

活動的トラフの埋積過程と堆積相：
相模トラフ北端域および駿河トラフ北端域の上部第
四系

メタデータ	言語: jpn
	出版者:
	公開日: 2008-01-25
	キーワード (Ja):
	キーワード (En):
	作成者: 大塚, 謙一
	メールアドレス:
URL	所属:
	https://doi.org/10.14945/00000244

活動的トラフの埋積過程と堆積相

—— 相模トラフ北端域および駿河トラフ北端域の上部第四系 ——

大 塚 謙 —*

Processes and Facies of Active Trough Filling up Sediments
— Geology of Upper Quaternary Sediments
in the Northernmost Areas of the Sagami and Suruga Troughs—

Kenichi OTSUKA*

Sedimentary facies and the geological structure of upper Quaternary sediments were studied in the northernmost areas of the Sagami and Suruga Troughs off Central Honshu, Japan.

Seismic reflection surveys, using a Bolt-type air gun and sparker as sonic sources ; topographic surveys by echo sounder ; and surface sediment sampling, mainly by piston corer, were carried out mainly aboard the R/V Tansei Maru of the Ocean Research Institute, University of Tokyo.

As a result, a distinct conical sediment formation was discovered at the northern end of each trough. These conical sedimentary bodies are considered to be the remains of submarine fans resulted from vast sediment deposition on the rather flat basement surface of the floor of each trough. This is attributed to the period of low sea level after the Shimosueyoshi transgression, at least in the case of the Sagami Trough.

Gravity flow of sediment onto the present steeply inclined floors of the northern ends of these troughs resulted in deposition of similar "slope fan" facies sediment in each trough. Both troughs can be divided into three areas, the upper slope, the middle slope, and the lower slope, showing peculiar sedimentary facies which can be also identified by characteristic topographic features.

The upper slope of each trough inclines very steeply, at an angle of more than six degrees (1/10). Each upper slope shows rugged topography with longitudinal ridges and channels similar to delta front gullies. Slump scarps are also common. Gravelly deposits with coarse sand matrix prevail in the upper slope area.

Massive pebbly sand grading into fine sand in the upper part of each layer is the sedimentary facies of the middle slope area of both troughs which have inclinations from six degrees (1/10) to three degrees (1/22.5). In each trough, tongue-shaped sedimentary bulges of various size extend along the smooth floor of the middle slope in the direction of the axis of the trough.

In the lower slope areas, which have inclinations of less than three degrees (1/22.5), the

1985年3月25日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422, Japan.

relatively flat floors show distinct micro-topography with waves of a few hundreds meters in length and heights of a few meters. Graded sand and silt layers alternate in the lower slope area. Deformed silt patches and plant debris are frequently found in these alternations.

The change in sedimentary facies from the upper to the lower slope clearly reflects a series of sediment gravity flows which varied its property with the inclination of the slope. The sedimentary bulges which developed in the middle slope areas are considered to be remnants of gravity flow sediments indicating essentially instantaneous cessation of flows. Such "freezing" of sediment bodies, resulting from sudden change in high-density sediment gravity flow, has long been theorized, but documented evidence of such freezing is rare.

Three sedimentary layers—A-I, A-II, and A-III from the upper to the lower,—were recognized in the strata which cover the basement of the northern end of the Sagami Trough. The A-I layer can be divided into an A-I_L layer, with layered structure, and an A-I_T layer, showing turbulent structure. The A-I_T layer occupies most of the lower part of the A-I layer in the lower slope area, but merges gradually with the A-I_L layer in the middle slope.

The A-III layer was deposited as a flat sediment layer which covered the partly eroded surface of the basement and extends from the trough axis floor to the slope of Izu Peninsula side, though the thickness decreases toward the upper western side slope.

The A-II layer, lying on the flat A-III layer, forms a cone-shaped sediment body extending seaward from the landward end. The present steeply inclined trough floor in the direction of the axis of the trough was originally formed by this cone. The A-II layer is essentially a submarine fan resulting from vast sediment deposition in the period of low sea level during the glacial epoch.

The A-I_L and A-I_T layers which make up the A-I layer result from two different kinds of gravity flow. The A-I_L layer is due to sediment gravity flows similar to that occurring in the present floor of the Sagami Trough as "slope fan" facies. A considerable part of the A-I_T layer is composed of turbulent sediments carried by large slumped mass flow into the Sagami Trough from the east. Part of these sediments comprise a large slumped block, called an "olistolith". Remains of this slumped mass exist as a long slender spur extending in a NE-SW direction from the foot of the slope off the mouth of the Sagami River, located at northeast area of the studied region, to the north of Sagami Bank.

Although direct evidence of the age of these sediments was not obtained in this study, ages can be inferred from the history of neighboring geological regions on Central Honshu and in the adjacent southern Sagami Trough Basin.

Deposition of the A-I layer apparently began shortly before the beginning of the Holocene Period. The deposition of the A-II layer is inferred to have occurred mainly during the period of low sea level stand after the Shimosueyoshi transgression resulting from glacial development (the last glacial stage). The deposition of the A-III layer is presumed to have started after the termination of the Kazusa Group deposition.

The A-III layer is found in a wide area of the northern end of the Sagami Trough and covers the slope region of the Izu Peninsula side of the Trough. But, the upper part of the

A-III layer thins toward the upper western side slope. The A-II layer is found only in the axis floor part of northern end of the Sagami Trough. This suggests that the northern end of Sagami Trough began to form during the period when the upper A-III layer was being deposited, that is, during the middle to late Pleistocene.

In the northern end of the Suruga Trough there are also three sedimentary layers—U-I, U-II, and U-III from the upper to the lower—deposited on the rather flat basal sediments. The U-I and U-II layers are very similar in their sedimentary features. Both layers resulted from the “slope fan” facies sediment gravity flow similar to that occurring on the present sea floor of the northern end of the Suruga Trough. The U-II layer dips more to the west than the U-I layer and there is an unconformity between the U-II and the U-I layer in the north-western corner of this area. The U-III layer is a cone-shaped sediment body covering the basal sediment and very similar in character to the A-II layer of the northern end of the Sagami Trough showing submarine fan construction, and is limited to the trough axis floor.

The characteristic feature of the northern end of the Suruga Trough is very thick “slope fan” facies sediment layers of U-I and U-II formed after the deposition of the U-III layer. Both of these layers distinctly thicken towards the west. Furthermore, the existence of an unconformity between the U-I layer and the U-II layer suggests that subsidence of the floor of the northern end of the Suruga Trough occurred in two directions. In the far northwest section, subsidence occurred towards the northwest. In the central section, subsidence occurred to the west. These suggest rapid subducting plate motion and probably plate bending.

Geological setting of the Sagami Trough area may have been different and more complicated than in the Suruga Trough area since the middle to late Pleistocene as shown by the large slumped mass flow events and the rather thin “slope fan” facies sediments. It is also noteworthy that thickening of the sediment layers toward the eastern marginal fault of the Sagami Trough, the “Sagami Tectonic Line”, is only slight. Thus, it is suggested that dynamic plate motion had distinctly different effects on the formation of sediment layers in the two troughs.

Another important results of this study is the identification of sedimentary cones on the rather flat trough floor and the recognition of coarse grained “slope fan” facies in the northern ends of both the Sagami and Suruga Troughs. Submarine fans were created as a result of rapid and vast flow of sediments from rivers probably during the period of low sea level in the glacial epoch (the last glacial stage) when there also was considerable difference between the level of the trough floor and that of supplying land areas. After the sedimentary cones were formed, the sediment layers prograded onto the steeply inclined slope as “slope fan” by active sediment gravity flow. The Sagami and Suruga Troughs thus provide excellent example of the processes of “upward coarsening” and “upward thickening” of coarse sediment deposition systems in active troughs.

目 次

1. はじめに	61
2. 相模湾、駿河湾地域の海洋地質に関する従来の研究	61
2.1. 相模湾域の従来の海洋地質学的研究	61
2.2. 駿河湾域の従来の海洋地質学的研究	62
3. 研究目的および調査方法	62
3.1. 研究目的	62
3.2. 調査研究方法	63
4. 謝辞	63
5. 相模トラフ北端域の堆積層と地質構造	63
5.1. 海底表層堆積物と海底地形	63
5.1.1. 海底地形および echo character による相模トラフ北端域の上部斜面, 中部斜面, 下部斜面の区分	63
5.1.2. 海底地形と関連する海底表層堆積物の分布	64
5.1.3. 相模トラフ北端域の海底微地形, 海底表層堆積相と1972年の海底電線切断事故から推察される堆積物重力流	64
5.2. 音波探査記録による海底地質構造	71
5.2.1. 地層区分と相模トラフ北端域の地質構造	71
5.2.2. 相模トラフ東縁を限る断層; いわゆる相模構造線(木村, 1971)または相模湾断層(杉村, 1972)について	84
5.2.3. 錐状堆積体(海底扇状地)としての A II 層の意義	87
5.2.4. 乱堆積層 A I _上 層と斜面型海底扇状地 (Slope fan) としての A I _下 層	89
5.2.5. 相模トラフ北端域の地史	90
6. 駿河トラフ北端域の地質構造	92
6.1. 海底表層堆積物と海底地形	92
6.1.1. 海底地形, および echo character による駿河トラフ北端域の上部斜面, 中部斜面, 下部斜面の区分	92
6.1.2. 海底地形と関連する海底表層堆積物の分布	92
6.1.3. 駿河トラフ北端域の海底微地形・海底表層堆積相と堆積物重力流	93
6.2. 駿河トラフ北端域の音波探査記録による海底地質構造	94
6.2.1. 地層区分と駿河トラフ北端域の地質構造	94
6.2.2. 錐状堆積体(海底扇状地)としての U III 層の意義	97
6.2.3. 斜面型海底扇状地 (slope fan) としての U II 層・U I 層	97
6.2.4. 駿河トラフ北端域における地史	100
7. 相模トラフ北端域と駿河トラフ北端域の堆積相と地質構造の比較	110
7.1. 海底表層堆積物の堆積相と海底地形に見られる堆積物重力流による斜面型海底扇状地	110
7.2. 音波探査記録に見られる両海域の地質構造の類似点と相違点	112
7.3. 相模トラフ, 駿河トラフの地史のまとめ	113
文献	114

1. はじめに

相模湾、駿河湾は、伊豆半島を間にはさんで東西に位置し、共に非常に急深なトラフ地形が陸岸に達している海湾として世界的にも珍しい存在である。この両者には伊豆半島を中心にしてみると、①伊豆半島から傾き下がる斜面、②陸岸へ向かって延びる急深なトラフ(相模トラフ、駿河トラフ)、③トラフにほぼ平行する堆列、④海盆(列)、⑤斜面および大陸棚、となっている地形の対称的な配列が認められる。ただし、駿河湾ではそれぞれが南北に近い方向に直線的に伸びているのに対し、相模湾ではその配列により複雑な曲折が見られる。この急深なトラフを形成している一方の相模トラフは、東へ伸びて日本海溝、伊豆小笠原海溝との会合点へと達し、他方、駿河トラフは西南方へ伸びて南海トラフへと連続する。日本海溝、伊豆小笠原海溝、南海トラフをつなぐ地形的凹所となっているこの両トラフ地域をプレートテクトニクス的に解明しようとする試みが1960年代末よりいくつかなされ(木村, 1971 等)、杉村(1972)によりフィリピン海プレート、ユーラシアプレートとの境界をなしているとの考えが明確に発表された。さらにフィリピン海プレートの上ののっているとされる伊豆半島が、日本列島に向かって衝突している(MATSUDA, 1978)との説が公表され一般からも注目されている。さらに太平洋プレートとの相対運動の影響、日本列島側のプレート構造との関係などの点からも地質学的、地球物理学的に非常に興味深い。

相模湾では、プレート境界の断層活動によるものと思われる1923年の関東大地震の際に大きな海底地形の変化とそれに伴う海底電線の切断事故が発生したとされている(松沢, 1950; 茂木, 1959, 等)。奈須(1966)はこれを海底地すべりの様な堆積物の再堆積現象によるものとしており、このような構造運動を反映している活発な堆積、侵食現象をも含む地変が現在でも活発に進行中である地域と考えられ、プレート境界をなす両トラフ地域でどのような堆積相が構造運動を反映して発達しているか、堆積学的にも注目される地域である。本論はこの活動的なトラフの最も陸岸に近接した地域での最近地質時代におけるトラフ埋積作用の過程と堆積現象に焦点をしばらく研究を行った結果について考察を加えたものであ

る。なおこの内容は1984年に東京大学博士論文として発表したものである。

2. 相模湾、駿河湾地域の海洋地質に関する従来の研究

2.1. 相模湾地域の従来の海洋地質学的研究

相模湾は海洋地質学の日本における研究の初期の段階から(そのテストフィールドとしても)調査がなされてきた地域である。1950年代半ばまでは簡単な底質採取と地形調査が主であったが(茂木, 1955; 佐藤, 星野, 1963), すでに相模湾の地形の形成がかなり新しい時期(鮮新世末)以降であろうことが述べられている。このような調査研究の集大成としてSHEPARD他(1964)を、また海底堆積物についての堆積学的分野における先駆的な業績としてNASU (1956)をあげる事ができる。その後1960年代後半から1970年代にかけては、スパーカー、エアガン等による音波探査が一般的な手法となり(加賀美他, 1968; 歌代・岩淵, 1971), 相模湾を北西・南東方向に走り、トラフ東縁を限る構造線を境として、北東側の古い地層に対し、南西側のトラフ内には新しい地層が厚く堆積している事が明らかとなってきた。加賀美他(1968)はこのトラフ海盆内の厚い堆積物に対し、南相模層と命名し、鮮新世以来の堆積盆地内の ponded sediments であろうとしている。木村(1971)は、この地域に対しプレートテクトニクス的な考え方を取り入れ、広域的な解釈を試み、トラフ東縁を限る断層を“相模構造線”と命名し、さらに木村(1973)では、これをプレート境界をなす海溝-海溝型のトランスフォーム断層であるとし、これをまとめた地質図を公表している(木村, 1976)。

その後、マルチチャンネルによる音波探査解析が一般的に行われる様になり、相模海盆地を中心とした研究結果が発表された(加賀美, 1981; 海上保安庁水路部, 1981a,b; 同, 1982; KIMURA *et al.*, 1981). KONG (1982) はマルチチャンネル音波探査の解析からトラフ海盆内のいわゆる南相模層を上総層群相当の地層に対比している。また詳細な地形調査も公表されてきている(海上保安庁水路部, 1981a; 茂木他, 1981). OTSUKA (1972) は、相模湾の表層堆積物の分布をまとめ、特に相模トラフ北端部における粗

粒堆積物の舌状分布を明らかにし、堆積物重力流の重要性を指摘し、後に鉱物学的な検討をも行った(OTSUKA, 1976). 大塚他(1973)は、1972年7月の集中豪雨直後に発生した太平洋横断海底ケーブルの切断地点周辺を調査し、トラフ北端部の海底における現世の活発な堆積物重力流現象の重要性を指摘し、KAGAMI and OTSUKA (1980)では、この北端域で粗粒堆積物を主とした堆積重力流が重要な作用をなして斜面型海底扇状地(slope fan)となっている事を明らかにしている。

ただし、現在まで特に相模トラフ北端の地質構造については、全く明らかにされておらず、また堆積相の分布、その時間的な発達経過についても明らかにされていない。また地質構造発達史との関連についても同様に明らかにされていない。

2.2. 駿河湾域の従来の海洋地質学的研究

駿河湾域での海洋地質学的な調査は、当初湾中央を南北に走る駿河トラフ自体よりはむしろ湾西部の石花海堆周辺や伊豆半島側斜面の調査研究が先行した(奈須他 1968; 三沢, 1972; 三沢・星沢, 1976). これらの中で、奈須等(1968)は石花海堆上の礫層を駿河湾西岸の小笠礫層と対比し、さらに音波探査記録の解析から現在見られる堆、海盆の配列やトラフの形成が小笠礫層堆積面の変形以降である可能性を示唆し、現在におよぶ活発な構造運動を推定している。その後、水路部や地質調査所による組織的な調査研究が行われ(岩淵他, 1976; 永野他, 1977; 海上保安庁水路部, 1978; 松本・木下, 1979; 桜井・茂木, 1980; 海上保安庁水路部, 1981b; 茂木他, 1981; 海上保安庁水路部・地質調査所, 1982; 等), 特に海上保安庁、地質調査所(1981)では、エアガンによるマルチチャンネル地震探査の解析により駿河湾口付近で伊豆半島側の基盤が駿河トラフ下で西へ向って潜没している状態が見られる。木下他(1982)では、さらに駿河湾内でも東側基盤のトラフ西側への沈み込みが示されており、少なくとも駿河湾中央部までは、この様なプレートの沈み込みがあると言う(茂木他, 1981)。

トラフ軸部では、湾口より湾奥へかけて、砂礫の分布が認められている(久野, 1938; 佐藤, 1962; 青木他, 1967; 大塚, 1980). 佐藤(1962)はこれらの砂

礫を海底地すべりにより深海部へ運び込まれたものとしている。大塚(1980)は、海底の軸方向の傾斜と堆積相との強い関係を認めており、相模トラフにおける海底地すべりの研究結果から見ても堆積環境の非常によく似ている駿河湾での堆積物重力流の作用を強く示唆するものとしている。さらに大塚(1982)は、石花海堆の西斜面での現在の海底地形に明確に認められる海底地すべりを報告しており、駿河湾では現在に至る活発な構造運動、堆積現象が継続しているものとしている。しかし、駿河トラフ内の堆積相の時間的な発達の経過、またその地質構造発達史との関係を明らかにしようとする試みは現在まで見られない。トラフ北端部の陸岸と接する部分の地質構造についても全く明らかにされていない。

3. 研究目的および調査方法

3.1. 研究目的

現世の海盆における堆積体の発達過程については、GORSLINE and EMERY (1959)により、カリフォルニアボーランドの海盆中の乱泥流堆積層についてその発達過程が報告されて以来、世界の多くの海域で研究がなされ、NELSON *et al.*, (1970)やNORMARK (1970)で述べられている様な海底扇状地とその発達モデルが現在世界的に(特に安定大陸周縁地域では)受け入れられている。しかし、島弧・海溝系では、SCHWELLER and KULM (1978)が一部述べている様に、堆積作用と堆積層形成に対する、より強い構造運動の規制が考えられると同時に、より大きな傾斜の場に堆積層が形成されると考えられるため、HEEZEN and DRAKE (1964)が、グランドバンク海域で明らかにし、現在では、世界の各地から報告されている(MENARD, 1964; UCHUPI, 1967; STANLEY, 1969; EMERY *et al.*, 1970; MOORE *et al.*, 1970; WALKER and MASSINGILL, 1970; LEWIS, 1971; KNEBEL and CARSON, 1979; SUMMERHAYES *et al.*, 1979)海底地すべり等の作用の影響のより大きな堆積場が発達していくものと考えられる。

本研究では、造構造運動の非常に活発なトラフの陸岸近くでの埋積作用の過程と堆積現象の詳細を解明するため、従来の研究では全く解明されていない

①相模トラフ、駿河トラフの陸岸に接する北端域の地質構造を明らかにし、②現在の海底表層の堆積相につき、その分布、堆積環境条件、地形分布との関係、成因を解明し、③本海域における地質構造の発達の過程と、その結果もたらされた堆積体につきその堆積相の発展経過とその要因を、相模トラフ、駿河トラフのそれぞれにつき解明することを第一の目的とした。さらにこれらの堆積体を形成した構造運動の発展過程につき、相模トラフ、駿河トラフの地質構造の相違する点と類似する点から、その要因を明らかにし、特に現在まで十分なされていなかった陸上第四系との関係につき考察を加え、できる限りプレート境界とされる本地域の特に後期更新世以降の地史について検討した。

3.2. 調査研究方法

本研究で対象とする相模トラフ、駿河トラフの研究海域の調査は、主に東京大学海洋研究所の研究船淡青丸を用い、さらに同研究所の研究船白鳳丸により得られた資料も一部本研究に利用し、参考とした。地形調査は、12 KHz, 28 KHz の超音波を用いた音響測深をエアガン等による音波探査と平行して同時に実施し、ときには地形調査を単独で行った。音波探査に用いたエアガンの容量は、40立方インチ、空気圧力は85kg/cm²、発信間隔は5~6sec、使用周波数は主に53-150Hzである。スパーカーは電気容量180~200 μ F、電圧10KV、放電11000ジュール程度、発信間隔2sec、船速はいずれの場合も5ktを標準とした。受信装置は直径50mm、長さ50mのeel中に封じ込められたジオスフェース社のチタンバリウム製のハイドロフォン素子50個を使用したハイドロフォンにより行った。

得られた音波探査記録のクロスチェックにより、信頼性の高い解析を行うため、調査コースはできる限り高密度のメッシュを形作る様に計画し、船位は30分~15分毎にレーダーにより決定した。

堆積物採取はできる限り8.2cm径の塩化ビニール内管入りステンレス製コアパレルのピストンコアによる柱状採泥を行った。コアの付加錘重量は275kgを標準とした。ただし一部では、ドレッジ等による採泥も行った。

地質調査所による金属探鉱事業団の研究船白嶺丸

の航海における3.5kc音響測深の記録も一部本研究の参考とさせていただいた(GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, 1975)。

4. 謝 辞

本研究を行うにあたり放送大学(元東京大学海洋研究所)の奈須紀幸教授には終始変わらぬ御指導、御鞭撻をいただいた。東京大学海洋研究所の加賀美英雄助教授には、常に有益な御助言と御指導をいただいた。静岡大学理学部岡田博有教授、同土 隆一教授には様々な研究上の御便宜を計っていただいた。静岡大学教育学部の木宮一邦教授には常に変わらぬ温かい励ましをいただいた。また静岡大学教育学部の半田孝司技官には研究上並々ならぬ御協力をいただいた。東京大学海洋研究所の五十嵐千秋技官、原山千谷技官には、研究航海上の様々な準備や、資料の整理等に常に変わらぬ御協力をいただいた。東京大学海洋研究所の研究船、淡青丸、白鳳丸の船長、士官、乗組員の諸氏には、研究航海の実施に当り、常に最大限の御協力と御助言をいただいた。これらの方々から心からの感謝の意をここに記して表わしたい。

5. 相模トラフ北端域の堆積相と地質構造

5.1. 海底表層堆積物と海底地形

5.1.1. 海底地形およびecho characterによる相模トラフ北端域の上部斜面、中部斜面、下部斜面の区分

海底地形図(第1図)、音響測深記録による地形横断面(第2図)および地形縦断面(第3図)に示されている様に相模トラフ北端域の地形は、浅海部での急傾斜で複雑にリッジ、チャンネルの交替する地形から深海部での緩やかな傾斜の地域へと変化する。それと同時に音響測深記録上のecho characterに特徴的な変化が認められる。JACOBI and EMBLEY (1975), JACOBI (1976), DAMUTH and HAYES (1977), DAMUTH (1978)等は音響測深記録上のecho characterが表層微地形と堆積物の分布に強い関係を有しており、堆積環境解析に有力な手段となる事を示している。本研究でもecho character

分布を地形断面と共に考慮することにより、表層微地形、堆積相を解明する上で非常に有効である事が明らかとなった。

相模トラフ北端では水深100 mから250 m位までは非常に急傾斜でトラフ方向に伸長する起伏の多い(高さ50 m程度まで、幅200 m程度)地形を示しており、デルタ前面のガリー地形と共通した特徴をもっている。水深300 m～350 mでは酒匂川前面では細かい谷地形は消えて、全体として大きく滑らかな盛り上りを示す様になる。水深300 m～500 mでは縦断面で明らかに地すべり急崖の地形を示す所があり、トラフ軸方向への海底地すべりの頭部がこの地域にあることがわかる。音響測深記録上のecho characterも地すべり急崖下ではhyperbolic～blockyな特徴を示す。

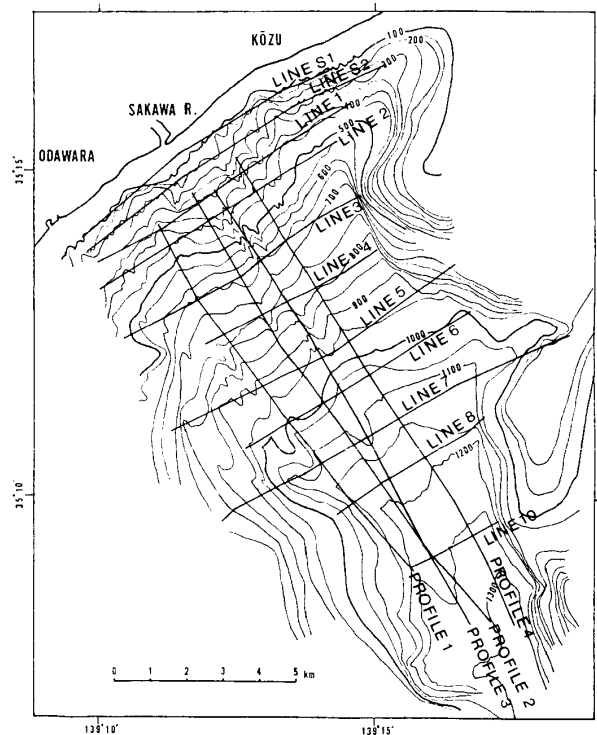
500 m以深、1100 m付近まではトラフ底の地形は全体として滑らかとなり、その所々にトラフ軸方向に伸長する高さ50 m程度まで、幅200 m～800 m位の高まりが見られる様になる。echo characterはこの舌状の高まりでは強いprolonged echoを示す。1100 m以深では、トラフ底は顕著な波状の(波高数m以内、波長200～500 m位)微地形を示す様になる。

この様に相模トラフ北端域では、ガリー状の地形を示す上部斜面(500 m以浅)、滑らかな底面上にトラフ方向に伸長する地形的高まりを特徴とする中部斜面(水深500～1100 m)、波状の微地形が一面に発達する下部斜面(1100 m以深)の三地域に区分することができる。傾斜は上部斜面では1/10以上(6° 以上)、中部斜面では1/10～1/22.5($6^\circ \sim 3^\circ$)、下部斜面では1/22.5以下(3° 以下)となっている。第4図にこれらの地形の示すecho character分布を示す。

5.1.2. 海底地形と関連する海底表層堆積物の分布

相模トラフ北端域で主にドレッジで採取された海底表層堆積物の分布を第5図に示す。これによると前節で述べた上部斜面では砂礫を主とする堆積物が分布していることがわかる。これに対し、第6図、第7図のピストンコアにより採取された表層堆積物の柱状図によれば、中部斜面域では厚さ1.5 mから2 mの各単層の下部で粗粒砂から細礫砂のマトリッ

クス中に5 cm程度の径の中礫をかなりまばらに含むマッシブな砂礫層が、上部で変形したシルトパッチを含み、細砂へと級化する堆積相が分布している事がわかった。最上部では非常に薄い10 cm以下程



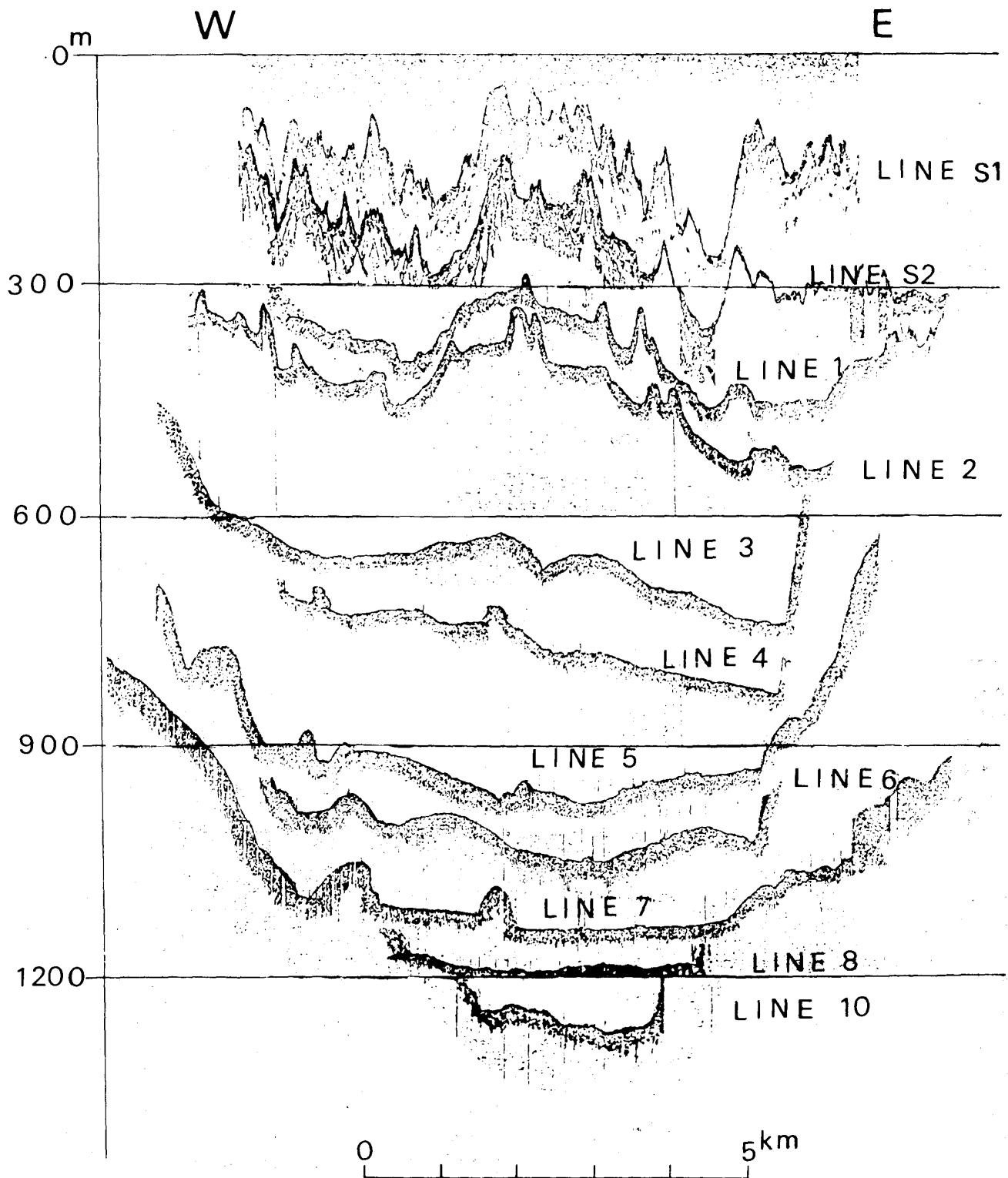
第1図 相模トラフ北端域の海底地形および地形調査測線図。

Fig. 1. Submarine topography of the northernmost area of Sagami Trough and topographic survey lines.

