

佐藤任弘\*, 岩淵 洋\*\*

## The Form of Sedimentary Layers Revealed on the Continuous Seismic Profiling Records †

Takahiro SATO\* and Yo IWABUCHI\*\*

### Abstract

Hydrographic Department of Japan has been carrying out continuous seismic reflection profiling surveys of the Japanese waters since 1967. These surveys cover continental margin and ocean floor of the Western Pacific. Various kinds of sedimentary layers form are revealed to these records.

The deposition process of sedimentary particles is grouped into two types ; (1) blanket layers covering submarine relieves as snow fall, and (2) depression filling layers as dammed up water.

These two types are however basic forms which change features from difference of submarine topography, sedimentary supply, crustal movement, sea level changing, etc. Moreover, these original forms are often modified by later deformation and dislocation.

### 1. はじめに

これまで日本周辺でなされてきた音波探査記録を見ていると、堆積層の形は二つの単純なパターンの組み合わせとその変形に分類出来るように思われる。一つは海底の地形を覆うブランケット状のパターン、もう一つは地形的凹部を水平に埋め立てている洪水状あるいはアバット状のパターンである。これが、基盤の隆起・沈降や海水準の変動によって修飾を受け、あるいは、一旦形成された堆積層が地滑りなどの変位・変形を受け、複雑な地層の形状をもたらしている。このほか、堆積後の地層の変形作用があるが、これについても後に述べる。

### 2. 堆積時の形

#### (1) ブランケット堆積

河川で運搬されてきた堆積物の多くは、河口付

近で沈積するが、懸濁した細粒の粒子は沖合へ流されて海水中を沈下して堆積する。また遠洋では浮遊性生物の遺骸が海水中を沈下して堆積する。これはあたかも雪か降るような堆積で、海底の凹凸を毛布で覆うように、起伏に沿って厚さの様な堆積層を形成する。このような堆積は大洋底の珪質軟泥や石灰質軟泥に特徴的であるが、大陸縁辺部でも基本的にはこの堆積様式である。Fig. 1は紀伊水道東部における音波探査記録である。海底下の基盤がなす起伏の上に、音響的に透明な層が堆積している。

#### (2) アバット堆積

海底の凹地には水平な層理を持つ堆積層があり、これが堆積盆の周囲の斜面と直接接しているのが、大陸縁辺部ではよく見られる。これは海底地形をブランケット状に覆った堆積物が、移動して凹地を埋めた堆積であると考えられる。安息角を越えた斜面に積もった不安定な堆積物は、地震など

† Received 1998 December 9th ; Accepted 1999 January 18th.

\* 日本水路協会, 元水路部長 Japan Hydrographic Association, ex-Chief Hydrographer.

\*\* 企画課 Planning Division.

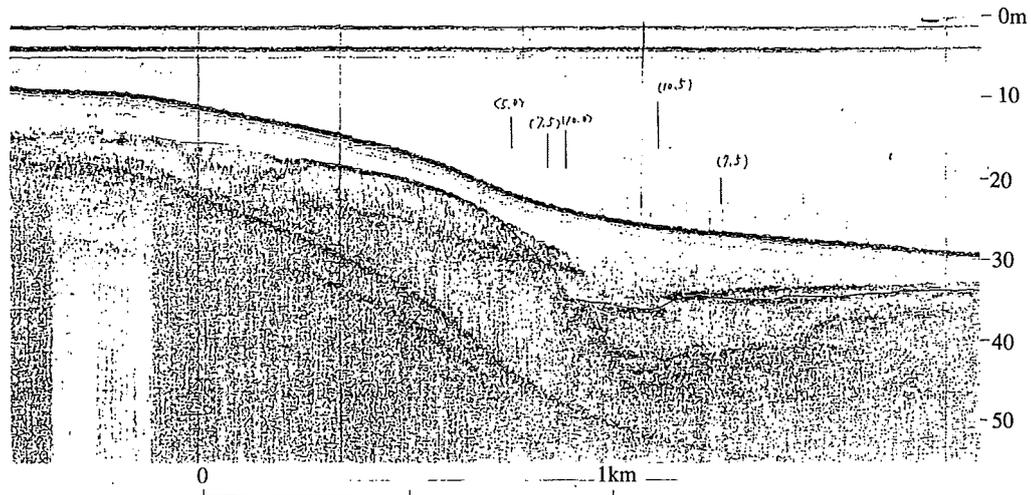


Fig. 1 Seismic profile in the eastern Kii channel (by Sono-probe).

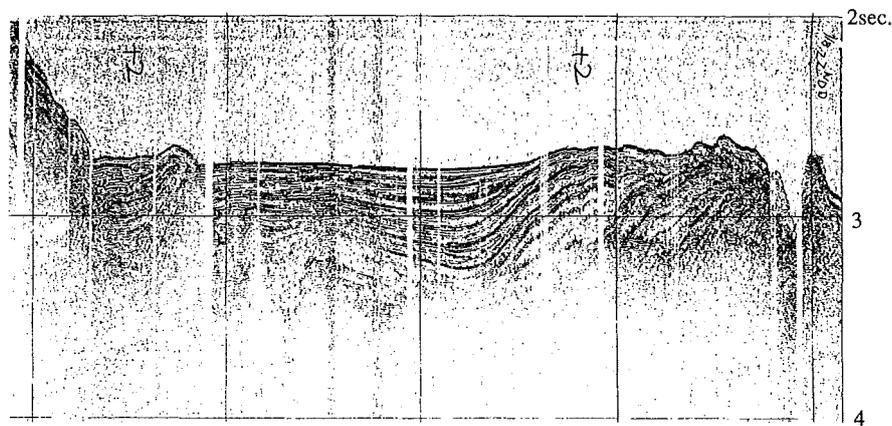


Fig. 2 Seismic profile in the Kumano Nada (by air-gun).

のショックによって地滑りを起こし移動し、再堆積する。後に述べるように、大陸斜面にはこのような地滑り跡の堆積構造が音波探査記録にとらえられている。この地滑りを契機として細粒粒子が海水に懸濁して混濁流を形成し、海底の斜面に沿って流れ下り、凹地があれば広がって懸濁粒子を沈積する。これがアバットをもたらす。Fig. 2は熊野灘における音波探査記録である。ここには水深2000m付近にきわめて平坦な海底が見られるが、その内部には褶曲によって生じた構造的な凹地を堆積物が水平に埋め立てているのがよく見える。

以上二つの構造が堆積層の基本的形で、これらを修飾する堆積構造について次に述べる。

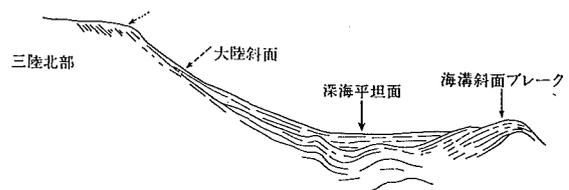


Fig. 3 Line drawing of the geological profile off Sanriku (after Sato and Mogi, 1975).

