}{S_w V_w} \tan \alpha \right)$$

である。ここで V は断層のある深さにおける地層の速

度, V_w は水中の音の速度, S_w は水中の垂直・水平尺度比である。

なお, 地層の場合を付言しておく。地層のばあいの傾斜角 δ は

$$\delta = \sin^{-1} \left(\frac{V}{S_w V_w} \tan \alpha \right)$$

である。この違いは地層のばあいは音が地層に垂直に入射し反射するというに由来している。断層の判定は、断層面から音波が反射するのを直接受振するというものではなく、層のズレをつないでゆくのでこのような計算式の違いを生ずる。

2.2.1 日本海溝

1) 海溝の断層

阿武隈の沖を南東に進み、日本海溝を横切る部分の記録を図版IVに示す。海溝底はTAで示され約10s(約7,500m)の深さである。記録は海溝内側(北西側で記録の左側)を約3km, 外側を約8km示している。

記録にはSC1, SC2, SC3, をはじめたくさんの双曲線状の音波の位相の連なりがみえる。これらは海底や地層の中に音波を散乱する源—散乱源—があると音波をいろいろの方向にはね返すために生ずる現象である。この散乱が発生する原因は海底に塊状のものがあったり、地層の表面が粗粒であったり、地層が断層で切れているような場合に起るし、極浅海でも音波をよく散乱する層—正体がよく分らない点があり音波散乱層と呼ばれることがある—が賦存することがある。この記録の散乱波の特徴は、深海であるために散乱波が反射波とよく分離していることである。

散乱源が点か球ならその記録は双曲線になるはずである。ここではSC2やSC3のように双曲線の片側だけのものが大部分である。階段状の地形や地層のステップでは地形や構造の落ちる方にだけ散乱波の発生していることが多い。

この記録は水中で $S_w = 2.5$ なので $\varphi = \tan^{-1}(1/S_w) = 22^\circ$ である。SC2やSC3などで双曲線がかなり直線に近づいた所で φ を実測すると $25^\circ - 35^\circ$ である。実測値の方が大きいのは一般的なことで、読取部分が漸近線に十分近づいていないこと、散乱源が大きさを持ったり、その軸が測線と斜交していることなどが原因に考えられる。これら散乱波は反射波を見にくくするものであり、特に断層のような地層の判定の難しい所にしばしば生ずるので、その除去が大切な問題になる。

海溝底TAに近いSC1のあたりでは幾つかの散乱波が組合さっていて海底地形の複雑さを示している。また海溝底TAの外側(右側)では海底下0.5sあたり(約400

m)に海洋底地殻(玄武岩層と考えられる)があるのだが、この層もかなり散乱波が強く出ているために層の境界を定めることが難しい。

2) マイグレーション処理

音波探査や反射法の記録では反射面が記録上に表示される位置が、実際の反射面の位置と違っている。また散乱源の点が記録上双曲線になるような変形もある。記録上の音波の位置を、実際の断面図上の位置に戻すような処理をマイグレーション処理という。

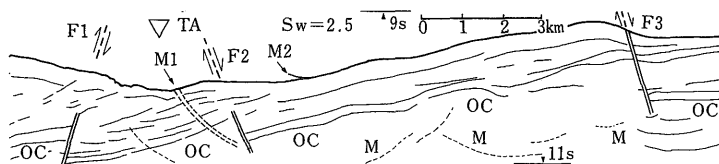
マイグレーション処理はデジタル処理で初めて可能になった処理の一種である。Wave Equation Migration と呼ばれる技術がここでは用いられた(演算技術としては差分法やF-K法などがある)。

前出の日本海溝の記録にマイグレーション処理を施したものが図版Vである。

このマイグレーション処理を行った時間断面では、処理前に鮮明に出ていた上向きに凸の双曲線状(∩状)の散乱波はすべて消えている。その代りに上に凹状の曲線(U状)が記録に見られる。これは理論的には幾つかの仮定の上で長円(楕円)の一部であるといえる。双曲線を消す(正しくは散乱源に戻す)処理で計算に使うパラメータが適切でないと処理雑音が生ずる。これは海水部分でも同じである。マイグレーション処理後に海水部分にも処理雑音はかなり入ってしまう。そのため海底の上ではあるレベルで信号を切るのであるが、海底地形が複雑だと散乱波が強くて処理で消しきれず残ってしまい表示に出ることがある。図のM2がその例で海水中にそろった雑音が出ている。またマイグレーション処理のために生じた雑音の例としてはM1がある。M1は地層の中に長円の一部のような位相の並びで入っている。原記録(処理前記録)のSC1と較べると多種の散乱波の中ですべてが消えず処理雑音が生じたことがわかる。アナログ・フィルターでも波形のひずみや位相ずれを起すことがあるが、数値処理でもこのような処理雑音を生ずることがある。

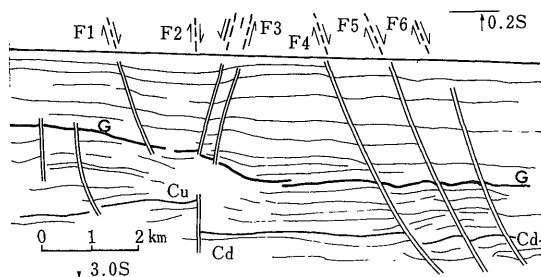
海溝の太平洋側海溝斜面は地層としては比較的簡単である。しかしここでもマイグレーション処理の前と後の記録を較べると、反射波の検出がかなり改善されていることが分る。海底に露出する地層は音響透明層で300-700mの層厚である。その下は強い反射波を出す不透明な層で200-400mの厚さがある。その下は海洋性の地殻をなす半透明層である。いずれの層も処理によって地層の細部までよく分るようになった。

マイグレーション処理の最大の利点は断層の検出がよ



第3図 日本海溝付近のマイグレーション処理記録の模式図(中条ほか, 1981による)

TA: 日本海溝の軸 左は内側・右は外側
OC: 海洋地殻(玄武岩層)
M1: マイグレーション処理の雑音
M2: 海底の処理雑音 M: 処理雑音
F1: 逆断層で基盤を切る. F2: 海溝外の正断層
F3: 正断層で地形にまで出ている



第4図 堆積盆の記録の模式図(中条ほか, 1981による)

F1 と F3 は共役断層で正断層. F2 は基盤を切る断層. Cu と Cd が同じ層で落差 430 m
F4, F5, F6 は正断層. 上層ほど落差が小さく, 深いほど大きくなり基盤でモメている
G 面は F2 が形成された時の表面
断層 F2 は堆積盆形成後に再活動し, F1 と F3 の共役断層ができる

くなることである. 第3図に模式図を示す.

記録の左端(南東)の断層 F3 をみる. F3 は海溝底から 10 km 外にあって, 海洋底基盤を切る断層である. これをマイグレーション処理前の記録と較べると, 断層付近の地層の消長がよく分る. 処理前の記録では散乱波 SC4 のために地形さえはつきりしない. 処理後の記録では断層面も検出できる. 断層は正断層で(日本海溝の外帯の断層はすべて正断層である)記録上の断層面の傾きの伏角を読取ると 80° である. 地層の速度を水 1.5 km/s と同じとして傾斜角 66° の正断層である. 断層面は反射波を直接出しているわけではないし, 物性の変化もあるから 66° という量は精度のいいものではないが, 正断層と逆断層を取違えるようなことはない.

F2 は海溝軸 TA から 2 km ほど外に出た所の断層である. 海洋底基盤 OC を正断層で切る断層である. 地形には出していない. 断層の傾斜角は地層の速度を 2.5 km/s と仮定して 62° になる.

F1 は TA から 3 km ほど内に入った所で, やはり海洋底基盤を切っている. F1 は海底 $1s$ の深さでここは付

加プリズムの部分なので上の層の断層の状況はよく分らない. 海洋底基盤を逆断層として切っている. 逆断層の落差は $0.3s$ (2.5 km/s と仮定して) 約 400 m, 断層の傾斜角は -61° である.

F1 と F2 は海溝底を挟んで僅か 5 km しか離れていないし, 共に海洋底基盤を切り堆積層や地形には表れていないのに正断層と逆断層が逆になっていることは興味深い. 海溝の形成される応力と密接に関係したことであろう.

2.2.2 常磐沖の堆積盆

1) 深い断層と浅い断層

阿武隈から北上山脈の東側沖合に三陸-常磐地向斜と呼ばれる地向斜がありここに fore-arc basin としてたくさんの堆積盆がある. その中の一つの堆積盆にある堆積層中の断層と基盤の断層の例を述べる.

堆積盆の記録の例を示す.

水深は $0.5-0.8s$ (約 400-600 m) の大陸斜面にあり, 記録は $3s$ まで示す. 図版 VI はシステム・デコンと 24 重合を終った記録である. 図版 VII はそれにマイグレーション処理を行ったものである. 第4図はその模式図である.

F1, F3', F3 は堆積層を切る正断層である. F1 は右落ち(南東落ち, 外帯側落ち), F3 は左落ちであり, F3' は F3 の副断層である. F1 と F3 はその中央が落ちる共役断層をなしている.

F2 は基盤(白亜系と考えられている)を切る断層である. この断層 F2 の検出はマイグレーション処理の効果を実にはっきりと示している.

処理前の記録では F2 のあたりに強い散乱波が出ている. 異常があることだけは分るが断層かどうかや形状を判定することは非常に難しい. 処理済の記録では, F2 が断層であることはもとより落差や周辺の地層の状況も分る. また F2 が F1 及び F3 の共役断層と因果関係をもつことも分る.

