

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 27, March, 1991

**A GEOMORPHOLOGICAL STUDY ON THE CLASSIFICATION
AND EVOLUTION OF TRENCHES AROUND JAPAN†**

Shigeru Kato*

1. Introduction

This paper describes the geomorphological classification of trenches around Japan to discuss the process of formation of their topographic features which have recently been revealed by remarkable progress in sea-bottom surveys. The latest detailed morphological data presented here are those obtained from the Nanseisyoto Trench (or Ryukyu Trench), the eastern part of the Nankai Trough, the Palau Trench, the Challenger Deep in the Mariana Trench, the Suruga Trough, the northernmost section of the Izu-Ogasawara Trench and the triple junction of trenches off central Japan. For comparison among them, published geomorphological data for several trenches covered with multibeam bathymetry were used.

In particular, the formation process of the northern Palau Trench and of Nanseisyoto Trench is thoroughly discussed using data from seismic profiling as well as geomagnetic anomaly and gravity measurements in addition to the detailed geomorphological data. These are suitable areas for examination trench morphology because these areas were already covered by dense sea-bottom survey data.

Sea-bottom topography has heretofore been comprehended by filling in the gaps between survey lines by analogical interpretation. Even though knowledge was limited to the outline of the geomorphology at that stage, distinct differences have been recognized between sea-bottom and land topography (Sato, 1969). These differences can be summarized in two principles, as follows:

- i) In the formation of a topographical feature, the process of sedimentation dominates on the sea bottom while erosion dominates on land. Although there may be a number of exceptions to this principle, it is the fundamental factor in clarification of the difference between land and sea-bottom features.

† Received 8th January 1991

* 企画課 Planning Division

ii) Tectonic landforms can easily be preserved on the sea-bottom. This principle has a close relation to i) above. The Philippine Basin, referred to in section 3. 1. 3 below, is an apt example of this principle. Remarkable linear ridges and depressions formed 50 to 60 Ma ago are well preserved in the Philippine Basin. Because a trench zone or convergent plate boundary, as discussed in this paper, is the site of active crustal movement, many kinds of tectonic features are recognized there.

There is no doubt that a trench is formed at a convergent plate boundary, plate subduction accounting for the depth of the trench. As is well known, characteristic topography is recognized on both sides of the trench floor. Detailed data collected in recent years have been enabling to reveal differences in trench topography. An attempt to classify the morphological and geological structure of the trench according to the plate subduction form has been discussed elsewhere (Seely, 1978; Uyeda and Kanamori, 1979). It is, however, limited to the general tendency because of the existence of various parameters of plate subduction form and the lack of detailed data on trench topography.

The recent remarkable increase in detailed geomorphological data on submarine trenches has brought to light important information for the study of tectonics and the history of trench formation; however no study has been done comparing and examining the properties of trenches by means of such detailed submarine geomorphological data.

It now becomes possible to build up a hypothesis about the history of trench formation by using three dimensional and detailed geomorphological data for such features as the northern part of the Palau Trench and the Nanseiyo Trench.

Figure 1 shows locations of the geomorphological data used in this study. The majority of the data were obtained by the Survey Vessel *Takuyo* of the Hydrographic Department, Japan Maritime Safety Agency. The *Takuyo*, 2,600 gross tons, launched in 1983, is designed for use in ocean surveys and observations, and is equipped with, among others, a multi-narrow beam echo sounding system, a Sea Beam System and a multi-channel seismic reflection survey system.

Although compilation of the detailed bathymetric data on trenches is not yet completed, this paper intends to classify the trench features into several types and to examine the evolution of each type in relation to plate subduction.

2. History of trench studies

2. 1 Trench and convergent plate boundary

The subject of discussion of this paper is the convergent plate boundary where an oceanic plate subducts beneath another plate. The convergent boundary consists of a subducting boundary and a collision boundary, and a submarine trench is formed along the subducting boundary (Isacks et al., 1968). For plate subduction to occur, it is necessary that the subducting plate be of oceanic crustal structure.

The name of a submarine feature is defined by the characteristics of its configuration but not by the genesis of its formation. The definition of a trench by IHO and IOC (1985) is 'a long, narrow, characteristically very deep and asymmetric depression of the sea floor, with relatively steep sides'. A depression more than 6,000 meters deep is usually named a 'trench'. A depression shallower than 6,000 meters, even though it is located at a subducting plate boundary, is named a 'trough' in accordance with the definition of IHO and IOC (1985). Accordingly, this study deals with trenches and troughs under the IHO and IOC definition. Henceforth 'trench' in this paper refers to any depression at a convergent plate boundary,

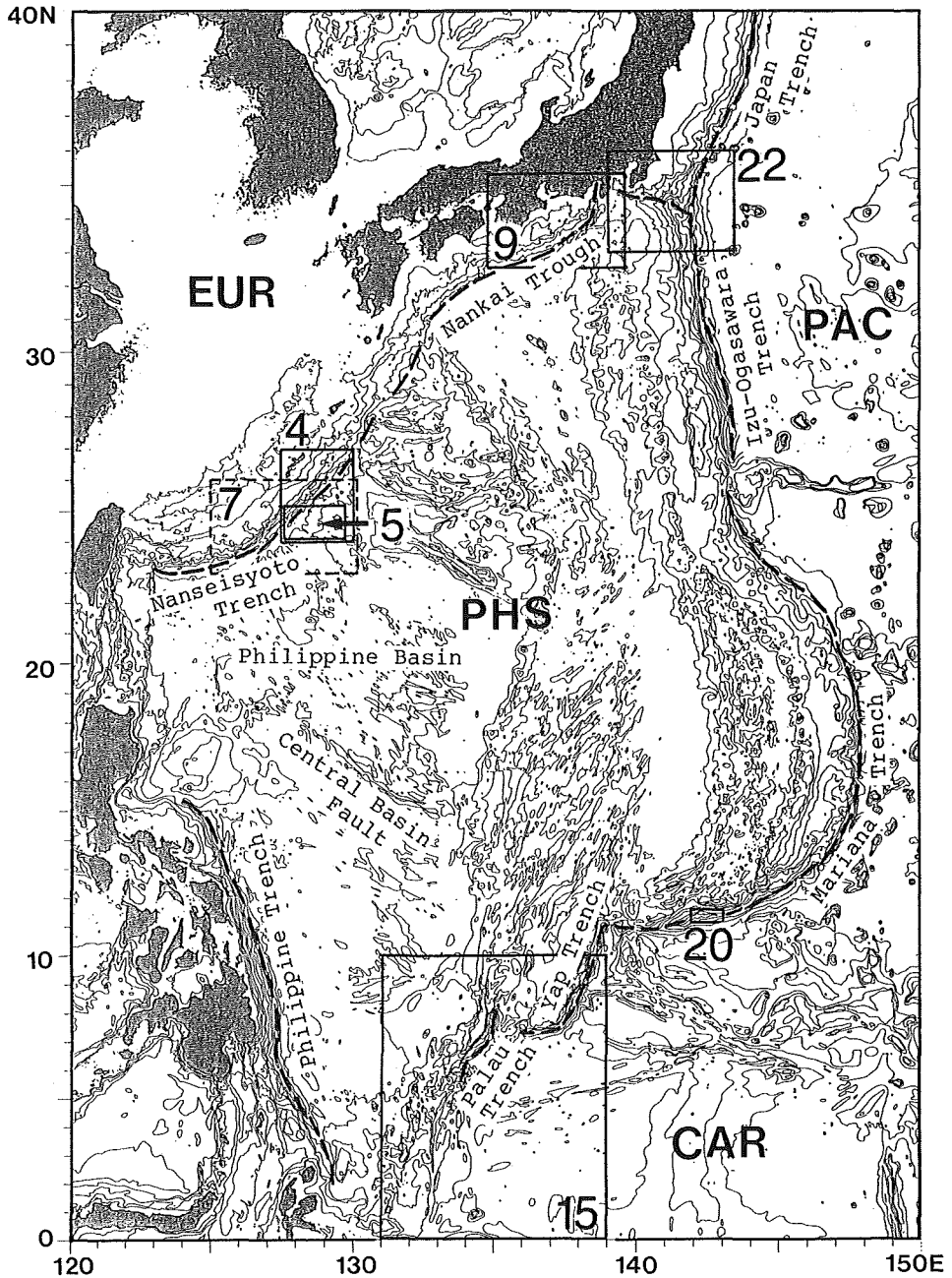


Figure 1. The distribution of the convergence boundary of plates around the Philippine Sea area. CAR: Caroline plate, EUR: Eurasian plate, PAC: Pacific plate, PHS: Philippine Sea plate. Numbered boxes indicate location of studied areas displayed in the following figures. Bathymetry from Japan Oceanographic Data Center (1984).

including a 'trough'.

2. 2 Depth of trenches

Lead sounding surveys for laying trans-ocean submarine cables revealed the existence of trenches in the 19th century. Since then, the sounding method has been changed from lead sounding to echo sounding. A depth greater than 10,000 meters was first reported in the Philippine Trench in 1927, and the world's deepest trench was later reported there. At that time, data on trench morphology had been obtained only for several cross-sections of the trench. Nothing was known about the characteristics of trench geomorphology except that this was the deepest part of the ocean on the earth.

From the 1930s to the 1950s, scientists' interests were concentrated on the survey of ocean depths as sea-bottom survey techniques had been developed remarkably, and deep earthquake zones were discovered along some trenches. Also in this period, the idea of the arc-trench system became conceivable, since the results of gravity measurement at trenches were related to earthquake distribution and other geological/geophysical phenomena (Otuka, 1938; Umbgrove, 1938; Hess, 1948). After World War II, the amount of geomorphological, geological and geophysical data on trenches increased rapidly. A number of morphological cross-sections were obtained together with other geophysical data such as gravity, geomagnetism and heat flow. It is recognized that trench geomorphology is characterized by deep sea terraces, outer ridges and benches on the landward slope, and horst and graben structure and marginal swells on the seaward slope of the trench (Iwabuchi, 1969; 1970a). Seismic profile data also became obtainable (e. g. Ludwig et al., 1966). Ludwig et al. revealed that a horst and graben structure is formed by faults, and recognized a horizontal trench fill layer in a part of the trench axis.

The characteristics of topography, crustal structure and gravity of the trench had been recognized by the 1960s as follows:

- i) A trench extends along an island arc or a continental margin arc, and its axis is generally convex to the ocean side.
- ii) Deep sea terraces and outer ridges are distributed on the landward slope, while marginal swells and graben-like depressions occur on the seaward slope.
- iii) A deep earthquake zone or Wadati-Benioff zone inclines from the trench to the island arc or continental margin arc.
- iv) A negative anomaly zone of gravity, whose minimum anomaly is located on the trench axis or slightly landward, is recognized. As low-density materials were lacking beneath the trench, it was considered that the negative anomaly was due to the downward force. The distribution of the density beneath the trench was revealed by surveys of the crustal structure using artificial seismic sources (e. g., Fisher and Hess, 1963).
- v) A striped anomaly pattern of geomagnetic anomaly on the seaward area of the trench gradually attenuates from the trench landward.
- vi) Heat flow values at the trench are low in general.

2. 3 The trench as a plate subducting zone

According to the theory of plate tectonics that appeared in the 1960s, trench is formed at the place where an oceanic plate is subducting. A few characteristics of the trench mentioned in the above section have been explained by the fact that the relatively heavy ocean lithosphere formed in the ocean floor subducts beneath the island arc or continental margin arc.

As the amount of trench survey data increased, a variety of ideas to explain the topography and structure of the trench were submitted. Among them, a significant concept in trench morphology is the accretionary prism model on the landward slope of trench (Fig. 2) proposed by Seely et al. (1974), Karig and Sharman (1975) and Seely (1978). That model is derived from the data obtained by a multi-channel seismic reflection system with high output and high resolution. Seely et al. (1974) stated that the landward slope of the trench consisted of accreted material with well-deformed imbricate structure, and that the accreted material was formed by the trench fill layer and the pelagic layer on the oceanic plate, which could not subduct with the plate and remained at the foot of the landward slope.

Isacks et al. (1968) indicated that the marginal swell on the seaward side of the trench was formed prior to subducting, and that the faults on the swell were formed by tension on the surface of the bending lithosphere. Actually, the seismic mechanism along trenches and their seaward approach supports this idea (Stauder, 1968; Yoshii, 1979). The existence of the accretionary prism was later confirmed by a number of multi-channel seismic data and data from the Deep Sea Drilling Project. The discovery of the lack of accretionary prisms in some other areas led Uyeda and Kanamori (1979), Ida and Uyeda (1981) and Uyeda (1982) to present a model in which the subduction zone was divided into two types, the Chilean type and the Mariana type (Fig. 3). Thus, they tried to explain synthetically the large-scale morphology, geology and geophysics of the trench. The difference in general characteristics of trench morphology was also examined in these types. This presentation has a significant meaning for the study of submarine trench geomorphology.

Ida and Uyeda (1981) explained that, in the Chilean type subduction zone, the bulge or marginal swell on the seaward slope of the trench and the accretionary prisms on the landward slope were well developed, with a shallow trench floor in between; the Mariana type subduction zone had a well-developed graben structure on the seaward slope, presenting a deep trench, and barren trench walls on the landward slope where tectonic erosion (Hilde, 1983) occurred.

2. 4 Contemporary studies on trenches

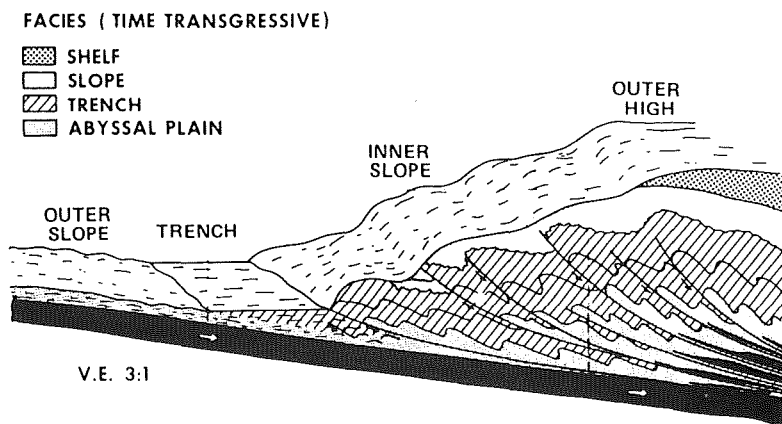


Figure 2. A model of a trench landward slope showing an accretionary prism. (Seely et al., 1974)

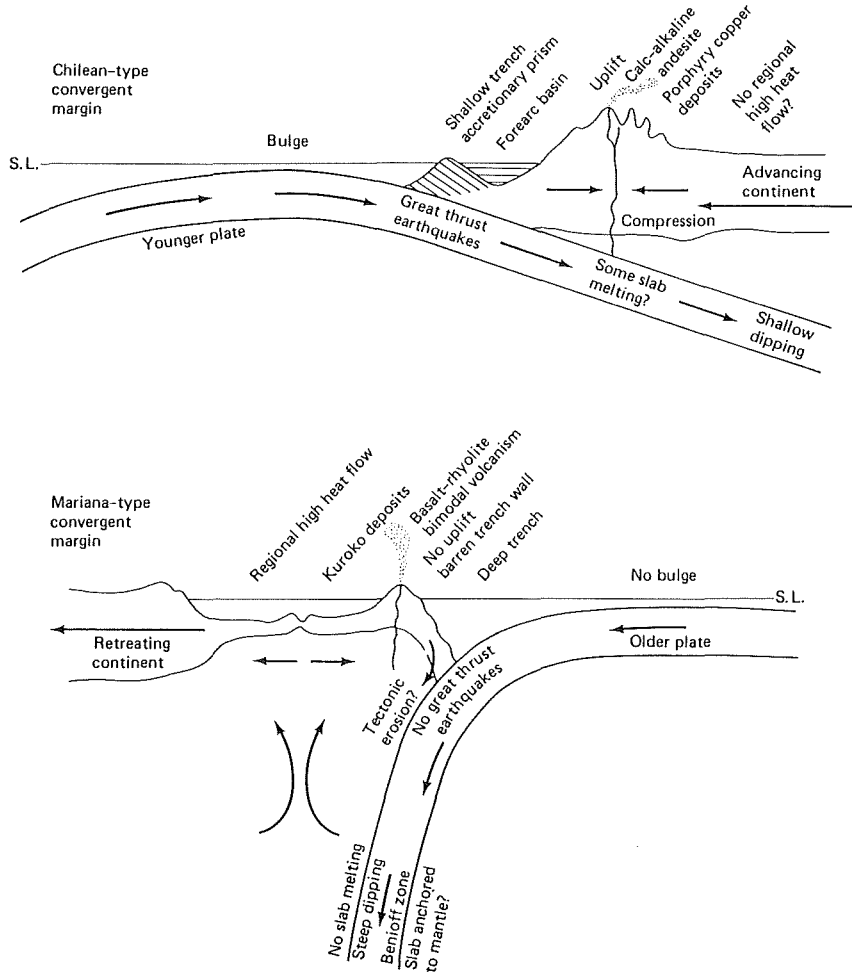


Figure 3. Diagrammatic sections showing two general models of subduction and their possible tectonic implications and causes (not to scale). (Uyeda, 1982)

As mentioned above, many studies on trench morphology mainly have been done with the data on cross sections of the trench, together with geophysical and geological data. But three-dimensional analysis of trench morphology, such as the analysis of the direction of faults on the seaward slope, was insufficient due to lack of detailed bathymetric data on trenches and their surrounding sea floors.

Recently, the three-dimensional analysis of trench morphology has been initiated by utilizing detailed bathymetric data. Examples are studies on the bottom morphology surveyed by the Sea Beam system for the Deep Sea Drilling Project (Shipley and Moore, 1985; Fontas et al., 1984), the Sea Beam survey of the Japanese-French cooperative Kaiko Project (Cadet et al., 1987a, b), and the sea floor image data collected by side scan sonar for deep ocean (e. g. Karig et al., 1987). More concrete discussions (e. g. on sedimentation and deformation processes of the trench fill layers) have been started by combining the

detailed geomorphological data with other existing data.

However, such research has mostly been limited to discussions of regional tectonics, and there has been very little comparative analysis such as the research done by Uyeda (1982).

This paper intends to classify the trench features into several types and to examine the formation of each type in relation to the specific character of subduction.

3. Geomorphological description and examination of several trenches

This chapter discusses the morphology and characteristics of the Nanseisyoto Trench, the eastern part of the Nankai Trough, the Palau Trench, the Challenger Deep in the Mariana Trench, the Suruga Trough, the northernmost section of the Izu-Ogasawara Trench and the triple junction of trenches off central Japan.

These examples lead to a better understanding of the details and efficiency of geomorphological data provided by the Sea Beam system and other geological and geophysical data. The Sea Beam system, one of the multi-narrow beam echo sounding systems, manufactured by General Instruments Co., was introduced by Renard and Allenou (1979) and Asada and Nakanishi (1986).

3. 1 Nanseisyoto Trench

3. 1. 1 Outline of the Naneisyoto Trench

The Nanseisyoto Trench is the convergent boundary of the western part of the Philippine Sea plate subducting beneath the Eurasia plate (Fig. 1). On the Philippine Sea plate neighboring the trench, the Philippine Basin extends in the southern part, and the Daito Ridge group (general name for the Amami Plateau, Daito Ridge and Oki Daito Ridge) occupies the northern part.

It is believed that the direction of movement of the Philippine Sea plate in relation to the Eurasia plate in this area is northwest (Circum-Pacific Map Project, 1981; Kimura et al., 1983; Seno and Maruyama, 1984). The Philippine Sea plate is colliding with the Naneisyoto or Ryukyu Arc at the Amami Plateau, where the bottom of the trench on the west side of the plateau is shallow (Tokuyama et al., 1985b). In the research conducted by the Deep Sea Drilling Project, the Philippine Basin was found to be a marginal sea which had been expanding since 40 to 60 Ma with the Central Basin Fault as its axis, and was believed to be older than the adjacent Sikoku Basin and the West Mariana Basin divided by the Kyusyu-Palau Ridge (Karig, 1975; Kobayashi and Nakada, 1978), The Daito Ridge group is said to be a remnant island arc formed before expansion of the Philippine Basin.

In the central part of the Nanseisyoto Trench discussed here which adjoins the Philippine Basin with depths of 5,000-6,000 m, the trench bottom is more than 7,000 meters deep. The axis of the trench forms a gentle arc convex to the southeast. The Nanseisyoto Trench is situated in a sea area where very few studies have been conducted so far despite the probability that it has a close relation to the history of formation of the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough, a back arc basin of the Ryukyu Arc. This may be due to the fact that practically no data were available with reference to the topography and the geological structure of the trench.

The tectonics and topographical variations relative to the subducting of the Nansisyoto Trench will be considered on the basis of newly obtained data such as the detailed bathymetry of the central part of the Naneisyoto Trench, south of Okinawa Island, obtained by the Sea Beam system, seismic profiling,

and geomagnetic and gravimetric measurements.

3. 1. 2 Data obtained by Sea Beam survey and other sea-bottom surveys

The data used for this study were principally those obtained by sea-bottom surveys conducted by the survey vessel *Takuyo* in December 1986 and January 1987. The survey items were a bathymetric survey by Sea Beam system, single-channel seismic profiling (352 c. in. air-gun) and multi-channel seismic profiling (1,000 c. in. air-gun and a 12-channel streamer cable).

As shown in Fig. 4, the survey lines were set in an east-west direction at intervals of five nautical

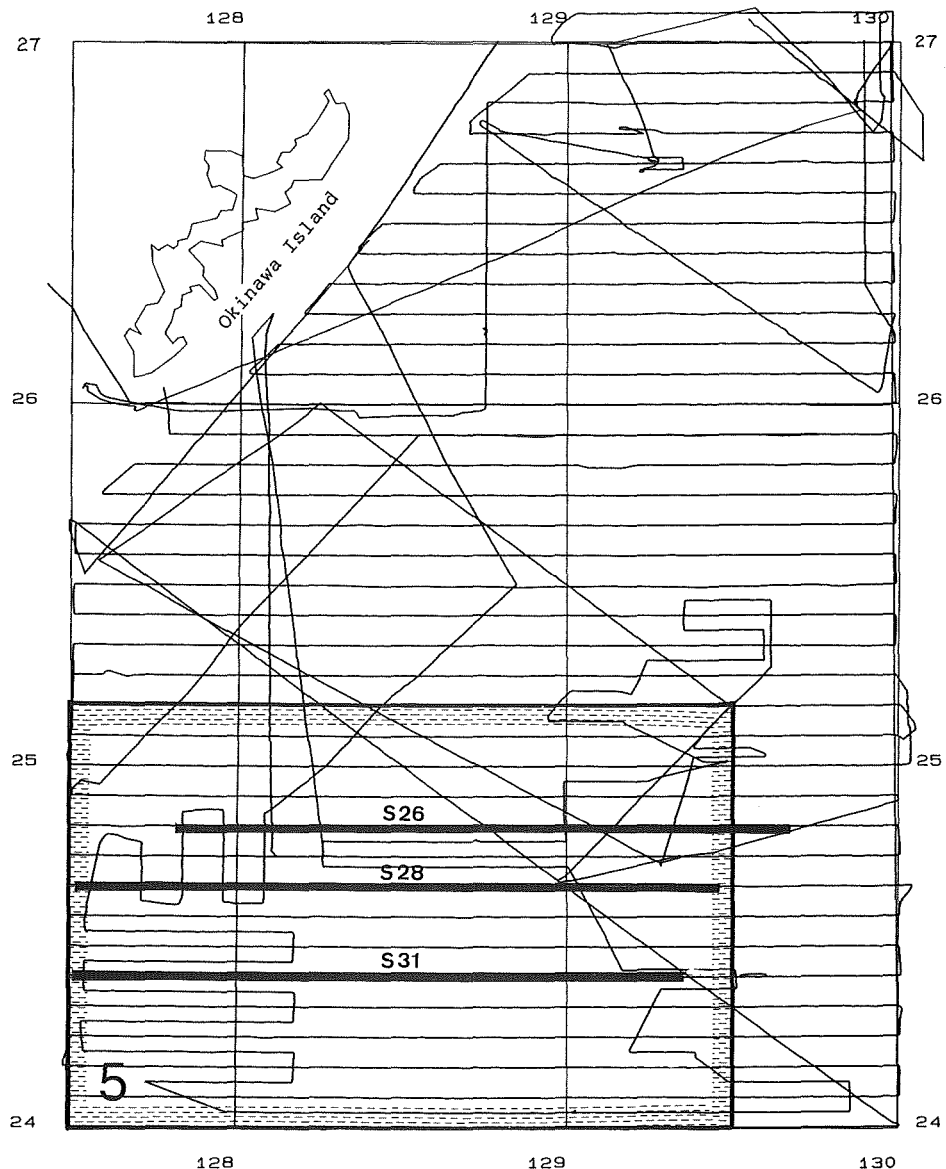


Figure 4. Track lines of the seabottom survey by the S/V *Takuyo* in the Nanseisyoto Trench. Box shows the location of Fig. 5. Lines S26, S28 and S31 show the seismic sections in Fig. 6.

miles. The survey lines near the Nanseisyoto Trench were spaced at 2.5 nautical miles. Thus, over 70% of the ocean floor was covered by Sea Beam, and detailed configuration of the ocean floor revealed. These data certainly gave highly precise and, moreover, homogeneous geomorphological details of this area for the first time. With these data it became possible to observe the very interesting submarine morphology of the Nanseisyoto Trench and the Philippine Basin.

3. 1. 3 Minor ridge province and the Northern Border Tectonic Line of the Philippine Basin

In the Philippine Basin near the Nanseisyoto Trench, linear ridges in parallel are developing in NW-SE direction; these are called 'minor ridges' by Iwabuchi (1982), who originally gave this name to the group of parallel ridges found in the Sikoku Basin and the West Mariana Basin. Parallel ridges 200 to 1,000 meters high rise from the floor of the Philippine Basin with depths of over 5,000 meters. Long, narrow depressions separate these ridges, some exceeding 6,000 meters in depth. A major feature of these ridges is that practically all extend uniformly in the N45° W direction. The bathymetric map of this area and line drawings of the seismic profiles are shown in Figs. 5 and 6, respectively.

In this area, positive and negative geomagnetic anomal belts extend in the same direction as the topography. Figure 7 is taken from a geomagnetic anomaly map prepared by the U. S. Naval Oceanographic Office (1976). Since this is based on an aerial magnetic survey, it covers a wider range than the sea bottom survey by the S/V *Takuyo*. According to Fig. 7, the amplitude of anomaly is 150 to 450 nT, and an emergence interval (wavelength) from positive to positive is 40 km on the average, which is several times longer than the interval of the minor ridges. The difference in emergence intervals of the geomagnetic lineation and the minor ridges in the marginal sea has already been pointed out by Kasuga

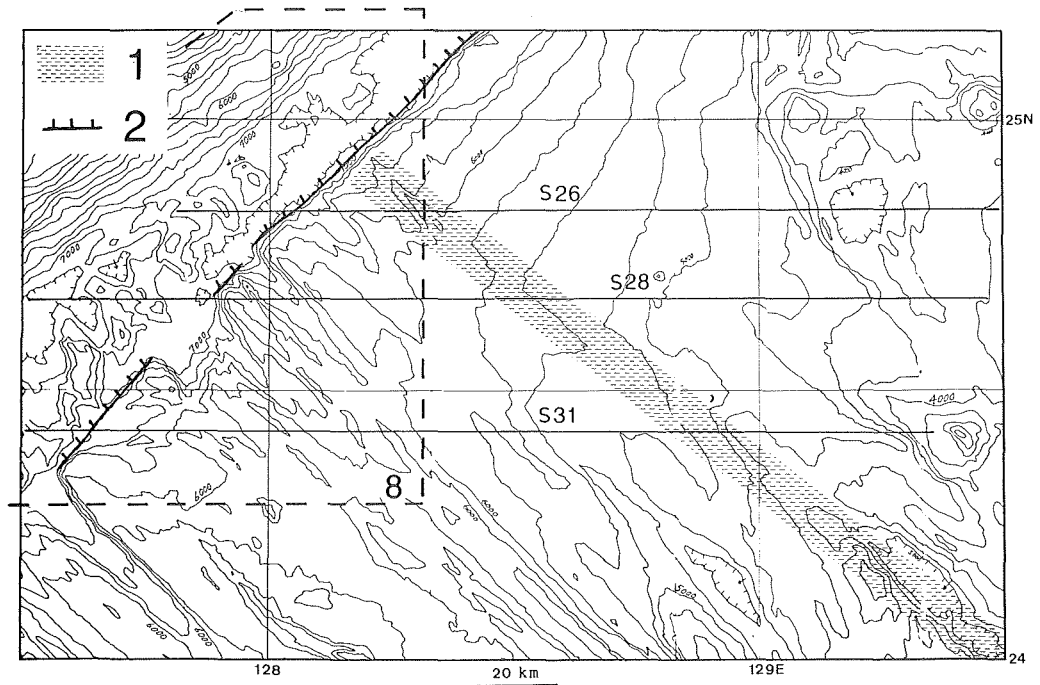


Figure 5. Bathymetric map of the Nanseisyoto Trench. 1: Northern Border Tectonic Line of the Philippine Basin, 2: Large normal Fault. Lines S26, S28 and S31 show the seismic sections in Fig. 6. Contour interval 250m. See Figs. 1 and 4 for location.

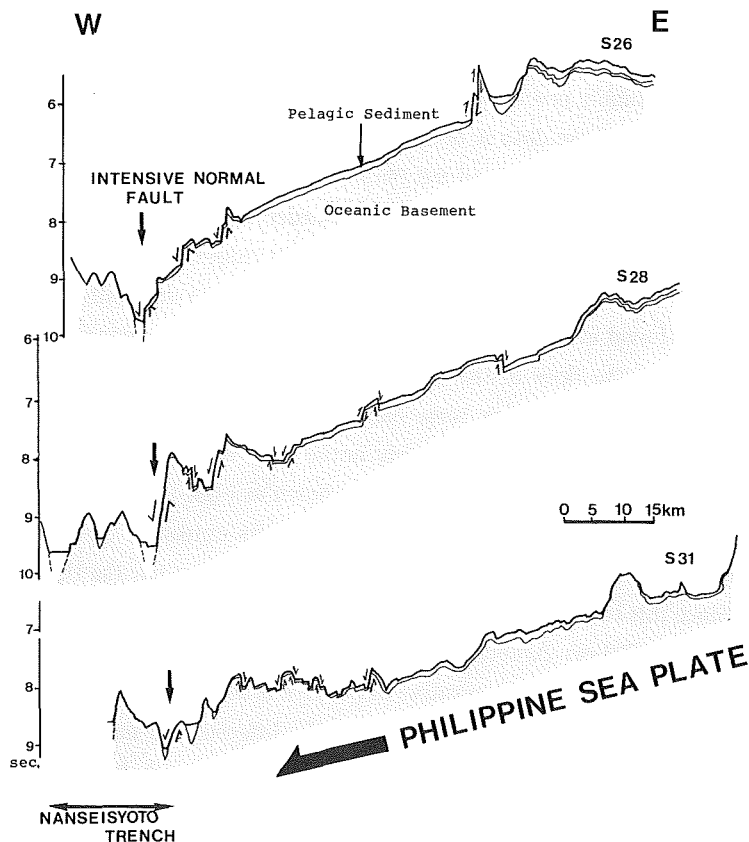


Figure 6. Line drawings of three seismic sections across the Nanseisyoto Trench.

et al. (1987) in the southern part of the Sikoku Basin.

From the afore-mentioned anomalous distributions of morphology and geomagnetism, it is thought that the floor of the Philippine Basin near the Nanseisyoto Trench may be an ocean floor expanding in the NE-SW direction.

The geomorphological province of the minor ridges of the Philippine Basin stretches to the southwest of a line extending southeast from a position at 25°N , $128^{\circ}10'\text{E}$. On the other hand, the area to the northeast is a flat ocean floor consisting of a smooth basement on which a sedimentary layer with an acoustic thickness of about 0.1 to 0.2 second lies. These two provinces are extremely contrastive (Figs. 5 and 6). Similar to the geomorphology, the geomagnetic anomaly map also shows this contrastive feature, with its northeastern part being smooth while the southwestern part with development of lineations due to the minor ridges.

If the minor ridge province in the Philippine Basin was formed by expansion of the marginal seas, the boundary of the geomorphological province extending southwest from the position of 25°N , $128^{\circ}10'\text{E}$ may be considered the significant tectonic line (called the North Border Tectonic Line) delimiting the north margin of the expanding Philippine Basin.

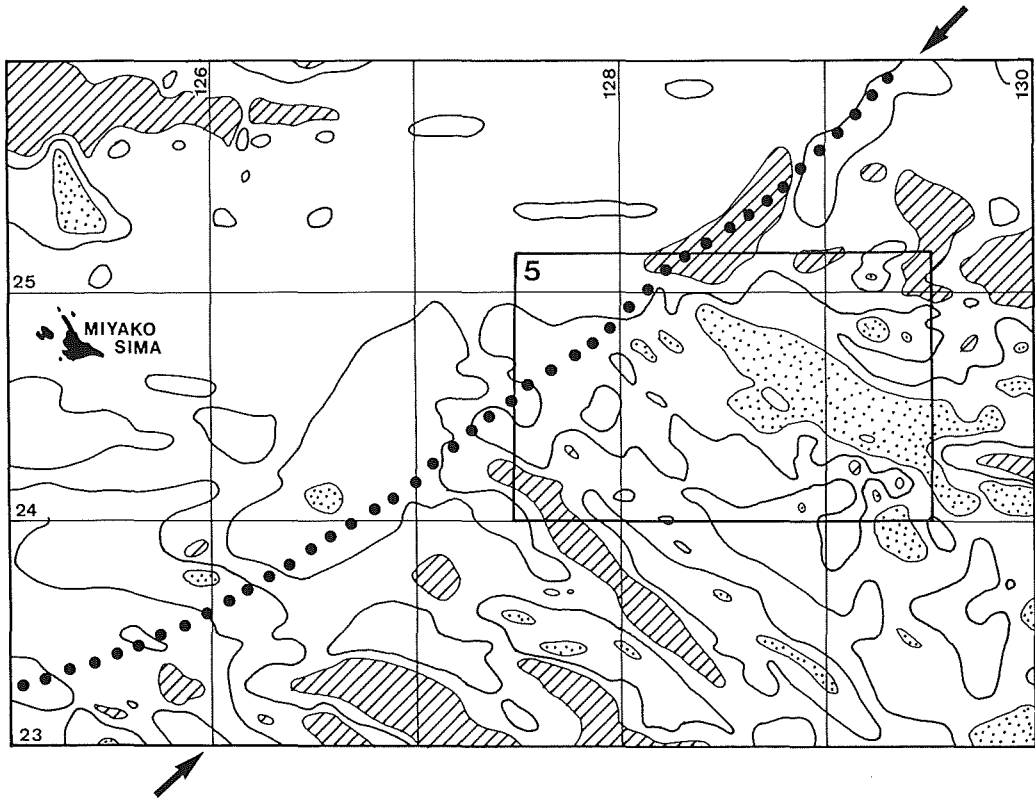


Figure 7. Geomagnetic total intensity anomaly distribution, adapted from U. S. Naval Oceanographic Office (1976). Dotted area : +100 nT, hatched area : below -100 nT, solid line : 0 nT, thick dotted line : trench axis, arrow : large normal fault outside the trench and its extension.

3. 1. 4 Large fault on the seaward side of the trench

A large normal fault divides the geomorphological province of the minor ridges from the Nanseisyoto Trench. This fault is slightly different from the faults outside such trenches as the Japan Trench (Cadet et al., 1987a) and the Middle America Trench (von Huene and Aubouin, 1982; von Huene et al., 1982) and has the following features:

- (1) Its length is over 200 km.
- (2) It is extremely straight.
- (3) It runs almost parallel to the foot of landward slope, indicating the position of the trench. The interval between the fault and the foot of the landward slope, however, becomes wider toward the southwest, the latter forming a gentle arc.
- (4) The relative height of the fault exceeds 1,000 meters around 25°30'N near the trench axis, while it is under 500 meters around 24°30'N, slightly distant from the trench axis.
- (5) It is almost orthogonal to the direction of the minor ridges of the Philippine Basin.

While a number of bending faults develop generally elsewhere on the outside of and in parallel with the trench, this long fault is conspicuous, and there is actually no remarkable fault running parallel to this fault.

It is believed that this feature indicates the concentration of stress due to bending of the plate along the long, straight and weak tectonic line originally formed on the floor of the Philippine Basin. If the stress due to bending is concentrated on one fault, displacement will accumulate on the fault as the fault approaches the trench, and a greater relative height of the fault will be attained, which is in harmony with feature(4) above.

A matter which may come first to mind when considering a straight, weak tectonic line on the floor of a marginal sea is a fracture zone as a remnant of a transform fault orthogonal to the axis of expansion of the plate. Features (2) and (5) above indicate that the fracture zone was reactivated as a bending fault near the trench. This idea may be supported by the fact that the geomagnetic lineation observed in the geomorphological province of the minor ridges in the Philippine Basin, shown on the geomagnetic anomaly map in Fig. 7, becomes obscure on the northwest side of this fracture zone and its southwest extension.

3. 1. 5 Mesh-shaped structure in the trench floor

The floor of the Nanseisyoto Trench (Fig. 8) is narrowed by a large normal fault on the seaward side and the landward slope, showing an extremely complex configuration. Short lineations in the floor, which show two directions crossing almost orthogonally, can be recognized from this topography. The directions of these are in conformity with those of the trench axis and of the minor ridges in the Philippine Basin, presenting a "mesh-shaped" geomorphological structure. This mesh-shaped structure may be considered a composite of old and new lineations, i. e., the lineation of the old minor ridge on the Philippine Basin (NW-SE) and that of the new bending faults (NE-SW) on the outside of the trench.

On the trench floor, only a thin sedimentary layer about 0.5 second thick was recognized. The flat portion of the trench floor covered with sediment was limited to a narrow area. The mesh-shaped structure of the trench floor may be developed under the following three conditions: (1) orthogonal intersection of the directions of the minor ridges and the trench, (2) preservation of the configuration of the minor ridges not buried in sediments, and (3) poor supply of sediments on the trench floor.

3. 1. 6 Conclusive remarks on the Nanseisyoto Trench

The bathymetry, geological structure, magnetic anomaly and gravity anomaly of the central part of the Nanseisyoto Trench were clarified by recent sea-bottom surveys. A summary of the results which have newly been confirmed is as follows:

- (1) On the floor of the Philippine Basin, minor ridges have been well developed, accompanied by the geomagnetic lineation running in the same direction as these ridges. This fact implies that this basin is a marginal basin formed by expansion of the sea floor.
- (2) The large normal fault seaward of the trench limits the northwest margin of the area where the minor ridges are developed. This fault may be a reactivated fracture zone made by the bending of the trench formation. There is a possibility that, with progress in surveys of the Philippine Basin in the future, other fracture zones parallel to this fault will be discovered.
- (3) Short lineations with two directions crossing almost orthogonally are recognized in the floor of the Nanseisyoto Trench. This 'mesh-shaped' structure may be considered a composite of old minor ridge lineations and new bending fault lineations.

3. 2 Eastern part of the Nankai Trough

3. 2. 1 "Ribge and trough zone"

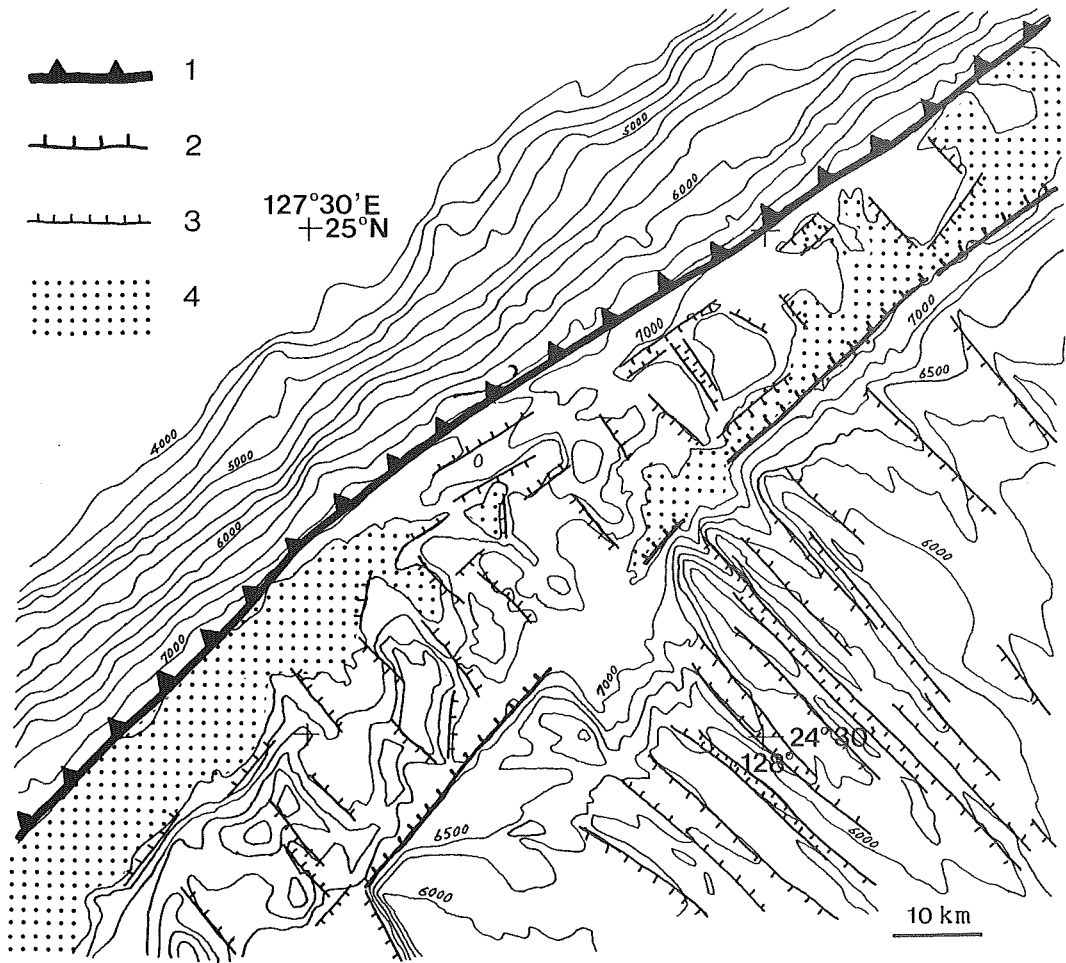
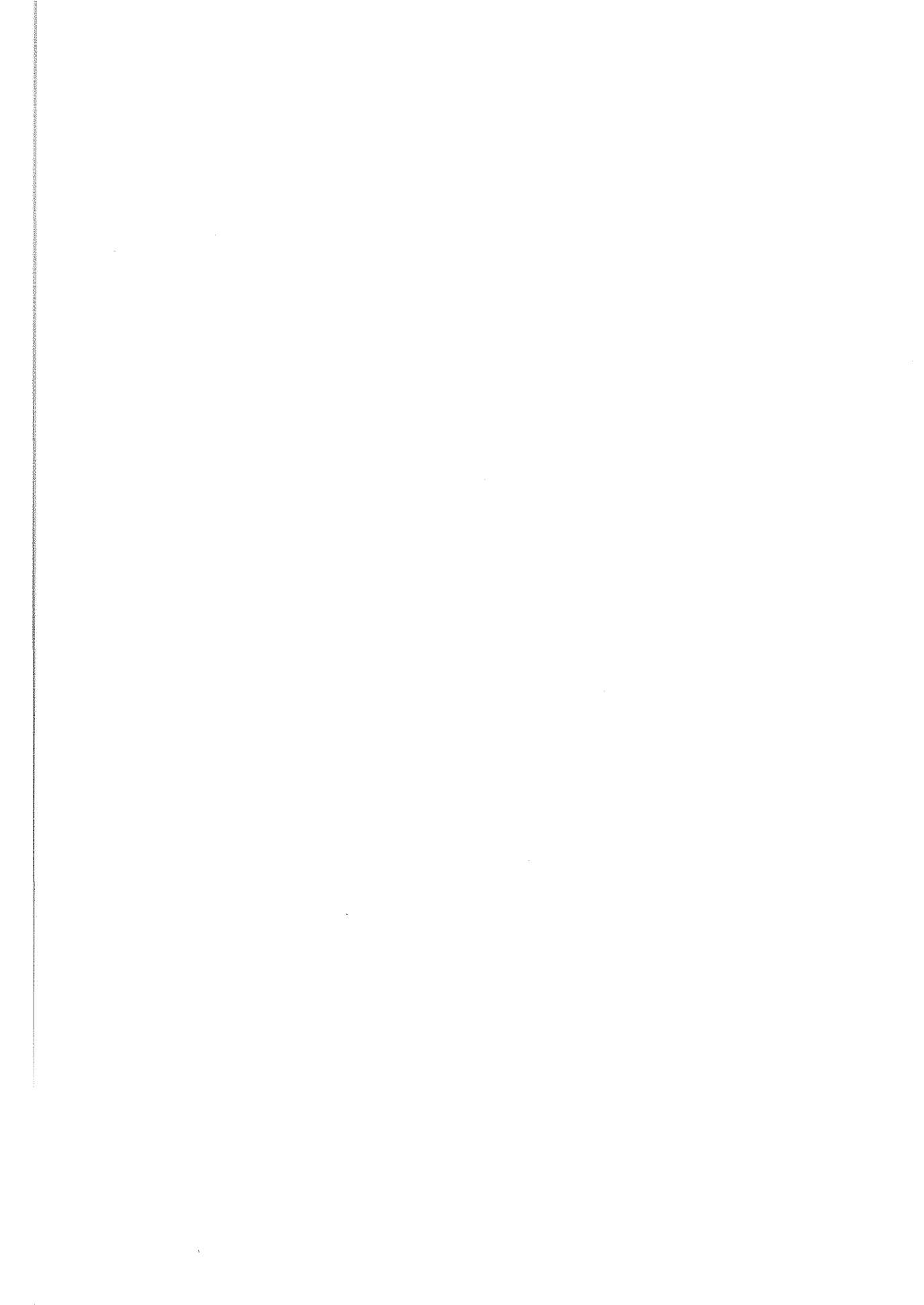


Figure 8. Mesh-shaped structure in the Nanseisyoto Trench floor. 1: Thrust fault at the foot of landward slope, 2: Large normal fault, 3: Faults and lineaments, 4: Trench floor below 7,250m depth.

There is a well-undulated zone on the landward slope of the eastern part of the Nankai Trough off Kumano Nada and Ensyu Nada, which is the convergent boundary of the north border of the Philippine Sea plate. This zone, 30 km wide, was called the 'ridge and trough zone' by Iwabuchi (1970b), as it shows a peculiar configuration of ridges or elevations and troughs or depressions alternately running in parallel with the axis of the Nankai Trough (Fig. 9). The ridges are, in general, 10 to 40 km long, 5 to 10 km wide and 500 to 1500 m high. The geological structure of this zone has been identified to some extent by a number of multi-channel seismic reflection profiles across the Nankai Trough (Kato et al., 1983; Aoki et al., 1983; Kato, 1987). Migrated depth sections and their line drawings are shown in Figs. 10 and 11, respectively.

The landward slope of the Nankai Trough along every survey line in Fig. 10 consists of well-deformed and acoustically obscure layers. In these layers, there are many thrust faults and fold structures due to



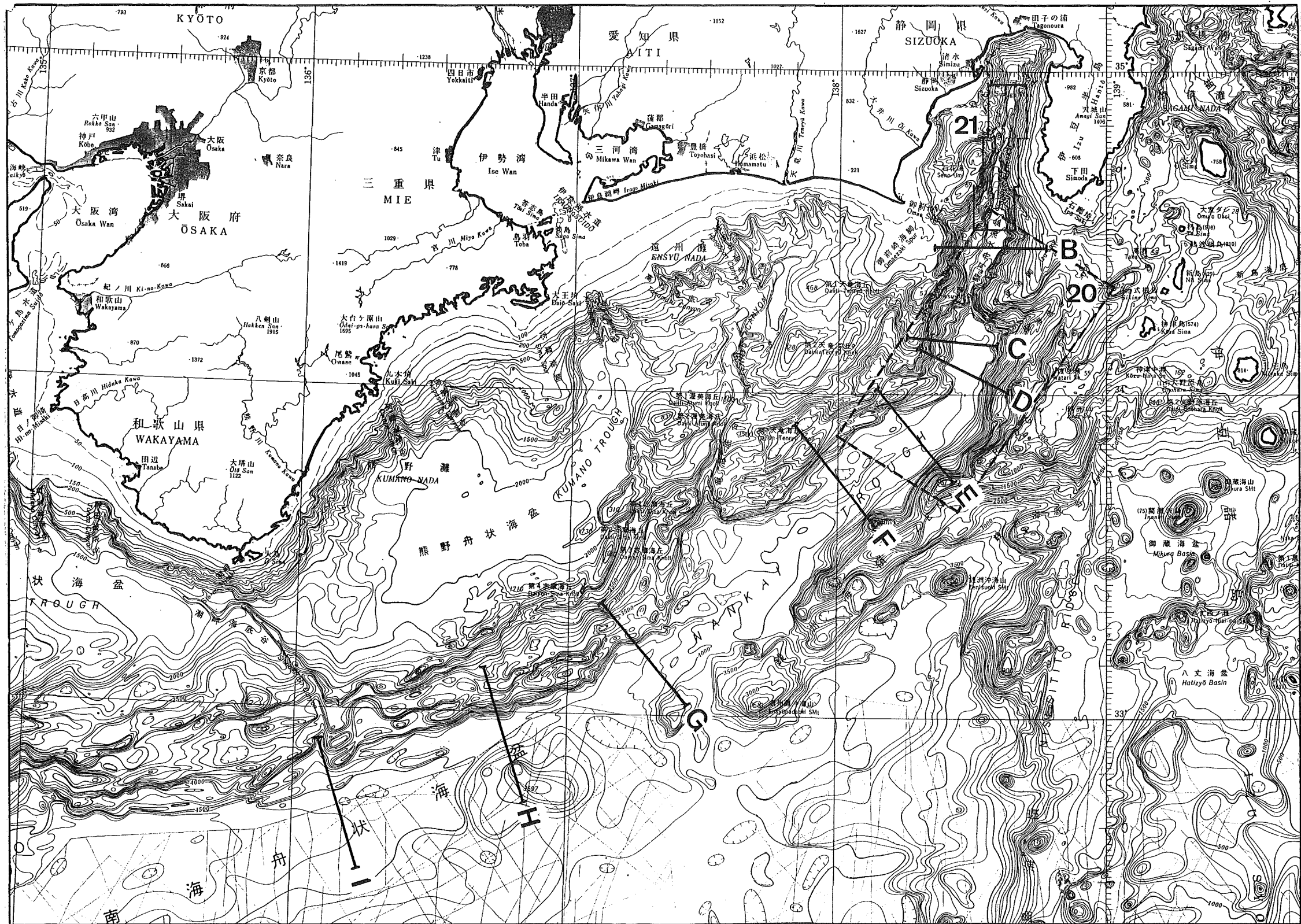


Figure 9. Bathymetric map of the eastern part of the Nanakai Trough (Hydrographic Department, Maritime Safety Agency, 1982) and locations of the multi-channel seismic reflection lines. Box with broken thick line shows the location of Fig. 13. Box in the Suruga Trough shows the location of Fig. 21. Contour interval 100m.