度の泥層となっている。これから砂層と泥層の比を算出してみると20：1以上となる。また第8図に示された下部斜面域の堆積物は、細礫砂から細砂へと級化を示す厚さ80 cm程度のシルトパッチを含む砂層と、10 cmから80 cm位の厚さのシルト層と1 cmから40 cm位の厚さの細粒砂の互層との再互層となっている。このシルトや、細砂中には多量の植物破片を含む場合がある。砂層、シルト層の厚さの比は、ほぼ1：1程度である。

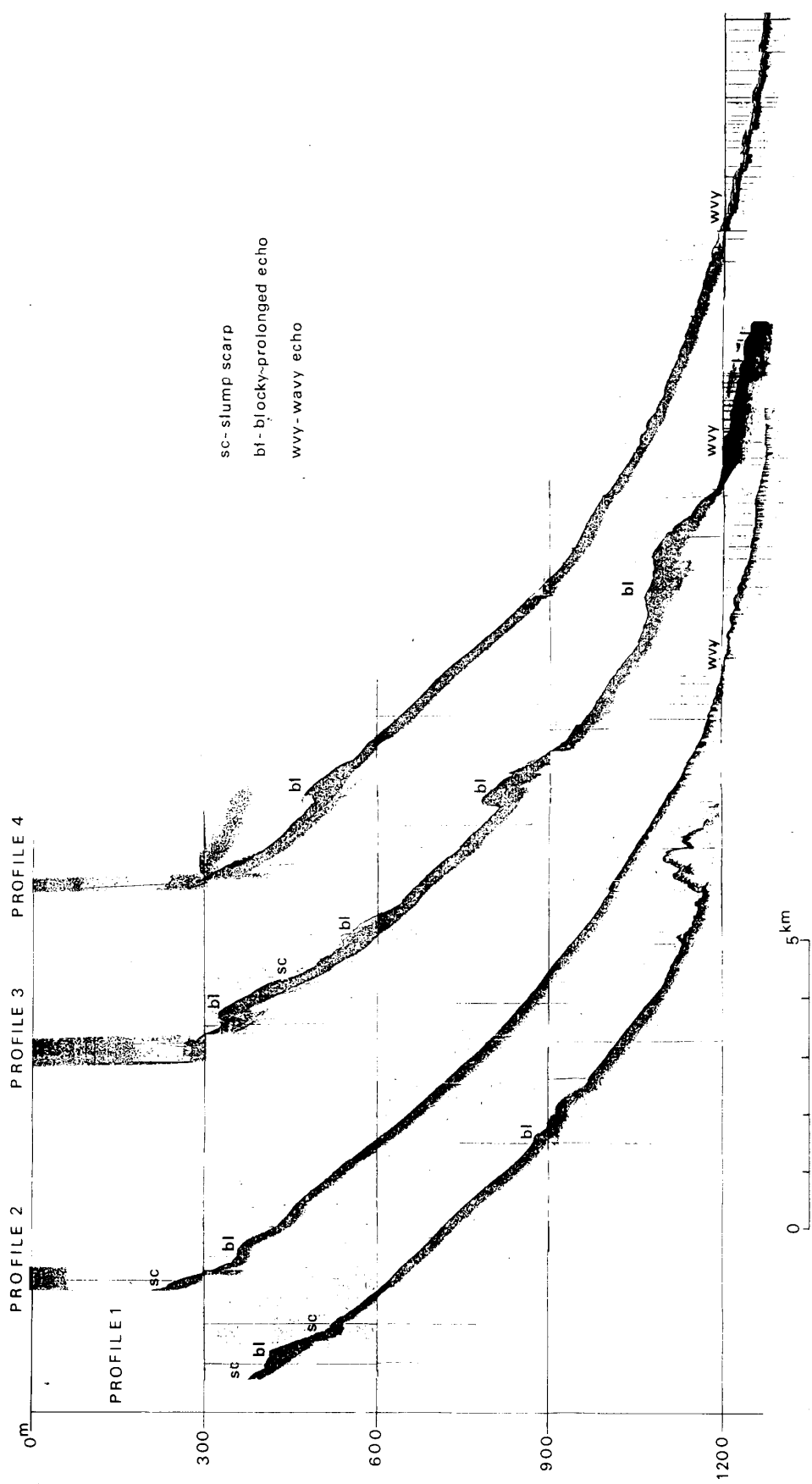
5.1.3. 相模トラフ北端域の海底微地形、海底表層堆積相と1972年の海底電線切断事故から推察される堆積物重力流

相模トラフ北端部に河口を開いている酒匂川の後

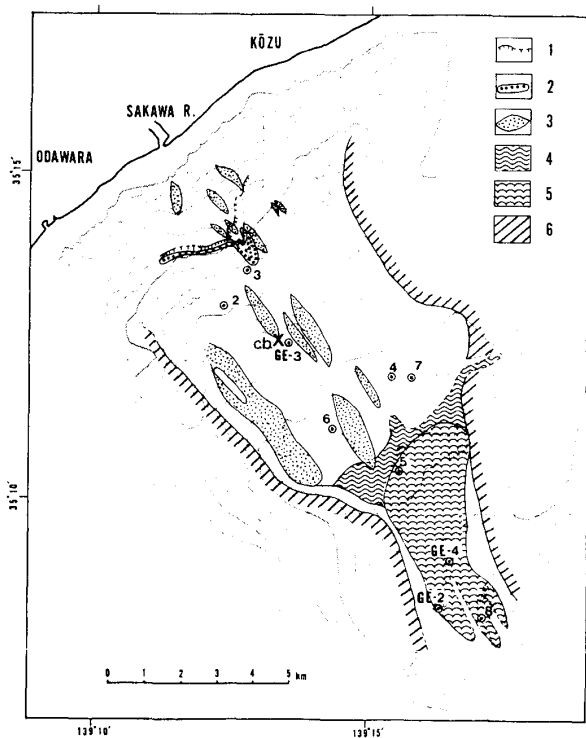


第2図 相模トラフ北端域の音響測深記録による地形横断面図。

Fig. 2. Cross section of the northernmost area of Sagami Trough by echo sounder record.



第3図 相模トラフ北端域の音響測深記録による地形縦断面図。
Fig. 3. Longitudinal section of the northernmost area of Sagami Trough by echo sounder record.



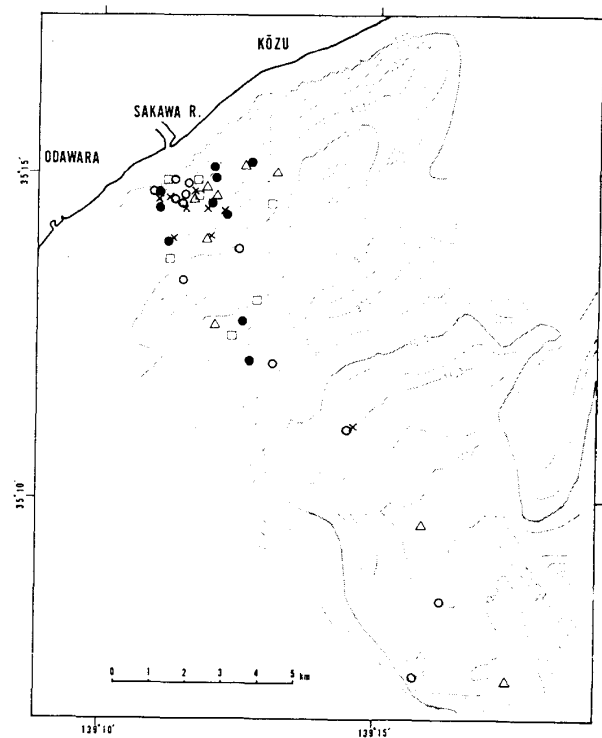
第4図 相模トラフ北端域の音響測深記録上の echo character の分布, 海底電線切断地点と採泥地点.
Fig. 4. Echo character distribution in the northernmost area of Sagami Trough and sampling points.

1. Slump scarp
2. Hyperbolic or blocky echo pattern
3. Strong prolonged echo
4. Faintly wavy echo
5. Distinctly wavy echo
6. Steep side slope echo
- ×. Submarine cable break point in 1972.

Sediment sampling points 2~8 are taken by KT-77-2 cruise, and GE2~4 are taken by KH-78-5.

背地の丹沢山地一帯に、1972年7月、梅雨前線による集中豪雨があり(第9図)、河口での増水のピークから数時間後に、相模トラフ内の水深850m付近で、太平洋海底電線の切断事故が発生した、(第4, 10, 11図)。

この時回収された海底電線には、多量の植物破片が絡みつき、切断点でケーブルは引きちぎられた様に急に細くなっていた。これらの事実からこの切断事故は、洪水に伴う後背流域から酒匂川により多量の堆積物が相模トラフの源頭部に一時に運び込まれた結果、不安定な状態となって、トラフ下流部へ大量に堆積物重力流として再移動したため発生したと



第5図 相模トラフ北端域の海底表層堆積物の分布.

●: 礫; □: 粗粒ないし中粒砂; △: 細粒砂; ○: 泥を示す. ×は柱状採泥の際、カッティングエッジのつぶれた地点を示す.

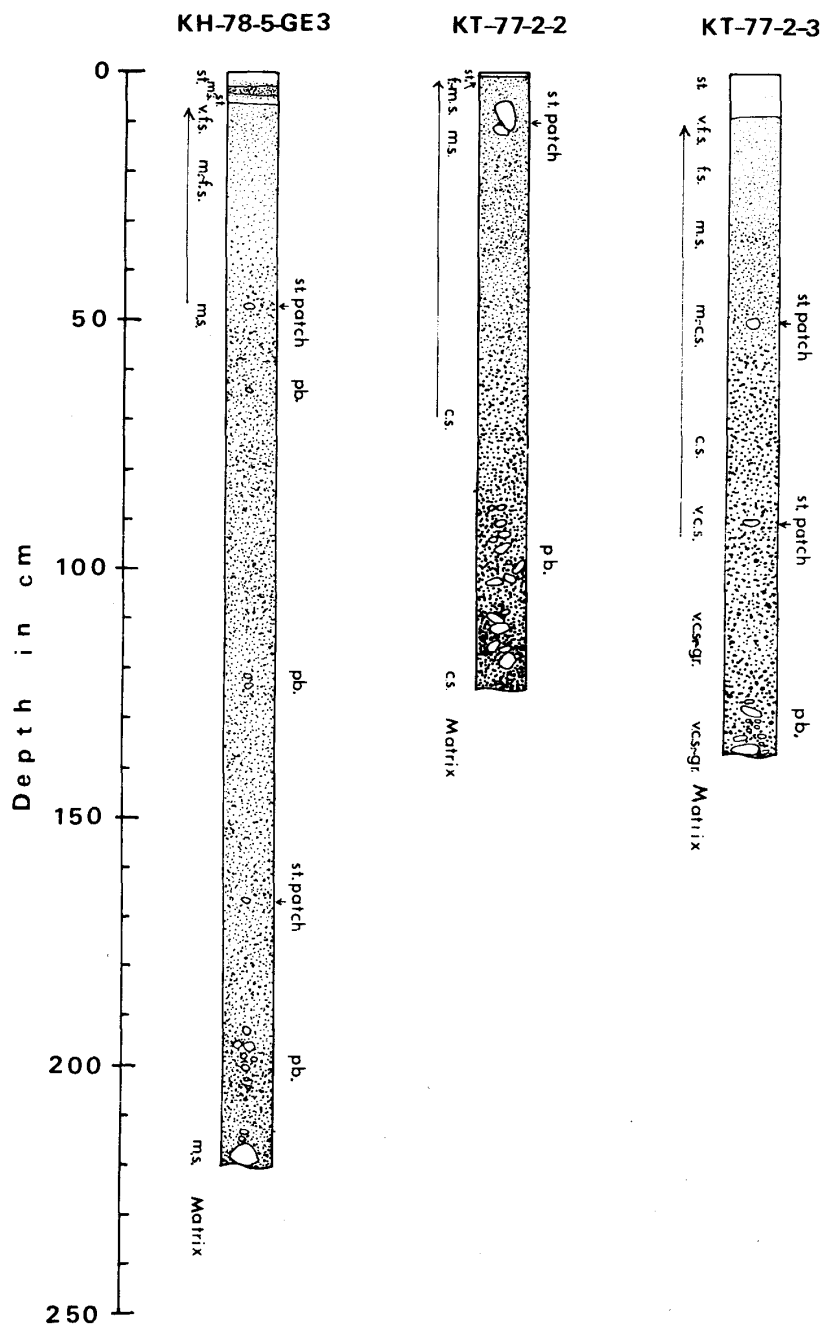
Fig. 5. Distribution of surface sediments in the northernmost area of Sagami Trough.

●: gravel; □: coarse or medium sand; △: fine sand; ○: mud; ×: a point where the cutting edge of a corer was damaged.

考えられる。この様に、相模トラフ北端域は現在も活発な堆積物重力流の堆積場となっているのであろう(大塚他, 1973; 大塚, 1975)。

前節までに述べられた本地域の堆積物重力流による堆積相分布は、海底地形区分と関連させてみると次の様な特徴を示している。ガリー状の地形が特徴となっている上部斜面域は、砂礫を主とする堆積物が複雑に起伏するトラフ方向へ延びたリッジ・チャンネルを形づくっているものと考えられる。この地域の傾斜は $6^{\circ}(1/10)$ 以上、特に400m以浅では 10° 以上になっている。

中部斜面は、上部斜面域の直下に位置する海底地すべりの源頭の急崖から下方へ広がっており、上部で細砂へと級化する厚い中礫以下の礫をまばらに含む砂礫層の堆積の場となっている。EMBLEY (1976)



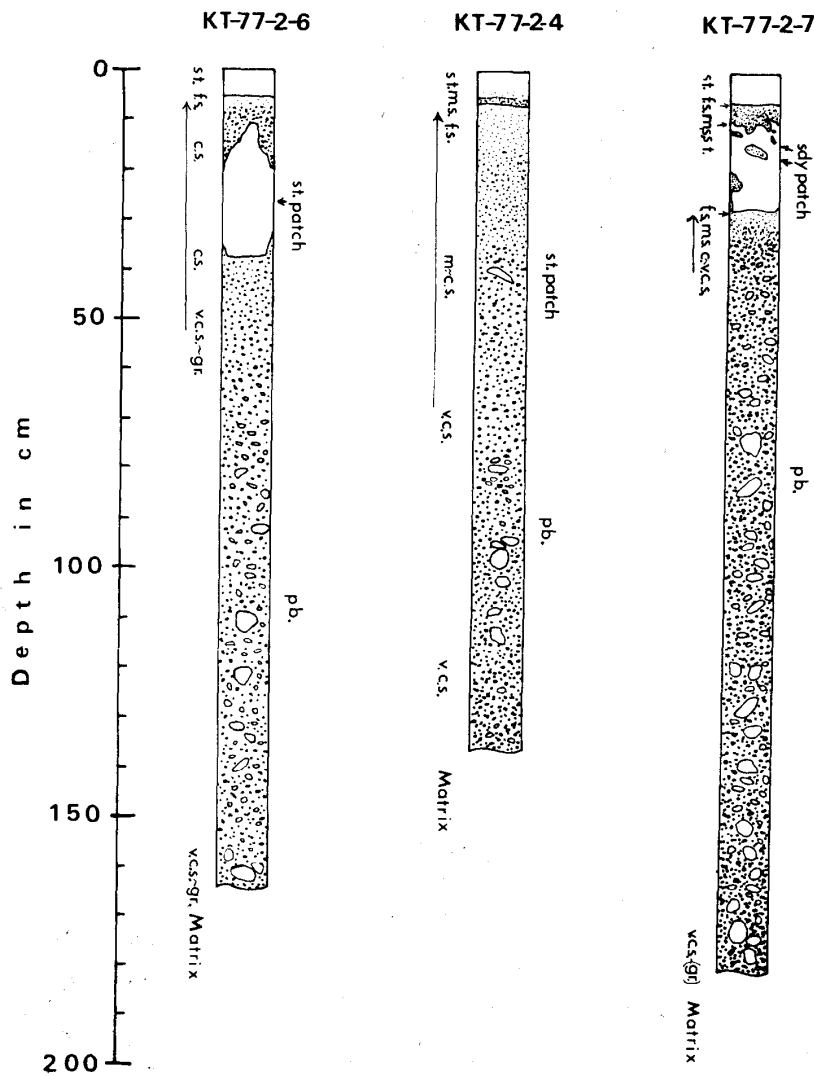
第6図 相模トラフ北端域の中部斜面より採取されたピストンコア試料による柱状図。その1. 採泥地点は第4図参照。

Fig. 6. Columnar section of piston core samples taken from the middle slope of the northernmost area of Sagami Trough. (1).

Sampling points are shown in Fig. 4.

st: silt; sty: silty; f.s.: fine sand; m.s.: medium sand; c.s.: coarse sand; gr: granule; p.b.: pebble; p.: patch; Alt: alternation; v.: very; frag.: fragment.

Arrow shows grading.



第7図 相模トラフ北端域の中部斜面より採取されたピストンコア試料による柱状図。その2。採泥地点は第4図参照。

Fig. 7. Columnar section of piston core samples taken from the middle slope of the northernmost area of Sagami Trough. (2). Sampling points are shown in Fig. 4.

は、アフリカ西北の広い海盆底において土石流 (debris flow) が上方へ盛り上がった堆積体を形成している事実を報告している。相模トラフ北端の中部斜面に分布するトラフ軸方向に伸びる舌状の高まり (第4図) は、この様な高密度の堆積物重力流が停止する際形成したものであろうと考えられる。

堆積層表層のごく薄い泥層は、重力流の活動の際には削られて、上下の層の間で“amalgamation”を起す可能性が強いものと考えられる。この様な堆積相は $6^\circ(1/10) \sim 3^\circ(1/22.5)$ の傾斜をもつ斜面に発達している。

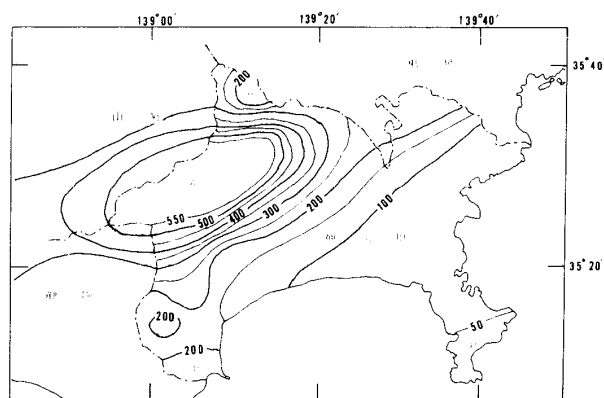
下部斜面は級化する粗粒砂～細粒砂とシルトの互層であり、顕著な波曲を示す微地形をもつ海底に分布している。この堆積相を有するトラフ底の傾斜は $3^\circ(1/22.5)$ 以下である。この波状の微地形は基本的には海底地すべりや堆積物重力流の先端部の形状を反映しているものである可能性があり、その場合には測深記録から推定して各層の厚さは数 m 以下、2-3 m 程度のものが多いと考えられる。

5.2. 音波探査記録による海底地質構造

5.2.1. 地層区分と相模トラフ北端域の地質構造

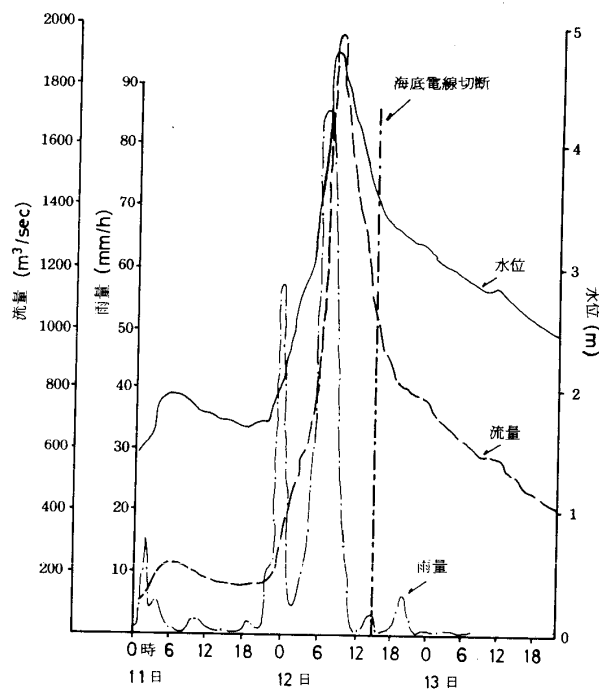
相模トラフ北端域内のメッシュ状に行われた調査測線の交点毎に、その音波探査記録を詳細に検討していった結果(第12図)、これらの地層面を代表すると思われる音波探査記録上の層状構造は、お互いに各々の性質を各記録の間でもよく保ち、各層毎(layer by layer)にかなりの精度で追跡しうる事が明らかとなった。この事から相模トラフ北端域に分布する地層を、音波探査の記録上の不整合関係、地層の構造と分布、記録から読みとれる音響的性質から区分すると、上位より、A I層、A II層、A III層、および基盤をなす層の4層に大別する事ができる。更に、A I層は、音波探査の記録上の性質からA I_L層とA I_T層とに分けられる。

音波探査の記録の海底付近では、非常にしばしば、音波探査に使用した発信音源の性質により、記録上では平行する層状を示す音響ノイズ(bubble effect)が現われる事がある。しかし本研究に使用したエアガン記録(第13図～第29図)では、中部斜面以深において明らかに地質構造と思われる記録が海底表面まで読みとれること、また全く発信機能の異なったスパーカーによる本地域の浅海部の音波探査記録(第30図、第31図)がエアガン記録とよく一致した結果となることなどから、本研究においては、layer



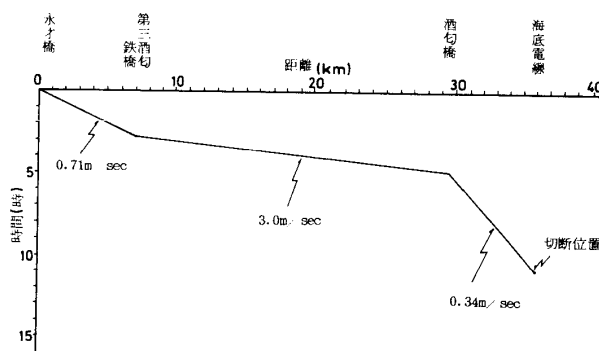
第9図 1972年7月の集中豪雨の際の丹沢周辺における雨量分布。(総降水量, 単位mm, 1972年7月9日9時～13日9時. 横浜地方気象台, 1972による).

Fig. 9. Distribution of rainfall at the time of the flood, July, 1972. (unit in mm, from 9th to 13th, July, Yokohama Observatory, 1972).



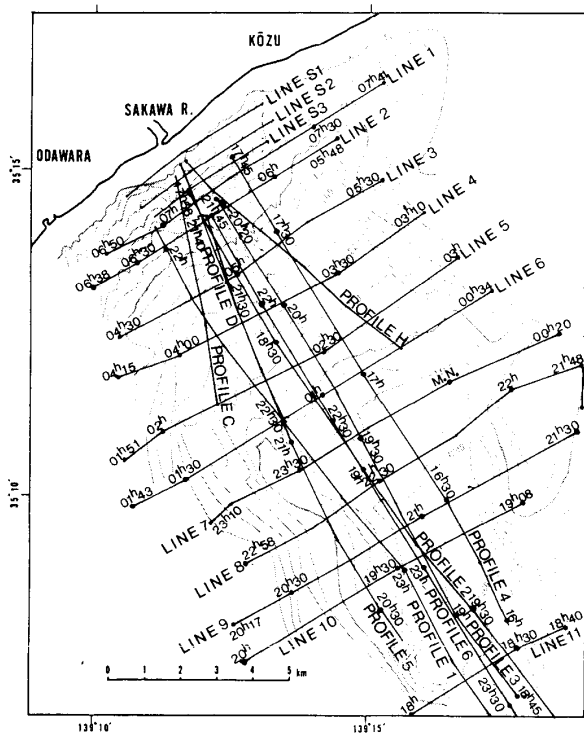
第10図 丹沢山地玄倉における雨量変化および酒匂川河口での水位・水量変化(神奈川県企業庁資料).

Fig. 10. The change of rainfall at Kurokura and the change of height and volume of discharge water at the mouth of the Sakawa River with time from 11th to 13th July, 1972. (Data of Kanagawa Pref.)



第11図 増水のピークの進行にともなう酒匂川にかけられた橋の流失時間と海底電線切断時間との関係.

Fig. 11. The relation between the time of the submarine cable break and the time of the breaks of the bridges over the Sakawa River, indicating progradation of flood peak.



第12図 相模トラフ北端域の音波探査測線図。

Fig. 12. Seismic survey lines in the northernmost area of Sagami Trough.

by layer の追跡による音波探査記録の解析がかなり信頼しうるものであると判断される。これは使用した発信源のパワーが調査地域の水深に比し、比較的に小さいこと、また使用周波数帯が高いこと、等のため bubble effect の影響が小さいためと思われる。しかし一部では、この影響がある程度存在しているものもあるかもしれない。

以下、各層について述べる。

①基盤：本研究で基盤としているのは各記録の下位にかなり強く認められる反射層で(第13図 Profile 1, 第25図 Line 7, 第26図 Line 8, 等), トラフ軸に沿う各 Profile で見るとゆるく波曲した構造を示し、現在の海底地形よりは遙かに水平に近い層面を有する層で、上位の A III 層により一部侵食され、更にその凹所を埋積されており、A III 層とは不整合関係にあると思われる。

②A III 層：下位の基盤の一部軽微な侵食を示す不整合面上に凹所を埋積する形で堆積を開始した層である。層内では緩い波曲構造が見られる。縦断面では下位の基盤の上面とほとんど平行した構造を示し、A III 層の上面でもかなり水平に近い構造を有してい

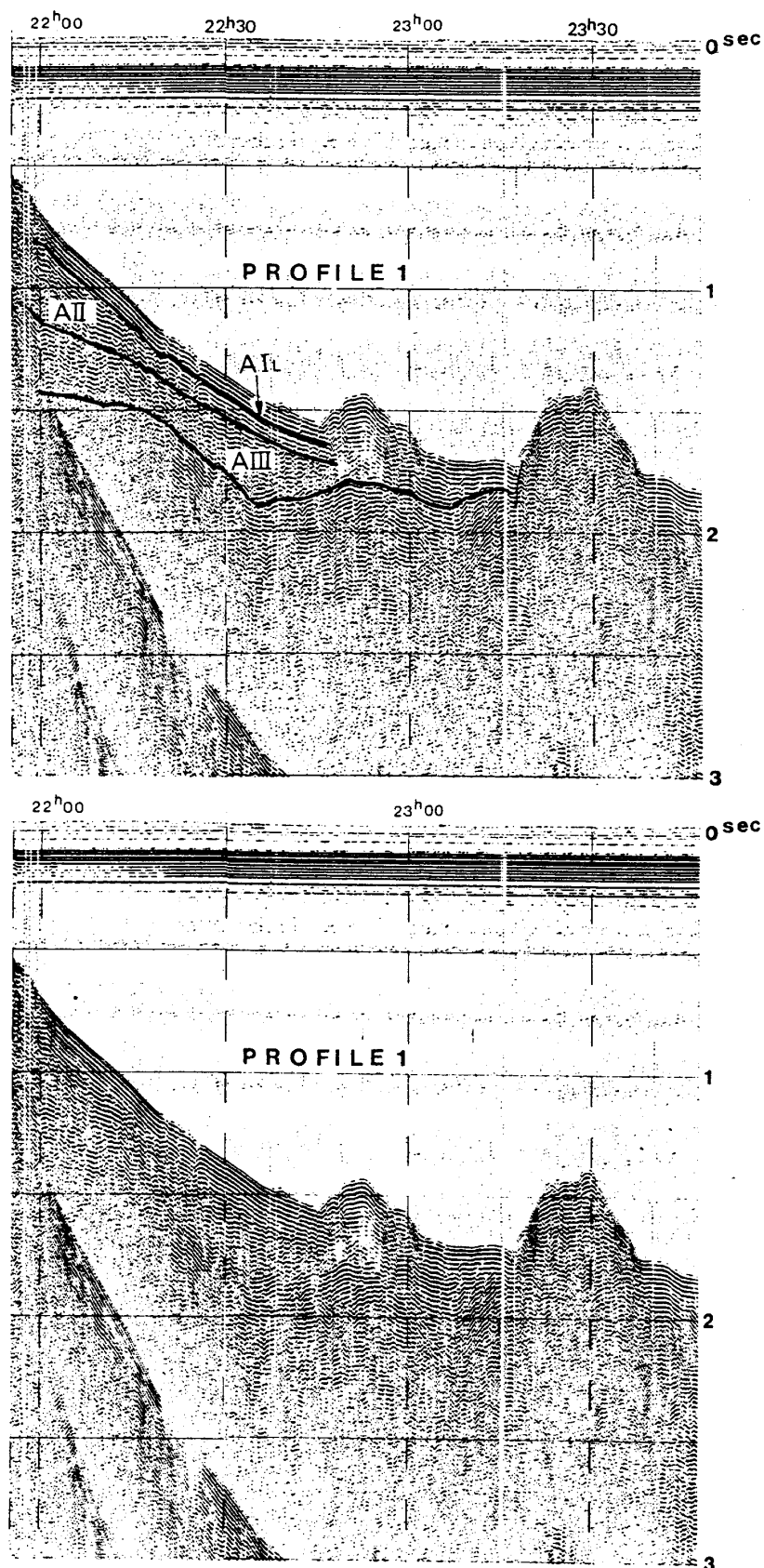
る。

横断面ではトラフ内の海盆底の部分においては東方へ傾き下る傾向を有し、また東方へ若干厚層化するものの、ほとんど水平に近い構造を有している。トラフの東縁では、断層により切られているが、西側の伊豆半島側では横断測線で見える限り斜面の上部にまでその厚さを多少減ずるものの、ほとんど層内構造を変えずに這い上る分布を示す。上位の A II 層により中部～下部斜面域では整合的に、また中部～上部斜面地域では down lapping される。

③A II 層：この層は、相模トラフ北端部の地域で最も特徴ある分布と構造を示す層である。縦断面図において本層は、現海底面の上部～中部斜面域で下位の A III 層を down lapping し、非常に厚い、陸岸より急斜する錐状の堆積体をつくっている。この上面の傾きは現海底面の傾斜とほぼ一致し、この錐状堆積体の形成により陸岸に接する地域での現海底のトラフ軸方向へ急斜する地形の原形が形作られたものと考えられる。

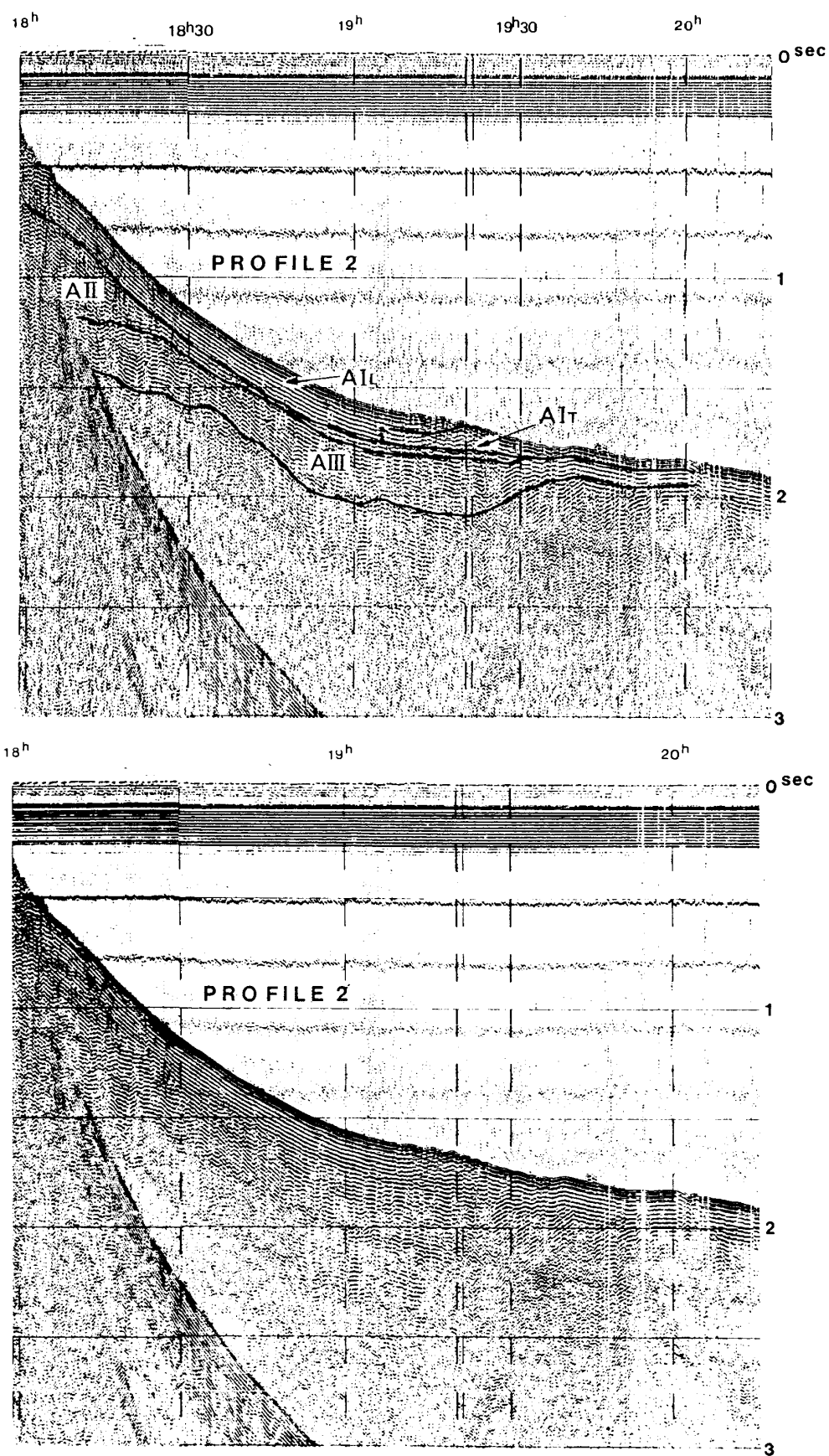
この陸岸に近い部分で down lapping を示す A II 層の上位層は南方へ向って A III 層の上面に薄くシート状に広がっている。横断面では、下位の A III 層が伊豆半島側斜面の上方まで分布するのに対し、現在の相模トラフ底の部分にのみ水平に近い構造をもって堆積している。このような関係は、縦断面図でも見られ、A II 層の分布は、調査地域の南端でその分布が限られ、相模トラフ北端域の部分にのみ分布する地層となっている。このような形態からみて、これは海底扇状地の 1 種であると考えられる。