### (3) いろいろな堆積構造

#### イ) オンラップ構造

堆積中に基盤が沈降しているかあるいは海水準が上昇していると、堆積層は斜面上にすでに堆積した堆積層を乗り越えて堆積して行くのでオンラップ構造が生ずる。Fig. 3は三陸北部沖における音波探査記録である。三陸地域は陸部が隆起し

海部が沈降する曲隆をしていることが分かっている。この音波探査記録は、大陸斜面から深海平坦面にかけての断面である。深海平坦面では水平な堆積層が、大陸斜面上ではブランケット堆積となって斜面上部には上がったように堆積しているように見えるオンラップ構造を示している。

Fig. 4は山陰沖の隠岐トラフにおける音波探査記録である。隠岐堆と若狭海丘列の間にある隠岐トラフの堆積物は、本来アバット堆積物であるが、地形的凹みが相対的に沈下しているため、中央部はアバット構造を残すものの、周辺部、特に隠岐堆側はオンラップ構造となっている。海底の活褶曲（堆積と褶曲が同時に進行するもの、後述）に堆積が重なると、背斜部で堆積層が薄く向斜部で厚い構造となり、中央部の水平層は目立たなくなる。

Fig. 5は三陸の宮古沖における音波探査記録である。ここでは大陸斜面上部が海食により平坦化された上に堆積が起きている。この間に三陸地域の曲隆によって海部が沈下して海水準の相対的上

昇が起こった。このため大陸棚上の堆積層は、下位の(古い)堆積層を覆うような形で海岸に向かってオンラップしている。これは coastal onlap の構造である。この構造を大きく見ると、大陸斜面をはい上がる堆積層の頂部を浸食して、水平な堆積層が覆っている。この構造を top lap 構造という。すなわちここでは頂部の top lap 堆積層に coastal onlap が起こっている。

ロ) 地滑り堆積

斜面に堆積した堆積層は不安定で、地震などのショックにより容易に海底地滑りを起こす考えられる。山陰沖では地滑り跡と見られる音波探査記録が多く得られている。Fig. 6は大和海盆西端部の南北断面である。大陸斜面上部の堆積層が滑り落ちている状況が明瞭に読みとることができる。Fig. 7は隠岐トラフ西端部の南北断面である。大陸斜面上部の堆積層の大部分が失われている。これは堆積層がトラフに向かって（東北方向、記録上では向こう側）滑り落ちてしまったものであろう。海底地滑りが起きると、細粒粒子を懸濁した

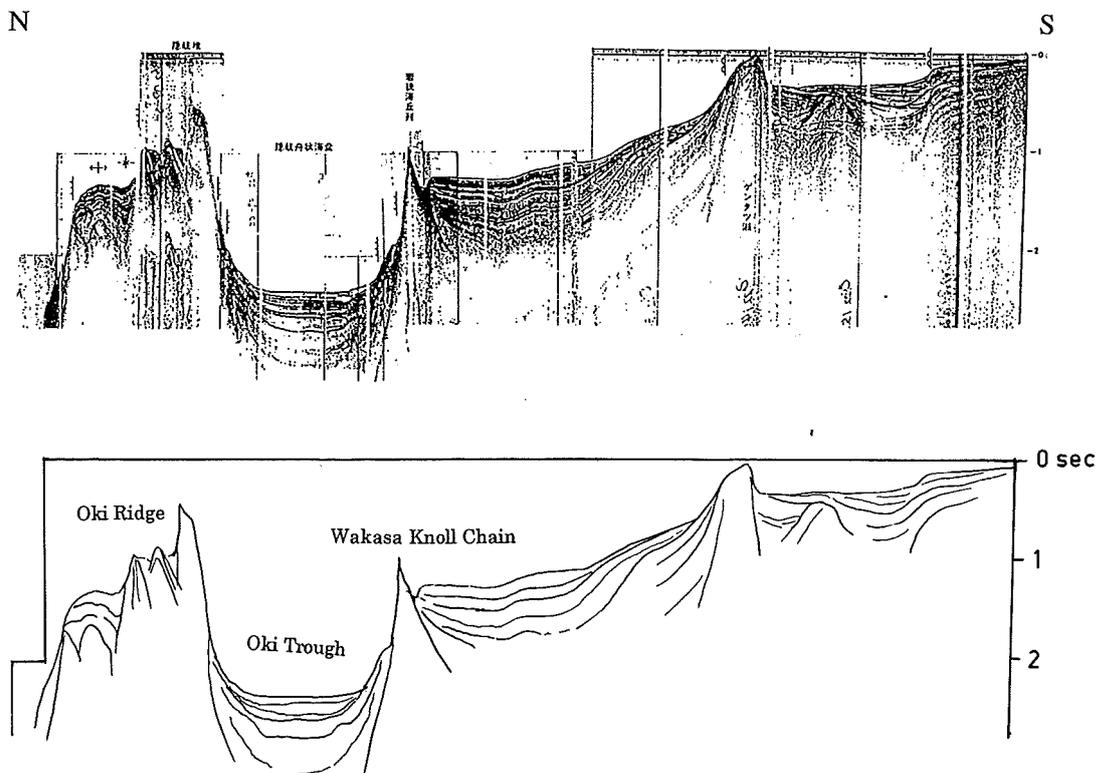


Fig. 4 NNW-SSE seismic profile and its line drawing to the north of Echizenmisaki (after Sato and Katsura, 1999).