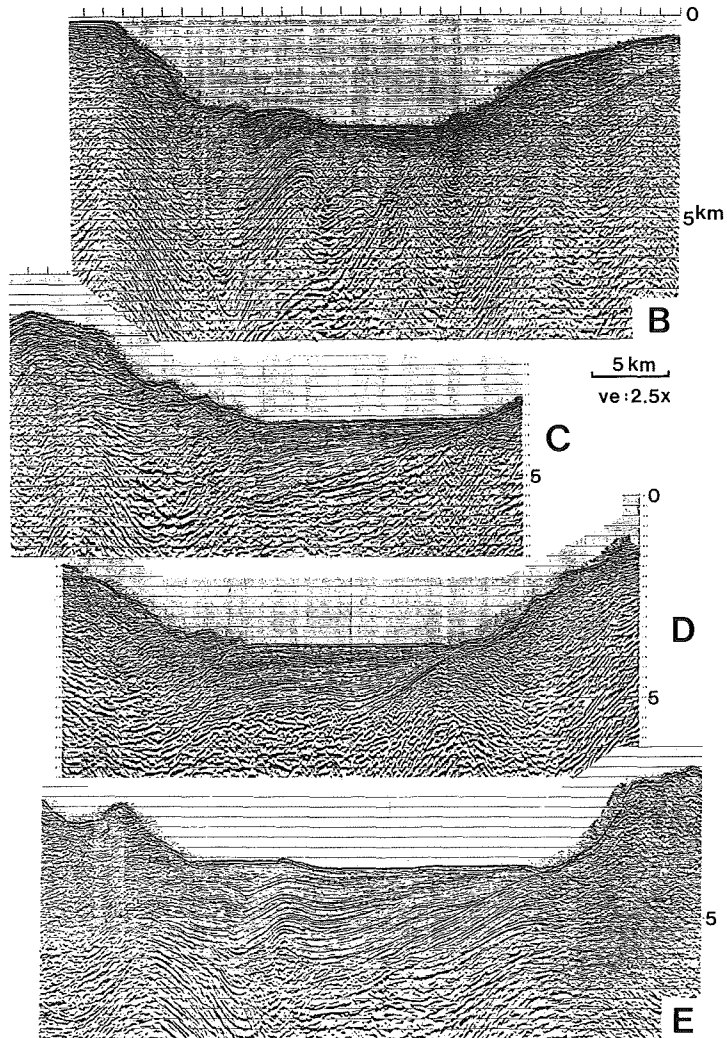


Figure 10. Depth sections of the multi-channel seismic reflection survey across the eastern part of the Nankai Trough. For location of profiles, see Fig. 9.

horizontal compression. The deformed layers at the foot of the landward slope on lines G and I are overthrusting onto the trough fill horizontal layers. From this it is considered that the layers of the landward slope resulted from the deformation of the trough fill layers and pelagic sediments deposited in the Sikoku Basin. The structure of the thrust faults at the foot of the landward slope along line I is the best example for examining of the process of the formation of landward slope layers (Fig. 12). An anticline is recognized as a newly built accretionary ridge at the foot of the landward slope. After the folding had occurred, the trough fill layer was displaced by the thrust faulting. An over-riding folding in western Nankai Trough, which seems to be a well-developed type of such deformation, was examined by the data from the Deep Sea Drilling Project (Moore and Karig, 1976). The faint anticline along seismic line E in the northeastern part of the Nankai Trough floor is thought to be a nascent ac-

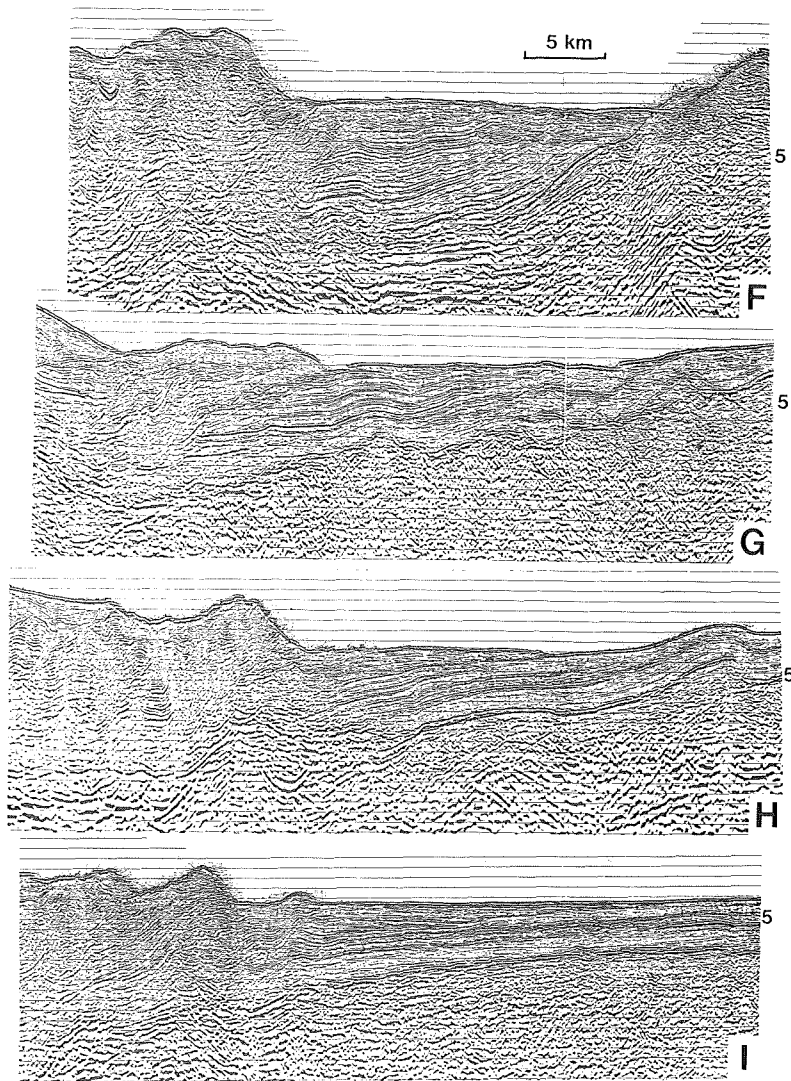


Figure 10. (Continued)

cretionary ridge, which will develop into a ridge on the landward slope. These seismic data indicate that the structure of the landward slope of the eastern part of the Nankai Trough presents typical imbricated tilt-shape deformed layers, or a so-called accretionary prism. The landward slope zone with a very undulated configuration along lines E and I, the so-called ridge and trough zone, is considered to be the morphological expression of an accretionary prism, an imbricated structure of the trench or trough fill and hemi-pelagic layers deformed by compressional stress due to plate subduction. These layers are welldeformed and divided into many inclined tilt-like blocks mutually bordered by thrust faults (Seely et al., 1974). The eastern part of the Nankai Trough has been surveyed by many seismic surveys but only partially by Sea Beam survey, as shown in Fig. 13. Accordingly, it is difficult to discuss the detailed

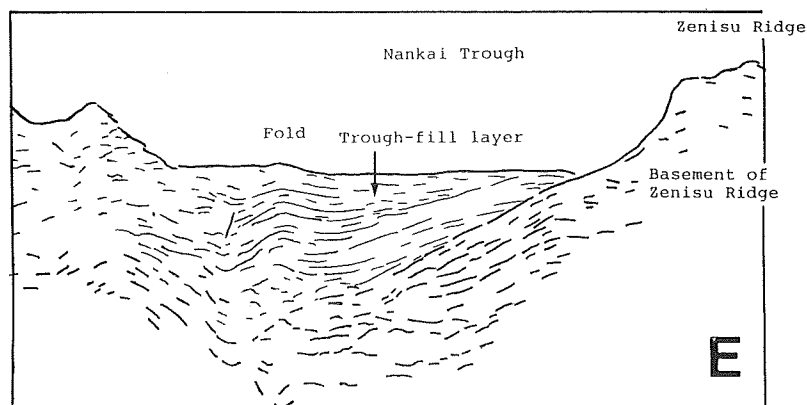
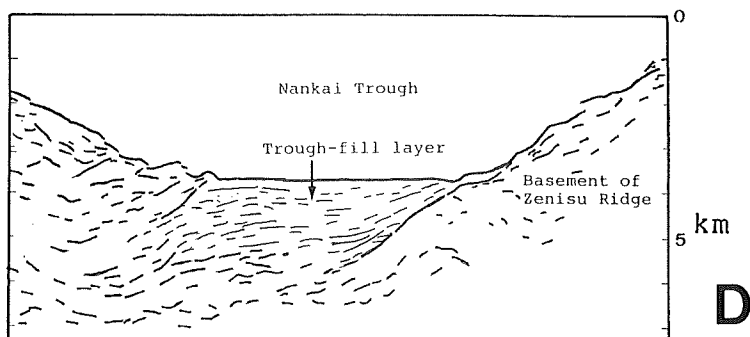
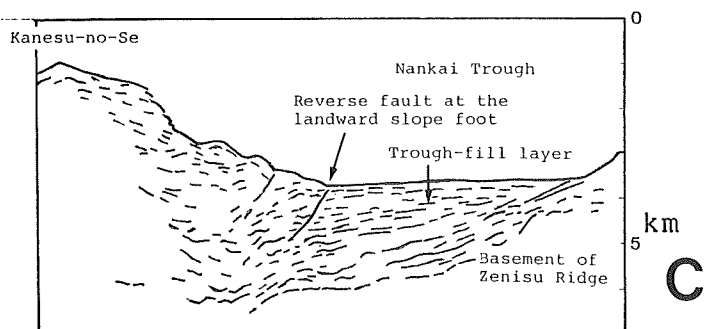
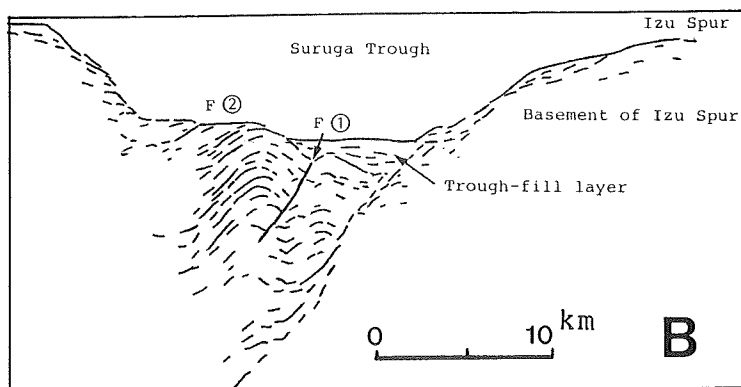


Figure 11. Line drawings of the multi-channel seismic profiles across the eastern part of the Nankai Trough. For location of profiles, see Fig. 9.

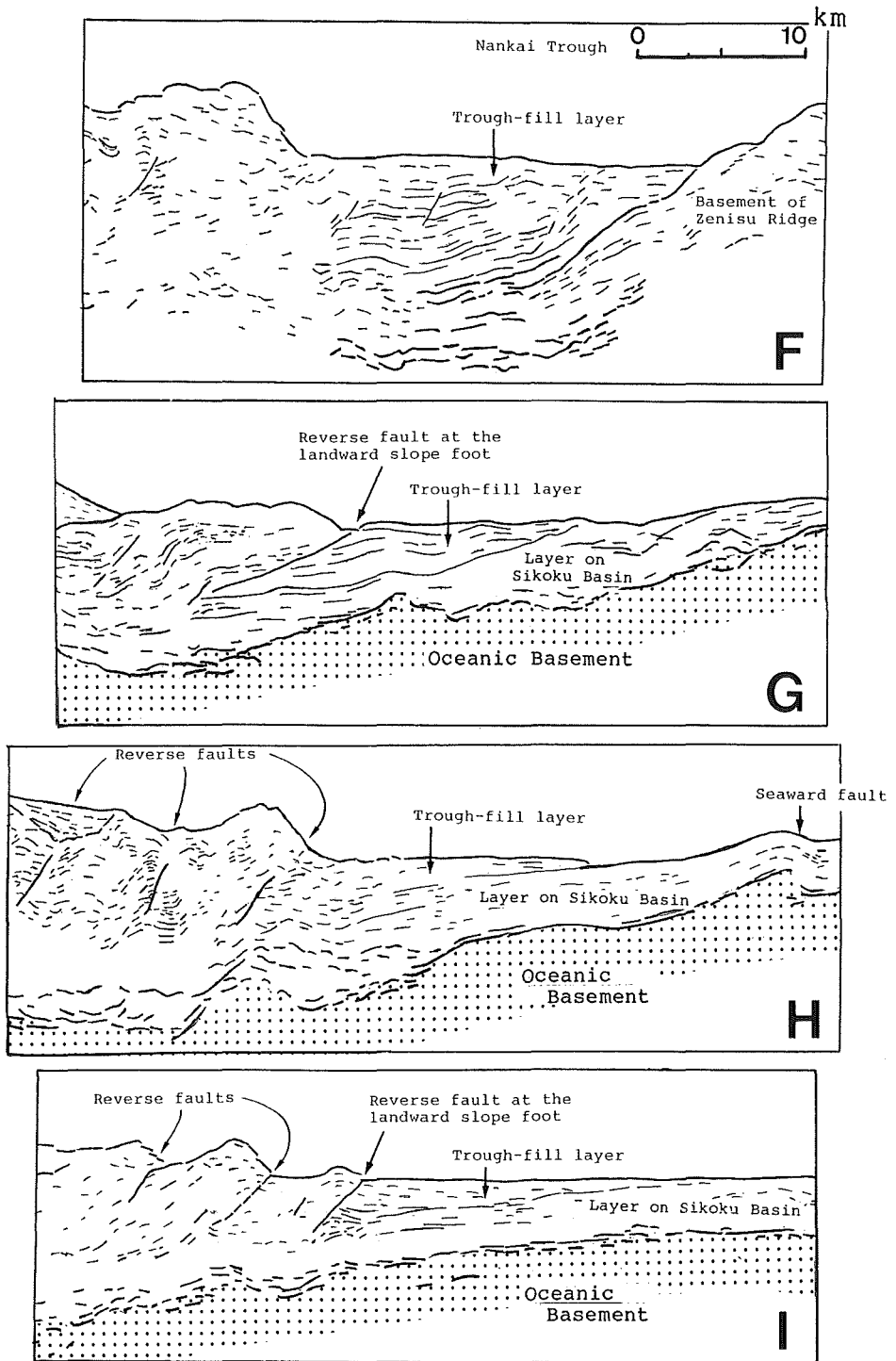


Figure 11. (Continued)

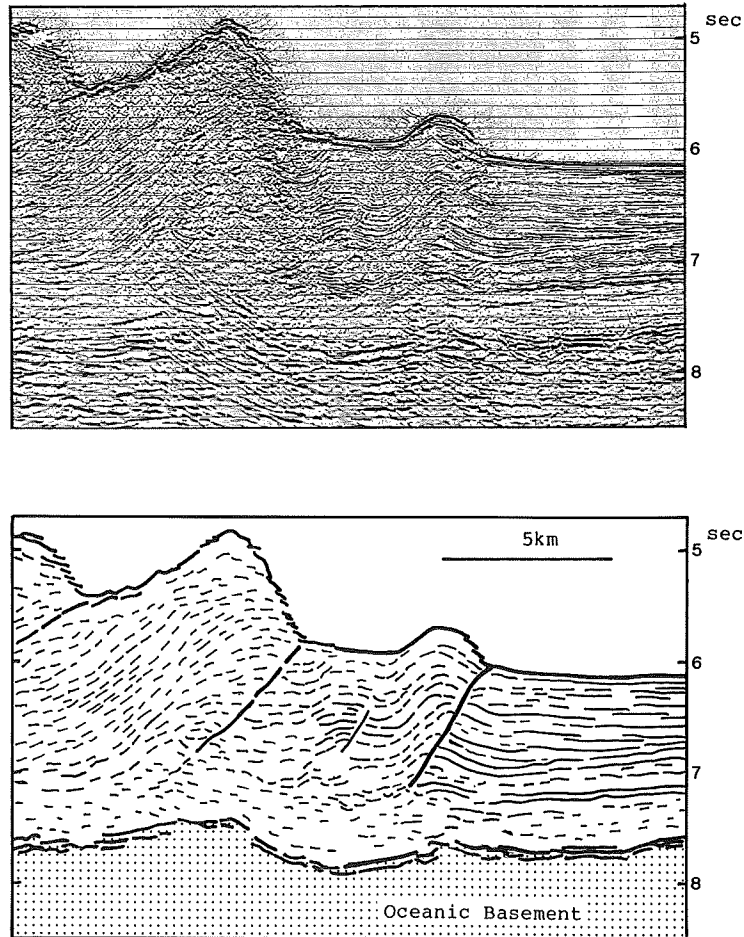


Figure 12. Enlarged migrated time section of the landward slope foot along line I across the Nankai Trough (above) and its line drawing (below).

geomorphology of this region at the moment. As and when detailed data become available, detailed discussion will be possible on this subject.

The trough fill layer in the eastern part of the Nankai Trough is very thick, so that there are sufficient materials to form accretionary prism, even though the hemi-pelagic sediment is thin. The landward slope of the Nankai Trough, including its western part (Kagami, 1985; Moore and Karig, 1976), is the most developed region of the accretionary prism on the landward slope of the plate boundary mentioned in this paper.

3. 2. 2 Flat trench floor and channels

The eastern part of the Nankai Trough off Kumano Nada and Ensyu Nada has a flat trough floor more than 10 km in width (Fig. 9). The multi-channel seismic sections in Fig. 10 show that the flat trough floor is formed by a wedge-shaped trench fill layer 2 to 3.5 km in thickness. Some channels are

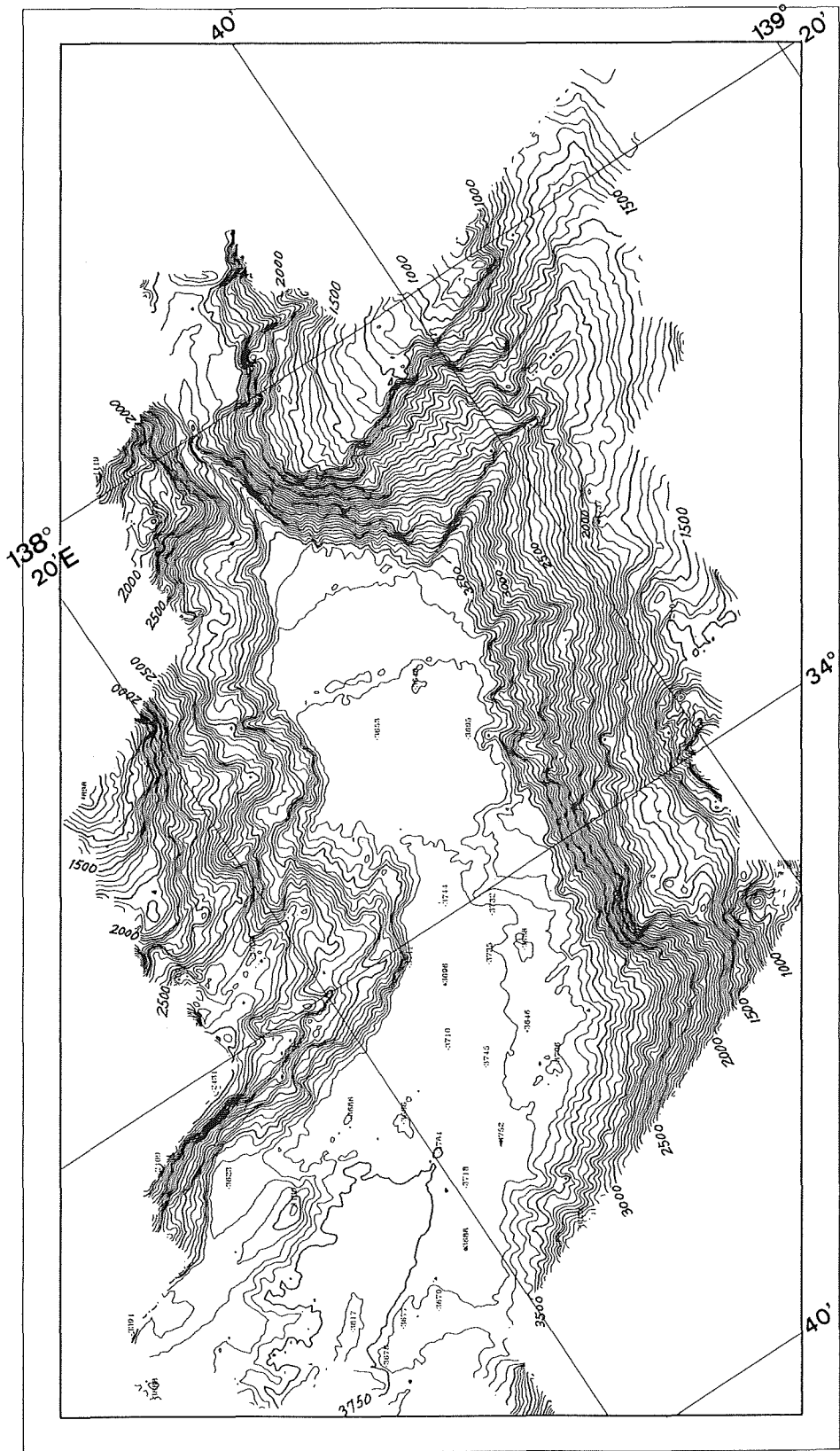


Figure 13. Sea Beam bathymetric map of the northeast end of the Nankai Trough (Kaiko I Research Group, 1986). See Fig. 9 for location.

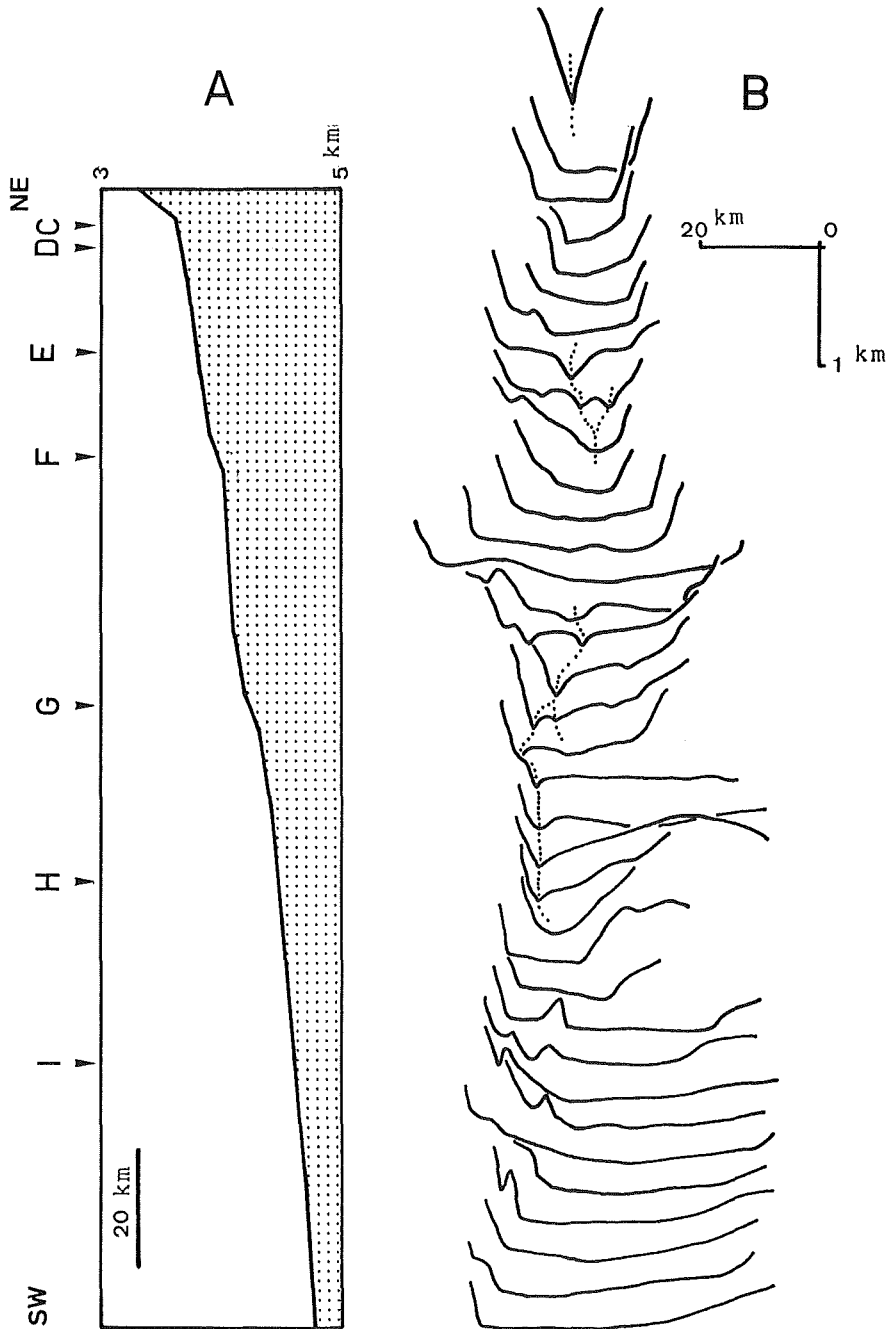


Figure 14. Bathymetric profiles of the eastern Nankai Trough. A: Longitudinal profile along the axis of the trough. C to I show the cross points of the seismic lines of Figs. 10 and 11. B: Cross-sections every 10 km; dotted lines show the small channels in the trough floor.

recognized on the trough floor from the bathymetric map of this area shown in Fig. 9. These channels, slightly meandering, can be traced to the SW or WSW. Remarkable channels are seen on the lines of seismic profiles F and G in Fig. 10. In some parts of the trough floor, however, no channel is seen. It appears that trough floor with channels and very flat floor without channels alternate. Longitudinal and cross-sections of the eastern part of the Nankai Trough are shown in Fig. 14. Here the trench floor deepens gradually to SW. The trough floor with channels shown by dotted lines in Fig. 14 corresponds to the slightly steep portion on the longitudinal section. On the other hand, the very flat trough floor without channels corresponds to the more gently sloping portion.

This difference in the degree of development of channels may be due to undulations of the subduction plate along the trough axis, and these undulations may owe their origin to fingering subduction. The finger-like configurations of the Philippine Sea plate are recognized in the micro earthquake zone beneath the Tokai district (Yamazaki and Ooida, 1985), supporting the above-mentioned theory of the origin of the undulations.

The trough fill layer mainly consists of terrigenous turbidite transported through the Suruga Trough (Taira et al., 1984). Therefore, it is probable that the channels on the trough floor served as routes for the sediment flow towards the SW. On the multi-channel seismic sections in Fig. 10, there is a relatively old trough fill layer, slightly deformed by the fold structure and faults, at lines F and G where channels are developed. In contrast to this, the trough fill layer across seismic lines C, D and I shows a very flat feature without channels, consisting of an undeformed horizontal Quaternary layer.

From these observations it is inferred that the trough floor without channels may be the area where turbidite is being deposited, while the trough floor with channels may be the area where sedimentation of turbidite has been suspended. The distribution of the channels in the eastern part of the Nankai Trough has been examined on the bathymetric chart prepared from the data of sounding along tracks spaced at 2 nautical miles. This specific feature is also recognized on the detailed bathymetric map prepared by the Sea Beam system data (Fig. 13). Almost all of the area shown in Fig. 13 shows a very flat trough floor without a channel, and a channel head is recognized in the western part from 138°20' E.

3. 3 Palau Trench

3. 3. 1 Outline of the Palau Trench

The Palau Trench is situated in the southernmost part of the Izu-Ogasawara-Mariana Trench system extending along the eastern margin of the Philippine Sea. The Yap Trench and the Palau Trench are arranged in right-stepped manner from the southern extremity of the Mariana Trench. Tayama (1935) described it as follows: "The Palau Trench lies in echelon on the west side of the Yap Trench. It extends north and south in a slightly convex form towards southeast. The width of the trench is 30 nautical miles, and the maximum depth is 8,138 meters located to the east of Babelthuap Island, which is the main island of the Palau Islands".

Fisher (1974) reported that rugged peaks and ridges lie on the seaward slope of the trench axis and that the trench bottom is V-shaped on the basis of the analysis of several bathymetric profiles of the trench. Weissel and Anderson (1978) considered that the Palau Trench is located at the boundary where the Caroline plate is subducting beneath the Philippine Sea plate. The geological structure indicating subduction was recognized by the onboard monitoring of multi-channel seismic profiling carried out

across the Palau Trench (Tokuyama et al., 1985a). The convergence rate of the subduction boundary has been estimated as very low (Wu, 1979; Circum-Pacific Map project, 1981).

Bathymetric survey of the Palau Trench using a Sea Beam system was carried out by the *Takuyo* (Kato et al., 1986). This chapter presents the geomorphological description of the northern Palau Trench on the basis of the detailed bathymetric map Prepared and discusses the tectonics and geomorphological

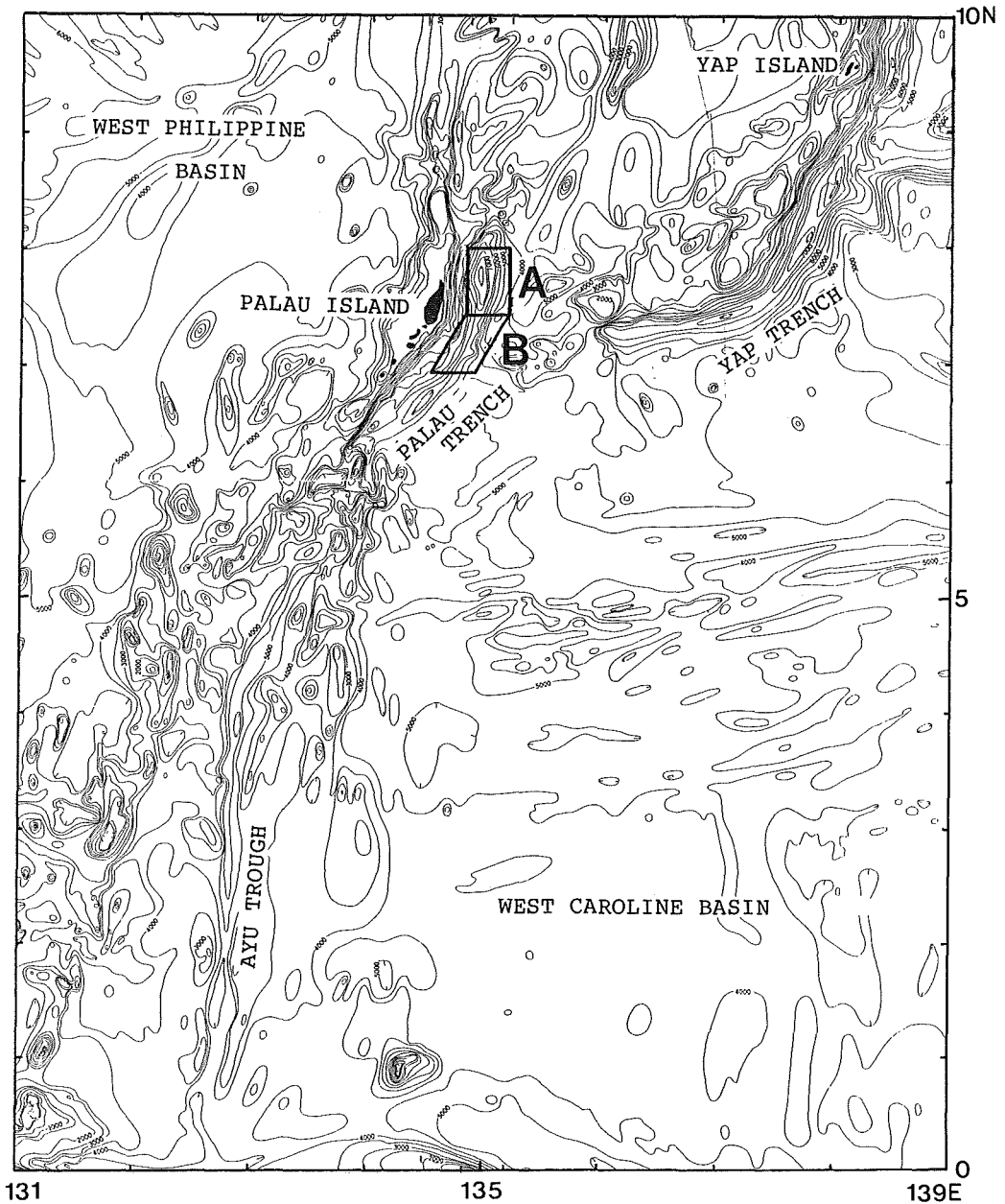


Figure 15. Bathymetry of the Palau and Yap Trenches and Sea Beam survey areas. A: Northern box (Fig. 16), B: Central box (Fig. 18).

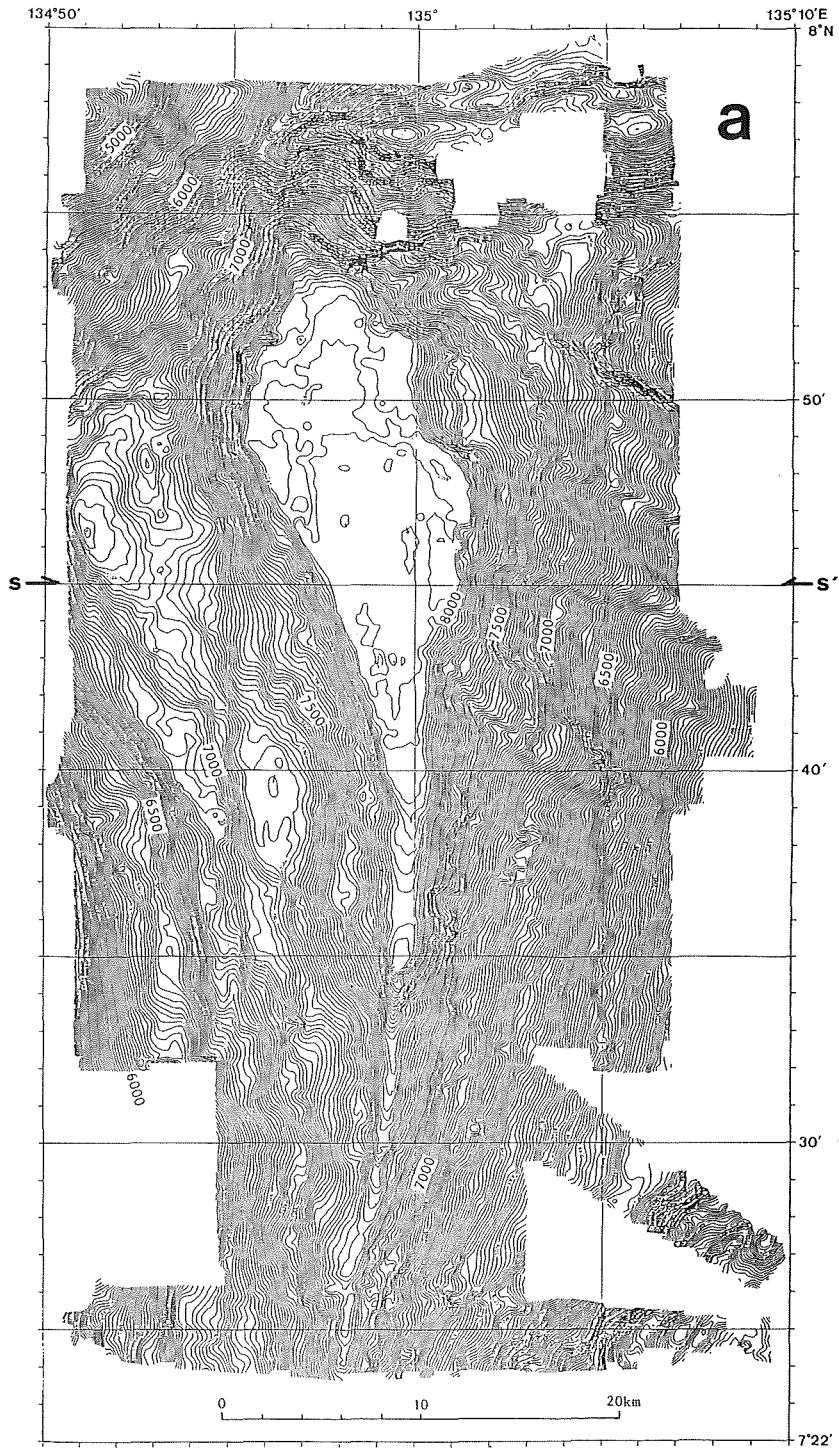


Figure 16. Detailed bathymetry of the northern part of the Palau Trench. Line s-s' shows the location of the seismic profile in Fig. 19. a: Sea Beam map. Contour interval 20 m. b: Structural features. 1: Thrust fault, 2: Normal fault, 3: "Tear drop" flat trench floor, 4: Step in the landward slope.

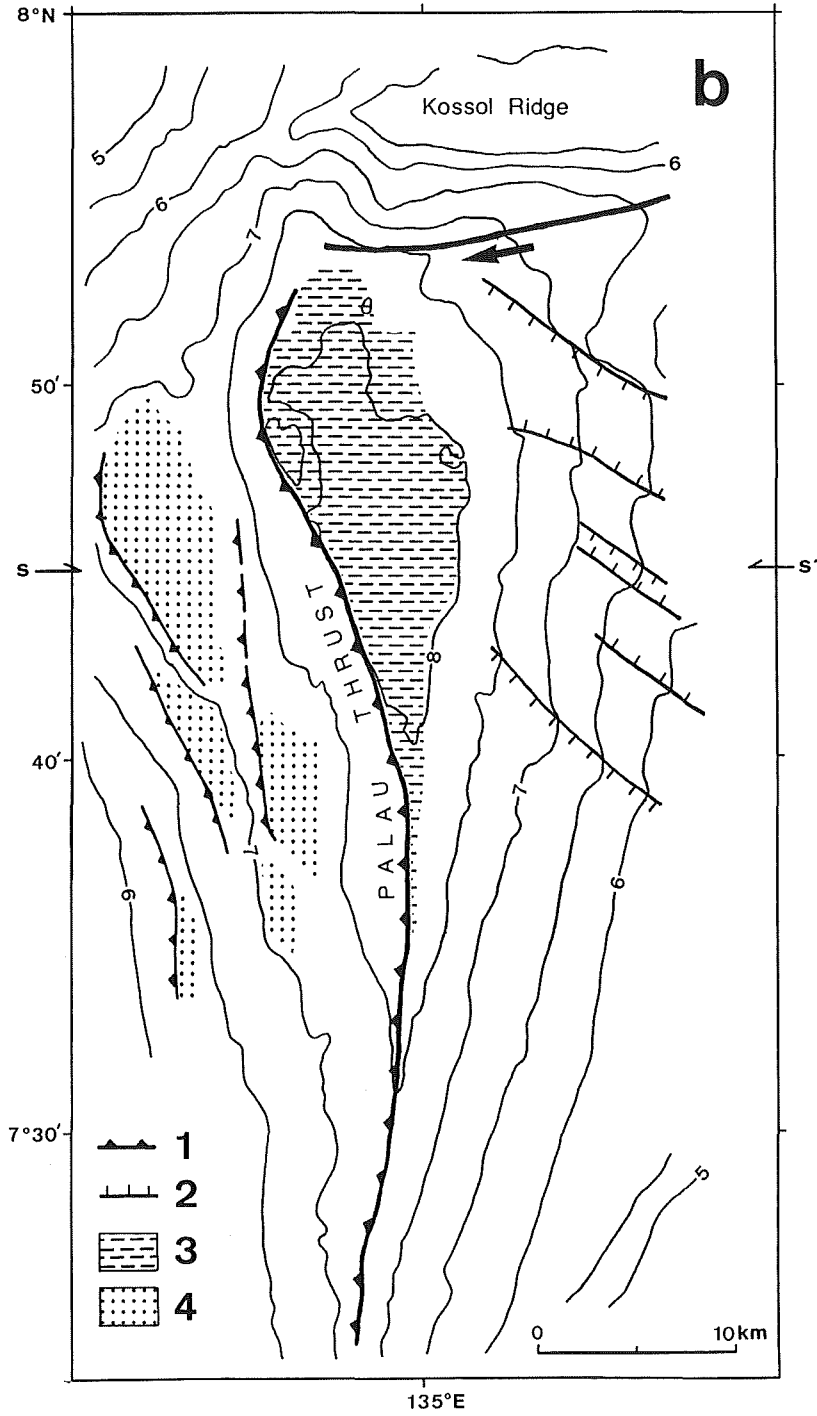


Figure 16. (Continued)

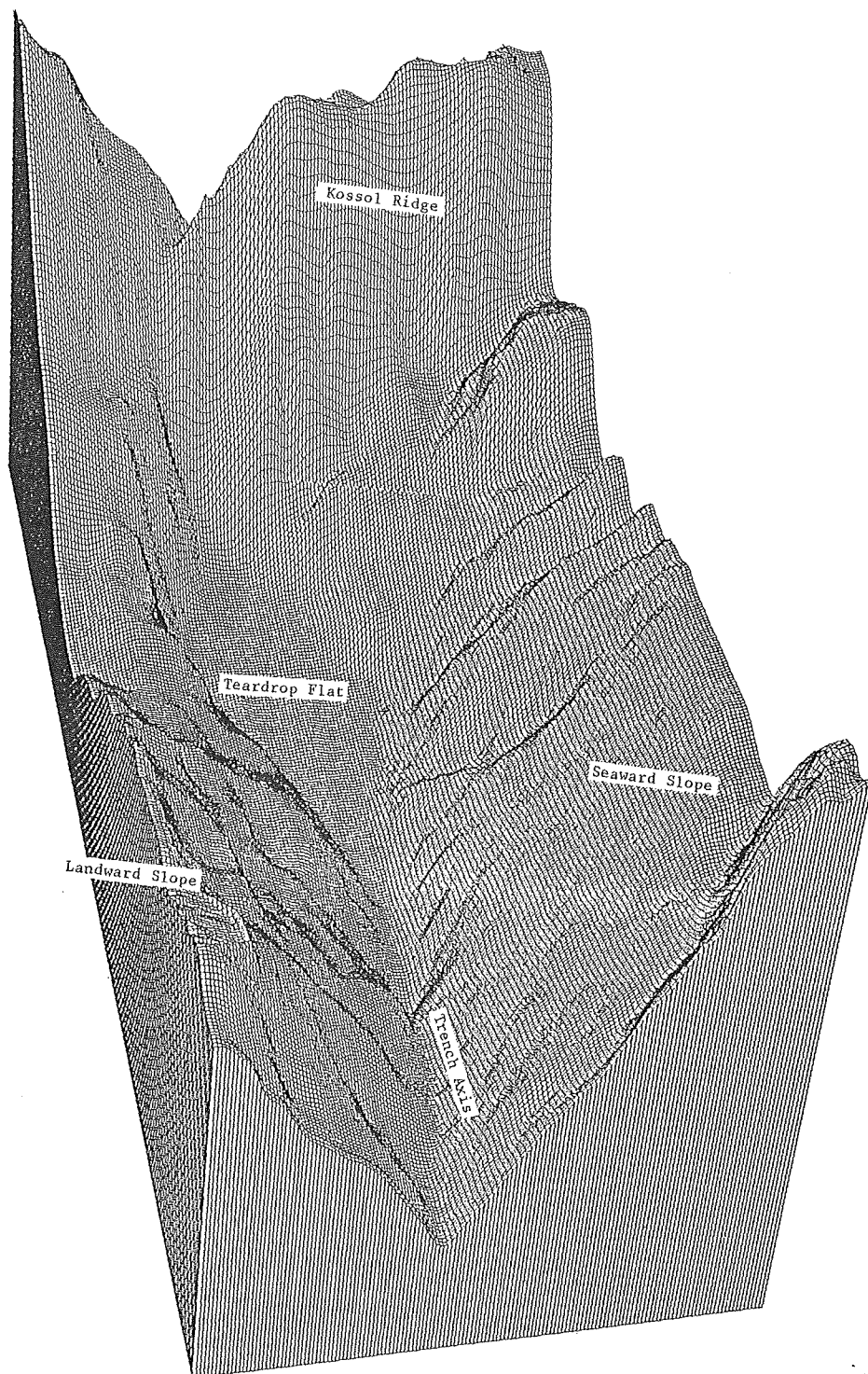


Figure 17. Three-dimensional image map of the northern part of the Palau Trench.

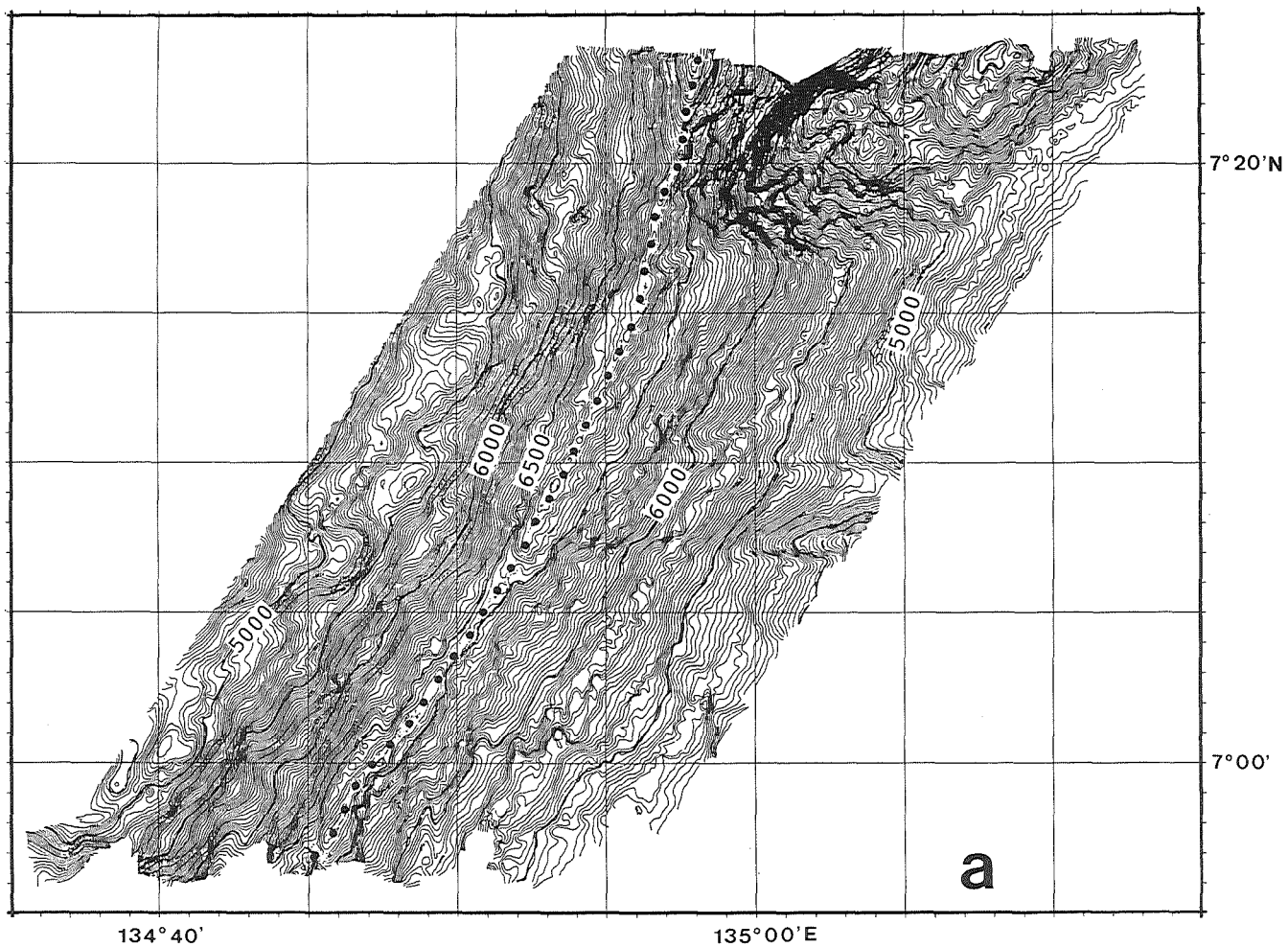


Figure 18. Detailed bathymetry of the central part of the Palau Trench. a: Sea Beam map. Dotted line shows the axis of trench. Contour interval 10m. b: Structural features. 1: Thrust fault, 2: Lineament, 3: Step in the landward slope, 4: Seamount in the seaward slope.

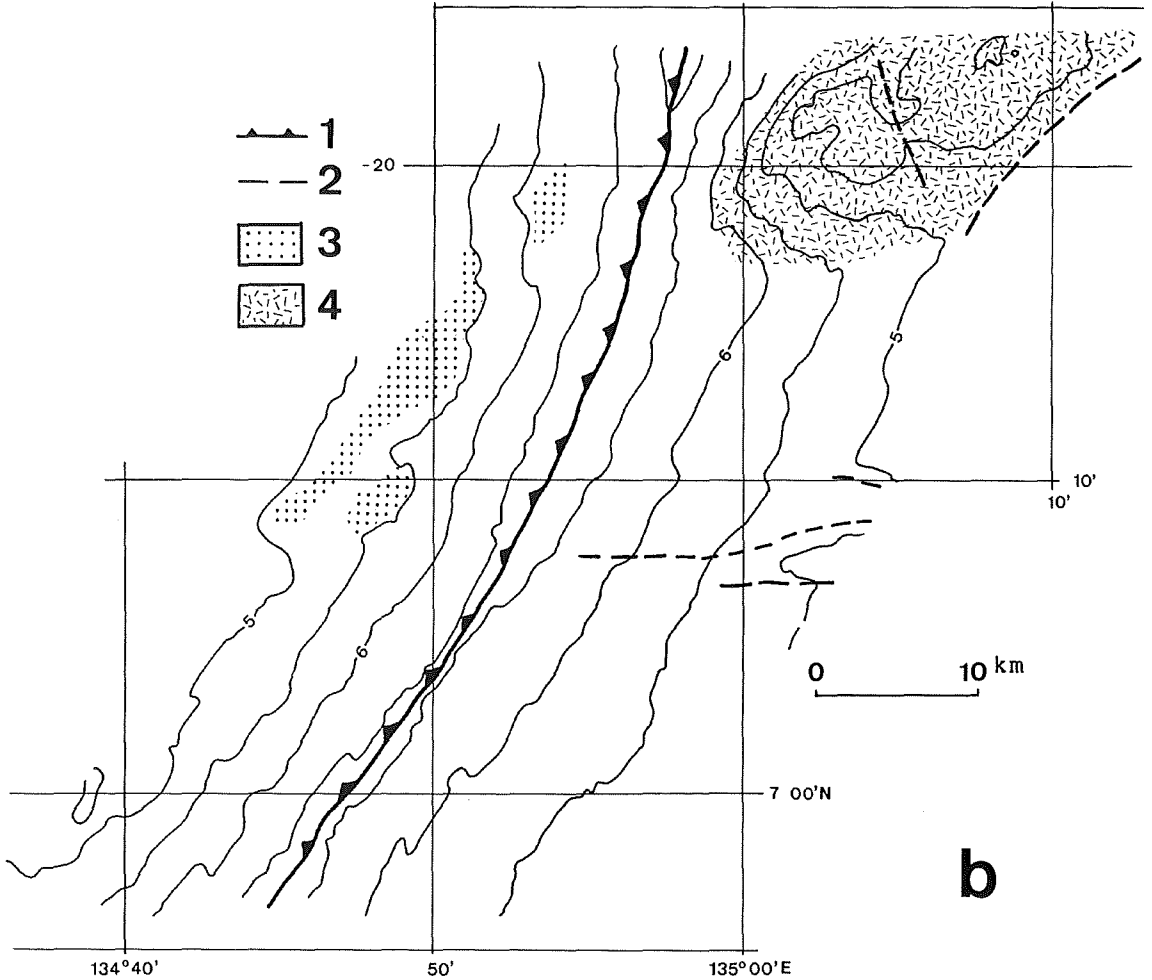


Figure 18. (Continued)

history of the Palau Trench.

3. 3. 2 Sea Beam survey and detailed morphology of the northern Palau Trench

The survey area is shown in Fig. 15. A bathymetric chart obtained from this survey is shown in Fig. 16a. Figure 17 is a three-dimensional view of the area drawn on the basis of Fig. 16a, viewed from the SSW and exaggerated vertically about 8 times.

Geomorphologically, the area surveyed consists of a trench axis-floor, a landward slope, a seaward slope and the Kossol Ridge. A flat broad trench floor, 9 km wide and 23 km long, exists at the extreme north of the trench. Water depths to the floor range from 8,000 to 8,040 meters. This flat floor is in a teardrop shape, wider in the north and narrower to the south. A trench with a V-shaped profile axis like a canyon extends from the teardrop-shaped flat southward to the central part of the Palau Trench, as

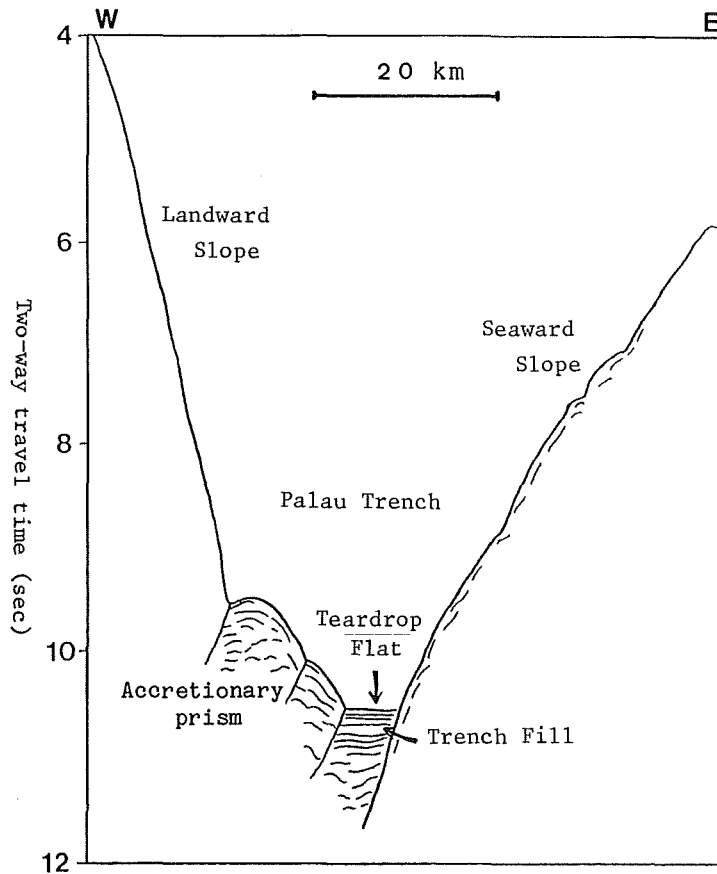


Figure 19. Line drawing of a seismic section across the northern part of the Palau Trench (Tokuyama et al., 1985a). For location of seismic line, see Fig. 16.

shown in Fig. 18, decreasing in depth.

Several deep sea steps at depths of 6300 to 7200 meters are recognized on the landward slope of the trench. The largest deep sea terrace in this area is located to the west of the teardrop flat, while small terraces are distributed to the south.

The seaward slope of the trench monotonously inclines at about 10 degrees without such steps as on the landward slope. However, many parallel lineations in NW-SE direction are recognized on the seaward slope to the north of 7°50'N.

A ridge extends east-west at the north of the trench. This ridge is named "Kossol Ridge" in this paper because it is situated east of Kossol Reef in the Palau Islands. Kossol Ridge puts an end to the Palau Trench as if it collided against the eastern slope of the Palau Islands. The summit of the Kossol Ridge is 5,000 to 5,200 m deep, and about 3,000 meters higher than the teardrop flat. The southern slope of the ridge is the steepest slope in the survey area and extends to the east.

3. 3. 3 Discussion on the formation of the trench features

The detailed bathymetric data thus presented allow some interpretation of the geological history of the trench with reference to the seismic profile there (Tokuyama et al., 1985a). The geological structure indicating the subduction can be recognized on the seismic profile illustrated in Fig. 19. The profile runs east-west across the teardrop flat along 7°46'N (s-s' in Fig. 16).

Tokuyama et al. (1985a) pointed out the existence of a turbidite wedge layer beneath the trench floor, slight development of an accretionary prism on the lower part of the landward slope, and a graben structure on the seaward slope.

With reference to the above-mentioned geological structure, it may be considered that the tectonics and the development of the morphology of the northern Palau Trench are as follows:

The Caroline plate probably subducts beneath the Palau Island arc from the east. The convergence rate at the Palau Trench has been estimated as 1 cm per year by Weissel and Anderson (1978). Depths of over 8,000 meters indicate that the Palau Trench is subducting at a plate boundary. Compared to the other trenches, the Palau Trench has peculiar characteristics such as lack of volcanoes along the Palau arc, obscurity of the deep earthquake zone, i. e. the Wadati-Benioff zone (Circum-Pacific Map Project, 1981), proximity of the axis of the Palau arc to the trench axis, and small-scale geological structures only indicating the subduction. The reason for this may be considered as follows: the Palau Trench is a nascent convergent boundary, where the convergent rate is very low, or the subducting dip is very steep.

The teardrop flat has been filled by turbidite supplied mainly from the south via the V-shaped trench axis. The wedge-shaped trench fill layers are pressed against the slope, due to the subduction of the plate. Consequently, an accretionary prism was developed at the lower part of the landward slope. The accretionary prism is more developed in the northern part of the Palau Trench, which is filled with thicker trench fill sediments. At the northern Palau Trench, the trench axis is close to the axis of the island arc. An accretionary prism forms step-like topography. Another type of step-like topography formed by accretion is recognized along the Suruga Trough where the landward mass is close to the trench axis and the subduction slab subducts at a steep angle (Kato et al., 1983).