断層 F2 は白亜系と考えられる基盤をほぼ垂直に切る

東落ち断層である。F2の西側の基盤 Cu は深さ 2.2s (この深さは水面からの往復走時。海底からの堆積層の厚さは適当な速度仮定で約1,600m) であり東側 Cd は深さ 2.5s である。基盤 Cu と Cd の断層による落差は 0.33s である。速度解析による区間速度値 2.6 km/s を用いると430mになる。断層としては小さいものではない。

断層 F2 の主要部の形成された時期は、堆積盆の堆積層の下部が堆積した時期以前であろう。

共役断層 F1 と F3 の間で海底地形は僅かであるが下っている。F1 と F3 の地表の距離は 2.5 km で、この間で下った深さは約15mである。海底下約100mの地層では沈降量は120mではるかに大きい。F1, F3 が共役断層として形成された主要時期は、海底の100m下の地層(たぶん鮮新-洪積世)の時期であろう。F1, F3 は F2 という古く大きい断層が洪積初期に復活して再度動いたために造られたと考えられる。現世は F1 と F3 の間が埋積していく過程であろう。もし中央の沈降がなお続いているとしてもその主要時期ではない。これらをまとめると次のような経過になる。

基盤 (Cu 及び Cd) の形成 (白亜紀) → 基盤の上に堆積物 → F2 の形成 (Cu と Cd の落差430m) 及び F2 付近の堆積物の擾乱 → G 面の形成 → 堆積盆の形成 (海底から G 面まで 1.3s, Cd 面まで 2.0s) → F2 断層の動きの復活 → F1, F3 の共役断層の形成 (洪積世初期) → F1, F3 の間の沈降120m → F1, F3 の形成終り埋積始まる (現世) → 現世の F1, F3 の中央の凹み15m。

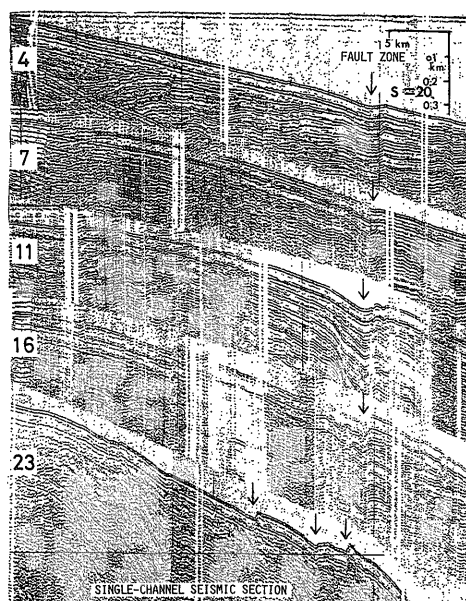
この中で F1, F3 の間の凹みが現世において沈降の過程にあるか埋積の過程かは不明である。

F4, F5, F6 の3つの断層は約1kmをへだてて併行している。3つとも浅い方は落差が小さいだけでなく地層が褶曲状に曲っているが連続している。深い方は落差が大きく地層が切れている。F4 では海底下約 500 ms の深さで地層の落差40 ms (速度解析の区間速度を用いて37mになる) であり、海底下約 1,500 ms の深さの G 面あたりでは地層が切れて落差53 ms (72m相当) である。

断層の落差が深部で大きく浅部で小さいことは次の理由による。破砕が生ずるとき応力の近くでは破壊が大きき場所が狭いが、遠くでは破壊が小さき場所が広がるのが普通である。基盤に力加わり断層が生じたので基盤近くで落差が大きい。

(注: 基盤近くの方が落差が小さい例には地滑りなどがあるが、構造的な断層では基盤近くで大きいのが普通である。)

基盤近くで落差が大きい理由には、断層の形成と堆積の進行が併行する場合も可能性として考えられる。しか



第5図 常磐沖の断層系の記録 (水路部, 1981; 桜井, 1981による)

断層帯は5つの記録で矢印で示すような地形の凹部や地層のズレとして表れている

しこの場合は、基盤が白亜系であることからこのケースは考えにくい。

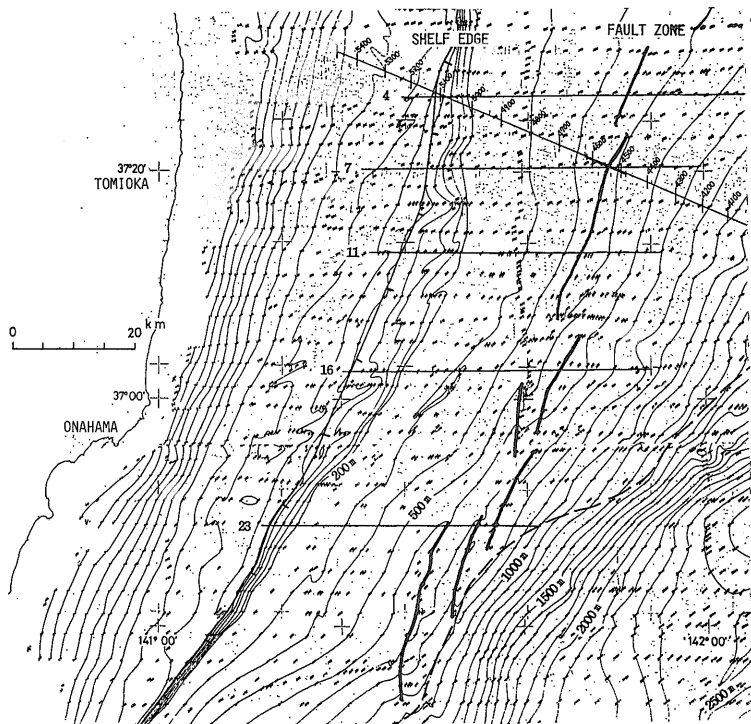
3つの断層 F4, F5, F6 の傾斜角は海底下1.5s あたりの深さでそれぞれ56°, 64°, 67° であり、陸側の方が低角断層である。

2) 常磐沖の断層系

マルチチャンネル音波探査とそのマイグレーション処理によって、F1, F3断層のような地形に凹部を作る共役断層があること及びその原因と推定される深部の断層 F2 があることを前の節で述べた。

その結果に基づいて水路部は同海域の既存の音波探査資料を再検討した結果大きな断層系を見つけているのでこれを海上保安庁水路部(1981)の桜井 操の調査により紹介する。

マルチチャンネル音波探査で F1, F3, F2 の性格が明らかになり、シングルチャンネルの音波探査の既存資料を照合すると、F1, F3 に対応する断層系が明らかになった。シングルチャンネル音波探査の記録は探査深度や分解能においてマルチチャンネルより劣るし、垂直水平尺度比 S_w も20で地層や構造の細部が分りにくい。しかし、第5図に示されるように F1-F3 の凹部に対応する地形の凹みと海底下浅部の断層は分る。こうして断層



第6図 常磐沖の断層系 (水路部, 1981; 桜井, 1981による)

中央の太線は断層帯。右下の破線は海溝斜面線
常磐沖の陸棚斜面にある断層系で NNE-SSW 方向に 120 km ある。断層は雁行している

を平面図にまとめたものが第6図である。

断層系の概要は次の如くである。位置は常磐の沖で水深は460-850m程度の陸棚斜面、方向は NNE-SSW で全長は約 120 km である。個々の断層は 10-18 km で雁行(エシュロン)状に並んでいる。北部(福島県原町沖)では左雁行で凹地の幅は 2-5 km、比深は約 10m。南部(茨城県日立沖)では右雁行で、西落ち断層系であり、凹地の比深は 20-40m である。

この断層系は地形面や地層の変位変形、震央分布との対応などから活断層と考えられている。

2.3 佐田岬半島北岸

愛媛県の佐田岬半島の北岸すなわち瀬戸内海側において緒方正彦(1975)により行われた音波探査の結果から断層に関係する部分を紹介する。

調査海域は愛媛県伊予市の西方から始まり、海岸に併行して西に進み、肱川の沖合をへて佐田岬半島北岸から豊後水道の速吸瀬戸をこえ大分県の佐賀関町に至るものである。海岸ぞい東北東-西南西に約 100 km、距岸約 15 km の範囲である。

調査城南の陸上は結晶片岩を基盤とする地域で、中央構造線の外帯側(南側)になる。中央構造線は本調査によ

ってその位置が海底で推定された。一部不明の所もあるがほぼ明らかにされている。結晶片岩 S と和泉層群 C の境として中央構造線を追跡し、肱川以西では距岸 1-2 km あたりにあるとされる。

ここに4つの記録を引用して断層の例を示す。

測線 2-No. 5 と 2-No. 8 は長浜町の肱川の北西である。ともに海岸線にほぼ垂直な方向である。2-No. 8 は測線の端が青島という島に至っているが、揭示した測点 #5-#8.3(約 2 km)は陸に近い部分である。

測線 2-No. 5 は前記録より約 6 km 北東に離れる。

測線 2-No. 14 と 2-No. 16(以下2-16と記す)は肱川の西方である。2-14は伊方町の沖合であり、2-16はその西 10 km である。

この4つの測線は約 50 km にわたっている。

4つの測線の主要項目を第1表にまとめる。

観測方法は4測線とも同じで、概略次の如くである。

観測装置 : 放電式音波探査装置

掃引時間 : 1/8 sec.

(水中相当距離94m)

水中放電エネルギー : 700 J.