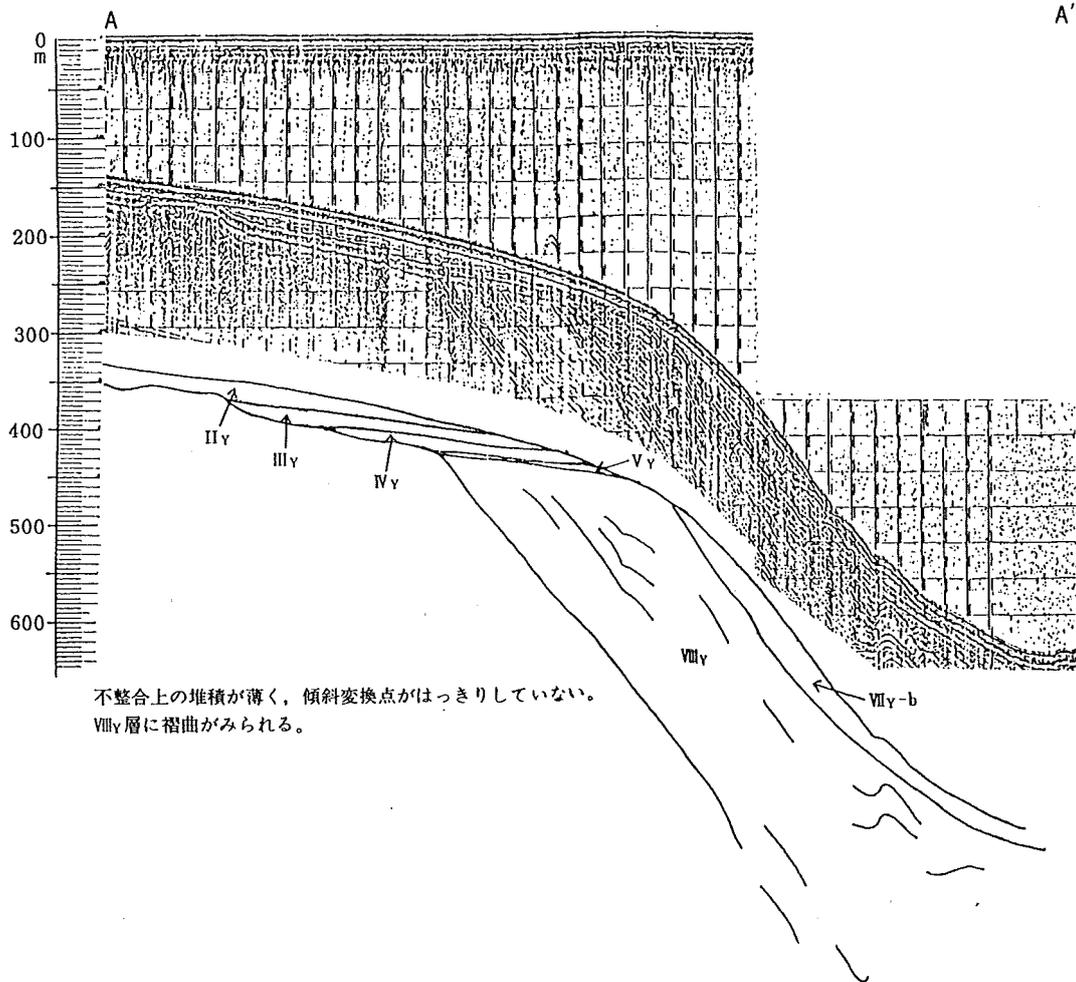


Fig. 5 Seismic profile and its line drawing to the east of Miyako, off Sanriku (after Hydrographic Department of Japan, 1984).

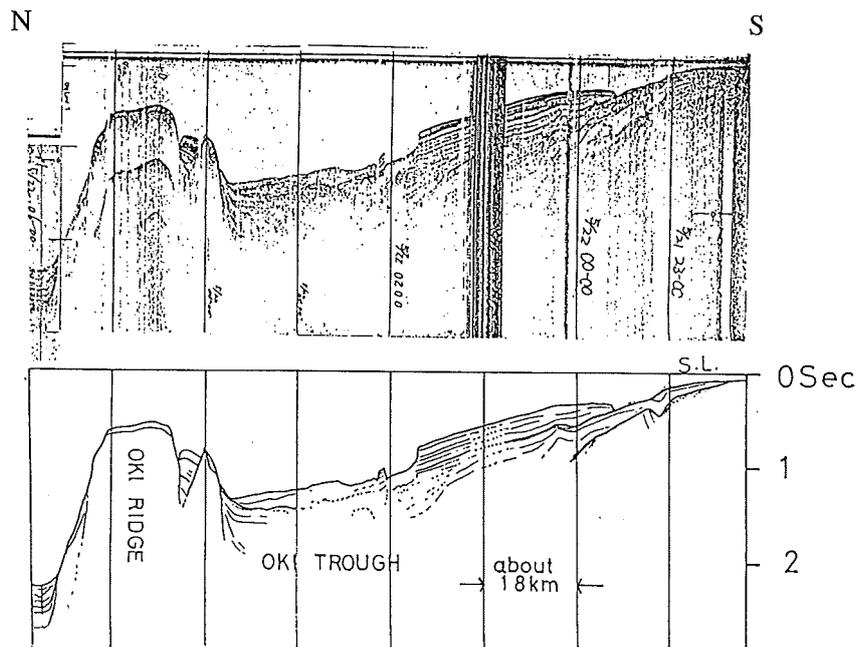


Fig. 6 N-S seismic profile and its line drawing to the north of Tottori (after Sato and Katsura, 1999).

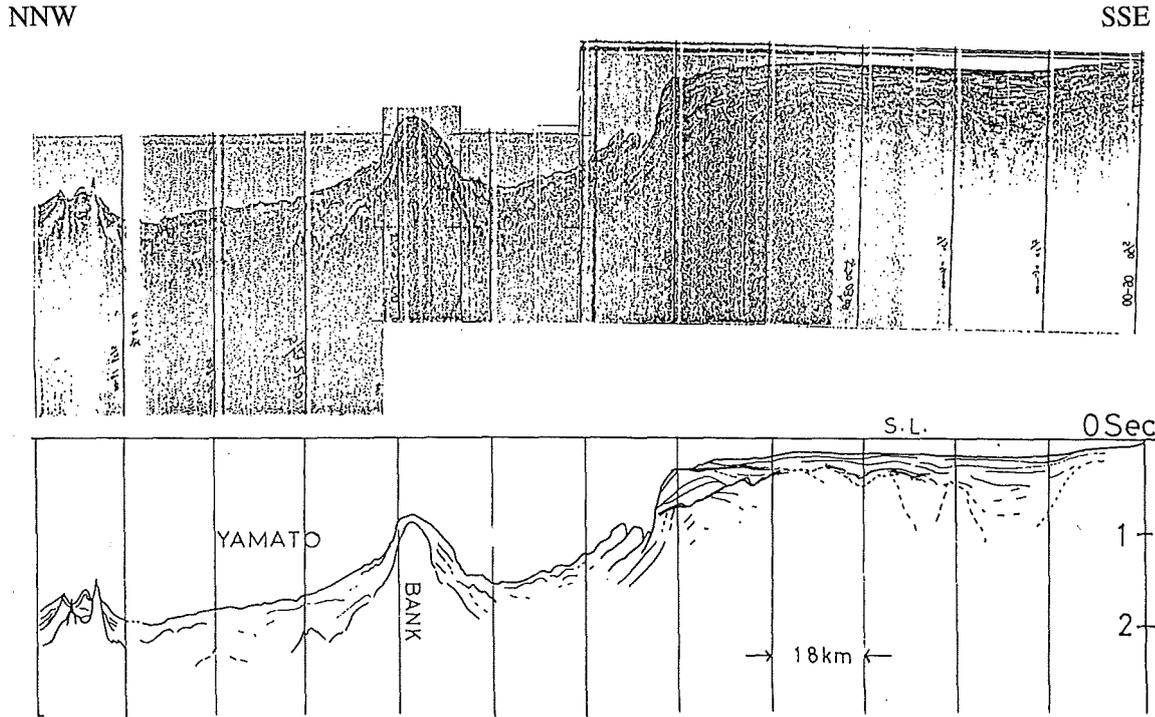


Fig. 7 N-S seismic profile and its line drawing to the east of Oki islands (after Sato and Katsura, 1999).