There is a possibility that the Kossol Ridge constitutes the western end of the Yap island arc, and that the southern margin of the ridge is the right-lateral transform boundary. This is based on the morphological characteristics of the Kossol Ridge. Discrepancy in strikes between the Palau and the Yap arcs is obvious. Accordingly, a plate boundary connecting the Palau Trench and the Yap Trench is expected to exist between them. To find its exact location, more extensive data are necessary.

Lineations of NW-SE direction on the seaward slope (Fig. 16b) probably correspond with the faults bounding graben structures or anticlinal-synclinal structures. In general, a graben structure of the seaward slope is caused by the tension of the plate bending. The strike of the structure, NW-SE, may suggest, however, that the stress field due to bending is distorted by the effect of the existence of the Kossol Ridge, which might show westward collisional movement relative to the Palau arc. On the basis of these assumptions, a tectonic map of the northern Palau Trench is drawn as in Fig. 16b.

3. 3. 4 Central part of the Palau Trench

As is clear on the Sea Beam map in Fig. 17, the central part of the Palau Trench shows a V-shaped axis, and the seaward slope shows a smooth, moundless surface, inclining at 4 to 6 degrees. Small-scale

lineaments, possibly due to normal faults, are distributed on the seaward slope of the northern part of the Palau Trench, but no lineament or fault is recognized on the seaward slope of the central part of the Palau Trench (Fig. 18b).

3. 4 Characteristics of other trenches around Japan

3. 4. 1 Challenger Deep in the Mariana Trench

The Challenger Deep in the southern part of the Mariana Trench, which was said to have the deepest point on the earth, is selected as an example of the Sea Beam survey results. Many bathymetric surveys were carried out at the deep in the 1960s.

The Mariana Trench, a part of the Izu-Ogasaxara-Mariana Trench system, is largely arched toward the east. The Pacific plate eastward of the Mariana Trench subducts WNW-ward at a rate of 11 cm per year (Circum-Pacific Map Project, 1981). The Mariana Trench is divided into several parts by seamounts belonging to the Magellan Seamounts on the Pacific plate (Sato, 1969). The Challenger Deep is situated in the southern part of the Mariana Trench, where the trench axis extends in the east-west direction (Fig. 1).

A bathymetric survey in the Challenger Deep was carried out by the S/V *Takuyo* in February 1984, along the trench axis and at the deepest portion reported. Track lines are shown in Fig. 20a. In order to measure exactly the depth of the world's deepest point, an additional line was surveyed across the point right above the deepest portion after finishing the survey along the planned lines. The reason for this was to obtain the maximum depth with a vertical beam of the Sea Beam System. The vertical beam is more accurate than the slant beam as the latter contains more scattering reflection and requires additional correction to the beam bending due to the difference in sound velocity through the water column. The soundings were corrected by the directly measured sound velocity data which were provided in the survey area by continuous measurement of vertical water temperature and salinity down to 4,500 meters deep with a continuous depth, temperature and salinity measurement system. For sound velocity data of deeper zones, the deep-sea measurement results by Mantyla and Reid (1978) were used. The data shallower than 4,500 meters collected by the *Takuyo* were harmonized with the data deeper than 4,500 meters by means of the method of Mantyla and Reid (1978).

The deepest depth of the Challenger Deep was obtained as 10,924 meters by the survey of the *Takuyo* during that cruise. This depth was obtained by the multi-narrow beam sounding which covered almost 100% of the target area, and was carefully corrected for the velocity of sound in sea water. The survey also revealed that the deepest point was located not in the previously reported positions, but rather at the eastern part of the Deep (* in Fig. 20).

The characteristics of the geomorphology of the Challenger Deep are illustrated in Figs. 20b and 20c. The axis of the trench extends from ENE to WSW, and echelon depressions are formed along the axis. Linear ridges are recognized at 5 to 7 km intervals on the seaward slope of the trench. The ridges, with relative heights of 200 to 700 meters, extend obliquely to the trench axis. The angle between the direction of these ridges and the trench axis is about 5 degrees. These oblique ridges may be formed by the resultant force of the oblique subduction and the bending of the Pacific plate. The landward slope of the trench in the survey area presents a mono-slope inclining 3 to 13 degrees.

3. 4. 2 Suruga Trough

The Suruga Trough extends NNEward into Suruga Bay from the eastern extremity of the Nankai

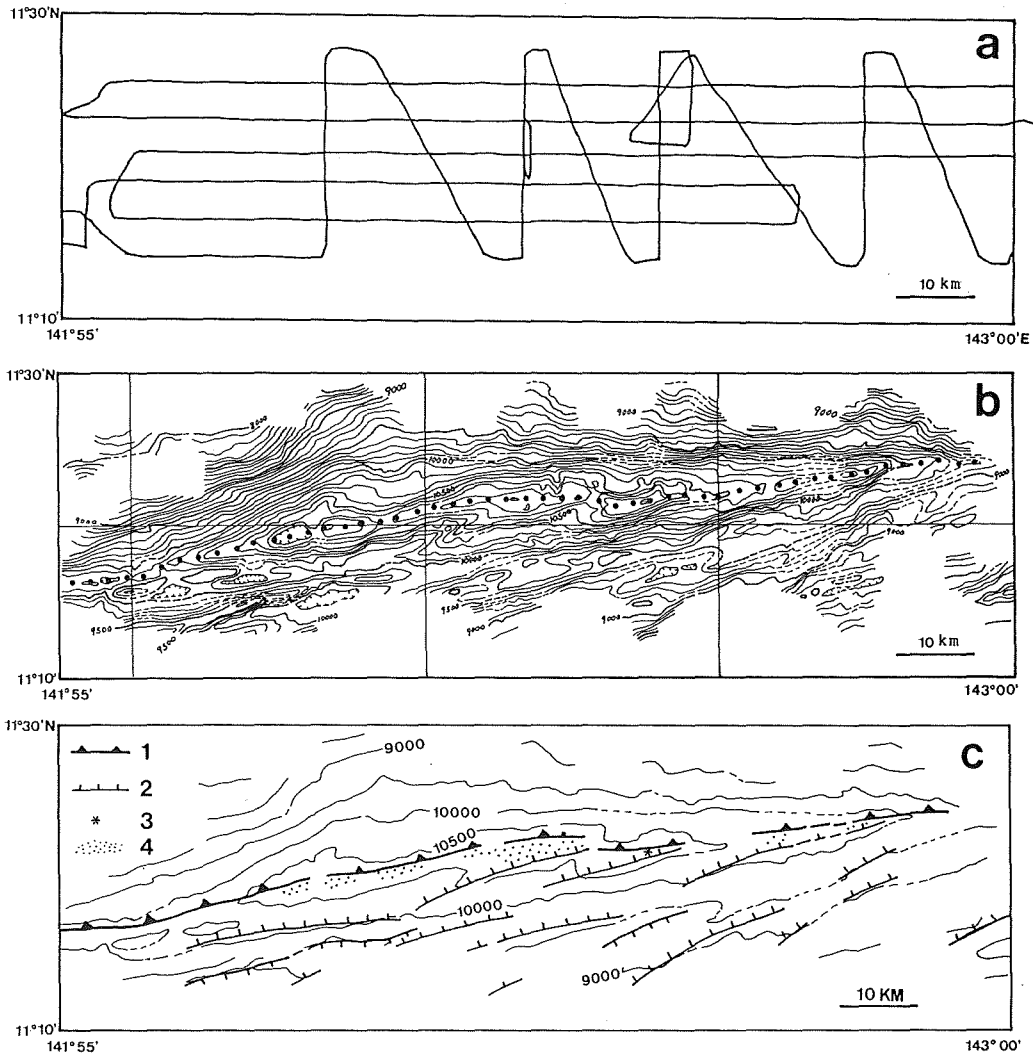


Figure 20. Detailed bathymetry of the Challenger Deep in the Mariana Trench. a: Track chart. b: Sea Beam map. Dotted line shows the trench axis. Contour interval 100m. c: Structural features. 1: Thrust fault, 2: Normal fault, 3: Deepest point of the Challenger Deep, 4: Flat floor of the trench axis.

Trough, and is believed to be the plate boundary where the Philippine Sea plate subducts beneath the Eurasian plate as well as the Nankai Trough. The floor of the Suruga Trough is very narrow less than 5 km in width, compared with that of the Nankai Trough, which is 10 to 30 km in width. The landward slope of the Suruga Trough is characterized by a step-shaped configuration in the middle of the steep slope, each step of which is 1 to 2 km in width and 2 to 4 km in length. This step-shaped topography is obvious on the bathymetric map from Sea Beam data shown in Fig. 21. The structure of the landward slope of the Suruga Trough can be detected in the multi-channel seismic reflection profiles shown in Figs. 10-B and 11-B.

The lowest part of the slope consists of layers with distinct fold structures, and the axis of the anticline renders an elevated configuration. There is a fault inclined to the west between the eastern

34-54N
138-34E

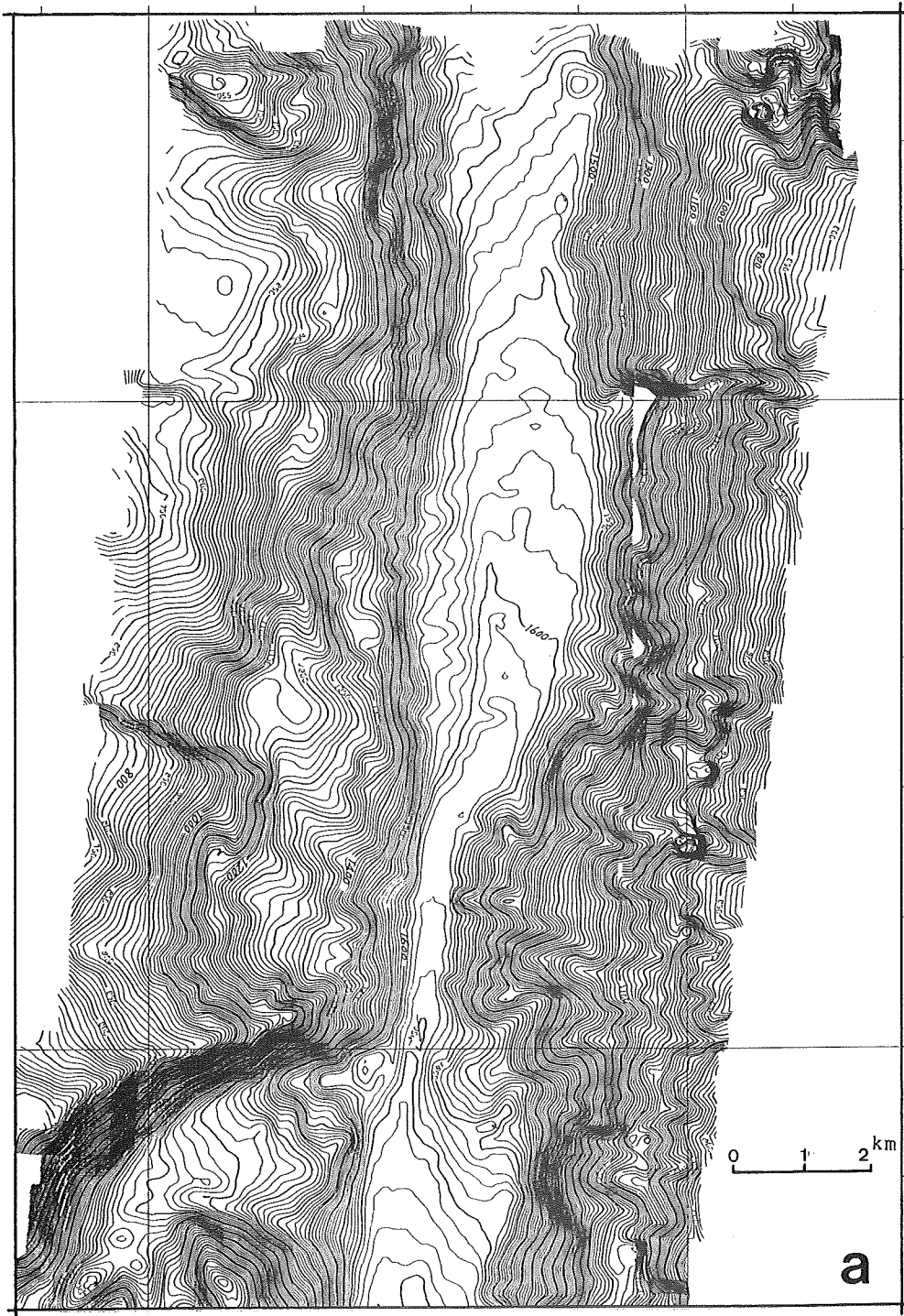


Figure 21. Sea Beam map of the Suruga Trough. Contour interval 10m. a: northern part, b: central part, c: southern part.

34-48N
138-32E

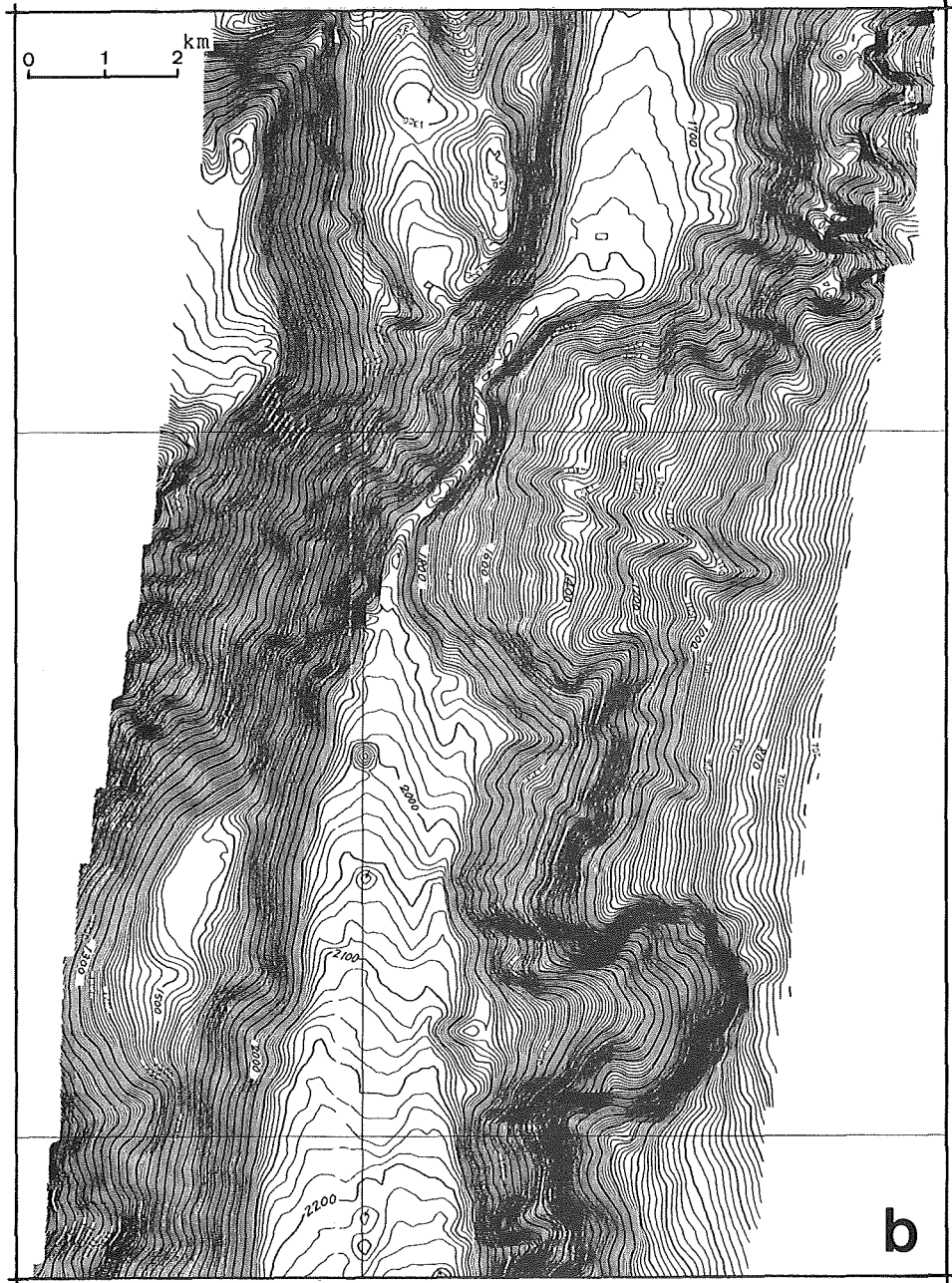
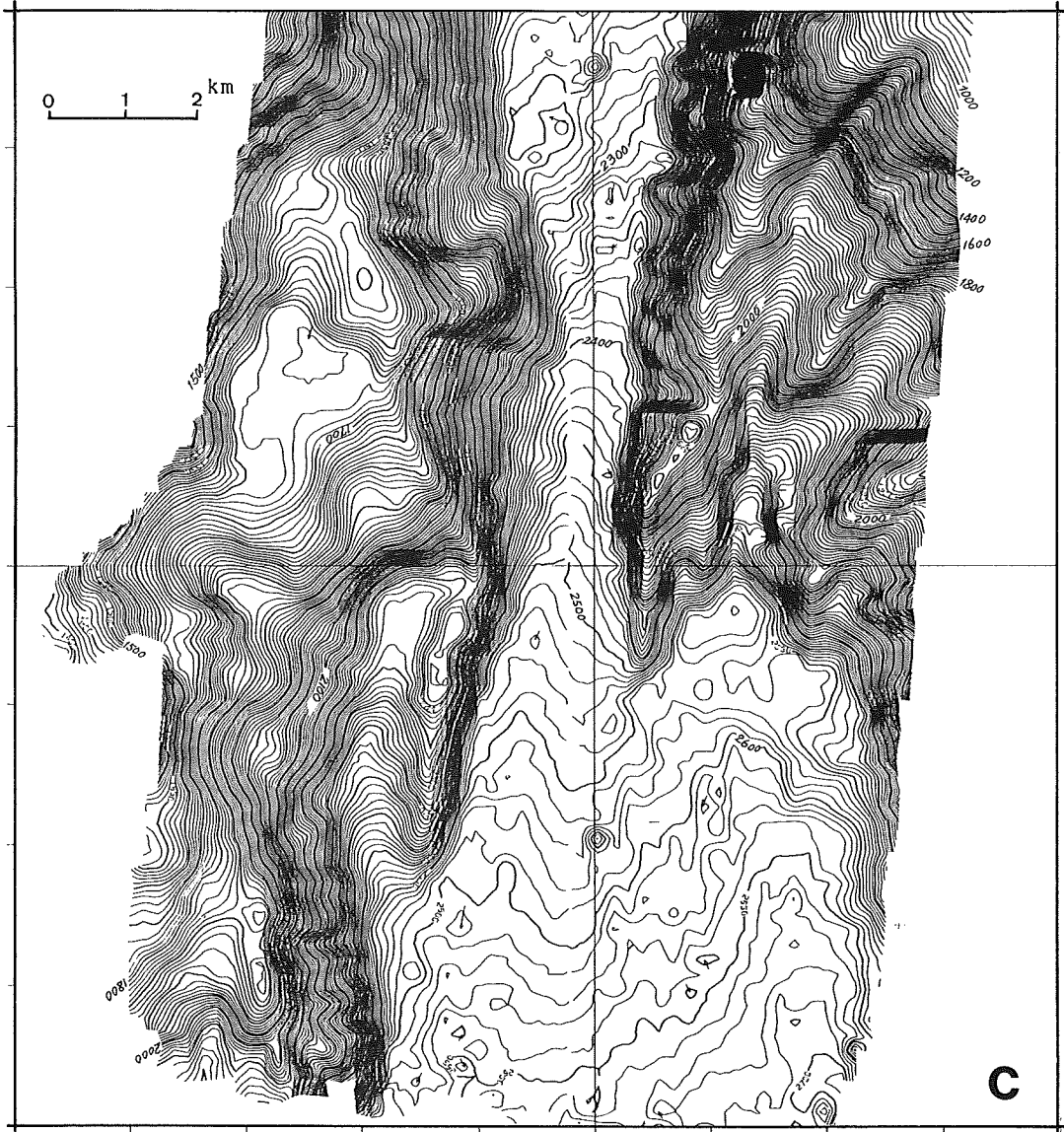


Figure 21. (Continued)

34-39N
138-40E

34-39N
138-30E



34-31N
138-39E

Figure 21. (Continued)

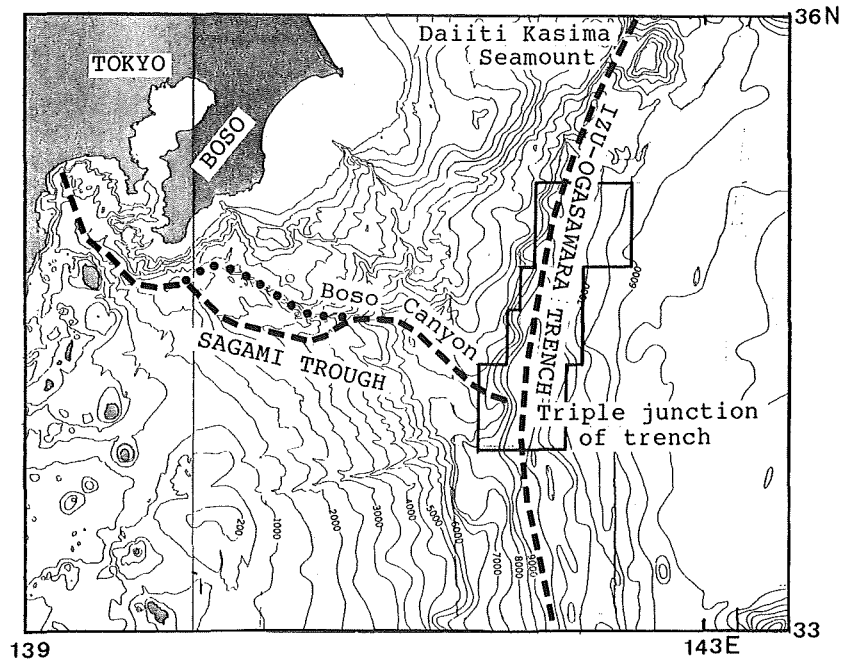


Figure 22. Location map of the triple junction of trenches off Central Japan. Broken line shows the plate boundary; box shows the location of Fig. 23. Bathymetry from Japan Oceanographic Data Center (1984).

wing of the fold and the horizontal layer of the trough floor (F1 in Fig. 11-B). This fault is thought to be a reverse fault because of the form of the acoustic reflectors. Many steps are developed in the middle of the landward slope. Although it is difficult to detect the continuity of the fault line from the acoustic reflectors, a reverse fault is known to form the step geomorphology at F2 in Fig. 11-B. From the above, it appears that the reverse faults incline to the west from the foot of step-shape morphology, and the deformed structure shows the accreted layer of the trough floor, or accretionary prism.

Narrow flats and gorges lie alternately on the Suruga Trough floor. On the detailed bathymetric map of the Suruga Trough shown in Fig. 21, the gorges appear to be the transportation route for turbidite, as there are no trench fill layers.

3. 4. 3 Triple junction of trenches off central Japan

The triple junction of trenches whose detailed bathymetric map is shown in this section is the meeting point of the Izu-Ogasawara Trench and the Sagami Trough off the Boso Peninsula of central Japan (Fig. 22). It is believed that the southern part of the Sagami Trough belongs to the Philippine Sea plate and the eastern area of the Izu-Ogasawara Trench belongs to the Pacific plate. The northern part of the Sagami Trough has been considered to belong to the Eurasian plate (Sugimura, 1972). However, Nakamura (1983) and Kobayashi (1983) proposed a nascent plate boundary between northeast Japan and

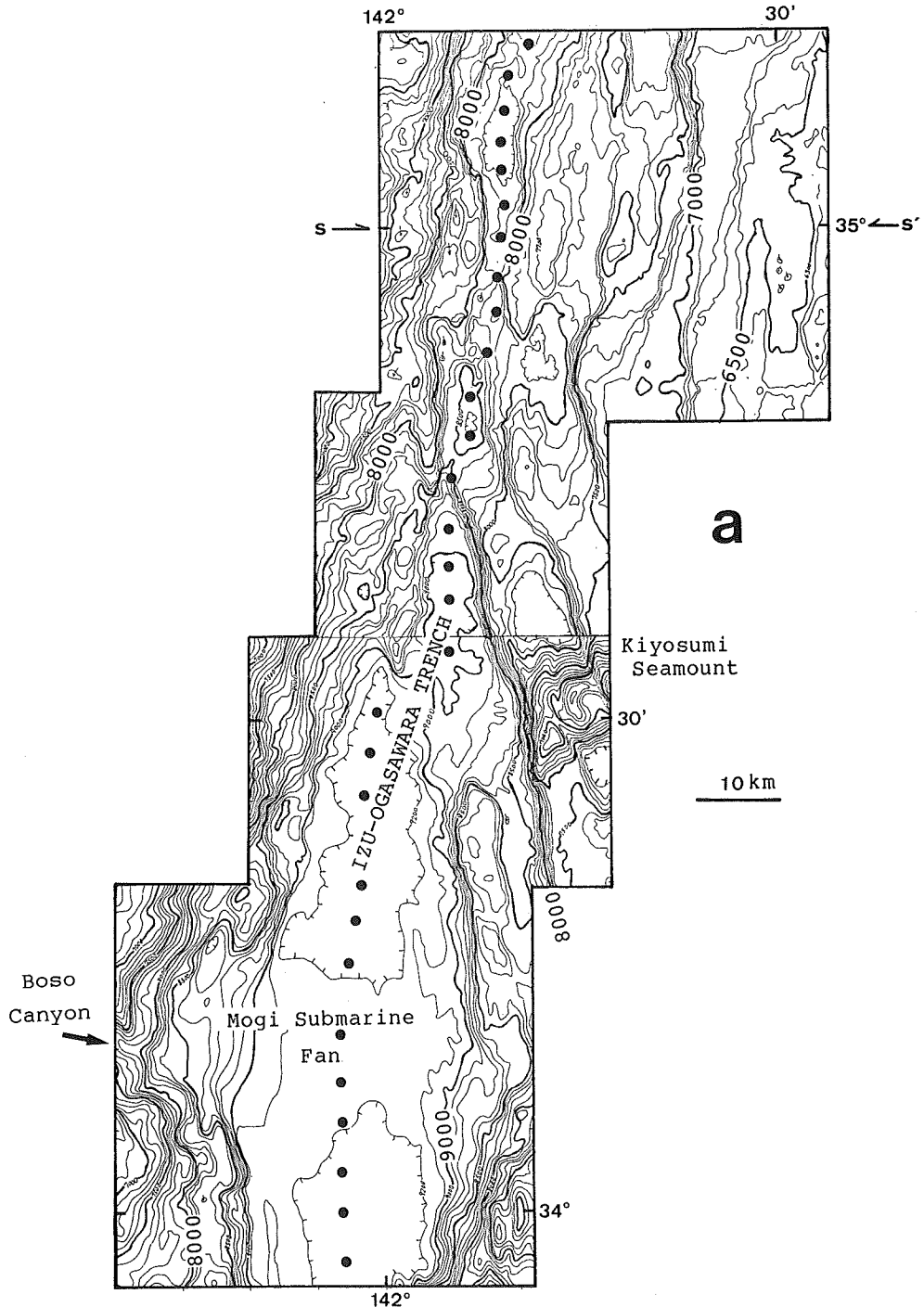


Figure 23. Detailed bathymetry of the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench. Line s-s' shows the location of the seismic profile in Fig. 24. a: Sea Beam map. Contour interval 100m. Dotted line shows the trench axis. b: Structural feature of the northern end of the Izu-Ogasawara Trench. 1: Thrust fault, 2: Normal fault, 3: Flat trench floor, 4: Mogi Submarine Fan at the eastern end of the Sagami Trough, 5: Kiyosumi Seamount broken by the normal faults.

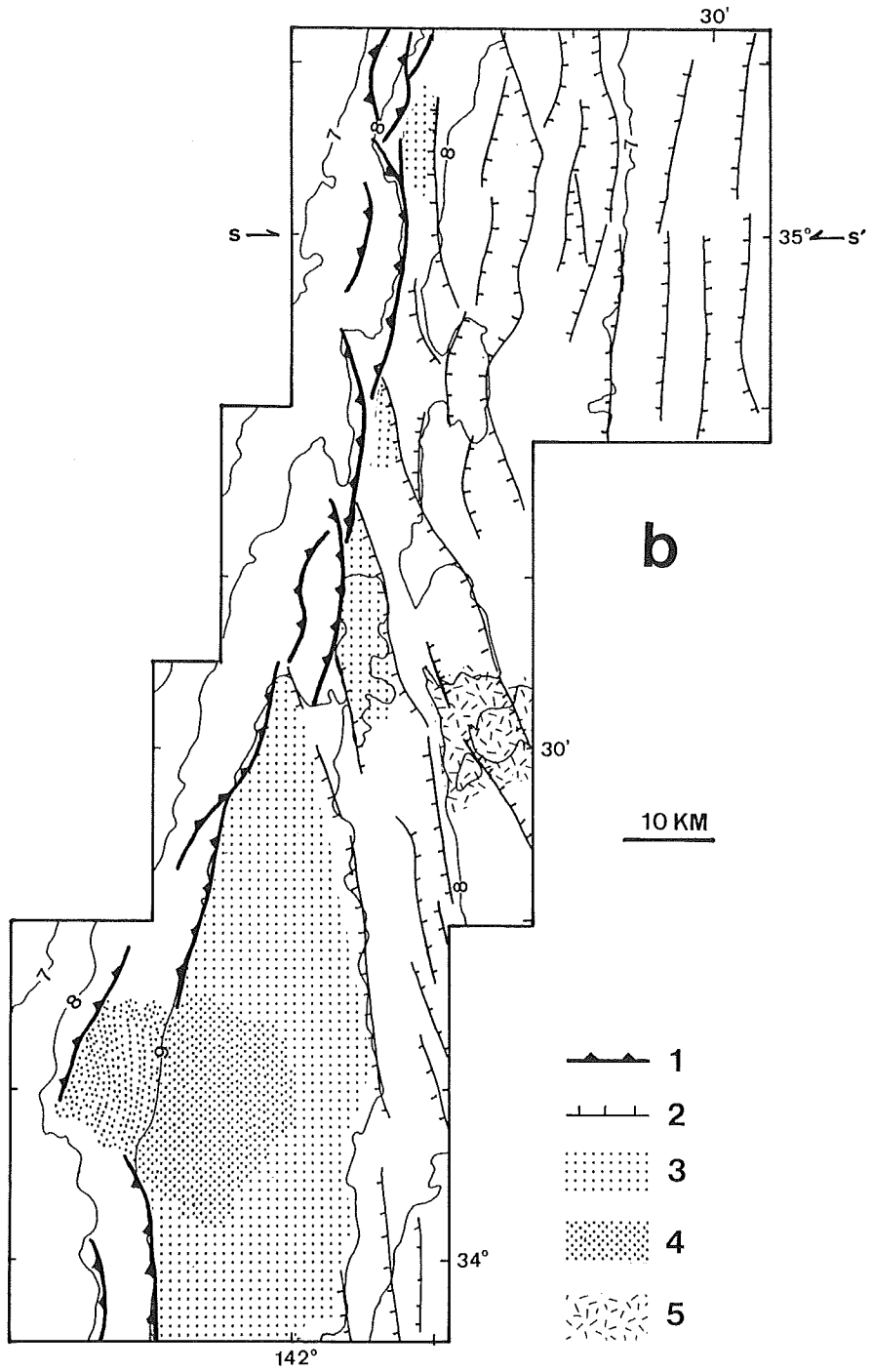


Figure 23. (Continued)

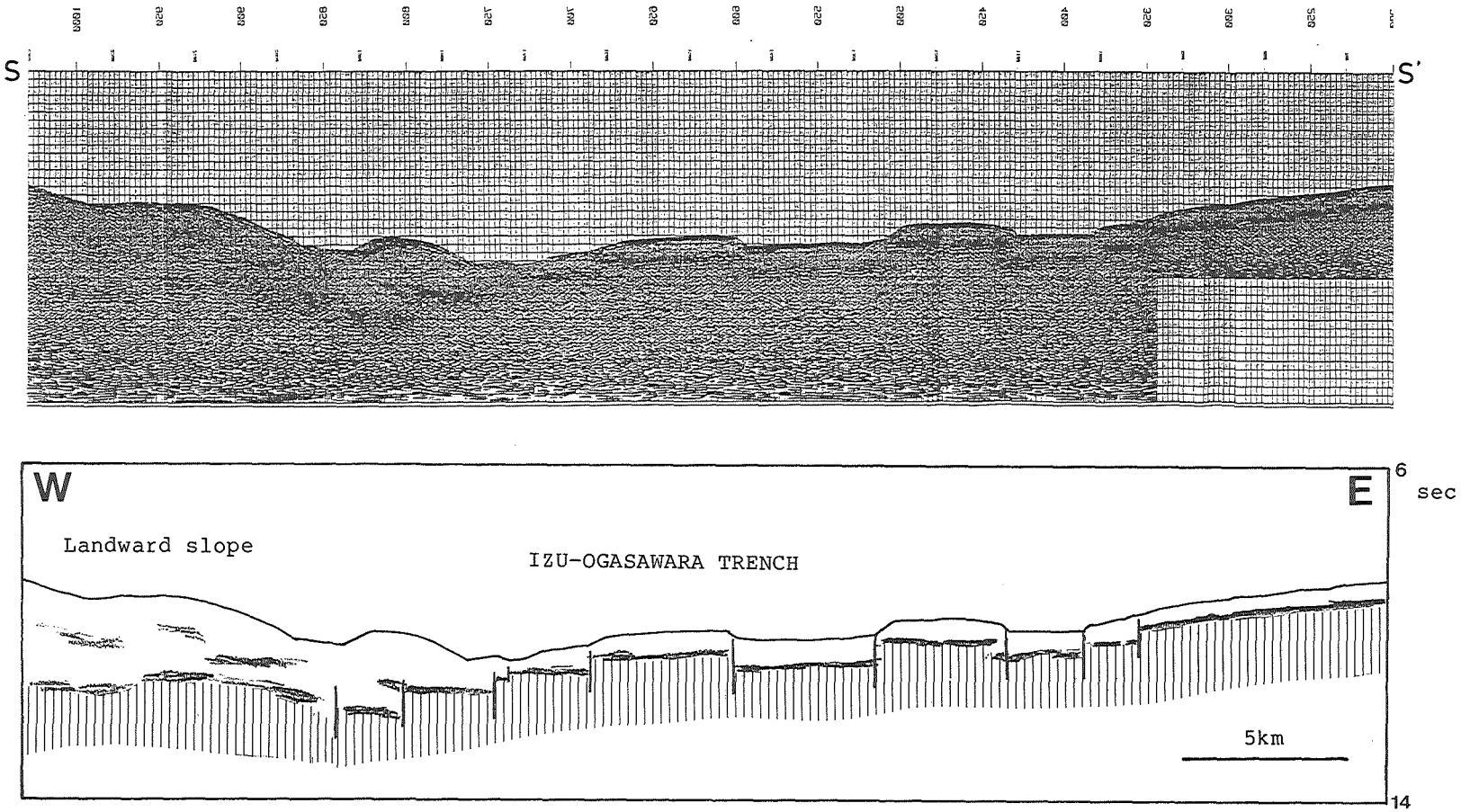


Figure 24. Migrated time section of the multi-channelled seismic survey across the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench (above) and its line drawing (below). Location is shown in Fig. 23.

the Japan Sea, and the north side block of the Sagami Trough is now considered to be a part of the North American plate (Niitsuma, 1985) or a micro-plate of northeast Japan (Ishibashi, 1984). This block is called 'the northeast Japan block' in this study. The Pacific plate subducts beneath the northeast Japan block at the Izu-Ogasawara Trench at the average rate of 10.5 cm per year, while the Philippine Sea plate moves NW towards the northeast Japan block at the average rate of 4 cm per year (Circum-Pacific Map Project, 1981).

The morphology of the trench floor at the triple junction in the Izu-Ogasawara Trench is characterized by a very wide, extremely flat floor 20 km in width at depths of 9,100 to 9,200 meters of water. This extremely flat trench floor is formed by the deposition of thick trench fill, which is supplied via the route through the Boso Canyon after flowing through the Sagami Trough (Kato et al., 1985). Fig. 23a shows the detailed bathymetric map prepared from the Sea Beam survey by the S/V *Takuyo*. In this map, a deep sea fan, named the Mogi submarine fan, is recognized at the end of the Boso Canyon. This deep sea fan shows a distorted morphology (Kato et al., 1985). The middle part of the fan is steeper from 8,600 to 9,000 meters than the other part of the fan. Because of this, an upheaval is considered at the upper western part of the fan, in contrast to its lower eastern part.

The Izu-Ogasawara Trench floor becomes suddenly narrower to the north, as is discussed in section 3.4.4, from the triple junction area.

3.4.4 Northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench

Depressions arranged in echelon are recognized at the floor of the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench, from 34°30'N to 34°50'N, which lies to the north of the triple junction area discussed in 3.4.3.

These depressions are 10 to 20 km in length and 3 to 5 km in width. A multi-channel seismic reflection section, shown in Fig. 24, indicates that trench fill layers there are thin. The trench floor feature with depressions in echelon is formed by the faults on the seaward slope obliquely crossing the trench axis. All of the cliffs or steep slopes bounding the echelon depressions continue as far as the faults on the seaward slope.

Many large-scale normal faults are distributed on the seaward slope of the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench (Fig. 23a). These faults range in height from 200 to 500 meters, with a few exceeding 1,000 meters. They are dislocated toward either west or east. Those toward the west are predominant over those toward the east. According to the multi-channel seismic reflection section shown in Fig. 24, these faults dislocated the basement together with its overlaying pelagic layer of nearly uniform thickness.

There are two local characteristics of these normal faults:

- (1) The Kiyosumi Seamount, located at 34°30'N, 142°15'E, is divided into three portions by the normal fault dislocation, as recognized on the bathymetric map shown in Fig. 23a. The Daiiti Kasima Seamount, divided at a trench in a way to the Kiyosumi Seamount is the best-known seamount (Mogi and Nishizawa, 1980; Kobayashi et al., 1987).
- (2) Strikes of normal faults differ on the north and the south sides of a zone along the 34°50'N parallel. The strike of the faults on the north side is in the NNE-SSW direction, which almost coincides with that of the trench axis. On the other hand, the strike on the south side shows NNW-SSE direction, crossing the trench axis at an angle of 30°. The relationship between the strike of normal faults on

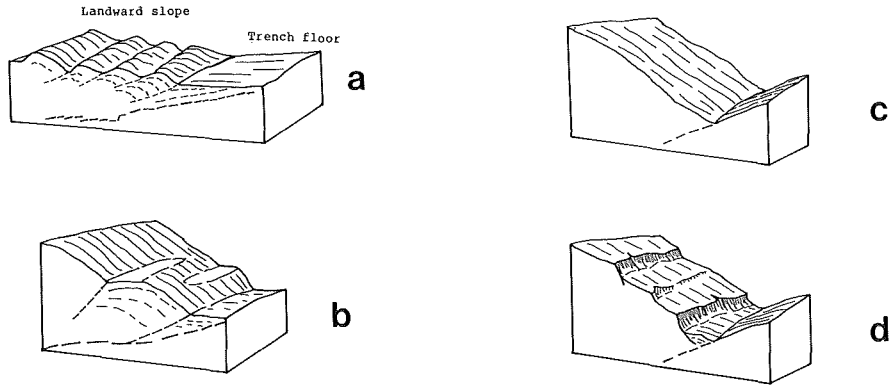


Figure 25. Geomorphological types of the landward slope of the submarine trench. a: Ridge and trough type, b: Step type, c: Mono-slope type, d: Slump scarp type.

the seaward slope and the trench axis will be discussed in section 4. 3.

4. Characteristics of the trench morphology deduced from case studies

In this chapter, the author classifies the geomorphological features of trenches into several types according to the landward slope, Trench floor and seaward slope of the trench, and examines their history of formation. The landward slope, in this case, does not include the continental slope, the deep sea terrace and the outer ridge, although both the deep sea terrace and the outer ridge, which borders the trench side of the terrace, may undergo the influence of plate subduction. It is likely, however, that these features have no direct relation with plate subduction in the late Quaternary.

In the consideration of the seaward slope of a trench, marginal swell is excluded because of the lack of detailed morphological data, although it seems to have a closer relation with the plate subduction in the late Quaternary.

4. 1 Landward slope of the trench

The growth of the accretionary prism controls the morphology of the landward slope. The lower part of the landward slope of the Challenger Deep in the Mariana Trench is estimated to lack accretionary prisms (Fig. 20-b). The eastern part of the Nankai Trough and the Suruga Trough, as described in 3. 2. 1 and 3. 4. 2, have well-developed accretionary prisms. Based on these examples, classification of the morphology of the landward slope is considered in this section.

Table 1 shows the geomorphological characteristics of the several trenches mentioned in chapter 3. On the basis of such case studies, schematic types of landward slope morphology of the submarine trench can be drawn as shown in Fig. 25, and the following conclusions are obtained.

The degree of development of the accretionary prism dominates the geomorphology of the landward slope of the trench. The best example of a developed accretionary prism is the eastern part of the Nankai Trough (c. f. 3. 2. 1), called the ridge and trough zone, where large-scale undulated topography is formed by the accretionary prism (Fig. 25a).

Another well-developed type of accretionary prism has a step-shaped configuration, which can be

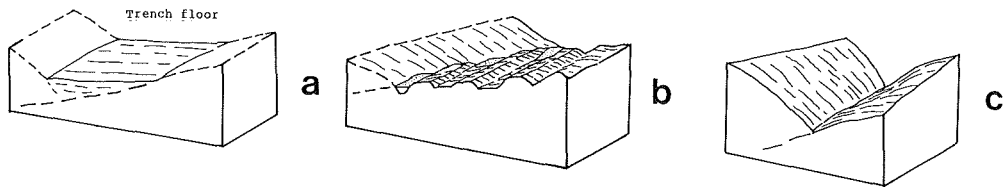


Figure 26. Geomorphological types of the trench floor. a : Flat floor type, b : Echelon type, c : Gorge type

seen in the Suruga Trough and the northern part of the Palau Trench (Fig. 25b).

In contrast to these, the landward slopes of the northern part of the Izu-Ogasawara Trench, the central part of the Palau Trench and the Challenger Deep in the Mariana Trench have steep and smooth surfaces. No remarkable accretionary prism is recognized on the seismic profiles in these trenches (Fig. 25c). From Table 1 it can be inferred that the accretionary prism of the landward slope of a trench has a strong correlation with the volume of sediments and the rate of sedimentation at the trench fill layer. In other words, a large-scale accretionary prism is formed along a trench where sedimentation rate is high or where the trench fill layers are thick and vice versa.

Although it may be considered that the pelagic sediments have also contributed to the growth of the accretionary prism morphology, the trench fill layer is more closely and directly connected with the growth, especially at the lower part of the landward slope. Pelagic sediments appear to be important material for underplating (Kagami, 1985), due to decollement under the middle or upper part of the landward slope of the trench.

It is difficult to form the accretionary prism morphology in an area where the landward slope is steep and smooth and the trench floor lacks trench fill sediments. There are cases where cliffs formed by land sliding develop on the landward slope, such as in the Japan Trench (Fig. 25d).

Formation of the two types of accretionary prism morphology i. e., the ridge and trough type and the step type is considered to be related to the difference in the dip angle of the subducting slab. Where the dip angle near the trench is small, for example, 3 to 5 degrees, as seen at the eastern part of the Nankai Trough, the ridge and trough type morphology develops (Kato et al., 1983). This dip angle value is measured by using the multi-channel seismic reflection profiles on lines D to I in Fig. 10. In contrast to this, where the dip angle of the subducting slab is larger, for example 23 and 10 degrees, as seen at the Suruga Trough and the northern part of the Palau Trench, respectively, the step type accretionary prism morphology develops. These values are also derived from the seismic sections obtained by multi-channel reflections.

These data, although small in number, indicate that the ridge and trough type is formed when the slab is subducting gently at an angle of 5 degrees or less, while the step type is formed when the slab is subducting steeply at an angle of 10 degrees or more. When the dip angle of the slab is small, a wide zone

can be reserved for the formation of the ridge and trough type accretionary prism. In the case of a large dip angle, the ridge and trough type can hardly be formed because of the proximity of the trench axis and the landward mass.

4. 2 Trench floor

From the cross-section of the trench there are recognized two types of trench axis morphology, i. e. the flat floor type and the V-shaped type. The eastern part of the Nankai Trough has the flat floor type with channels; and the triple junction of trenches off central Japan has the extremely very flat trench floor discussed in sections 3. 2. 2 and 3. 4. 3.

The V-shaped type can further be divided into two types: alternatively arranged V-shape canyons and narrow flats, and small depressions arranged in echelon along the trench axis. The Suruga Trough is an example of the former type, and the northern part of the Izu-Ogasawara Trench is the latter type. The configurations of trench floors can be classified into several types, and major factors in the formation of these types will be discussed in this section.

Typical features of the trench floor can be classified into the three types shown in Fig. 26. Main factors forming the trench floor morphology are (1) volume and sedimentation rate of the trench fill layer, and (2) morphology of the adjoining seaward slope. Supply of a large quantity of sediments into a trench forms a wide flat trench floor (Fig. 26a), no matter what configuration lies beneath the trench fill sediments.

When the trench is well supplied with sediments continuously, or the sediments are trapped by something as a barrier, a very flat trench floor is formed. On the other hand, there is a case in which terrigenous turbidite cut the trench fill sediments to form channels. These channels are formed where the trench floor inclines with relatively large gradient in the trench axis direction.

The trench fill layer consists almost entirely of terrigenous turbidite (Taira et al., 1984), and the quantity of the layer is mainly influenced by the characters of the land area that supplies the sediments. When the continental margin or the island arc has a wide and rugged land area close to a trench, the trench fill layer is easily thickened, as source of sediment supply is available on the land area. On the other hand, when the island arc is almost under the sea surface, sediment supply is less readily available.

Seeing the wide flat floors which are recognized at the eastern part of the Nankai Trough and the triple junction of trenches off central Japan, as shown in Table 1, it is considered that a wide area of the adjoining land and the erosion there have supplied a tremendous amount of sediment to form such wide flat floors.

The quantity of a layer, strictly speaking in this case, relates to the sedimentation rate relative to the convergence rate of two plates. That is, in order for a wide flat floor to form in a trench, a high rate of sedimentation is required when the convergence rate is high, while a relatively lower rate of sedimentation is sufficient when the convergence rate is lower.

When the sedimentation rate is low and the trench floor is narrow, small flat portions are distributed intermittently, along the trench axis. This feature is mostly formed in a trench associated with an undulated seaward slope. From this fact, it is thought that, when the sedimentation rate is low, the formation of a trench floor is controlled by the configuration of the seaward slope of the trench. When the trench axis is oblique to the faults on the seaward slope, such as in the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench and the Challenger Deep in the Mariana Trench, the small flats are arranged in

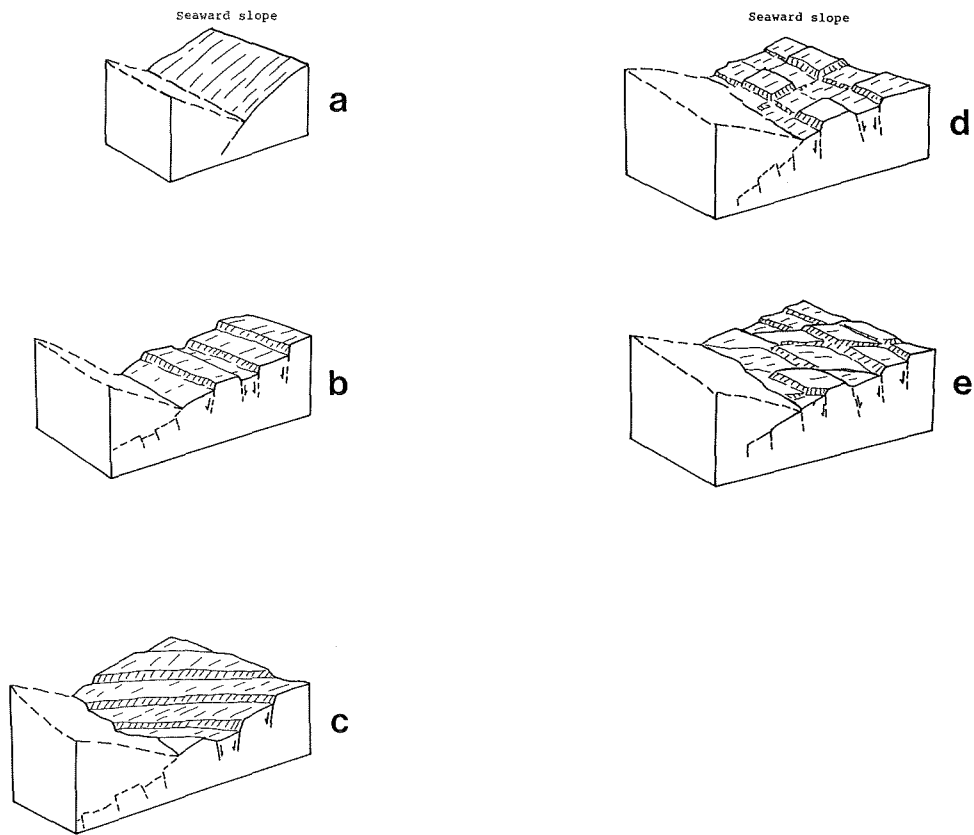


Figure 27. Geomorphological types of the seaward slope of the submarine trench. a: Mono-slope type, b: Oblique faults type, c: Parallel faults type, d: Grid structure type, e: Lozenge structure type.

echelon (Fig. 26b); that is, the fault scarp and horst on the seaward slope divide the depression along the trench axis to form such small flats in echelon. Small flats intermittently arranged along the trench axis are considered to be more common than in the case of a wide flat extending along the trench axis, as shown in Table 1. In a case where there is no sediment supply or where sediments are not trapped but carried away even if they are supplied in good quantity, the trench axis shows a canyon-like morphology (Fig. 26c). In this case, the seaward slope of the trench axis needs to be smooth. The central part of the Palau Trench is an excellent example of such topography (Fig. 18).

4. 3 Seaward slope of the trench

The morphology of the seaward slope of a trench will be classified into several types, and the degree of development of normal faults in this section will be discussed as a major factor in the formation of the seaward slope.

Several examples of the morphology of the seaward slope of a trench are illustrated in Fig. 27. It can be pointed out that the major factor controlling the geomorphic structure is the scale and distribution of normal faults caused by bending accompanied by the subduction of the lithosphere. It seems that the strike and distribution of normal faults are closely related to a weak zone in the oceanic lithosphere in addition to the thickness or age of the plate, physical properties, and degree of bending of the subducting plate.

There are cases in which seaward slopes lack the normal faults formed by bending (Fig. 27a). The central part of the Palau Trench and the Suruga Trough are apt examples. From Table 1 it may be inferred that normal bending faults are not formed when the plate is young or heated by magmas, or when the plate, even if it is old, is subducting at a low angle. Because the young or heated plate is warm, thin and ductile, tension at its surface is not great enough to cause normal faults. The tension on the surface of an old plate is also weak when the plate subducts at a low angle. In such cases, it is likely that the seaward slope is formed with a smooth surface.

There are two cases where normal faults develop, i. e., faults parallel with (Fig. 27b) and oblique (Fig.

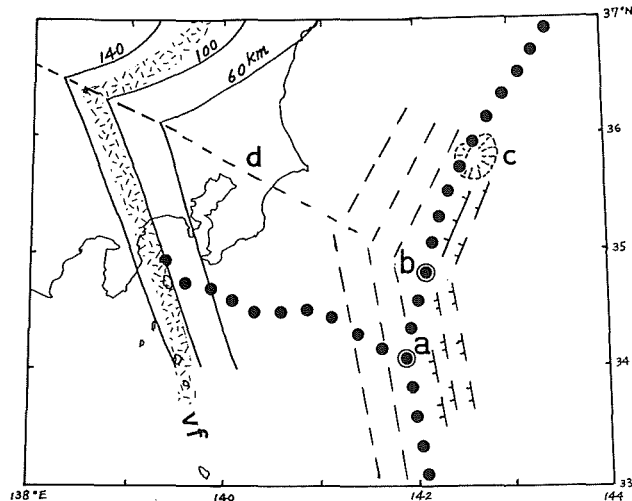


Figure 28. Interpretive tectonic map around the triple junction of the trenches off central Japan. Dotted line shows the plate boundary. Contour lines in the island arc show the depth of deep earthquakes (Maki, 1984). a: Turning point of the trench axis, b: Turning point of strike of faults on the seaward slope of trench, c: Daiiti Kasima Seamount, d: Break line of the subduction slab beneath island arc, vf: Volcanic front (Sugimura and Uyeda, 1972).

27c) to the axis of the trench. The faults in the former case can be recognized in the area adjacent to the Daiiti Kasima Seamount in the Japan Trench (Oshima et al., 1985; Kobayashi et al., 1987), the Mariana Trench (Rangin et al., 1988), the Middle America Trench off Mexico and Guatemala (Aubouin et al., 1982; Shipley and Moore, 1985) and the northernmost of the Izu-Ogasawara Trench discussed in section 3. 4. 4.

Normal faults on the seaward slope of the trench caused by bending of the oceanic plate are inferred to be parallel with the axis of the trench, irrespective of the subducting direction of the plate against the trench. It has been proved that the mechanism of earthquakes that occur near the trench yields tension orthogonal to the trench axis (Stauder, 1968). Despite this, however, there are cases where normal faults occur oblique to the trench axis, e. g. the Challenger Deep of the Mariana Trench, the northern part of the Palau Trench, the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench and the Nanseisyoto Trench.

The faults in the northern part of the Palau Trench are considered to be caused by a tensional stress field due to bending which is distorted by the effect of the Kossol Ridge (cf. 3. 3. 3).

In the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench, there is a possibility that the strike of normal faults having NNW-SSE direction may indicate the direction orthogonal to the largest dip direction of the subducting slab, because this area is close to the turning point of the trench axis. As mentioned in 3. 4. 3, it is considered that the Pacific plate may be subducting with dip direction WNW in the region north of 34°50'N and W in the region further south.