発振時間間隔 : 1/2 sec

第1表 佐田岬半島北岸の記録の表

各記録とも次の順序で記載している。
測線名, 記録範囲, 記録長, 測線の方位,
垂直・水平尺度比 S, 平均水深,
断層名と位置(測点), 備考

測線 2-5 #4.8-#2.7 約1km NW-SE S=5.5
平均水深 30m
断層 FNW #3.9 SE 落ち 正断層
断層 FSE #3.3 NW 落ち 正断層
FNW と FSE の距離 300m, その間は海底地形も中央で2m凹む。古高野川と一致

測線 2-8 #8.3-#5.0 約2km NW-SE S=5.9
平均水深 30m
断層 ?FNW #8.0
断層 FSE #5.3 NW 落ち
FNW と FSE の距離1,600m, 中央で約2m凹む

測線 2-14 #3.8-#6.1 約1.5km N-S S=6.2
平均水深 70m
断層 FN #4.2 S 落ち 地形の比高約8m
断層 FS #5.7 N 落ち 地形の比高約13m
FN と FS の間 1,000m

測線 2-16 #2.9-#5.3 約1.5km N-S S=6.1
平均水深 70m
断層 FLT #3.8
海底地形に溝状に表れる。断層の北側は水平, 南側は断層向きに傾く, 深い方が急傾斜で, 浅い方が緩い

受振フィルター: 60-1,000 Hz

垂直・水平尺度比: 5-6

注: 地層の速度も水中音波と同じと仮定する。

φ 12°-9°

2.3.1 測線 2-5

2-5 測線を図版Ⅶに示す。ここの水深は約30m, 沖積層Aの基底約60m従って層厚約30m, A層の下は層厚10数mのD層がある。D層は陸上の段丘砂礫に相当すると考えられる。D層の下は郡中層と基盤のC層和泉層群(白亜系)である。この記録の中で測点#3.9と#3.4の2カ所の下部に断層がある。北西側#3.9の断層をFNW, また#3.4をFSEと記す。FNWもFSEともにC層とD層を切っている。沖積層AはFNWでは褶曲状に曲っているが, FSEではA層下部が乱れている。断層の間では海底面が凹地を形成している。FNWでは南東落ちに,

FSEでは北西落ちになり, その間の約300mがグラーベン(地溝)状である。地形として凹んでいる量は中央で2mである。しかしD層の下ではFNWは7m SE 落ち, FSEで17m NW 落ちである。

FNWではA層の基底で7mズレている。A層上面の地形では2m凹んでいる。ここは古高野川との関係で断層の影響と断定はできないが, もし断層とすれば沖積層の厚さ30mの間で断層の落差は $2m/7m=1/3.5$ に減っていることになる。このように断層の変位は応力の加わった近くで大きく, 離れると小さくなることはしばしば経験する。

FSEではA層が断層面の両側で対応しない。それはFSEの形成が現世だけのものでなく, ある時期継続したためかもしれない。

またこの凹地は陸上の高野川に地形的に続くものなので, 海退期における古高野川でもある(地殻内部の構造的因子に支配されるものが, 地形に一致することはよくあることで当地域の東の吉野川もその例である)。しかし凹地を形成した要因のどこまでが古高野川によるものか量的なことは分らない。またこの測線から2km西側(下流側)の2-6測線には地形的な古高野川はない。

FNWの断層面は落ちの方向に傾く正断層である。その伏角は49°である。

断層面の傾斜角は概して正確ではない。それは断層面の認定が断層面からの反射波そのものではなく, 地層の反射面の切れ方など間接的なものであり, しかも断層の近傍で地層が引きずり drag を起したり, 地層の物性が断層周辺で変わったりするためである。従って前記の伏角は量的には正確を期し難いが, 正断層であることは明らかである。この形状は張力場で生じた正断層の組であり, グラーベンを形作っている。

和泉層群Cを断層は切っているはずであるが, 記録にははっきり見られない。C層が層状の累層として観測されていないためである。

なお付言するとFSEは中央構造線の北西1.2kmに位置する。そして中央構造線の付近には破碎帯は見出されず, D層, A層に乱れはみられない。

2.3.2 測線 2-8

測線 2-8を図版Ⅷに示す。測線の北西側の測点#8.0の断層FNWと, 南東側#5.4の断層FSEがある。

FSEはD層の上面(深さ約70m, A層の厚さ約35m)で北西落ち6mの落差がある。A層内の顕著な反射面深さ約50mの層で落差4m, 海底地形で落差0.5mである。

FNWでは地層の全般的なたわみから南東落ちの断層らしいが, この個所で地層が不連続になっていることと

散乱波が発生していることから、断層ではなく地層の割れめ fissure かもしれない。海底地形は断層の上でごく僅か(100mの水平距離の中で数10 cm 程度)下っている。

FNW と FSE の距離は 1.6 km ある。この間の地形は約 2 m 下っている。FSE は中央構造線の北西約 2 km である。

2-5 測線の 2 つの断層 FNW と FSE は、2-8 測線の断層 FNW と FSE と性格に類似点がある。正断層または正断層らしいこと、中央が下り地溝状で張力場で形成されたいこと、4 つの断層中 3 つまで地形に落差を生じ深い所ほど落差が大きいこと、また他の 1 つの断層も落差はないが断層直上の地形が下っていること、そして A 層を切り地形にまで表れる活構造であること、などである。

測線 2-5 と 2-8 の間は 6 km 離れている。この 2 つの記録だけ見ると、それぞれの対応する断層を 6 km の間つないで解釈したくなる。しかし 2 つの間にある測線 2-6 を見るとそれぞれに対応するものがはっきりしない。D 層中には断層はなく褶曲である。

従って 2-5 測線の地溝と 2-8 のそれとは直接つながるものではない。また多少の類似性があるとしても偶然のものかもしれない。しかし 2-5 と 2-8 は雁行する (échelon) 地溝の別のものを見ている可能性がある。そして 2-6 は雁行の間を抜けている可能性である。これらは直接には記録からは検証できない。

2.3.3 測線 2-14 と 2-16

測線 2-14 (図版 X) では測点 #4.1 に断層 FN があり、#5.7 に FS がある。断層 FN と FS の間は約 1 km で地形的に凹地になっている。地形の比高は FN で約 8 m、FS で約 13 m である。この断層はいずれも断層面の立ったもので記録からは正断層か逆断層かは決め難い。地形にまで表れる地溝状の形からは張力場で形成された正断層の組を考えたいが、記録上は不明である(地溝は概して張力場が多いが、圧縮力の場で逆断層の組とともに形成されることがないとはいえない。しかし実例は少ない)。

FN で断層が海底に出る所では地形が侵食を受けたように地層を切っている。この深さ約 70 m はブルムの氷期の海面低下した時期に陸化していたから陸上侵食を受けたであろう。また海底でも A 層は固結していないから断層崖は崩落するであろう。

2-16 測線 (図版 XI) では #3.7 に断層 FLT がある。断層の北(左)では A 層は水平であり、D 層は部分的にたわんでいるが全体として水平である。FLT の南では断層に向かって地層が落ちている。#5 では深い地層の傾斜角は急

であり(例えば 120 m の D 層は北落ち 4° であり、D 層の速度を 2,300 m/s とすれば 6° になる)、浅い地層の傾斜角は緩い(80 m の A 層は北落ち 1°)。

これは南側の地層が断層 FLT から南で下る向きに傾動した可能性がある。FLT は地形にも表れている断層である。地下ではその小さな地溝状の変動はさらに大きく、海底下約 10 m では幅と深さが概略 70 m と 25 m になる。

2-16 と 2-14 は約 10 km 離れている。この間の測線を調べても断層の間に関係はない。

ここに掲げた 4 つの記録例は当海域で中央構造線から数 km ないし 10 数 km 内帯側を、中央構造線に垂直な向きにとった測線であり、その範囲は約 50 km にわたる。地層 A は海底に出ている沖積層、D 層は段丘砂礫と相当層である。基盤は観測されていない測線が多いが和泉層群 C であろう。

A 層、D 層とも記録上の様相(記録上の見かけの感じ)ではよく似ている。しかし断層の記録上の表れ方はかなり違っている。これら断層や褶曲はかなり多様なもので、地層のパターンの類似性ほどには類似性がない。

測線 2-5 と 2-8 の断層には多少類似性があるが、その間の測線に類似性がなく従って別物という例である。

中央構造線は部分的には活構造であることが明らかであり(活断層研究会, 1980)、すべて右ズレである。この断層との因果関係は明らかでないが、雁行断層のように断層としては続いてはいないが力の場としては続いているケースもあるであろう。

2-14、2-16 はいずれも地形に出ている例として載せたが相互の関連はない。

このように中央構造線に沿った区域と、同じ地層が関係しているという共通性はあっても、断層や変形は多様である。

間近いたくさんの記録をくりかえし見較べながら、その類似点と相違点を分類しまとめておく必要がある。

3. 活構造の記録

3.1 記録上の特徴

活構造の調査に音波探査を用いた場合の記録上の特徴についてまとめる。これは記録の実例につき前章で既述のべたことを整理したことを中心に述べる。

- 1) 大きい断層と小さい断層
- 2) 断層の記録上のタイプ
- 3) 力の場
- 4) 断層面の反射波

以下に各項につき述べる。

1) 大きい断層と小さい断層

記録の見かけ上は、小さい断層は分りやすく大きい方が分りにくいことが多い。

大きい構造線や破碎帯は記録上明瞭には分らないことが多い。例示した伊勢湾断層は大きい割には、分りやすい例外的な方である。大きい断層は断層面がたくさんあり、断層形成時に力の境界と地層や岩石等物質の境界が一致しないこともあるだろう。

2) 断層の記録上のタイプ

断層がいくつかの測線で追跡されるとき、断層に特有の共通する表れ方をすることが多い。伊勢湾断層では北東側の新第三系が引きずりを起している。日本海溝外側の断層群はすべて正断層で地形にはっきり出ている。常磐沖の堆積盆の断層は正断層で、深い所は落差がはっきりした断層で切れているのに、浅い所では落差が小さくなったり褶曲になったりしている。このほかに地層の傾斜角が断層の両側で変わる挫屈のようなタイプもある。断層面で地層の端が散乱波を出し、双曲線状のパターンが両側にあるいは片側だけに出ているようなものもある。断層や褶曲において反射波の音圧が変わるので、記録上の濃淡の変化として追えるものもある。断層の調査では、何本かの測線にまたがる断層の共通性をとらえて、記録を検討することが必要である。