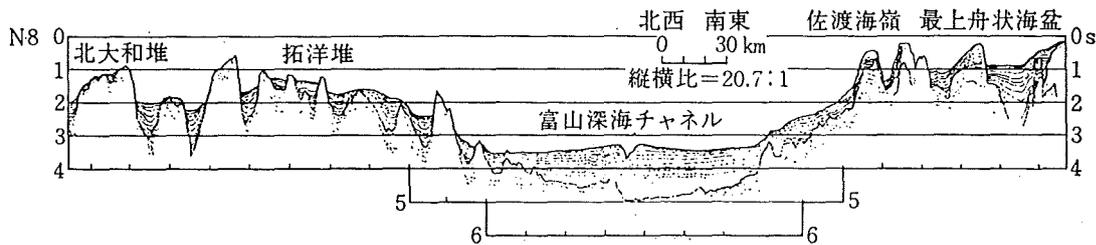


Fig. 8 WNW-ESE line drawing of the seismic profile to the off Sakata, eastern Japan sea (after Geological Survey of Japan, 1979).

混濁流が起こり、斜面を下って凹地を埋め立てて深海平坦面を形成する。山陰沖には大陸斜面の麓に隠岐トラフ・大和海盆があり、そこでは厚い堆積物の存在が知られている。

ハ) 深海チャネル堆積物

富山湾と大和海盆の間には、厚い堆積物をもつ富山トラフがある。このトラフの表面を、富山湾の海底谷群の末端から続く富山深海チャネルが刻んでいる。Fig. 8は富山トラフの断面で、チャネルはトラフ中央部を北へ延びて大和海盆に続く。富山トラフの北端は大和海盆につながり、ここに海底扇状地を形成している。チャネルは盛り上がった高まりの頂上にあり、その周囲のトラフ底は平坦である。チャネルから溢れた混濁流は、流路の

両側に自然堤防をつくって周囲の堆積面に広がって堆積する。この地形は沖積平野の氾濫原とその表面を流れる天井川に似ている。海底谷を流下した混濁流は、懸濁して運搬した堆積粒子の大部分を海底谷の末端部に沈積させ海底扇状地を形成する。しかし一部はさらに深海平坦面の上を蛇行しながら流下し、深海チャネルを形成する。チャネルはさらに北へ延びて大和堆東方から日本海盆に達するが、この付近ではチャネルの比高は小さく、音波探査記録では追跡するのが困難となる。

ニ) 埋積谷

東京湾・伊勢湾・大阪湾など沖積平野に面する内湾の海底には、陸上河川の延長部の海底に、堆積物に埋もれた谷がある (Fig. 9)。古東京川・古

木曾川・古淀川などの存在が知られている。これらは氷期の海面低下によって陸化した大陸棚上に刻まれた谷地形が、海水準の上昇によって沈水し、堆積物で埋積されたものである。こうした沖積平野沖の埋積谷は、志布志湾・石狩湾・北見沿岸など日本各地で知られている。

青森県六ヶ所村沖合の大陸斜面上部にも、多数の埋積谷の存在が知られている (Fig.10)。これらは前述のように海水準低下期の陸上河川が埋積さ

れたものではなく、大陸斜面を刻むガリが埋積されたもので、海面下で形成された地形である。

ホ) 深海平坦面のタービダイト

大陸斜面を刻む海底谷の末端には、構造的凹地を埋める深海平坦面があることはすでに述べた。この堆積物は混濁流堆積物 (タービダイト) と考えられる。凹地を水平にアバットして埋積し、凹地を充填しているものである。八戸沖の深海平坦面では、音波探査記録上では縞模様 (音響層理)

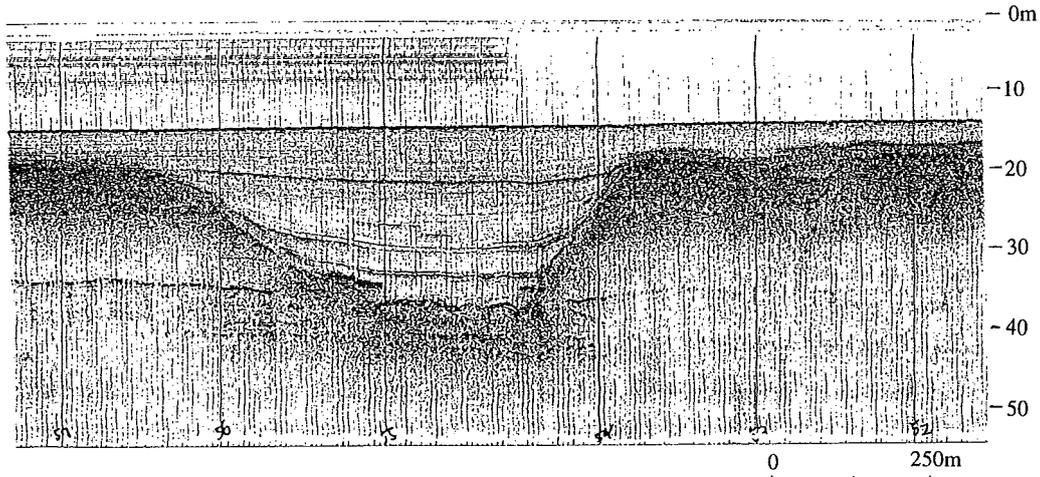


Fig.9 Seismic profile in the Ise bay (by Sono-probe).