According to the deep seismic distribution (Utsu, 1977; Maki, 1984; Ishida, 1986) which shows the configuration of the subducting plate beneath the island arc, a bend turn of the seismic distribution (d in Fig. 28) does not extend as far as the triple junction of plates (a in Fig. 28), but extends to the turning point of strikes of the normal faults further north on the seaward slope (b in Fig. 28).

Renard et al. (1987) estimated, with the data obtained from the Kaiko Project, that the strike of normal faults on the seaward slope gradually changes from the triple junction of plates to the Daiiti Kasima Seamount (c in Fig. 28) located to the north of the Izu-Ogasawara Trench. Whereas the above-mentioned turning point of strike of the normal faults has newly been recognized at 34°50'N (b in Fig. 28), it is considered that the break of the subducting slab at d, the location of which is estimated by the deep earthquake distribution under the Japan arc (Utsu, 1977) and by the sharp break of the volcanic front (Sugimura and Uyeda, 1972), started from lat. 34°50'N (b in Fig. 28) in the northernmost part of the Izu-Ogasawara Trench.

There is a long and linear fault near the Nanseisyoto Trench slightly oblique to the trench axis, as mentioned in 3. 1. 4. It is inferred that this fault have been formed by the reactivity of the fracture zone due to the bending fault in the subducting plate. In other words, the tension accompanying bending of the trench has been spent on the reactivity of the fracture zone, resulting in formation of a fault oblique to the trench axis along the previous fracture zone, that is, a weak zone on the subducting plate.

On the basis of the above, it is considered that there are two types of development of faults oblique to the trench axis on the seaward slope due to the bending of the plate: (1) disorder of the tension on the seaward slope due to a discrepancy between the position of the turn of the trench axis and that of the break of the subducting slab, or due to collision with a seamount or a ridge, and (2) development of normal faults along the weak zone on the seaward plate, although the direction of tension is orthogonal to the trench axis.

The magnitude of normal faults on the seaward slope varies greatly from one trench to another. The faults in the northernmost parts of the Izu-Ogasawara Trench are well-developed ones. On the other hand, normal faulting is rarely seen at the central part of the Palau Trench. The difference in the magnitude of normal faults on the seaward slope seems to depend on the age and the angle of the subducting plate. The age of the plate is almost proportional to its thickness. In a case where the plate is thick, the tension on the surface of the plate caused by bending becomes so strong that large-scale faults are formed. This idea, fundamentally proposed by Ida and Uyeda (1981), is well supported by the examples studied in this paper.

There are cases in which it is difficult to explain the fault development by the age or thickness of the plates alone. This is the case with the northern part of the Japan Trench and the Izu-Ogasawara Trench, which are nearly the same age (Kaiko I Research Group, 1986). In this trench system, the scale of faults increases to the south, towards the triple junction. This may be explained by the fact that the bending curvature of the subducting plate becomes larger toward south. It is known that the slab beneath the Izu-Ogasawara arc is remarkably steeper than that beneath the Northeast Japan arc, based on the deep earthquake distribution (Utsu, 1977). Such a difference in the slab angle is considered to be one of the causes of differences in the fault scale on the seaward slope.

The grid structure in the Nanseisyoto Trench (cf. 3. 1. 5) is a complex structure made of faults caused by the plate bending and minor ridge structure on the oceanic plate, which was formed before the deformation occurring near the trench (Fig. 27d). This grid structure is a rare case because the minor ridges should run perpendicular to the trench axis; a lozenge structure may be more common on the seaward slope (Fig. 27e), although examples have not yet been reported.

5. Summary and conclusions

In this paper the author presents detailed geomorphic data on the Nanseisyoto Trench, the eastern part of the Nankai Trough, the Palau Trench and other trenches around Japan, and explains topographic features of the landward slope, axial floor and seaward slope of the trenches. Then, by classifying them into several types, the main factors in the formation of such trenches are discussed.

In the seaward slope of the Nanseisyoto Trench, linear minor ridges mutually in parallel are developing in the NW-SE direction. At their NW edge is a long, linear fault. The fault may be a reactivated fracture zone created by the bending of the trench formation. From the seaward slope to the axial floor of the Nanseisyoto Trench, a grid structure is formed by minor ridges and bending faults crossing almost orthogonally.

In the eastern part of the Nankai Trough, it appears that a trough floor with channels and a very flat floor without channels extend alternatively. The former may be the area where sedimentation of turbidite has been suspended, and the latter may be the area where turbidite is being deposited. The difference in the degree of development of channels may be due to undulations of the subduction plate along the trough axis, and these undulations may owe their origin to fingering subduction. In the landward slope of the Nankai Trough, a ridge and trough zone is developed. The zone is formed by an imbricated tilt-shaped deformed layer or so-called accretionary prism.

In the Palau Trench, a flat broad trench floor exists at the extreme north of the trench, and a trench axis with a V-shaped profile like a canyon extends from the northernmost flat to the central part of the

Table 1 Geomorphological characteristics of the several trenches.

Name of trench	Figure number	Landward slope morphology (accretionary prism)	Trench floor morphology (thickness of layer)	Seaward floor morphology	Age and property of subducting plate
Nothernmost part of the Izu-Ogasawara Trench	22 23	smooth and steep (unknown)	echelon depression (slight)	well-developed faults parallel with trench axis	130 Ma ocean floor
Triple junction of trenches off central Japan	22 23	spur (unknown)	broad flat floor (very thick)	well-developed faults oblique to trench axis	130 Ma ocean floor
Suruga Trough	21	step (small)	gorge and small depression (thin)	smooth	younger than 30 Ma volcanic arc
Eastern part of the Nankai Trough	9 13	Ridge and trough (large)	broad flat floor channel (very thick)	Zenisu Ridge	20 to 30 Ma marginal sea floor
Nanseisyoto Trench	5 8	smooth and steep (unknown)	grid structure (slight)	large linear fault oblique to trench axis	50 to 60 Ma marginal sea floor
Challenger Deep in the Mariana Trench	20	smooth and steep (unknown)	echelon depression (slight)	well-developed faults slightly oblique to trench	older than 150 Ma ocean floor
Northern part of the Palau Trench	16	step (small)	teardrop flat floor (thick)	small faults oblique to trench axis	30 Ma marginal sea floor
Central part of the Palau Trench	18	smooth and steep (unknown)	gorge (little)	smooth	30 Ma marginal sea floor

trench. A step-like topography formed by the accretionary prism was recognized in the landward slope of the northern part of the Palau Trench. Similarly, in the Suruga Trough, accretionary prism topography is distributed in the landward slope.

Faults oblique to the trench axis in the seaward slope of the trench exist in the Challenger Deep in the Mariana Trench as well as in the northern part of the Izu-Ogasawara Trench. The oblique faults in the Challenger Deep may be formed by the resultant force of oblique subduction and bending of the Pacific plate. In the case of the Izu-Ogasawara Trench, the oblique faults are considered to be formed by the discordance between the turn of the trench axis and the break of the subducting slab.

The triple junction of trenches off central Japan is characterized by a very wide flat trench floor with a deep-sea fan. The flat trench floor is formed by the deposition of a thick trench fill layer which is supplied via a route through the Boso Canyon.

The geomorphological characteristics of the several trenches mentioned above are summarized in Table 1.

The geomorphological features of a trench are classified into several types based on the landward slope, trench floor and seaward slope (Figs. 25-27), and their evolution is examined.

(1) The landward slope of the trench is geomorphologically classified into a ridge and trough type, step type, mono-slope type and slump scarp type (Fig. 25). It is deduced that the main factors in the differentiation of these types are the degree of development of the accretionary prism and the difference of inclination of the subducting slab. The mono-slope and slump scarp types develop in slopes that lack an accretionary prism. The ridge and trough type and step type are formed when the accretionary prism is well developed. In this case, a low angle of the subduction slab makes the ridge and trough type, and a high angle makes the step type.

(2) The trench floor topography is classified into a flat floor type, echelon type and gorge type. The main factors in forming such trench floors are the quantity and rate of sedimentation and the topographic features of the adjoining seaward slope.

When the trench is well supplied with sediment, the trench floor formed is very flat. Lack of sediment supply makes echelon type or gorge type. The morphology of the echelon type is controlled by the configuration of the adjoining seaward slope of the trench.

(3) The morphology of the seaward slope of the trench is classified into a mono-slope type, parallel fault type, oblique fault type, grid structure type and lozenge structure type. It is deduced that the main factor in the creation of these types is the development of faults with or without previously existing weak zones on the seaward plate caused by plate bending. The oblique fault type, in which faulting is oblique to the trench axis, is formed when (1) there is a discordance of positions between the turn of the trench axis and the break of the subducting slab, (2) the tension on the seaward slope is oblique to the trench axis due to collision with a seamount or ridge, or (3) the faulting occurs along weak zones on the seaward plate.

The magnitude of normal faults on the seaward slope varies greatly from one trench to another. The difference seems to depend on the age and the bending curvature of the subducting plate. The faults on an old plate or a well-curved plate become larger.

Acknowledgments

The author wishes to express his grateful thanks to Professor Sohei Kaizuka of Tokyo Metropolitan University for a number of helpful suggestions and valuable discussion during the courses of this study.

The author's special thanks go to Dr. Yoshio Iwabuchi, Vice president of the Ninth Maritime Safety Headquarters, Japan Maritime Safety Agency, to Professors Hiroshi Machida and Hiroshi Kadomura of Tokyo Metropolitan University for their critical reading of the manuscript, and to Dr. Takahiro Sato, Chief Hydrographer of Japan, and Dr. Shoichi Oshima, Director of the Coastal Surveys and Cartography division of the Hydrographic Department, for their encouragements.

The author extends his thanks to his colleagues in the Hydrographic Department, especially to Messrs. Akira Asada, Shigeru Kasuga, Yo Iwabuchi, Go Kato, Yukihiro Kato and Hidenori Seta and Mrs. Yasue Shimakawa for their valuable discussion and cartographic assistance. The author also expresses his appreciation to the survey team members and the officers and crew of the Survey Vessel *Takuyo* for obtaining a large quantity of valuable geomorphic and other data.

This paper is a part of the doctoral thesis submitted to Tokyo Metropolitan University.

References Cited

- Aoki, Y., Tamano, T. and Kato S. : Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic section. in "Studies in Continental Margin Geology", *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 34, 309-322(1983).
- Asada, A. and Nakanishi, A. : Contour processing of Sea Beam bathymetric data. *Rep. Hydrogr. Res.*, 21, 89-112.
- Aubouin, J., Stephan, J. F., Renard, V., Roump, J. and Lonsdale, P. : A Seabeam survey of the Leg 67 area (Middle America Trench off Guatemala). Aubouin, J. and von Huene, R. et al. *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 67, Washington, 733-738(1982).
- Cadet, J. P., Kobayashi, K., Aubouin, J., Boulegue, J., Deplus, C., Dubois, J., von Huene, R., Jolivet, L., Kanazawa, T., Kasahara, J., Koizumi, K., Lallemand, S., Nakamura, Y., Pautot, G., Suyehiro, K., Tani, S., Tokuyama, H. and Yamazaki, T. : The Japan Trench and its juncture with the Kuril Trench : cruise results of the Kaiko project, Leg 3. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 267-284(1987a).
- Cadet, J. P., Kobayashi, K., Lallemand, S., Jolivet, L., Aubouin, J., Boulegue, J., Dubois, J., Hotta, H., Ishii, T., Konishi, K., Niitsuma, N. and Shimamura, H. : Deep scientific dives in the Japan and Kuril Trenches. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 313-328 (1987b).
- Circum-Pacific Map Project : *Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region*, Am. Assoc. Pet. Geol., Oklahoma(1981).
- Fisher, R. L. : Pacific-type continental margins, in Burk, C. A. and Drake, C. L. ed. "*Geology of Continental Margins*", Springer-Verlag, New York, 25-41(1974).
- Fisher, R. L. and Hess, H. H. : Trenches, in Hill, M. N. ed., "*The Sea*", 3, *The Earth Beneath the sea*, 411-436, John Wiley and Sons(1963).
- Fontas, P., Valery, P., Le Quellec, P., Mascle, A., Renard, V., Tardy, M. and Biju-Duval, B. : Multibeam bathymetric survey of the Leg 78A drilling area and comparison with the southern part of the Barbados Ridge deformation front. Biju-Duval, B., More, J. C., et al., *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 78A, Washington, 63-78(1984).

- Hess, H. H. : Major structure features of the western North Pacific; an interpretation of H. O. 5458 bathymetric chart, Korea to New Guinea. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 59, 417-546(1948).
- Hilde, T. W. C. : Sediment subduction versus accretion around pacific. *Tectonophysics*, 99, 381-397(1983). Hydrographic Department, Maritime Safety Agency : *Bathymetric Chart Central Nippon*, 1:1,000,000, No. 6313(1982).
- Ida, Y. and Uyeda, S. : Pureto no shizumikomi kikou (Mechanism of plate subduction), *Kagaku* (Science Iwanami Shoten), 51, 481-489(1981).
- IHO (International Hydrographic Organization) and IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission) : *Standardization of undersea feature names*, International Hydrographic Bureau, 27pp(1985).
- Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L. R. : Seismology and the new global tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 5855-5899(1968).
- Ishibashi, K. : Nanbu Fossa Maguna chiikino pureto undo nihon kai shizumikomi setsu no tekiyou (Plate motion in the southern Fossa Magna area-Application of the thesis of plate subduction at Japan Sea-). *Gekkan Chikyuu* (Earth Monthly), 6, 61-67(1984).
- Ishiida, M. : The configuration of the Philippine Sea and the Pacific plate as estimated from the high-resolution microearthquake hypocenters in the Kanto-Tokai district, Japan. *Rep. National Res. Center for disaster prevention*, 36, 1-19(1986).
- Iwabuchi, Y. : Nihon kinbou no kaiko chikei nitsuite (Bathymetry of trenches around Japan). *Gekkan Chikyuu* (Earth Monthly), 1, 385-391(1969).
- Iwabuchi, Y. : Trenches. in 'Deep-sea geology', 145-220, Tokai Univ. Press, Tokyo(1970a).
- Iwabuchi, Y. : Submarine Geology off the Kii Peninsula, Southwest Japan. Hoshino, M. and Aoki, H. ed., *Inland arc and ocean*, 149-154(1970b).
- Iwabuchi, Y. : Nihon rettou syuhen kaiiki no kaizan to kaizan-retsus (Distribution of Seamounts and Seamount chains around Janan Islands), *Gekkan Chikyuu* (Earth Monthly), 14, 70-75(1982).
- Japan Oceanographic Data Center : *Bathymetric Chart of Northwest Pacific Ocean*. 30pp(1984).
- Kaiko I Research Group : *Topography and structure of trenches around Japan, -Data Atlas of Franco-Japanese Kaiko Project, Phase I-*, 305pp., Ocean Reasarch Institute, Univ. Tokyo and IFREMER/CNRS(1986).
- Kagami, H.: Internal structures of the accretionary wedge in the Nankai Trough off Shikoku, Southwestern Japan. Nasu, N. et al. ed., *Formation of Active Ocean Margins*, 193-219., Terra Scientific Publ., Tokyo(1985).
- Karig, D. E. : Basin genesis in the Philippine Sea. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 31, 857-879., U. S. Government Printing Office, Washington(1975).
- Karig, D. E., Barber, A. J., Charlton, T. R., Klemperer, S. and Hussong, D. M. : Nature and distribution of deformation across the Banda Arc-Australian collision zone at Timor. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98, 18-32(1987).
- Karig, D. E. and Sharman III, G. F. : Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 377-389(1975).
- Kasuga, S., Iwabuchi, Y. and Kato, S. : Results of Ocean bottom survey in the area connecting Shikoku Basin and West-Mariana Basin. *Rep. Hydrogr. Res.*, 22, 113-134(1987).

- Kato, S. : Multi-channel seismic reflection survey in the Nankai, Suruga and Sagami Trough. *Marine Geodesy*, 11, 251-268(1987).
- Kato, S., Kato, G. and Asada, A. : Detailed bathymetry of the northern Palau Trench by multi-beam sonar. *Technical Bull. Hydrogr.*, 4, 5-16(1986).
- Kato, S., Sato, T. and Sakurai, M. : Multi-channel seismic reflection survey in the Nankai, Suruga and Sagami Trough. *Rep. Hydrogr. Res.*, 18, 1-23(1983).
- Kato, S., Nagai, T., Tamaki, M., Kondo, T., Tomiyasu, Y., Kato, G., Muneda, K. and Asada, A. : Submarine topography of the eastern Sagami Trough to the triple junction. *Rep. Hydrogr. Res.* 20, 1-24(1985).
- Kimura, M., Furukawa, M. and Kitazawa, H. : Firipin Kaino Seihokuent-Rykyu Kaiko-(Northwestern margin of the Philippine Sea-Ryukyu Trench-). *Gekkan Chikyuu* (Earth Monthly), 15, 453-458(1983).
- Kobayashi, K., Cadet, J. P., Aubouin, J., Boulegue, J., Dubois, J., von Huene, R., Jolivet, L., Kanazawa, T., Kasahara, J., Koizumi, K., Lallemand, S., Nakamura, Y., Pautot, G., Suyehiro, K., Tani, S., Tokuyama, H. and Yamazaki, T. : Normal faulting of the Daiichi-Kashima Seamount in the Japan Trench revealed by the Kaiko I cruise, Leg 3. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 257-266(1987).
- Kobayashi, K. and Nakada, M. : Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku Inter-Arc Basin. *J. Phys. Earth*, 26, s391-s402(1978).
- Kobayashi, Y. : Pureto shizumikomi no hajimari (Condition on initiation of Plate subduction), *Gekkan Chikyuu* (Earth Monthly), 3, 510-518(1983).
- Ludwing, W. J., Ewing, J., Ewing, M., Murauchi, S., Den, N., Asano, S., Hotta, H., Hayakawa, M., Asanuma, T., Ichikawa, T. and Noguchi, I. : Sediments and structure of the Japan Trench. *Jour. Geophys. Res.*, 71, 2121-2137(1966).
- Maki, T. : Focal mechanisms and spatial distribution of intermedate-depth earthquake beneath the Kanto District and vicinity with relation to the bouble seismic planes, *Bull. Earthq. Inst., Univ. Tokyo*, 59, 1-51(1984).
- Mantyla, A. W. and Reid, J. L. : Measurements of water characteristics at depths greater than 10 km in the Marianas Trench. *Deep-Sea Res.*, 25, 169-173(1978).
- Mogi, A. and Nishizawa, K. : Break down of a seamount on the slope of the Japan Trench, *Proc. Japan Acad.*, Ser. B56, 257-259(1980).
- Moore, J. C. and Karig, D. E. : Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1259-1268(1976).
- Nakamura, K. : Possible nascent trench along the eastern Japan Sea as the convergent boundary between Eurasian and North American plates. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 58, 711-722(1983).
- Niitsuma, N. : Hendou shiteiru nihon rettou-shin daisanki tekutonikusu to pureto sizumikomi-(Moving Japan Island-Tectonics in Neogene age and plate subduction-). *Kagaku*(Science, Iwanami Shoten), 55, 53-61(1985).
- Oshima, S., Ogino, T., Katsura, T., Ikeda, K., Uchida, M., Nagano, M., Hayashida, M., Muneda, K., Kasuga, S. and Tani, S. : Subduction of Daiiti-Kasima Seamount into the landward slope of the Japan Trench. *Rep. Hydrogr. Res.*, 20, 25-46(1985).

- Otuka, Y. : A geologic interpretation on the underground structure of the Saito-Mariana island arc in the Pacific Ocean. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 16, 201-211(1938).
- Rangin, C., Stephan, J. F., Blanchet, R., Baladad, D., Bouysee, P., Chen, M. P., Chotin, P., Collot, J. Y., Daniel, J., Drouhot, J. M., Marchadier, Y., Marsset, B., Kelletier, B., Richard, M. and Tardy M. : Seabeam survey at the southern end of the Manila Trench. Transition between subduction and collision processes, offshore Mindoro Island, Philippines. *Tectonophysics*, 146, 261-278(1988).
- Renard, V. and Allenou, J. P. : Sea Beam, multi-beam echo-sounding in Jean Charcot: description, evaluation and first results. *Intern. Hydrog. Rev. Monaco*, 56, 35-67(1979).
- Renard, V., Nakamura, K., Angelier, J., Azema, J., Bourgois, J., Deplus, C., Fujioka, K., Hamano, Y., Huchon, P., Kinoshita, H., Labaume, P., Ogawa, Y., Seno, T., Takeuchi, A., Tanahashi, M., Uchiyama, A. and Vigneresse, J. L. : Trench triple junction off Central Japan-preliminary results of French-Japanese 1984 Kaiko cruise, Leg 2. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 243-256(1987).
- Sato, T. : *Submarine Geomorphology*. 191pp., Rateisu, Tokyo(1969).
- Seely, D. R. : The evolution of structural highs bordering major forarc basins. in "Geology and Geophysical Investigations of Continental Margins", *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 29, 245-260(1978).
- Seely, D. R., Vail, P. R., Walton, G. G.: Trench slope model. in Burk, C. A. and Drake, C. L. ed. *The Geology of continental margins*, Springer-Verlag, New York, 249-260(1974).
- Seno, T. and Maruyama, S. : Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea. *Tectonophysics*, 102, 53-84(1984).
- Shipley, T. H. and Moore, G. F. : Sediment accretion and subduction in the Middle America Trench. Nasu, N. et al. ed., *Formation of Active Ocean Margins*, 221-255, Terra Scientific Publ., Tokyo(1985).
- Stauder, W. : Mechanism of the Rat Island earthquake sequence of February 4, 1965, with relation to island arcs and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 73, 3847-3858(1968).
- Sugimura, A. : Nihon fukin niokeru pureto no kyokai (Plate boundaries in and near Japan). *Kagaku* (Science, Iwanami Shoten), 42, 192-202(1972).
- Sugimura, A. and Uyeda, S. : *Island Arcs: Japan and Its Environments*, Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam, 247pp.(1972).
- Taira A., Niitsuma, N. and Imajo, M. : Nankai torafu niokeru taiseiki sayo-IPOD 87 ji koukai no seika o tyushin tosite -(Sedimentation in the Nankai Trough: results of IPOD Leg 87), *Gekkan Chikyuu* (Earth Monthly), 16, 39-45(1984).
- Tayama, R. : Nansei Gunto no shima no hairitsu to kaitei chikei (Configuration of the islands of the Southern Islands and bathymetry). *Contrib. Inst. Geol. Patentol. Tohoku Imperial Univ.*, 17, 1-22(1935).
- Tokuyama, H., Asanuma, T., Nishiyama, E., Hatori, H., Chiba, H., Ueno, S. and Tomita, N. : Multichannel seismic reflection survey. in "Preliminary report of Hakuho Maru Cruise KH84-1" Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 282-291(1985a).
- Tokuyama, H., Kong, Y. S., Kagami, H. and Nasu, N. : Collision of the Amami Plateau with the Ryukyu

- Island arc. Nasu, N. et al. ed., *Formation of Active Ocean Margins*, 853-873, Terra Scientific Publ., Tokyo (1985b).
- U. S. Naval Oceanographic Office : *Geomagnetic anomaly map, No. 2405-2* (1976).
- Umbgrove, J. H. F. : Geological history of the East Indies. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, 22, 1-70 (1938).
- Utsu, T. : *Jishingaku* (seismology). 286pp, Kyouritsu Publ., Tokyo (1977).
- Uyeda, S. : Subduction zone: An introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, 81, 133-159(1982).
- Uyeda, S. and Kanamori, H. : Back-arc opening and the model of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, 1049-1061(1979).
- Von Huene, R. and Aubouin, J. : Summary-Leg 67, Middle America Trench transect off Guatemala. Aubouin, J. and von Huene, R. et al. ed. *Init. Repts. Deep Sea Drill. Proj.*, 67, Washington, 775-793(1982).
- von Huene, R. and Aubouin, J., Azema, J., Blackinton, G., Carter, J. A., Coublourn, W. T., Cowan, D. S., Curiale, J. A., Dengo, C. A., Faas, R. W., Harrison, W., Hesse, R., Hussong, D. M., Ladd, J. W., Muzylov, N., Shiki, T. and Thompson, P. R. : A summary of Deep Sea Drilling Project Leg 67 shipboard results from the Mid-America Trench transect off Guatemala. Leggett, J. K. ed. *Trench-Forearc Geology*, Geol. Soc. special publ., 10. 121-129(1982).
- Weissel, J. K. and Anderson, R. N. : Is there a Caroline plate? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 143-158(1978).
- Wu, F. T. : Benioff zones, absolute motion and inearc basin, in "Geodynamics of the Western Pacific", Japan Scientific Societies Press, 39-54(1979).
- Yamazaki, F. and Ooida, T. : Configuration of subducted Philippine Sea plate beneath the Chubu District, Central Japan. *Zisin* (J. Seism. Soc. Japan) 2, 38, 193-201(1985).
- Yoshii, T. : Compilation of geophysical data around the Japanese Island (1) . *Bull. Earthq. Inst.*, 54, 75-117(1979).

日本付近の海溝地形の分類と発達に関する地形学的研究（要旨）

加藤 茂

1. 日本周辺の海溝のなかで、南西諸島（琉球）海溝、南海トラフ東部、パラオ海溝等について、詳細な地形等のデータを示し、これらの海溝の陸側斜面、海溝底、海側斜面の地形についてその特徴をまとめ、さらに、これらのデータをもとに、海溝の地形をいくつかのタイプに分類し、地形形成の主因子について考察した。
2. 南西諸島海溝の海側斜面には、海溝軸とほぼ直交するマイナーリッジが多達している。その北西縁には、長大な直線的断層があり、断裂帯が海溝海側のbending断層として再活動したものと考えられる。また、南西諸島海溝の海側斜面から海溝底には、平坦面はほとんどなくマイナーリッジと海溝海側のbending断層とが直交して、格子構造を形成していると考えられる。

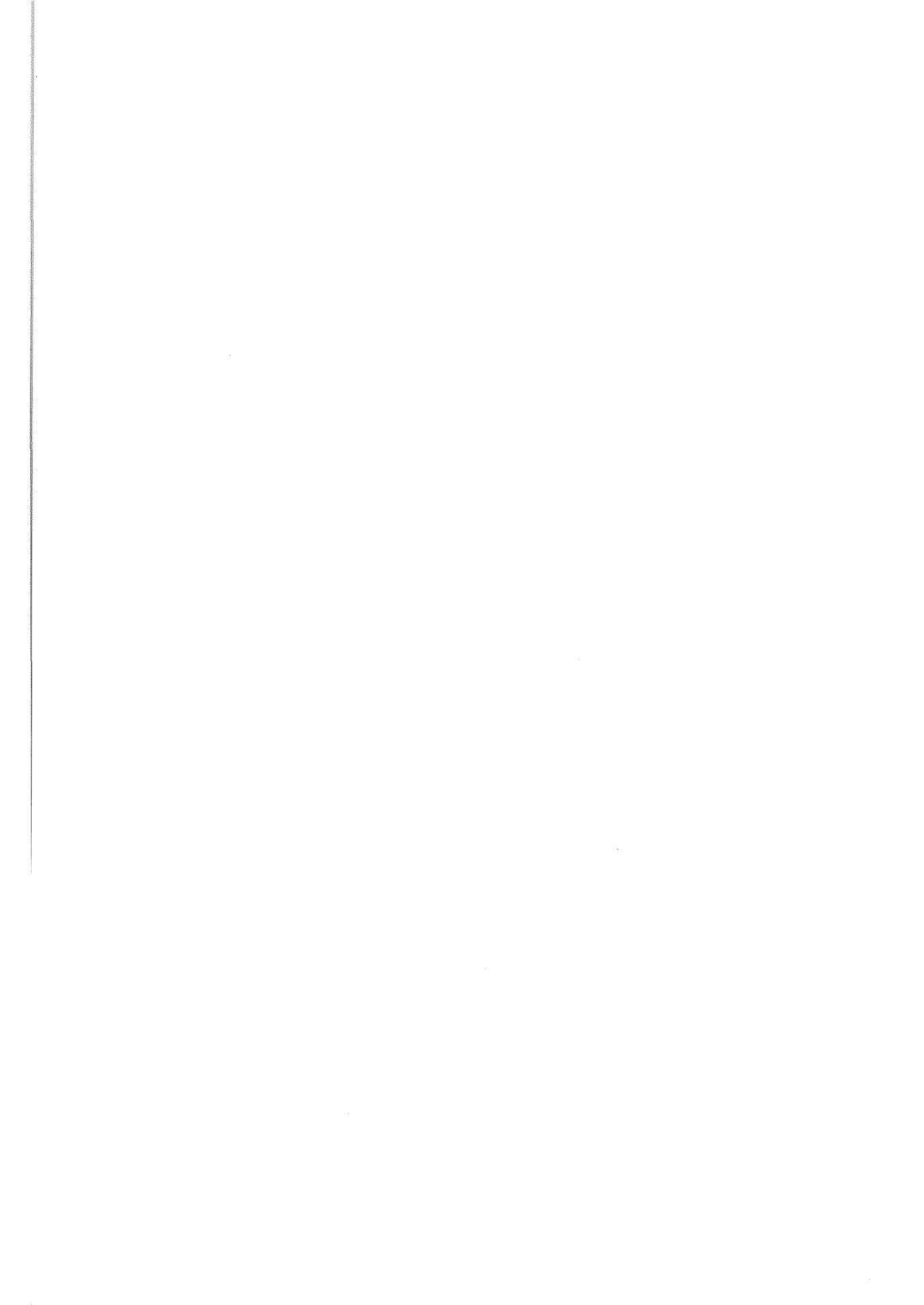
南海トラフ東部は、厚い海溝底堆積物からなる平坦な海溝底を有し、非常に平坦な底が広がるどころとトラフ軸と平行するチャンネルが発達するところが交互してあらわれる。前者は堆積期にあることを、後者が堆積休止期にあることを示すものであり、また、この繰り返しは、スラブの短冊状沈み込みによるものと考えられる。南海トラフの陸側には海溝底堆積物及び半遠洋性堆積物によって構成される付加体からなるリッジ・トラフ帯が非常に発達している。

パラオ海溝は、最北端に海溝底平坦面を有しているが、これより南の海溝軸は峡谷状を示す。陸側斜面にはわずかに付加体によるステップ状の地形が発達し、海溝中部の海側斜面にはbending断層がほとんど発達していない。

このほか、ステップ状の付加体地形を陸側斜面にもつ駿河トラフ、海溝軸と斜交するbending断層が海側斜面に発達し、小さな凹地に平坦面が断続する海溝底をもつマリアナ海溝チャレンジャー海淵付近及び伊豆・小笠原海溝北端部、そして、2つの海溝が会合し広い海溝底平坦面に大規模な海底扇状地が発達する中央日本沖の海溝三重点付近の地形についても検討した。

3. これらのデータをもとに、海溝の陸側斜面、海溝底、海側斜面のそれぞれについていくつかのタイプに分類した。
 - a. 陸側斜面にはリッジ・トラフ型、ステップ型、平滑型、そして、地滑崖型に分類された。付加体の発達の程度と沈み込むスラブの角度の違いによってこれらの地形の違いがあらわれると考えられる。付加体が発達しない場合には、平滑型かあるいは地滑崖型が発達する。付加体が発達する場合には、リッド・トラフ型やステップ型が形成される。付加体が発達する場合、スラブの角度が小さいとリッジ・トラフ型に、大きい場合はステップ型になる。
 - b. 海溝底は、広い平坦面型、小凹地断続型、峡谷型に分類され、海溝底への堆積物の供給量と供給速度（プレートの収束速度との相対的なもの）、そして、隣接する海側斜面の地形が海溝底の地形の主因子と考えられる。堆積物の供給速度が大きい場合は広い平坦面が形成され、小さい場合、小凹地断続型または峡谷型となる。小凹地断続型は、海溝海側斜面の断層に規制されて形成される。
 - c. 海側斜面の地形には、平滑型、海溝軸と並行する断層群型、海溝軸と斜交する断層群型、格子構造型、菱形構造型が認められた。これらの型は、海洋プレート上にある弱線に規制されたプレートのbendingによる正断層群の発達の程度が、主な因子と考えられる。断層が海溝軸と斜交する場合は、海溝軸の屈曲点とスラブの屈曲地点の位置が異なる場合、沈み込むプレート上の弱線にbending断層が生じる場合が考えられる。

海側斜面に発達する正断層の大きさは、海溝によっておきな違いがある。この違いは、沈み込むプレートの年令や屈曲度によるものと推定される。古いプレートあるいは大きく屈曲するプレートの場合、断層が大きくなる。



マルチチャンネル反射法音波探査記録からみた東京湾底浅層部の地質構造†

菊池真一*・菊地隆男**

GEOLOGICAL STRUCTURE BENEATH TOKYO BAY ANALYSED BY MULTI-CHANNEL SEISMIC REFLECTION SURVEY IN 1983†

Shinichi Kikuchi* and Takao Kikuchi**

Abstract

A thirteen lines multi-channel seismic reflection survey in Tokyo Bay was carried out by the Hydrographic Department in October 1983, to follow up on a survey in 1981 to 1982 to clarify the geologic structure to about 3km depth (Kato, 1984). From analysis of 12-fold stack sections along these lines, we were able to make some new interpretations of the stratigraphy at shallow depth below the sea bottom.

The uppermost part of the subsurface geology, called "TA" and corresponding to the Shimosa Group of the Middle Pleistocene in the Boso Peninsula, represents distinct alternations of dark and light colored beds. Eight or nine sets of beds are present and each seems to represent a sedimentary cycle related to glacio-eustatic transgression. The basal boundary of "TA" is a remarkable unconformity called the Tokyo Bay unconformity.

A gentle dome-like structure appears under the Nakanose Bank, around the south end of the Bay. It is supposed that the bank was affected by upwarping tectonics.

1. はじめに

科学技術振興調整費による「首都圏における直下型地震の予知および総合防災システムに関する研究」の一環として、1981年から1982年にかけて東京湾底地殻構造調査がおこなわれ、この結果が加藤（1984 a）により報告されている。この調査は東京湾において初めて大がかりに実施された、エアガンによるマルチチャンネル反射法による音波探査に基づくもので特に深部構造解析を目的としており、調査測線は北東-南西方向の2測線、北西-南東方向の4測線、計6測線全長130kmにわたるものであった。この調査によって、東京湾底地下3,000mまでの地質構造が明らかにされ、従来資料が乏しかったこの地域の第三系から第四系の分布や地質構造に関する情報が、飛躍的に増した。

この調査に続いて、1983年には、東京湾底の浅層部の地質構造解析のためのスパーカーによるマルチチャンネル反射法音波探査がおこなわれた。この調査は前回同様「首都圏における直下型地震の予知および総合防災システムに関する研究」の一環としておこなわれたものだが、特に浅層部の地質構造をさらに詳しく知

† Received 8th January 1991

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

** 東京都立大学理学部 Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University

ることが目的であった。海上調査は水路部の計画・監督のもとに、1983年10月にシャトー・川崎共同企業体により実施された。この調査の結果、東京湾底の地下およそ1,000mまでの測層部の地質構造がさらに詳しく解析された。本報告は、この調査によって明らかにされた東京湾地下の浅層部の地質構造についてとりまとめたものである。なお調査結果の一部は、海上保安庁水路部（1984）、佐藤・菊池（1984、1987）により、また解析結果の一部は、菊池・菊池（1990）により速報として発表されている。

2. 調査方法

(1) 調査測線

調査測線の方向は、東京湾北部断層の方向と直交するように東京湾の長軸方向を主測線とし、これに直交する方向を横断測線とした。調査測線の間隔は、主測線を2.5kmとし、横断測線を7.5kmとした。主測線は北東—南西方向の7測線、横断測線は北西—南東方向の5測線、さらにこれらの測線に交差する東北東—西南西方向の1測線をとり、計13測線全長256kmに及んでいる（第1図）。

(2) 海上作業の方法

海上作業は、1983年10月1日から14日にかけて実施された。海上の安全を確保するために作業船の前および曳航ケーブルの両側に警戒船を配置した。とくに、海上交通が輻輳する中ノ瀬よりの海域では第三管区海上保安本部の測量艇が警戒活動に加わった。

海上作業は、船速を落として発振点の間隔を短くするために、観測用台船を曳航して実施した。台船から受信ケーブルを曳航したことにより、受信信号のSN比を向上させることができた（第2図）。

船位の測定は、電波測位機（トリスポンダー）を使用した辺長交会法で行った。今回の音波探査では、12重合の共通反射点を得るために調査船が10m進む毎に発振を行うように、船速に応じて発振間隔を調整した。

東京湾の北西部は音波散乱層が広く分布していることが知られていたため、発振源として大型スピーカー（8,400J、16,400J）を準備し、音波散乱層の散乱が強い測線で16,400Jの発振源を使用した。受信部は、海面下2秒までの音波探査記録の収録に焦点を絞るために、全長240m（アクティブ・セクション）の12チャンネル・ハイドロストリーマケーブルを使用した。収録部には12チャンネル音波探査記録収録機を使用し、12チャンネル分の受信信号をデジタル信号として磁気テープに記録した。音波探査の条件は第1表に示すとおりである。

(3) データ処理の方法

データ処理は、12チャンネル・12重合の共通反射点水平重合処理を行った（第3図）。データ処理の条件は第2表に示すとおりである。

3. 東京湾底深層部の地質構造

東京湾底浅層部の地質構造について記載する前に、既に明らかにされている深層部の構造について概観しておきたい。前述のように1981年、82年に実施された反射法音波探査により、従来は東京湾周辺の房総半島や三浦半島北部など、陸域の地層区分、地質構造の延長で類推することしかできなかった湾底の地質構造について、次のような事実が明らかにされている（加藤、1984a；1984b）。

- 1) 海底下約3,000mまでの音響反射面により、地質構造が読み取れた。
- 2) 特徴ある反射面として上位からV～Zの5層準が追跡され、地層はTA～TFの6層に区分される。

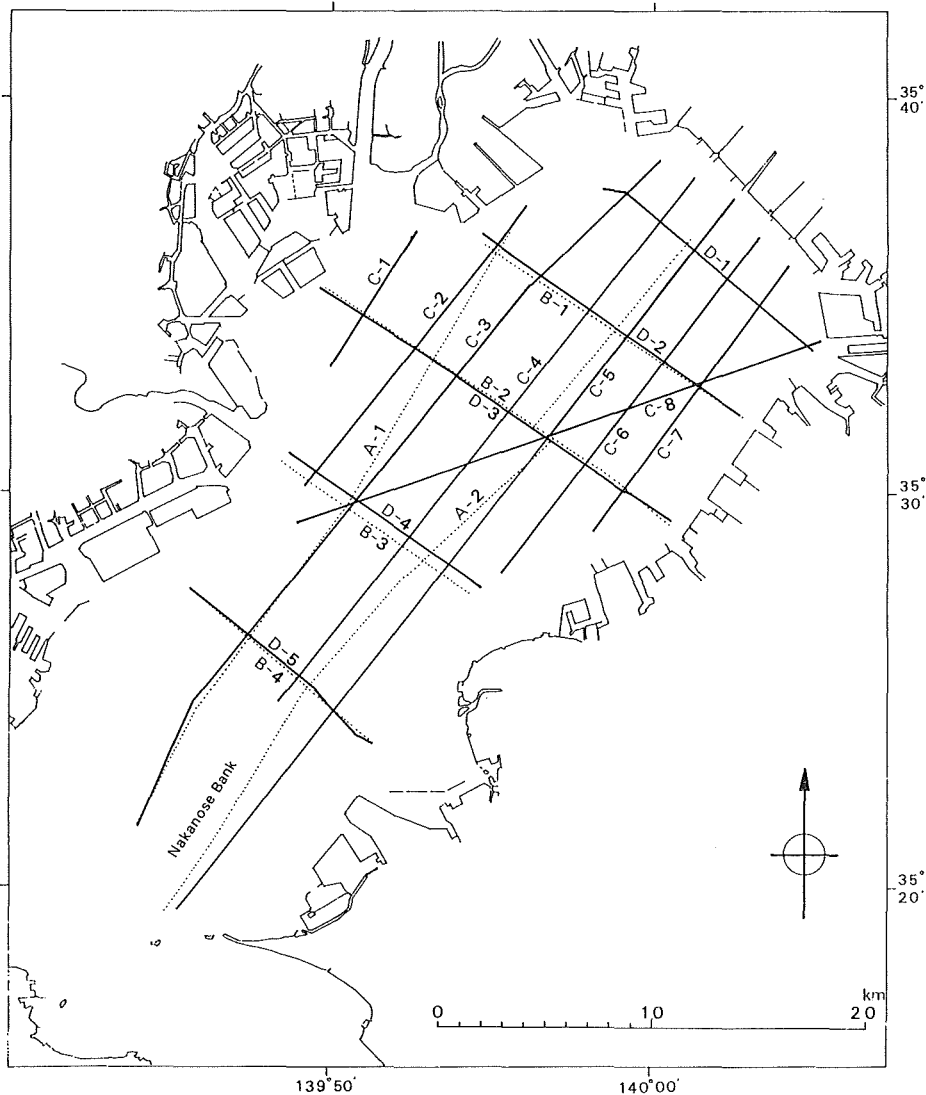


Figure 1. Survey lines of multi-channel seismic reflection

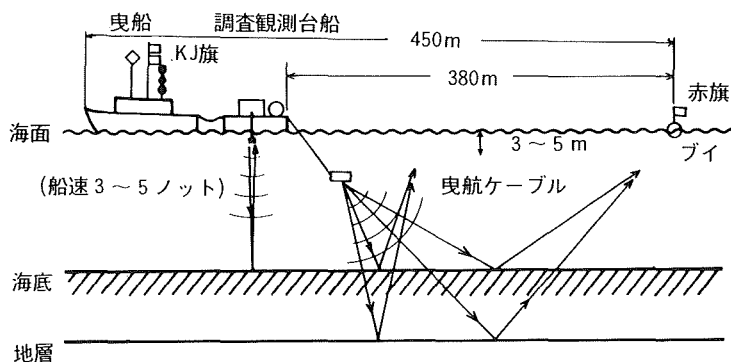


Figure 2. Sketch of survey method at sea

Table 1. Parameter of data acquisition

	音波探査の条件
発振部	スパーカーアレイ EG&G (電極6本) 発振間隔: 測線上10m毎 発振エネルギー: 8,200J C3, C5, D5 16,400J C1, C2, C4, C6~C8, D1~D4
受信部	12チャンネルハイドロストリーマケーブル チャンネル間隔: 20m オフセット: 20m
収録部	12チャンネルデジタル音波探査記録収録機 バンドパスフィルター: 20~1,250Hz サンプリング間隔: 0.5ミリ秒 記録長: 4,000ポイント/トレース (2秒) 重合数: 12重合 オフセット: 20m

Table 2. Parameter of data processing

	データ処理の条件
基本仕様	共通反射点水平方向重合処理 12チャンネル・12重合 サンプリング間隔: 0.5ミリ秒 処理記録時間長: 2秒 共通反射点間隔: 10m 速度解析間隔: 1 km毎
デコンボリューション	タイムバリエーション・スパイク・デコン オペレータレンクス: 55ミリ秒 ※重合前に実施
速度解析	定速度走査法 (VSTUDY) ※0.8秒以深は深層部調査の結果による
バンドパスフィルター	タイムバリエーションフィルター 0.0sec 60-170Hz 0.4 60-170 1.2 50-100

3) 最上位のTA層は水平に近い音響的層理が認められる部分で、TB層以下の層準を傾斜不整合で削削している。基底のV層準は養老川河口付近でもっとも深く、700m以深、また西方で浅く本牧沖では100m程度となる。

4) TB層は湾の北東部に楔型に分布している。音響的層理の連続性は良くないが、層理の傾きは基底のW層より大きく、三角州の前置層のように西から東へ堆積した。基底の深度は養老川河口がもっとも深く、1400m以深である。

5) TC層は平行な音響的層理が発達する。層理は基底のX層準にほぼ平行する。湾の南部では上面は傾斜不整合で削削されている。基底の深度は湾奥部で1,800m以深、本牧沖で500m以浅となる。

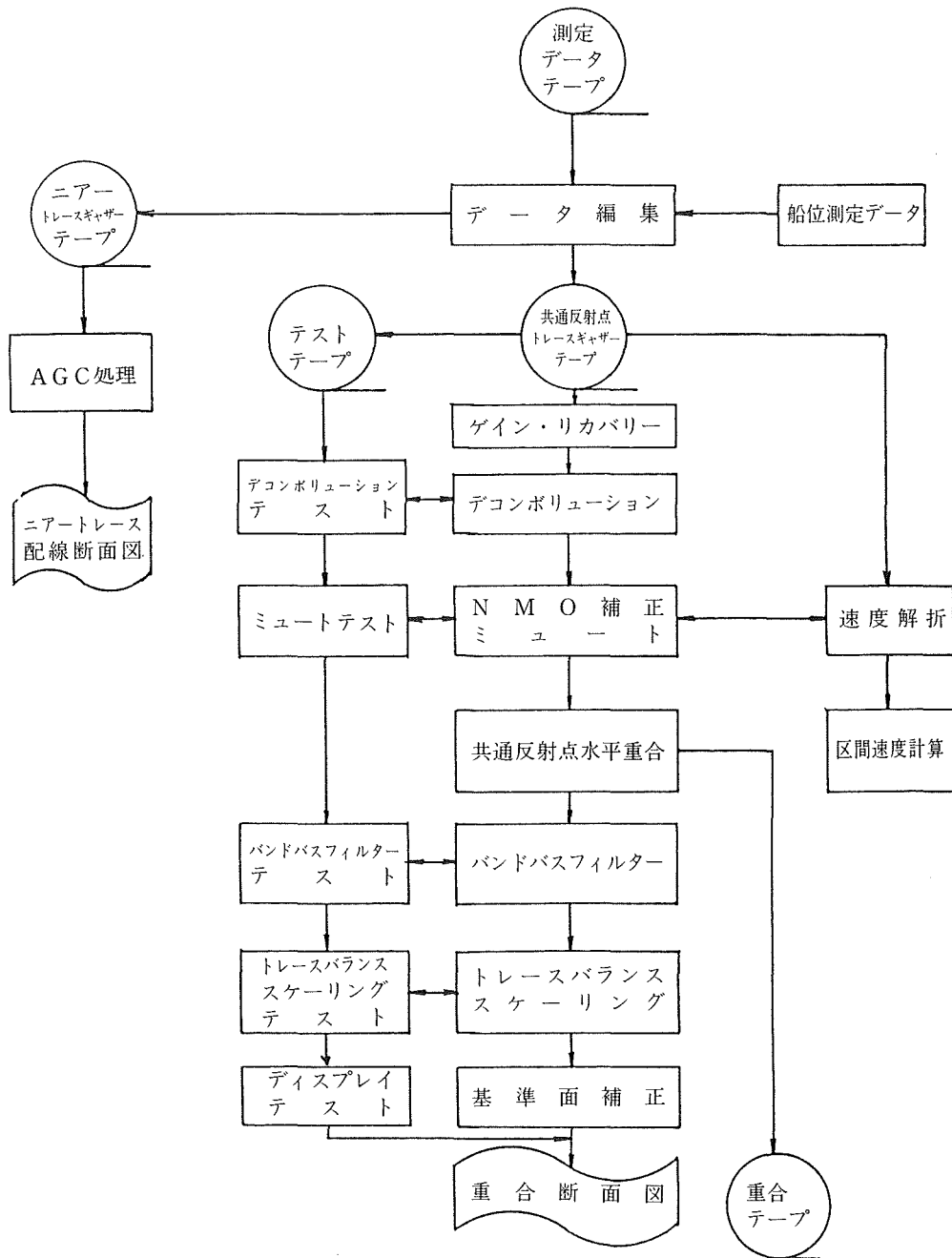


Figure 3. Flow chart of data processing

6) TD層の音響的層相はTC層に類似する。南部では数十m程度の変位のある正断層群が発達している。湾奥部では断層による変位がみられる。深度は2,900m以深、本牧沖で1,700m以浅を示す。

7) TE層は湾の南部にのみ分布し、基底のZ層準に対し向かってアバットして堆積する。Z層準の深度は南部では2,500mから3,000m以深となる。

8) TF層は最下位に位置し、強い反射面を示すZ層準以下の地層である。構造を示す記録はなく、TE層以上の地層とは岩質に大きな違いがある。

9) TE層からTA層までの地層は、堆積時代により最大層厚部が移動している。TE層の堆積盆の中心は南部の中ノ瀬付近にあり、上位の地層になるに従い、東京湾の北東方向に移動する傾向がある。

10) 湾の北部に、北西―南東に走りZ層準を鉛直方向に420m変位させている北落ちの垂直断層（東京湾北部断層）がある。断層の上に重なる地層は褶曲構造を示すが、たわみは上位ほど小さくX層準以上ではその影響はほとんどなくなる。

11) 湾の南西部の中ノ瀬付近に褶曲構造が認められる。褶曲の西方延長は陸域の構造に連続するように見える。

12) 音波探査で確認されたこれらの地層と陸上の地質との対応は、陸域のボーリングの資料との比較によって対比される。このような解析の結果、TA層は下総層群、TB・TC層は上総層群、TD層は三浦層群、TE層は葉山・保田層群、そしてTF層は先新第三紀層の嶺岡層群にそれぞれ相当するものと考えられる。

4. 東京湾底浅層部の地質構造

(1) 12重合断面図と深度変換について

今回の調査によって得られた、12チャンネルの受振データを共通反射点水平方向重合処理した12重合断面図を第5図～第11図に示した。発振点および調査測線図は、才1図、才12図に示されている。これらの断面図では、複数の測線でも同一測線の延長線上にあるものは、図上で接合してある。ただし、測線の長いものについては、適宜分断して作図されている。

また断面図の縦軸は音波伝播速度（往復時間）で表されているため、深度に換算する必要がある。調査では、測線沿いに1km毎、全60地点において速度解析がなされており、海面からの深度 t (sec)とRMS速度 v (m/sec)が得られている（第3表）。これをもとにしてそれぞれの層内伝播速度 V を求め、さらに層厚と深度に換算した上で、全地点における音波反射時間と深度との相関グラフ（第4図）を作成し、これを全測線に適用した。なお、深度 t_1 と深度 t_2 の間の層内伝播速度 V は、それぞれの深度のRMS速度 v_1 、 v_2 より次式により求められる。

$$V = \sqrt{(v_2 t_2 - v_1 t_1) / (t_2 - t_1)}$$

12重合断面図の解釈図は、第13図～第21図に示した。縦軸のスケールは反射時間で描かれているが、深度に換算した目盛りを併記した。断面図の縦横比は、深度500m付近でみてほぼ2:1となっており、鉛直方向は約2倍に引き伸ばされている。

(2) 12重合断面図における反射面と地層区分

この断面図によって、海底下1,000m以深の音響反射面が描き出され、地質構造の解釈に供されている。しかし、深部に向かうほど相対的にノイズが増し、反射面は次第に不明瞭となっている。中でも特徴のある反射面は上部に集中していることから、まず明瞭な反射面を各測線について追跡し、地層区分を試みた。また深部については明瞭な反射面を欠いており不確定さを伴うが、前回の深層部調査（加藤, 1984a）で確認された特徴ある反射面とその深度を参考にした。このようにして、地層を以下に述べるTA～TDの5層に区分した。なお、各層の基底を示す層準を、TA層～TC層についてそれぞれa層準～c層準と呼ぶことにする。これは深層部調査の断面の区分では、ほぼV層準～X層準に相当する。

さらに、各断面図には、カーテン状に鉛直方向にノイズが密集する反射面の不明瞭ゾーンが認められる。このゾーンは深部まで達する場合と比較的浅部にのみ現れる場合とがある。2つの測線が交わる地点に不明瞭ゾーンがある場合には、双方の測線にこれが認められることから、調査時点でのトラブルが原因とは考え

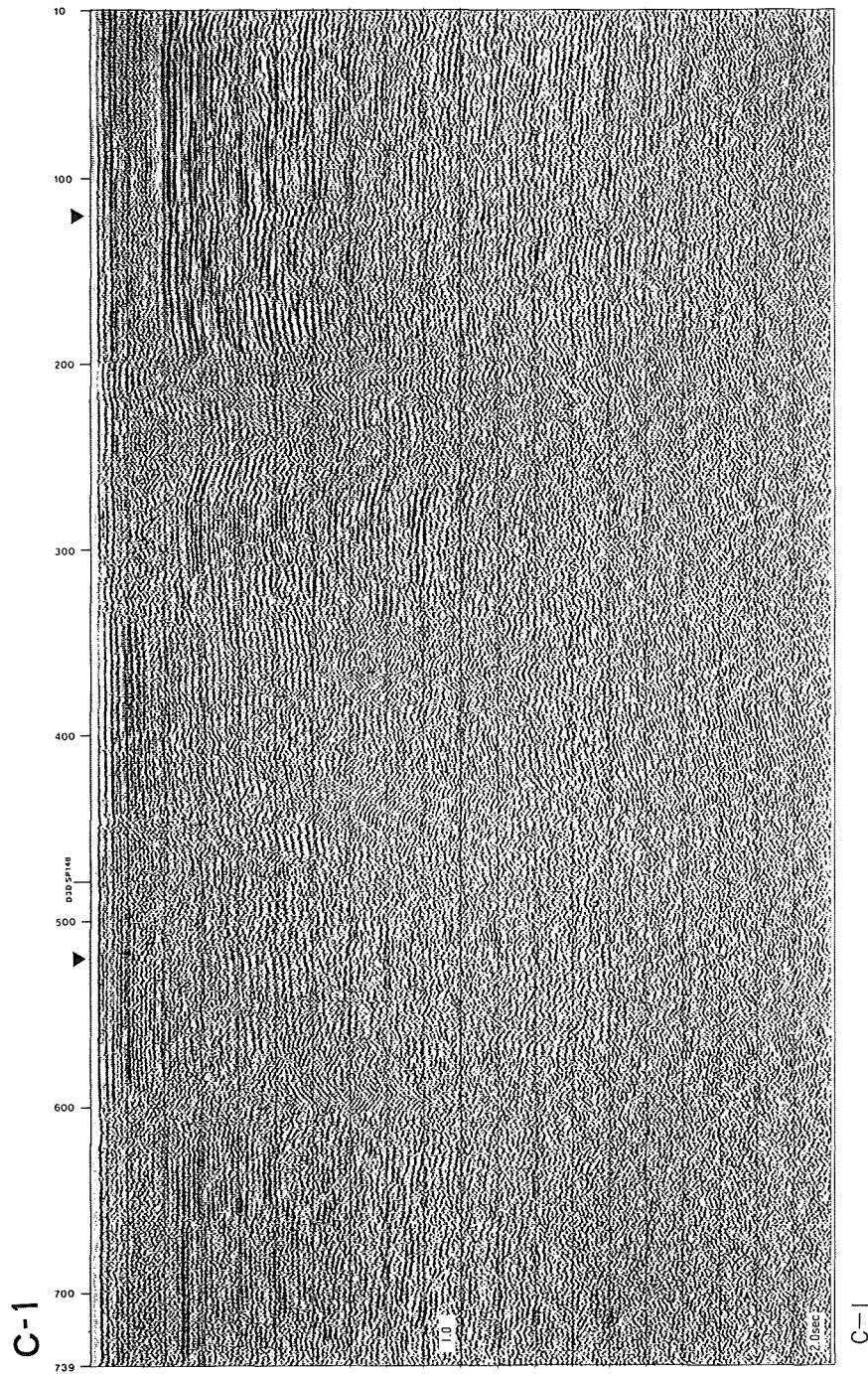


Figure 5. Seismic profiling record (l)
(Line C-1 in figure 13)