④A I 層：本層は現海底面とほとんど同じ傾斜をもって A II 層の上面を整合的におおっている地層である。縦断面で見ると、特に東側の測線では A II 層の上面をおおって記録上では非常に乱れ、波曲や層構造の不連続等を示す乱堆積層が現海底面の下部斜面域に分布している。この乱堆積層と、上部斜面域から乱堆積層の上位を層状構造を示しておおっている層を、各々 A I_T 層、A I_L 層として区分した。この両者は、トラフ海盆の西部では、互いに漸移関係を示す。A I 層と A II 層との関係もまた漸移的であるが、A II 層の特徴となっている錐状堆積体形成の後、トラフ底の上部から下部まで連続的に堆積層の分布が見られるようになった後のものを A I 層とした。こ



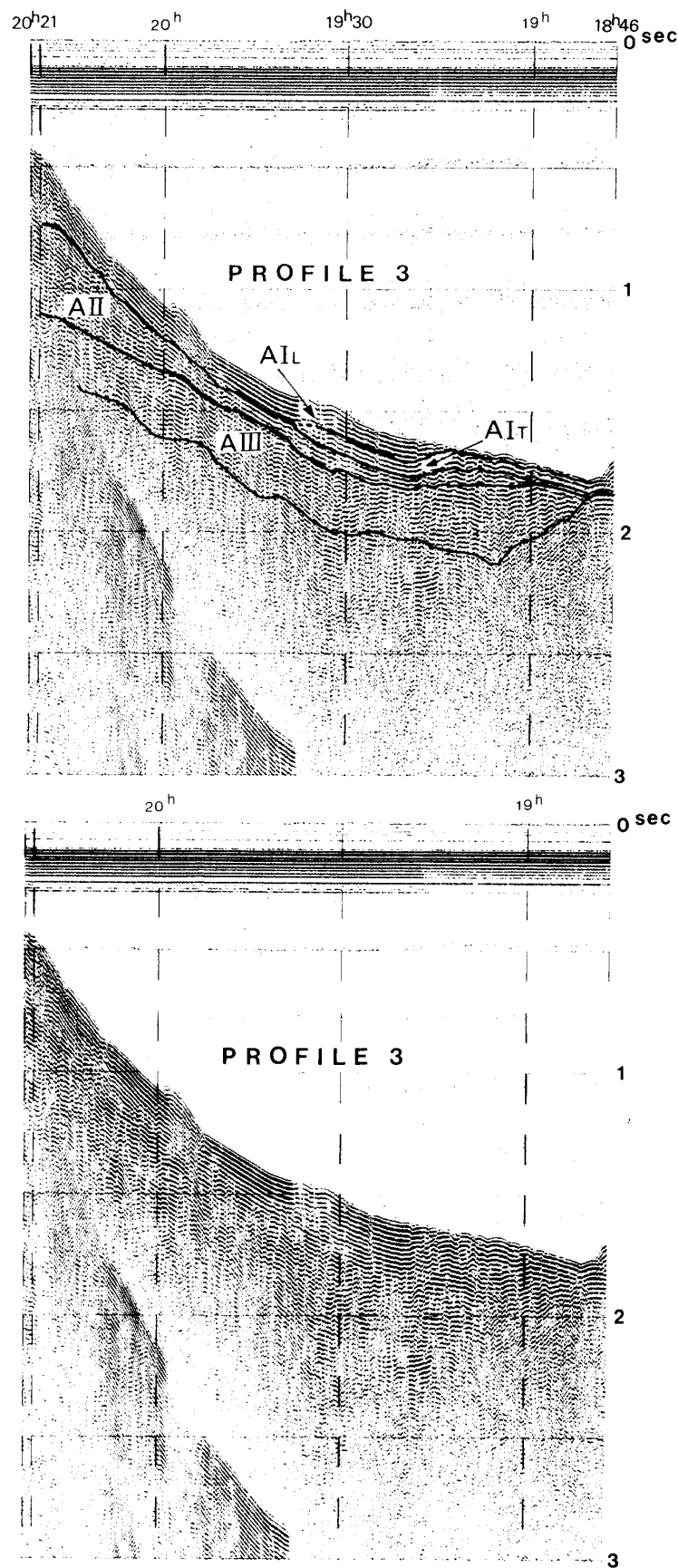
第13図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その1—Profile 1.
(縦軸の単位は往復走時秒数)

Fig. 13. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile 1. (ordinate unit in seconds of double travel time)



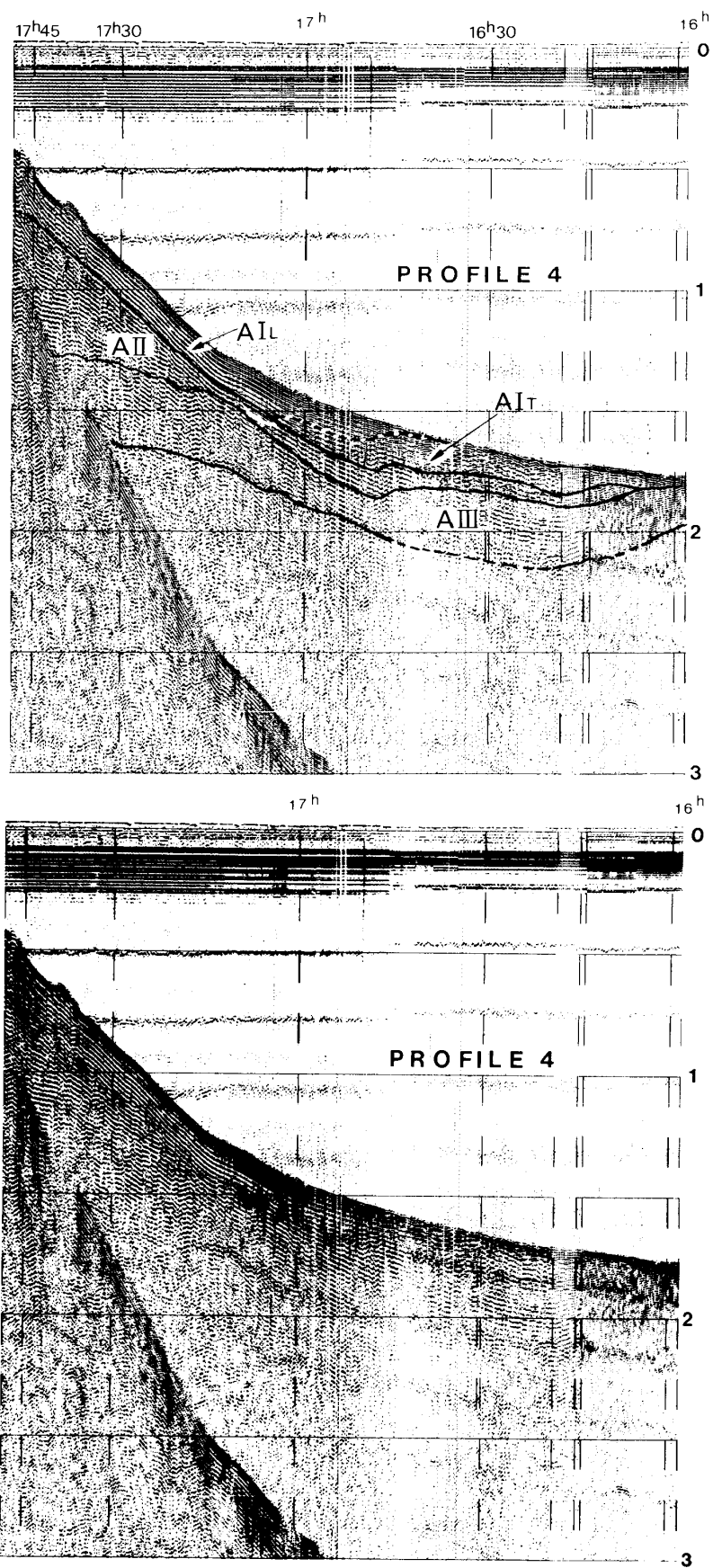
第14図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その2—Profile 2.

Fig. 14. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile 2.



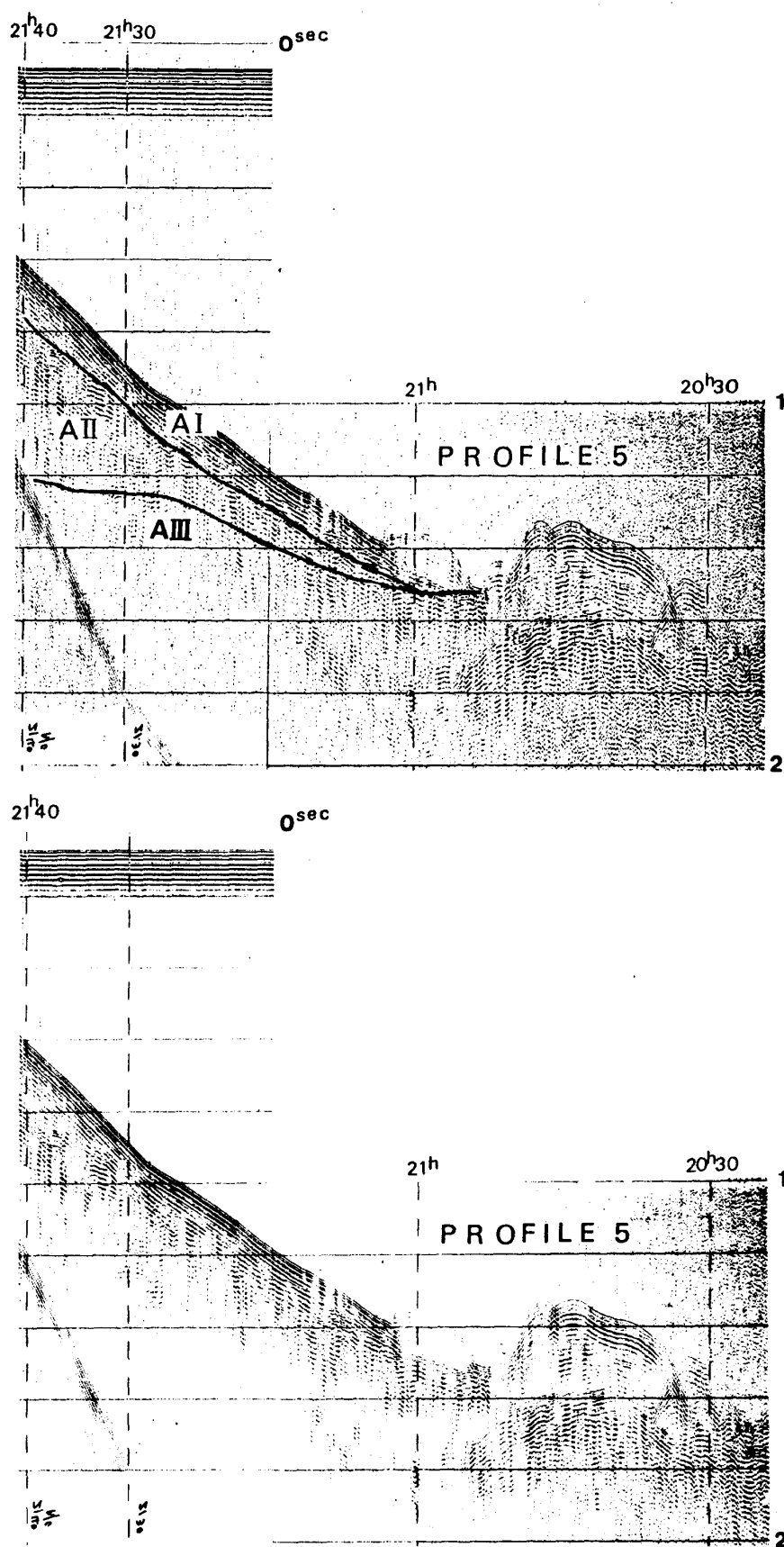
第15図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その3—Profile 3.

Fig. 15. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile 3.



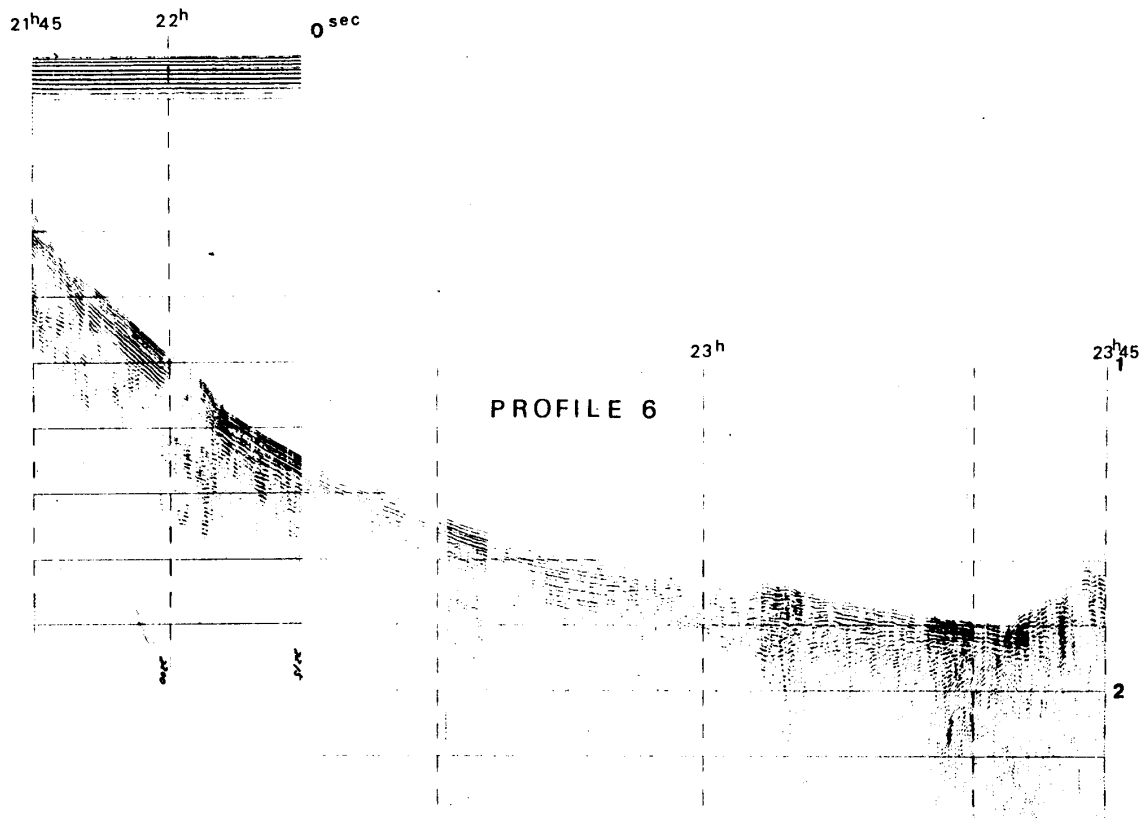
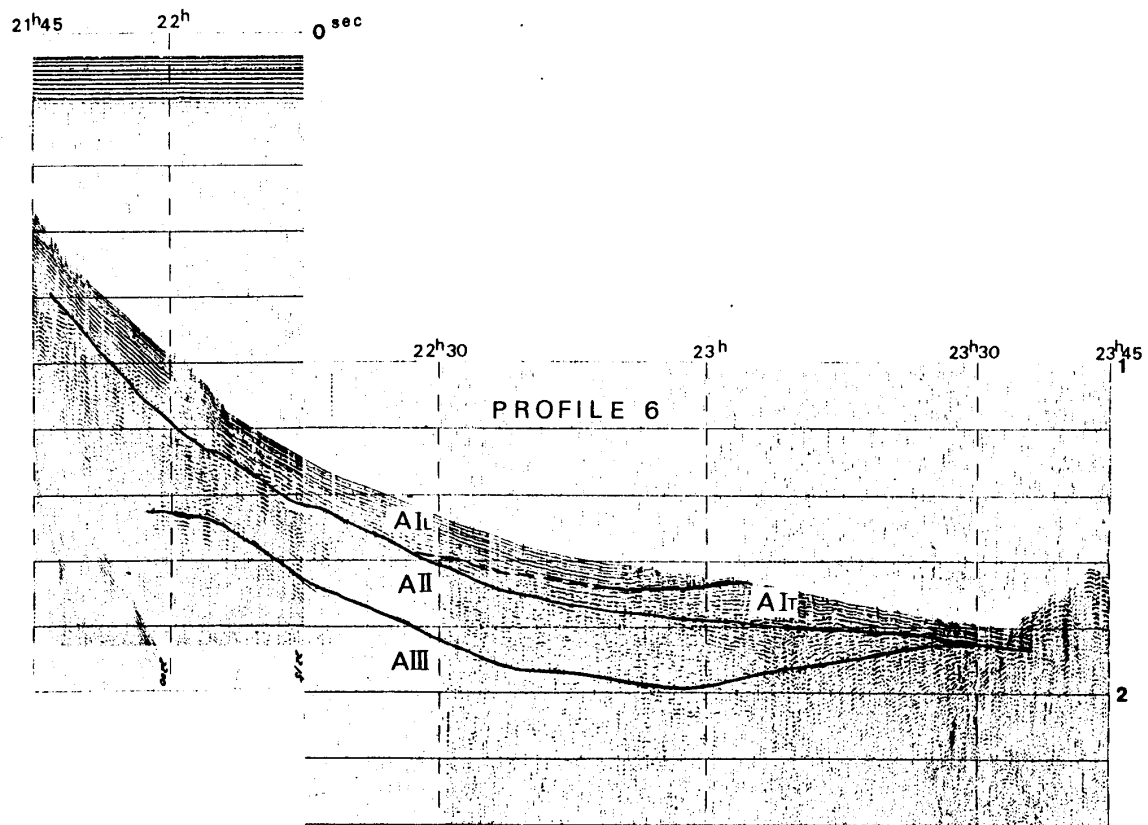
第16図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その4—Profile 4.

Fig. 16. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile 4.



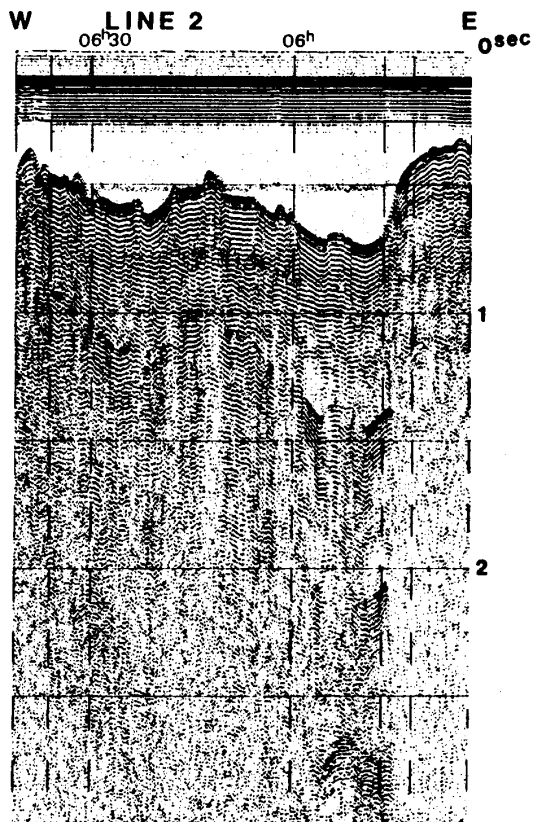
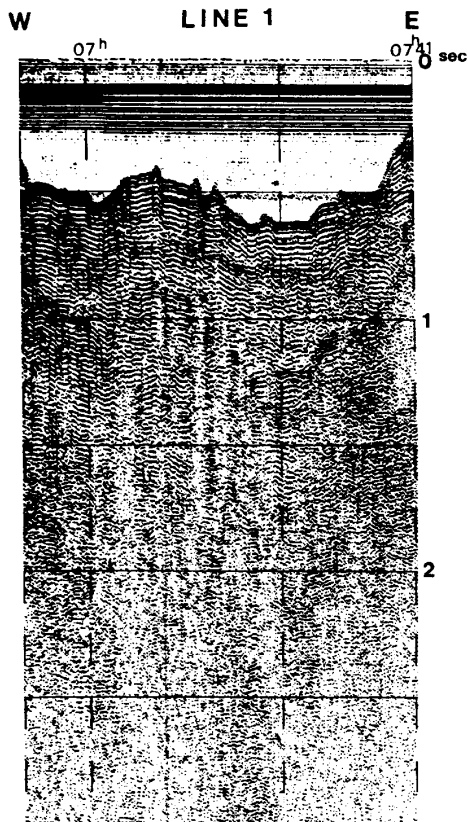
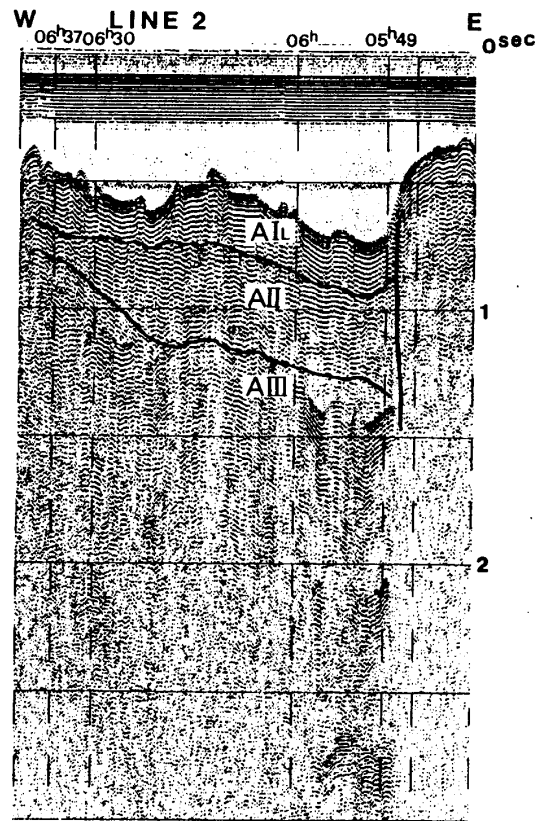
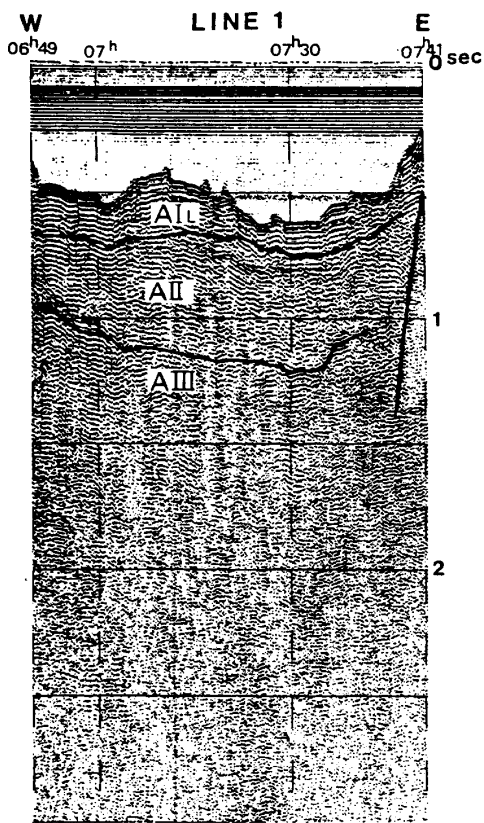
第17図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その5—Profile 5.

Fig. 17. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile 5.



第18図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その6—Profile 6.

Fig. 18. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile 6.

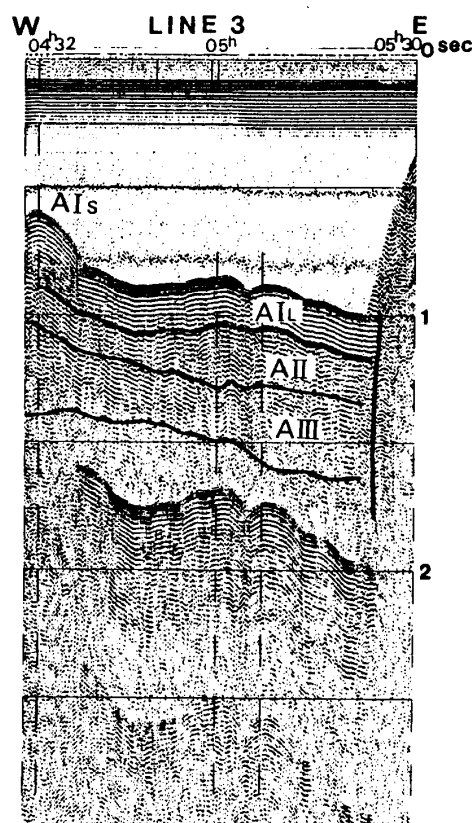


第19図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その7—Line 1.

Fig. 19. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 1.

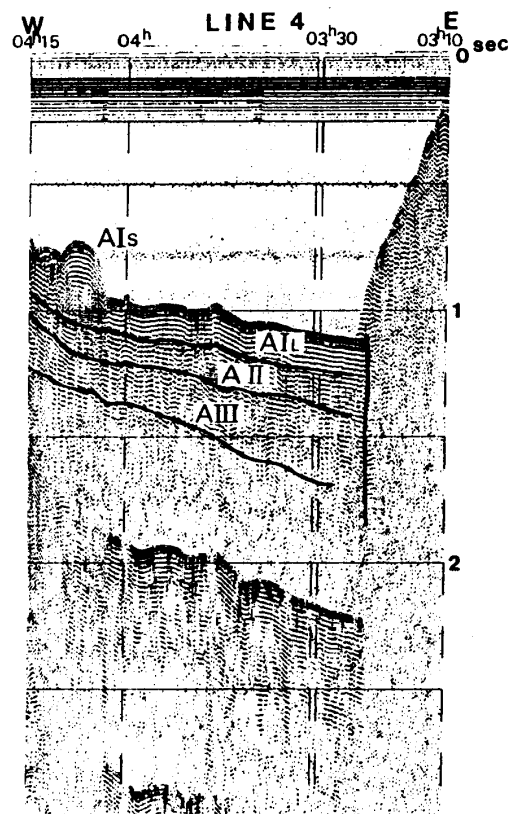
第20図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その8—Line 2.

Fig. 20. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 2.



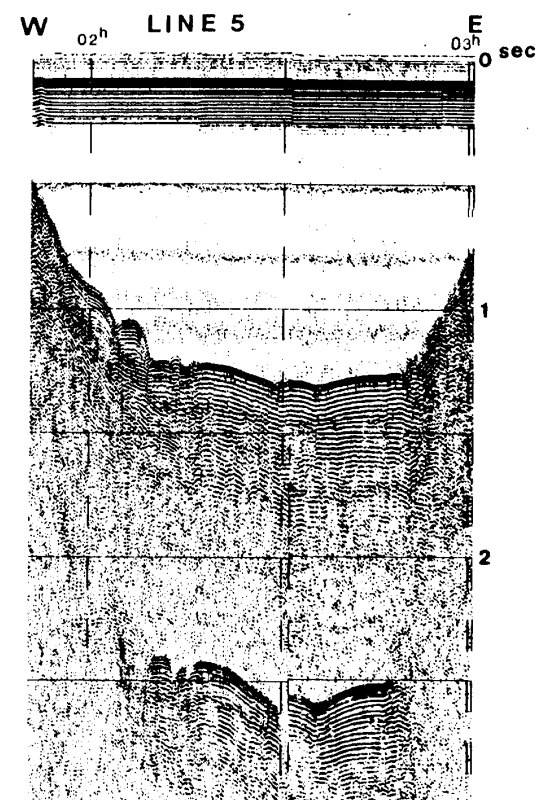
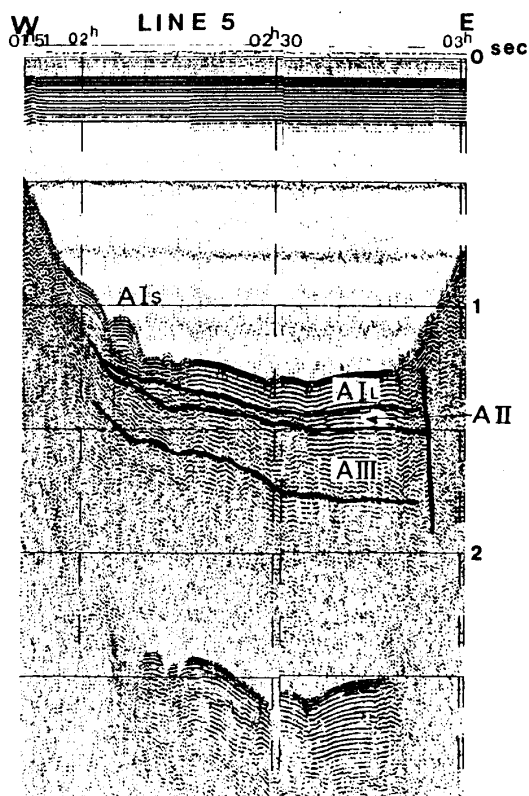
第21図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その9—Line 3.

Fig. 21. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 3.



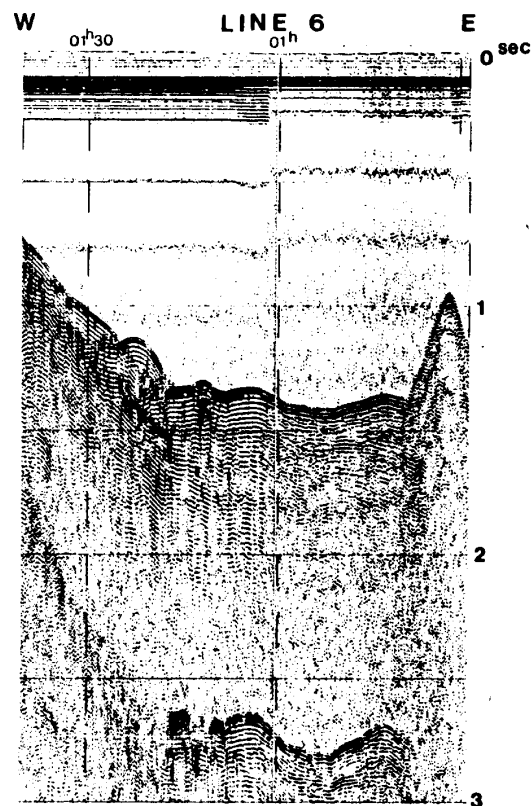
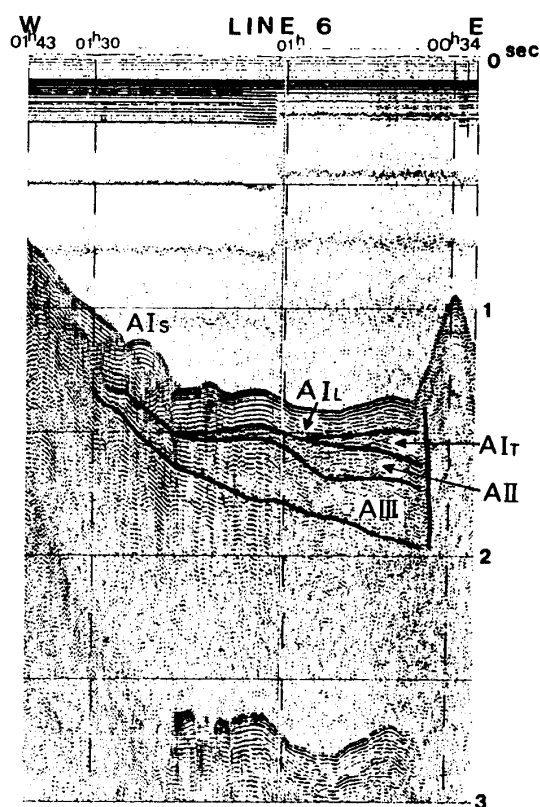
第22図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その10—Line 4.