3) 力の場

断層や褶曲は応力によるひずみや破壊の表れた結果である。従って当然力の場によって来る断層や褶曲の性質を理解することと併行して記録を見ていかなければならない。その間には、地層や岩石の力学的物性が関与しているはずである。

断層には右落ちと左落ちが混在していることは多い。常磐沖堆積盆の F1 と F3 は逆落ちの共役断層だった。

しかし正断層と逆断層が混在していることは少ない。正断層は概して張力場で形成され、逆断層は圧縮力の場でできることが多く、力の場として性質が違うためである。日本海溝の海溝底 TA をへだてて、F1 と F2 が僅か 5 km しか離れていないのにその基盤の切り方が逆断層と正断層であった。これは珍しい例であるとともに、海溝というアイススタシーの成立たない力の非平衡の場における特別な表れ方かもしれない。

全体的な力の場が圧縮力であっても、部分的には違う応力が生ずることがある。全体的な力に従う向きの断層は synthetic faults、逆向きの断層は antithetic faults と呼ばれることがある。

音波探査は概して海底の浅部の調査を主とするので応力が自由表面で解放される直前を見ているわけであり、全体的な力の向きに従っていても逆であっても、断層が地表に垂直に近づいていることが多く区別しにくい。

4) 断層面の反射波

断層の判定は断層面の両側での地層の連続性を追い、その不連続に切れた所から定めることが多い。断層面そのものからの反射波が観測にかかった実例はない。低角の断層なら観測されることはありうる。

しかし断層は海底や地表の近くでは表面に垂直に近づくのが普通である。従って音波探査のような海底の浅部を主な対象とする調査法では断層面は直接には観測されない。

またこのことは、層状でない地質の断層を検出することが困難なことと共通の原因であろう。海底の花崗岩塊の中の断層を音波探査の反射波により検出している例を筆者は知らない。

3.2 観測技術の問題点

音波探査による断層の検出について述べたのであるが、次に測定技術における問題点をまとめると以下のような点を指摘できる。

- 1) 反射面をよく検出すること
- 2) 散乱波を消去または弱める方式
- 3) 表示方法の向上

これらの内容にふれる。

1) 反射面をよく検出すること

音波探査は元来反射面を調べる方法であるからこれは当然のことである。しかしここでは更に高度の検出を指している。断層の間近で反射面の形状が複雑になることはよくあることだし、断層帯といわれるような複雑で幅のある場合には、断層帯の中から部分的な反射面でも検出されると、断層の性格を把握できることが多い。また断層の近くでは岩石の物性が元の岩石と変わるために、反射波の様相が違ってくこともある。従って断層付近ではごく部分的な反射波でもよく検出することが難しいが必要なことである。

2) 散乱波を消去または弱める方式

散乱波を断層近傍の地層が出すことはいろいろのケースがあって理由や一般性は定かでない。しかし散乱波により深い断層ほど検出しにくいことが多い。

散乱波を消去したり弱めたりすることは、断層の検出に有効なことであろう。

散乱波は受振点における位相速度が遅い(並べられた受振素子に入る時間のズレが大きい)ので群設置によってある程度は弱められる(発振点についても原理的には同じであるが実用的には受振点に限られる)。群設置は受振系全体に指向性を持たせる意味もある。

散乱波を消す最良の方法はマイグレーション処理であろう。この処理の実例は日本海溝や常磐沖の堆積盆の記録により比較示された。

マイグレーション処理はデジタル集録とデジタル処理が実用化されて出現した処理法である。

今後広汎に適用されることが望まれる。

3) 表示方法の向上

物理探査ではその目的とすることが成果にはっきりした形で表示されることが望ましい。

音波探査の記録の表示方法は従来濃淡表示を用いていた。それはこの技術の母体であった測探技術において用いられてきたためである。一方反射法における表示は、初期にはウイグル表示(電磁オシログラフやペンレコーダーのような線の振れる表示)だった。しかし現在は面積変化表示あるいはそれにウイグル表示を重ね合わせたものが標準になった(ウイグルは現場の作業モニターには現在も用いている)。これは反射層の表示法として実用上最も優れた方法といえる。

断層の検出では断層面が反射面として直接観測されるわけではない。断層が深部では地層のズレとして表われるが、浅い所ではそのズレが小さいか褶曲に漸移することがある。このような場合に反射波の音圧も漸移的に変わることがある。

これを濃淡表示するとその特性がよく分らないが面積表示とウイグル表示を重ねたものなら音圧の変化の細部が分る。

この表示法は観測現場の作業として直接行うことは難しく、データ集録した結果を陸上で再生処理する段階で行うのが普通である。

記録表示の垂直水平尺度比Sは観測系の機構から決まる値と表示の目的から採択したい値とある。

長い距離の間変化が少なく水平に続く構造では(例えば深海平原)、Sを10-30ぐらいにとることもある。しかし断層を検出するような目的では3-6程度がよい(そのとき散乱波の漸近線が垂線となす角 θ は $18^\circ-9^\circ$ である)。それは断層がしばしば散乱波の発生を伴うが、その程度の値のとき最も見易いからである。観測系からでなく表示目的からSを定める場合にはやはりデータ再生の段階で行うのがよい。

船位の測量も電波測量の発達とともにデジタル量として扱うようになってきた。記録の表示もこれら船位関係のデータ(例えば座標、水深、方位、測線の投影位置、他測線との交点など)を適正に取込み、目的に合う表示をするべきである。

これら表示方法はすべてデジタル集録とデジタル処理の実用化で可能になることである。デジタル処理は石油探鉱のための反射法では1964年から開発・実用化されているが、石油以外の分野への適用はまだ遅れている。

地形調査との関係

現世の活断層は地形に出ていることが多い。地形は概して保存の悪いもので陸上なら侵食により、海底なら堆積により消えやすい。また地質構造にくらべ地形の変化は少ない(常磐沖のF1, F3の例、常磐沖の断層系の例、伊勢湾断層の例)。

しかし海底地形の調査は音波探査よりも高能率である。従ってサイド・スキャン・ソナーのような地形を超音波によって面的に調べる方法は地形を広域に把握するに有効であろう。しかしこの方法は単独に用いるよりも音波探査と併用することによって、その利点を十分發揮するであろう。

それは音波探査により地質構造を断面として捉えた成果を平面的に拡張していく一つの手掛りになるであろう。

4. 結 び

本文は音波探査等により活構造を調べた3つの調査例を掲げ、記録に表れた特徴やその解釈につき述べた。その調査例はすべて既に発表されたものを引用している。

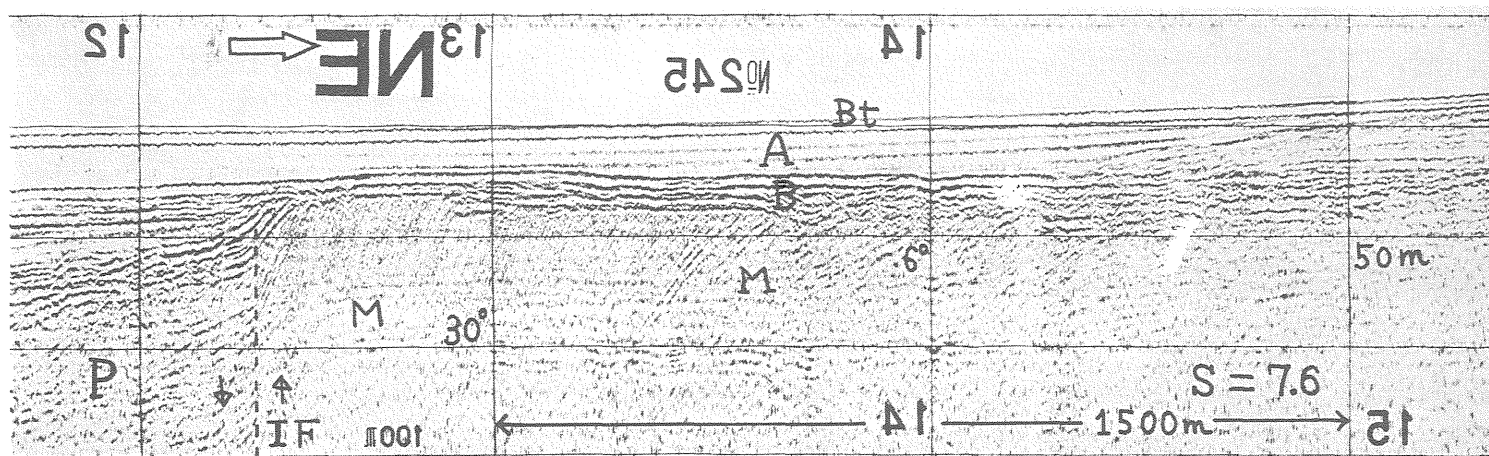
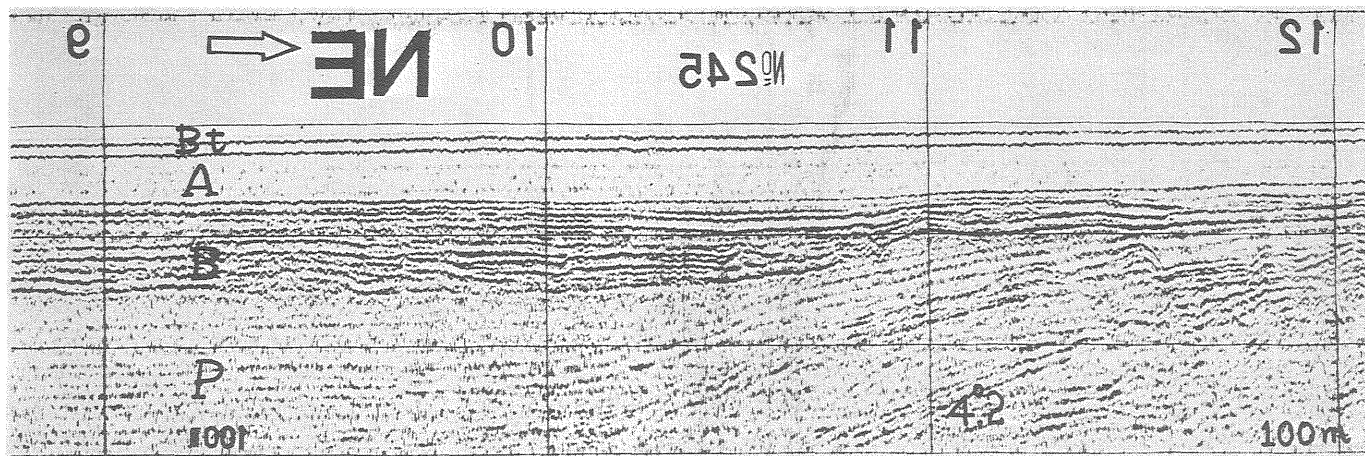
そして調査例全体を通じての活構造の共通性を述べた。また調査の技術の上での問題点をまとめた。それらは原理的なことよりも調査技術や記録を中心にした実用上のことを述べている。