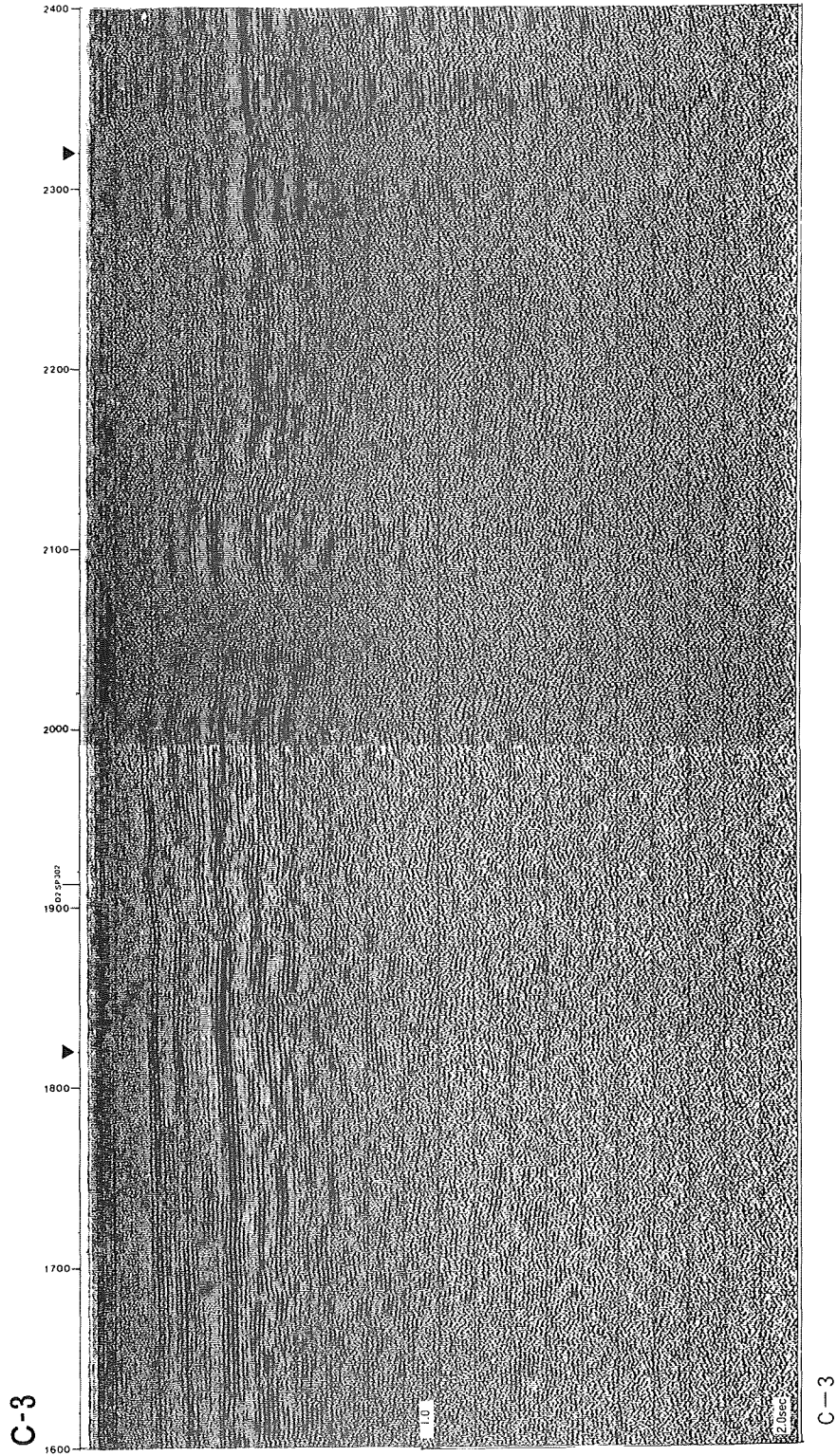


Figure 6. Seismic profiling record (2)
(Central part of C-3③ in figure 14)

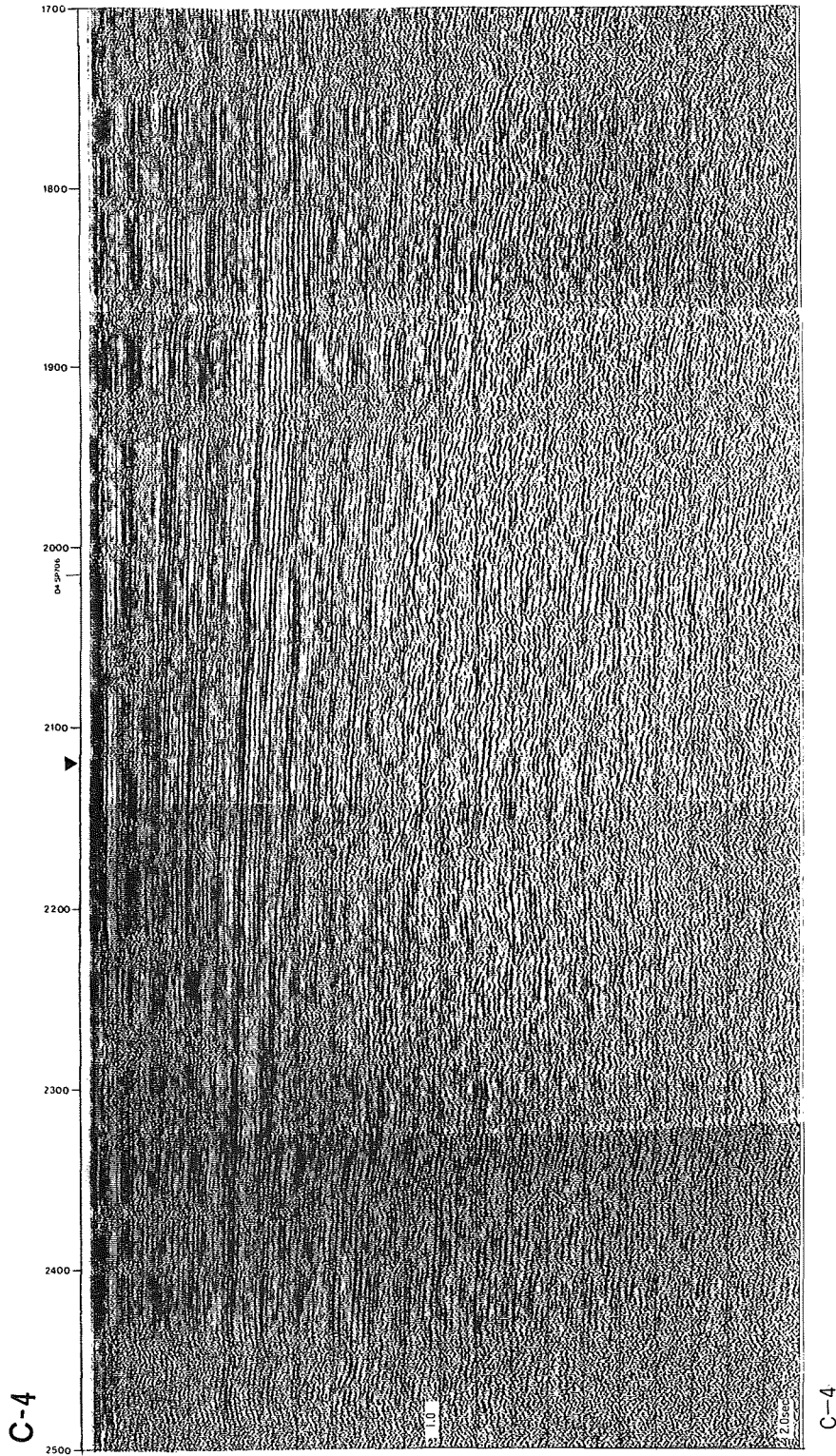


Figure 7. Seismic profiling record (3)
(Central part of C-4① in figure 15)

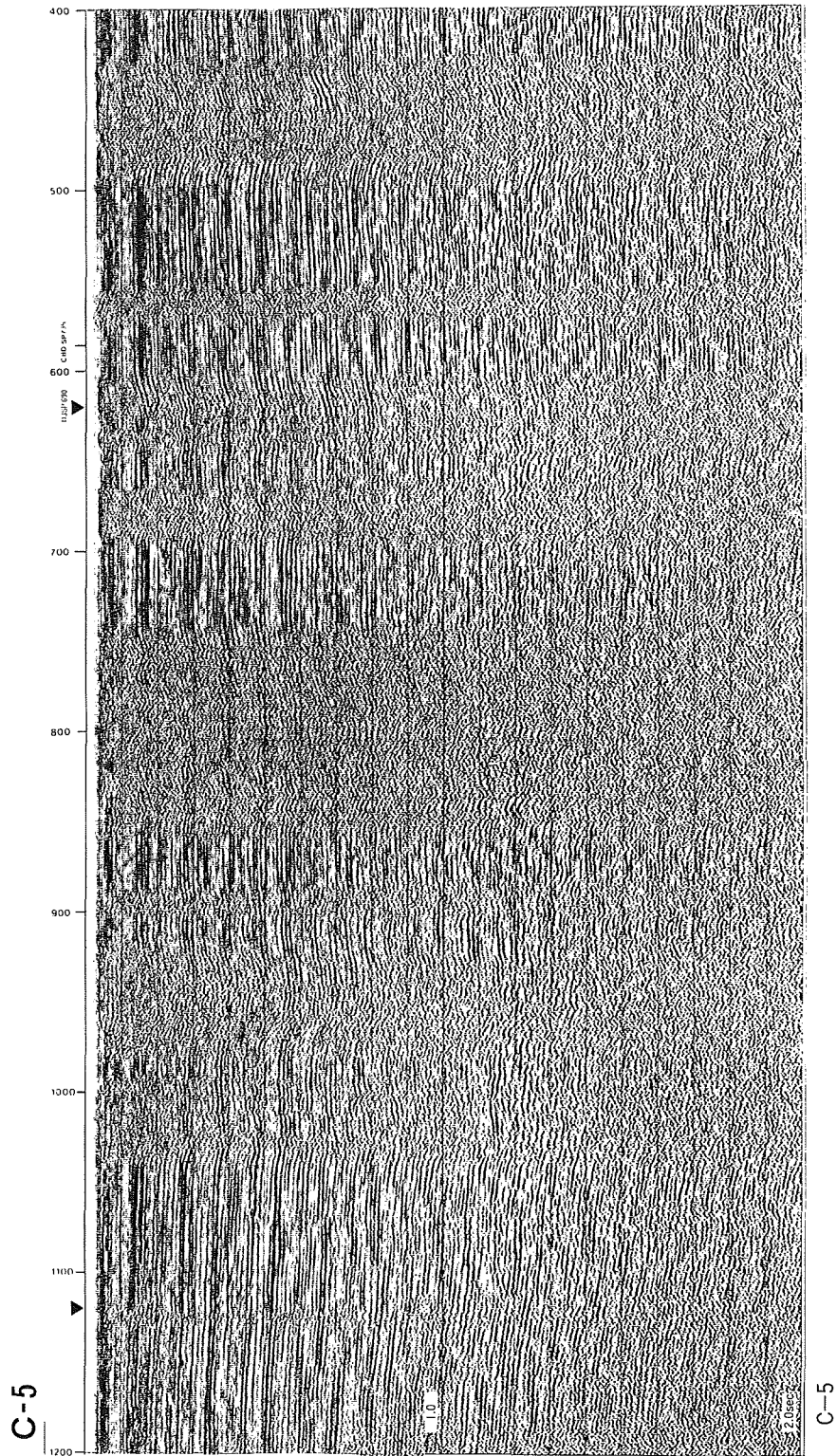


Figure 8. Seismic profiling record (4)
(NE part of C-5② in figure 16)

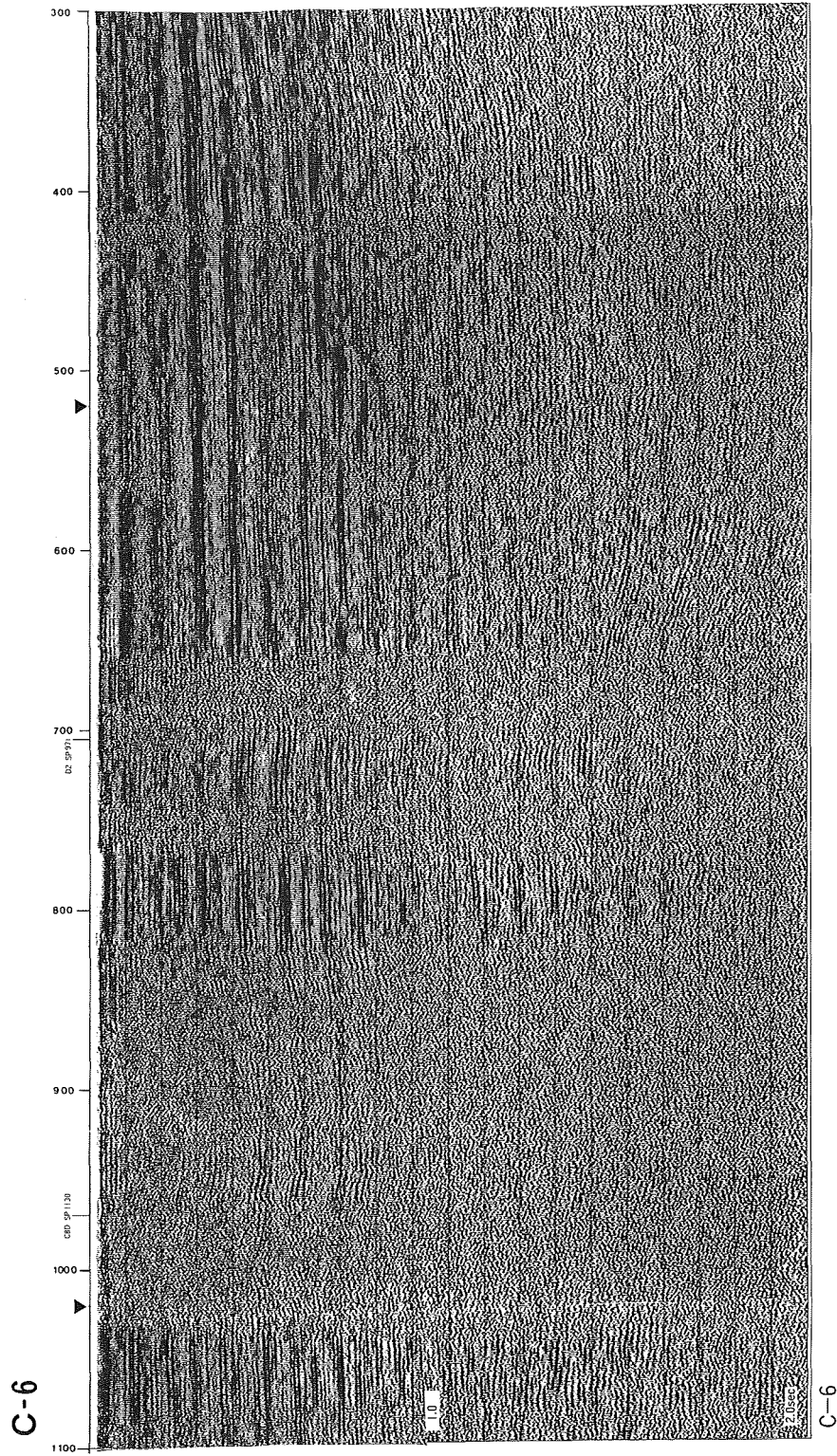


Figure 9. Seismic profiling record (5)
(Central part of C-6② in figure 17)

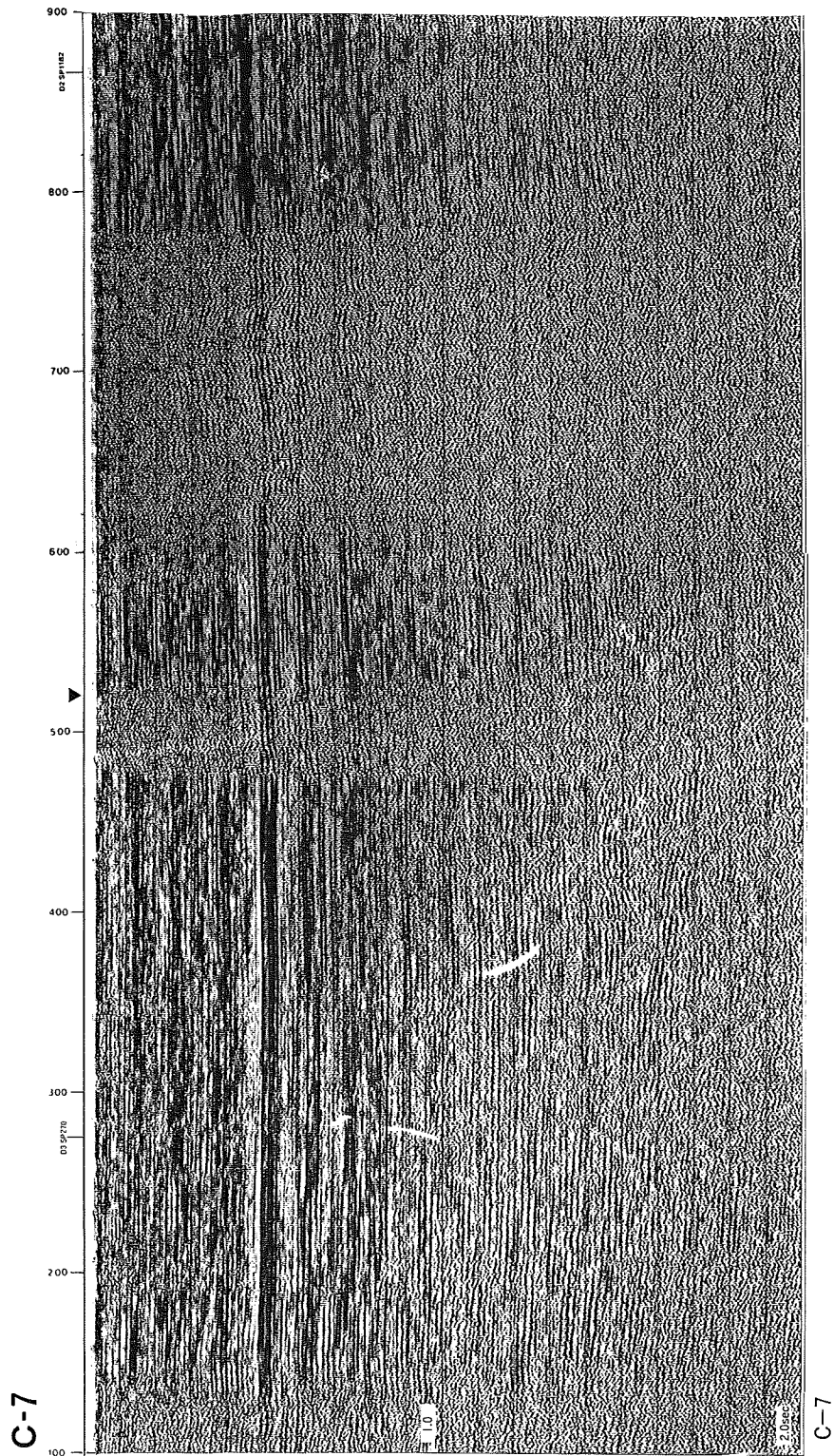


Figure 10. Seismic profiling record (6)
(SW part of C-7 in figure 21.)

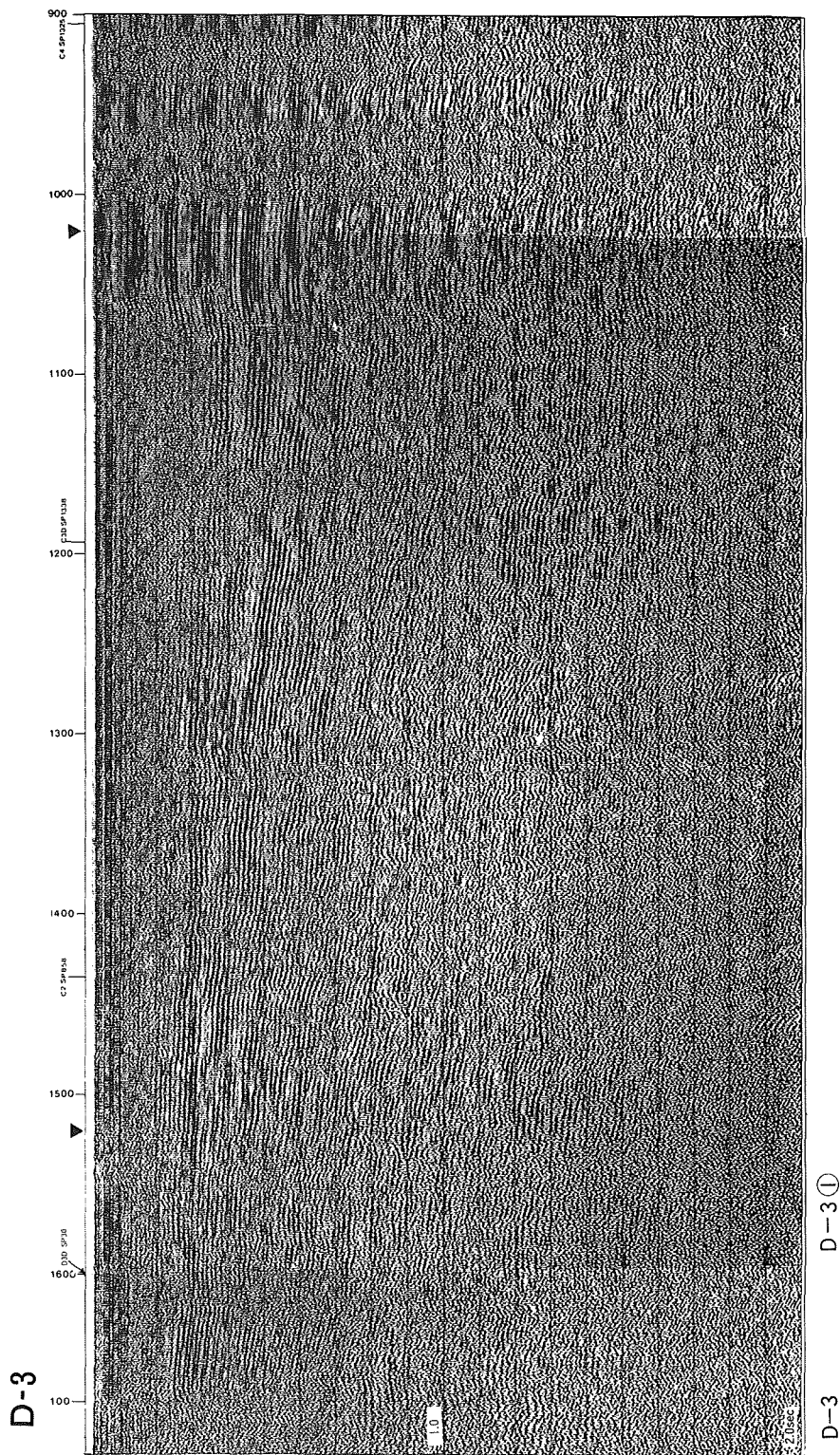


Figure 11. Seismic profiling record (7)
(Central part of D-3 in figure 20)

C1 - SP 120		C1 - SP 520		C2 - SP 20		C2 - SP 520		C2 - SP1820		C2 - SP1420		C800- SP 120		C800- SP 520		D1 - SP 20		D1D - SP 220		D1D - SP 820		D2 - SP 120			
TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS		
0.0	1480.0	0.0	1400.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0
11.0	1520.0	91.0	1510.0	100.0	1500.0	118.0	1500.0	150.0	1510.0	150.0	1510.0	100.0	1500.0	90.0	1490.0	82.0	1540.0	95.0	1540.0	97.0	1510.0	60.0	1520.0	100.0	1500.0
21.0	1550.0	242.0	1505.0	320.0	1540.0	350.0	1560.0	340.0	1530.0	310.0	1550.0	407.0	1600.0	360.0	1580.0	391.0	1630.0	340.0	1643.0	363.0	1577.0	320.0	1600.0	407.0	1600.0
270.0	15645.0	600.0	1555.0	940.0	1550.0	990.0	1570.0	410.0	1540.0	400.0	1570.0	738.0	1670.0	703.0	1710.0	431.0	1660.0	550.0	1710.0	691.0	1730.0	400.0	1610.0	738.0	1670.0
282.0	1570.0	965.0	1575.0	980.0	1570.0	460.0	1590.0	480.0	1540.0	470.0	1580.0	852.0	1700.0	720.0	1740.0	640.0	1720.0	735.0	1740.0	895.0	1705.0	480.0	1640.0	852.0	1700.0
1135.0	1830.0	975.0	1775.0	470.0	1600.0	790.0	1700.0	610.0	1610.0	820.0	1630.0	445.0	1940.0	1615.0	1970.0	1193.0	1855.0	1427.0	1955.0	1593.0	1970.0	360.0	1720.0	445.0	1940.0
		1249.0	1865.0	930.0	1790.0	1160.0	1930.0	1120.0	1810.0	1250.0	1950.0	695.0	1990.0	1601.0	2000.0	1607.0	2000.0					1390.0	1840.0	695.0	1990.0
												980.0	2000.0									1420.0	1860.0		
C3 - SP 20		C3 - SP 520		C30 - SP 320		C30 - SP 820		C30 - SP1320		C30 - SP1820		C2 - SP 620		D2 - SP1120		D3 - SP 20		D3 - SP 520		D3 - SP1020		D3 - SP1520			
TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS		
0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0
50.0	1520.0	100.0	1520.0	101.0	1505.0	103.0	1505.0	120.0	1505.0	80.0	1490.0	400.0	1590.0	420.0	1600.0	470.0	1660.0	500.0	1560.0	420.0	1640.0	300.0	1530.0	400.0	1590.0
100.0	1530.0	219.0	1535.0	322.0	1560.0	427.0	1630.0	422.0	1570.0	411.0	1590.0	590.0	1680.0	700.0	1690.0	750.0	1740.0	720.0	1670.0	580.0	1650.0	360.0	1540.0	590.0	1680.0
548.0	1590.0	278.0	1590.0	443.0	1600.0	466.0	1640.0	500.0	1650.0	490.0	1600.0	730.0	1680.0	830.0	1700.0	930.0	1810.0	870.0	1720.0	820.0	1680.0	430.0	1545.0	730.0	1680.0
578.0	1645.0	436.0	1650.0	567.0	1640.0	562.0	1670.0	600.0	1630.0	567.0	1630.0	160.0	1790.0	1381.0	1925.0	1210.0	1920.0	1050.0	1510.0	820.0	1580.0	470.0	1550.0	160.0	1790.0
		625.0	1720.0	740.0	1600.0	808.0	1745.0	680.0	1660.0	940.0	1770.0	480.0	1860.0	1503.0	1970.0			1260.0	1910.0	1120.0	1790.0	1000.0	1600.0	480.0	1860.0
						970.0	1790.0	1050.0	1700.0	1365.0	1950.0	990.0	1870.0	1863.0	2075.0			1500.0	1950.0	1400.0	1870.0	1260.0	1750.0	990.0	1870.0
C30 - SP2320		C200- SP 120		C4 - SP 20		C4 - SP 520		C4 - SP1120		C4 - SP1620		D30 - SP 220		D4 - SP 20		D4 - SP 520		D4 - SP1620		D5 - SP 120		D5 - SP 820			
TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS		
0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0
11.0	1490.0	66.0	1510.0	80.0	1510.0	72.0	1520.0	130.0	1525.0	40.0	1510.0	120.0	1500.0	110.0	1500.0	90.0	1500.0	100.0	1520.0	80.0	1510.0	100.0	1500.0	11.0	1490.0
320.0	1520.0	282.0	1550.0	300.0	1540.0	350.0	1600.0	420.0	1560.0	401.0	1620.0	230.0	1520.0	210.0	1520.0	250.0	1560.0	430.0	1650.0	430.0	1690.0	260.0	1570.0	320.0	1520.0
464.0	1585.0	409.0	1570.0	400.0	1550.0	537.0	1650.0	509.0	1620.0	610.0	1690.0	290.0	1520.0	320.0	1580.0	400.0	1660.0	610.0	1790.0	444.0	1740.0	240.0	1590.0	464.0	1585.0
603.0	1645.0	620.0	1640.0	672.0	1660.0	692.0	1720.0	600.0	1650.0	660.0	1710.0	210.0	1530.0	450.0	1620.0	530.0	1670.0	690.0	1820.0	490.0	1760.0	480.0	1700.0	603.0	1645.0
1183.0	1865.0	1090.0	1800.0	1183.0	1865.0	1364.0	1880.0	1000.0	1750.0	780.0	1740.0	590.0	1740.0	870.0	1760.0	730.0	1710.0	720.0	1840.0	660.0	1810.0	680.0	1800.0	1183.0	1865.0
		1607.0	2000.0	1607.0	2000.0	1562.0	1910.0	1200.0	1815.0	1005.0	1800.0	250.0	1680.0	650.0	1750.0			1060.0	1940.0					1607.0	2000.0
C4 - SP2120		C4 - SP2620		C5 - SP 120		C5 - SP 520		C5 - SP1120		C5 - SP1620		C6 - SP 20		C6 - SP 520		C6 - SP 820		C6 - SP 120		C6 - SP 1620		C6 - SP 20			
TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS		
0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0
119.0	1530.0	126.0	1520.0	106.0	1510.0	141.0	1500.0	120.0	1510.0	111.0	1515.0	120.0	1500.0	110.0	1500.0	90.0	1500.0	100.0	1520.0	80.0	1510.0	100.0	1500.0	119.0	1530.0
370.0	1610.0	342.0	1580.0	441.0	1580.0	493.0	1595.0	470.0	1641.0	405.0	1625.0	430.0	1620.0	410.0	1620.0	450.0	1660.0	430.0	1690.0	260.0	1570.0	370.0	1610.0	430.0	1620.0
456.0	1630.0	470.0	1630.0	615.0	1641.0	682.0	1640.0	630.0	1710.0	601.0	1730.0	456.0	1630.0	470.0	1630.0	640.0	1670.0	640.0	1670.0	440.0	1720.0	430.0	1730.0	456.0	1630.0
591.0	1660.0	590.0	1660.0	808.0	1720.0	820.0	1700.0	700.0	1723.0	645.0	1761.0	591.0	1660.0	590.0	1660.0	808.0	1720.0	795.0	1730.0	808.0	1720.0	591.0	1660.0	591.0	1660.0
800.0	1730.0	795.0	1730.0	1165.0	1775.0	996.0	1790.0	822.0	1765.0	830.0	1840.0	800.0	1730.0	795.0	1730.0	1165.0	1775.0	996.0	1790.0	822.0	1765.0	830.0	1840.0	800.0	1730.0
940.0	1790.0					1196.0	1840.0	974.0	1835.0	880.0	1850.0	940.0	1790.0											940.0	1790.0
						1515.0	1950.0	1150.0	1870.0																
C5 - SP2120		C5 - SP2620		C5 - SP3120		C500- SP 320		C500- SP 720		C6 - SP 120		C7 - SP 20		C7 - SP 520		C7 - SP 820		C7 - SP 120		C7 - SP 1620		C7 - SP 20			
TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS	TIME	VRMS		
0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0	0.0	1480.0
80.0	1510.0	70.0	1510.0	90.0	1510.0	81.0	1500.0	60.0	1510.0	60.0	1510.0	80.0	1510.0	80.0	1510.0	60.0	1510.0	80.0	1510.0	80.0	1510.0	80.0	1510.0	80.0	1510.0
200.0	1620.0	219.0	1560.0	180.0	1540.0	343.0	1560.0	290.0	1580.0	310.0	1600.0	200.0	1620.0	219.0	1560.0	180.0	1540.0	270.0	1560.0	340.0	1590.0	340.0	1590.0	200.0	1620.0
440.0	1720.0	339.0	1660.0	270.0	1600.0	550.0	1635.0	440.0	1645.0	500.0	1650.0	440.0	1720.0	339.0	1660.0	270.0	1600.0	484.0	1730.0	430.0	1730.0	430.0	1730.0	440.0	1720.0
604.0	1790.0	430.0	1730.0	340.0	1660.0	802.0	1730.0	690.0	1720.0	750.0	1750.0	604.0	1790.0	430.0	1730.0	340.0	1660.0	604.0	1790.0	590.0	1670.0	590.0	1670.0	604.0	1790.0
800.0	1800.0	570.0	1790.0	524.0	1660.0	1405.0	1960.0					800.0	1800.0	570.0	1790.0	524.0	1660.0	1405.0	1960.0					800.0	1800.0
715.0	1820.0	725.0	1835.0	974.0	1955.0	1720.0	2000.0					715.0	1820.0	725.0	1835.0	974.0	1955.0	1720.0	2000.0					715.0	1820.0
C6 - SP 520		C6 - SP1820		C6 - SP1420																					

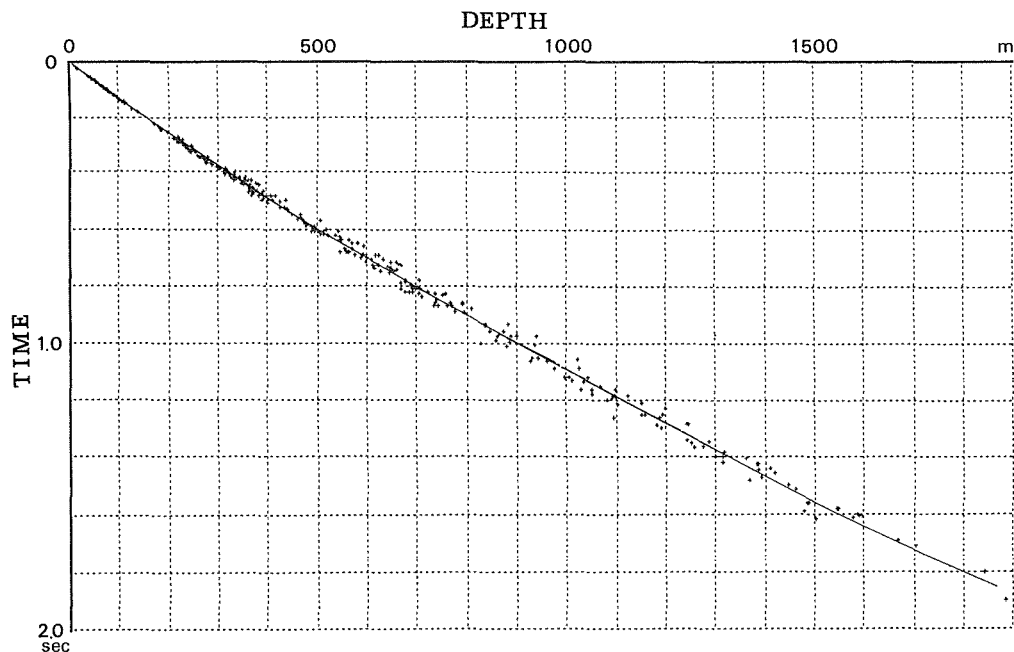


Figure 4. Correlation of velocity and depth

られない。おそらく音波に反応する地層の性質とも関わる事が予想され、これについては項を改めて考察したい。

1) T A層

最上部に占めるT A層は、水平に近い明瞭な音響的層理が認められる特徴のある層で、T B層以下の地層を傾斜不整合に覆っている。T A層基底はa層準で、これを追跡すると養老川河口南の姉崎沖で最も深く、700m以深となる。

T A層が比較的厚い湾の東京地域では、内部に著しい反射面が8層から9層確認できる。T A層が薄い湾の西部や南部地域でも3層から4層の反射面を数えることができる。反射面間の層は白っぽく抜ける傾向があり、おそらく未固結の砂や砂礫のような堆積物からなる可能性がある。また、白く抜ける部分は上方に向かって徐々に黒っぽくなる特徴があり、これは地層の中に一種のグレーディングが形成されている可能性を示唆する。強い反射面間の層厚は比較的一定しており、およそ70mから100mである。上述の音響的層相と合わせ考えると、周期的な堆積のサイクルをもつ地層群が、累重していることを推定させる。

2) T B層

T B層は湾の北東部、多摩川河口と小櫃川河口を結ぶ線により北側のみ分布する。南部ではa層準により削割され、T C層の上位にT A層が直接重なる関係にある。T B層基底のb層準は、上記のa層準などと比較すると明瞭な反射面とはいえ、可能性のある複数の反射面の中から、深層部調査(加藤, 1984a)の断面のW層準の深度に当たる、あるいはそれに近いものを選び出した。千葉港沖付近で最も深く、1,500m以深に達する。

T B層の層相は、反射面の強さと連続性でややT A層より劣るものの、比較的明瞭な音響的層理をもっている。反射面間の間隔はT A層の場合より一般に薄い、厚さが均等なりズミックな周期をみせている点はT A層に類似する。しかしグレーディングを示すような層相は認められない。このような音響的特徴から、

おそらく砂岩泥岩互層のような層相をなすことが推定される。なお、深層部調査で確認されていた、あたかも“三角州の前置層”を思わせる構造（加藤，1984a）も一部において認められた。

3) TC層

TC層の音響的層理は深部につれノイズが増しているためにさらに不明瞭で、基底部のc層準がかろうじて確認できるのは湾の南半部である。ここではTB層に類似する音響的層理面があって、ところにより緩やかな褶曲構造をみせている。深度1,000m以深では反射面もほとんど認められず、全面的に“霜降り”状のパターンとなるところをTD層とした。c層準は深層部調査の断面から類推した。

TC層の反射面もまたリズムミクな周期をもち、前述のTB層の音響的層理の特徴ともよく似ていて、やや不明瞭な点を除いては本質的な違いはほとんどみられない。このことは、TB、TC層が基本的には同じような層相をなし、同じような堆積環境のもとに堆積した。一連の地層群であることを暗示している。

なお、c層準の深度は横浜の本牧沖付近がもっとも浅く、深度600m程度であるが、北東に深くなり、小櫃川河口沖では1,200m以深となっている。これより北方では確認できない。

4) TD層

本牧沖のTC層の下位には、反射面をほとんどもたない“霜降り”状のパターンを示す部分があり、TD層として区分した。深層部調査では、エアガンによる音波探査でTD層に比較的明瞭な音響的な層理が認められていることから、スパーカーによる音波探査で深部に向かってエネルギーが減衰し、ノイズだけが残ったのではないかと考えられる。

(3) 各測線毎の断面図に描かれた特徴

各測線毎に、音響探査断面図に描かれた地質構造について記述する。東京湾の南西から北東にかけて7本、および横浜港から千葉港にかけて1本、計8本の調査測線が引かれているが、これらをC測線（C-1～C-8）、また、東京湾の北西から南東に引かれた5本の調査測線をD測線（D-1～D-5）と呼ぶことにする（第12図）。

1) C-1測線

C測線のうち最も西部にある。調査測線は隅田川河口沖から荒川河口沖にかけて走る。a層準は深度150mから200mにあり、南西方にやや深い。TA層はここでは特徴のない均質な層にみえ、むしろ、TB・TC層内部には断続的だが反射面が認められる。b層準、c層準はそれぞれ300m前後、1,000～1,200m付近にあるものとみている。発振点200（以下SP200と略）からSP250付近に、ノイズによるカーテン状の反射面不明瞭ゾーンがある。これを狭むTB層の音響的反射面が、境界部で下方にたわむ様子が認められる。反射面が下方にたわむ原因、すなわち音波速度が遅くなる原因については、次章で改めて考察する。

2) C-2測線

TA層基底のa層準は、深度250mから350mにある。測線の南半部では水平に近いが、北半部ではやや深くなる傾向がある。TA層内の反射面はノイズのため一般に不明瞭で、特に断面の上半部にその特徴がみられる。一方、下半部にはよく連続する反射面が現れている。TB層は北半部の4分の3程を占めて分布し、南ではTA層に不整合に削剝されている様子が認められる。b層準が尖滅する地点は、SP500付近にある。TB層の層相は、連続性にやや乏しい弱い反射面をもち、わずかに北方に深くなる構造を示す。TC層はTD層との境界（c層準）が南半部でかろうじて追跡でき、800mから1300mと北方に下がっていくが、北半部では確認できない。

この他、カーテン状のノイズゾーンは、やや幅広いものがSP1500とSP1600付近にある。またSP700付近に、

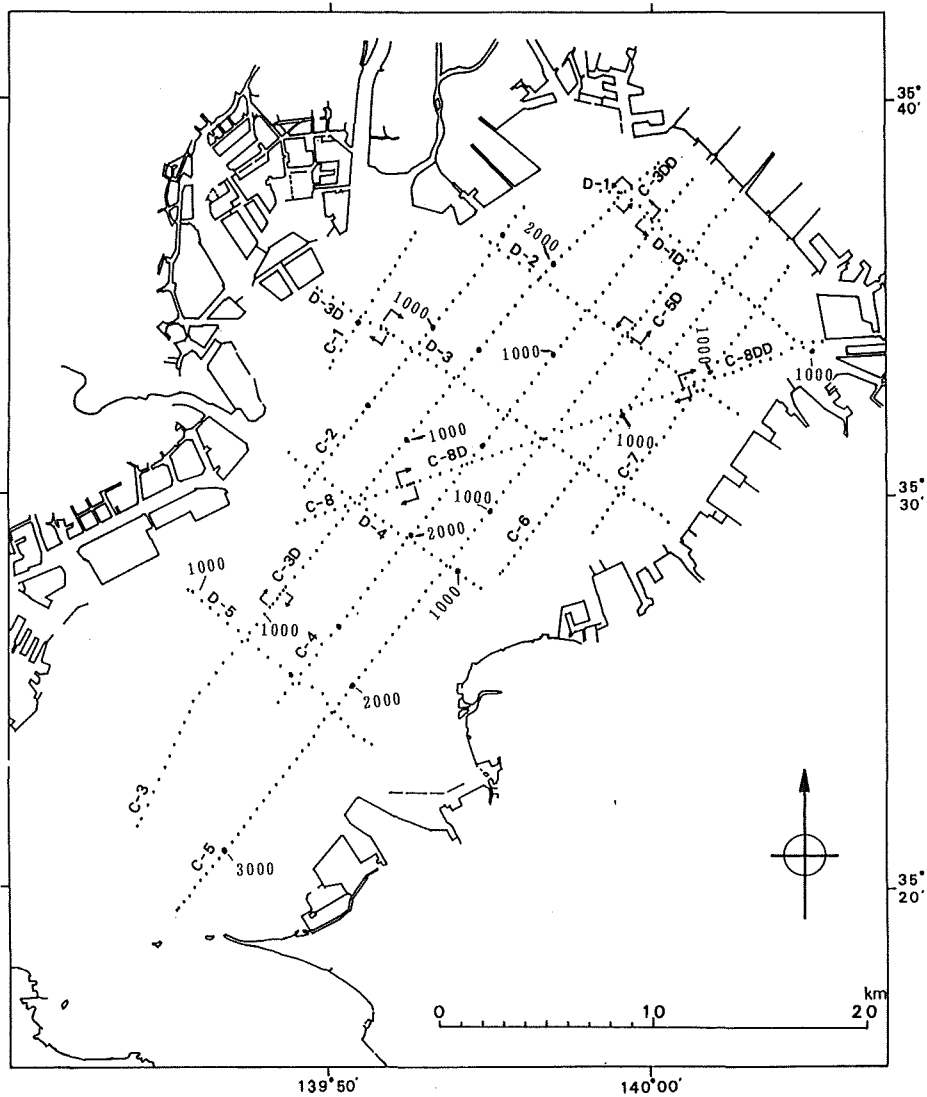


Figure 12. Shot point map

TC層内の層理を変位させているような構造が認められるが、断層かどうか確認できない。

3) C-3測線

この測線の南半部は、第1図に示すように、深層部の調査測線のA-1測線の南半部にほぼ一致している。北半部では若干のずれはあるが、近くを通っている。12重合断面図では、C-3、C-3D、C-3DDの3つの調査測線が接合されている。解釈図ではC-3①、②、③に示してある。TA層基底のa層準は南部で浅く本牧沖で深度100m、D-2・D-3測線との交点付近で最も深くなり、400mである。TA層の層相は、前測線と同様に、南西側では反射面はあまり明瞭ではない。しかし、C-3D測線SP900地点から北方では、連続性のよい強い反射面が数層準に現れてくる。多い部分では基底面も含め、6層準数えることができる。特にC-3DD測線SP250付近から南に、C-3D SP1600付近までは、a層準の直上がはっきりと連続して白く抜ける部分がある。つまり音響的に透明な層となっており、砂礫層のような層相を呈する可能性がある。TB層は

C-2測線と同様に、D-4測線との交点付近から北方にのみ分布し、これより南ではa層準により削剝されている。b層準は北方に次第に深く、D-1測線との交点付近では1100m程の深さに達する。TB層の層相は一般に薄く弱い反射面をリズムックに挟み、フリッシュ堆積物を思わせる。下位のTC層の層相もTB層に類似する。TC層は全線にわたり分布するが、著しい特徴を示すのは南部の本牧沖である。ここでは、中ノ瀬付近を中心とする緩やかな背斜構造が現れている。

カーテン状のノイズゾーンは、C-3 SP900, C-3D SP100, 同SP1250~SP1450, 同SP2050~SP2300, C-3DD SP200付近などにある。

4) C-4測線

解釈図ではC-4①, ②に示してある。a層準はD-4測線との交点からD-2測線との交点までの、湾のほぼ中央部が最も深く、深度500mから550mのところにある。SP2400からSP1700付近ではTA層の特徴がよく現れており、よく連続する明瞭な反射面が少なくとも7層は確認できる。またC-3測線に認められたような、反射面の直上が白く“透明”になる特徴もみられ、特にa層準の直上で著しい。TB層はC-8測線との交点より北部の地域に分布する。TB層の音響的層相は、他の測線と同相にやや連続性には乏しいが、薄い反射面を互層状に挟むフリッシュ堆積物状の層相を示す。TB層基底のb層準は北方に次第に深くなり、最北部のD-1測線との交点付近では深度1100m付近にある。湾の南部ではTA層は直接TC層に重なるが、TC層の層相はTB層とほとんど等しく、明瞭な区別はできない。c層準の深度は南西から北東に向かって深くなり、600mから1300mまでは追跡した。

カーテン状のノイズゾーンは、C-4 SP2450以南, SP1700~SP1500, SP1200, SP200, SP1100~900, SP600, SP500, SP400~SP250, SP200~SP50付近にあるほか、幅の狭いゾーンが多数認められる。

5) C-5測線

この測線は深層部調査の際のA-2測線に近いルートを走っており、離れた部分でも2 km程度である。12重合断面図では、C-5およびC-5Dの2本の調査測線を接合して図示されている。解釈図では、C-5①, ②, ③, ④に示してある。a層準は南端部の富津岬沖で浅く深度100m、最も深いのはC-5 SP1000付近で、深度600mである。深い部分ではTA層の層相の特徴がよく現れており、著しい反射面が7~8層数えられる。南端部SP3100付近では反射面が乱れる部分があり、浅いトラフ状の凹地構造がみられる。これはさらに上位の地層がTA層を不整合により削剝しているとも読めるが、不明瞭で実態は定かではない。TB層については、SP1500以北に楔型に分布する。b層準は北端部が最も深く、深度1100m程にある。TC層の中では、測線の南半部、中ノ瀬付近において緩やかな向斜構造と背斜構造が認められる。背斜構造はC-3測線に認められたものに連続する可能性が強い。なお、TD層の層相はTC層に比較して反射面が弱い、という程度で、著しい差は認められない。

カーテン状のノイズゾーンは、C-5 SP1800~SP1700, SP950, SP850~750, SP450, SP200およびC-5 D SP600付近にあるほか、幅の狭いゾーンは多数認められる。

6) C-6測線

解釈図ではC-6①, ②に示してある。a層準はD-3測線との交点付近が最も深く、深度650mである。明瞭な反射面が8~9層は確認できる。TB層の厚さの分布はTA層とは若干異なって北方に偏る様子が見られ、b層準が最も深くなるのはD-2測線との交点の北、C-6 SP600付近である。この付近では、TC層内の反射面も下方にたわむ、弱い向斜構造が認められる。

カーテン状のノイズゾーンは、C-6 SP1600, SP1400, SP1000~800, SP200付近に、顕著なものが認め

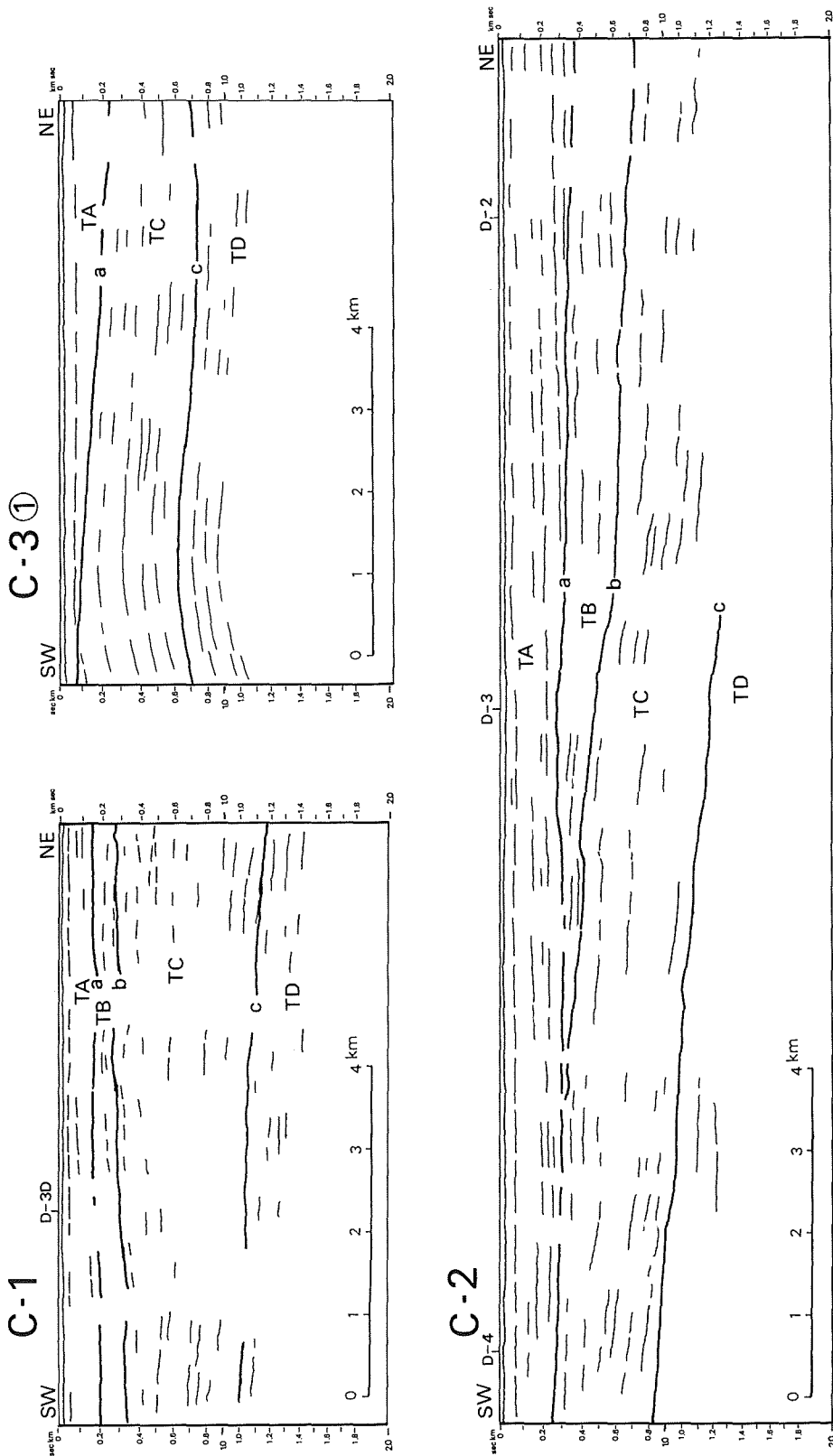


Figure 13. Geological section (1) C-1, C-2, C-3-①

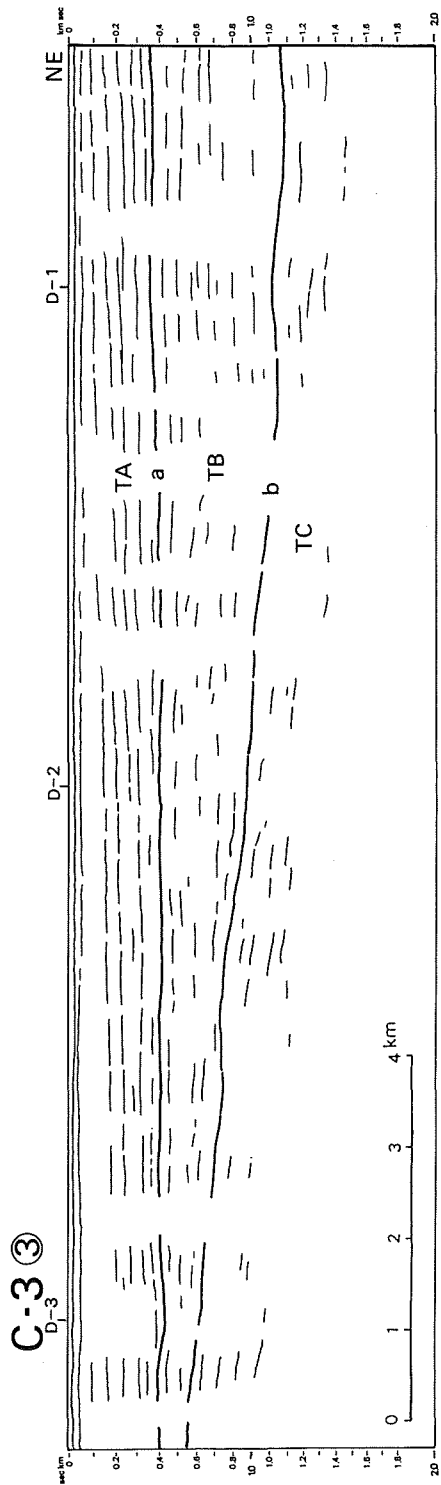
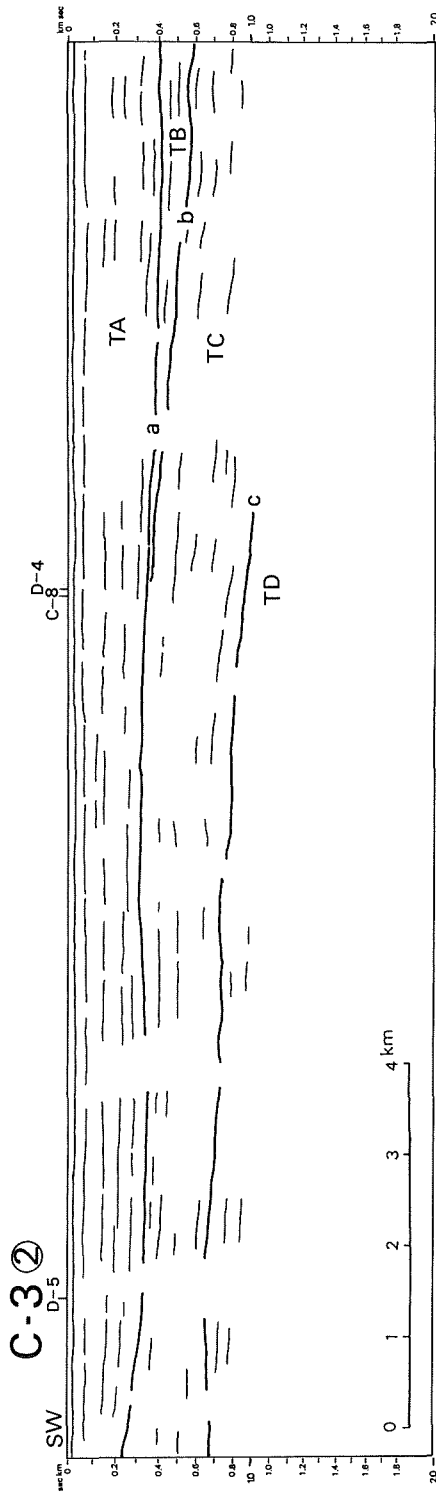