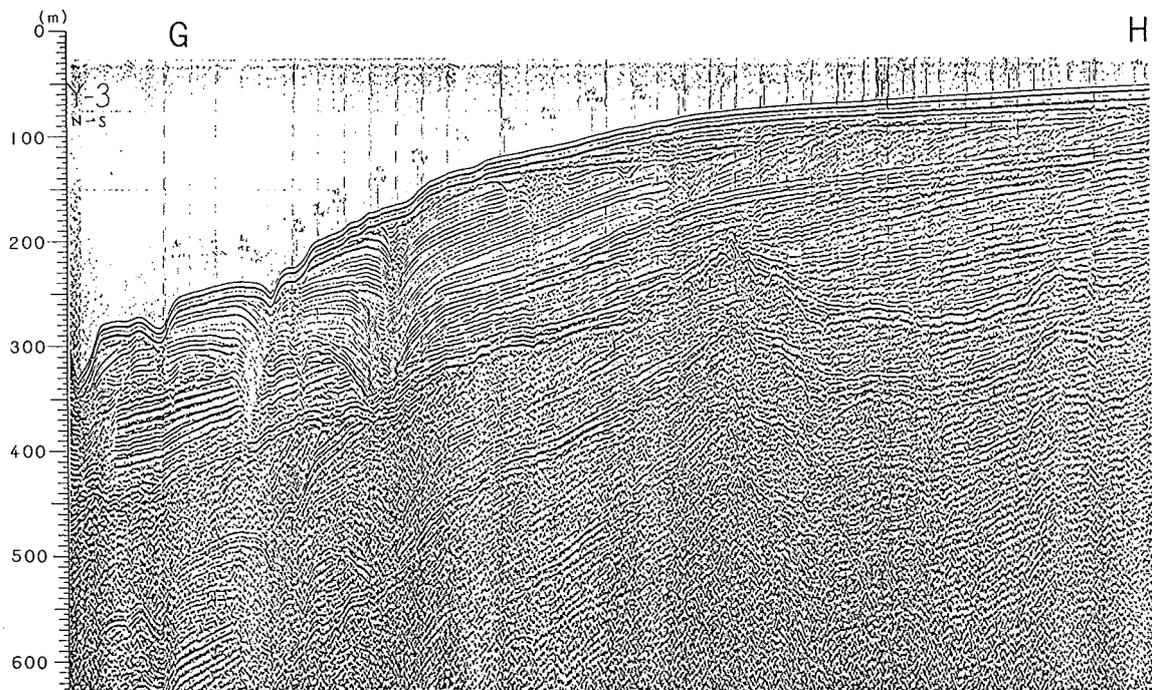


Fig.10 Seismic profile to the east of Rokkasho Village, Aomori prefecture (after Hydrographic Department of Japan, 1982).

が発達した堆積物がある。この縞は沖合に向かって不鮮明になり、しかも縞の平面的な広がり海底谷の出口を要とした扇状になっている (Fig. 11)。ここでは混濁流のつくる海底扇状地の形成過程をよく示しているように思われる。断面46・49・52は海底谷の地形と埋積谷を示している。断面41・G-H-Jは縞が沖合に向かって不鮮明になっていることを示している。これは、沖合に向かって同時異相として砂泥互層から泥層へと漸移していく様子を示すものであろう。

ト) サンドウェーブ

狭い水道では、表層から海底までの海水全部がかなりの流速で移動するので、海底の堆積物を運搬移動させる。この時、堆積物の移動は堆積物の粒子の粒径と流れの強さによって変化する。最も動き易いのは砂粒子で、最小限界掃流力で動き始め、砂粒は転動し、逆走斜面を登り、順走斜面を滑り落ちるので砂漣全体が下流方向へ移動する。流速が大きくなると砂漣の波高・波長とも増大して砂堆を形成する。さらに流速が増すと砂堆は不安定になって消失したり、反砂堆 (アンチデューン) を形成する。Fig.12は五島列島西方における音

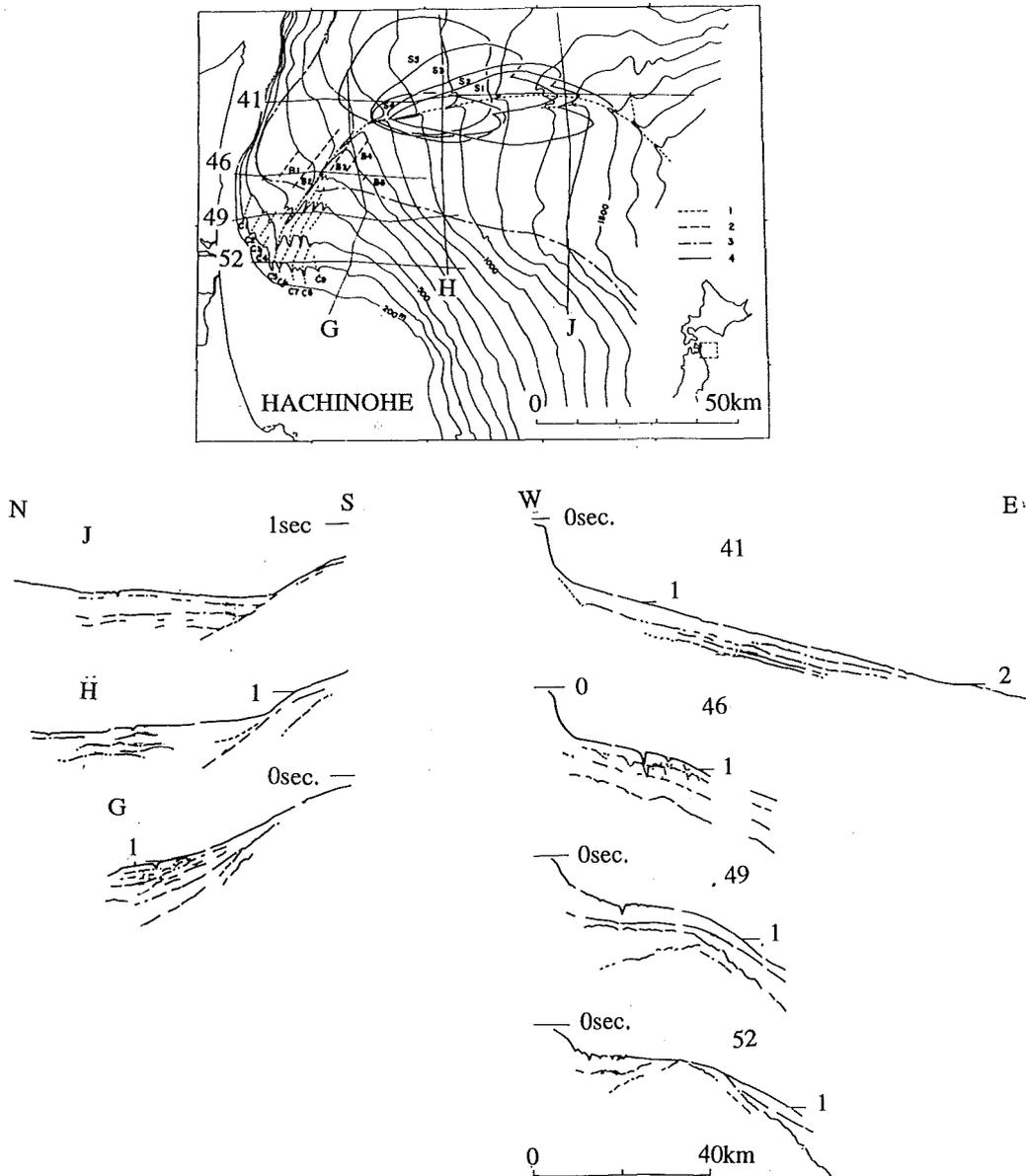


Fig.11 Deep-sea fans and its line drawing of seismic profiles off the Shimokita peninsula (after Sato and Sakirai, 1974). 1. submarine canyon, 2. Burried canyon, 3. Inner margin of deep-sea plain, 4. Distribution of deep-sea fans (S1-S5). 41, 46, 49, 52, G, H and J indicate location of the profiles.