音波探査が我が国で実用化されたのは、1961年頃以降であるから20年余りを経ている。その間いろいろの断層や褶曲の調査例が個別には発表されているのであるが、ここではその視点を統一して活構造につき纏めた。

文 献

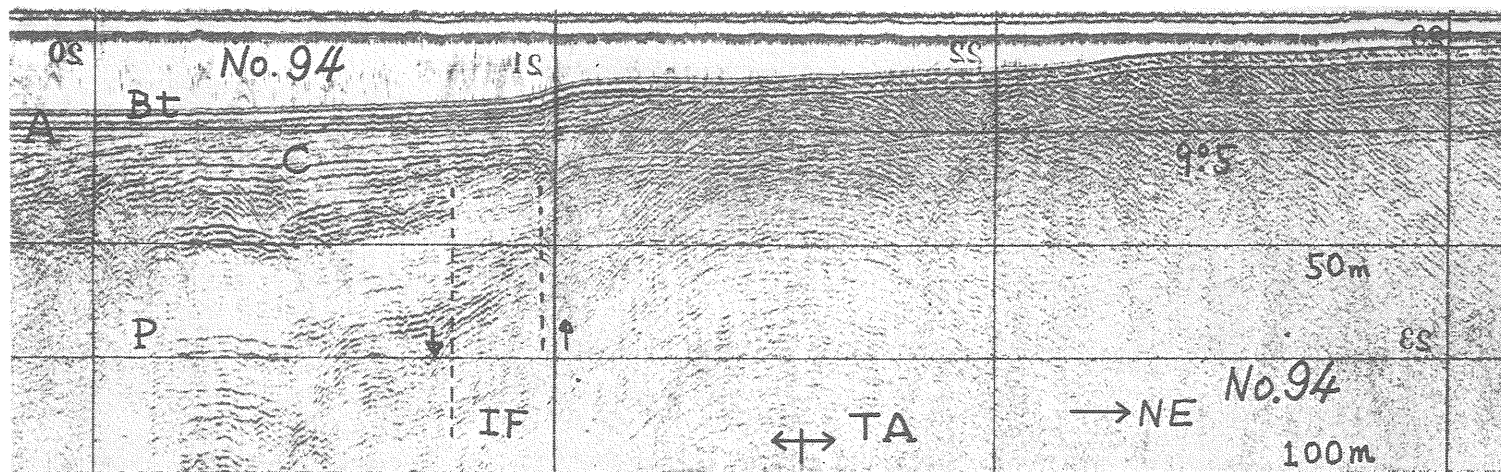
- 中条純輔・高田康秀(1970) 音波探査による知多湾の研究。地調月報, vol. 21, p. 187-218.
- ・須田芳朗(1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察。地調月報, vol. 22, p. 415-436.
- ・———(1972) 伊勢湾南部と三河湾の

- 重力分布とその考察. 地調月報, vol. 23, p. 573-594.
- 中条純輔・宮崎光旗・茂木昭夫・桜井 操(1981)
断層とマイグレーション処理. 地質ニュース, no. 318, p. 1-4, p. 26-33.
- ・蜷川親治(1981) 音波探査. 土質工学会編, 土と基礎の物理探査, 第3章, p. 49-63.
- ・———(1981) 浅海底地盤. 土質工学会編, 土と基礎の物理探査, 第5章, p. 255-262.
- 海上保安庁水路部(1968) 音響探層機による伊勢湾口付近の地形地質調査報告. 水路部報告.
- (1981) 常磐沖の NNE-SSW 方向, 長さ 120 km の断層系. 地震予知連絡会会報, vol. 26, p. 40-43.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層. 東京大学出版会.
- 緒方正彦(1975) 佐田岬半島北岸海域の地質構造—音波探査による海底地質の考察—. 電力中央研究所報告: 375006, p. 1-35.
- ・本荘静光(1981) 電力施設の耐震設計における断層活動性の評価. 応用地質, vol. 22, p. 67-87.
- 桜井 操・茂木昭夫・中条純輔・宮崎光旗(1981)
常磐沖のマルチチャンネル反射法音波探査. 水路部研究報告, no. 16, p. 1-17.
- (受付: 1982年3月4日; 受理: 1982年4月6日)



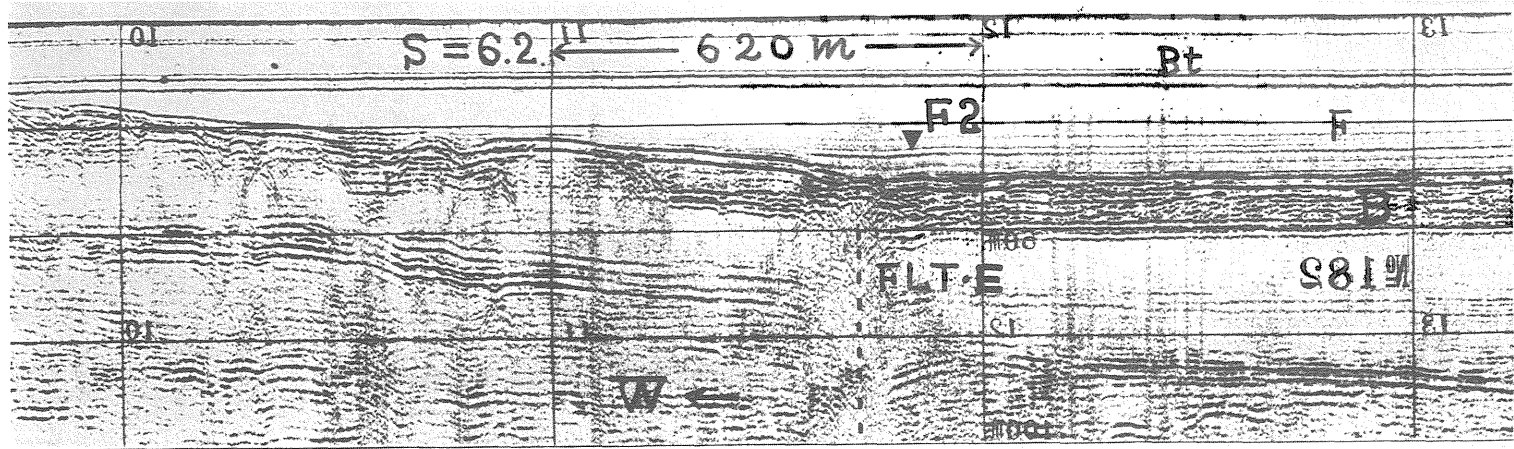
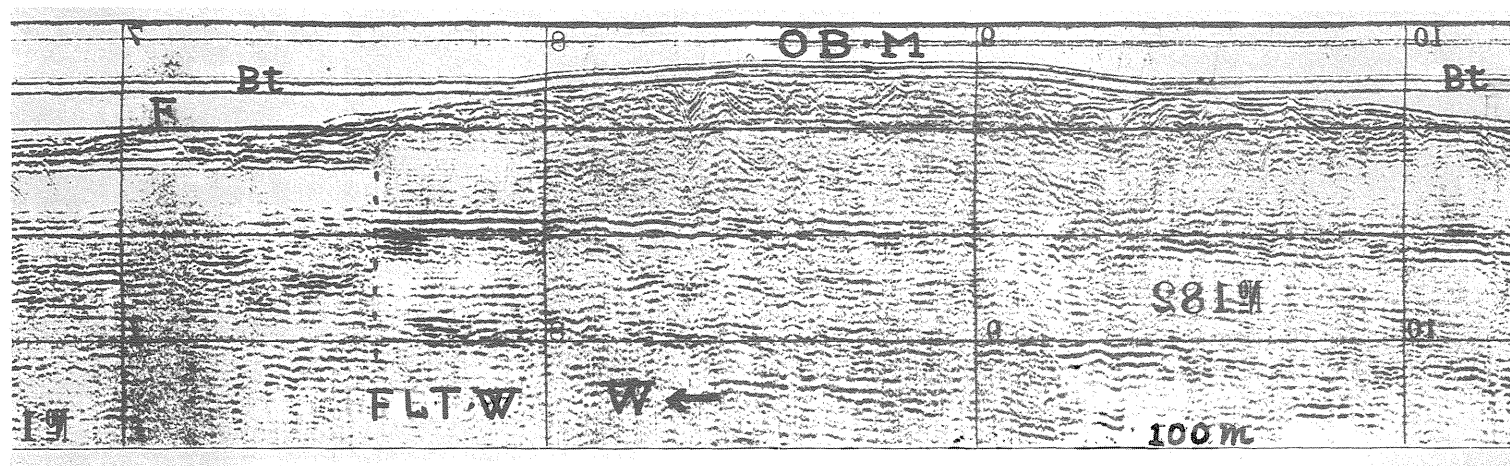
図版 1