Fig. 22. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 4.



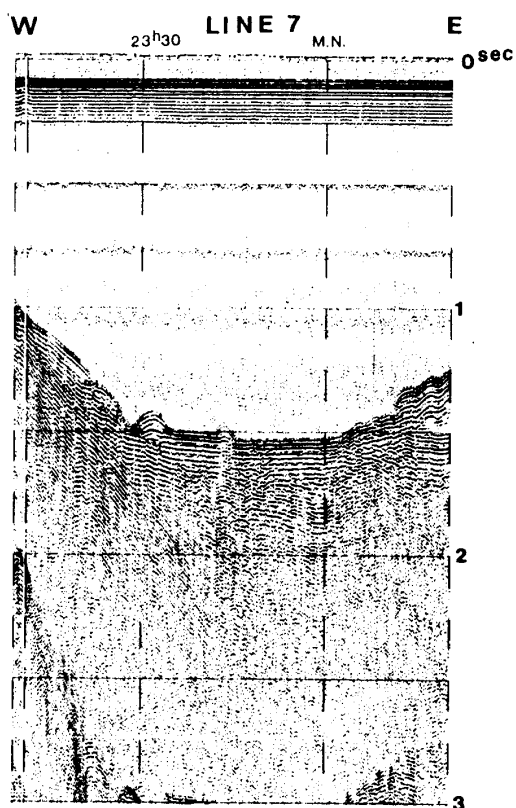
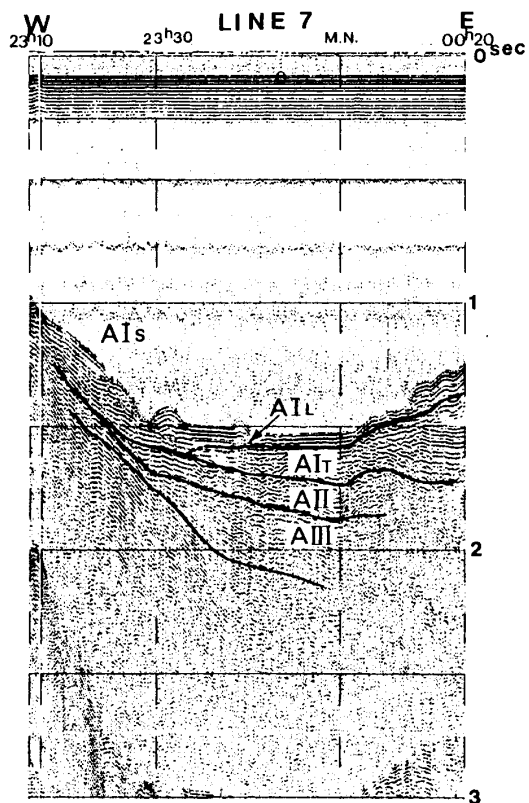
第23図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その11— Line 5.

Fig. 23. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 5.



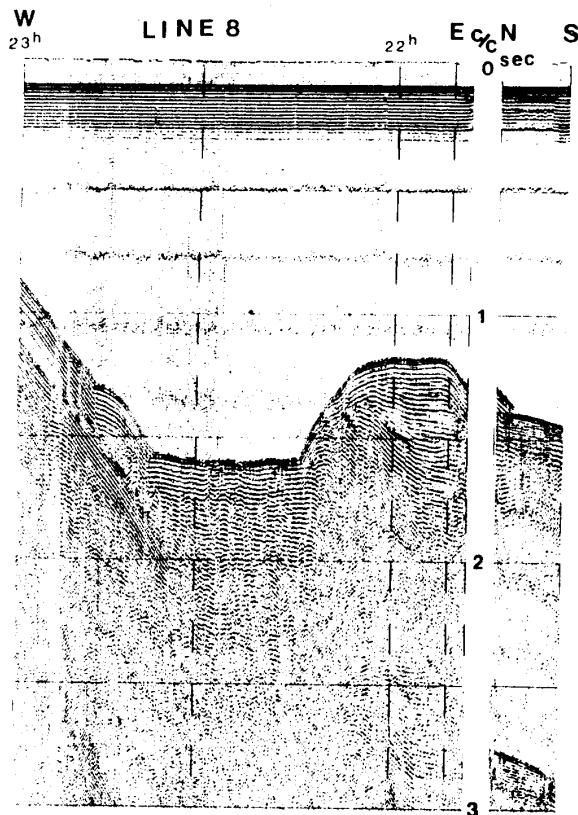
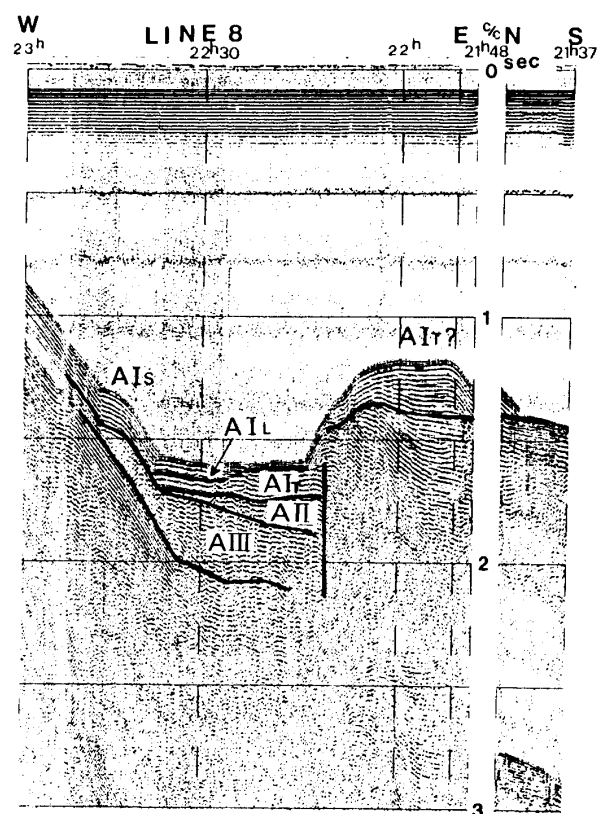
第24図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その12— Line 6.

Fig. 24. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 6.



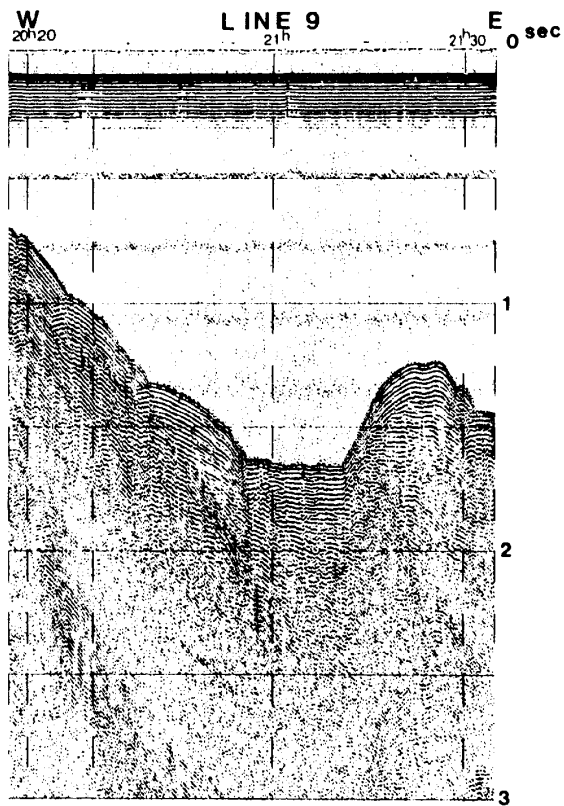
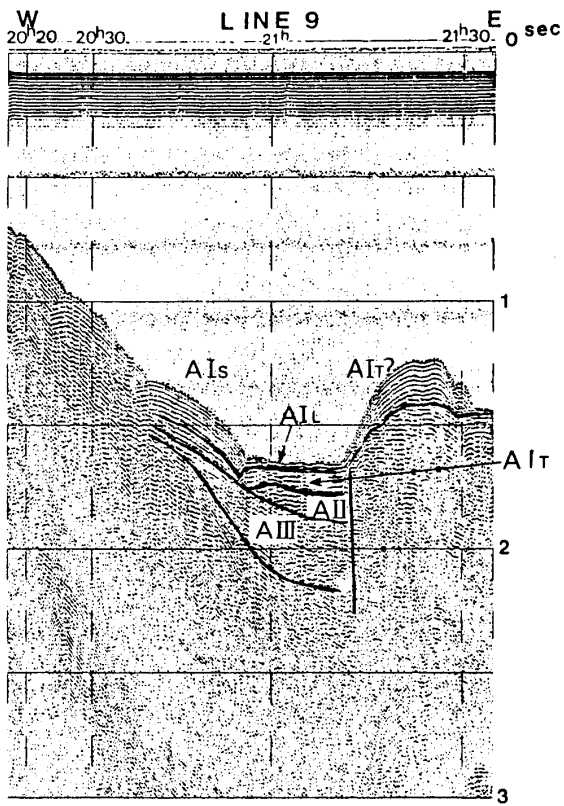
第25図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その13— Line 7.

Fig. 25. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 7.



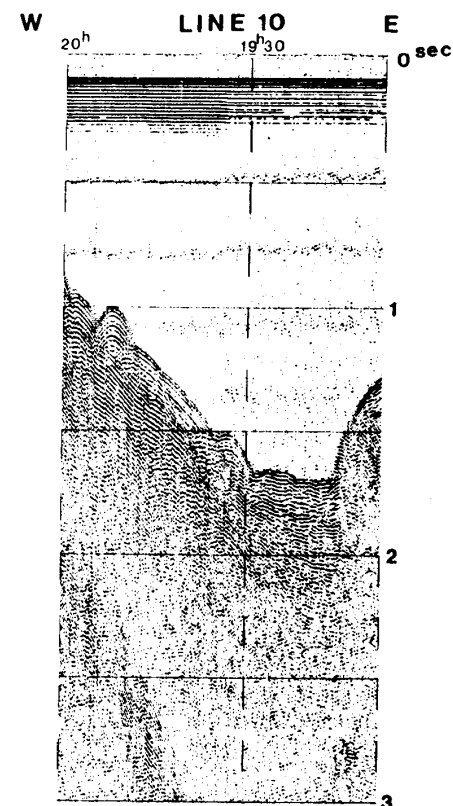
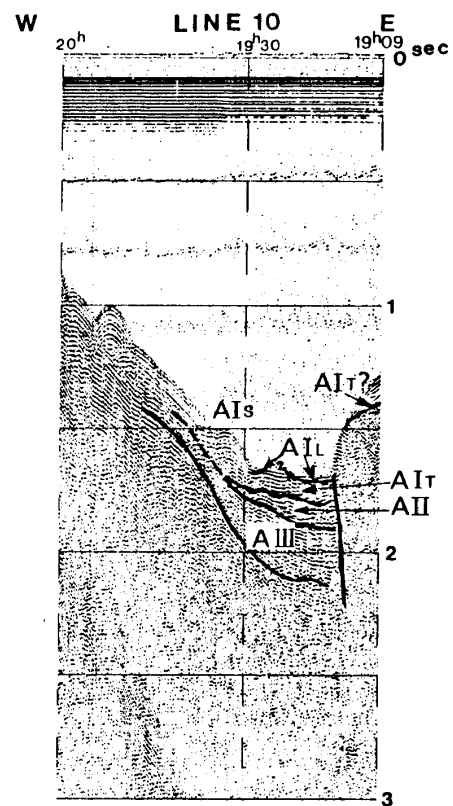
第26図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その14— Line 8.

Fig. 26. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 8.



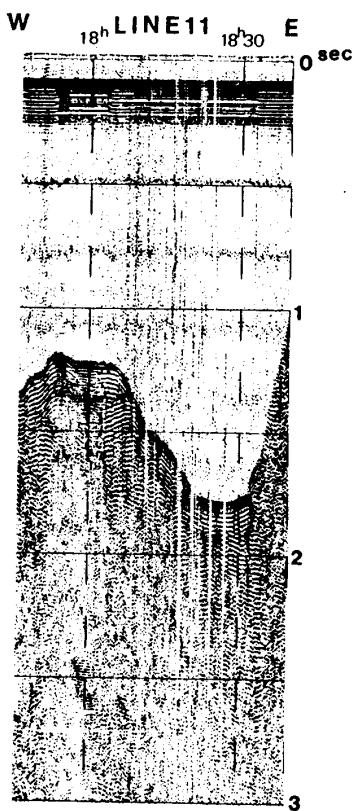
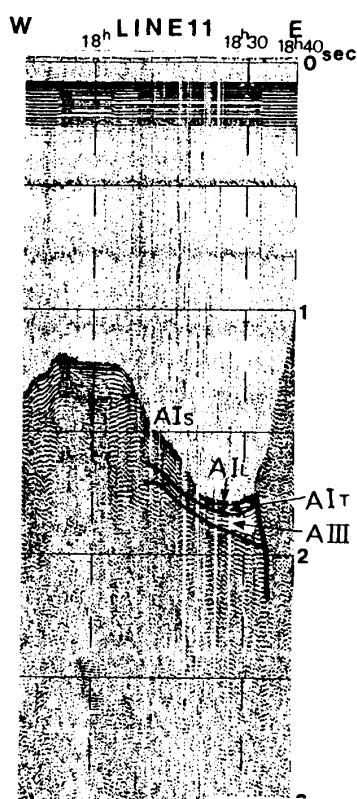
第27図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その15—Line 9.

Fig. 27. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 9.



第28図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その16—Line 10.

Fig. 28. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 10.



第29図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その17— Line 11.

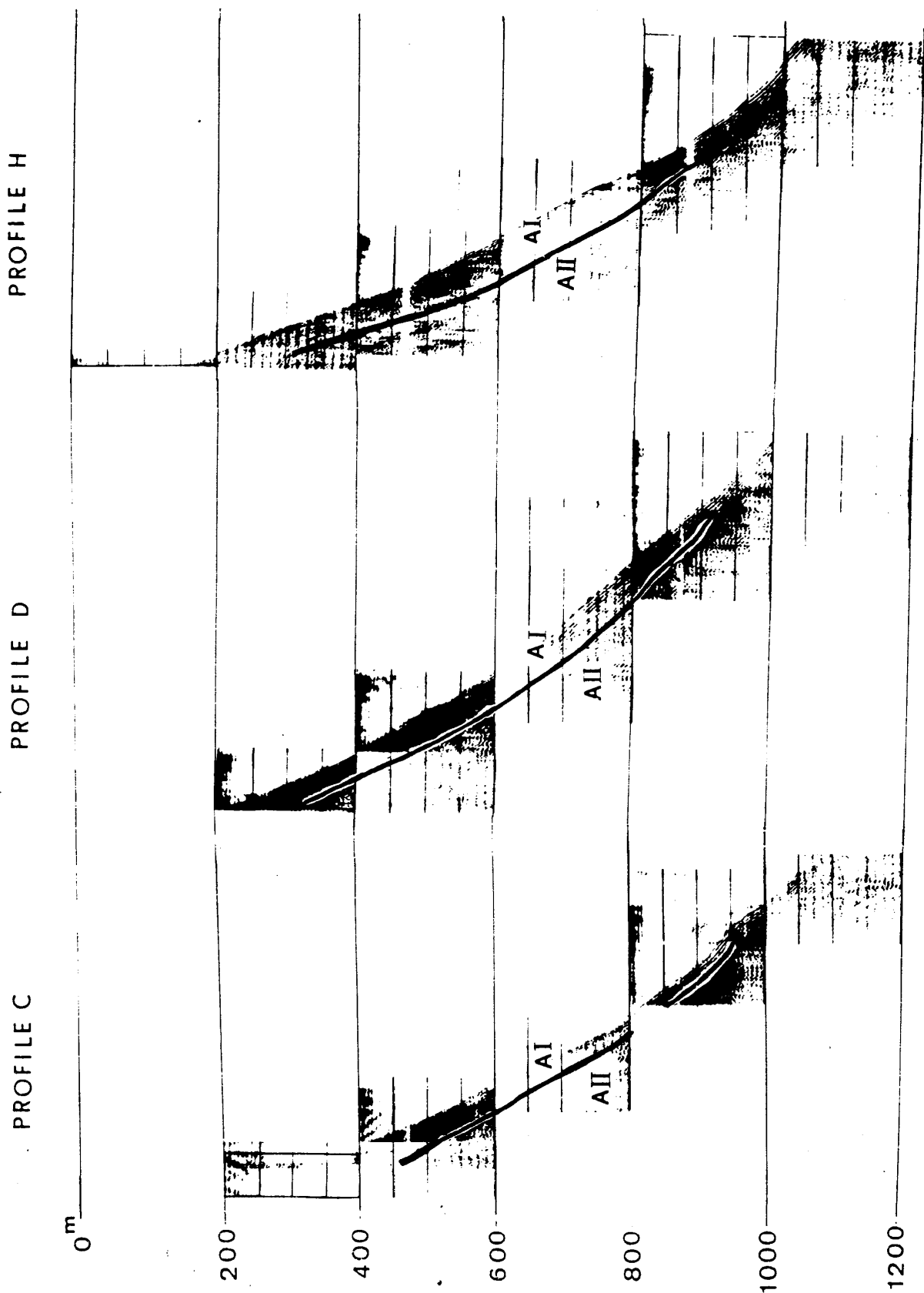
Fig. 29. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line 11.

のA I層, A II層の境界を, 陸岸に近いスパーカーによる測線で追跡すると, Line S1 の記録で見られる様に, 水深 110 m 付近の沖積層の下底よりは, 遙かに下位である事が判明した(第31図, Line S1). またA I層の上部では, Line S1 測線で分かる様に沖積層の部分でガリー状のチャンネルや堆積性のリッジが形成されている. このことからA I層は, 沖積層堆積のかなり以前から堆積を始め, 現在に至るまで非常に活発に堆積作用を継続しつつある層であると言える.

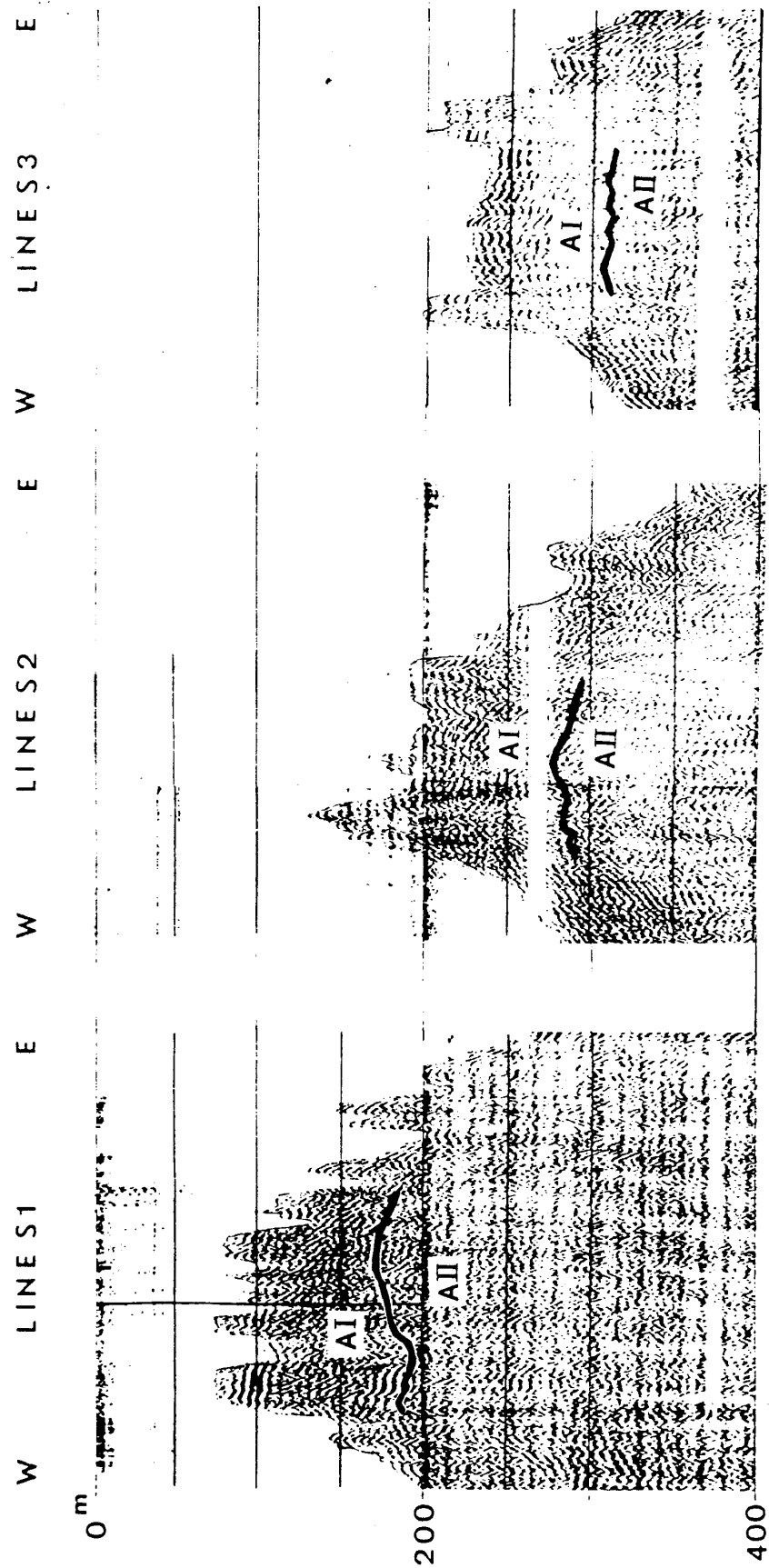
伊豆半島側斜面には, 層位的にはA I層と同じと考えられる堆積層がA III層の上ののっているのが見られる. この地層をA I_s層と名づける. その詳細は不明であるが, 横断面で見るとトラフ底と斜面との間で上方へ凸の緩く波曲した構造を示す. その特徴からこのA I_s層は斜面に沿ってゆっくりと滑落した海底地すべり堆積物の可能性があるものと考えられる. トラフ底のA I層については後に詳述する.

5.2.2. 相模トラフ東縁を限る断層; いわゆる相模構造線(木村, 1971)または相模湾断層(杉村, 1972)について

前節に述べた各層は, 各々相模トラフ東縁を限る断層により切られて, より東側の固い基盤岩と接している. しかし第25図の Line 7 では, この断層ははっきりせず, A III層からA I層までの地層が大磯海脚(セノウミ)南方の谷に沿って東方へ深く入り込んでいるかのように見える. このため, この断層は相模トラフ北端域においても南方の相模海盆におけると同様, 直線的に引けるものではなく, 第32図から第38図に図示した様な屈曲したものである可能性が強い. 特にこの Line 7 の記録上でA I_T層とした乱堆積を示す厚い地層が, 推定断層付近に見られるのが注目される. これについては後に記述する(89頁参照). 調査地域の北端でもこの断層の延長は, いわゆる国府津松田断層とは直接つながらず次第に東へそれて行く傾向にある. このことから大磯海脚北方の谷(二宮海谷)でもこれと同様の断層の屈曲の存在が推定される.



第30図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈—その18—Profile C, D, H.
Fig. 30. Seismic survey record and interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Profile, C, D, H.

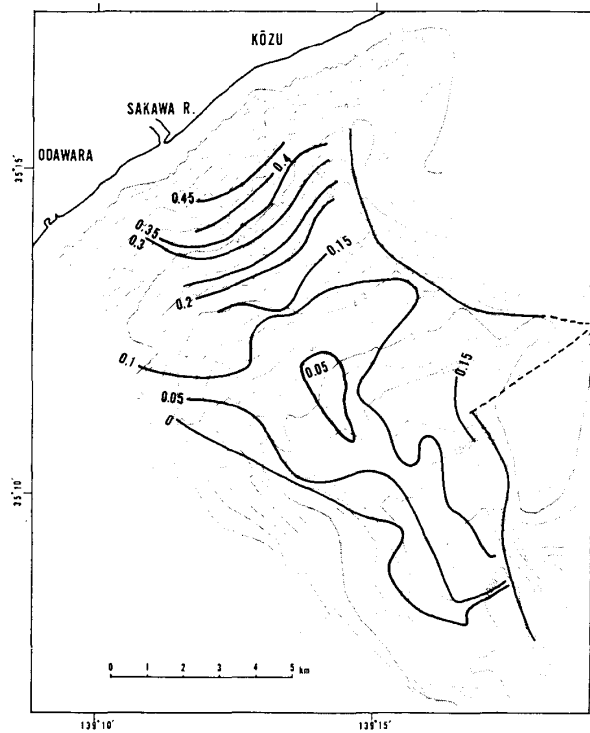


第31図 相模トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈—その19— Line S1, S2, S3.
 Fig. 31. Seismic survey record and interpretation of the northernmost area of Sagami Trough, Line S1, S2, S3.

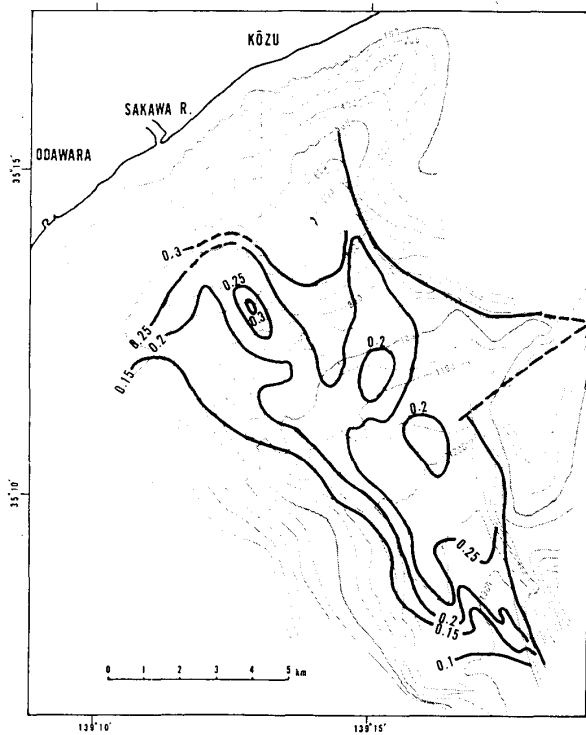
5.2.3. 錐状堆積体(海底扇状地)としてのA II層の意義

第32図から第37図に相模トラフ北端域に分布する各層の等層厚線図を示した。これを見るとA III層ではトラフの北東方向から伸びる舌状の厚層部を示す他にはトラフ内の海盆底部ではほとんどトラフの東西方向の層厚変化を見せず、基盤の形によるものと思われるやや複雑な局所的層厚変化が示されている。このことは、A III層堆積時には、現在のトラフから見て北東の方向からの堆積物の堆積盆地への供給パターンがあったことを示す。ただし伊豆半島側斜面の部分については、先に述べた様に斜面上部にまで這い上る広汎な分布が見られるものの、その層厚は斜面上部へ向って薄くなる傾向がある。

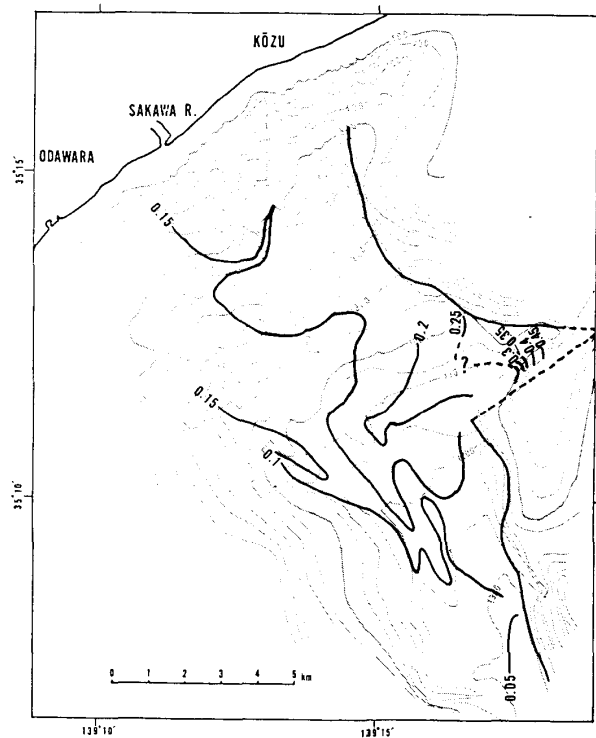
それに対し、A II層は陸岸より同心円状の顕著な層厚変化を示し、厚い錐状堆積体を形成しているこ



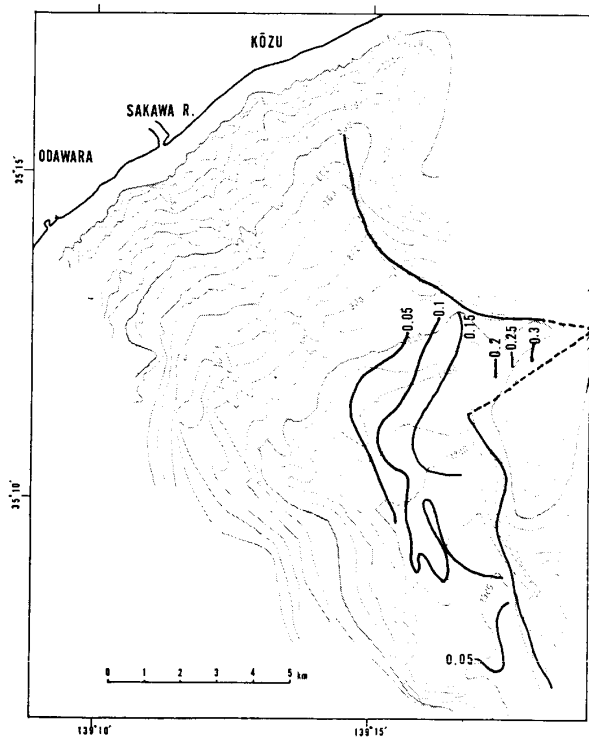
第33図 相模トラフ北端域のA II層の等層厚線図.
Fig. 33. Isopach map of A II layer of the northernmost area of Sagami Trough.



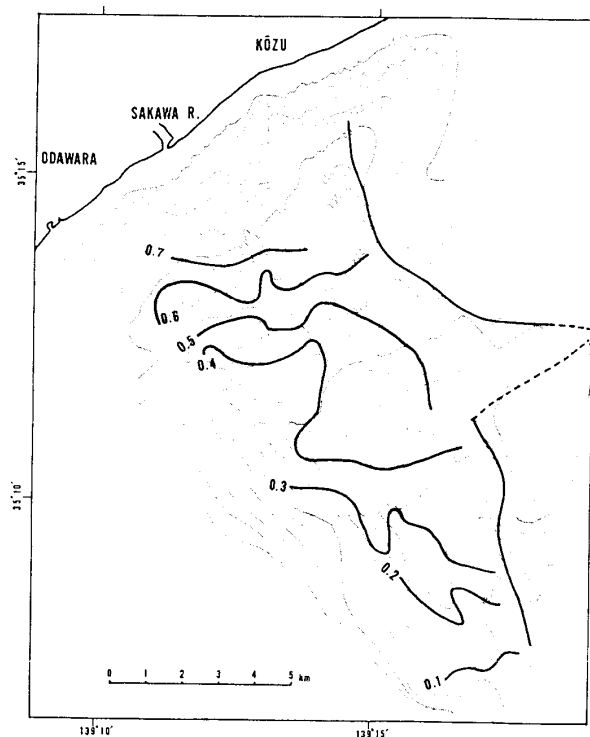
第32図 相模トラフ北端域のA III層の等層厚線図.
(単位は往復走時秒数)東側の屈曲線はトラフ東縁を限る断層を示す.
Fig. 32. Isopach map of A III layer of the northernmost area of Sagami Trough.
(unit in seconds of double travel time)



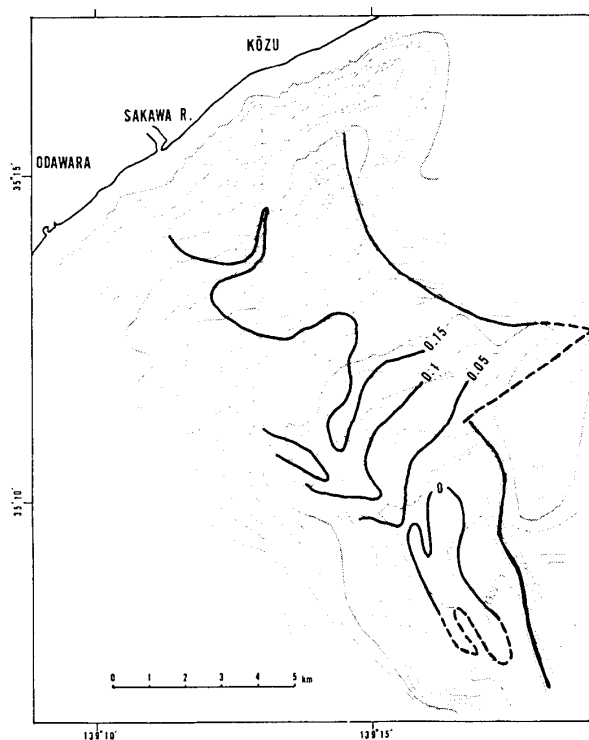
第34図 相模トラフ北端域のA I層の等層厚線図.
Fig. 34. Isopach map of A I layer of the northernmost area of Sagami Trough.