Figure 14. Geological section (2) C-3-2, C-3-3

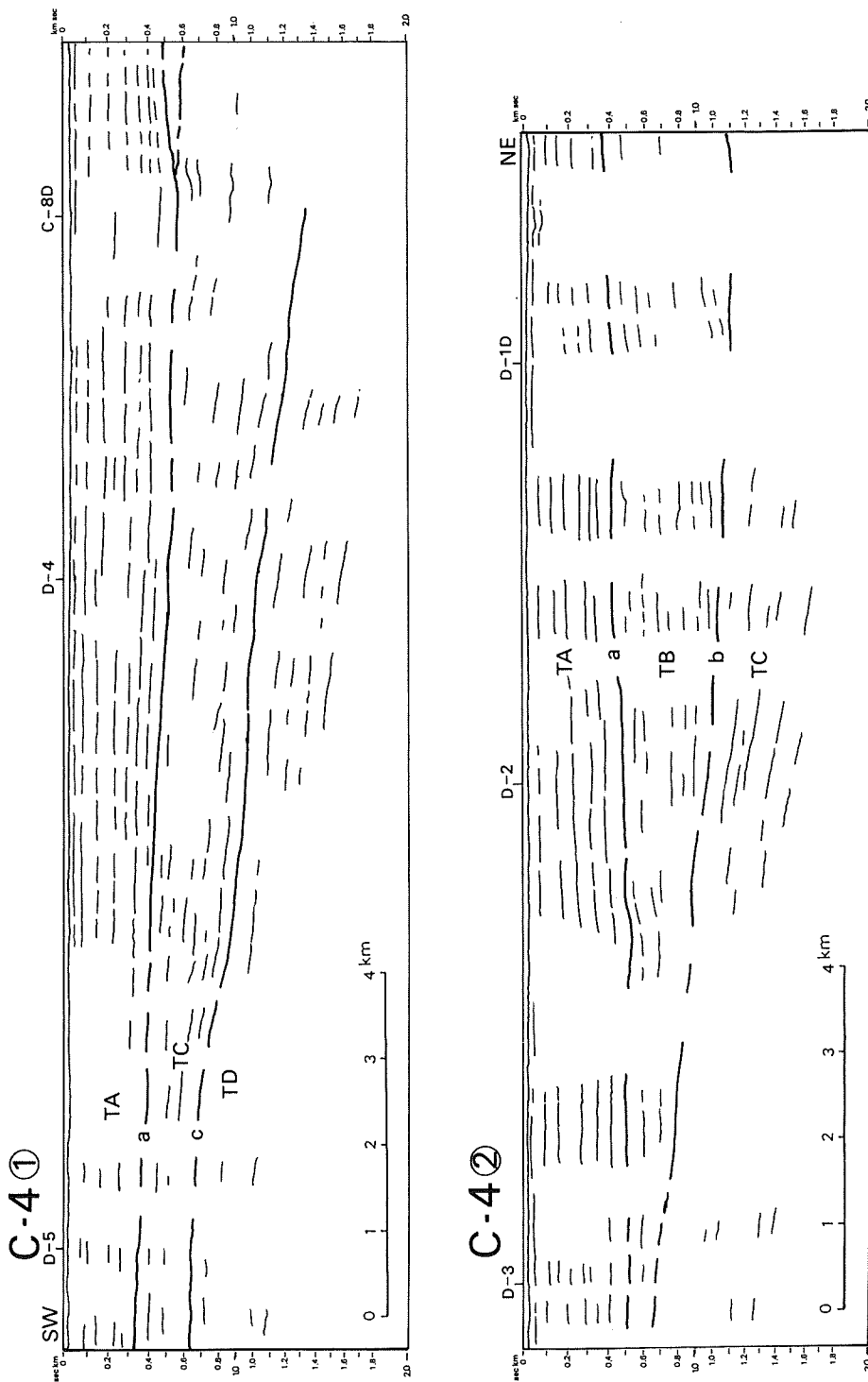


Figure 15. Geological section (3) C-4-①, C-4-②

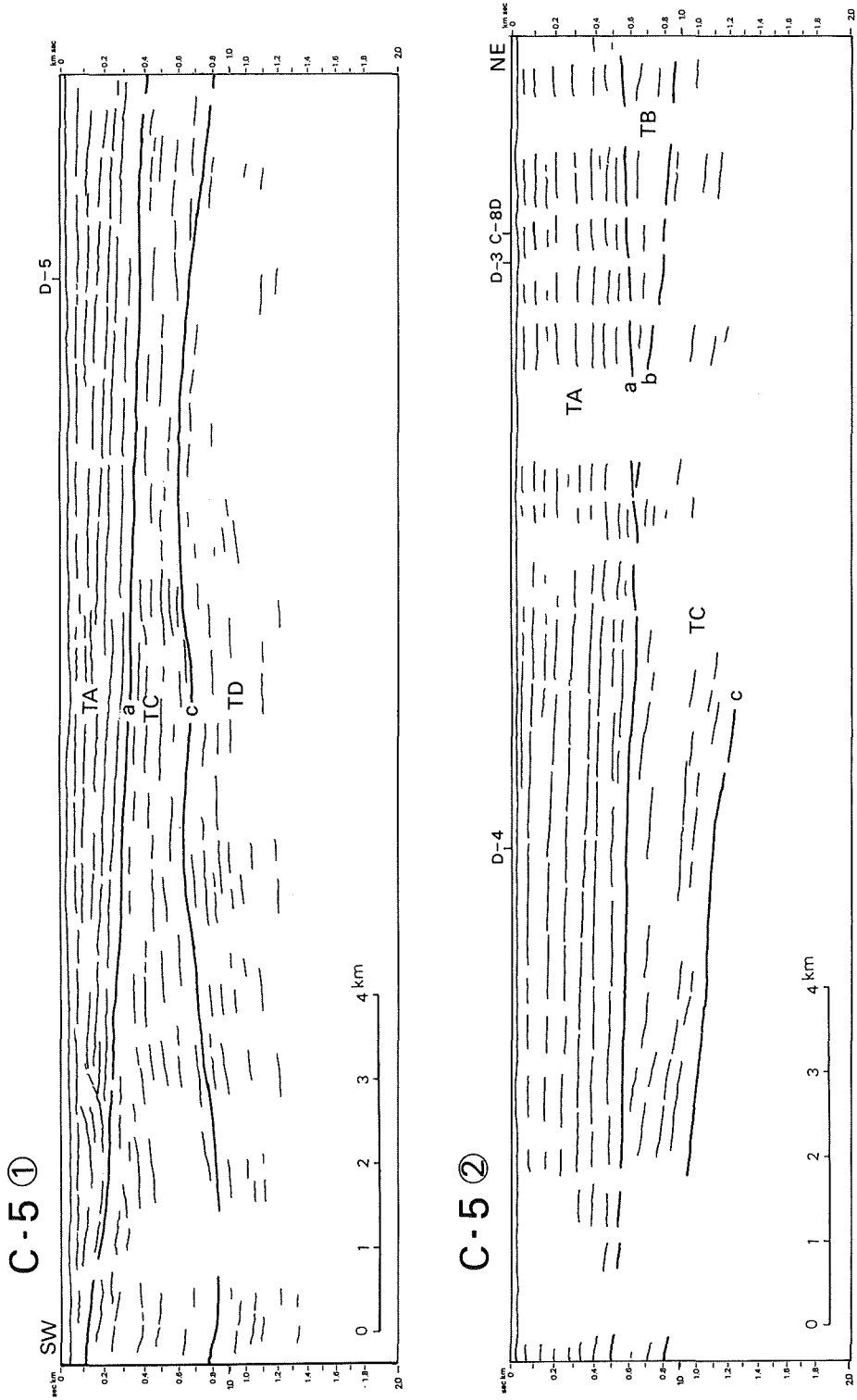


Figure 16. Geological section (4) C-5-①, C-5-②

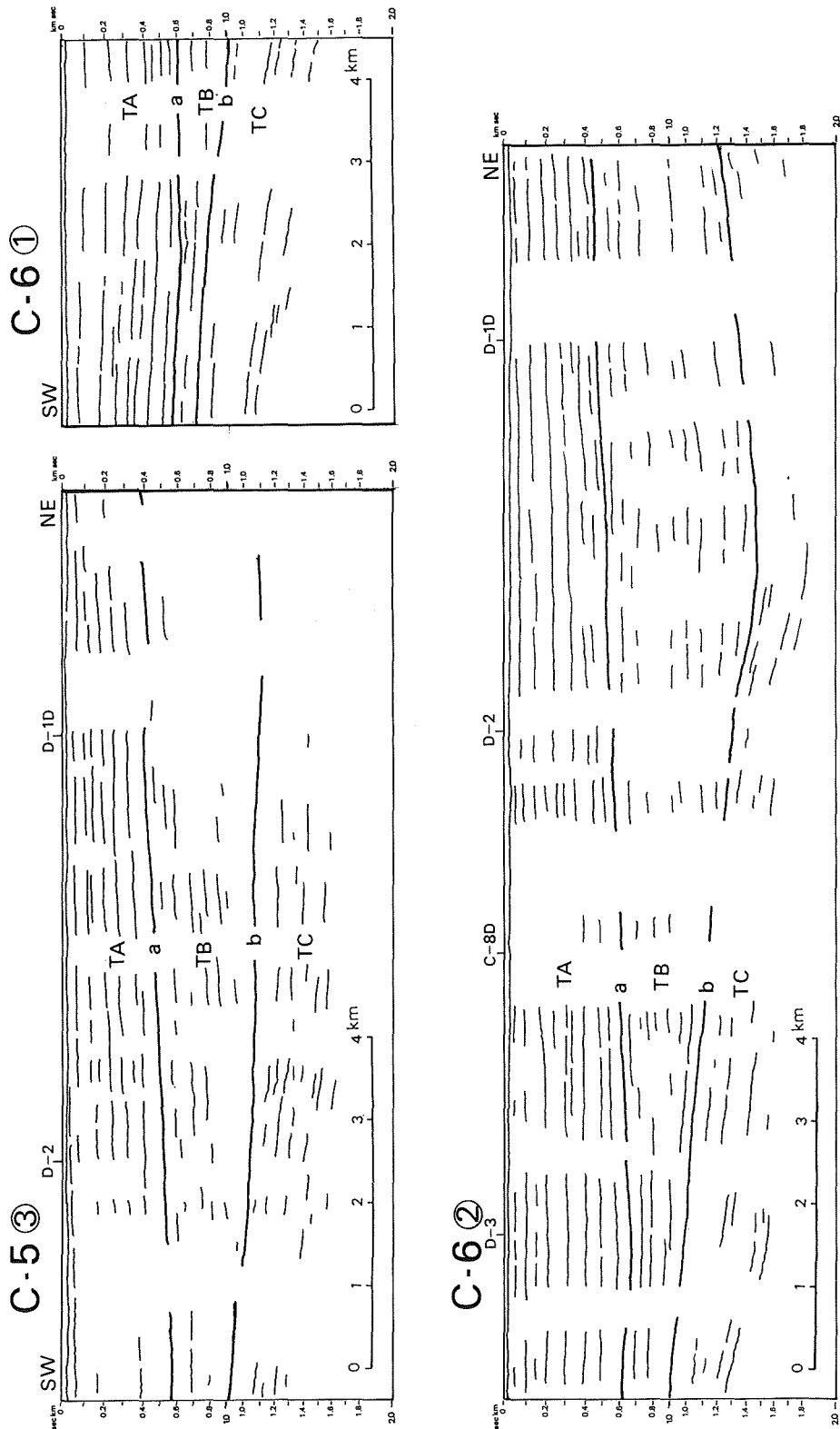


Figure 17. Geological section (5) C-5-③, C-6-①, C-6-②

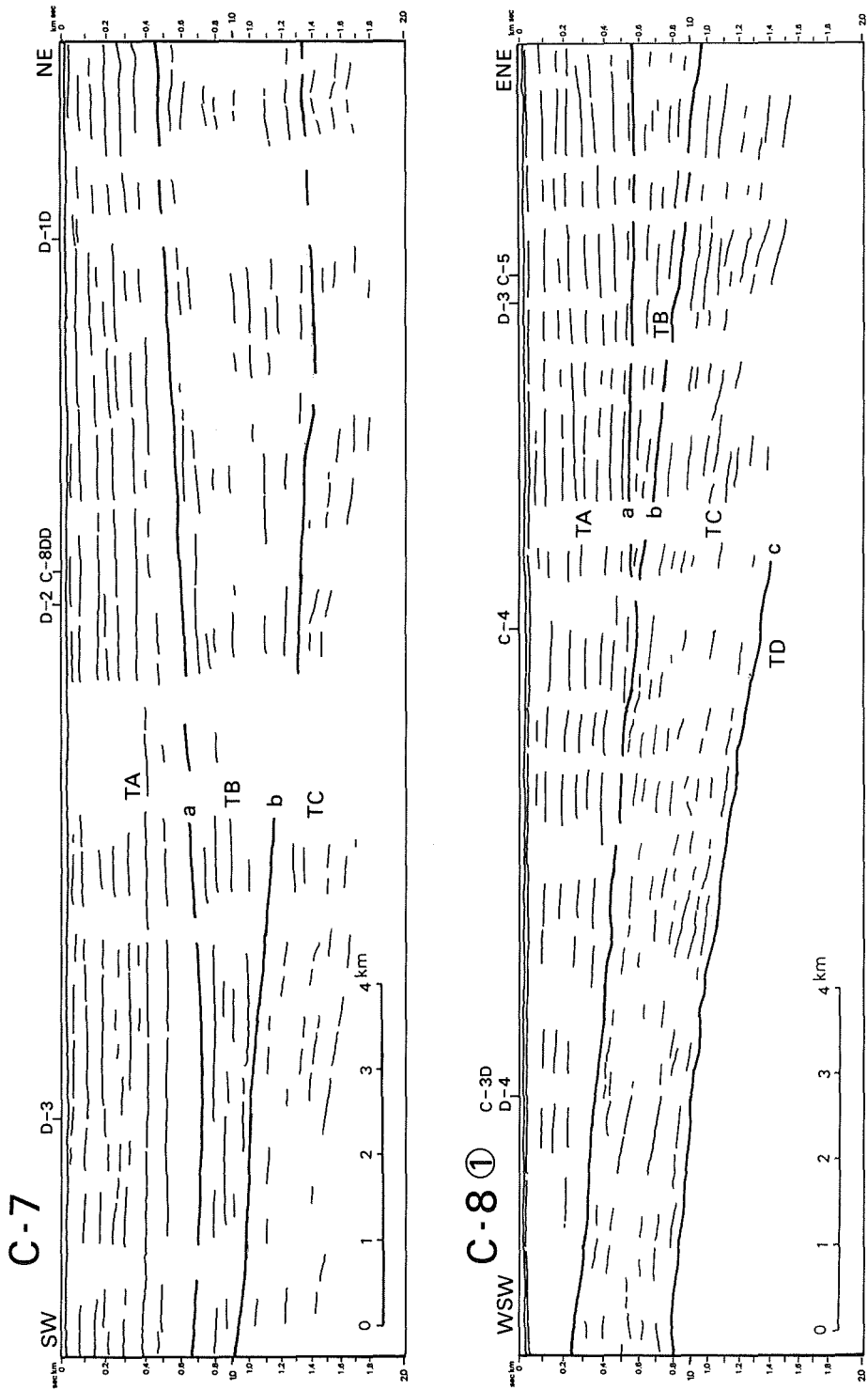


Figure 18. Geological section (6) C-7, C-8-①

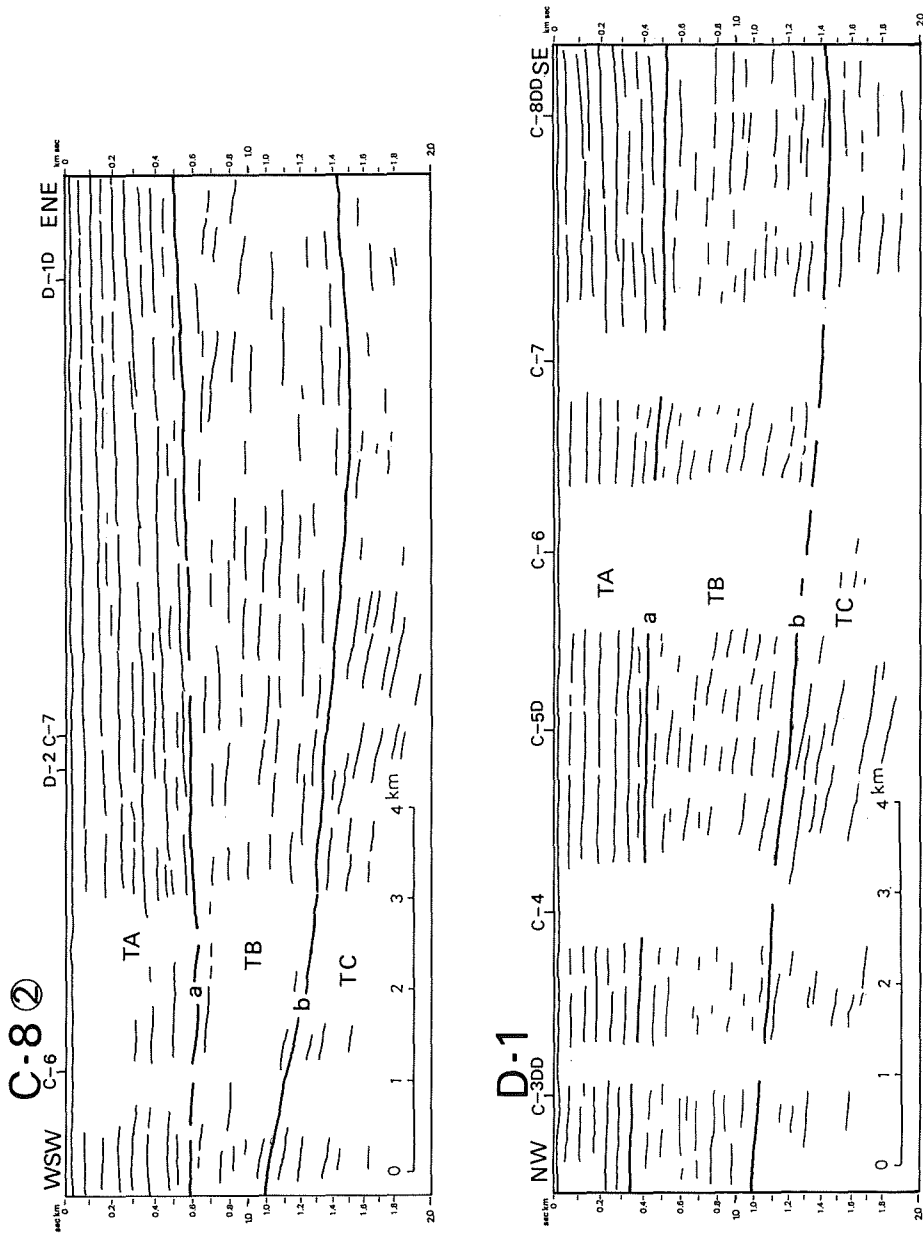


Figure 19. Geological section (7) C-8-2, D-1

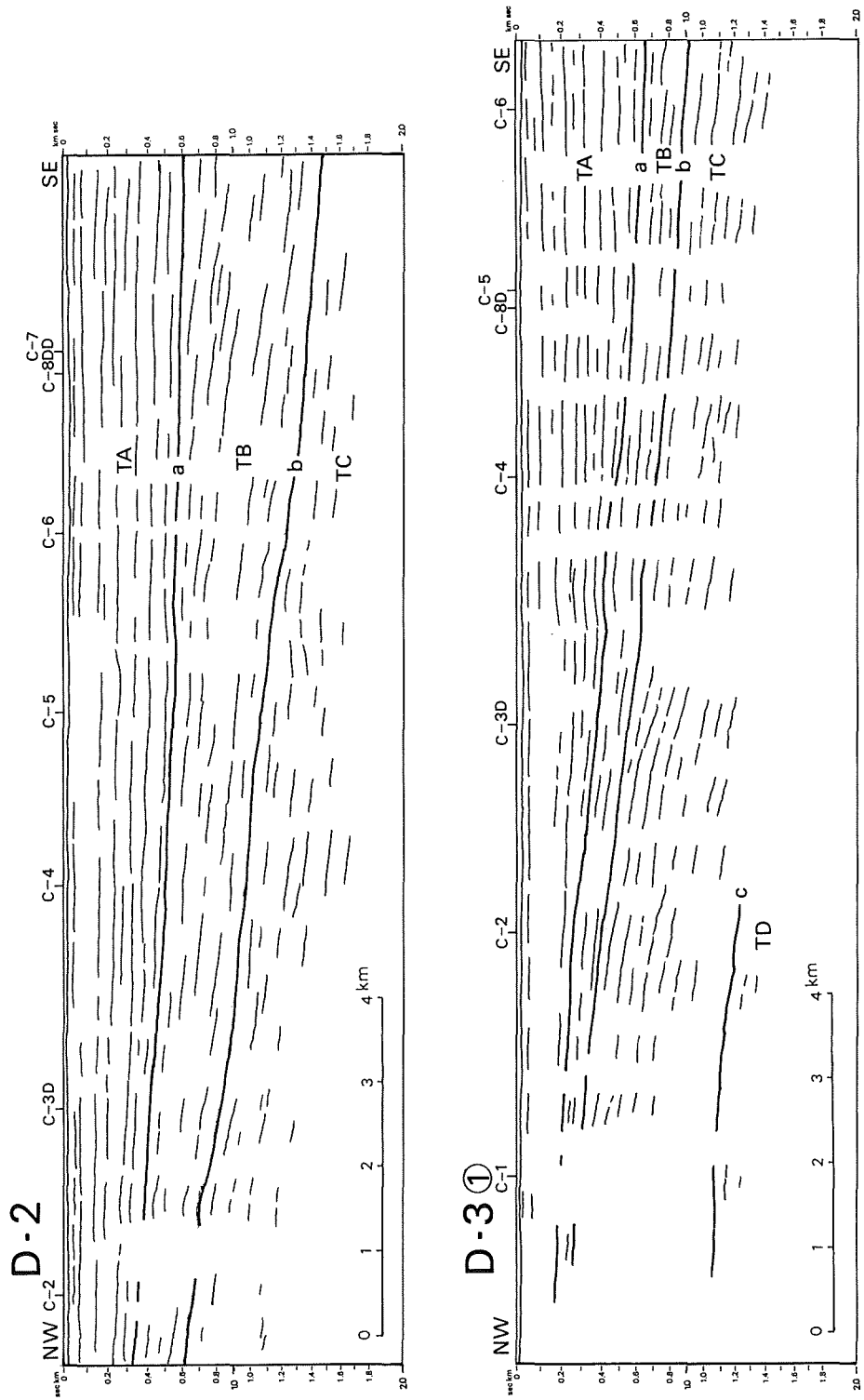


Figure 20. Geological section (8) D-2,D-3-①

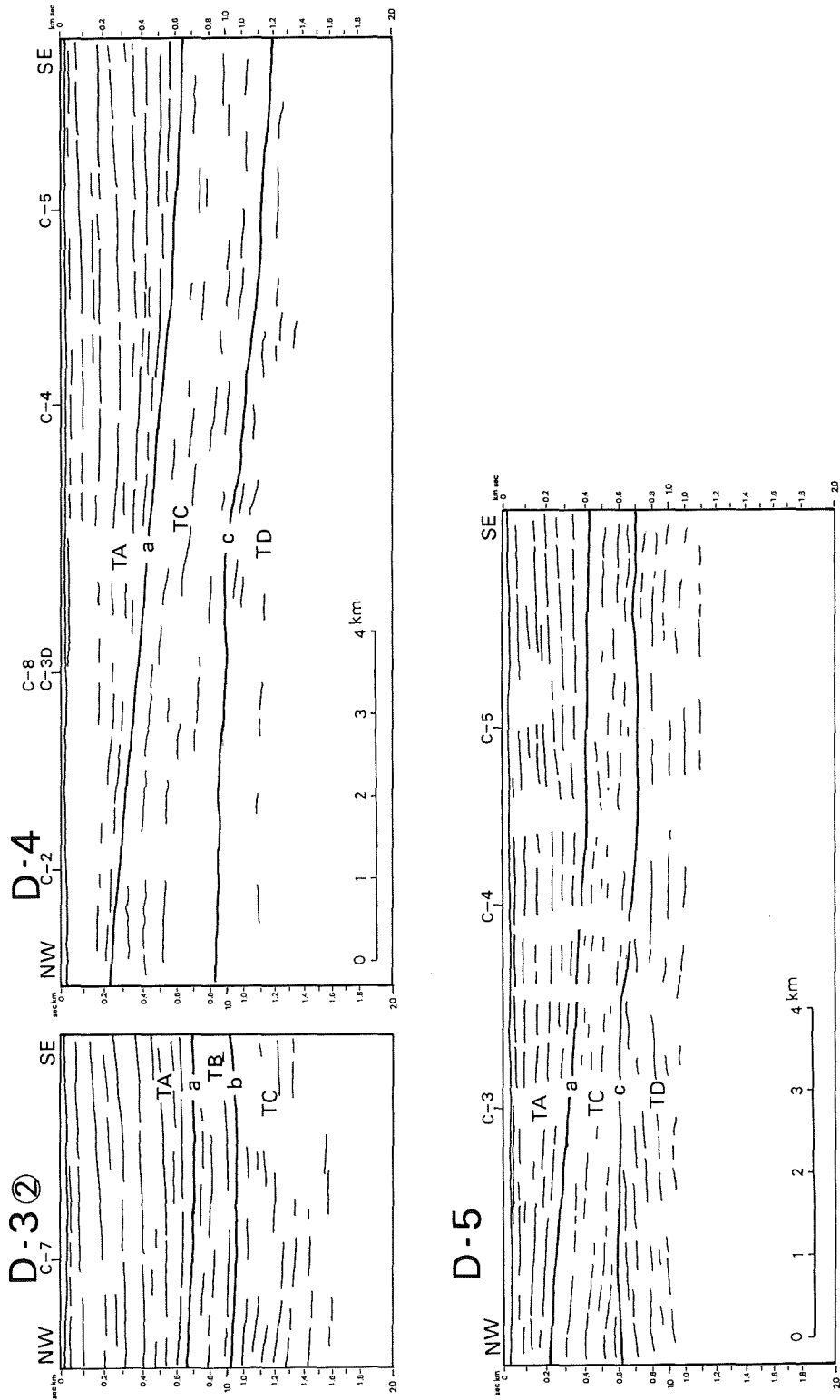


Figure 21. Geological section (9) D-3-②, D-4, D-5

られる。

7) C-7測線

C測線の中では最も東側にある。姉崎沖から千葉港沖にかけて走っている。a層準はC-6測線と同様にD-3測線との交点付近が最も深く、深度は700m以深に達する。明瞭な反射面が8ないし9層は確認できる。下位から4層目の著しい反射面の直上が白く抜けている部分があるが、砂礫層の存在を暗示する。b層準が最も深いのはD-1D測線との交点付近で、深度1400m程度である。C-6測線と同様、TB層の分布はTA層と比較して北方に偏っている。

カーテン状のノイズゾーンは、C-7 SP600~800付近に、顕著なものが認められる。

8) C-8測線

他のC測線およびD測線とは異なり、これらと交わるように設定された測線で、多摩川河口沖から千葉港沖まで、西南西-東北東方向に走っている。12重合断面図では、C-8、C-8D、C-8DDの3つの調査測線が接合されている。また、解釈図ではC-8①、②に示してある。a層準は深度250mから600mにあり、一般に南西側が浅い。最も深いのはC-5~C-7測線との交点付近である。見かけの上ではほとんど水平な構造だが、これは堆積盆地の延びの方向に測線があるためである。深い部分ではTA層の層相の特徴がよく現れており、連続する反射層は8層は確認できる。TB層はC-4測線との交点より東方に分布する。b層準は東部では深度1400mに達する。

ノイズゾーンは、南西部に著しいものがあるが、C-8D SP1050~1300付近にも幅広いものがある。その他、幅のせまいものも多い。

9) D-1測線

D測線のうち最も北側にある。船橋沖から千葉港沖まで北西から南東に向かって走る。12重合断面図では、D-1、D-1Dの2つの調査測線が接合されている。解釈図ではD-1に示してある。5本のD測線の中では一般的な地層の深度は比較的深い方にあり、TA層基底のa層準は300mから500mにある。南東部ほど深い。b層準は南東端付近が最も深く、1400m以深に達する。

カーテン状のノイズゾーンは、D-1 SP150、D-1D SP100、SP400~550、SP750付近に認められる。

10) D-2測線

この測線のルートは、深層部調査のB-1測線にほぼ一致する。解釈図ではD-2に示してある。a層準の深度は300mから600mにあり、東方に深い。b層準はa層準より傾きが大きく、深度600mから1500mにあって東に下がっている。TB層の内部の堆積構造をみると、a層準に斜交するような音響的層理のパターンが見られ、特に東部に著しい。深層部調査でも同じルートを走るB-1測線に同様の構造が現れていて、これについては、あたかも三角州の前置層のように、と記述されている。ただしこれが三角州の前置層であるかどうかは今回の調査では判断できない。

ノイズゾーンは西半部に認められるが、TA層の上部のみが不明瞭になる部分が多い。

11) D-3測線

このルートは深層部調査のB-2測線にほぼ一致する。12重合断面図では、D-3D、D-3の2つの調査測線が接合されている。解釈図ではD-3①、②に示してある。a層準の深度は300mから700mにあり、他のD測線同様に東方に深くなるが、最東端ではやや逆向きに上がる傾向が見られる。この傾向はTA層全体の反射面の構造に認められる。後述のように房総半島の地質の一般的な構造は北西方に傾いており、この影響が現れているものとみてよい。TB層はこの測線では全体的に薄くなっている。各C測線に描かれた構造が

らもわかるように、T B層は東京湾の南部ではT A層堆積前に削剝されているためである。

T A層の上部が不明瞭になるノイズゾーンは、前測線同様にD-3 SP1050付近から西方に現れている。この影響で、SP1050付近のT A層の内部の反射面が、下方に向かってたわむ見かけの構造が現れている。あたかも断層か撓曲構造のように見えるが、そのようなものではないと考えている。

11) D-4測線

この測線のルートは、深層部調査のB-3測線にわずかな距離をおいて平行して走るが、ほぼ一致しているとみてよい。解釈図はD-4に示してある。a層準の深度は200mから650mにあり、他のD測線同様に東方に低くなる。しかし、T A層の内部の層理は水平か西に傾く傾向が見られる。T A層の下位にはT B層を欠き、直接T C層が接している。

T A層の上部が不明瞭になるノイズゾーンは、やはりD-4 SP550付近から西方に現れている。

12) D-5測線

D測線のうち最も南部にあって、深層部調査のB-4測線にほとんど一致している。解釈図ではD-5に示してある。a層準は深度200mから400mにあり、C-5測線との交点付近から東部はほぼ水平な構造を示すが、T A層の内部の層理は西向きに低下する傾向がある。T A層の下位にはT B層を欠いてT C層が横たわる。c層準の構造は緩やかなうねりの構造をもち、ところにより、a層準とは逆の西に傾く構造を示す。

(4) 各層準の等深線図

T A, T B, T Cの各層の基底面であるa, b, cの各層準について、等深線図を描いた(第22図~第24図)。これらの図に特徴について、若干の考察をしたい。

1) a層準

この層準は調査地域全域にわたり追跡できるために、かなり精度の高い図が得られている。ほぼ現在の東京湾の伸びの方向に当たる北東-南西方向に走る等深線をもち、細長い楕円の概形を示している。北西の東京湾付近の深度150mから徐々に南東に低下して、姉崎沖の深度700mの盆地の中心に至る。この構造は深層部の調査でもおおよそ推定されていたが、盆地の中心でこれが確認されたのは初めてである。なお、この構造はかつて楡井ほか(1976)により描かれた東京湾地下の構造(後に東京湾不整合とされた。楡井, 1981)とも、よく似ている。

このほか、南端部において僅かに盛り上がった構造が認められる。これは下位層、特にT C層の構造とも関わる可能性があるため、詳しくは後述する。

2) b層準

T B層は、多摩川河口沖から小櫃川河口沖を結んだ北方にのみ分布するため、b層準の構造が描ける範囲は東京湾北部のみである。ほぼ南北に走る等深線をもち、西から東に次第に低下して、千葉港沖が最も深く、1500mに達する。

なおb層準は加藤(1984a)のW層準に相当するが、加藤はT A層とT C層の境界層準もW層準に含めて図を描いている。これに対し、ここではT B層はa層準により削剝されているとの層位学的方法を優先させたため、湾の南部では描かれていない。

3) c層準

湾の南部の中ノ瀬付近が浅く、600m以浅となりここに背斜構造状の膨らみがある上に、富津岬沖では東西方向に延びる向斜構造状の凹部も認められる。この向斜構造は加藤(1984a)によっても指摘されているが、西方陸域の上総層群中にみられる富岡向斜(伊田ほか, 1961:三梨・菊地, 1982)に連続する可能性が高い。

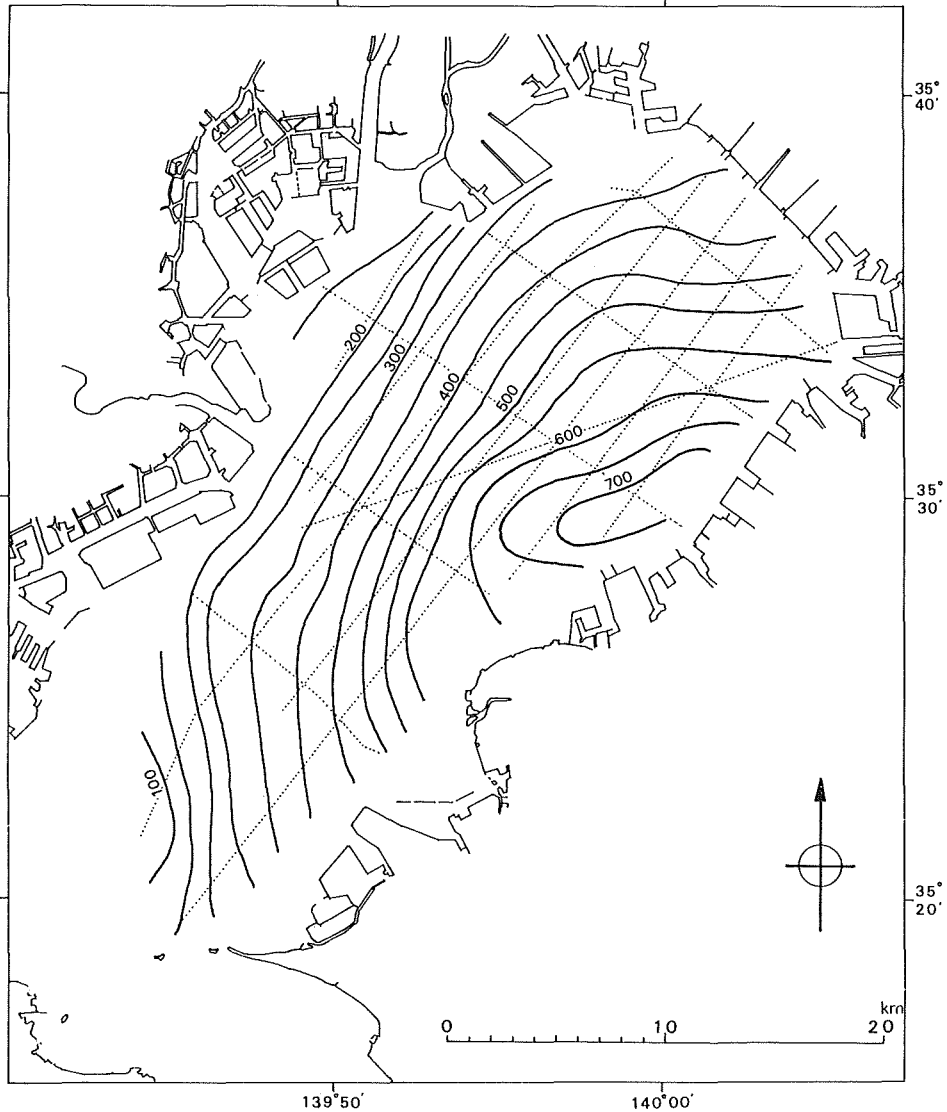


Figure 22. Depth of horizon a

この向斜の北翼の傾きは、およそ100/1000である。一方、中ノ瀬付近に確認される背斜構造は、西方の横浜地域、特に延長部に当たる本牧台地付近には該当する構造は見あたらない。広がり東京湾底のみに限られるものようで、明瞭な背斜軸を持たないドーム状構造をなす可能性がある。

5. 考 察

東京湾浅層部の反射法音波探査による重合断面図について、以上のような観察結果が得られたが、これに基づき若干の考察を加えておきたい。

(1) 地層の対比

東京湾を挟む東方の房総半島や西方の多摩丘陵など、陸域に分布する諸層との対比については、すでに加藤(1984)の考察がある。浅層部に関わるこの地層区分と陸域の地層との対比を要約すれば、TA層は下総

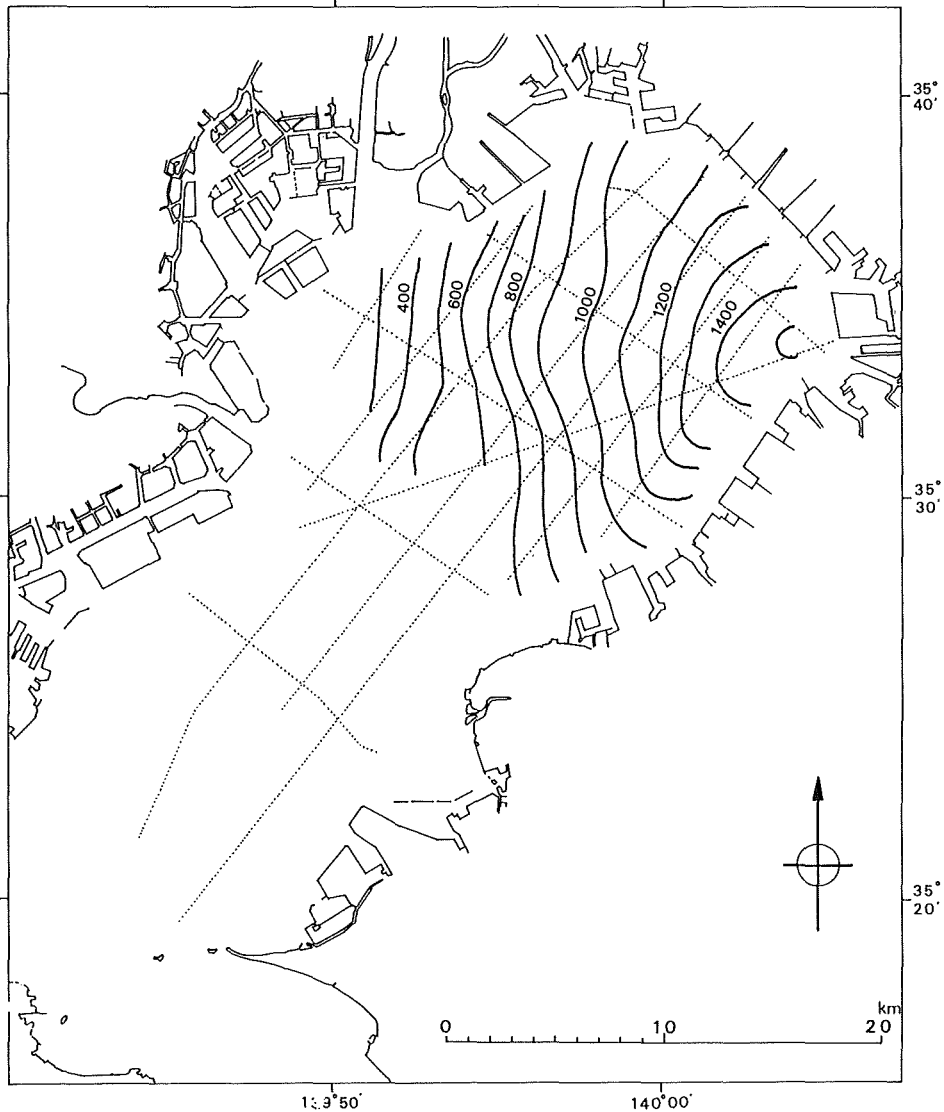


Figure 23. Depth of horizon b

層群に、TB層は上総層群上部（更新統）に、TC層は上総層群下部（鮮新統）に、またTD層は三浦層群に対比されていた。この対比では、陸域の地質層序に関するその後の研究の若干の進展を考慮する余地にあるものの、筆者らの考察でもこの結論と基本的に変わることはなかった。とりわけ、今回の調査でTA層基底のa層準が下位層を削剥している様子が明瞭に現れたことは、陸域の地質構造との対比の上でさらに明確な資料を加えることとなった。すなわち楡井（1981）は房総半島上総層群の市宿砂層の基底にある不整合（東京湾不整合）が、東京湾西岸では大田代層まで削剥し、東京湾北部から半島の中央部まで広く追跡できること、不整合を境に堆積の環境も変化することなどから、この境をもって上総層群と下総層群の境界とすることを提案したが、この不整合が東京湾底にも広く追跡できる構造であることが明確となり、その層位学的、構造地質学的な意義が高められた、といえる。

またTB層とTC層については、今回の調査では明確にその層相上の特徴を区別することはできず、また

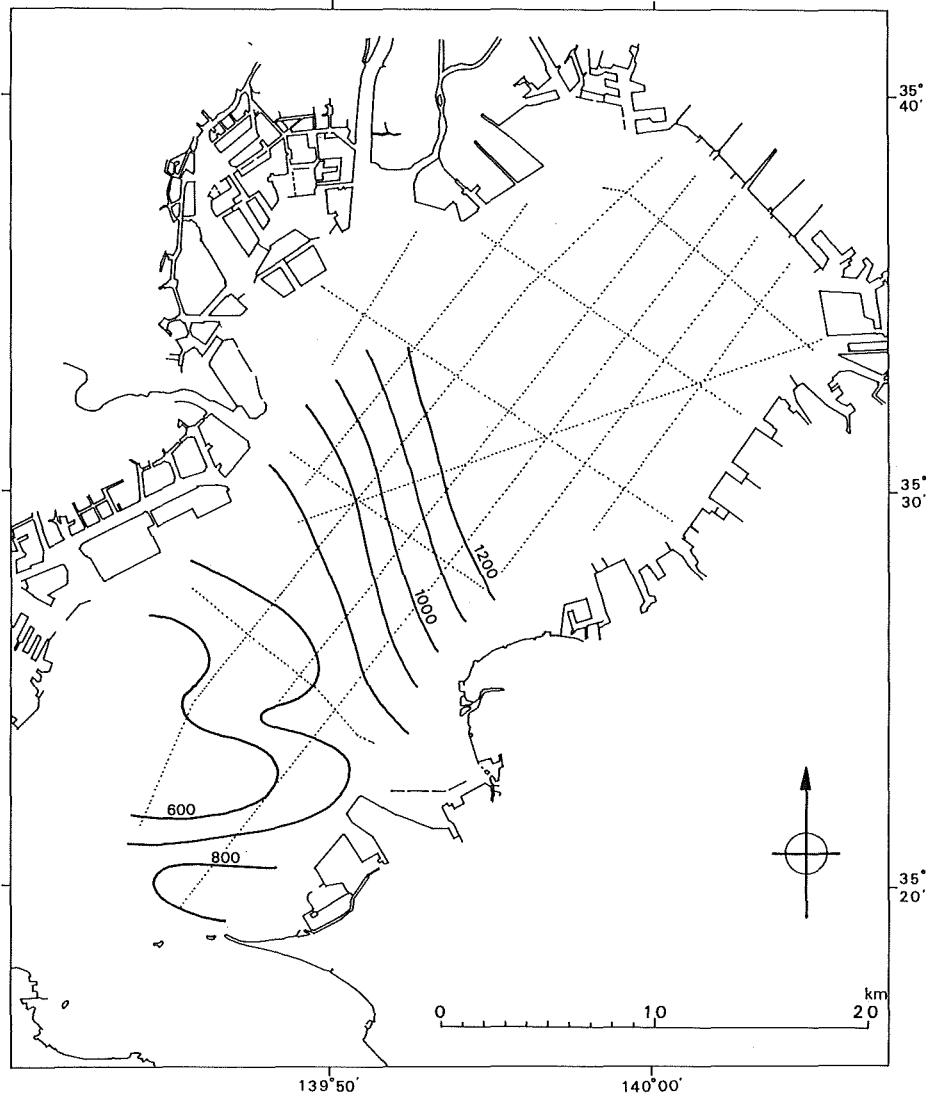


Figure 24. Depth of horizon c

明瞭な反射面をとらえるには至らなかった。これはこの深度の反射面をとらえるにはやや深すぎたとか、音波の性質に違いがあった、ということも指摘できようが、それにも増して両層の音響に反応する性質に大きな差がなかったことを表しているのではないかと考えている。すなわち、仮に両層が陸域での上総層群に相当するものであるならば、フレッシュ性の互層からなる上総層群の層相上の区別は極めて微妙だと思われるからである。しかしながら、深層部の音波断面図では、両層の音響的な層相は明瞭に区別できることも事実である。おそらく、音波エネルギーの大きな深層部の深査の際には、上総層群の中でも砂岩優勢の互層を主とする梅ヶ瀬層以上の地層と、泥岩優勢の互層を主とする大田代層以下の地層との層相上の違い（三梨ほか、1962）を、音波が忠実に読み取ったものなのであろう。

同様に三浦層群に対比しうるTD層の音響的な層相は、今回の調査ではTC層とも区別が困難であった。TC層基底のc層準の認定は前述のように深層部の探査結果を参考にしており、これに基づいて作成したも

のである。従って、厳密にはc層準はTC層の基底面、すなわち黒滝不整合を追跡したものとはいえない。しかし、反射面の構造は上位の構造とは独立して別のパターンを見せていること、また深層部の探査でも類似の構造が得られていることなどから、少なくとも、パターンとしては認め得る構造であろう。深度については多少問題が残されている。

(2) TA層の音響的層相と下総層群

前述のようにTA層は下総層群に対比されるが、音波探査断面図に描かれた8層から9層もある明瞭な反射面は地質学的には何を意味するのであろうか。しかもこの反射面に挟まれた部分は白っぽく、音響的に透明となっていることが多い。また湾の西部や南部でa層準が浅くなっている、いいかえればTA層が薄くなっている地域では、反射面はa層準に向かってオンラップの関係にあり、下位の層から1枚ずつ欠けていくようにみえる。この構造もTA層の反射面の性質を考える上での参考になろう。

ところで、下総層群の堆積時代は中期更新世に当たり、年代は70万年前から10万年前で、層相は一般に礫・砂・泥などの未固結の地層からなり、中でも泥質層はやや固結して泥岩層となっている程度である。そしてこれらが軽微な不整合を挟みつつ、上位へと累重している地層群である。房総半島の下総層群は北西方向に緩やかに傾斜し、東京湾の地下に埋没してゆくが、東京湾東岸の地下のボーリングの資料によっても、層相の特徴はあまり変わらないらしい(Kikuchi, 1976)。一般に音波の反射は泥岩など緻密な層で明瞭となるため、音波断面図にみられる連続性のよい反射層は、地下の下総層群中の泥岩層の存在を暗示する。また、陸上の下総層群は、東京湾不整合から上位に当たるという対比と区分(楡井, 1981; 菊地ほか, 1988)に従えば、半島の西部では下位から市宿・長浜・佐貫・万田野・笠森・金剛地・地藏堂・藪・上泉・清川・上岩橋・木下・姉崎の諸層に区分される(東部では市宿・長浜・佐貫層はほぼ柿ノ木台層に相当)。これらの地層のうち上半部の金剛地層から木下層までの7累層は、それぞれが間氷期の高海面期の海進に伴う堆積サイクルからなる。つまり「低海面期の河成の砂礫層—湖沼成あるいは潟成の泥層—比較的厚い海進期の浅海成の砂層—海退期の潟成の泥層」を1サイクルとする、氷河性海面変動に制約された地層である(菊地, 1974ほか)。最後の泥層は削剥されていることもある。1堆積サイクルは一般に下位層とは不整合で境され、厚さは40mから100m程度である。また市宿・長浜層と万田野層は砂礫層からなり、砂礫層を堆積サイクルの始まりとみれば、これも2つのサイクルからなるとみなせる。全層厚は房総半島では、およそ500mと見積られている。なお、最上部の姉崎層は東京湾の周辺にのみ分布が確認されている局所的な陥没による地層という考え(菊地, 1981)があり、東京湾底ではどのような存在となっているかは不明である。以上の各累層が順次上位に累積するのが房総半島の特徴である。何れにしても、下総層群は全体として8~9層の堆積サイクルからなっている訳で、地下の8~9層の反射面とその周期が、下総層群の各累層とその重なりを反映したものとみて疑いない。1堆積サイクルの厚さが100m前後、あるいはそれ以下というものも、断面図から推定されたサイクルと合致する。8ないし9層という数も下総層群の累層の数と矛盾しない。TA層の厚さも堆積盆地の中央では700mに達するとみられるが、盆地の縁辺では薄くなることを考慮すれば、ここにも矛盾はない。

(3) 中ノ瀬付近のドーム状構造

前章に述べたようにTC層には背斜構造が現れているが、西方の本牧台地付近には明瞭な構造はなく、わずかに南西に傾く程度である。むしろ、本牧台地のさらに西方には、星川ドーム(三梨・菊地, 1982)の存在が知られており、同様の構造が東京湾の地下にも存在することが予想される。この構造は上位のa層準にも影響を与えている可能性があり、ここにもわずかな膨らみが認められたが、構造運動として隆起運動が継続しているということかも知れない。仮にこのような運動が現在まで継続し、湾底の地形にまで影響を与え

ているとすれば、中ノ瀬堆はまさにこのドーム構造——これを中ノ瀬ドームと呼称する——が反映したものとはいえないであろうか。東京湾西部の横浜には星川ドームがあることは述べたが、東京湾の東、富津岬の南には磯根崎ドームが知られている(三梨ほか, 1962)。中ノ瀬ドームはこれらのドームのほぼ中間に位置する。東京湾の地下の構造はもちろん、関東平野地下の地殻構造を解明する上でも、これらのドームの配列やその成因を考察することは重要であろう。

(4) 音響的ノイズによる不明瞭ゾーン

各音波断面図には、ところにより鉛直方向に反射面が乱れたり不鮮明になるゾーンがあり、その特徴について若干の記載をおこなってきた。ここではこのようなゾーンにおけるノイズの様子と、これが形成される原因についてあらためて考察しておきたい。

断面図に見られる反射面の不明瞭ゾーンには、少なくとも2つのタイプがある。第1のタイプは鉛直方向の不明瞭ゾーンの幅の広さの如何にかかわらず、反射時間でみて1.5~2 secにわたるほど“深部”にまで続いているものである。このタイプのものは湾の南東側、つまりC-4からC-7の測線の断面に目立っている。C測線にはほぼ直交するD測線でいえば、各測線の東半部に当たる。このタイプのパターンを示すものを、仮にAタイプと呼んでおく。また、第2のタイプは深度でいえば0.5sec程度の深さまでの不明瞭ゾーンで、一般に幅広く、TA層の層準の深度では、微かに反射面が見え隠れするようなパターンを示す。概して湾の西部に多く、C-1からC-3測線の断面に目立っている。このタイプをBタイプと仮称しておく。ただし、Bタイプのように見えても、この中に深部にまで達するAタイプのゾーンを含むことがある。

また、不明瞭ゾーンと明瞭ゾーンとの境界付近を詳しく観察すると、境界線は鉛直であることが多いが、不明瞭ゾーンに近づくほど音波速度が遅れ、見かけ上反射面が深くなる。つまり反射面が境の部分で下方にたわむ現象が見られることがある。このような現象は、Aタイプ、Bタイプともにはっきりと現れる場合とそうでない場合とがあり、かならずしもどちらかのタイプに限られている訳ではない。