伊勢湾断層の北部の記録-245測線（中条ほか，1971による）。
 #12.3の IF に断層があって南西（左側）側が落ちている。断層は沖積層 A を切らず，海底地形 Bt にも出ていない。M 層は断層近くで引きずりのため急傾斜であり，離れると緩傾斜になる。垂直水平尺度比 S は 7.6。



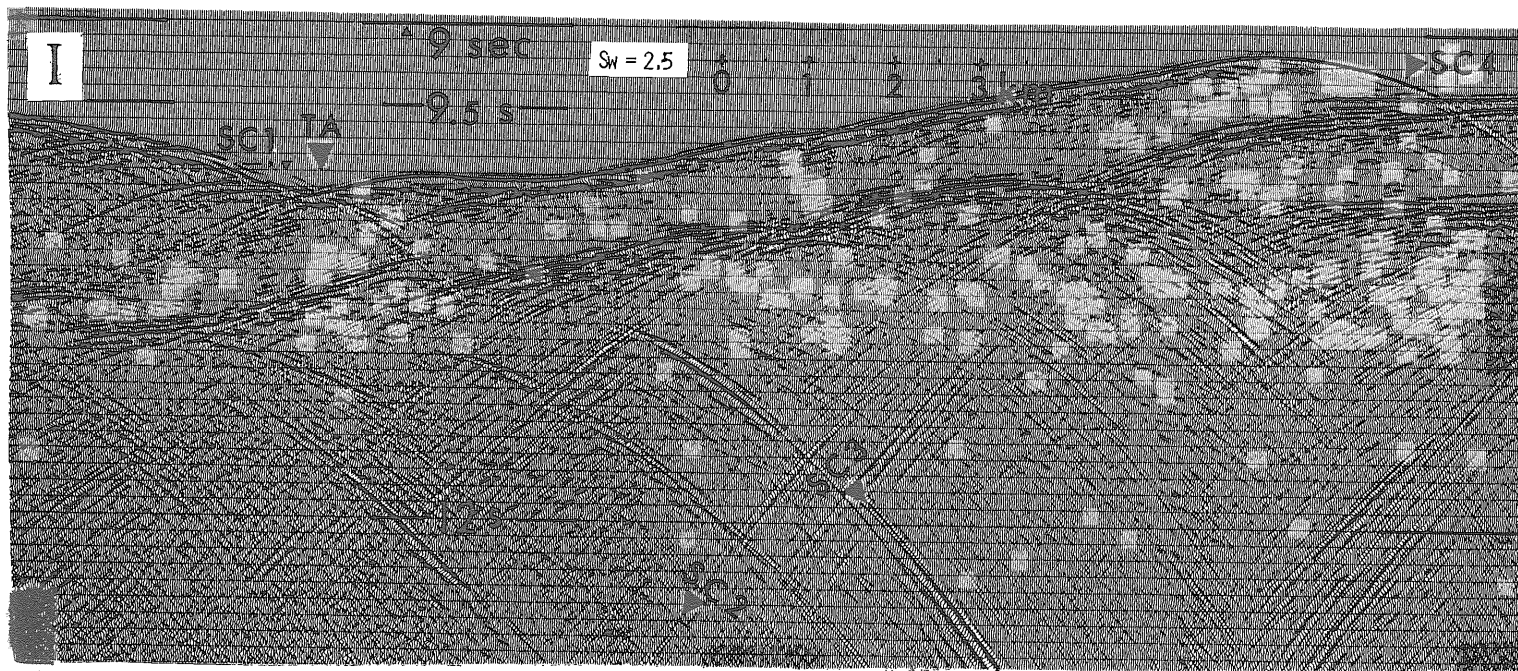
図版 II

伊勢湾断層の南部の記録-94測線 (中条ほか, 1971による).
断層 IF の南西側 (左) が落ちる. 北東側は常滑背斜に続く. 断層は地形にも出ている. 模式図参照.



図版Ⅲ

三河湾沖の瀬堆の記録-182測線 (中条ほか, 1972による).
 OB・M は沖の瀬堆の頂部. Bt 海底, F 沖積の泥層, B 砂層,
 堆の頂上は地形的に高く, 洪積層が露出している. 堆の東西両側に活断層がある.