波探査記録である。表層の堆積物にのみ波状の地形が形成され、下位の堆積物は水平である。ここは水深が100m以上と深く、おそらく海水準が低下していたときに形成されたサンドウェーブが残っているのであろう。サンドウェーブの頂部の形状はFig.12のように丸いものだけでなく、尖った波状のものもある (Fig.13)。いずれも表層堆積物にのみ認められる構造である。

### 3. 堆積後の構造

堆積層は海底に堆積した後、構造的な力、主に圧縮力と張力を受けて変形する。圧縮力によって褶曲や逆断層が形成される。また、褶曲が発達した場合にも逆断層が形成される。張力によっても断層ができるが、この場合の断層は正断層となる。

日本周辺の海底は圧縮の場にあり逆断層が多い。ただし、逆断層においても、表層部に限ってみると正断層が形成されていることがある。断層には横ずれ断層（横ずれ成分）もあるが、音波探査記録だけでは複数の断面から地質図を作成して平面的な分布を調べたとしても、横ずれ断層の判定は難しい。

#### (1) 断層・褶曲

##### イ) 逆断層

音波探査記録では垂直方向の誇張率が大いので、断層面は垂直に見えてしまい、断層が正断層であるか、逆断層であるのかの判定が出来ないことが多い。このため、断層で相対的に隆起する地塊上の堆積層が背斜構造を示していれば逆断層と考えるのがよい。多くの場合、この褶曲は同時に

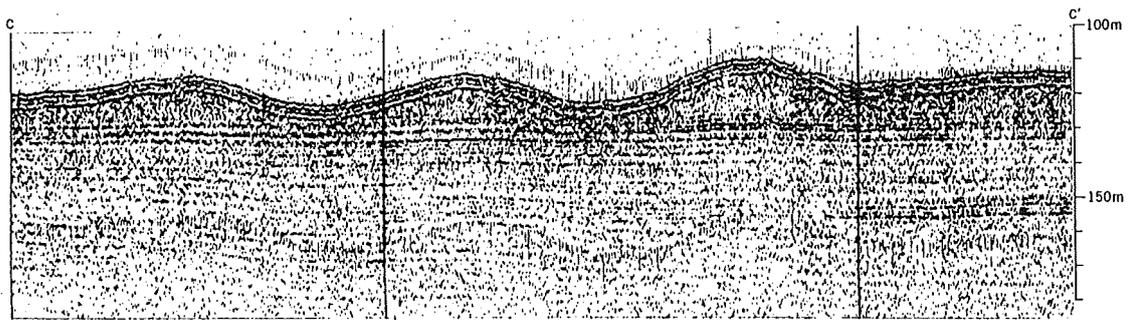


Fig.12 Seismic profile to the west of Goto islands (after Hydrographic Department of Japan, 1979).

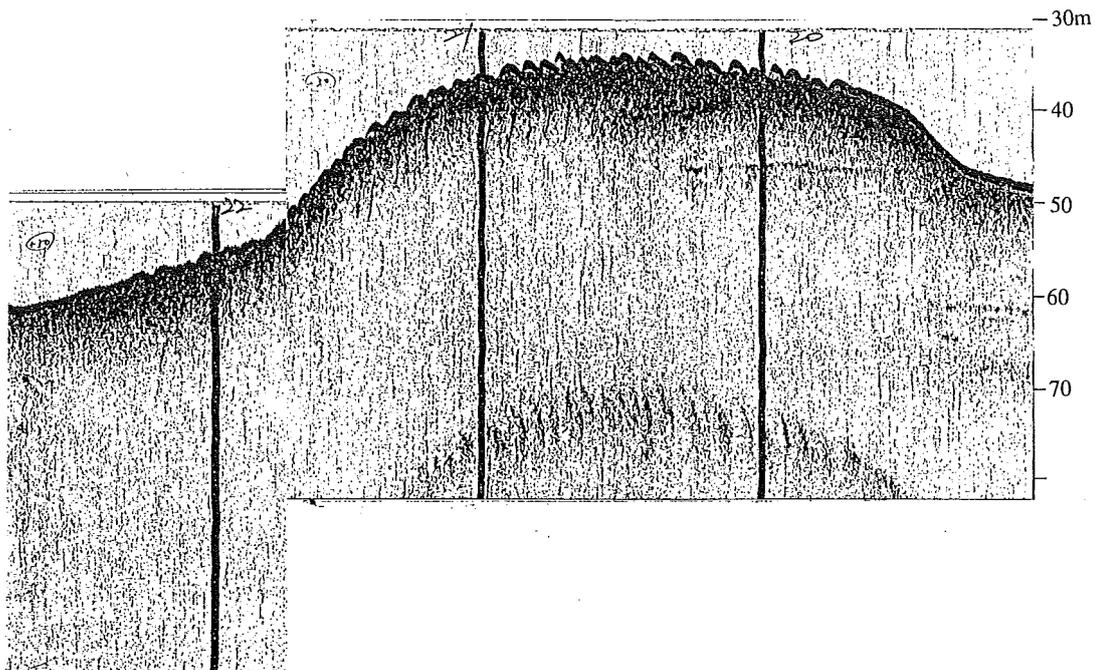


Fig.13 Seismic profile in the Naruto channel (by Sono-probe).

堆積を伴うので、堆積層は相対的に沈降した地塊では厚く、隆起した地塊では薄くなっている。また、断層崖の麓の堆積物が圧縮変形を受けている場合は、逆断層と判断できる (Fig.14)。

垂直方向の誇張率が小さいマルチチャンネル音波探査記録では、断層面の傾きが小さい場合には音波探査記録から正逆の判別が出来ることもある (Fig.15)。

ロ) 正断層

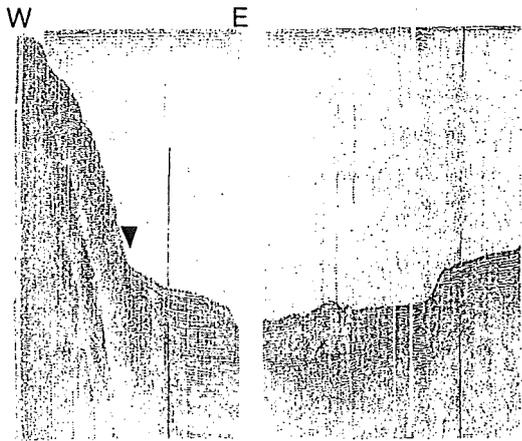


Fig.14 Seismic profile to the east of Hatsushima, Sagami bay (by air-gun).

小堆積盆の堆積物が、堆積盆の中心に向かって向斜構造をなしている場合は、堆積盆の周縁に存在する断層は正断層と考えて良い。逆断層でも正断層でも同じであるが、こうした判定には、地域全体の地質構造を考慮して判断することが重要である。Fig.16は男女海盆における音波探査記録である。本記録では西部の堆積層には向斜が認められ、堆積盆の縁をなす断層崖にアバットしている。

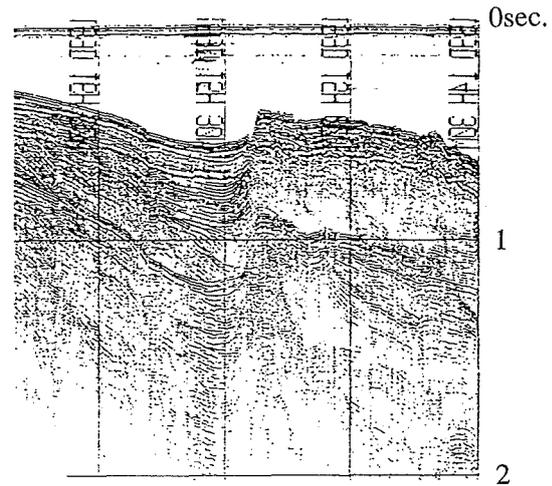


Fig.16 Seismic profile in the western margin of Danjyo basin (by air-gun).