第35図 相模トラフ北端域の Al_T 層の等層厚線図.
Fig. 35. Isopach map of Al_T layer of the northernmost area of Sagami Trough.



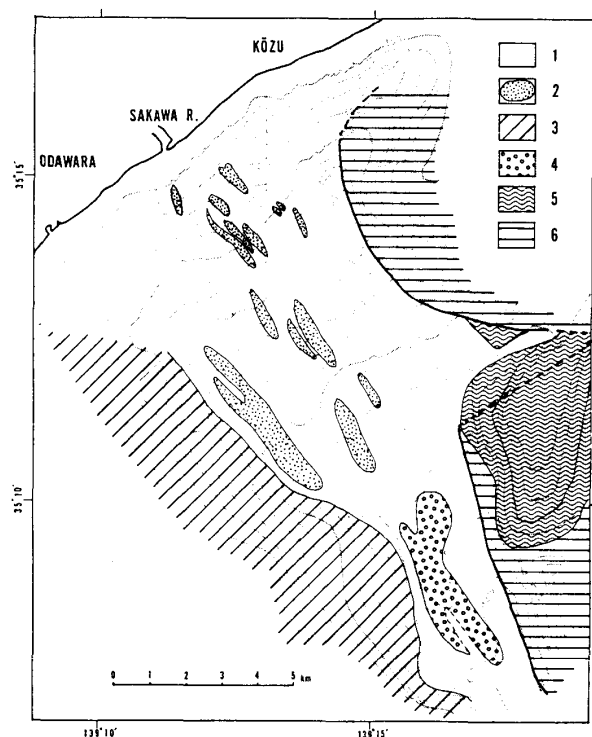
第37図 相模トラフ北端域のA層($A_{III} \sim A_I$ 層)の等層厚線図.
Fig. 37. Isopach map of A layers ($A_{III} \sim A_I$ layer) of the northernmost area of Sagami Trough.



第36図 相模トラフ北端域の Al_L 層の等層厚線図.
Fig. 36. Isopach map of Al_L layer of the northernmost area of Sagami Trough.

とが明確に示されている。また A_{II} 層は、完全にトラフの海盆底の部分にのみその分布が限られているという特徴がある。

以上の事実から、 A_{III} 層堆積時に陸岸近くでは現在のトラフ海盆底とはかなり違った地形であったものが、現在のようなトラフの形に近づくその萌芽的な動きが始まり、 A_{II} 層堆積前に現在の様なトラフの形が形成された可能性が強いものと考えられる。更に陸岸近くで、トラフ軸に中心をもつ顕著な錐状堆積体となっていることは、トラフ軸部に供給源が移動し、しかもその時に A_{III} 層の上面と供給源との間かなりの高度差が存在しており、その高度差を埋める様に海底扇状地様の錐状堆積体が前進埋積していったものと考えられる。このような堆積形態は、氷期に世界的に広く発達したと思われる海底扇状地と極めて類似したものといえる。



第38図 相模トラフ北端域の地質図。

1. AI_L 層；2. AI_L 層中の堆積物重力流による舌状堆積体；3. AI_S 層；4. AI_T 層；5. AI_T 層中の大規模異地性岩体；6. 基盤。

Fig. 38. Geological map of the northernmost area of Sagami Trough.

1. AI_L layer；2. Tongue Shaped sedimentary body by sediment gravity flow in AI_L layer；3. AI_S layer；4. AI_T layer；5. Olistolith in AI_T layer；6. Basement.

5.2.4. 乱堆積層 AI_T 層と斜面型海底扇状地 (slope fan) としての AI_L 層

既に述べた様に、 AI_{II} 層の堆積後に、 AI_T 層で示される顕著な乱堆積層が相模トラフ北端域の下部斜面に堆積した。この AI_T 層の等層厚線図によると (第 35 図)、その供給方向が大磯海脚南方の海底谷付近からであることが明確に示されている。この乱堆積層を最も明らかに横断面で見ることのできる Line 7 の音波探査記録 (第 25 図) によれば、相模トラフ東縁を限る断層が屈曲していると考えられる地点付近で非常に厚くなった乱堆積層が見られ、その中には大きな塊状の堆積層も含まれており、全体としてかなり高い海脚を形造っていることがわかる。

Line 8 (第 26 図)、Line 9 (第 27 図)、Line 10 (第 28 図) を見ると、各々の測線の東側に見られる海脚

の地質構造が、更に東側の海盆底の高さを境界として、その上下で全く異なっていることが認められる。即ち、海盆底の高さより上では全体として地層は上に向って凸の背斜構造をしているのに対し、下側では明瞭に向斜構造となっている。通常の地質構造を形成する過程でこの様な、ある面を境として上下で全く逆の地質構造が形づくられるということは考え難い。更にこの海脚が、先に述べた乱堆積層の見られる海脚と同じものである事からこれら全ての測線の東側で認められる海脚は海底地すべりで運び込まれた高さ 100 m、幅 2 km 以上もの大きな異地性岩体 (オリストストリス) を主として構成されているオリストストロームである可能性が強いものと考えられる。

茂木他 (1981)、海上保安庁水路部 (1981a；1983) で共に示されている海底地形図によると、平塚沖の大陸斜面下部より西南方向へ、細い海脚が走っており、現在問題にしている海脚へ連続している。その大陸斜面に続く付近の様子は先に相模トラフ北端域の中部斜面で述べた堆積物重力流で形成された堆積性のリッジと非常に類似した特徴をもっている (第 39 図)。これらの事柄から、相模トラフの東縁を越えて更に東からこの海脚を形成した異地性岩体 (オリストストリス) を含む大きな海底地すべり堆積物が相模トラフ北端域へ運び込まれ、その結果第 25 図に見る様な AI_T 層と異地性岩体のリッジが形成された可能性があるものと考えられる (第 38 図)。ただしその活動が一度に起ったものか、複数回あるいは非常にしばしば発生したものか現在の所ははっきりしたことは言えない。ただ AI_T 層はトラフ西部においては上位の AI_L 層と漸移的に移行しているものと考えられ、 AI_T 堆積中にトラフ軸方向の堆積物重力流も活動していたと見られるので、複数回発生した可能性が強い。いずれにしても、相模トラフ東縁を限る断層の屈曲部でこの様な乱堆積層の認められる事は興味深い。

AI_L 層は現在の海底の傾斜と平行する様な形で堆積している層状構造をよく示す堆積層であり、現在海底表面で起っているのと同様の斜面の傾斜に支配された堆積物重力流の活動により堆積している、急傾斜斜面上の一種の海底扇状地 (Slope fan) であると考えられる (KAGAMI and OTSUKA, 1980)。



第39図 相模湾海底地形図.

(海上保安庁水路部 (1983) による)

Fig. 39. Submarine topography of Sagami Bay.

(Hydrographic department, Maritime Safety Agency, 1983)

相模トラフを縦断する測線について見ると、この $A I_L$ 層は上部斜面ではかなり厚く、下部斜面では非常に薄くなる(第36図)。 $A I_T$ 層と一部で漸移するので明確には言えないが、上部斜面から下部斜面にかけて薄くなる傾向は認められるものと考えられる。また $A I_T$ 層が下部斜面域で非常に大きな、上方にふくらんだ分布をしているので、 $A I_L$ 層は下部斜面中央部には堆積せず周辺部を埋めている可能性が強い。(第36図、第38図)。

下部斜面域での音波探査の縦断記録を見ると、上部斜面から連続してきた層が $A I_T$ 層による地形的膨らみの前で次々と thrust up している様な形態が見られ、それに伴う波状の微地形が音響測深の

echo character としてもよく認められる(第4図)。このような波状微地形は、高さ数m以内で、一般的には2-3mのものが多く、これは上方より運動してきた重力流堆積物が $A I_T$ 層の乱堆積体による逆傾斜により停止したため形成されたシート状の堆積層によるもので、一つ一つの波は、各々一枚の堆積層と対応している可能性がある。また、大規模なスランプシートの先端である可能性も否定できない。

5.2.5. 相模トラフ北端域の地史

本研究からは、直接的に時代を示す資料が得られないため、周辺地域、特に陸上第四紀地質との関係から、できる限り時代を限定し、相模トラフ北端域

の地史を組み立てるべく試みた。

本研究の対象となる相模トラフ北端域の南に隣接する相模海盆地域の地質構造を研究した KONG (1982), KONG *et al.* (1984) は、マルチチャンネルによる音波探査記録の解析結果として、分布する地層を下位より C 層, B 層, A 層とし、堆積物の音波の伝播速度を解析した結果等から、C 層を中部～下部上総層群に、B 層を上部上総層群に対比した。本研究の対象となる A III 層～A I 層を南方へ追跡すると、相模堆付近より急激に薄層化し、KONG (1982), KONG *et al.* (1984) の A 層となることが判明した。このため本研究で扱う A I～III 層堆積の時代は全て上総層群の堆積終了後の相模層群堆積の時代、つまり、現在よりおよそ 40 万年前頃の、中～後期更新世以降として良いものと考えられる。

次に、本研究地域の北東方向に接している大磯丘陵地域の第四系については、古くから多くの研究がなされてきたが(大塚, 1929; 小島, 1954; 成瀬, 1960; 森他, 1982 等), 大磯丘陵西部の曾我山付近を中心として分布する砂礫層は西方から供給されていたものとされている。当然その時代には、現在酒勾川の流れている足柄平野は存在せず、また本研究の対象とする現在の相模トラフの北端域ではそのトラフの地形自体も現在とは全く異なり、堆積物の供給はごく少なかったと思われる。久野(1952)は、この礫岩の中に箱根火山古期外輪山溶岩の破片を見出し、溶岩の噴出中またはその直後に大磯丘陵へもたらされたものとしている。大磯丘陵への西方からの堆積物の供給が見られなくなるのは、町田他(1974)によれば Tc 層以降であり、その時期は Gop テフラの頃、即ち 28.5 ± 2.8 万年程度(町田, 1977)であるとしている。また上杉他(1977)は少なくとも七国峠期までは、西方からの礫の供給を受けていたとしている。これは同じ著者らによる関東第四紀研究会(1980)中の表によれば約 18 万年前頃である。また上杉他(1981)は、現在大磯丘陵の北から酒勾川へと流れる四十八瀬川の流路が、かつては東方へ流れていたものとし、その後の川音川断層の活動による流路の変化は雑色ローム堆積後、早田ローム堆積前であるとしており、関東第四紀研究会(1980)によれば、それはおよそ 26 万年前ごろである。

この様にテフラを主な対象とした研究結果には、

かなりバラツキがあって一致していないが、28.5 万年前以前は、本研究の対象としている陸岸よりの地域ではトラフ地形の形成がなされていなかった可能性が考えられる。

更に町田他(1975)、町田(1977)は、富士山東麓の駿河礫層の研究から、現在本地域に堆積物を供給している酒勾川の中～上流部は、少なくとも約 8 万年前の Pm-1 テフラの時代の後まで西方の駿河湾方向へ流れていて、相模湾へは多量の堆積物を供給していなかったものと考えている。酒勾川が相模湾方向へ流下したのは、OP～TP 間(約 5 万年前位か?)の可能性が高いとしている。

相模トラフ北端域の地質構造発達史を以上の周辺地域の地史と矛盾なく構成すると次の様になる。

①約 40 万年前に、南方の相模海盆内で KONG (1982), KONG *et al.* (1984) の B 層の堆積が終了した。本研究地域内で B 層が堆積したかどうかはこの研究だけでは相模海盆地との対比が現在ついていないので確かな証拠は無いが、B 層が堆積していたとしても今のところ矛盾はない。その後軽微な海底侵食作用が働き、結果としてかなり水平面に近いやや凹凸のある面が生じたものと考えられる。

②以上の様にして、基盤の波曲した面の上に凹所を埋積する形で A III 層が堆積していった。この堆積盆地は現在のトラフの海盆とは異なったもので、現在伊豆半島の斜面上部の地域までを含む広汎なものであったと考えられる。おそらくこの堆積作用はゆっくりと進行した hemipelagic 的なものと考えられる。

③ 28.5 万年前、あるいは 26 万年前、または 18 万年前頃のいずれかの時期から、本研究地域である陸岸近くにトラフ性の地形の原形が萌芽的に形成され始めた。A III 層の伊豆半島側斜面で、その厚さが薄くなるのはこの影響と思われる。

④ A II 層の様な錐状堆積体が堆積するためには大量の堆積物が急速に供給される事が必要であろう。駿河礫層の問題も考慮すると、最終間氷期の下末吉海進以後の海面低下時に A II 層の大部分が形成されたものと考えられる。A II 層が全く現在のトラフに規制された形で堆積していることを考えると、下末吉海進頃(12 万年前頃)には、トラフは A II 層以上の堆積物をのぞいた状態で現在の形に近づいてい

たものと考えられる。ただし調査地域の範囲内では A III 層上面の形から、縦断面で見ると依然としてかなり水平に近いものであった。

⑤下末吉海進のピーク以降、海面の低下に伴って堆積物の供給が増加し、トラフの陸岸付近に錐状堆積体(海底扇状地)を形成し始めたものと考えられる。特に約 8 万年前以降酒匂川が流域面積を大きく増加させて大量の堆積物を供給するにつれ、急速に錐状堆積体が形成され、相模トラフ最北端部より前進埋積(prograding)し始めた。錐状堆積体の形成の末期には、下部斜面の地域まで薄いシート状の地層が堆積するようになった。ただし A II 層の堆積は相模トラフの北端域の海盆の中に限られている。

⑥沖積層の堆積よりはかなり前の海面低下時期に、トラフ東方から大量の乱堆積堆積物が下部斜面域へ運び込まれ(A I_上層)、一部は巨大な異地性岩体を含む海底地すべりとして、平塚沖の大陸斜面下部より西南方向へ運搬されたものと考えられる。この乱堆積が相模トラフを限る断層の屈曲部に向かって発生している事実を考えると、この断層屈曲部付近を中心とした下部斜面地域が特に周辺より沈下した事を反映している可能性もある。小池(1953)、山内(1969)等は、南関東の堆積盆地に発生する海底地すべり等による大規模な異常堆積は、堆積盆地の堆積中心が移動するなど造構運動の変化する現象と関係があるとしている。本地域でもこの大規模な乱堆積は造構運動の変遷と関係するものかもしれない。この時期と前後して相模トラフの軸方向にも粗粒な堆積物重力流の場としての斜面型海底扇状地が形成され A I_下層が堆積して、現在に至っている。

6. 駿河トラフ北端域の地質構造

6.1. 海底表層堆積物と海底地形

6.1.1. 海底地形、および echo character による駿河トラフ北端域の上部斜面、中部斜面、下部斜面の区分

海底地形図(第 40 図)、音響測深記録による地形横断面図(第 41 図)、および地形縦断面図(第 42 図)でわかる様に、相模トラフ北端域の場合と同様に、陸岸に近い非常に急傾斜で複雑なリッジ、チャンネルの交替する地形から深海部の緩かな傾斜の地域への

変化が見られる。

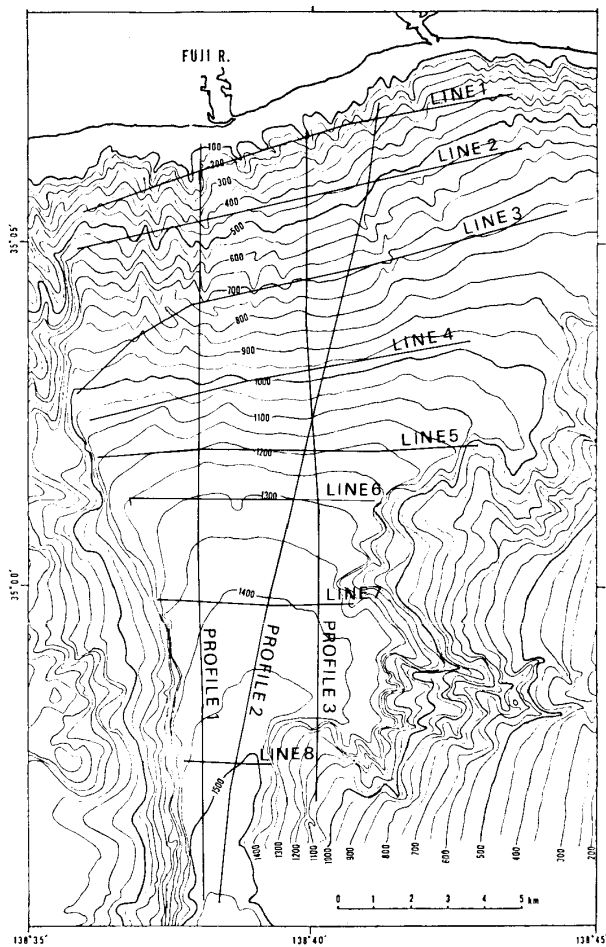
即ち、駿河トラフ北端の地域では、ガリー状の複雑なリッジ、チャンネルのくり返す地形が水深 400 m 位まで続き、その下側斜面には水深 900 m 位まで、トラフ横断面全体にわたって盛り上がった地形の上にさらに上方へ突出し、トラフ軸方向へ伸びるリッジがのっている地形が発達している。ここまでが相模湾の上部斜面に当る地形と見られる。水深 900 m から 1350 m 付近までは非常に滑らかな海底の上に緩やかな、上方へ盛り上がる地形が部分的に見られる部分が続く。この部分が相模湾の中部斜面の地形と対応する。これより下側の斜面では、相模湾と同様顕著な波状の微地形を示す様になりこれ以降を下部斜面として区分できる。

トラフ方向の傾斜は、上部斜面で 6.5° 位 ($1/9$) 中部斜面で 6.5° ($1/9$) から 3° ($1/22.5$)、下部斜面で 3° ($1/22.5$) 以下となっていて、相模トラフの場合より上部斜面を特長づける小規模の、強い echo character を示すリッジの発達が、傾斜のより大きな(相模湾で 6° に対し、駿河湾で 6.5°) 斜面で終わってしまうのが特徴である。しかし、この様な小さな違いを除くと、相模湾とほとんど同様の斜面地形区分が可能である。また相模トラフよりは地形の規模が大きく、各斜面区分がいずれも相模トラフよりは深い所にある。また海底地すべりの源頭部の急崖はより陸岸に接した地域に多く見られるのが特徴である。

6.1.2. 海底地形と関連する海底表層

堆積物の分布

駿河トラフの地形的特徴より見た上部ないし、中部斜面最上部より採取されたピストンコア試料の柱状図によれば(第 44 図)、径の平均 2 ~ 3 cm、最大径 5 cm 位の亜円ないし亜角礫が、粗粒砂から細粒砂より成るマトリックスの中に、浮いている状態で採取されている。その組織を明瞭に知る事は、採取された試料の長さが短い事もあって難しいが、KT-77-7-5 では最大径の礫が最上部に位置する。いずれのコア試料も薄いシルト層を表層にのせている。これらの試料のうち、KT-78-19 の 9, 10, 11 の各試料は地形的にみた中部斜面域より採取されたものであるが、堆積相としてはより浅所の二試料と異なるとは思われない。



第40図 駿河トラフ北端域の海底地形および地形調査測線図。

Fig. 40. Submarine topography of the northernmost area of Suruga Trough and topographic survey lines.

これらはいずれも $6^{\circ}(1/10)$ 以上の傾斜をもった斜面の地域から採取されたものであり、堆積現象から見ると上部斜面域の堆積相としてまとめて良いものと考えられる。

水深1300 m 付近は、駿河トラフの傾斜の変換点となっており、上方に丸みを帯びて盛り上がった、トラフの軸方向へ伸びた舌状体が発達していることでも注目される。この付近で採取されたピストンコア試料の柱状図を第45図に示す。この中のKT-78-19の4および5は、傾斜 3° 以上の斜面より採取されたものであり、各単層の下部は径数cm程度以下の中礫が、極粗粒砂から粗粒砂のマトリックスの中にまばらに浮いた様な状態に入って

いるマッシブな砂礫層で、上部では細粒砂まで級化する厚さ1.5 m程度の砂礫層となっている。

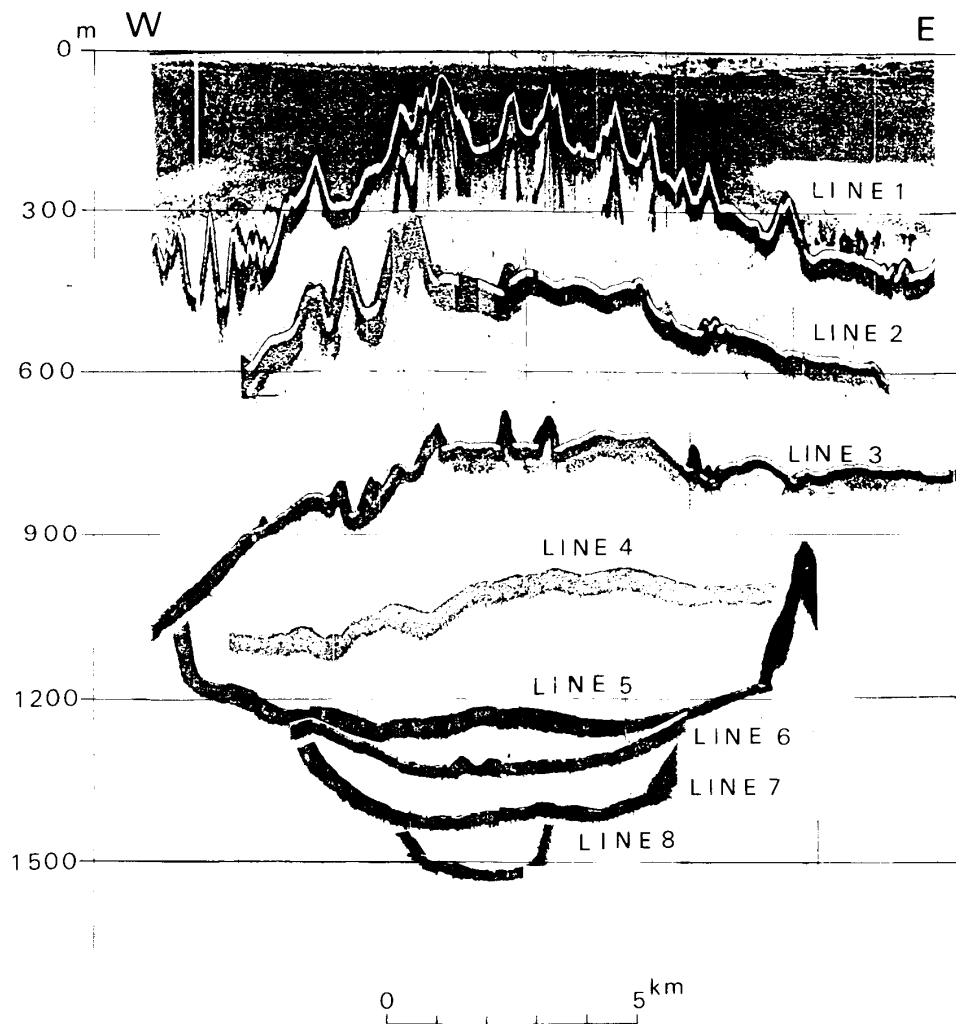
それに対し、やや深所の傾斜 2.5° 以下の斜面より採取されたKT-78-19の6, 7, 8では、級化を示し、変形したシルトパッチを含む厚い(1m~1.5 m)極粗粒砂~粗粒砂と、10~20 cmの厚さのシルト層の互層の堆積相を示し、このわずかな傾斜の違いが堆積相に大きな影響を与えていることが明らかとなった。

1350 m 以深の下部斜面域からは、第46図に示された様に、流動変形したシルトパッチを特徴的に多く含む極粗粒砂から細粒砂への級化を示す堆積相とシルト層を1:1の割合に近く夾在する砂泥互層の堆積相を示す。植物破片をかなり多く含むのも特徴的である。

6.1.3. 駿河トラフ北端域の海底微地形・海底表層堆積相と堆積物重力流

駿河トラフ北端域で得られた堆積物の分布は、相模トラフ北端域での結果と良く一致する。即ち、軸方向の傾斜が $6^{\circ}(1/10)$ 以上の斜面では、砂礫を主とする堆積物が複雑に起伏するトラフの軸方向へ伸びたりツギ、チャンネルを形づくっているものと考えられる。相模トラフ北端域の場合よりは、この急傾斜をなす上部斜面は遙かに深い水深の所にまで広がっている。しかし海底微地形的な特徴から区分するには、その傾斜、堆積相に比較して遙かに堆積性リッジ等の発達が悪く、相模トラフに比較して、より滑らかな海底となっている。

中部斜面と認められる傾斜が $6^{\circ}(1/10)$ から $3^{\circ}(1/22.5)$ の間の斜面では、堆積相は相模トラフ北端域の場合と全く同様に、上部で級化を示し、中礫以下の礫をまばらに含む厚い砂礫層の堆積の場となっていることが明らかとなった。ただ上部斜面の場合と同様に、地形的に堆積物重力流の流動の停止した様相を示す、軸方向に伸びた堆積性の舌状のリッジは、駿河トラフ北端域の場合、相模トラフ北端域に比較してあまりその発達が顕著ではない。ただトラフ底全体には、相模トラフ北端域中部斜面よりは遙かに幅が広く滑らかな海底地形に近いが、緩かに上方へ張り出している地形が連続しており(幅1~2km, 高さ30 m位)、これが堆積物重力流によるものである



第41図 駿河トラフ北端域の音響測深記録による地形横断面図。

Fig. 41. Cross section of the northernmost area of Suruga Trough by echo sounder record.

可能性がある。ただし、1300 m 付近のトラフ中央部に顕著に張り出している堆積物のトラフ軸方向の舌状の地形的高まりは、その周辺の堆積相を精査した結果、傾斜 3° 以上と未満とで大きな違いを示すことから、この付近での傾斜の変遷に伴って停止した砂礫を主とする堆積物重力流により形成された可能性が強いものと考えられる。

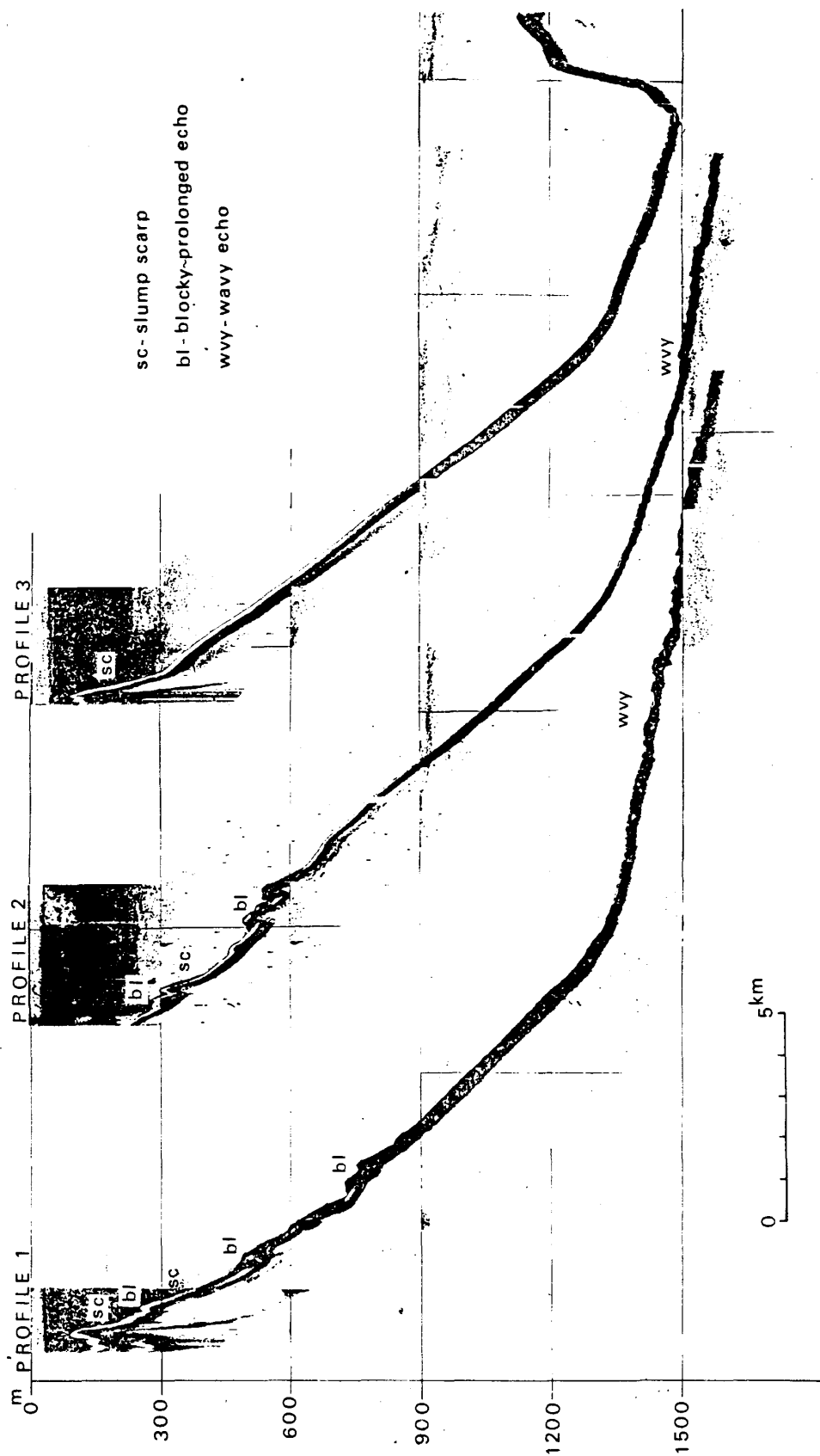
傾斜が 3° ($1/22.5$) 以下の下部斜面は、粗粒砂から細粒砂へと級化を示す砂層、ないし砂層と泥層の比が 1 : 1 程度までの砂勝ち互層の堆積の場合である。流動変形を示すシルトパッチや植物破片が特徴的に含まれる。海底の傾斜は 3° ($1/22.5$) 以下で、顕著な波状の微地形(高さ数 m 以内、波長数百 m 以内程度の様々なスケールのものが認められる)を示す。この波状の微地形は、相模トラフでの場合と同様、海底

地すべりや堆積物重力流による堆積体の形状を反映しているものと考えられる。

6.2. 駿河トラフ北端域の音波探査記録による海底地質構造

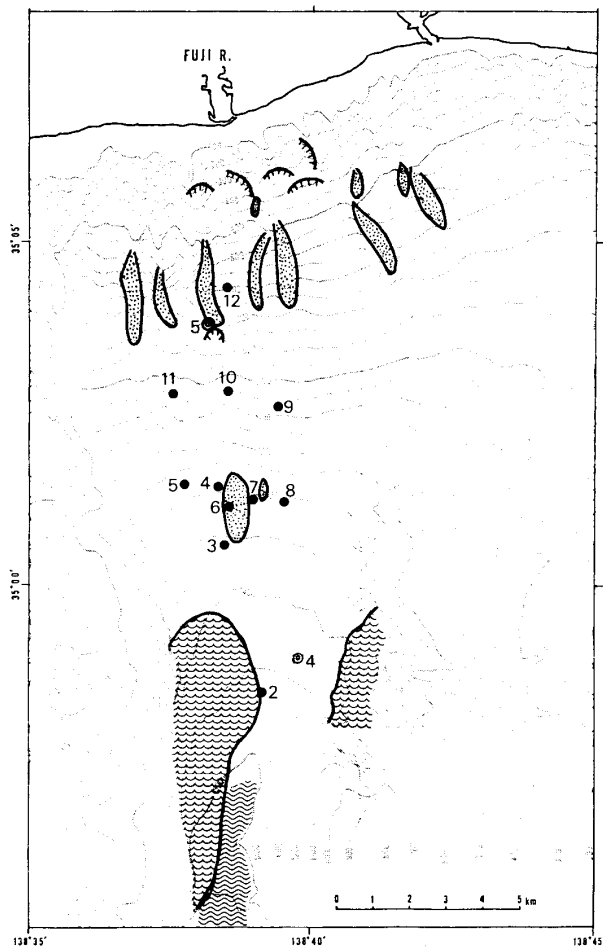
6.2.1. 地層区分と駿河トラフ北端域の地質構造

相模トラフ北端域における同様に、駿河トラフ北端域の音波探査測線(第 47 図)の交点毎に音波探査記録を詳細に検討した結果、本地域内に分布する地層を、音波探査記録上の不整合関係、地層の構造と分布、記録上の音響的性質から区分すると、上位より U I 層、U II 層、U III 層、基盤をなす層の 4 層に大別することができた。発信音の性質による音響ノイズ (bubble effect) の音波探査記録の解析に対する影響は、最上部層の U I 層自体が非常に厚い事



第42図 駿河トラフ北端域の音響測深記録による地形縦断面図。

Fig. 42. Longitudinal section of the northernmost area of Suruga Trough by echo sounder record.