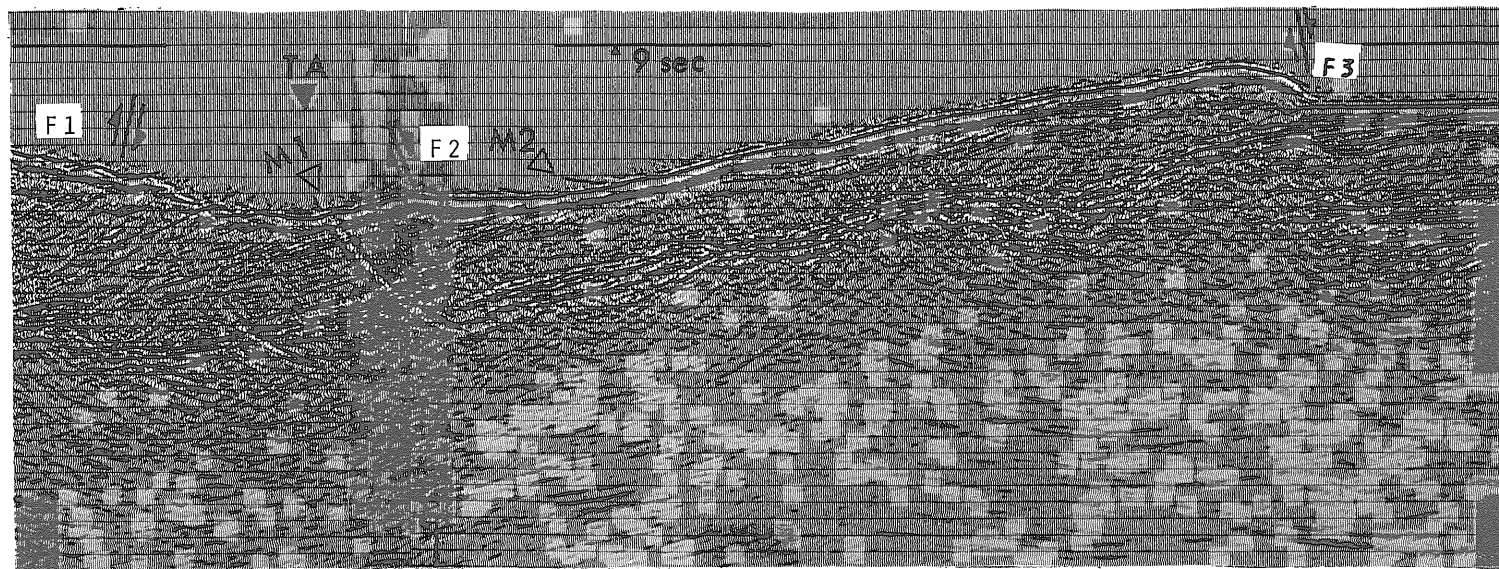


図版IV

日本海溝の記録 (桜井ほか, 1981による)。

阿武隈の沖で日本海溝を垂直に横切る測線。24重合を行い、マグレーション処理前のもの。

TA は海溝軸で約 10s (約7,500m) の深さ。左側は内帯側 (陸側)。SC1-SC4 は散乱波、水中部分の垂直水平尺度比 S_w は2.5。



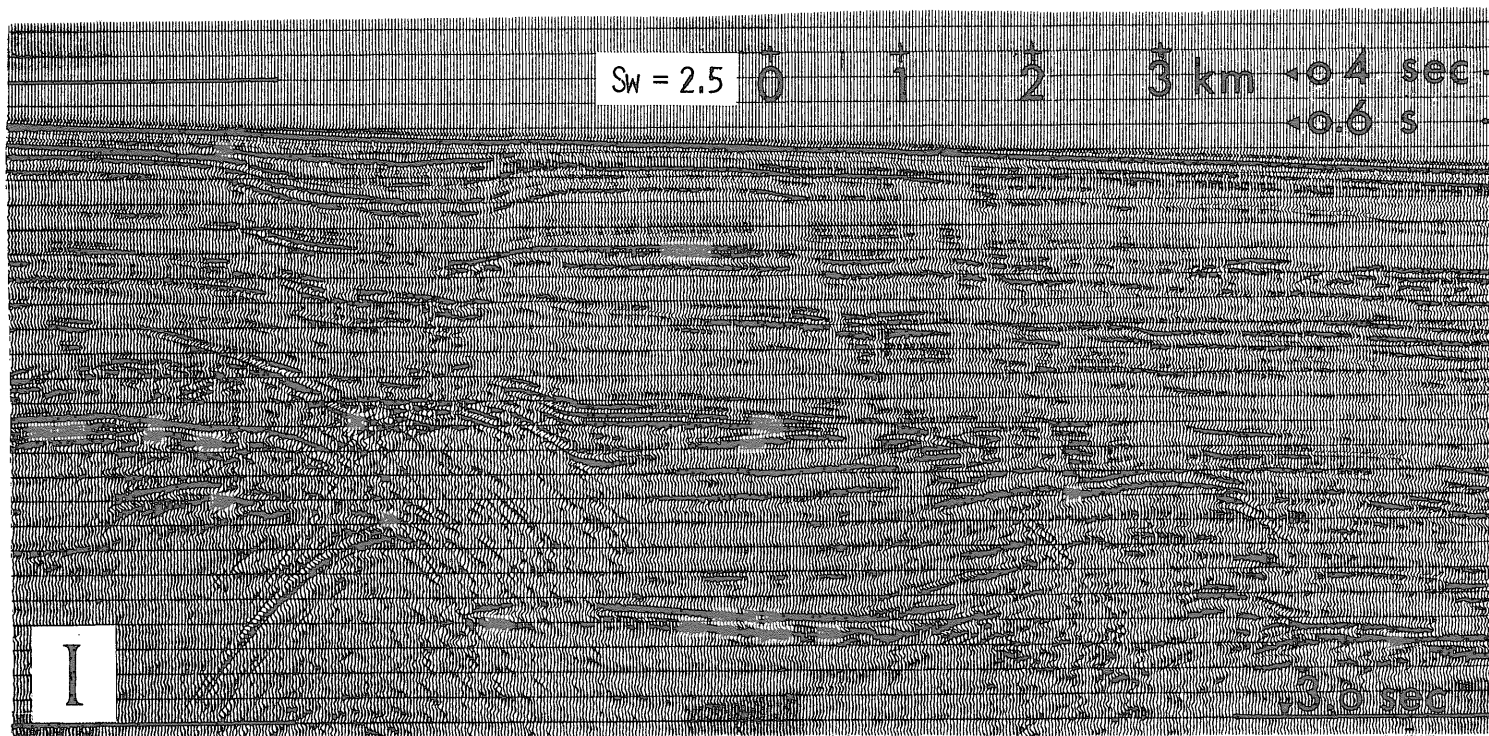
図版V

日本海溝のマイグレーション済の記録 (桜井ほか, 1981による).

F1, F2 は海洋底基盤を切る断層.

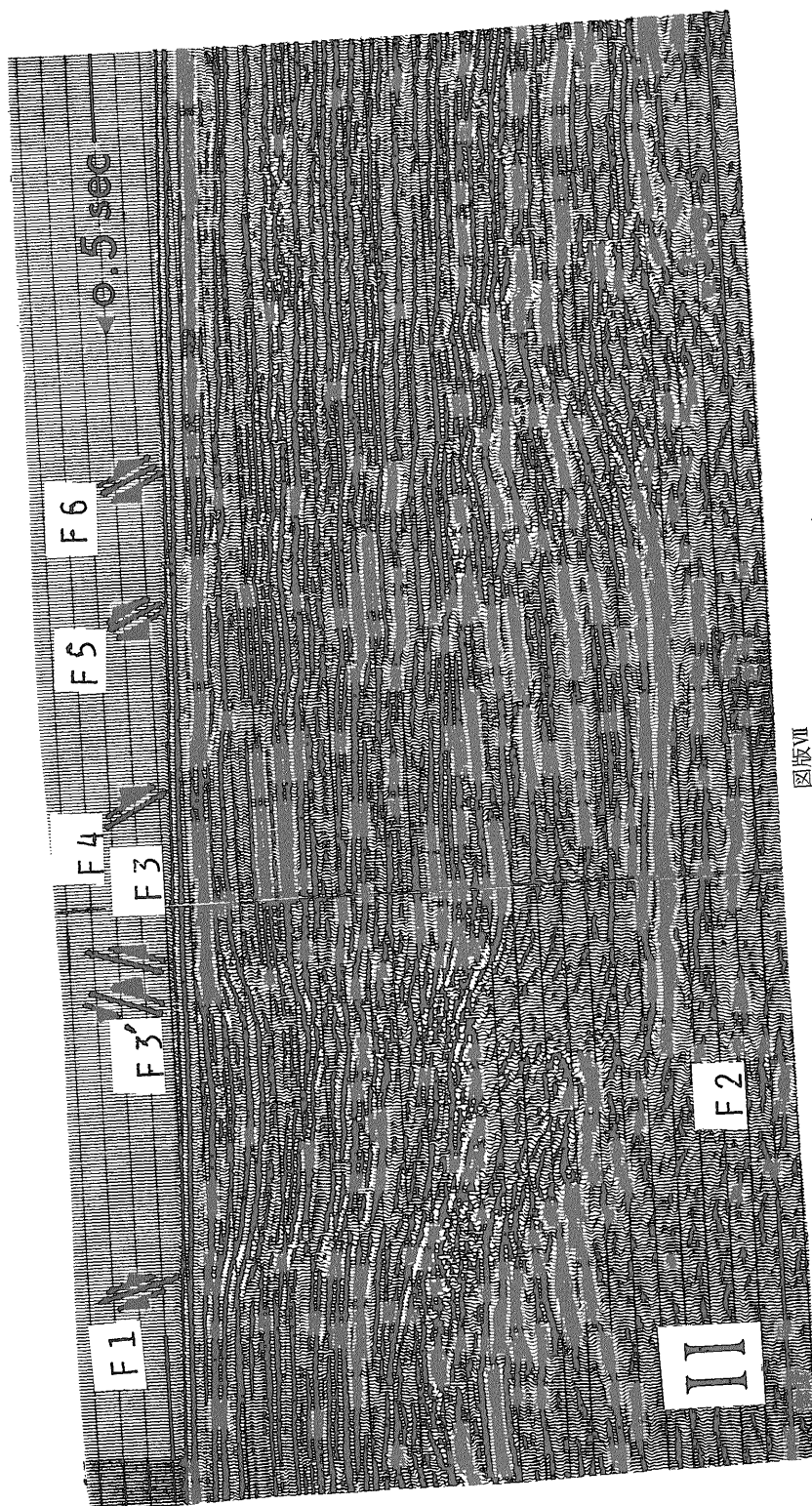
M1, M2 は処理雑音.

模式図参照.