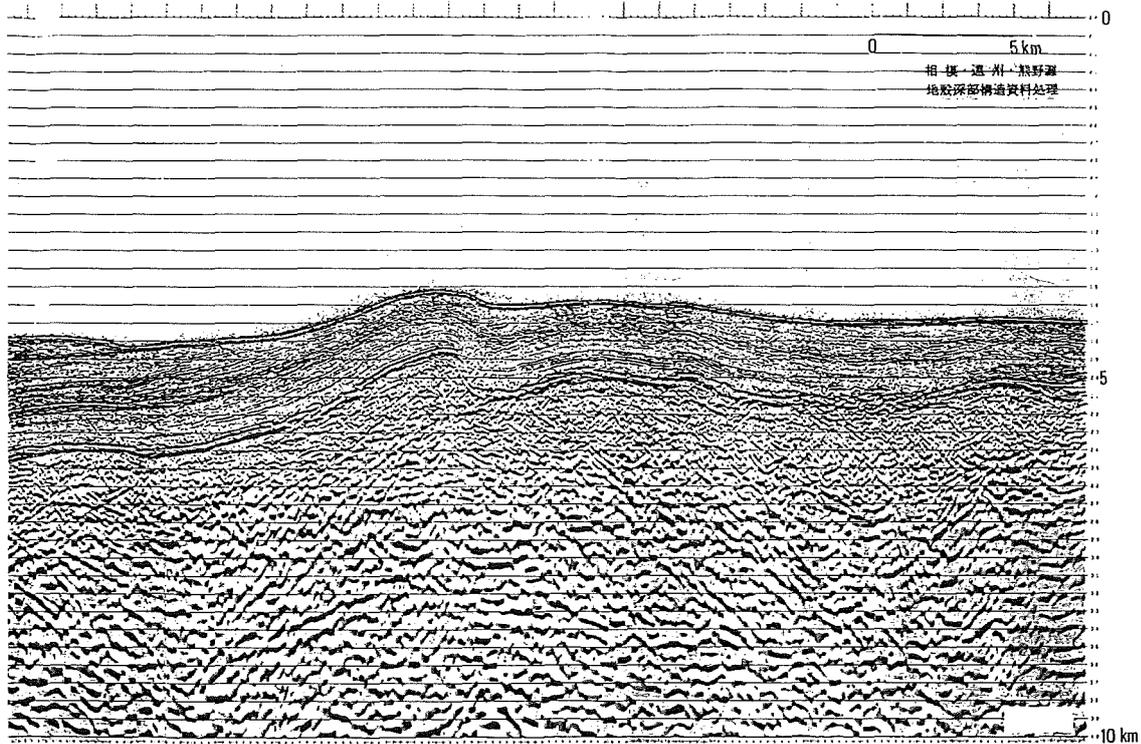


Fig.15 Multi-channel seismic profile in the Shikoku basin, far off of Kumano Nada (after Kato et al., 1983).

この断層は正断層であろう。

ハ) 褶曲

堆積層は、圧縮によって波状に変形して褶曲する。このとき地層の厚さが変化しないで同じ厚さのまま変形していれば、堆積後に起きた変形である。Fig.17の右側の下位の層準に認められる褶曲がこの例である。これに対し、堆積層の厚さが背斜で薄く向斜で厚い場合は、褶曲が堆積と同時に進行したことを示している。Fig.2に認められる褶曲がこの例である。

ニ) 活断層

活断層とは、将来活動する断層のことである。ここで、将来の動きが予測できる論拠は、「今まで繰り返し動いてきたのだから、今後も同じように動くに違いない」というものである。断層が活断層かどうかを判別するのは、最近まで(地質学的にみて最近まで)、繰り返し動いているかどうかを判別すればよい。最上位の堆積層は現在の堆積面なので、表層付近の堆積物が断層変位を受けていれば、地質学的に見て最近断層が活動したと言える。断層は一回で大きな変位を起こすのではなく、

何回も同じ断層が変位を繰り返すことにより大きな変位となる。この時、下位の層準は多くの断層活動を経験するので大きくずれ、上位層は断層変位を受ける回数が少ないので変位量は小さい。これを断層変位の累積性と言う。Fig.18は伊予灘における音波探査記録である。沖積層にまで変位を及ぼし、かつ、累積性を示す断層が明瞭に認められる。

(2) 不整合

堆積層が形成されて後に陸化して浸食を受け、再び沈水して上に堆積層が形成されると、その境界は不整合面となる。下位の地層が上位層の堆積以前に構造運動を受け、上位の水平な地層と接していれば、斜交不整合という。このように、陸化した間の削剝だけでなく、海底で出来る不整合もある。音波探査記録では上下2つの層が平行して接していたとしても、ボーリング等によって試料を分析すると、両者の間に大きな堆積時代の間隙がある場合がある。これを平行不整合と言う。