第43図 駿河トラフ北端域の音響測深上の echo character の分布および採泥地点。

echo character の表現については第4図に同じ。
白二重丸はKT-77-7航海によるもの。
黒丸はKT-78-19航海によるもの。

Fig. 43. Echo character distribution in the northernmost area of Suruga Trough and sampling points. Echo character presentation is same as Fig. 4.

Double circles are sediment sampling points taken by KT-77-7 cruise, and black circles are taken by KT-78-19 cruise.

もあって、相模トラフ北端域における場合と同様、それ程考慮しなくて良いと考えられる。

以下、各層について述べる。

①基盤：本研究で基盤としているのは、Profile 3等で良く確認できる緩く波曲した構造をもち、縦断面において現在の海底面より遙かに水平に近い、一部浸食された上面をもっている層で現われ、U III層により、その上面の凹所を埋積されるのに始まり、さらに down lapping の関係で不整合的におおわれ

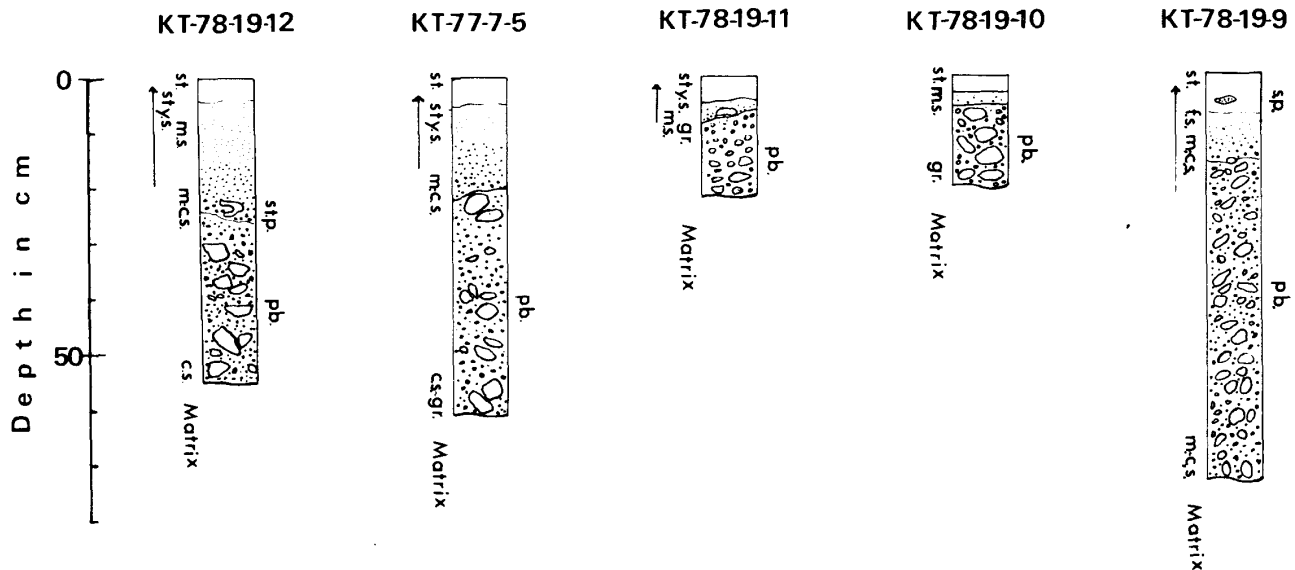
る。トラフ西で、トラフ西縁を限る断層により切られ、西側のより固結していると思われる地層と接している。トラフの東では、伊豆半島側の大陸斜面へ這い上っていくように見える。

②U III層：かなり水平面に近い緩く波曲した基盤の上面を陸岸に近い駿河トラフ北側より down lapping している地層である。その分布の詳細については、厚い上部の地層がおおっているため、はっきりした事はわからないが、相模トラフ北端域における A II 層と同様に陸岸から南方へ向って prograding していく錐状堆積体である。その分布が駿河トラフ北端域の海盆底内に限られているのも A II 層と似かよっている。

③U II層：U III層の錐状堆積体により形づくられたトラフ方向に急傾斜する斜面上を前進埋積していく地層である。層状構造が良く発達し、傾斜の緩やかな斜面では、波状に乱れた構造を呈する事がある。トラフの西では、トラフ西縁を限る断層で切られ、西側のより固結した地層と接する。トラフの東側では、下位の基盤の上に on lapping する。西へかなり傾き、また西方への厚層化を示す。上位の U I 層とは、一部不整合関係をもっておおわれる。しかし、その構造、トラフ方向の傾斜・トラフ海盆内での分布等から、堆積学的には U II 層、U I 層は、U III層の錐状堆積体によって形成された急斜する海底斜面上を前進埋積 (prograding) していく地層で、相模トラフ北端域の A I_L 層ときわめて類似した地層であろう。

④U I層：下位の U II 層を一部不整合関係でおおっている。急斜する海底斜面を前進埋積していく (prograding) 地層で本質的には U II 層と同様の、相模トラフ北端域の A I_L 層と類似した地層である。トラフの西ではトラフを限る断層によって切られ、西側のより固結していると思われる地層と接し、トラフの東では伊豆半島の大陸斜面形成層へ向って on lapping あるいは abut している。

下位の U II 層との不整合は、Line 3(第54図)、Line 4(第55図)で見られる様に、U II 層が西へ向って強く傾き下っている地質構造をしているのに対し、その上に水平に近い構造をもって U I 層が堆積したものである。Line 5より以南ではこの様な不整合関係は明らかではないので、U II 層堆積後、駿河トラフ



第44図 駿河トラフ北端域の上部斜面から採取されたピストンコア試料による柱状図。
採泥点は第43図参照。

Fig. 44. Columnar section of piston core samples taken from the upper slope of the northernmost area of Suruga Trough. Sampling points are shown in Fig. 43.

北端域の北西側の Line 4 付近より北では、それ以南に比べて、より強く西へ傾き下がり、かつねじれる様な運動がかなり短期間の間に激しく行われ、その結果このような不整合の形が作られたものであろう。この動きは駿河湾断層の活動(恒石, 1980; 1981)を反映している可能性が強い。

6.2.2. 錐状堆積体(海底扇状地)としての U III 層の意義

第 60 図から第 63 図に駿河トラフ北端域に分布する各層の等層厚線図を示した。これによると U III 層は駿河トラフ北端域中央の陸岸付近を中心とした錐状堆積体を構成していることが認められる。しかも U III 層は、現在駿河トラフ海盆の底となっている部分にしか分布していない。このような特徴は U III 層が相模トラフ北端域での A II 層と非常に良く似た堆積層である事を示す。

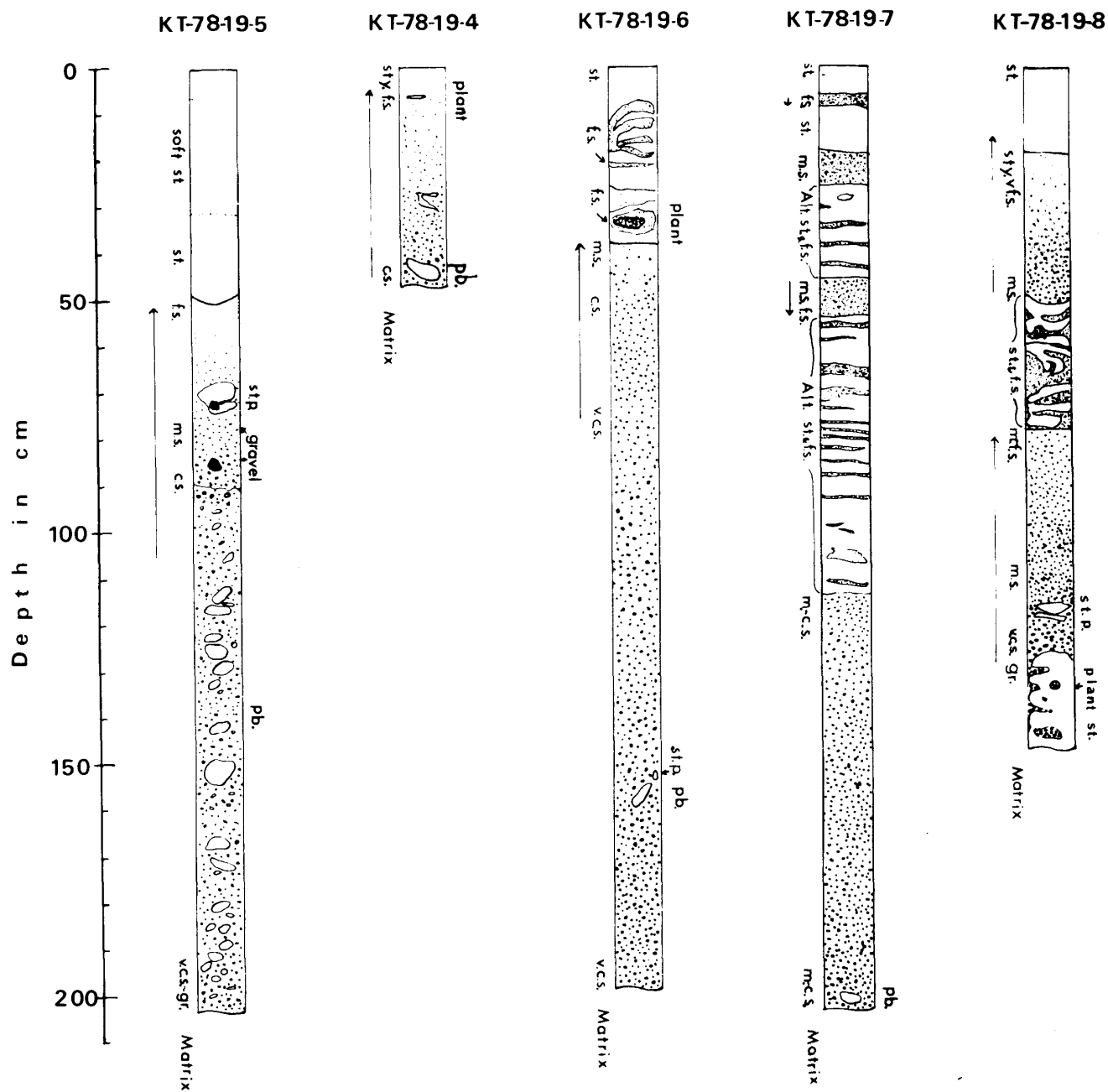
つまり、U III 層堆積前の時期には、現在駿河トラフの北端域に見られる様なトラフ軸方向に急斜する海底地形はなく、かなり水平に近いやや波曲する面をもった海底が広がっていたと考えられる。しかもその海底面と堆積物の供給源との間には、かなりの高度差が存在しており、その高度差を埋める様に U III 層が急傾斜の斜面を形成して、扇状地様の錐状堆積体として前進埋積していったものと考えられる。

しかも相模トラフの A II 層の場合と同様に、明らかに現在の駿河トラフ海盆の底部にのみ分布している地層は、U III 層がその最初のものである可能性がある。このことは相模トラフの場合と同様に現在の様な形の陸岸付近のトラフ地形の形成の時期が、U III 層堆積の少し前の時代であった可能性を示唆する。実際、音波探査記録の Line 5 (第56図)では、U III 層の下の基盤が伊豆半島側の大陸斜面へ、その性質を大きく変えることなく這い上っていきに見える。現在の所、その他に確実な証拠がないので、この基盤の分布がどれほど確かなものか判断するには資料不足であるが、駿河トラフの形成についての一つのより所となる可能性もあるといえよう。

重要なことは、相模トラフ、駿河トラフの双方で氷期海退に伴い、陸棚上にトラップされた陸源物質が急激に海底に供給された結果、海底扇状地が短期間に形成された可能性が強いという点である。もしそのような事実が存在するとすれば、その同時性はテクトニクスを考察するうえで極めて重要なことになろう。

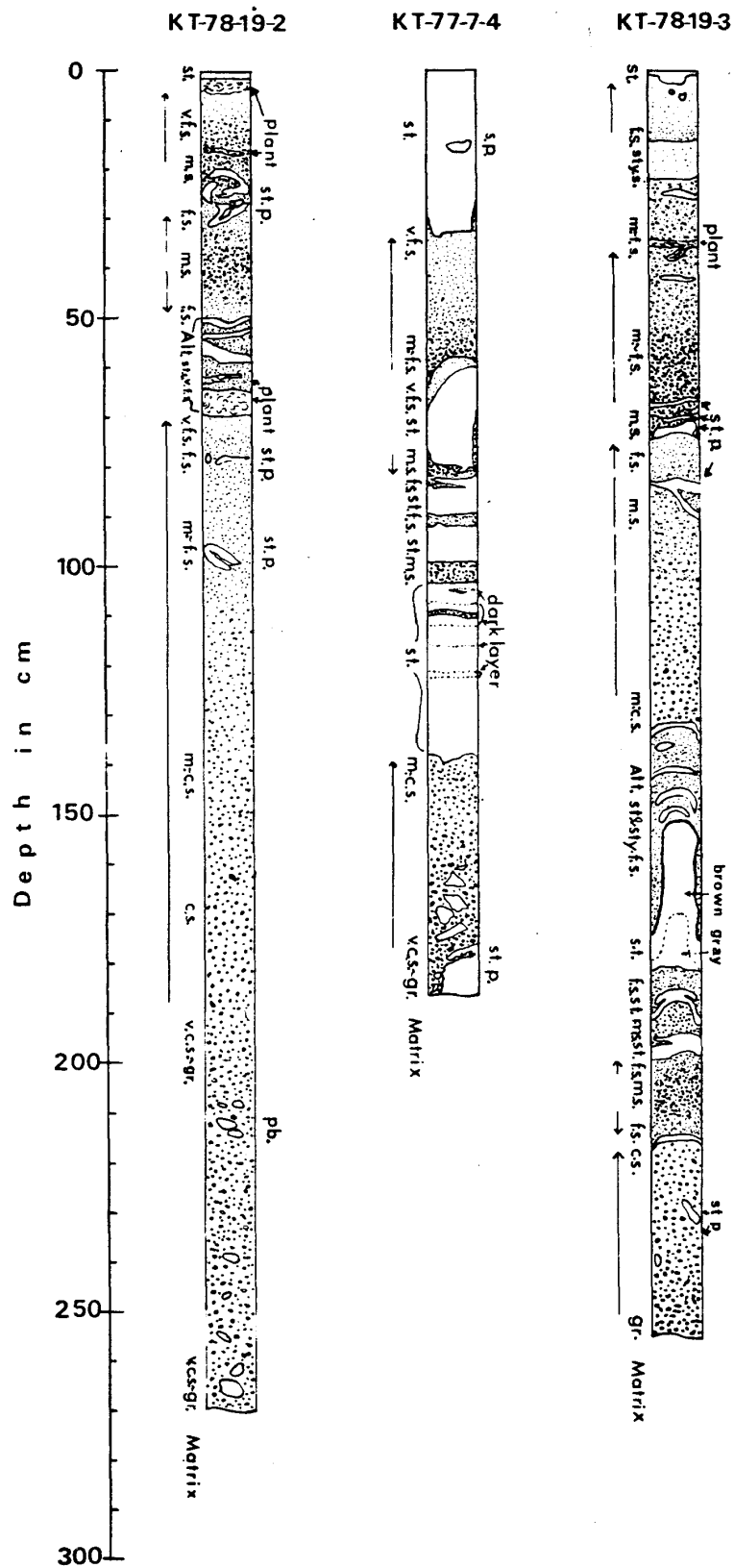
6.2.3. 斜面型海底扇状地 (slope fan) としての U II 層・U I 層

U II 層、U I 層は共に、駿河トラフの縦断面の音波探査記録で見える限り、現在の海底とほぼ同様の傾



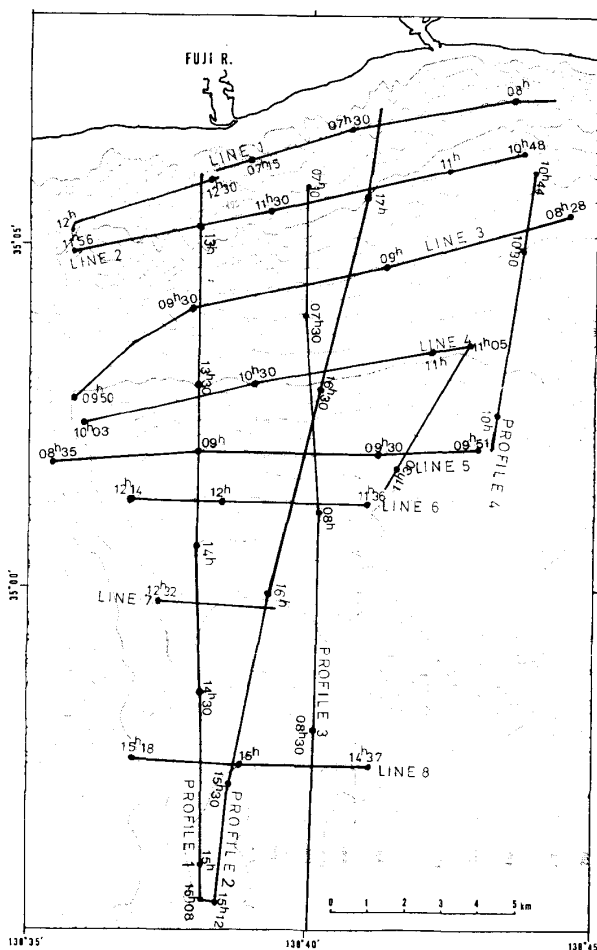
第45図 駿河トラフ北端域の中部斜面より採取されたピストンコア試料による柱状図。
採泥点は第43図参照。

Fig. 45. Columnar section of piston core samples taken from the middle slope of the northernmost area of Suruga Trough. Sampling points are shown in Fig. 43.



第46図 駿河トラフ北端域の下部斜面より採取されたピストンコア試料による柱状図。
採泥点は第43図参照。

Fig. 46. Columnar section of piston core samples taken from the lower slope of the northernmost area of Suruga Trough. Sampling points are shown in Fig. 43.



第47図 駿河トラフ北端域の音波探査測線図。

Fig. 47. Seismic survey lines in the northernmost area of Suruga Trough.

斜をもって、U III層の形成した急斜面上を前進、埋積していく、層状構造をよく示す地層である。その構造や地層面の傾斜などから、現在の駿河トラフの海底斜面で起きている堆積相とほとんど同様の海底斜面の傾斜に支配された堆積物重力流の場で両層は形成されたものといえよう。以上のどの点をとっても相模トラフのA I_L層と類似した地層であり、同様に堆積物重力流の活動により堆積している急傾斜面上の一種の海底扇状地の堆積物であると考えられる。

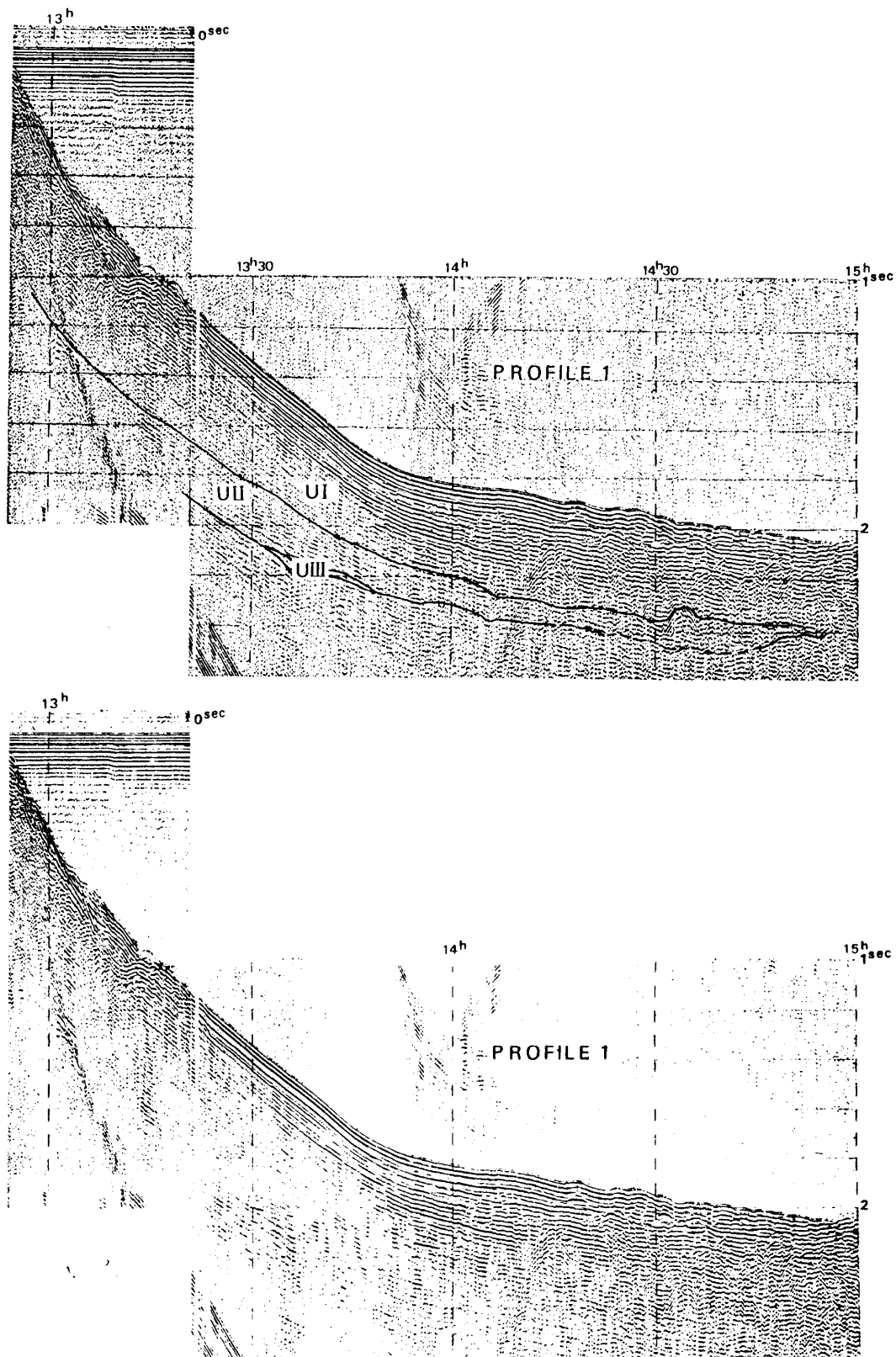
U I層、U II層の等層厚線図(第61図、第62図)によれば、これら堆積物重力流によって堆積した斜面型海底扇状地(slope fan)堆積物は、上部斜面で非常に厚く、下部斜面へ向ってその厚さを急速に減じ、下部斜面以深ではその厚さはそれ程変化せずに連続する事がわかる。即ち上部斜面での礫質堆積物から、砂礫層へ、更に級化する粗粒砂層へと変わる堆積相

の変化に伴って、地質構造単位となる地層全体の厚さも急激に減少していくが、いったん砂泥互層の堆積相となると、その層厚の変化は少くなり、厚さがさほど変わらずに遠方へ運搬されうるということを示している。これは当然各々の堆積相に係する堆積物重力流の性質と密接に関連しているものであろう。

東西方向の層厚変化については、U I層、U II層ともトラフ西縁のトラフを限る断層に向って顕著な厚層化を示している。それと同時に駿河トラフ北端域の海盆内部では、各等層厚線は北東-南西方向へ走り、トラフ北西隅での層厚が非常に大きくなっているのが認められる。このことは駿河トラフ北端域では、海盆底下の基盤が単純に西方へ沈んでいるのではなく、その北西隅においてはより北西方向へ沈んでおり、全体としてはねじれる様な動き方をしている可能性を示唆すると考えられる。U I層とU II層の間に不整合がある事実に関しても、その不整合が駿河トラフの北西隅でのみ見られ、下位のU II層が上位層より北西隅で更に北西方へ強くねじり下げられたとすると、妥当な説明ができる。これは駿河湾断層の存在とその活動に由来するものであろう。おそらくこのような断層による基盤の上下動には強弱の段階的な変化があり、そのために不整合が一部に生じたものと考えられる。

6.2.4. 駿河トラフ北端域における地史

本研究では、駿河トラフの地史に関し、直接的に時代を示す資料は得られていない。土(1967)は、駿河湾西部の石花海堆が小笠期の礫層でおおわれているとの報告をした。奈須他(1968)は、石花海堆の東側の斜面(駿河トラフ西側斜面)で、石花海堆をつくる地層の層理面が切られている事から、トラフ斜面の形成は、後小笠期の段丘面変形が進行する過程と伴っているか、更にその後半である可能性があると述べている。土(1983)によれば、小笠期は0.9 Ma~0.5 Maである。よって駿河トラフ西側断層の活動は、0.5 Maよりかなり後のことと考えねばならないだろう。一方、相模トラフ地域と駿河トラフ地域の間で、もし対比が可能であるとする、駿河トラフ北端域の錐状堆積体であるU III層が、湾奥の陸岸付近で駿河トラフの地形が形成された後に堆積した地層である可能性がかなりあるため、①相模トラフ北端

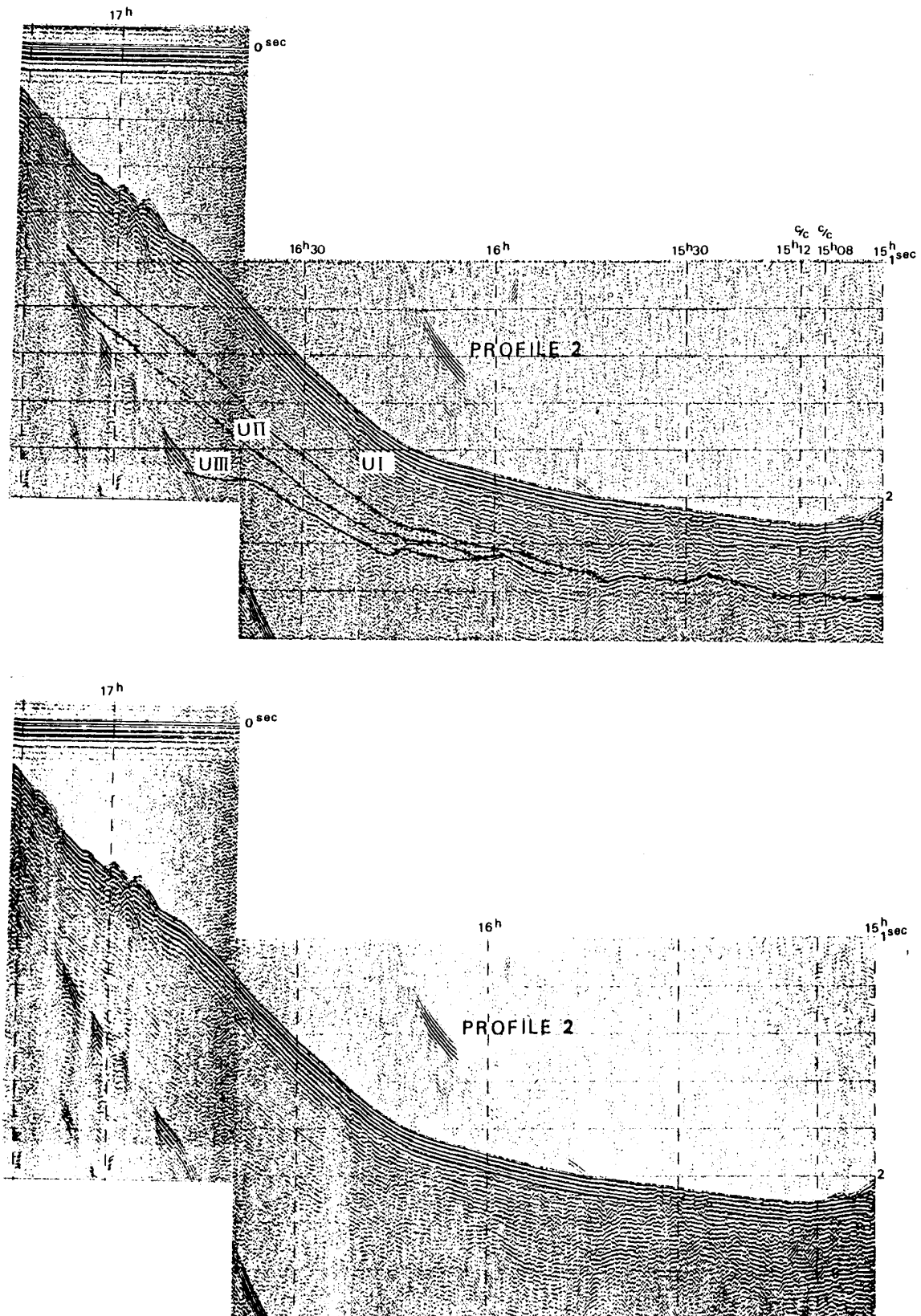


第48図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その1—Profile 1.