従来の東京湾における浅層部の音波探査では、中条(1962)による報告があり、不明瞭ゾーンの原因を考察する上で参考になる。中条は東京湾南部から浦賀水道にかけての地域の海底音波探査に基づいて、音波の散乱する反射面の不明瞭なゾーンの存在を指摘し、おそらく礫層のような音波を散乱させるものの存在に起因するものであろうと推定、このような現象を起こした地層に対し“音波礫層”と名付けた。このような礫層の存在を推定した根拠は、不明瞭ゾーンの現れる位置が、従来から存在が指摘されていた東京湾底を流下する河川(これを中条は“古東京川”と名付けた)の位置と一致するからであった。このような散乱の例は他にもあり、中条(1965)は粗雑な岩石の表面、断層など反射面の表面に落差がある場合にも、このような散乱をおこす、としている。

ところで、今回の各測線の断面図に現れた2つのタイプの不明瞭ゾーンについて、平面的な分布を図にしてみた(第25図)。加えて、この図には東京湾沿岸地域の沖積層基底等深線と沖積層基底の埋没谷底の分布(東京都防災会議, 1977)も描いてみた。不明瞭ゾーンの平面的な広がり注目したこの図から、以下の点が指摘できる。

1) 湾の東半部には、Aタイプのパターンが断続しながらも部分的に集中するところがある。この集中帯は東西方向に並ぶ傾向があり、しかも集中帯の東側(陸側)の延長線上には、沖積層の埋没谷底、つまり養老川や小櫃川などの埋没谷底が分布することが多い。

2) A・Bタイプのパターンは、ともに湾の北部すなわち江戸川河口沖、あるいは多摩川河口沖などの地域に多い。この付近は湾の西部に位置する古東京川の流路と、いくつかの支流が本流に合流する地点に当たる。

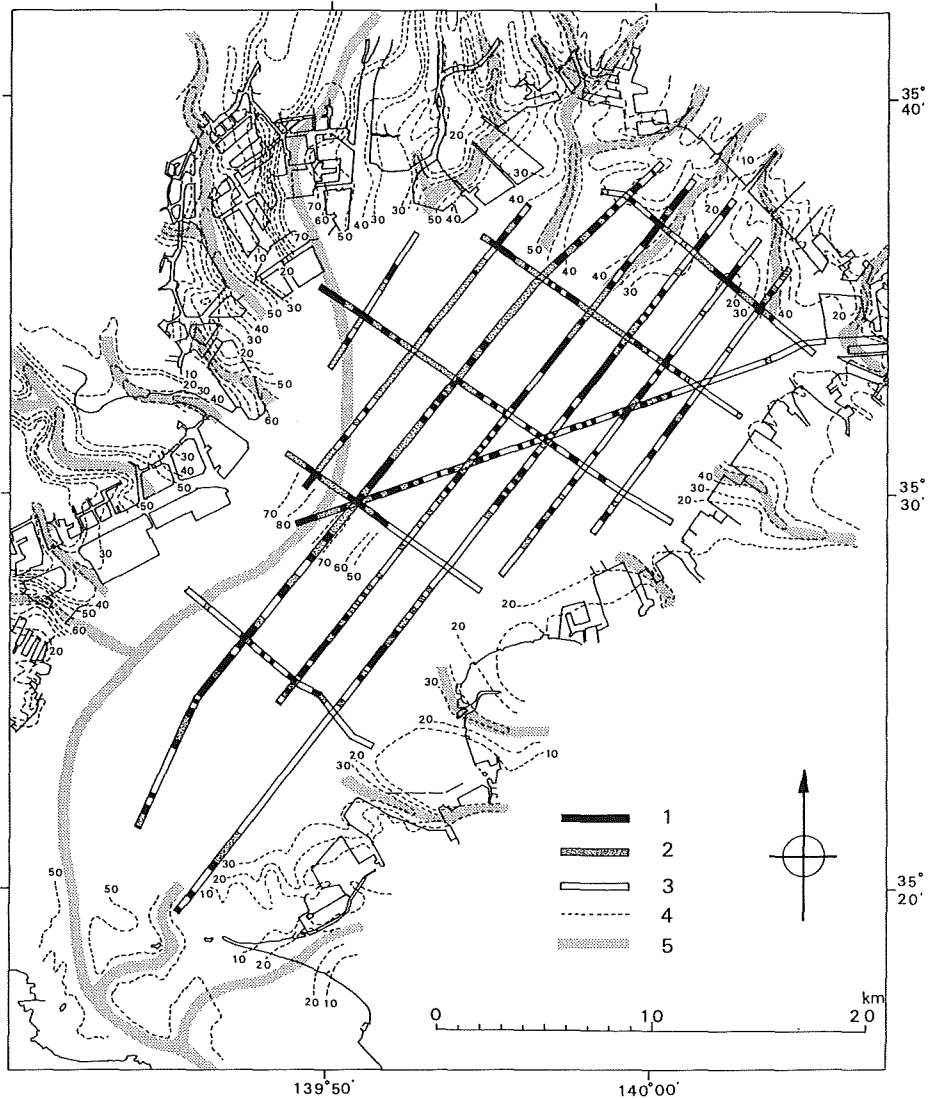


Figure 25. Burried canyon and acoustic scattering zone

1. Acoustic scattering zone (type A)
2. Acoustic scattering zone (type B)
3. Clearly recorded zone
4. Base of alluvium (depth in meter)
5. Burried valleys and trace of Paleo Tokyo river

このような分布上の特徴を考慮すると、やはり中条(1961, 1965)が指摘するように、反射面の不明瞭ゾーン(音波の散乱現象)が古東京川など沖積層の分布と関わっている可能性が十分ある。しかしながら、これによって不明瞭ゾーン(“音波礫層”)の原因が、礫層の表面における音波の散乱によるものであるとし、これを理由に礫層の存在を結論することはできない。なぜなら、断面図に描かれた幅の狭いAタイプのゾーンも埋没谷の存在を意味するが、これらの小谷の谷底にはどこでも礫層が存在することになり、そのようなこ

とは考えにくいからである。すなわち、小谷の上流は礫を運搬するような河川につながる谷ではなく、台地内部に端を発する崖端侵食谷と考えられること、また、ボーリングによる資料では、狭い埋没谷の底には礫層があることは少なく、軟弱な泥層がある場合が多いこと、などによる。

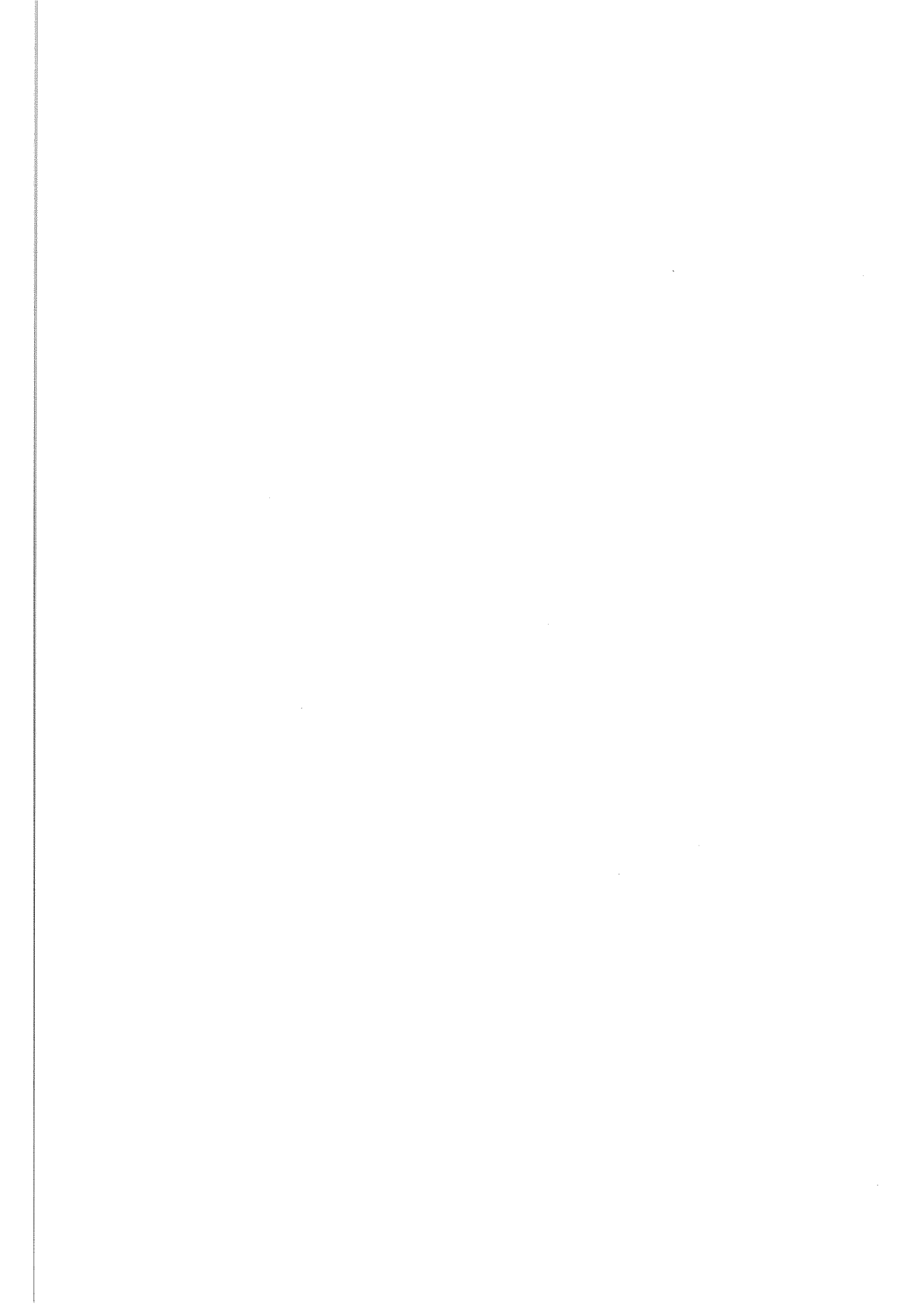
結局、東京湾の音波探査断面でなぜこのようなゾーンが現れるのかは、埋没谷あるいは沖積層の存在と関わっていることは否定できないと思われるが、その原因はわからない。音波断面図に描かれる各種パターンについては、その成因につき音響の性質を充分吟味する必要がある、音波の波長やエネルギーの大きさなども併せて考慮する必要がある。ただ、ここでは一つの考え方として、反射面が不明瞭となる理由として埋没谷を埋積する軟弱な沖積層の方に原因があるのではないかと、いう可能性を指摘しておきたい。つまり、音波が軟弱層を通過する間にエネルギーが減衰してしまい、反射面が捕らえにくくなっているのではないかと、と思われるのである。先に述べたように、不明瞭ゾーンの縁の部分で音波の速度が遅くなる現象が認められることも、それを説明する。このような実例として、陸上で実施された地震探査の場合に、泥炭層や風化層など軟弱な地層で弾性波のエネルギーの減衰が認められ、これが原因でノイズが発生する例があるらしい(横倉・宮崎, 1989; 1990)。東京湾の場合とは状況はことなるが、参考になる。

謝辞 本調査を進めるにあたり、第三管区海上保安本部、横浜海上保安部、東京海上保安部、千葉海上保安部の方々に航行安全上の指導をいただいた。また、東京湾海難防止協会、千葉県漁業協同組合連合会、神奈川県漁業協同組合連合会、東京都遊漁船組合の方々には、作業の安全を確保するために作業の周知に協力していただいた。本報告に使用した音波探査記録は、川崎地質株式会社の坂井眞一氏ほかの方々が、海上作業及びデータ処理に尽力して調製したものである。また、報文のまとめに際しては、海上保安庁水路部長 佐藤任弘博士、貝塚爽平 東京都立大学名誉教授にご指導をいただいた。以上の方々に心からお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 中条純輔：古東京川について一音波探査による一、地球科学, 59, p.30—39 (1962)
- 中条純輔：音波探査講座⑤ 解釈(1), 地質ニュース, 127, p.34—44 (1965)
- 伊田一善・三梨 昂・影山邦夫：日本油田・ガス田図2「横浜」, 5万分の1, 地質調査所 (1961)
- 海上保安庁水路部：東京湾海底地殻構造調査記録集II (1984)
- 加藤 茂：東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 19, p.1—57 (1984 a)
- 加藤 茂：東京湾の海底地質構造, 地学雑誌, 93, p.119—132 (1984 b)
- 菊地隆男：関東地方の第四紀地殻変動の性格, 垣見・鈴木編「関東地方の地震と地殻変動」, p.129—146, ラティス (1974)
- Kikuchi, Takao : Stratigraphy and geological structure of the marine Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan and relative changes in sea level from the Middle to Late Pleistocene. *Geogr.Rep. Tokyo Metropol. Univ.*, 11, p.133—146 (1976)
- 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆：上総・下総両層群の層序に関する2・3の問題, 地質学論集, 30, p.51—65 (1988)
- 菊地隆男・菊池真一：マルチチャンネル音波探査記録からみた東京湾底浅層部の地質構造, 第四紀学会講演要旨集20 (1990)
- 三梨 昂・菊地隆男：5万分の1地質図幅「横浜地域」, p.105, 地質調査所 (1982)
- 三梨 昂・矢崎清貴・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜男・品田芳二郎・藤原清丸・鎌

- 田清吉：日本油田・ガス田図4「富津—大多喜」，5万分の1，地質調査所（1962）
- 楡井 久：堆積盆中の地下水流動史と地殻変動——南部関東構造盆地を例として——，杉山・池辺・星野・柴崎編「堆積盆中の流体移動」，p.151—171，東海大出版会（1981）
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋：地下地質，in 特殊地質図20，三梨 昂ほか「東京湾とその周辺地域の地質」（1976）
- 佐藤任弘・菊池真一：東京湾海底地殻構造調査，p.106—111，昭和58年度研究成果報告，海上保安庁（1984）
- 佐藤任弘・菊池真一：東京湾における海底地殻構造調査，「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書，p.127—135，科学技術庁研究開発局（1987）
- 東京都防災会議：首都圏の活構造と地形区分，東京直下型地震に関する調査（その4）付属資料（1977）
- 横倉隆伸・宮崎光旗：反射法地震探査による深部地殻探査，地質ニュース，414，p.29—47（1989）
- 横倉隆伸・宮崎光旗：深部地殻探査の関門——ノイズ——，地質ニュース，428，p.55—64（1990）



東伊豆沖海底地形と手石海丘周辺の地質構造†

渡辺一樹*・大島章一*・菊池真一*・大久保秀一*

THE SUBMARINE TOPOGRAPHY OFF THE EASTERN IZU PENINSULA AND SUB-BOTTOM STRUCTURE AROUND TEISI KNOLL†

Kazuki Watanabe*, Shoichi Oshima*, Shinichi Kikuchi* and Hidekazu Ohkubo*

Abstract

Three months after the submarine eruption of Teisi Knoll on July 13 1989, survey vessel "Tenyo" surveyed the southwestern part of Sagami Bay by her narrow multi-beam echo sounder (Hydrochart II) and sparker (for seismic reflection) in detail. From April 27 to May 1 1990, dredge hauls were recovered from the top parts of the Higasi-Izu-Oki Submarine Volcanoes by her. Most of the dredged rock samples are fresh. The NW-SE linear arrangements of these volcanoes are clearly identified by the detailed submarine topographic map. The direction of these arrangements agrees with that of the lateral faults that should occur as a result of the subduction of the Philippine Sea Plate. For several ten thousand years, producing these faults with the subduction of the plate, the submarine eruptions have occurred over and over along their cracks. The last event of those is the submarine eruption of Teisi Knoll.

1. はじめに

伊豆半島東部には70余の単成火山が分布し、その大多数の火山は過去4万年以降に噴火したもので、東伊豆単成火山群と呼ばれている(荒牧・葉室1977, 葉室1978)。この東伊豆単成火山群の東方沖の海底にも大小多数の火山が認められ、葉室ほか(1980)はこれらの火山群を東伊豆沖海底火山群と呼んでいる。東京大学海洋研究所の淡青丸KT-78-10次研究航海に於て、これらの海底火山群から採取された火山岩は一部を除いて新鮮であり、この火山岩に対応する海底火山の活動時期は、大島火山や東伊豆単成火山群のそれとほぼ等しく、数万年前以降であろうと考えられる(葉室ほか1980)。気象庁は第53回火山噴火予知連絡会においてこの地域の火山群を陸部、海部合わせて「伊豆東部火山群」と呼ぶことを提案した(気象庁1990)。

伊豆半島付近では1978年以降、いわゆる伊豆半島東方沖群発地震が断続しており、1989年までの12年間に12回の群発地震が発生した。この間伊豆半島では地殻の隆起が続き、1982年まで隆起の中心は伊豆半島中部にあり、1983年から伊豆半島東岸に移り、1987年以降はそれ以前よりも活発となった(大島ほか1990)。この隆起の原因は地下深部からのマグマの上昇であり、伊豆半島東方沖では地殻が脆性的であるため地震が発生し、半島中部では地殻が高温で延性的なため地震が起きないと解釈されている(茂木1989)。伊豆半島東方沖

† Received 30th November 1990

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

群発地震に伴い、伊東市の東方に北西—南東方向に伸びる開口割れ目が形成されたとの解釈がなされ(多田・橋本1989a)、さらに1989年5月から7月までの群発地震活動の期間にも、初島と伊豆半島の間マグマの貫入による東西方向に伸びる開口割れ目が形成されたと考えられている(多田・橋本1989b,c, 岡田・山本1989)。恒石(1989)は1989年6月30日から7月13日までに、伊東～初島間の距離が20cm以上伸びていた事を観察した。7月11日以後断続的に火山性微動が発生し、7月13日18時33分頃、音響測深、3.5KHz表層探査を実施していた測量船「拓洋」(2600トン 福田泰介船長)の至近距離で、手石海丘の海底噴火が始まった(大島ほか1990)。

一方、溝上(1987)は1974年の伊豆半島沖地震の発生から1987年までの伊豆半島周辺、つまりフィリピン海プレート北東端部における広域地震活動の震源の時空分布を詳細に検討し、その震央分布からこの地域の断層系を推定した。その結果によると、この断層系は横ずれの共役断層系をなしている。一つは東西ないし北西—南東方向の走向をもつ右横ずれ断層であり、他の一つは南北ないし南南西—北北東方向の走向をもつ左横ずれ断層である。この共役な断層系はフィリピン海プレートの沈み込みに伴う北北東方向の圧縮応力の存在を仮定し、応力場の平衡条件、せん断応力に対する塑性限界および境界条件を与えた時の塑性体のすべり線と類似した配列を示している。また、石橋(1988a,b)は本地域の過去の大地震の震源域から、相模湾西部から箱根東麓の地下に「西相模湾断裂」の存在を指摘し、今世紀末から来世紀初めにマグニチュード7級の大地震が発生する可能性が高いとしている。

水路部は昭和62年度から、科学技術振興調整費「マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究」の一環として相模湾西部の調査を行っている。この研究の目的は、①西相模湾断裂が存在すると思われる海域において海底変動地形調査を行い、断層に沿って形成された構造地形の分布を把握すること、②海底地形の特徴を明らかにし、西相模湾断裂等の地殻活動史を解明すること、③西相模湾断裂に関連するプレート運動の特性、地震発生メカニズムを解明するための基礎資料を整備すること、④これらに基づきマグニチュード7級の内陸地震の予知に寄与することである。上記の研究では相模湾西部において、昭和62年度にナローマルチビーム測深機(ハイドロチャートII)による精密海底地形調査、63年度にサイドスキャンソナーによる海底微地形調査、平成元年度にサイドスキャンソナーのデータの計算機処理及びROVによる目視観測を行った。さらに手石海丘噴火前後には、伊東沖において測量船「明洋」(450トン、田島修船長)による海底微地形調査(サイドスキャンソナー)、測量船「拓洋」による海底地形調査及び3.5KHz表層探査、測量船「昭洋」(1900トン、山本賢一船長)搭載の自航式ブイ「マンボウ」により、海底噴火で形成された火山体の地形調査が行われた。海底噴火から三ヶ月後、測量船「天洋」(430トン、湯山典重船長)搭載のハイドロチャートIIによる海底地形の精査、スーパーカーによる音波探査が行われた。これらの成果をまとめて、相模湾南西部における詳細な海底地形図「相模湾南西部海底地形図」(1/50000, 第1図)と「伊東沖海底地形図」(1/10000, 第2図)を作成した。また、平成2年5月には「天洋」により、東伊豆沖海底火山群の山体の頂部付近でのドレッジを行った(第3図, 第1表)。

手石海丘噴火の詳細な経緯についての報告は、既に大島ほか(1990)、加藤ほか(1990)がある。本論では、主に測量船「天洋」により精査された海底地形を詳細に紹介し、この海底地形と過去の地震活動や噴火活動との関係について論じたい。

2. 相模湾南西部の海底地形

1988年と1989年の海底地形調査を合わせた測量船「天洋」の航跡図を第4図に示す。測線は水深によりそ

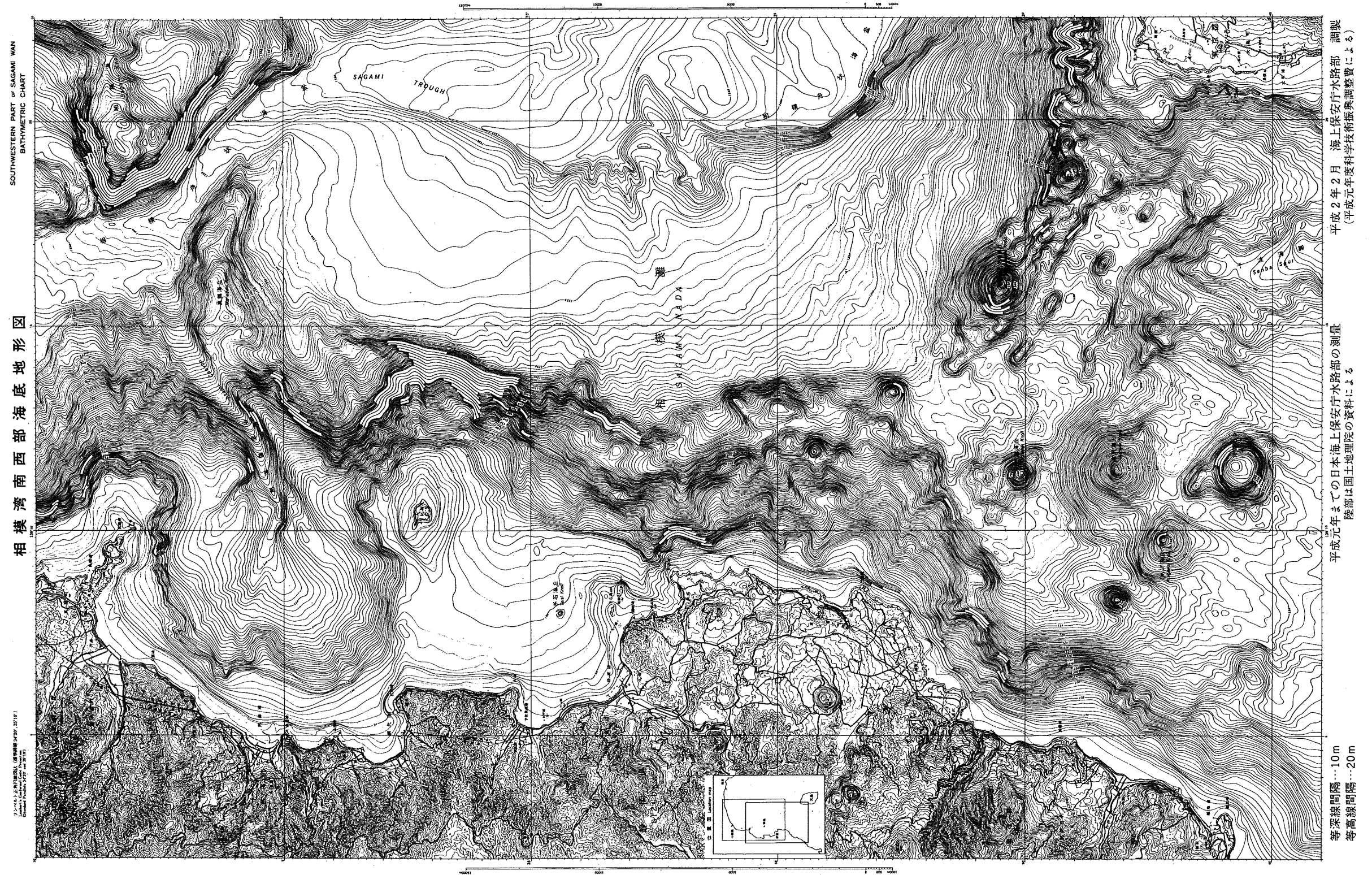


Figure 1. Submarine topographic map of the southwestern part of Sagami Bay based on the result of a survey by survey vessel "Tenyo", measured by her narrow multi-beam echo sounder (Hydrochart II). (original scale 1:50,000, contour interval 10m)

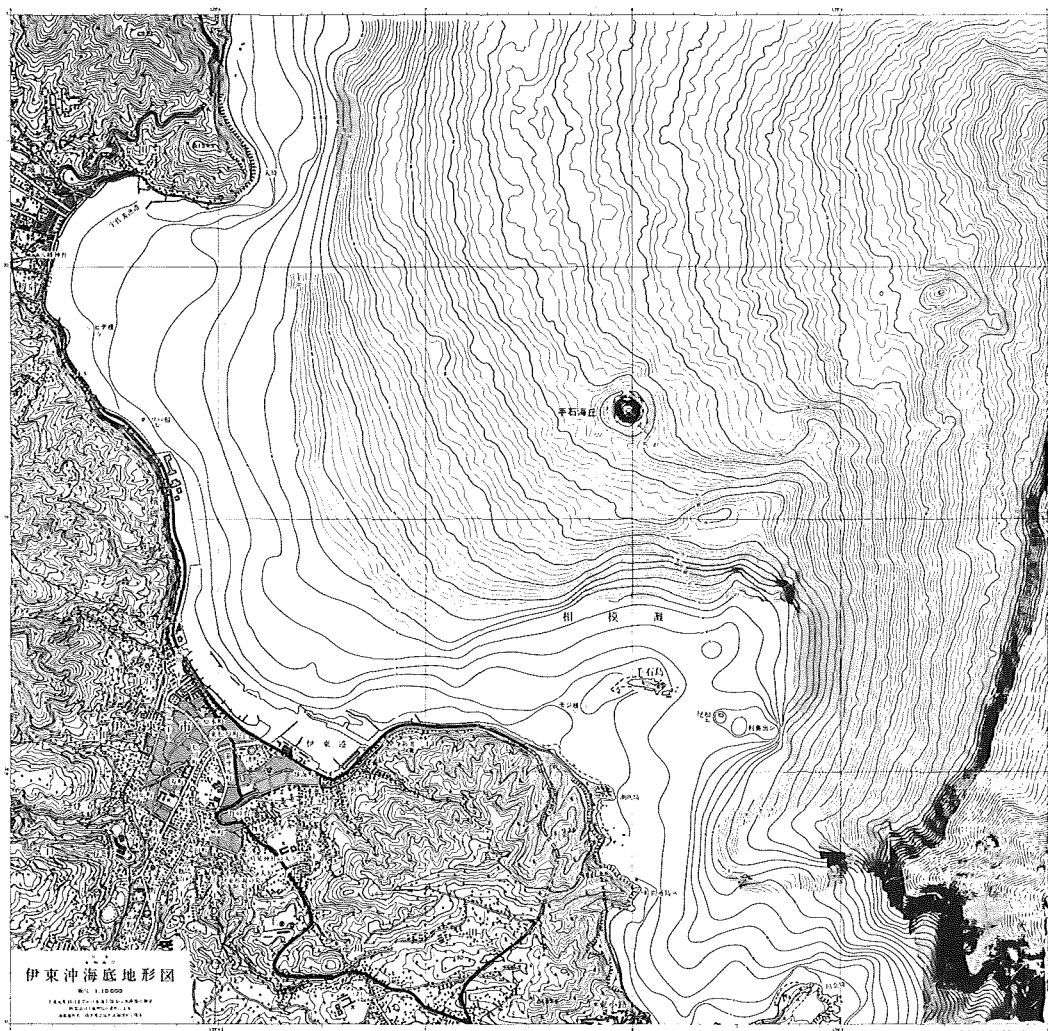


Figure 2. Submarine topographic map off Ito city based on the result of a survey on October 16–17 1989 by survey vessel “Tenyo”, measured by her narrow multi-beam echo sounder (Hydrochart II) . (original scale 1:10,000, contour interval 1m)

の間隔を変えて、効率よくしかもほぼ末測域が無いように調査した。第1図に示したように伊豆半島と伊豆大島間の円錐状の高まりのうち大規模なものはかなり以前から知られており、「乳ヶ崎海丘」「西乳ヶ崎海丘」「門脇海丘」「赤沢海丘」「熱川海丘」「矢筈出し」と名づけられているが、多くはまだ無名である。淡青丸KT-78-10次研究航海に於いて行われたドレッジや、第3図と第1図に示したように「天洋」のドレッジによりこれらの山体の頂部からは、いずれも新鮮な火山岩片が採取されているので、地質学的に比較的若い火山体であることはまちがいない。また、伊豆半島側の斜面にもいくつかの小規模な高まりが確認されている。ドレッジにより得られた試料から判断すると、これらを噴出岩と基盤岩（おそらく湯が島層群、白浜層群相当層）の高まりとに分類することができる（第3図、第1表）。川奈崎東方沖水深900m付近の舌状の高まりからはスコリアが採取されており、その地形はしかも溶岩流のようである。第2図の手石海丘の東北東2.5kmの高まりは、既に昭和5年（1930年）に海軍水路部測量艦「膠州」が伊東群発地震の調査時に測得しているのと同じ高まりであると思われるが、この地点からも人頭大の火山岩角レキが採取されている。つまり、昭

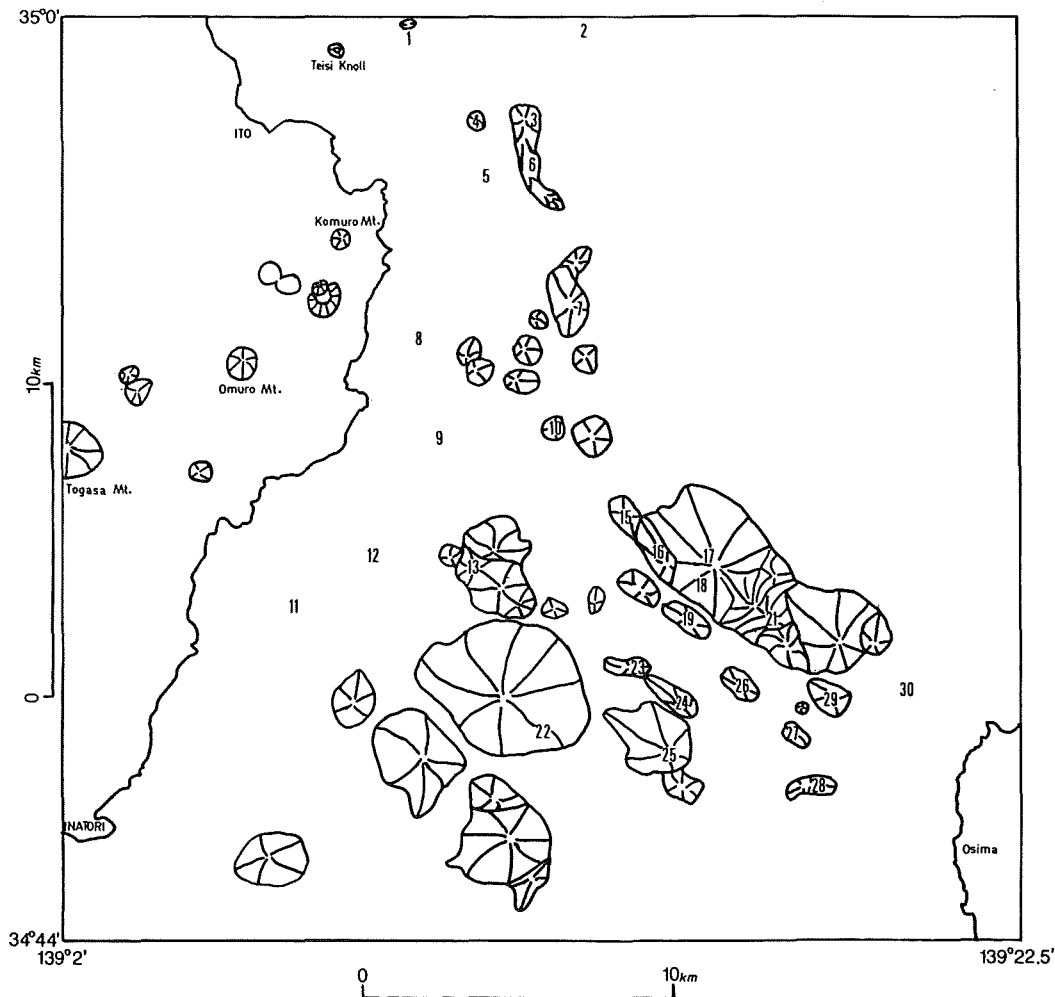


Figure 3. Map indicating the size and distribution of the volcanic bodies and the location of the dredge stations.

和5年以前にも伊東市沖数kmで海底噴火が起こっていた事が想定できる。

火山体は南のものほど規模が大きくなる傾向があり、さらにその地形的特徴から大きく二つに分類することができる。一つは比較的規模の大きい円錐状の山体であり、もう一つは北西—南東方向に伸びた馬の背状の山体である。さらに、これらを連ねると北西—南東方向に配列している事がわかる。特に際だった配列としては、①伊豆半島の矢筈山、伊雄山から熱川海丘、矢筈出しに連なる配列、②大室山から門脇海丘、千波海脚の北端部に連なる配列、③小室山から西乳ヶ崎海丘、乳ヶ崎海丘に連なる配列が挙げられる。大島ほか(1990)のサイドスキャンソナー記録によると、手石海丘と川奈崎東方沖水深900m付近の舌状の高まりの間には北東—南西方向に伸びる露岩地帯が存在する。これが火山岩(溶岩流)ならば、④手石海丘から南東に伸びる配列が存在するかも知れないが、残念ながらこの露岩地帯からのトレッジ試料はない。

これらの火山体の配列方向は、溝上(1987)が指摘したフィリピン海プレートの沈み込みに伴い形成された北西—南東方向の走向をもつ右横ずれ断層とよく一致している(第5図)。つまり、伊豆半島東方沖では過去数万年以上以降現在まで、プレートの沈み込みに伴い同様な右ずれ断層が形成され続け、この断層及びそれに

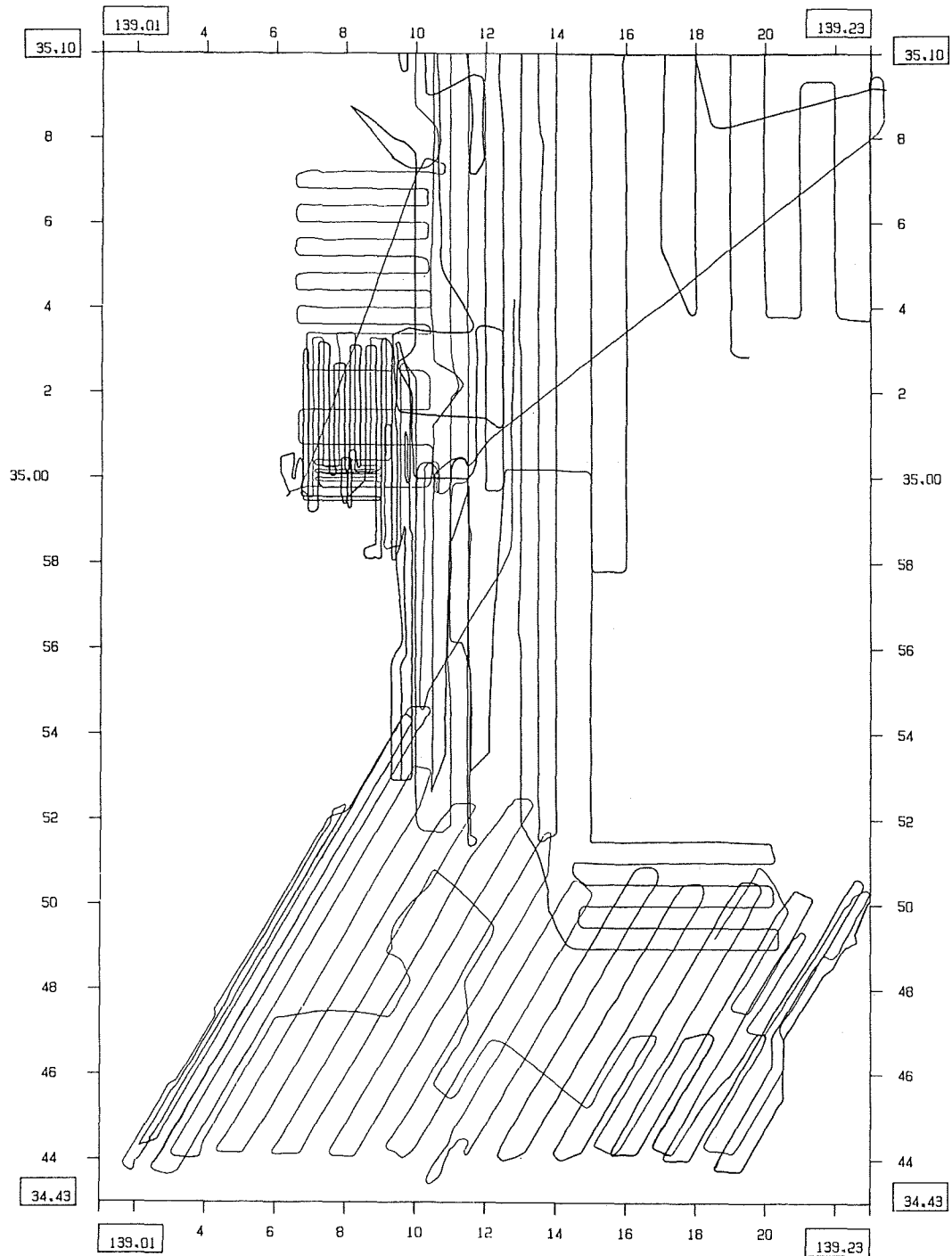


Figure 4. Survey tracks of "Tenyo" in the survey area of the southwestern Sagami Bay for the detailed submarine topographic maps.

Table 1. Macroscopic description of the dredged rock samples.

採取地点	水深	緯度	経度	岩石試料記載
No 1	129m	34°59.9'	139° 9.6'	砂泥とともに火山岩角レキ (20cm) 2個採取 安山岩か
2	895	34°59.5'	139°13.2'	スコリア
3	747	34°54.0'	139°12.3'	スコリア (最大3cm) 火山岩片 (5cm)
4	554	34°58.2'	139°11.0'	スコリア (最大5cm) 多数 (スコリア丘ではないか)
(5)	733	34°57.0'	139°11.3'	湯ヶ島層相当層と思われる火山レキ凝灰岩
6	881	34°57.3'	139°11.8'	黒色砂 スコリア小片とパミスを含む
7	817	34°55.0'	139°12.9'	火山岩角レキ (10cm, 5cm) 数個 緑色化している 比較的古い火山岩か
(8)	205	34°54.7'	139°10.0'	湯ヶ島層相当層と思われる円レキ (12cm) 2個 火山レキ凝灰岩 地滑り堆積物か
9	460	34°52.3'	139° 9.9'	泥質堆積物 極少量の岩片
10	768	34°53.1'	139°12.5'	火山岩角レキ (5cm) 数個 茶色 灰色のものあり
11	584	34°49.9'	139° 7.2'	泥質砂 岩片なし
(12)	722	34°50.8'	139° 9.0'	湯ヶ島層あるいは白浜層相当層と思われる岩片 貝殻片が石灰分で固結した塊 スコリア片が固結した塊
13	785	34°50.5'	139°10.9'	火山岩角レキ (最大12cm) 数個 火山岩小片数個
15	879	34°51.5'	139°14.0'	板状20cmの火山岩レキ 火山岩レキ (5cm) 数個
16	859	34°51.0'	139°14.9'	火山岩角レキ多数 (最大15cm)
17	383	34°50.7'	139°15.8'	火山岩角レキ (最大25cm) (西乳ヶ崎海丘の北西側斜面)
18	554	34°50.1'	139°15.7'	火山岩の垂角レキ (最大20cm) (西乳ヶ崎海丘の南側斜面) 変質 (海底風化) が進んでいるようである。
19	669	34°49.5'	139°15.5'	火山岩片 (7cm) 数個 スコリア
21	503	34°49.5'	139°17.2'	火山岩角レキ (最大4cm)
22	641	34°48.1'	139°15.0'	火山岩 (玄武岩 最大8cm) 多数 (赤沢海丘南東部より 採取)
23	794	34°48.7'	139°14.3'	火山岩 (玄武岩 最大8cm) 数十個 ガラス質で発泡している物もあり
24	641	34°48.1'	139°15.0'	スコリア小片多数
25	474	34°47.4'	139°14.9'	玄武岩レキ数十個
26	594	34°48.4'	139°16.5'	黒色火山岩片 (4cm) 剝離面有り
27	673	34°47.7'	139°17.7'	スコリア (最大1cm) 数個
28	555	34°46.8'	139°18.5'	火山岩レキ (最大10cm) 数個 比較的新鮮 表面赤茶
29	474	34°48.3'	139°18.7'	小粒の黒色火山岩片
30	188	34°47.5'	139°20.2'	円磨された火山岩レキ (5cm)

*注: 採取予定地点No.14, 20ではドレッジは行わなかった。(採取地点)は第三紀層と考えられる。

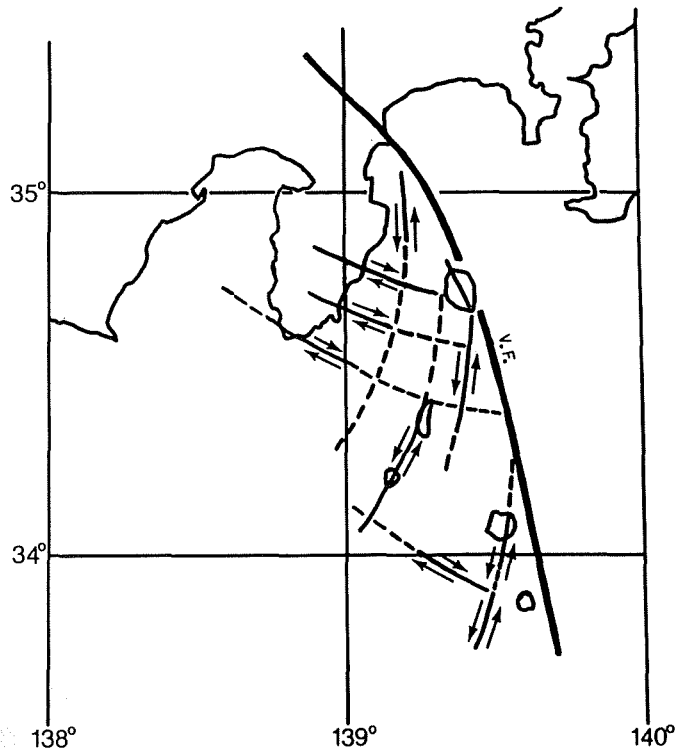


Figure 5. The distribution of the theoretical slip lines with the subduction of the Philippine Sea Plate. V. F. is a volcanic front. (after Mizoue 1987)

伴うフィッシャーに沿って海底火山噴火が繰り返し起こってきたと考えられる。

溝上 (1987) が指摘したもう一つの南北方向の横ずれ断層に対応する海底火山列としては、伊豆半島門脇崎東方沖の水深900mの大陸斜面から北方へ連なる火山列が挙げられるが、いずれの山体も小規模でありはっきりした配列とは言えない。マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究で作成された川奈崎東方沖の精密音響写真図 (第6図) によると、南北及び東北-南西方向に伸びる地溝状の地形や溶岩流が見られるが、概して小規模なものである (菊池ほか1990)。

3. 手石海丘周辺の地質構造

手石海丘周辺でスパーカーによる音波探査を行った「天洋」の航跡図を第7図に、海底地質構造図を第8図に示す。調査測線のうち代表的な音波探査記録 a-b, c-d, e-f とその解釈図を第9図に示す。調査区域の堆積層はA層, B層, C層, D層の4層に区分でき、各層の層厚及び音響的層相を第2表に示した。第10図に示した1976年のユニブームによる調査記録によると、上層から厚さ約5mの平行層理の発達したI層, 厚さ約15mの散乱層理を示すII層, その下位に音響的に透明なIII層が識別できる。II層にはいかにも氷期の海面低下時に形成されたような斜層理が見られることから、II層以下が更新世、I層が最終氷期最大海退期以降の堆積層であると考えられる。よって、伊東沖の沖積層の厚さはせいぜい10m以内と考えられ、スパーカーによる音波探査記録では沖積層は明瞭に現れないので、A-C層はいずれも更新世の堆積層であると考えられる。

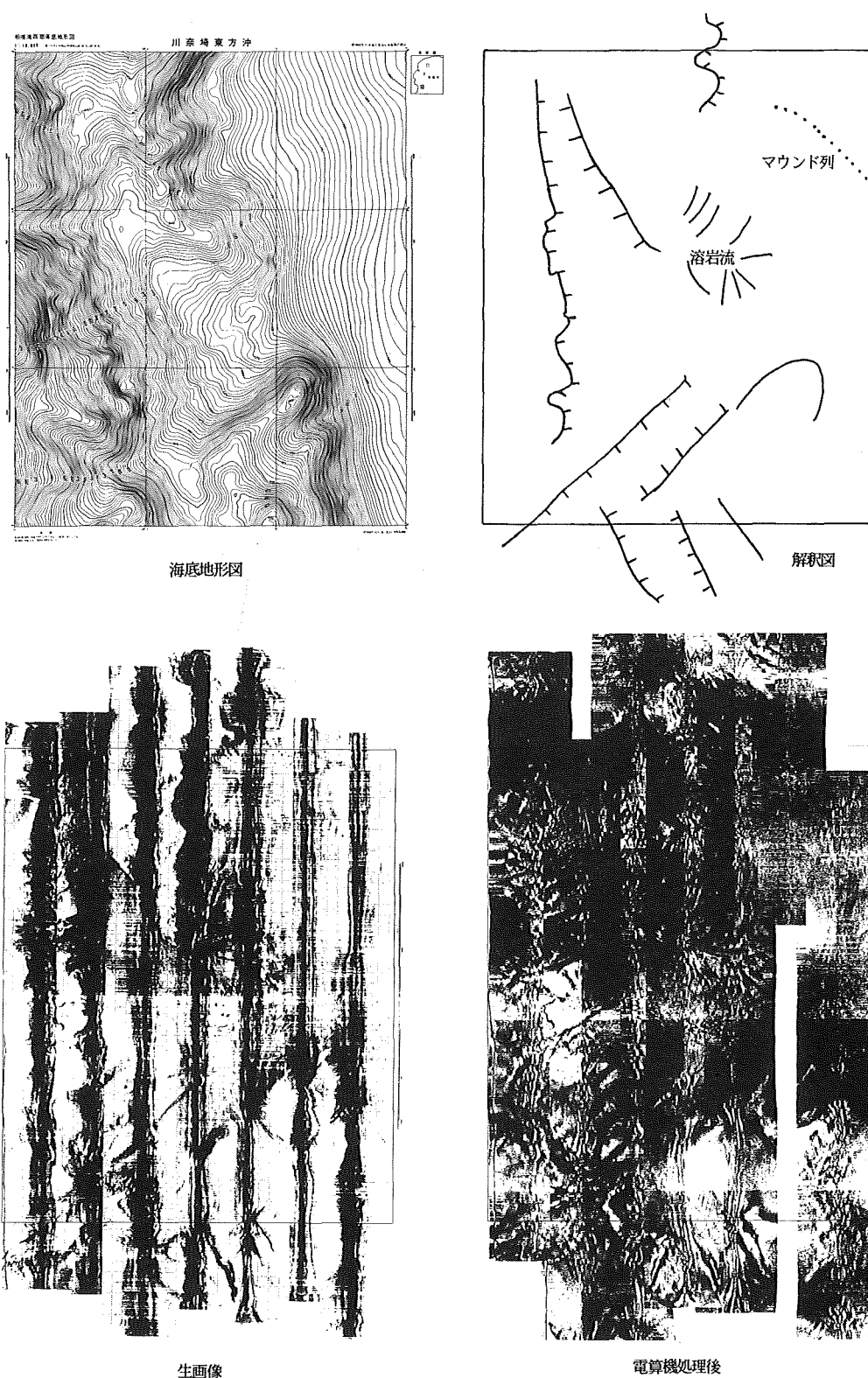


Figure 6. Side scan sonar image of the sea bottom off Kawana-Saki.

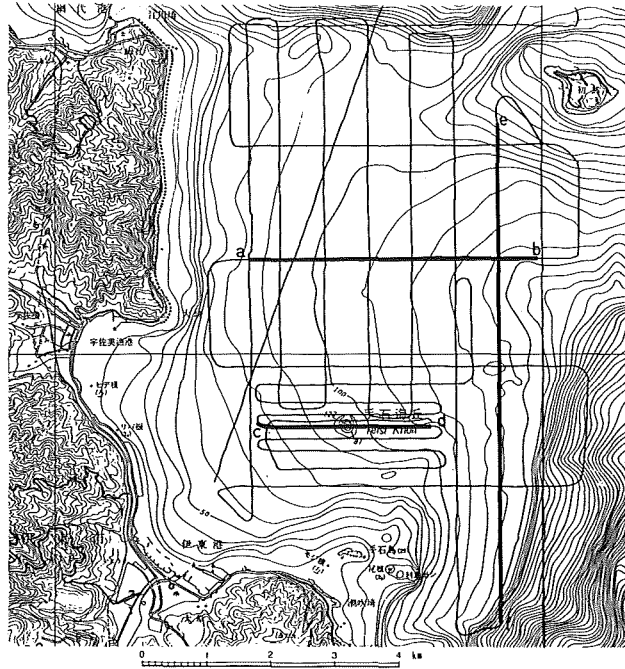


Figure 7. Survey tracks of "Tenyo" off Ito city for seismic reflection by sparker.

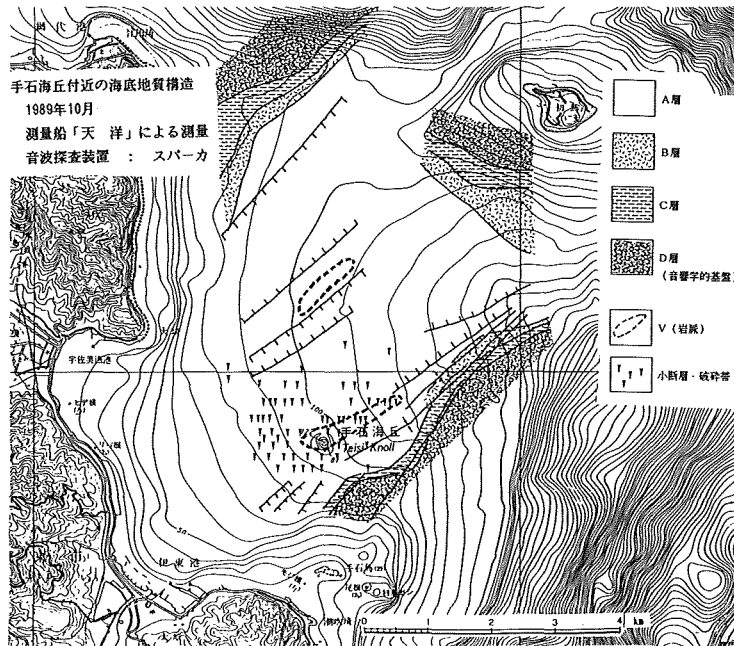


Figure 8. Sub-bottom structure around Teisi Knoll based on the seismic reflection survey by sparker on October 16—17 1989. This figure shows the structure with the NE-SW direction of faults and dikes, and horizontal distribution of small faults related to the magmatic intrusion or the earthquake swarm.

第8図に示したように伊東—初島間にはC層を切る多数の伏在断層が存在し、いずれも北東—南西方向に伸びており、この区域のC層以深ではこの構造が卓越している。B層はこの構造の影響を受けているが、A層はその影響を受けていないし、この断層の影響を受けた海底地形も出現していない。つまり、この構造はA層堆積以前に形成された古い構造である。手石海丘の北約2kmには北東—南西方向に伸びる長さ1km程の貫入岩体が存在する。この岩体はC層を切りB層には影響を与えているが、A層には影響を与えていないので、C層以後A層以前に貫入したものであると考えられる。川奈崎東方沖の精密音響写真（第6図）にも、南北及び東北—南西方向に伸びる地溝状の地形が見られるので、伊豆半島東方沖では過去（更新世）において、東北—南西方向に伸びる地溝帯を形成するような構造運動があったと考えられる。この古い構造運動により手石海丘の北約2kmを中心に基盤層が陥没し、この地溝状の盆地を埋めるようにA層とB層が堆積している。

手石海丘を横切る地質断面とその解釈図（第9図）から、手石海丘直下には堆積層を下から上へ貫く音響的に透明な岩体が認められる。この貫入岩体は手石海丘から東北東へ約1.5kmまで細長く分布している。手石

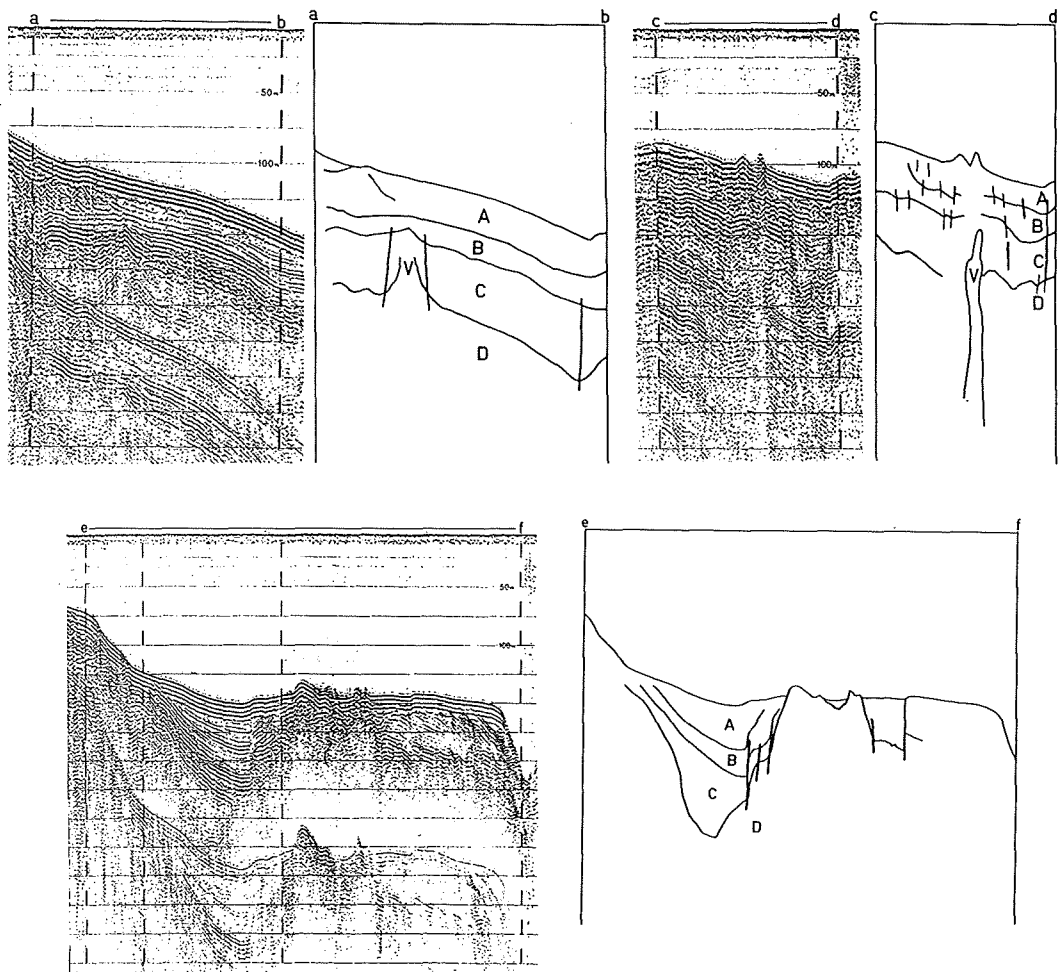


Figure 9. Seismic reflection profiles and interpretation diagrams at and around Teisi Knoll.