また、海底の斜面に水平な堆積層がぶつかるように堆積するアバットも、不整合の一つである。

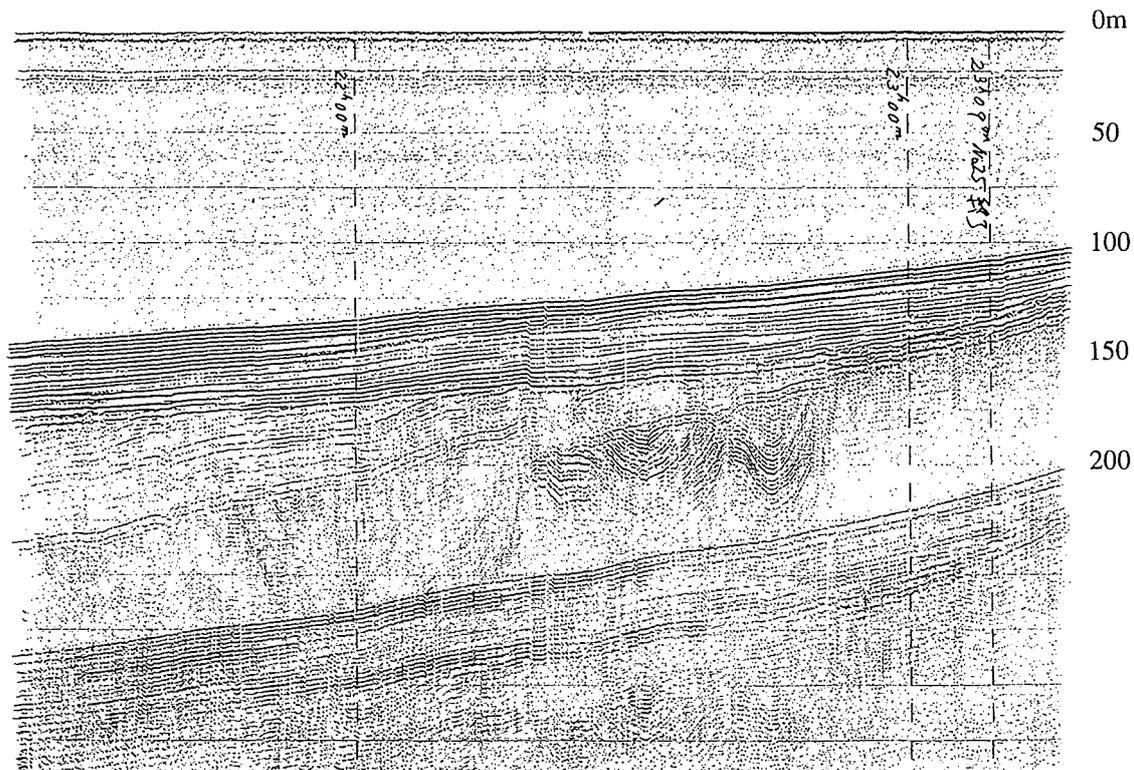


Fig.17 Seismic profile to the northeast of Kinka-san (by sparker).

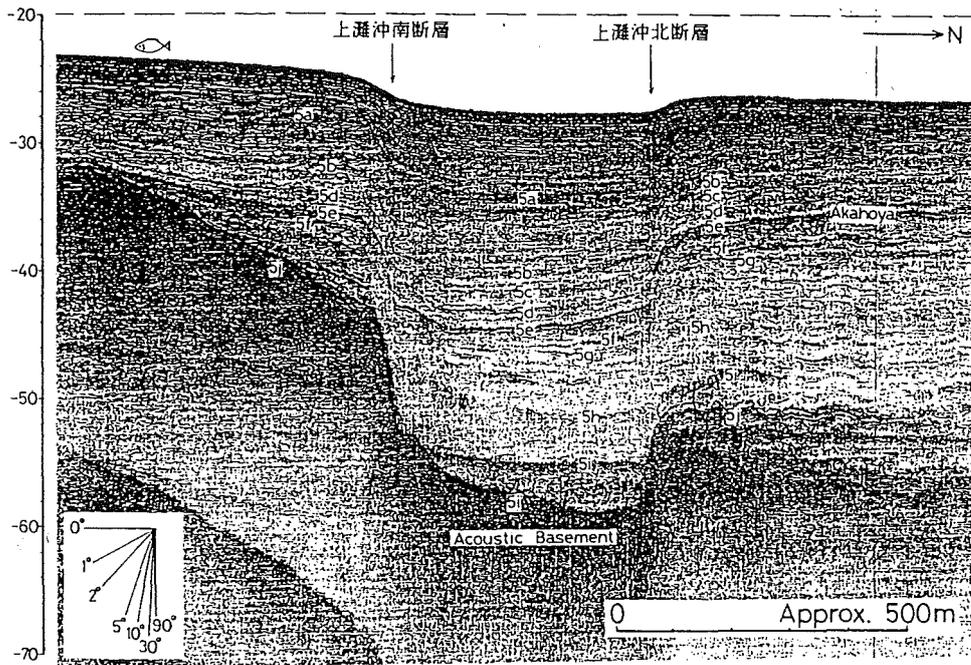


Fig.18 Seismic profile in the southern Iyonada (after Tsutsumi et al., 1990).

アバットは、陸上の地層の露頭規模では境界部で地層の構成物が溶け合っており良く判らないが、音波探査では一般的に良く見られる不整合である。

これら不整合に共通するのは時間間隙であり、不整合の定義は時間間隙があるということである。Fig.17は三陸沖における音波探査である。表層堆積層と下位堆積層の間に傾斜不整合が認められ、両者の間には時間間隙があることが読み取れるであろう。

#### 4. まとめ

初めに述べたように、堆積層の積もり方は、海水表層から雪のように降り積もる堆積パターンと、海底斜面を流れ下る雪崩に似た混濁流がもたらすアバット堆積パターンに大別出来る。しかし個々の海底地形や堆積物供給の違い、地質構造の隆起や沈降などの違いによって種々の堆積形態が生じる。さらにこの堆積層が堆積中あるいはその後の変位・変形を受けて様々な形を呈していることを述べた。ここでは音波探査に見られる形を基に記録例をあげて説明したが、実際の堆積物がどうなっているかは海底下の試料を採取して検討す

べきである。これは将来の課題となるであろう。

#### 追記

本論は、筆頭著者である故佐藤任弘博士が執筆した原稿をもとに、第二著者がまとめたものである。第二著者が故佐藤任弘博士から本原稿を受け取ったのは、1998年1月23日の午前であった。故佐藤任弘博士はその日午後突然倒れられ、意識が回復しないまま1998年6月19日に還らぬ人となった。このため、本論は筆頭著者とは十分な議論を経ないまままとめられている。本論の記述に不適切な点があるとすれば、筆頭著者の意図を十分に理解できなかった第二著者の責任である。

故佐藤任弘博士は、海洋地質学に幾多の貢献をなされた偉大な先輩であり、かつ、第二著者のような浅学の者にも懇切にご指導・教示下さるなど、研究者の育成にも労を払われた。本論も、海洋地質学を志す者にとって音波探査記録の解析の参考となるようにとの思いで執筆されたものと第二著者は理解している。佐藤任弘博士の業績に心から敬意を表するとともに、故人のご冥福を心からお祈りします。

参 考 文 献

- Geological Survey of Japan : Geological investigation of the Japan Sea. Cruise report 13, Geological survey of Japan, (1979)
- 海上保安庁水路部：海底地形地質調査報告書「白瀬」, 5万分の1沿岸の海の基本図, 6347-4, (1979)
- 海上保安庁水路部：海底地形地質調査報告書「山田湾」, 5万分の1沿岸の海の基本図, 6370-4, (1984)
- 海上保安庁水路部：海底地形地質調査報告書「むつ小川原」, 5万分の1沿岸の海の基本図, 6372-1, (1982)
- 加藤茂・佐藤任弘・桜井操：南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 18, 1-23, (1983)
- SATO, Takahirio and SAKURAI, Misao : Deep-Sea Fans off the Shimokita Peninsula, Northeast Japan. La mer, 12, 137-144, (1974)
- 佐藤任弘・茂木昭夫：日本周辺の海底 II, 科学, 48, 622-629, (1975)
- 佐藤任弘・桂忠彦：山陰沖の大陸棚, 水路部研究報告, 35, 1-13, (1999)
- 堤浩之・中田高・小川光明・岡村真・島崎邦彦：伊予灘北東部海底における中央構造線, 活断層研究, 8, 49-57, (1990)