(縦軸の単位は往復走時秒数)

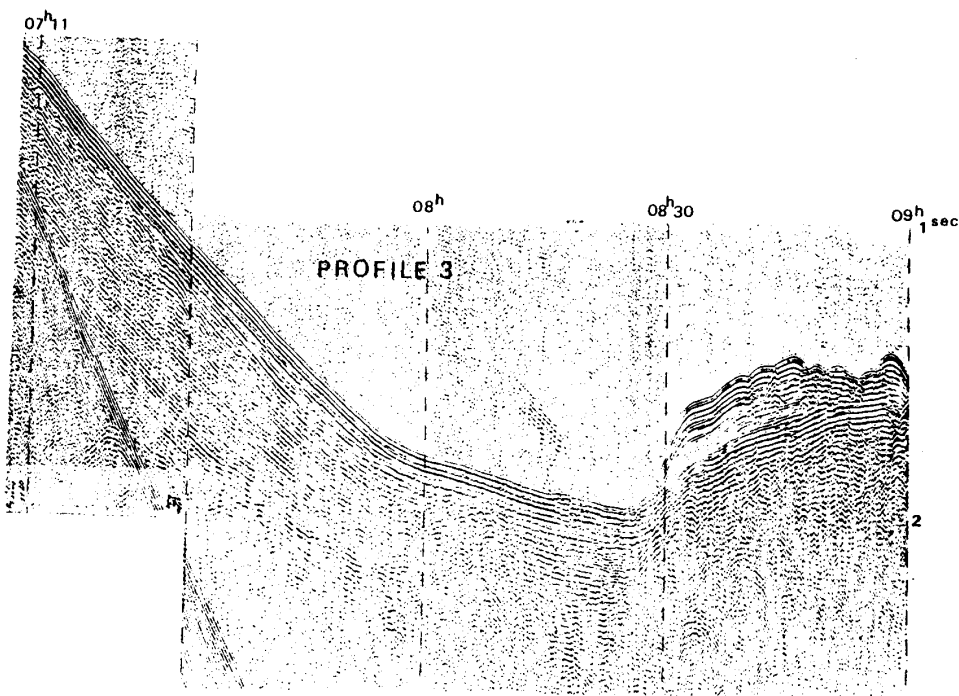
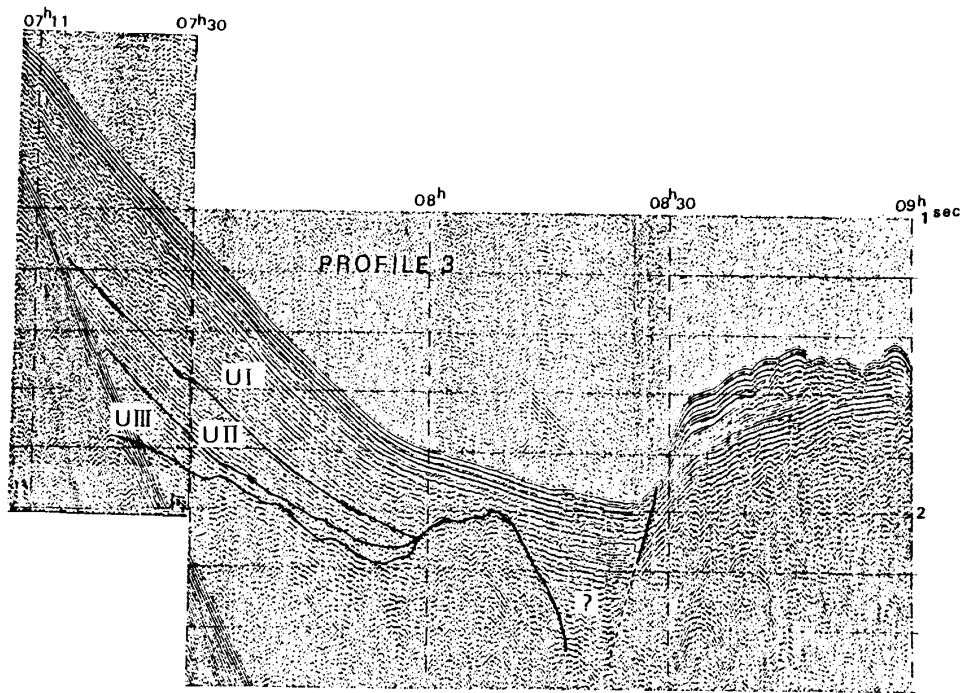
Fig. 48. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Profile 1.

(ordinate unit in seconds of double travel time)



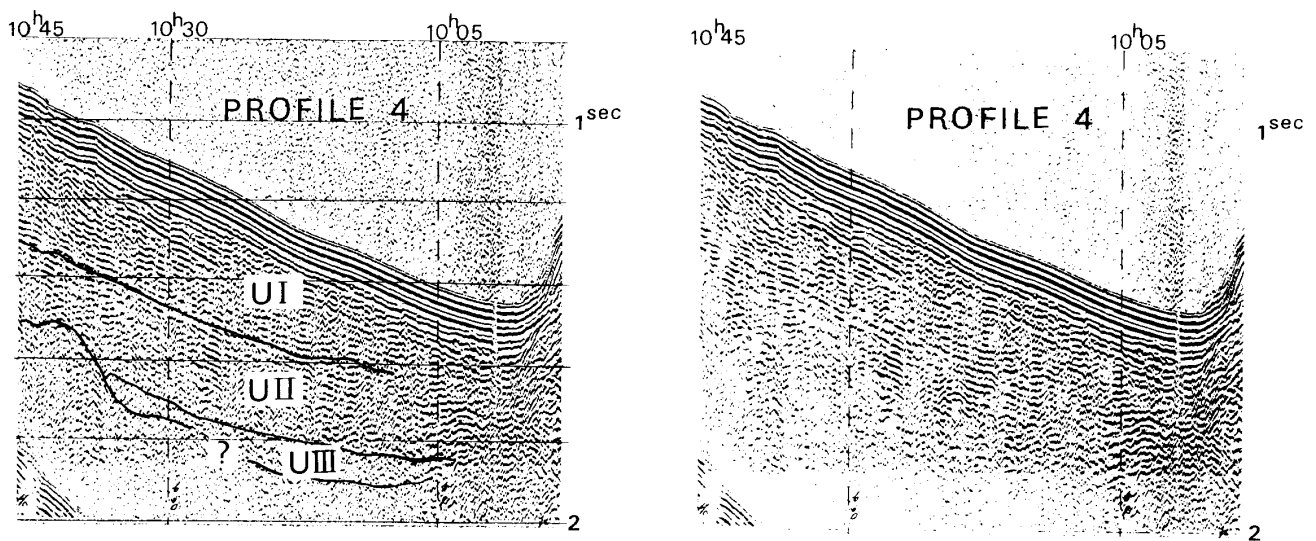
第49図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その2—Profile 2.

Fig. 49. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Profile 2.



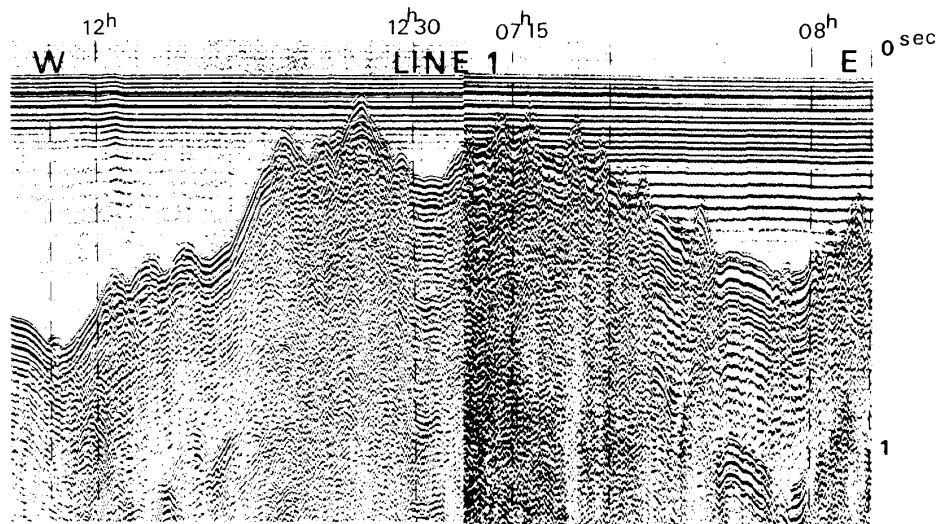
第50図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その3—Profile 3.

Fig. 50. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Profile 3.

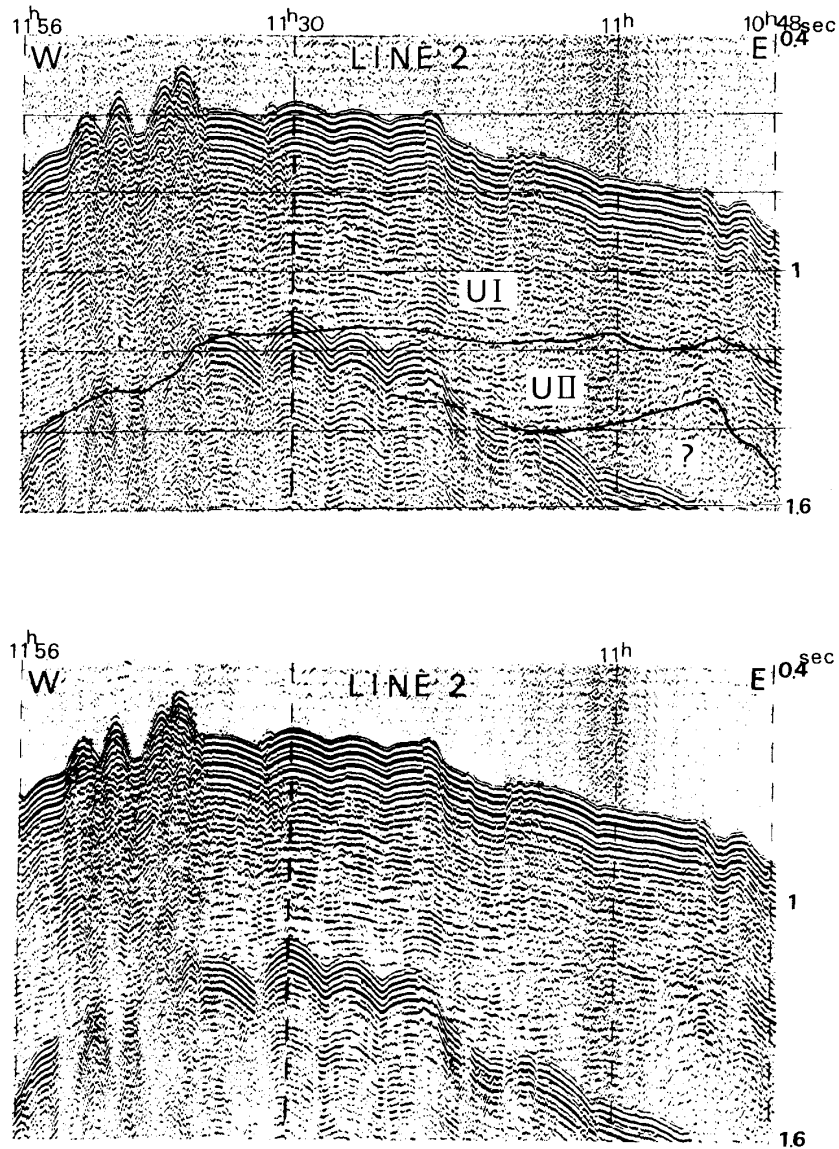


第51図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図
—その4— Profile 4.

Fig. 51. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Profile 4.

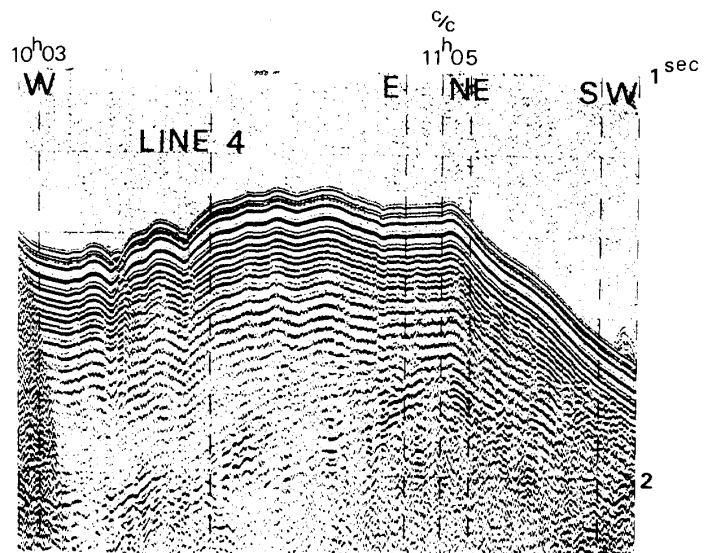
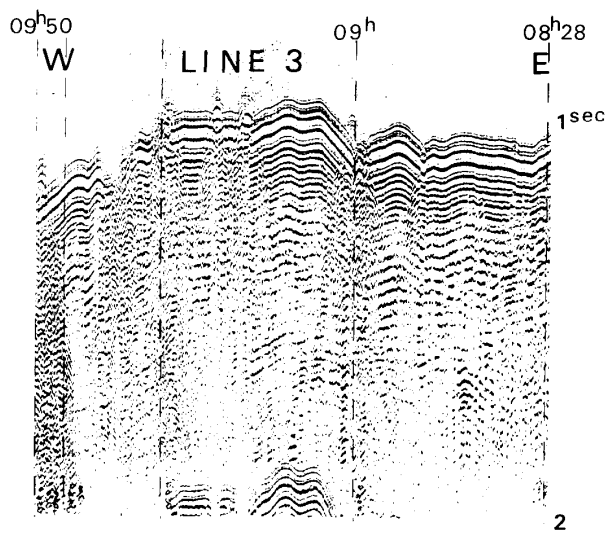
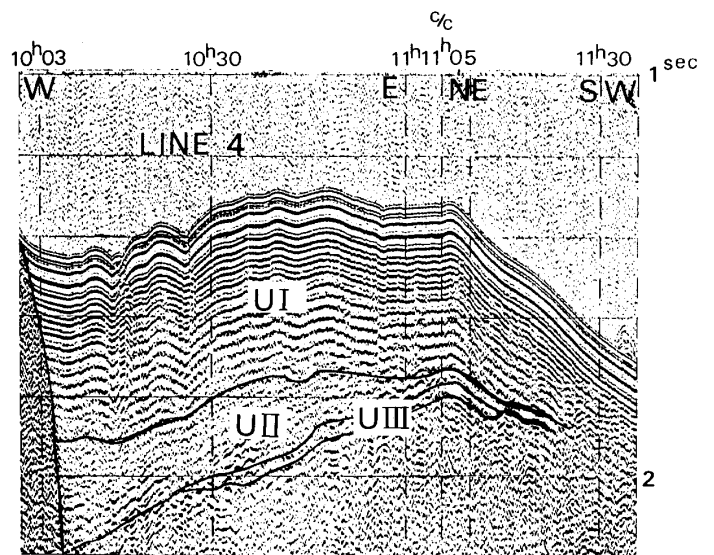
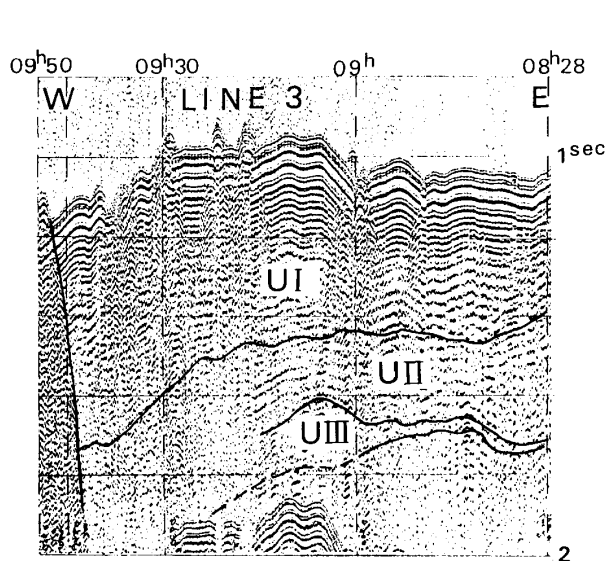


第52図 駿河トラフ北端域の音波探査記録—その5— Line 1.
Fig. 52. Seismic survey record of the northernmost area of Suruga Trough, Line 1.



第53図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図
—その6— Line 2.

Fig. 53. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Line 2.

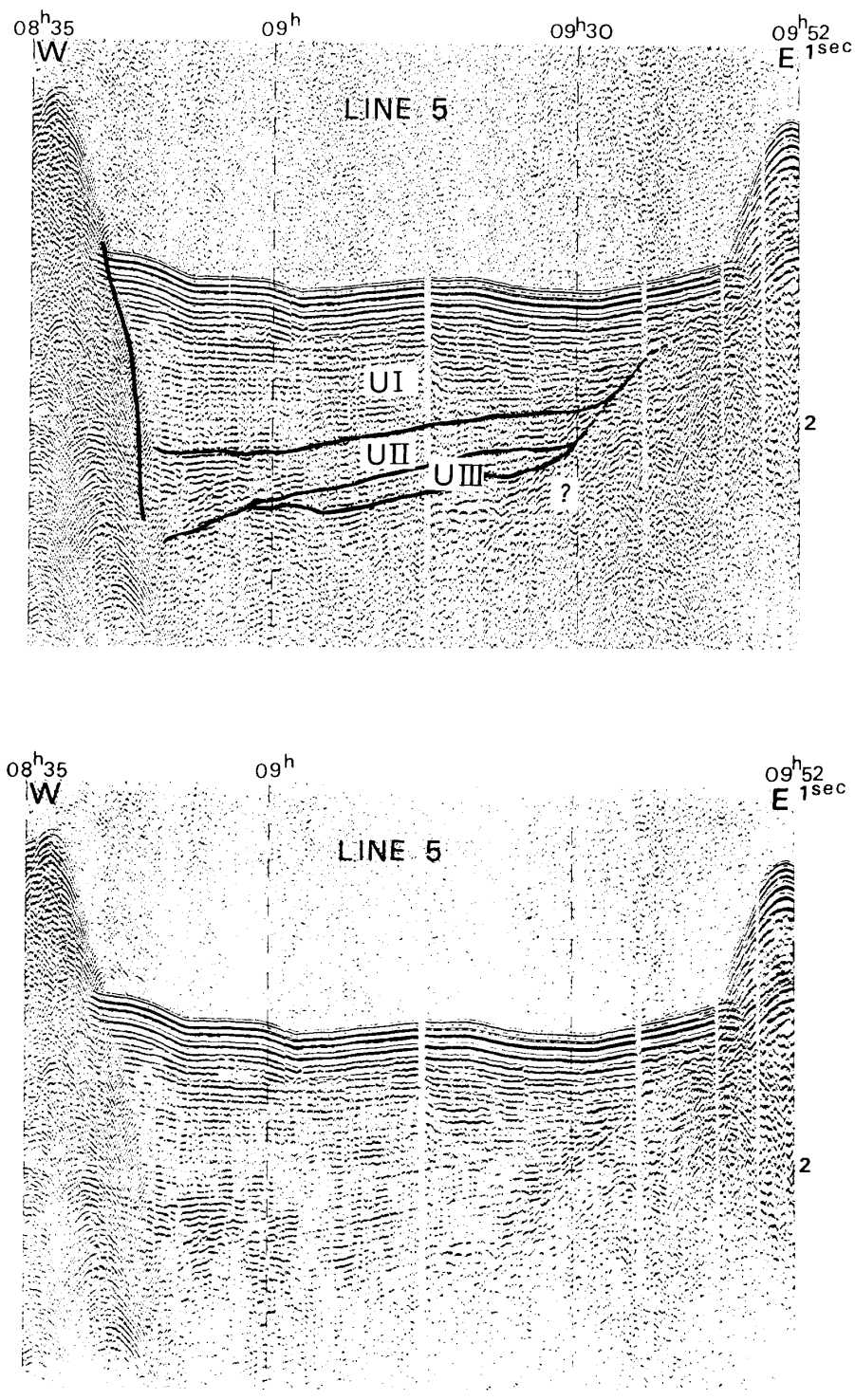


第54図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その7—Line 3.

Fig. 54. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Line 3.

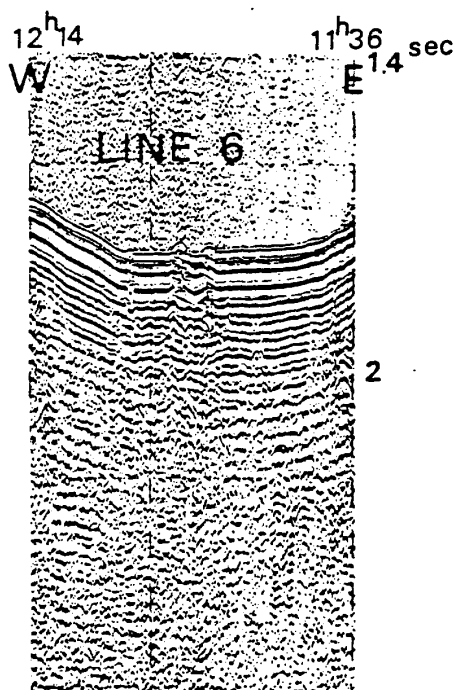
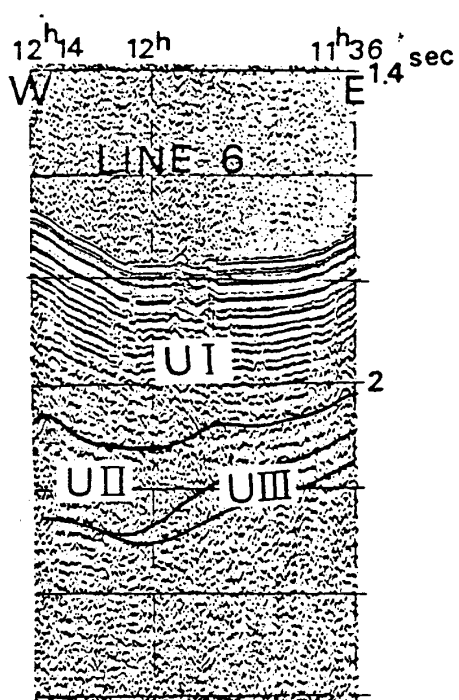
第55図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その8—Line 4.

Fig. 55. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Line 4.



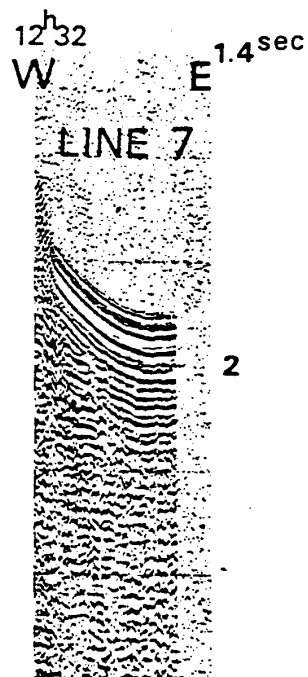
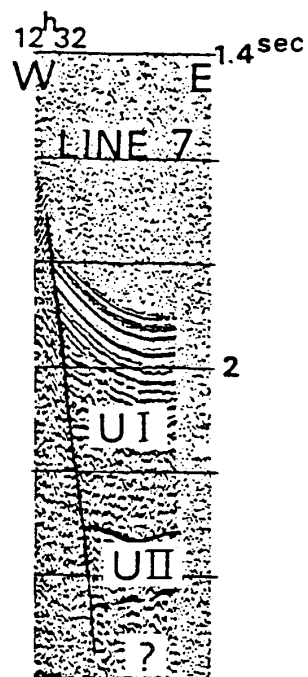
第56図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図
—その9— Line 5.

Fig. 56. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Line 5.



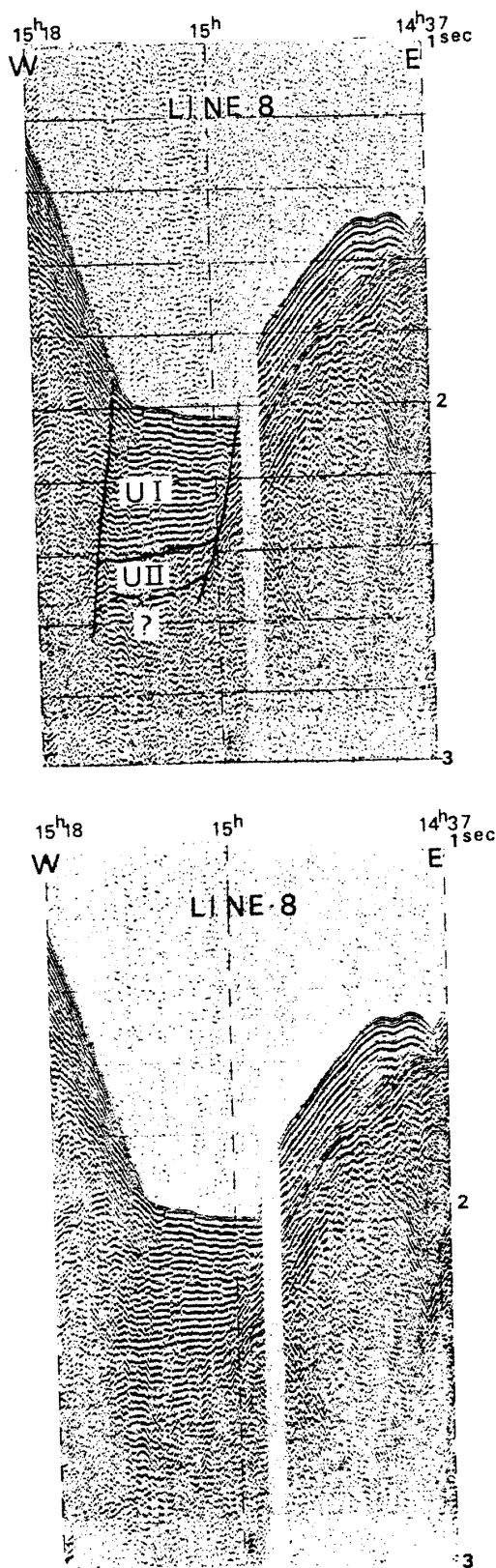
第57図 駿河トラフ北端域の音
波探査記録およびその解釈図
—その10— Line 6.

Fig. 57. Seismic survey record
and its interpretation of the
northernmost area of Suruga
Trough, Line 6.



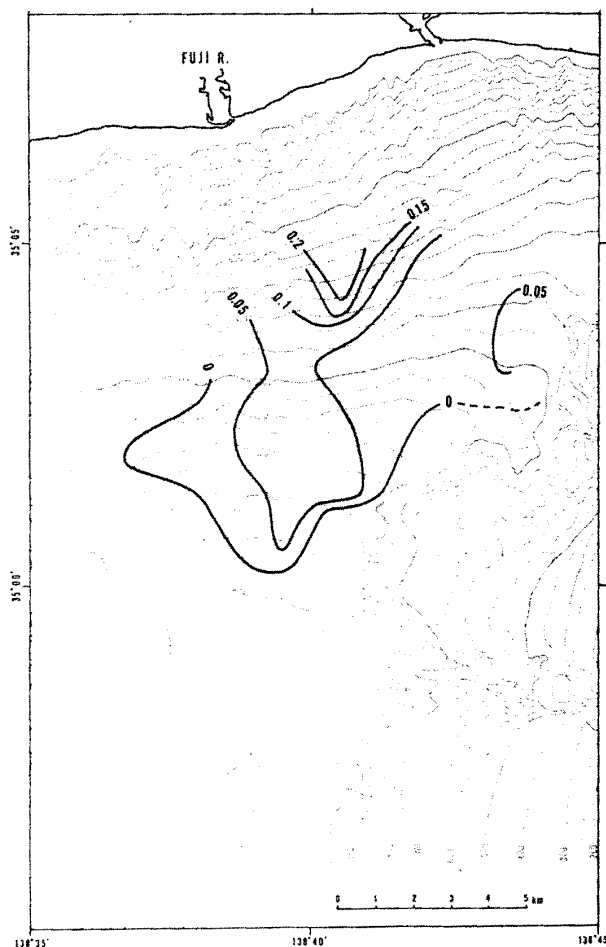
第58図 駿河トラフ北端域の音
波探査記録およびその解釈図
—その11— Line 7.

Fig. 57. Seismic survey record
and its interpretation of the
northernmost area of Suruga
Trough, Line 7.



第59図 駿河トラフ北端域の音波探査記録およびその解釈図—その12— Line 8.

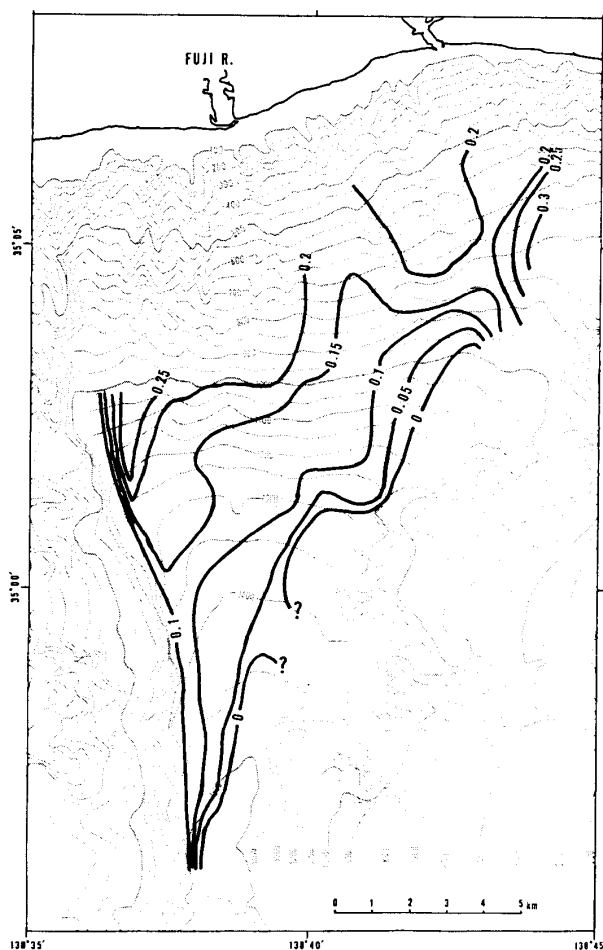
Fig. 59. Seismic survey record and its interpretation of the northernmost area of Suruga Trough, Line 8.



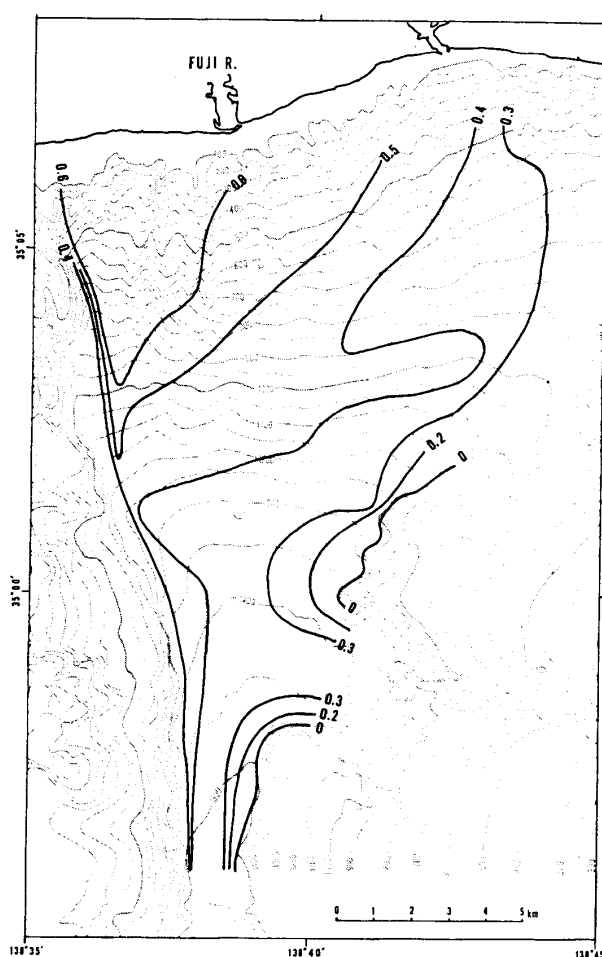
第60図 駿河トラフ北端域のU III層の等層厚線図。
(単位は往復走時秒数)

Fig. 60. Isopach map of U III layer of the northernmost area of Suruga Trough.
(unit in seconds of double travel time)

域でトラフ地形が形成され始めた可能性のある A III層の上部(例えば, 28.5 万年~18 万年前のどこか)と対比されるか, または, ②相模トラフ北端域でも錐状堆積体の形成された A II層(下末吉期以降, 12 万年~10 万年前以降)と対比されるか, の2つの可能性が高いと考えられる。現在の所それ以上の推察を行なう資料はない。しかし, 大量の堆積物の急速な供給が氷期海面低下によるものとする, ②の可能性が高いことが指摘できる。いずれにしても, 駿河トラフが形成され始める以前の時期にはその海盆底は, 現在の伊豆半島側の大陸斜面まで含む広汎なもので, 緩く波曲したかなり水平面に近い軽微な浸食面であったと考えられる。その後, トラフの形成の間か, あるいは後で, 陸岸から大量の堆積物の



第61図 駿河トラフ北端域のU II層の等層厚線図。
Fig. 61. Isopach map of U II layer of northernmost area of Suruga Trough.