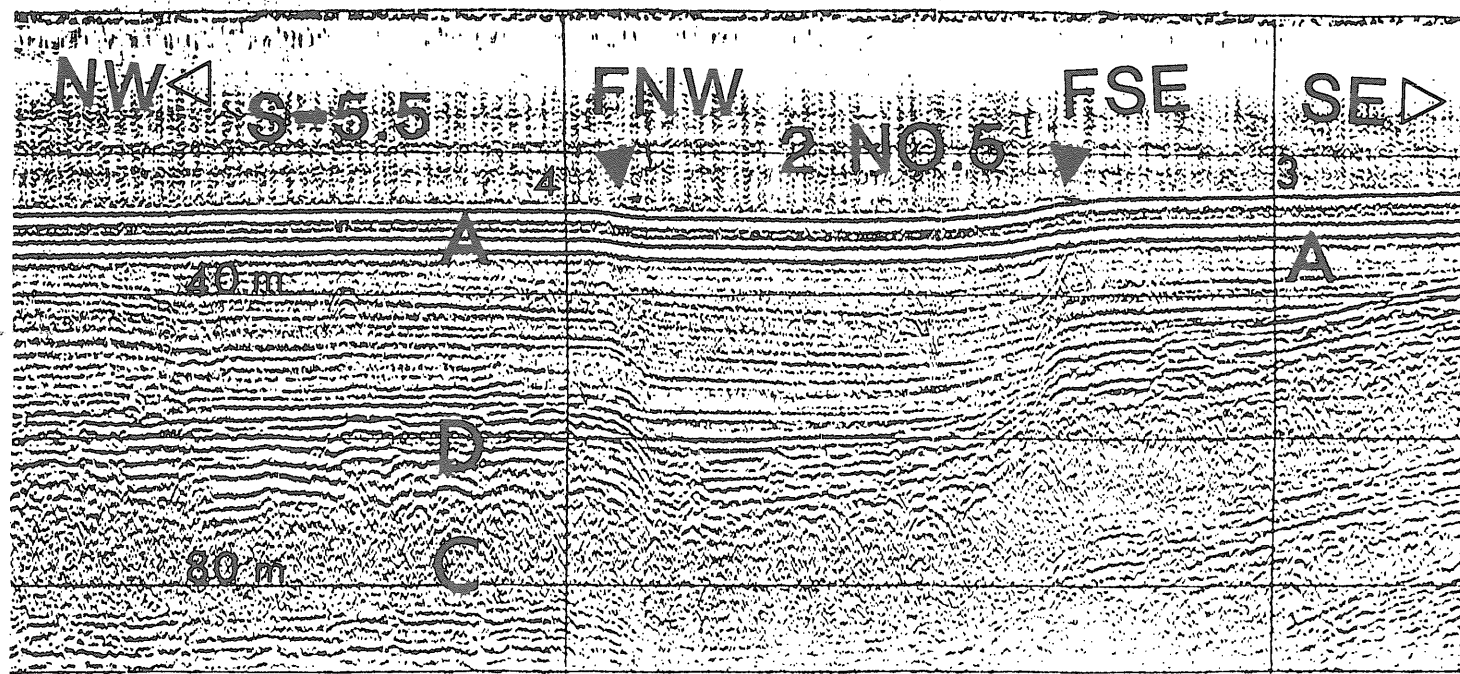
図版VI

堆積盆の記録（桜井ほか，1981による）．
三陸-常磐地向斜の中の堆積盆の一つ．
24重合をした時間断面．



図版VII

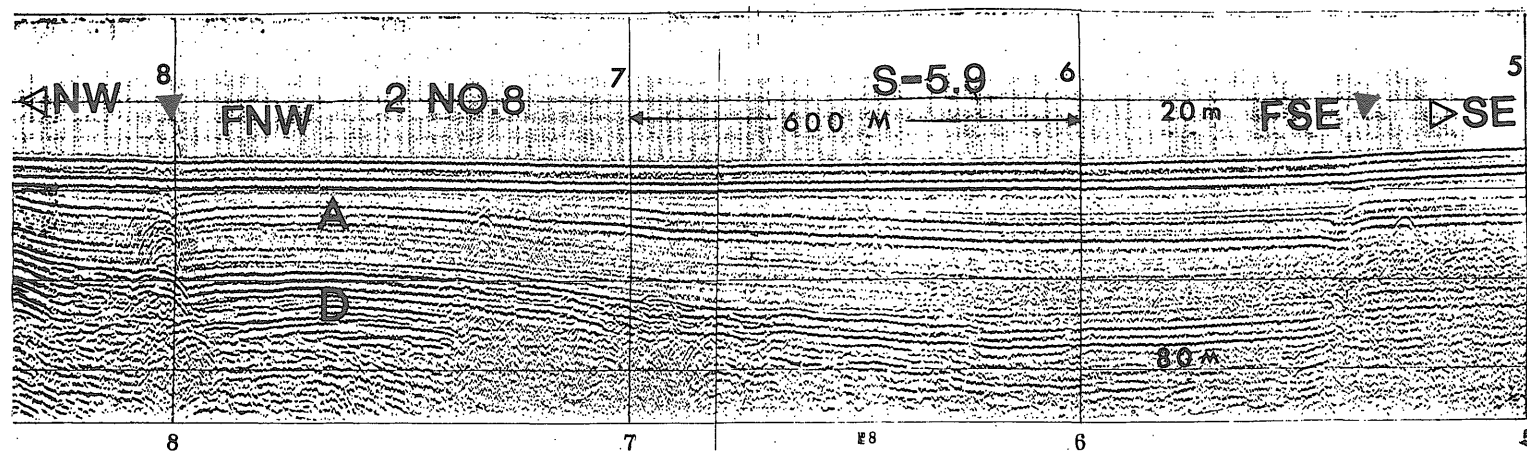
堆積盆のマイグレーション記録（秘井ほか，1981による）．
断層が分りやすい．特に F2 のような深部の断層は非常に分りやすくなっている．模式図参照．



図版Ⅷ

佐田岬半島北岸の測線2-5 (緒方正虔, 1975による)

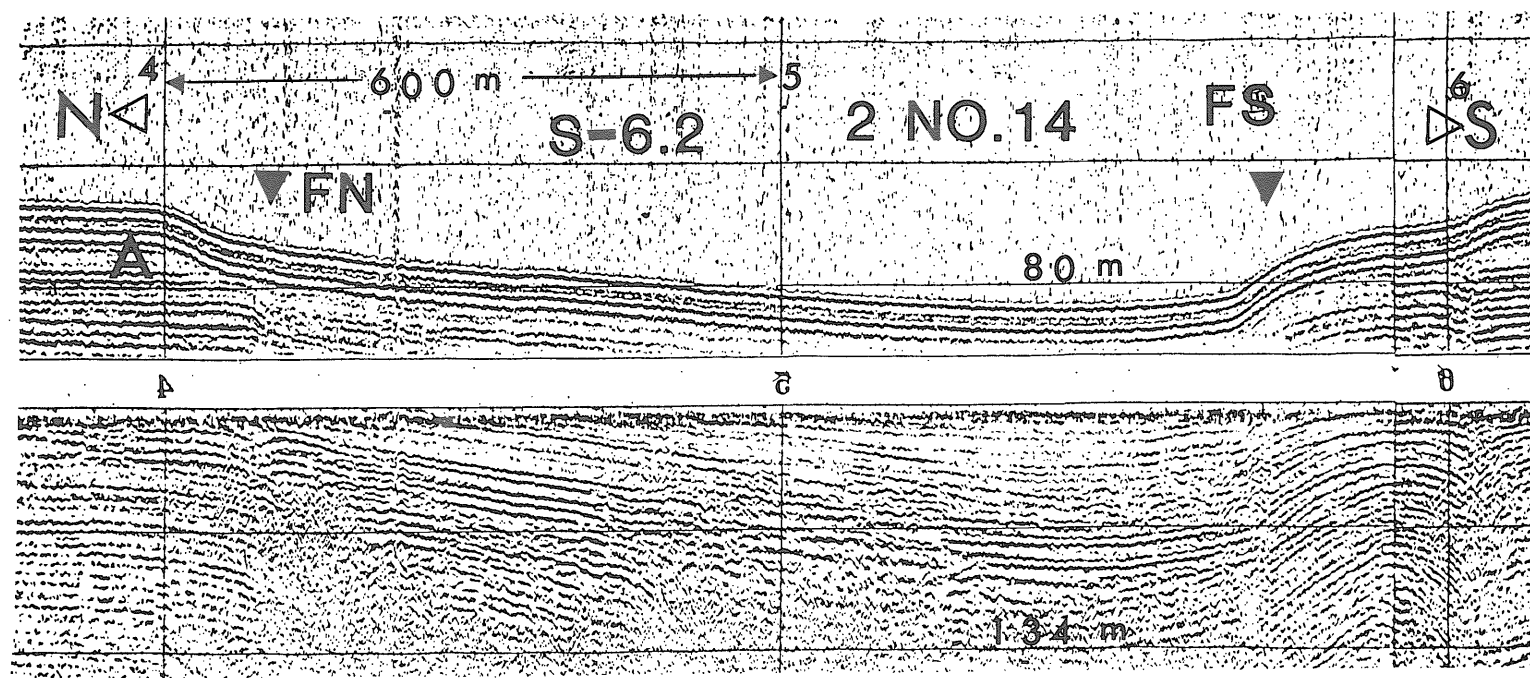
水深約30m, 沖積層Aの層厚約30m, FNW に和泉層群C, 段丘砂礫D, 沖積層Aの下部を切る南東落ちの正断層がある。FSE には北西落ちの正断層がある。その間約300mは海底地形が約2m凹んでいる。ここは古高野川に相当する。



図版IX

佐田岬半島北岸の測線2-8(緒方正虔, 1975による)

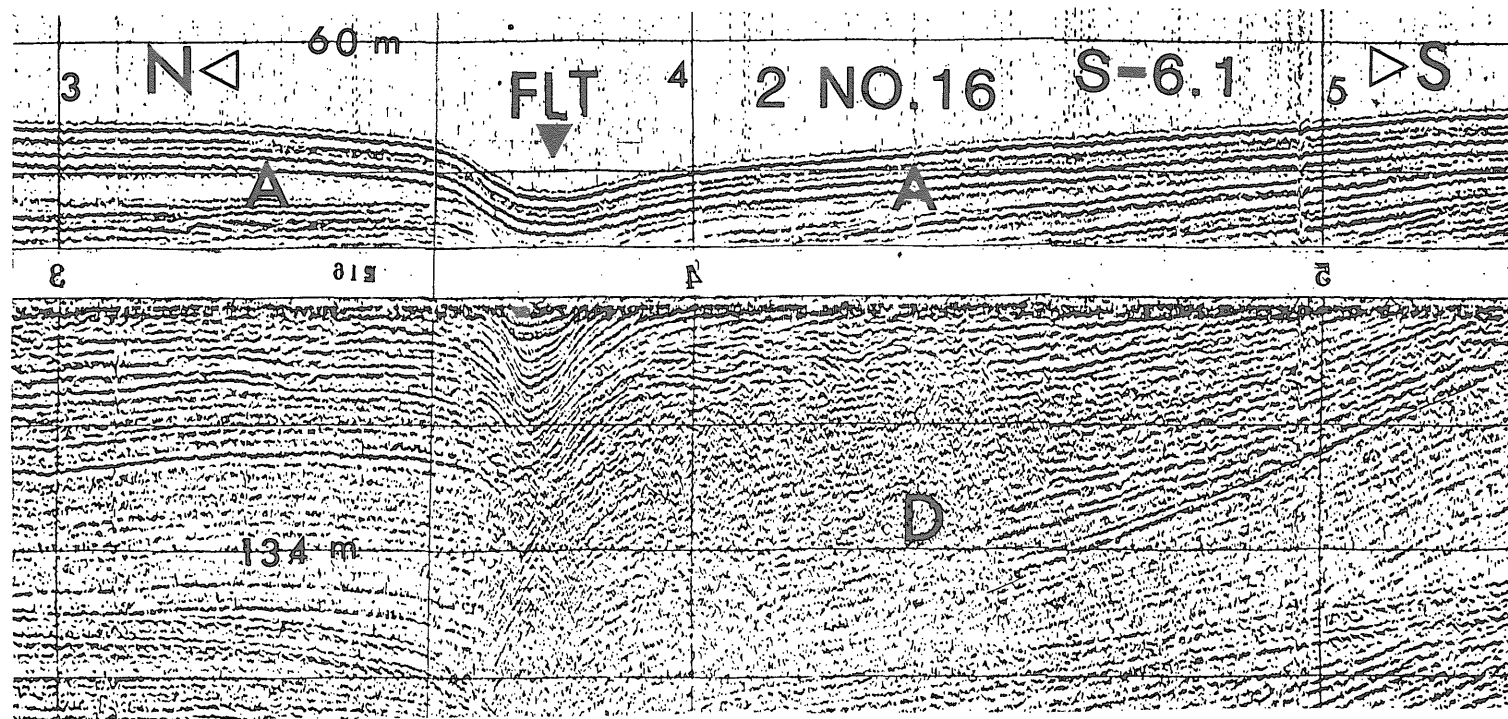
FSE に深さ約50mの沖積層Aの中部の層理に4mの落差の断層がある。
 FNW に地層の切れめらしいものがあり散乱波が発生している。
 この2-8測線の断層は2-5測線と対応が見つからない。



図版X

測線2-14(緒方正彦, 1975による).

FN と FS に断層がある. 正断層か逆断層か分らない.



図版XI

測線2-16(緒方正彦, 1975による)。

FLT に断層がある。断層の北側では地層がほぼ水平、南側では断層に落ち込む傾斜が生じたと考えられる。海底地形や沖積A層の傾斜角は緩く、下部のD層の傾斜角は数倍大きい。