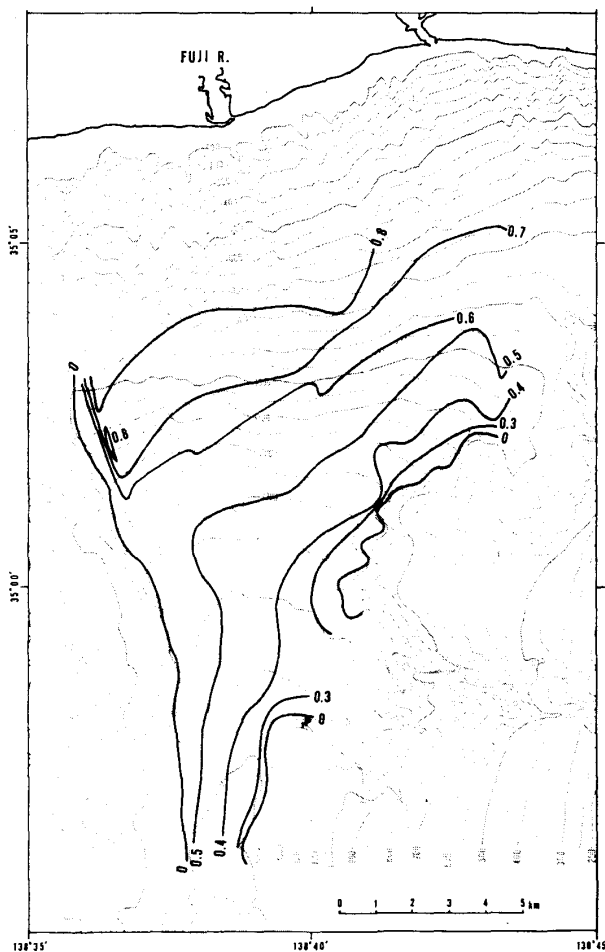
第62図 駿河トラフ北端域のU I層の等層厚線図。
Fig. 62. Isopach map of U I layer of the northernmost area of Suruga Trough.

供給が行われ、供給源地と海盆底の間の高度差を埋積する形でU III層が駿河トラフ海盆底内に堆積し、その上にU II層、U I層が、堆積物重力流の活動の場としての斜面型海底扇状地 (slope fan) の堆積層として厚く堆積したものと考えられる。この間、駿河トラフ北端域では、海盆底の西縁を限る断層へ向っての顕著な傾動があったものと考えられ、U I、U II層の西へ向っての厚層化が認められる。特にこの地域の北部では、北西に向っての沈下があったものと考えられ、駿河トラフ海盆底は、南から北へ向うにつれ、西方から北西方向へとねじり下げられる様な運動を行ったものと考えられる。またこの運動には強弱の段階的な変化があり、そのためにU II層とU I層の間に一部不整合が見られるものと考えられる。

7. 相模トラフ北端域と駿河トラフ北端域の堆積相と地質構造の比較

7.1. 海底表層堆積物の堆積相と海底地形に見られる堆積物重力流による斜面型海底扇状地

NORMARK (1970) および NELSON *et al.* (1970) により提出され、NORMARK and PIPER (1972), NELSON and KULM (1973), 等により確立されるに至った碎屑性堆積物による堆積体の形成モデルとしての海底扇状地モデルは、更に DAMUTH (1975), NORMARK (1978), NORMARK *et al.* (1979) 等によってより成熟したものとなり、現在、世界的に広く受け入れられたものとなっている。この海底扇状地モデルは、基本的には堆積物を供給する海底谷があり、その出口から下方へ向って同心円状に、upper fan, middle fan, lower fan としてまとめられる部分が



第63図 駿河トラフ北端域のU層(U I ~ U III層)の等層厚線図。

Fig. 63. Isopach map of U layers (U I ~ U III layers) of the northernmost area of Suruga Trough.

扇状の堆積体を形成し、その表面上をチャンネルを刻んで流れる堆積物重力流により堆積物が供給され、主に middle fan 上で盛んに堆積が起り (Supra fan), このチャンネルの移動により、海底扇状地が成長して行くという事がその中心的命題となっている。海底扇状地のその各々の堆積環境には、また礫質堆積物より泥質堆積物にまで至る特徴的な岩相が発達するとされている (MIDDLETON and HAMPTON, 1973; WALKER and MUTTI, 1973; MUTTI and RICCI LUCCHI, 1975; WALKER, 1975; WALKER, 1978; WALKER, 1979 等)。

ただこのような海底扇状地モデルは、地質構造運動的に安定した大陸周縁部を前提としており、構造運動に規制されることの多い島弧、海溝系では必ずしもそのまま適用されるとは限らない。SCHWELLER

and KULM (1978) によっても一部指摘されている様に、構造運動が堆積体形成を規制する海溝等では、典型的な海底扇状地モデルが発達するには様々な条件が必要であり、特に十分に広い、適当な傾斜をもった海盆の形成が必要であらうと考えられる。

本研究で対象とした相模トラフ北端域、駿河トラフ北端域は、そのトラフ海盆自体が構造規制を強く受けた、非常に狭いものであり、かつその軸方向の傾斜が非常に大きいため、通常の海底扇状地モデルとは異なった斜面埋積型の“斜面型海底扇状地” (Slope fan) (KAGAMI and OTSUKA, 1980) と名づけられる堆積体が、下位の錐状堆積体の上に発達した現在の海底斜面に沿った形の地層として (相模トラフの A I_L 層、駿河トラフの U I, II 層), 形成されているものと考えられる。

この陸岸に迫るトラフ海底に発達した“斜面型海底扇状地堆積物”は、その海底傾斜に強く支配された堆積相により特徴づけられ、またそれを反映する海底微地形の発達が見られる。即ち、

① 6° ($1/10$) 以上の傾斜をもった上部斜面には礫を主体とした堆積物が、トラフ方向へ伸びた多数のリッジ、チャンネルにより作られたガリー状の地形を形成している。この礫質堆積物の堆積構造は、はっきりとはわからないが、砂質のマトリックスの中に数 cm 程度までの中礫が浮いたような状態になっているのが駿河トラフで確認されている。

② 3° ($1/22.5$) から 6° ($1/10$) の傾斜をもった中部斜面では、細礫砂～粗粒砂のマトリックス中に数 cm までの中礫がまばらに浮いた様な状態で入っており、上方へ向って細粒砂への級化を示す 1.5 m ~ 2 m の厚さの砂礫層が堆積している。薄いシルト層が表層をおおっている場合が多いが、このシルト層は、堆積物重力流の流下の際には削り取られて“amalgamation”し、厚い砂礫層が形成されていくものと考えられる。この中部斜面域にはトラフ軸方向に伸びる舌状の地形的高まりが認められるが、これは堆積物重力流の流下の停止する際に生じたものと考えられる。

③ 3° ($1/22.5$) 以下の傾斜の下部斜面には、流動変形したシルトパッチや植物破片を多く含む級化する砂層とシルト層の 1 : 1 程度までの砂勝ち互層が堆積している。その厚さはかなり変化する。この地

域には波状の微地形が広く見られ、その一部は海底地すべりシートの末端部の Thrust up fold を反映したものである可能性もある。傾斜 3° よりやや緩い斜面では、級化する粗粒～中粒砂が堆積しており、 3° 以上の傾斜の部分の砂礫層の堆積相から急激に変化する。

粗粒碎屑性物質の堆積物重力流については STAUFFER (1967) が “grain flow” についての概念を公表して以来、その堆積現象における重要性が認識され、MIDDLETON and HAMPTON (1973) により①粒子間の間隙水の上方への流動により、粒子が支持され運搬される “fluidized sediment flow”, ②粒子間の衝突、反発により粒子が支持される “grain flow”, ③粒子間のマトリックスの強度により粒子が支持される “debris flow”, ④高密度乱泥流、の4つの堆積物重力流の運搬メカニズムがまとめられた。更に、MIDDLETON and HAMPTON (1976), LOWE (1976), WALKER (1979) 等により海底扇状地モデルの “Inner fan valley” の堆積相との関連から粗粒堆積物重力流の研究が進められた。MIDDLETON and HAMPTON (1976) によると “grain flow” は、その支持間隙水が粘土を含んでいる場合には、 4.5° 程度の傾斜まで流下しようとしている。実際にはこれらのメカニズムの間の区別は難しく、これらのメカニズムが複合的に働いている (WALKER, 1979) らしいが、これらの粗粒の高密度堆積物重力流が停止する際には、瞬間的にその重力流が凍結された状態となるとされる。本地域の中部斜面で見られる舌状のトラフ方向に伸びた地形はまさしくこのような堆積体によるものであろう。

一方この “斜面型海底扇状地” は、下位の錐状堆積体の形成した急斜面上を前進埋積していく過程にあると考えられる。この斜面型海底扇状地では、上部斜面の礫質堆積層から下部斜面の砂泥互層へかけて層厚の明確な減少が認められる。つまり、斜面型海底扇状地の成長過程では、総体として上方粗粒化、上方厚層化、の一連のサイクルが形成されるものと考えられる。このような堆積相の変化は、NAKA-MURA and SHIMAZAKI (1983) により思考実験的に考えられた粗粒なトラフ埋積堆積物形成モデルに相当よく符合するものであると考えられる。

7.2. 音波探査記録に見られる両海域の地質構造の類似点と相違点

相模トラフ北端域と駿河トラフ北端域の地質構造には非常に良く似かよった点と相違している点が認められる。

類似点としては、

①現在両トラフ地域共に著しくトラフ方向に急斜する海底斜面をもっているが、その初期の基盤は現在の海底よりは、遙かに水平に近い、平坦でやや波曲したごく軽微な浸食面であった。

②平坦な面上を現在の陸岸付近より供給されたと考えられる顕著な同心円状の等層厚線を示す錐状堆積体 (A II 層, U III 層) が海底扇状地をつくりつつ前進埋積していったものと考えられる。

③相模トラフ、駿河トラフ共に、そのトラフの現在の形に近い地形が形成されたのは、この錐状堆積体の堆積されていた時期であると思われる。

④この錐状堆積体の形成後、その上面の急斜面の上を前進埋積する形で堆積物重力流による “斜面型海底扇状地” が形成され、現在も非常に活発に堆積物重力流の活動が見られる。

又、相違点としては、

①本研究で基盤とした層の上に最初に形成された地層は、相模トラフ地域では基盤のつくる平坦な面上の凹所を埋積する様な形で堆積したかなり水平に近いヘミペラジックな A III 層であったのに対し、駿河トラフでは、錐状堆積体の U III 層である。ただし、これは両地域の時代対比がついていないので、この点を将来さらに追究する必要がある。

②錐状体堆積後、駿河トラフでは厚い “斜面型海底扇状地堆積層” である U II 層, U I 層が堆積するのにに対し、相模トラフでは非常に顕著な地すべり乱堆積層 (A I_r 層) がトラフ東縁を限る断層を越えて東方より運び込まれ、それと同時進行する様に “斜面型海底扇状地堆積層” である A I_l 層が堆積したが、その厚さは駿河トラフのものに比べて遙かに薄い。

③基盤上の堆積層全体の厚さをみても、また “斜面型海底扇状地堆積層” の厚さをみても、相模トラフでは、トラフを限る東縁の断層付近へ向っての東西方向の厚層化は微弱であるのに対し、駿河トラフ

ではトラフ西縁を限る断層へ向っての厚層化が著しい。

④等層厚線図やU I層, U II層の間の不整合から, 駿河トラフは西側へ向って急速に沈み込むだけでなく, 調査地域の北西の隅へ向って北西方向へ沈み込む動きがあるものと認められ, 海盆底が西から北西方向へねじり下げられる様な運動をしているものと考えられる, 等である。

この両地域の地史を比較するには, 既に述べた様に地層の時代対比が, 現在は明確でないためはっきりとしたことは言えない段階である。ただ駿河トラフのU III層が相模トラフのA II層か, A III層の上部と対比される可能性が高いものと考えられ, そのいずれの場合でも両地域の地史はかなり異なっていたものと考えられる。

7.3. 相模トラフ, 駿河トラフの地史のまとめ

相模トラフ, 駿河トラフを結ぶ線を杉村(1972)が, フィリピン海プレートとユーラシアプレートとの境界であるとしてから, この地域は地質学的, 地球物理学的に非常な注目を集めている。プレート境界の問題自体にしても, 石橋(1980), 藤井・中根(1981) 恒石(1981)等, 様々な考えが出されている。KIMURA (1981)の様に, 糸魚川静岡構造線の一部と相模トラフ駿河トラフを結ぶ線をプレート境界とする考えもある。この様に種々の考えが出るということは, この付近の地質構造, 運動の方向が複雑であるという事情によるものであろう。

特に相模トラフにおけるプレート境界の複雑さに対し, 中村・島崎(1981), 島崎他(1981)は, 相模トラフのプレート境界とされる相模湾断層で, フィリピン海プレートが陸へ向って沈み込んでおらず, むしろ逆に脱け出しているという(eduction)考えを公表し, 佐藤(1983)は, 相模海盆での音波深査のマルチチャンネル解析の結果, このeductionの可能性を支持した。これに対し駿河トラフでは, その構造運動はより単純であると考えられ, 海上保安庁水路部(1981b), 木下他(1982)は駿河湾の少なくとも中央部までは明らかに伊豆半島側の基盤岩がトラフ軸をこえて西側へもぐり込むのが認められるという。

本地域の地史につき考察すると, 先に述べた様に,

駿河トラフ北端域と相模トラフ北端域の間の対比が不十分であるので, はっきりしたことは言えないが, 駿河トラフ側のU III層が相模トラフ側のA III層の上部と対応するものであるとすると, この両トラフの陸岸近くにおいて現在の様なトラフ地形の形成は相模トラフのA III層上部の堆積時(28.5万~18万年前のいずれかの時期)に萌芽的に両トラフ間でほぼ同時に始まった事になる。その時の海盆は, 両トラフ共かなりフラットで陸地との高度差が, かなりあったのかも知れない。その後, 相模トラフ北端では, なおかなりフラットなA III層の堆積が続いたのに対し, 駿河トラフでは陸岸からの供給により, おそらく急速に錐状堆積体の形成を終え, 更に厚い“斜面型海底扇状地”が, 堆積物重力流により形成されていったことになる。それに対し, 相模トラフ側ではA III層の堆積がかなり続き, その後錐状堆積体が形成され(下末吉期以降)更に“斜面型海底扇状地”がつくられた。

もしU III層が相模トラフのA II層と対応するものとすれば, 相模トラフでトラフ地形ができ始めるA III層上部の時代には, 駿河トラフではまだトラフの地形が形成されておらず, フラットな海底が広がっていた可能性がある。その後両トラフで同時に陸岸・大陸棚域からの急速な堆積物の供給が始まり, 錐状堆積体が作られ始めた。これはおそらく下末吉期以降の氷期の海面低下による可能性が強く, このような氷期海面低下による深海扇状地の形成は汎世界的な現象である。その後“斜面型海底扇状地”の堆積層が形成され始めたことになる。いずれの場合においても堆積層の厚さは駿河トラフ側で相模トラフ側よりかなり厚く, 堆積速度も速い。特に後者の場合では, 堆積速度は駿河トラフ側で圧倒的に速かったことになる。これは, 羽田野他(1978), 山崎(1979), 山崎(1982), 恒石(1980), 恒石(1981)等の断層の活動度に関する報告において駿河トラフの西縁を限る駿河湾断層の活動度が, 相模トラフ側のいわゆる国府津松田断層等の活動度よりはるかに高いとする陸上データとよく合う。

また, 相模トラフ, 駿河トラフの陸岸近くで現在の様な地形が, 更新世のかなり後になって形成され始めたことは, 杉村(1971), FITCH and SCHOLTZ (1971)等によるフィリピン海プレートの最近の活動

が、100万年前よりはずっと後から始まったかも知れないとの考え方と矛盾しないものであり、更新世中～後期の構造運動の活発化は、佐藤(1976)、星野・長谷(1977)、狩野他(1979)等の陸上における断層運動の再活発化とも符号するものと考えられる。駿河トラフ北端域で“斜面型海底扇状地堆積物”が、北西方向への厚層化を示すことは、駿河トラフの海底が、南から北に向って西北へねじり下げられるような沈下を行なっていることの反映であり得ると考えられる。これは、中村(1979;1980)の伊豆側プレートの曲り、という考え方を支持するものかもしれない。

文 献

- 青木 斌・吉原 毅・星野通平(1967), 駿河湾の地質(その1), 駿河湾奥の海底に分布する礫について. 東海大学紀要, 海洋学部 no. 2, 85-92.
- DAMUTH, J. E. (1978), Echo character of the Norwegian-Greenland Sea: Relationship to Quaternary sedimentation. *Mar. Geology*, **28**, 1-36.
- and KUMAR, N. (1975), Amazon cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 863-878.
- and HAYES, D. E. (1977), Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Mar. Geology*, **24**, 73-95.
- EMBLEY, R. W. (1976), New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea. *Geology*, **4**, 371-374.
- EMERY, K. O., UCHUPI, E., PHILLIPS, J. D., BOWIN, C. O., BUNCE, E. T. and KNOTT, S. T. (1970), Continental rise off Eastern North America. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **54**, 44-108.
- FITCH, T. J. and SCHOLTZ, C. H. (1971), Mechanism of underthrusting in Southwest Japan; a model of convergent plate interactions. *Jour. Geophys. Res.*, **76**, 7260-7292.
- 藤井陽一郎・中根勝見(1981), 関東地方の地殻水平変動. 地質学論集, no. 20, 関東の地震と地質, 247-258.
- GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN (1975), Sagami-Nada Sea Investigations, April-May 1974. GH74-1 and -2 Cruises. *Cruise Report*, no. 3, Inoue, E. (Ed.), 58p.
- GORSLINE, D. S. and EMERY K. O. (1959), Turbidity current deposits in San Diego and Santa Monica Basins off Southern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **70**, 279-290.
- 羽田野誠司・津沢正晴・松島義章(1978), 駿河湾北岸の完新世垂直変動と測地的上下変動. 地震予知連絡会報, **21**, 101-106.
- HEEZEN, B. C. and DRAKE, C. L. (1964), Geological notes—Grand banks slump. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **48**, 221-222.
- 星野一男・長谷紘和(1977), 神縄断層を切る南北性断層について. 地質雑, **83**, 62-64.
- 石橋克彦(1980), 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス. 地球, **2**, 110-119.
- 岩淵義郎・桂 忠彦・永野真男・桜井 操(1976), フォッサマグナ地域の海底地質. 海洋科学, **8**, no. 8, 45-52.
- JACOBI, R. D. (1976), Sediment slides on the north-western continental margin of Africa. *Mar. Geology*, **22**, 157-173.
- , RABINOWITZ, P. D. and EMBLEY, R. W. (1975), Sediment waves on the Moroccan continental rise. *Mar. Geology*, **19**, M61-M67.
- 加賀美英雄(1981), 相模湾の海底を探究る. 神奈川県立博物館だより, **14**, 2-3.
- ・本座栄一・木村政昭・井上雅夫・奈須紀幸(1968), 相模湾底の南相模層について. 海洋地質, **4**, 1-15.
- KAGAMI, H. and OTSUKA, K. (1980), Slope fans around the shelf of Japan. *26th Intern. Geol. Congress, Preprint* 492.
- 海上保安庁水路部(1978), 海底地形図 1:50,000 駿河湾北部.
- (1981 a), 相模湾の海底地形・地質構造. 地震予知連絡会報, **25**, 69-71.
- (1981 b), 石花海盆における堆積盆地の変遷. 地震予知連絡会報, **26**, 216-221.
- (1982), 石花海北堆の変動地形. 地震予知連絡会報, **27**, 240-241.
- (1983), 相模湾海底地形図 1:100,000
- ・地質調査所(1981), 相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査(1). 地震予知連絡会報, **26**, 212-215.
- (1982), 相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査(2). 地震予知連絡会報, **27**, 238-239.
- 狩野謙一・伊藤谷生・木村敏雄(1978), “神縄衝上断層”の伊豆-丹沢の断層系における意義. 第15回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 89-92.
- ・上杉 陽(1979), 神縄逆断層を切る塩沢断層系の性格と変位量. 第16回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 315-318.
- 関東第四紀研究会(1980), 南関東地域の中更新統の層序とその特徴. 第四紀研究, **19**, 203-216.
- 木村政昭(1971), 南関東の地殻モデルに関する一考察. 地質ニュース, no. 204, 1-10.
- (1973), 陸上地質を相模湾底に追う. 科学, **43**, 420-426.

- (1976), 海洋地質図 3, 相模灘及び付近海底地質図及び説明書. 地質調査所.
- KIMURA, M. (1981), A new view of the Fossa Magna in Central Japan. *Bull. Fac. Sci. Ryukyu Univ.*, no. 31, 55-60.
- , KAGAMI, H., TOKUYAMA, H., FUJIOKA, K., IGARASHI, C., KONG, Y. S., NASU, N. (1981), Preliminary report of a multi-channel seismic reflection survey in Sagami Bay. *Bull. Fac. Sci. Ryukyu Univ.*, no. 32, 27-36.
- 木下 肇・村内必典・西澤あずさ (1982), 日本近海の海底地殻構造精密探査—三陸沖, 東海沖, 駿河湾. 海洋科学, **14**, 358-368.
- KNEBEL, H. J., and CARSON, B. (1979), Small-scale slump deposits, middle Atlantic continental slope, off Eastern United States. *Mar. Geology*, **29**, 221-236.
- 小池 清 (1953), 層間異常の地史的意義について. 堆積学研究, no. 5, 2-3.
- (1955), いわゆる層間異常の地史的意義について. 地質雑, **61**, 566-582.
- 小島伸夫 (1954), 大磯地塊の地質について. 地質雑, **60**, 445-454.
- KONG, Y. S. (1982), Subbottom Geological Structures of Sagami Bay. Dr. Thesis, Univ. Tokyo, 101p.
- , KAGAMI, H., TOKUYAMA, H., IGARASHI, C., and NASU, N. (1984), Subbottom geological structures of Sagami Bay. *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo*, no. 16, 91p.
- 久野 久 (1938), 駿河湾底より得られたる火山岩礫並に基盤岩片の顕微鏡的研究 (第 1 報). 地質雑, **45**, 368-370.
- (1952), 熱海図幅地質説明書. 地質調査所, 141p.
- LEWIS, K. B. (1971), Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4° . *Sedimentology*, **16**, 97-110.
- LOWE, D. R. (1976), Grain flow and grain flow deposits. *Jour. Sedimentary Petrol.*, **46**, 188-199.
- 町田 洋 (1977), 火山灰は語る, 火山と平野の自然史. 324p., 蒼樹書房.
- ・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974), 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑, **83**, no. 5, 22-58.
- ・松島義章・今永 勇 (1975), 富士山東麓駿河小山付近の第四系——とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について——. 第四紀研究, **14**, 77-89.
- MATSUDA, T. (1978), Collision of the Izu-Bonin Arc with Central Honshu: Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Phys. Earth.*, **26**, Suppl., S409-S421.
- 松本英二・木下泰正 (1979), 駿河湾における海底堆積物. 公害特別研究報告書, **56**, 35-76.
- 松沢武雄 (1950), 地震学, 角川全書, 374p.
- MENARD, H. W. (1964), Marine Geology of the Pacific. 271p., McGrawhill, New York.
- MIDDLETON, G. V. and HAMPTON M. A. (1973), Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. in: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*, SEPM Pacific Section Short Course, Anaheim. 1-38.
- and ——— (1976), Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. in: *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Stanley, D. J. and Swift D. J. (Ed.), John Wiley and Sons Inc., New York, 197-218.
- and SOUTHARD J. B. (1977), Mechanics of sediment movement. S. E. P. M. Short Course, no. 3.
- 三澤良文 (1972), 駿河湾西部の海底地質. 伊豆半島, 東海大学出版会, 257-267.
- ・星沢 巡 (1976), 駿河湾と遠州灘の海洋地質学的 2・3 の問題. 地質学論集, no. 13, 117-121.
- 茂木昭夫 (1955), 相模湾東部および西部の海底地形. 水路要報, 増刊号 no. 17, 115-127.
- (1959), 関東大地震における相模湾の海底変動について——新精密測量資料による再検討——. 水路要報, no. 60, 52-60.
- ・桂 忠彦・中嶋 逞・桜井 操・加藤 茂 (1981), 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報, 地球, **3**, 443-451.
- MOORE, T. C., VAN ANDEL, T. J. H., BLOW, W. H. and HEATH, G. R. (1970), Large submarine slide off Northeastern continental margin of Brazil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **54**, 125-128.
- 森 慎一・米澤 宏・関東第四紀研究会 (1982), 国府津—松田断層地域の第四系 (その 1) —大磯丘陵西部団研 1981 年度の成果と課題——. 関東の四紀, **9**, 1-9.
- MUTTI, E. and RICCI LUCCHI, F. (1975), Turbidite facies and facies associations. *Examples of turbidite facies and facies associations from selected Formations of the Northern Apennines*. 21-36.
- 永野真男・安城龍彦・登崎隆志 (1977), 遠州灘の海底地質. 水路部研究報告, no. 12, 33p.
- 中村一明 (1979), 駿河トラフ東方の主応力線——プレートの曲り. 地震, 第 2 輯, **32**, 370-372.
- (1980), 伊豆のテクトニクスとプレートの曲り. 地球, **2**, 94-102.
- ・島崎邦彦 (1981), 相模・駿河トラフと沈み込み. 科学, **51**, 490-498.
- NAKAMURA, K. and SHIMAZAKI, K. (1983), Coarse trough-fill sediments and a near vertical subducted slab as a fresh suture zone. *Oji international seminar on the formation of ocean margins, Tokyo, Japan*. Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo. 27.
- 成瀬 洋 (1960), 相模積成盆地の変遷——南関東上部新生界の地史学的研究 (2). 第四紀研究, **1**, 243-255.

- NASU, N. (1956), Particle size distribution in the vicinity off Sagami River mouth (The processes forming beach and dune sands). *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, **X**, part 1, 65-108.
- 奈須紀幸(1966), 海洋地質学の最近の話題, 日本の科学と技術, 日本科学技術振興財団, **7**, no. 8, 23-28.
- ・土 隆一・本座栄一(1968), 駿河湾西域の海底地質構造, “フォッサマグナ”日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料, 191-195.
- NELSON, C. H., CARLSON, P. R., BYRNE, J. V. and ALPHA, T. R. (1970), Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems. *Mar. Geology*, **8**, 259-291.
- and KULM, L. D. (1973), Submarine fans and deep-sea channels. in: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*: SEPM Pacific Section Short Course, Anaheim, 39-78.
- NORMARK, W. R. (1970), Growth patterns of deep-sea fans. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **54**, 2170-2195.
- (1978), Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **62**, 912-931.
- and PIPER, D. J. W. (1972), Sediments and growth patterns of Navy Deep-Sea Fan, San Clemente Basin, California Borderland. *Jour. Geology*, **80**, 198-223.
- , ———and HESS, G. R. (1979), Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy Submarine Fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology*, **26**, 749-774.
- OTSUKA, K. (1972), Regional distribution and nature of sediments in Sagami Bay, East-Central Honshu, Japan.—with special reference to importance of near bottom processes. Master Thesis, Univ. Tokyo, 131p.
- 大塚謙一(1974), 相模湾, 駿河湾, 遠州灘, 土 隆一編, 静岡県の地質, 静岡県, 117-124.
- (1975), 1972年7月の集中豪雨に伴って発生した海底地すべりと海底電線切断事故について, 第12回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 449-450.
- OTSUKA, K. (1976), Regional distribution of clay minerals in the sediments of Sagami Bay, Japan. *Rep. Fac. Sci., Shizuoka Univ.*, **11**, 179-190.
- 大塚謙一(1980), 駿河湾における研究船淡青丸のKT-77-7およびKT-78-19次航海で採取されたピストンコア試料について, 静大地球科学研報, no. 5, 23-30.
- (1982), 駿河湾石花海北堆西斜面の海底地すべり, 静大地球科学研報, no. 7, 87-95.
- (1984), 相模トラフ北端域および駿河トラフ北端域の上部第四系の地質構造, 東京大学博論, 117p.
- ・加賀美英雄・本座栄一・奈須紀幸・小林見吉(1973), 相模湾の海底地すべりと乱泥流, 海洋科学, **5**, no. 7, 14-20.
- 大塚彌之助(1929), 大磯地塊を中心とする地域の層序に就て(其一), 地質雑, **36**, 435-456.
- 桜井 操・茂木昭夫(1980), 駿河トラフ(舟状海盆)のマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, no. 15, 1-21.
- 佐藤 正(1976), 中津川右横すべり断層(新称), 地質雑, **82**, 617-623.
- 佐藤任弘(1962), 駿河湾口のコア資料について, 地質雑, **68**, 609-617.
- (1983), フィリピン海プレート北縁の海底地形と地質構造, 日本第四紀学会講演要旨集, **13**, 5-8.
- ・星野通平(1963), 相模湾の底質資料について, 水路要報, no. 73, 6-10.
- SCHWELLER, W. J. and KULM, L. D. (1978), Depositional patterns and channelized sedimentation in active Eastern Pacific trenches. in: STANLEY, D. J. and KELLING G. (Eds.), *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*. Dowden, Hutchinson & Ross., 311-324.
- SHEPARD, F. P., NIINO, H. and CHAMBERLAIN, T. K. (1964), Submarine canyons and Sagami Trough, East-Central Honshu, Japan. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **75**, 1117-1130.
- 島崎邦彦・中村一明・米倉伸之(1981), 駿河トラフと相模トラフ——測地的・地形学的変動とプレート運動——, 地球, **3**, 455-463.
- STANLEY, D. J. (1974), Pebbly mud transport in the head of Wilmington Canyon. *Mar. Geology*, **16**, M1-M8.
- and SILVERBERG, N. (1969), Recent slumping on the continental slope off Sable Island Bank, Southeast Canada. *Earth Planet. Sci. Letters*, **6**, 123-133.
- STAUFFER, P. H. (1967), Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *Jour. Sedimentary Petrol.*, **37**, 487-508.
- 杉村 新(1972), 日本付近におけるプレート境界, 科学, **42**, 192-202.
- SUMMERHAYES, C. P., BORNHOLD, B. D. and EMBLEY, R. W. (1979), Surficial slides and slumps on the continental slope and rise of south west Africa: A reconnaissance study. *Mar. Geology*, **31**, 265-277.
- 土 隆一(1967), 陸上の段丘と海底地形, うみ: 日仏海洋学会誌, **5**, 80-84.
- (1983), 駿河湾周辺地域の新第三系・第四系の層序・構造とネオテクトニクス, 日本第四紀学会講演要旨集, **13**, 35-38.
- 恒石幸正(1981), 南海トラフ東端の地体構造, 総研「四万

- 十褶曲帯の形成過程」連絡誌 no. 2, 61-63.
- ・塩坂邦雄(1980), 安政東海地震(1854年)と富士川断層. 第17回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, 389-392.
- ・——・高木照正(1981), 富士川断層に関する追加データ(2)——善福寺断層と蒲原海岸の地下地質構造. 地震予知連絡会報, **25**, 230-236.
- UCHUPI, E. (1967), Slumping on the continental margin southeast of Long Island, New York. *Deep-Sea Res.*, **14**, 635-639.
- 上杉 陽・遠藤邦彦・岡 重文・菊地隆男・羽鳥謙三・府川宗雄(1977), 関東地方の第四紀構造盆地の形成過程に関する一考察. 地質学論集, no. 14, 133-149.
- ・米沢 宏・千葉達朗・狩野謙一(1981), 川音川横すべり断層——大磯丘陵北西縁の活断層——. 第四紀研究, **20**, 35-42.
- 歌代慎吉・岩淵義郎(1971), 相模湾の海底地形地質構造について. 地学雑, **80**, 77-88.
- WALKER, J. R. and MASSINGILL, J. V. (1970), Slump features on the Mississippi Fan, Northeastern Gulf of Mexico. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 3101-3108.
- WALKER, R. G. (1975), Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748.
- (1978), Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **62**, 932-966.
- (1979), Turbidites and associated coarse clastic deposits. in: WALKER, R. G. (Ed.), *Geoscience Canada Reprint Series*. 1. Geological Association of Canada., 91-103.
- and MUTTI, E. (1973), Turbidite facies and facies associations. in: *Turbidites and deep water sedimentation*: SEPM Pacific Section Short Course, Anaheim. 119-158.
- 山内靖章(1969), 層間異常層の構造解析. 地質雑, **75**, 293-302.
- ・垣見俊弘・三梨 昂(1968), いわゆる層間異常について. 三浦房総半島の地質構造と堆積構造. 日本地質学会第75年年会, 地質見学案内書, 東京, 36-40.
- 山崎晴雄(1979), プレート境界部の活断層——駿河湾北岸内陸地域を例にして——. 地球, **1**, 570-576.
- (1982), フィリピン海プレート北端部の地殻変動の地域性について. 日本第四紀学会講演要旨集, **12**, 84-85.