Table 2. The thickness and seismic characterization of the sedimentary layers.

	層厚	音響的層相
A層	50m ⁺	全体的には現在の海底面と平行な反射面（層理面）が見られる。岸よりの部分に前置層的な層相を示す。B層上面の平坦な地形面を覆うように堆積している。
B層	30m ⁺	緩やかに沖合に傾斜する平行な反射面（層理面）が見られる。C層上面の起伏を埋めるように堆積し、沖合方向に厚くなる傾向がある。層厚はC層上面の凹凸に支配される。
C層	120m ⁺	上面は強い反射を示す。下部は透明層である。断層によって切られ、変動を受けている。
D層		音響的基盤

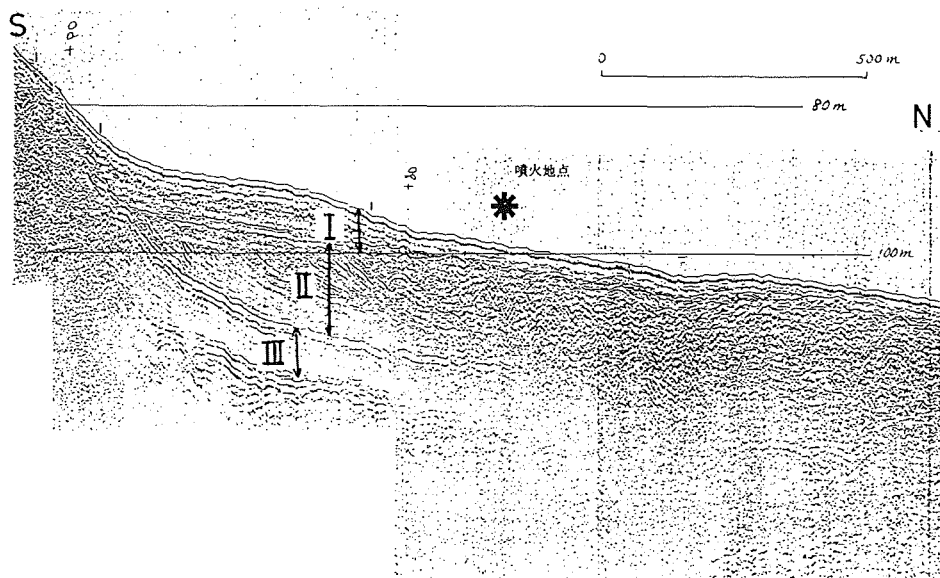


Figure 10. High resolution sub-bottom profile by Uniboom recorded in 1976 across the sea bottom where the eruption of Teisi Knoll happen in 1989. Track of the record is running from south to north. (after Kato et. al. 1990)

海丘から1 km以内にはA層に達する多数の小断層（破碎帯と呼ぶべきか）が分布している。手石海丘直下の貫入岩体は今回の噴火時に貫入したもので、海底下表層（せいぜい200m程度）では既存の北東—南西方向の構造に制約されながら上昇してきたもので、現在の地殻変動による北西—南東又は東西の断層系と異なる方向に分布したと考えられる。

4. 考 察

東伊豆沖海底火山群に見いだされた北西—南東方向の配列は、フィリピン海プレートの沈み込みに伴い形成された右横ずれ断層とよく一致している。伊豆半島東方沖では過去数万年以降現在まで、プレートの沈み込みに伴い同様な右横ずれ断層が形成され続け、この断層及びそれに伴うフィッシャーに沿って海底火山噴火が繰り返し起こってきたと考えられる。このように伊豆半島東方沖において、プレートの沈み込みに伴う応力によって予想されるとおりの断層運動（つまり地震活動）が発生し、この割れ目に沿ってマグマが貫入、

噴火し、明瞭な火山列を形成したということは、プレートの沈み込み帯における地震活動と火山活動の関係を示した典型的な事象であり、今後の火山噴火予知に一石を投じるものであろう。手石海丘の噴火はこの一連の活動の中で、一番最近の小規模な活動にすぎない。

東伊豆沖海底火山群の噴火年代はいつなのか、また、比較的規模の大きい円錐状の火山体と北西—南東方向に伸びる馬の背状の山体とでは、何か成因的に違いがあるのか、と言う問題が残る。山体を構成する岩石の鉱物組成や化学組成を調べる事により、これらの疑問が解明される可能性がある。「天洋」によりドレッジされた試料の全岩分析は東京大学地震研究所の手で行われているので、その結果を待ちたい。

5. おわりに

伊東市の目前で起こった1989年7月の手石海丘の噴火は、まさにショッキングな出来事であったが、海底のどこで噴火が起こるのかは最後まで特定できなかった。もし噴火が陸上で起こったならば何らかの前兆現象が肉眼で観察された可能性はあるが、海底噴火の前兆現象を見極めるのは難しい。幸いにも手石海丘の噴火は小規模なもので、伊東の市街地や調査中の測量船は噴出物や津波の発生による被害を受けずに済んだが、伊豆半島周辺では今後も噴火予知のための観測網の強化を勧めるべきであり、また海域では海底地震計の設置や、噴火直前には噴火音収録のためのハイドロホンの設置も必要である。噴火活動の監視にむかう当庁の航空機や測量船の安全のためにも、高層域からの航空機観測が可能な観測機器の開発や、測量船からの遠隔操作の可能な新型無人観測船の開発、航空機や測量船と地震観測所との通信網の確立が望まれる。

本論中の調査に従事して頂いた測量船「天洋」の船長以下乗組員諸氏の格段の御努力に心より感謝いたします。沿岸調査課の上野重範氏、楠勝浩氏には資料の提供と多くの助言を頂いた。また、噴火前後の緊急調査、データ解析に携われた「水路部伊東沖地震火山調査班」の成果も使わせて頂いた。ここに明記して謝意を表します。

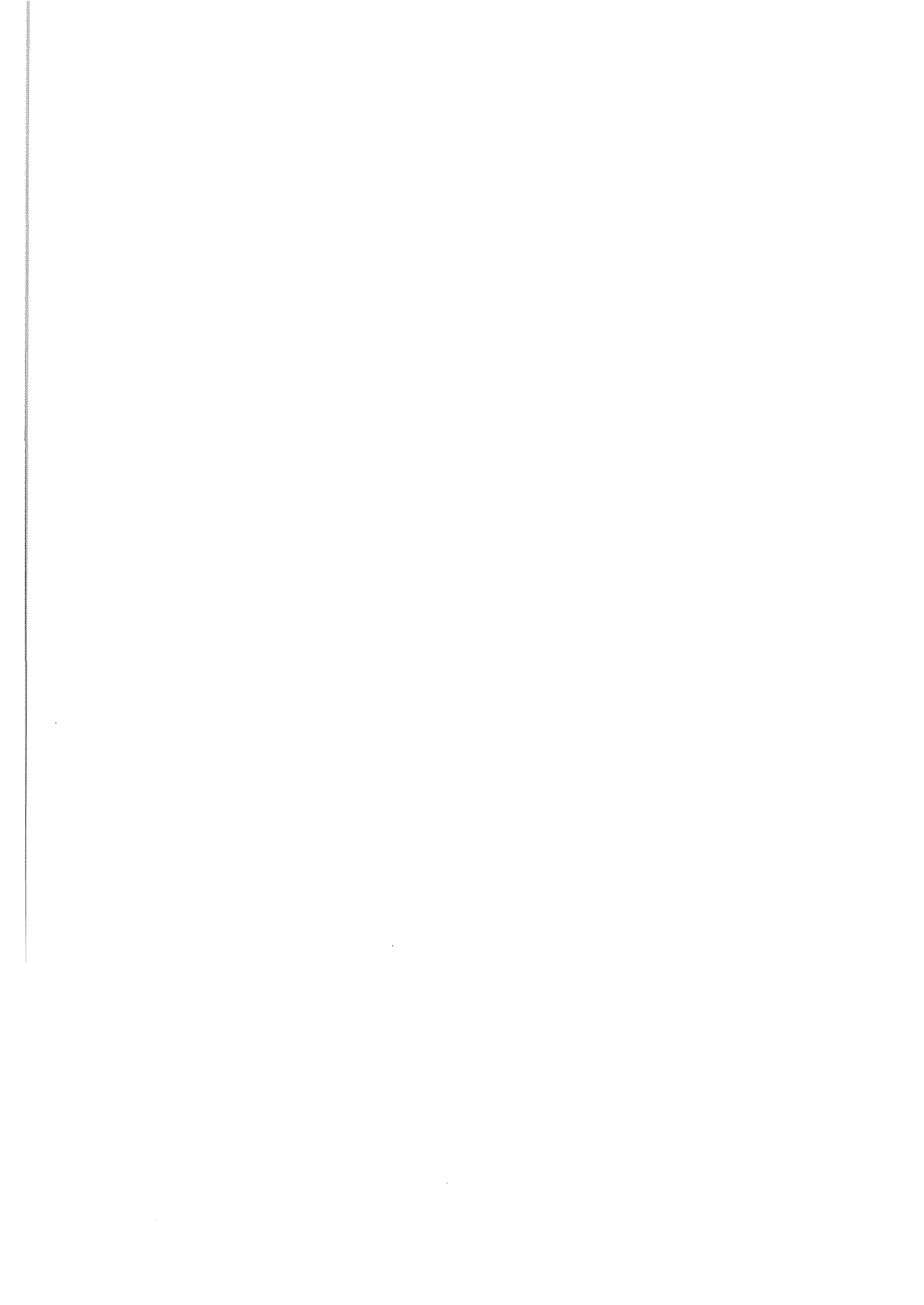
「水路部伊東沖地震火山調査班」

大島章一、菊池真一、土出昌一、加藤茂、近藤忠、浜本文隆、岩淵洋、吉岡真一、浅田昭、岩永義幸、江上亮、高梨政雄、林田政和、長岡信治、山内明彦、本間憲治、深江邦一、谷田仁、桑木野文章、塚本徹、福島秀生、坂本政則、小田巻実、下平保直、神道子、谷伸、小沢幸雄

参 考 文 献

- 荒牧重雄・葉室和親：東伊豆単成火山群の地質，地震研究所集報，52，p.235—278。(1977)
- 葉室和親：大室山火山群の地質，地質学雑誌，84，p.433—444。(1978)
- 葉室和親・荒牧重雄・加賀美英雄・藤岡換太郎：東伊豆沖海底火山群，—その1—55，p.259—297。(1980)
- 石橋克彦：“神奈川県西部地震”と地震予知I，科学，58，p.537—547。(1988a)
- 石橋克彦：“神奈川県西部地震”と地震予知II，科学，58，p.771—780。(1988b)
- 加藤茂・土出昌一ほか水路部伊東沖地震火山調査班：伊東沖海底火山（手石海丘）の噴火（1989.7.13）と海底地形変化，地学雑誌，99，p.132—141。
- 菊池真一・穀田昇一・楠勝浩：マグネチュード7級の内地地震の予知に関する研究—海域の変動地形に関する研究—，平成元年度研究成果報告書，海上保安庁，p.72—78。(1990)
- 気象庁：伊豆半島火山群について，第53回火山噴火予知連絡会資料，p.5—6。(1990)
- 溝上 恵：1986年伊豆大島噴火と広域地震活動，月刊地球，9，p.467—474。(1987)

- 茂木清夫：伊豆半島の地殻異常隆起と群発地震の関係，月刊地球，11，p.195—198. (1989)
- 岡田義光・山本英二：1989年伊東沖の群発地震・火山活動の一解釈，地震学会講演予稿集（1989年度秋季大会）. (1989)
- 大島章一ほか水路部伊東沖地震火山調査班・小坂丈予・工藤一嘉・坂上実：東伊豆沖手石海丘の海底噴火，水路部研究報告，26，p.1—43. (1990)
- 多田・橋本学：伊豆半島北東部異常地殻活動の原因について(3)，地震学会講演予稿集（1989年度春季大会）. (1989a)
- 多田・橋本学：伊豆半島北東部地殻活動と海底噴火，日本火山学会講演予稿集(1989年度秋季大会). (1989b)
- 多田・橋本学：伊豆半島北東部の異常地殻活動の原因について(4)，地震学会講演予稿集(1989年度秋季大会). (1989c)
- 恒石幸正：1989年伊豆半島伊東沖群発地震による伊東一初島測線の変位，地震学会講演予稿集（1989年度秋季大会）. (1989)



相模湾北西海域における変動地形調査†

楠 勝浩*・菊地真一*・穀田昇一*・深江邦一**

TECTONIC LANDFORM SURVEYS IN THE NORTHWESTERN AREA OF SAGAMI BAY†

Katsuhiro Kusunoki*, Shin'ichi Kikuchi*, Shoichi Kokuta*, Kunikazu Fukae**

Abstract

In the past, earthquakes registering a magnitude of about 7 on the Meteorological Agency Scale have occurred repeatedly in the Odawara area. The earthquakes have often caused injury and damage to property. The next earthquake will do likewise. The repeating cycle of earthquakes is considered to be about 70 years and it's feared that the next earthquake will occur within the next 10.

The purpose of this survey and study is to contribute to the earthquake prediction program. The Hydrographic Department of Japan performed three kinds of investigation in the sea area. First, we surveyed the ocean-floor topography using the narrow-multi beam swath survey system for shallow seas (Hydrochart II). Second, we got further detailed topographic data with a side-scan sonar. Third, we observed the bottom geology with a ROV (Remotely Operated Vehicle). Thus we have narrowed the survey area down.

The survey areas given priority were the seaward extension of the Kozu-Matsuda Fault Line, and the area near Manazuru Knoll. The Kozu-Matsuda Fault is believed by most seismologists and geologists to be one of the most active and serious faults. Around Manazuru Knoll, it is suspected that there is Nishi-Sagami Dislocation from south to north, which provokes earthquakes registering a magnitude of about 7.

After these investigations, the following two results were obtained :

1. The movement of the crust is still active around the seaward extension of the Kozu-Matsuda Fault Line.
2. The crust around the Manazuru Knoll is bent downwards having a north-south axis. It may be caused by the subduction at the Nishi-Sagami Dislocation.

1. はじめに

小田原付近では約70年周期でマグニチュード7級の地震が発生しているということが指摘された(石橋, 1977)。この周期性から次の地震を予測すると約10年後に発生することになる。この地震のエネルギー自体は

† Received 7th January 1991

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

** 第二管区海上保安本部水路部 Hydro. Dept. 2th R.M.S.Hqs.

それほど大きいものではないが、発生の予測される地域が陸域もしくは陸に極めて近い海域であり、しかも日本の主要な幹線が集中している場所だけに、人的にも経済的にも甚大な被害が予想される。そこで、地震を未然に予知し、被害を最小に食い止めるために、いち早く精度が高く効率的な調査研究をすることが望まれている。

このような社会的な要請を受け、科学技術庁の科学振興調整費により、「マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究」の第I期が1987年度（昭和62年度）から1989年度（平成元年度）にかけて実施された。本報告書はこの科学振興調整費により海上保安庁水路部が行った調査研究をまとめたものである。

2. 目的

伊豆半島付近はフィリピン海プレートがユーラシアプレートの下に沈み込むプレート境界域になっており、フィリピン海プレートの上に乗った伊豆半島がユーラシアプレートに衝突している。またフォッサマグナを境界とした東北日本は北米プレートの上にあるとの説があり、この説が正しいとすれば、伊豆半島付近はプレート三重会合点ということになる。さらに東方からは太平洋プレートが日本海溝から沈み込んでいる。このように伊豆半島近辺はプレートが複雑に入り組んでおり、この地域のテクトニクスの状態を複雑にしている。このような複雑なテクトニクスを持つ領域で、比較的エネルギーの小さい地震の予知が目的の精密な観測を行うためには、どこに観測機器を置くかが重要な問題となる。

相模湾北西部ではマグニチュード7級の内陸地震の発生に関与していると考えられる断層の1つとして、日本でも有数の大きな活断層である国府津・松田断層が上げられる。関東大地震（1923年）の際には、この断層の海域への延長部の北東側にある断層面が滑ったと考えられている。またもう一つの可能性として、過去の地震の際の地殻変動と付近の地形から、相模湾西部に西相模湾断裂と呼ばれる新たな沈み込み境界が生じつつあるという説がある（石橋 a, 1988；石橋 b, 1988）。この説によれば、この西相模湾断裂が約70年周期の地震に関与しているということである。

そこで当庁では、マグニチュード7級の内陸地震に関連している可能性のある上記2つの断層の周辺で、3年間に渡り精密な海底地形調査を実施した。この調査はそれぞれの地形の特性を明らかにすることにより、西相模湾断裂等の地殻活動史を解明し、さらにプレート運動の特性、地震発生のメカニズムを解明するための基礎資料を整備する、もってマグニチュード7級の内陸地震の予知に寄与することを目的としたものである。

3. 調査海域

調査海域は第1図の通りである。

まず、初年度は相模湾北西部全体で浅海用ナローマルチビーム測深機による精密海底地形調査を行った。2年目はサイドスキャンソナーによる微地形調査を行ったが、その調査海域は1年目に作成した海底地形図を参考にして3海域を選んだ。すなわち、小田原南東方沖、真鶴岬南方沖、川奈崎東方沖である。

小田原南東方沖には国府津・松田断層の海域部への延長がある。国府津・松田断層は日本でも有数の活断層であり、70年周期のマグニチュード7級の地震はこの断層で発生している可能性もある。この場所で現在も断層が活動していれば、その影響が見られるかもしれない。また、真鶴岬南東方沖の真鶴海丘の西側は、西相模湾断裂（石橋 a, 1988；石橋 b, 1988）が通っていると予測される場所である。真鶴海丘の北には熱海海底谷があり、その地形から激しい浸食により岩盤が露出していると思われる。したがって、もし西相模

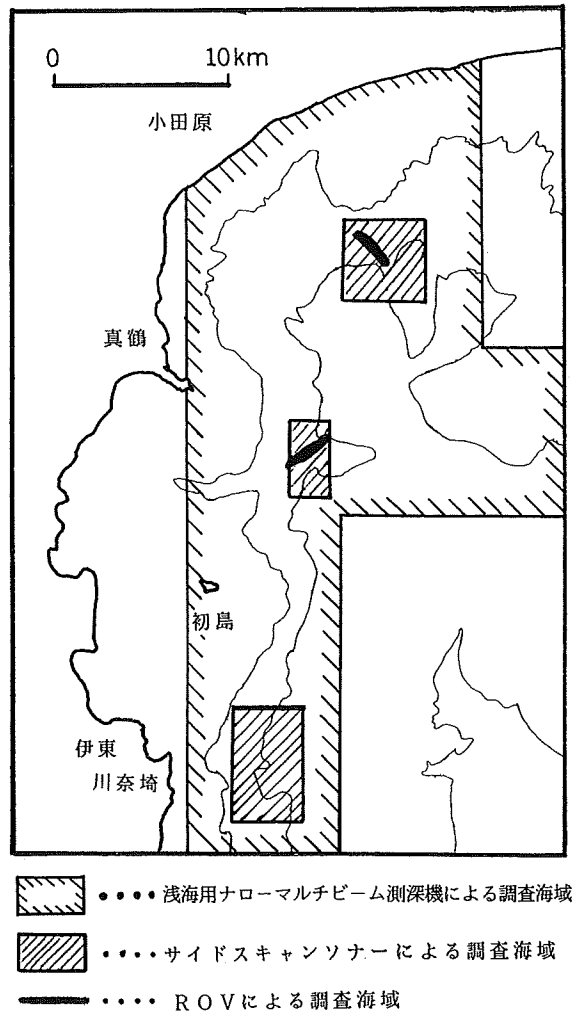


Figure 1. Index map of the areas surveyed with the narrow multi-beam swath survey system for shallow seas, the side-scan sonar, and the ROV in the north-east Sagami Bay.

湾断裂が存在すれば、露出した東落ちの断層もしくは左横ずれ断層の存在が期待される。また川奈埼東方沖は西相模湾断裂が始る場所と予想され、かつ伊豆東方群発地震の震源域でもあった。このような理由からこの3海域を選び、海底変動地形調査を行ない、これらの断層に沿って形成された構造地形の分布を把握した。

3年目はこれら3海域の内から小田原南東方沖及び真鶴岬南東方沖を選び、ROVによる微細構造地形の目視観測を行った。

4. 調査方法及び解析手法

本研究では昭和62年度に浅海用ナローマルチビーム測深機（ハイドロチャートII）による精密海底地形調査、63年度にサイドスキャンソナーによる海底微地形調査、平成元年度にサイドスキャンソナーによるデータの計算機処理及びROVによる目視観測を行い、順次視野を絞っていった。以下に各調査の詳細を述べる。

4-1 浅海用ナローマルチビーム測深機（ハイドロチャートII）による精密海底地形調査

この調査は昭和63年1月上旬に実施された。ハイドロチャートIIによる調査の模式図を第2図に示す。

ハイドロチャートIIは測量船「天洋」に搭載されたナローマルチビーム測深機で片舷9ビーム、左右合せて17本のビーム（中央2本は共通）があり、水深の2.5倍の幅での測深能力がある。音速度の改正はXBTにより行った。

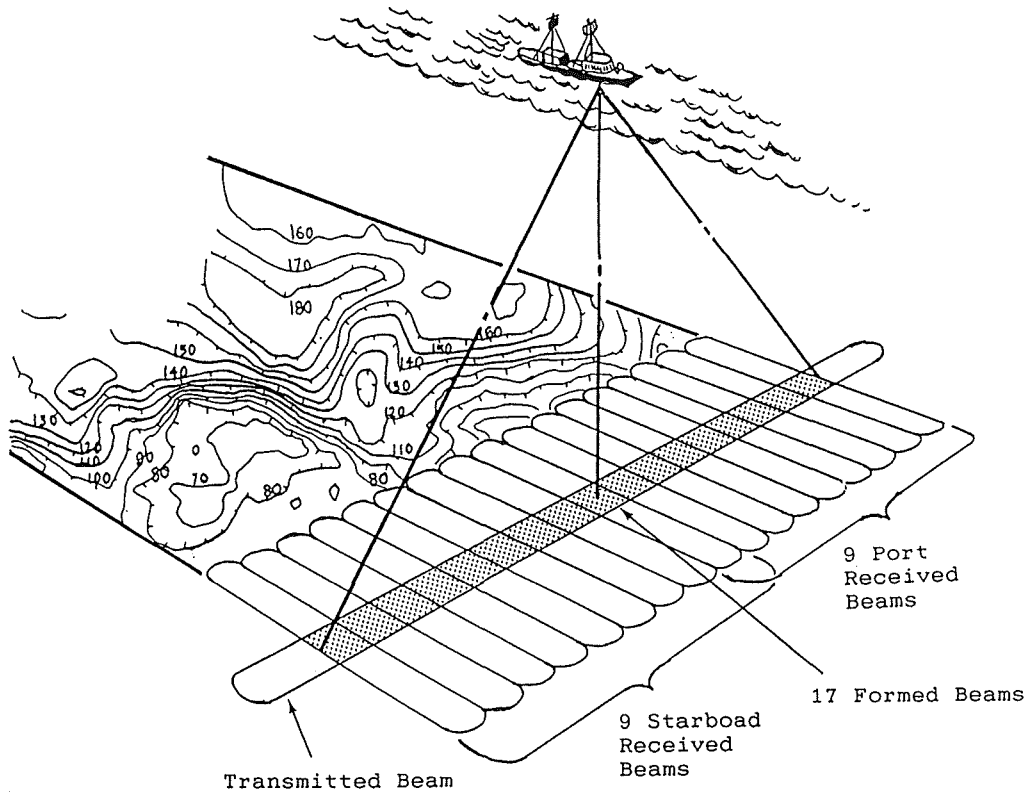


Figure 2. The conception of the survey using the narrow-multi beam swath survey system for shallow seas (Hydrochart II) .

船位の測定にはトリスポンダーを用いた。従局は三浦半島の大楠山N T T無線送受信所と伊豆大島の風早埼灯台に設置した。従局を設置した位置は第1表の通りである。トリスポンダーは誤差1mで位置を測定する能力がある。しかし、今回の調査では従局を2カ所にしか設置しなかったために、1局からの電波が海面反射波との干渉により弱まった時に受信不能となり、位置の決定ができなくなるのが何度かあった。

Table 1. The positions of the slave stations of Trisponder Position Fixing System.

従局点名	緯度	経度	高さ
伊豆大島風早埼灯台	34° 47' 38.88" N	139° 22' 31.28" E	116.3m
大楠山N T T無線送受信所	35° 14' 47.54" N	139° 37' 51.24" E	243.0m

受信不能時間が短い時には、複合測位装置により予測位置が計算され間を補うことができるが、長くなると予測位置の誤差が蓄積してくる。このことが原因で位置が大きくずれ、最初に作成した地形図には偽りの地形が現れた。これを消すために複合測位装置によって書かれた磁気テープからトリスポンダーの各従局からの距離を読取り、位置の再計算を行った。

4-2 サイドスキャンソナーによる海底微地形調査

この調査は昭和63年10月に行った。サイドスキャンソナーとは船の後部から引くトウフィッシュと呼ばれる曳航体から船の進行方向とは直角に扇状の音波を発し、海底からの反射強度を利用して海底をあたかも写真で撮ったかのようなイメージで見ることができる装置である。

船位の測定にはトリスポンダーを用いた。トリスポンダーの従局の位置は浅海用ナローマルチビーム測深機による海底地形調査の時と同じく、第1表の通りである。トウフィッシュの位置は当初の予定では、距離方位音響測位機から得られる船からトウフィッシュまでの方位距離を基に計算するものであったが、適正な値が得られなかったため、トウフィッシュは船の真後にあるものと仮定し、トウフィッシュの海底からの高さ、水深、ケーブルの巻き出し距離からトウフィッシュの位置を決定した。この調査で使用した主な機器及び要目は第2表に示す。

4-3 サイドスキャンソナーによる画像データの計算機処理

サイドスキャンソナーによる調査では、記録紙上にアナログ出力として画像データを収録した他に、A/D変換をして磁気テープにもデータを収録した。得られた画像データをより見やすく、かつ分解能を上げるために、計算機により様々な後処理を施し、最終的に精密音響写真地図を作成した。以下にその処理内容を順を追って説明する。

(1) 斜距離補正

サイドスキャンソナーより取得した画像データ磁気テープには、反射してきた音波の音圧が時系列として

Table 2. The principal systems used for the survey in the second year.

機 器 名	製 造 元	商品名または型番	性 能 及 び 精 度
サイドスキャンソナー	E G & G	SMS 990型深海用	・曳航体 周波数：59kHz ビーム幅 水平：1.2° 垂直：40° ・記録器 濃淡グラフィック記録 ドット数：2,048ドット/ライン
巻 揚 機	鶴見精機	ケーブルウインチ	ダブルアーマードケーブル使用 ケーブル長：4,000m 巻揚能力：46m/分
距離方位音響測位機	E G & G	レンジベアリング	距離：±10m 方位：±5°
電波測位機	デルノーテ テクノロジー	トリスポンダー 542型	最大到達距離：80km 精度：1 m
音響測深機	レイセオン	D S F 6000型	ビーム角度：20° 周波数：40kHz 最大可測深度：2,000m

記録されている。しかし、時間的に等間隔に採られているデータは海底面に投射した場合、直下か端によってデータ間の距離は異なる。このような原因による画像の歪を無くするために、時間的に等間隔にならんでいるデータを海底面の対応する位置に並べ直す処理を斜距離補正という。

(2) ノイズ除去

画像データの中には海底からの画像データすなわち反射音だけではなく、水中ノイズ、機械ノイズ、電気ノイズ等の様々な雑音が多々混じっており、画像むらの原因となる。そこでこれらのノイズを取り去る必要がある。

(3) 放射量補正

サイドスキャンソナーは海底から反射してくる音波の音圧を利用して画像を作成している。しかし、送波器から出射される音波の送波強度が出射方向により異なるため、均質な海底でも不均質な反射が帰ってくることになる。そこで、これを均質に補正し、海底地形・地質本来の画像データを得るための処理が放射量補正である。

(4) 幾何補正

リアルタイムで出力されるアナログ画像記録では、トウフィッシュの速度の変化、曳航船の蛇航、潮流、ケーブルの巻き上げ巻き下げ等により歪ができる。そこで、トウフィッシュの位置を正確に計算した上で、この歪を除去する作業が必要となる。これが幾何補正である。

これらの処理の後、記録をモザイク状に貼り合わせ、音響写真地図を作成した。処理の詳細については日本水路協会の報告書（日本水路協会、1988）に詳しく述べられている。

4-4 ROVによる目視調査

本調査は平成元年12月に実施され、株式会社アデコのROV（スーパースコーピオ）を使用した。使用したROVの外観を写真1に、その要目を第3表に示す。



Photo. 1. The external appearance of the ROV

Table 3. The principal particulars of the ROV.

要 目	内 容
寸 法	長さ2.5m×幅1.5m ×高さ1.6m
重 量	1.85トン (空中重量)
推 進 力	62馬力
可能潜水深度	1,000m
スライスター	前後進スライスター 2基 前進3.7ノット 後進2.8ノット 左右進スライスター 2基 2.7ノット 上下進スライスター 1基 1.0ノット
マニピュレーター	7関節 長さ1.3m 握力45kg
ケーブル	ダブルアーマードケーブル 長さ1,000m 波断力37.6トン
カ メ ラ	4基 観察用ビデオカメラ 写真撮影用スチルカメラ パイロットカメラ 白黒小型カメラ

測位は母船についてはトリスポンダーを使った。トリスポンダーの従局の位置はこれまでの調査同様、第1表の場所に置いた。ROVについては、取り付けたトリスポンダーにより得られる母船からの相対位置、すなわち母船からの方向・距離をまず決定し、次にトリスポンダーにより得られた母船の位置を基にROVの位置を決定した。ROVの位置は支援母船の指令室でリアルタイムでプロットすることができるようになっている。位置の精度は航跡及びROVより観察される地形と、海底地形図との対比により30m程度であると考えられる。

調査内容はカラービデオカメラによる目視観測、深海スチールカメラによる写真撮影、マニピュレーターによる岩石採取等である。調査海域は第1図に示す通りで、小田原南東方沖で2ダイブ、真鶴岬南東方沖で2ダイブを行った。

5. 調査結果

5-1 浅海用ナローマルチビーム測深機による調査結果

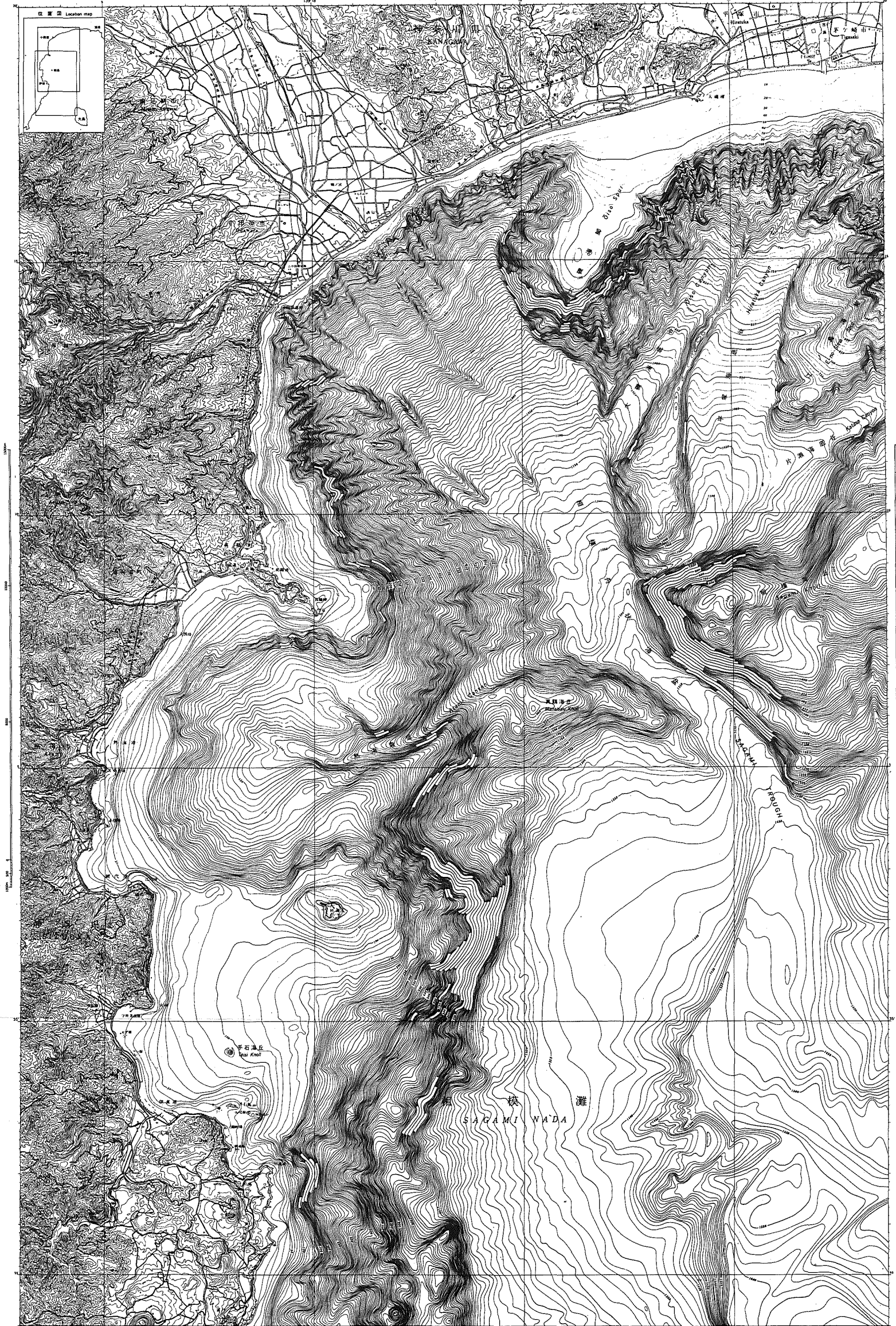
現地調査では、測線間隔は大体水深の2倍を目安として取り、測深幅が水深の2.5倍ある浅海用ナローマルチビーム測深機で未測域がほぼ出ないように配慮し、測深を行った。こうして得られたデータを基に、不良水深の削除、位置の修正等の処理を施し、最終的に水深データのメッシュ幅が実スケールで125m、等深線の間隔10m、縮尺5万分の1で、A0判の海底地形図を作成した。こうして得られた海底地形図を縮小したのが第3図である。

この地形図からは大きな構造として以下のことが上げられる。まず、国府津・松田断層の延長で南東方向に連なる急崖があり、大磯海脚と酒匂川河口から続く平坦な緩斜面との境界をなしている。酒匂川河口からの緩斜面には比高30m~50mの尾根状の地形がいく筋が見えるが、この地形が堆積によるものか浸食による削り残しか、あるいは堆積層下部の構造地形を反映しているのか、地形のみでは判別は不可能である。また、

ランベルト正角円錐図法 (標準緯線 34°20' .30" E)
Lambert's Conformal Conic Projection
Standard Parallels 34°20' and 37°30'

相模湾西部海底地形図

WESTERN PART OF SAGAMI WAN
BATHYMETRIC CHART



等深線間隔...10m
等高線間隔...20m

平成元年までの日本海上保安庁水路部の測量
陸部は国土地理院の資料による

平成2年2月 海上保安庁水路部 調製
(平成元年度科学技術振興調整費による)

Figure 3. The detailed topography in the north-east Sagami Bay derived from the survey data of the narrow-multi beam swath survey system (Hydrochat II). The scale of the existent charts is 1/50,000.

相模湾西部海底地形図

横メルカトル図法(緯度点35°10' N, 139°13' E)

小田原南東方沖

昭和63年日本海上保安庁水路部の測量

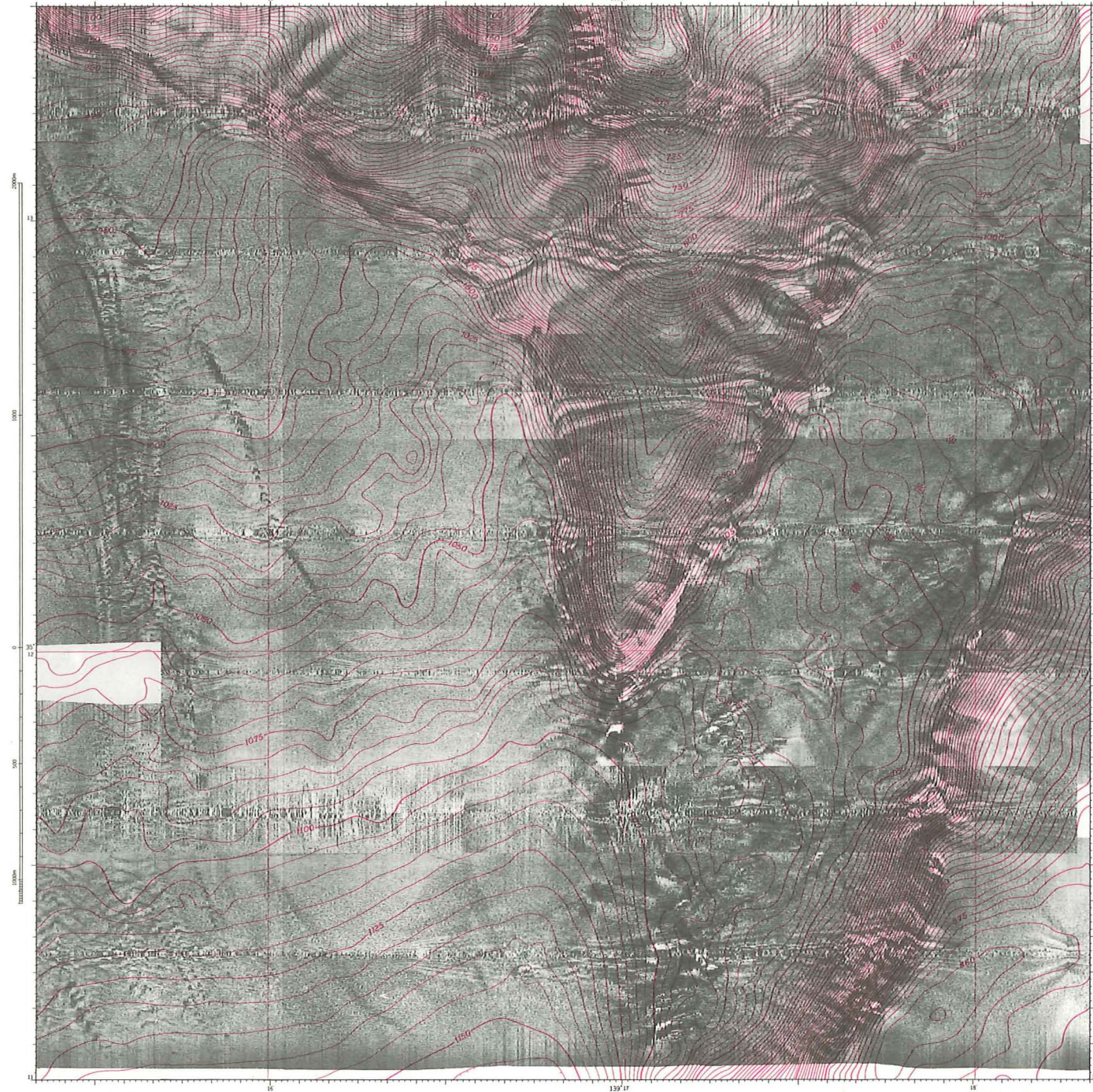


Figure 4a. The picture of the topography in the south-east of Odawara obtained from the survey data of the side-scan sonar after some processing with computer. The overprinted contour is the topography derived from the data of the narrow-multi beam swath survey system.

真鶴岬南東方沖

相模湾西部海底地形図

横メルカトル図法(緯度点35°10' N, 139°14' E)

昭和63年日本海上保安庁水路部の測量

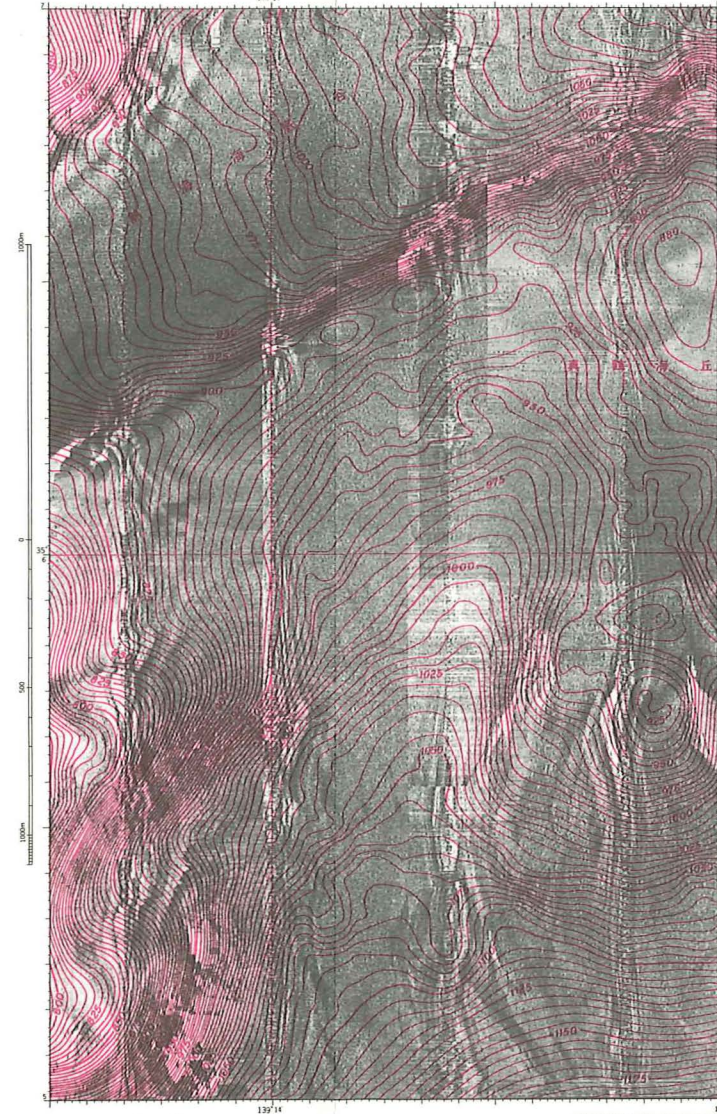


Figure 4b. The picture of the topography in the south-east of the headland of Manazuru.

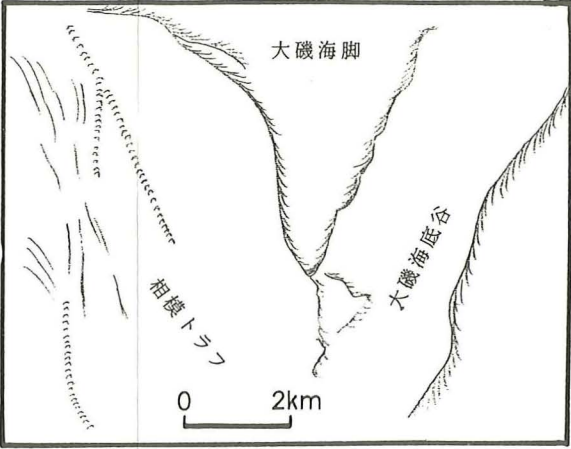
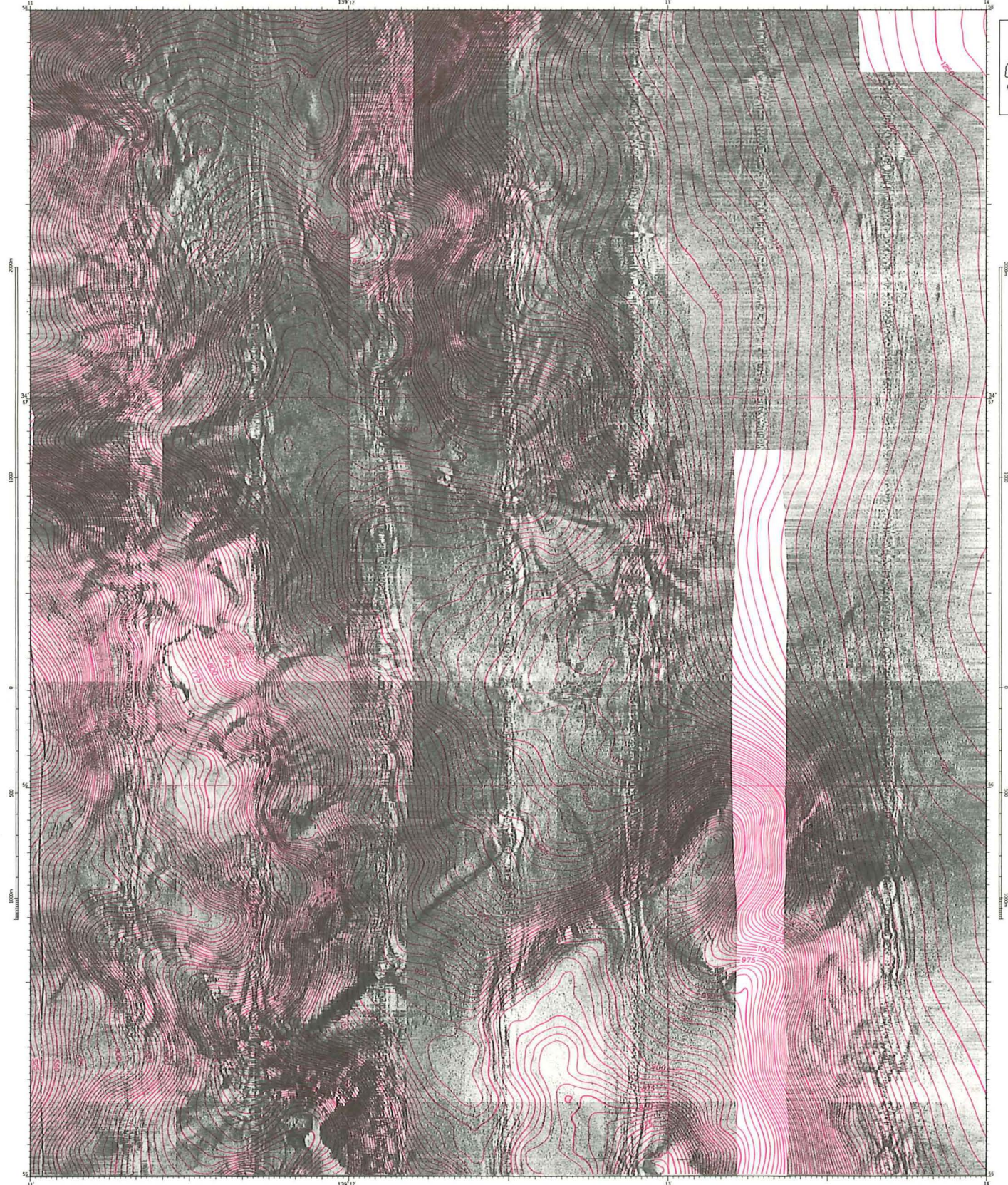


Figure 5a. The interpretation map of Figure 4a. The lines and markers in Sagami Trough indicate the traces of the debris flow or the turbidity current. The other lines around Oiso Spur and Oiso Canyon indicate cliffs.



Figure 5b. The interpretation map of Figure 4b. In the south-west of Manazuru Knoll, there are the small faults going side by side and a fan.

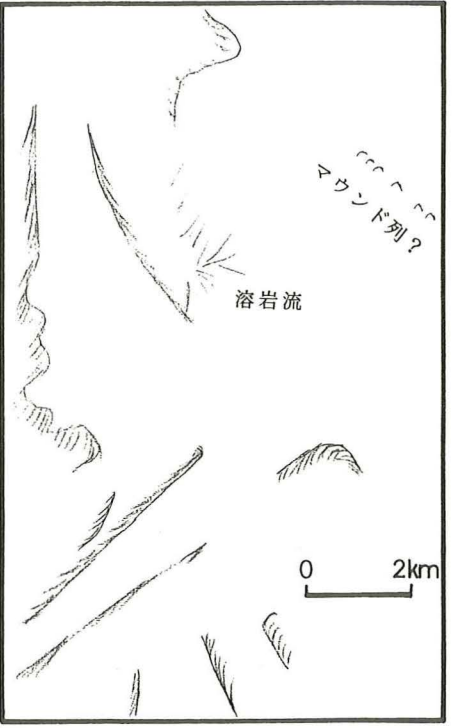


Figure 5c. The interpretation map of Figure 4c. We can see the lava flows at the north of the center of the picture and the mounds array at the north-east part of the picture. The cliffs in the southern part of the picture are considered to be tectonic ones.

Figure 4c. The picture of the topography in the east of Kawana.

注意
本図は航測用で作成されたものでない。航測にあたっては航測用で作成された海図を使用すること。

真鶴海丘の西側から南方の川奈沖に至るまで、断層と考えられる傾斜の強い崖が読み取れる。この崖は真鶴海丘の北側では不鮮明になっている。川奈沖では尾根・谷の地形が複雑になっており、明らかに構造的な地形と考えられ、中には伊豆大島から続く単性火山群の一つと思われる海丘も含まれている。

5-2 サイドスキャンソナーによる調査結果

昭和63年度のサイドスキャンソナーによる調査海域は、62年度に作成した海底地形図を参考にして、第1図の通り3海域を設定した。この調査により得られた画像データを計算機で処理した後、音響写真地図を1万分の1の縮尺で3図作成した。第4a~4c図はこの音響写真地図を縮小したものであり、第5a~5c図にそれぞれの解釈図を示す。

まず、国府津・松田断層の延長である小田原南東方（第4a図、第5a図）より見てみる。大磯海脚及び大磯海底谷には全体的に濃い反射パターンが、酒匂川河口から続く緩斜面には比較的均一な淡い反射パターンが見られる。これは大磯海脚及び大磯海底谷では堆積物が多少粗粒であることと、地形的特徴（起伏の多い場所では反射パターンが強くなる。）のためと考えられ、一方緩斜面では細粒の堆積物があるためと考えられる。また、酒匂川から続く緩斜面には傾斜の方向に沿って筋状の地形が読取れるが、これは過去の乱泥流もしくは土石流の痕跡であると思われる。国府津・松田断層から続く急崖に沿って北から見てくると、まず大磯海脚の西側には表層が滑り落ちたような二重の崖が見られる。次に大磯海底谷の出口のところでは不規則な濃い反射パターンが見られる。これは海底谷の出口が崖または急斜面になっており地形的に不連続であることを表わしている。この反射パターンが海底谷側に入り込んでいることから、大磯海脚の西側に沿った急崖が大磯海底谷に食込んでいることが分る。

次に真鶴岬南東方沖（第4b図、第5b図）について。この海域には熱海海底谷と真鶴海丘が含まれている。反射パターンの強弱を見てみると、熱海海底谷の底の方が真鶴海丘よりやや濃いことが分る。これは熱海海底谷を覆っている堆積物が真鶴海丘のそれよりもやや粒が粗いことを示している。また熱海海底谷と真鶴海丘の境界には、非常に濃いあるいは白く抜けた反射パターンがある。これはかなり切り立った崖を意味している。恐らく地形図で表現されているよりも急な崖であると思われる。また、音響写真地図上には残念ながら白抜けになっているが、サイドスキャンソナーのアナログ記録上で、真鶴海丘から南西へ少しはずれたところに長さ200m程度の小規模な東落ちの雁行断層が確認された（第5b図）。

最後に川奈埼東方沖（第4c図、第5c図）について。

この海域の西側には不規則な濃淡のパターンが見られる。これを良く見てみると、地形図では単純な崖に描かれている中にも実は細かい崖が多くあり、崖崩れの痕も数カ所あることに気が付く。南部には北西-南東と北東-南西の走向を持つ黒い筋がいくつか見える。これは崖地形による反射であると思われる。この付近の陸上では大きな河川が無く、乱泥流や土石流による浸食地形とは考えにくく、構造的であると思われる。図のほぼ中央の海丘には放射状の筋が見える。これは海丘の頂上から流れ出た溶岩流であろう。また、東側は比較的淡くかつほぼ均一な反射パターンとなっており、細粒の堆積物で覆われていると思われる。この淡い反射パターンの北側に斑点状の濃い反射パターンが南東から北西にかけて規則的に並んでいる場所がある。この斑点状の反射は二つの隣り合う記録で現れているため、機械の電氣的なノイズによるとは考えられず、実際の地形によるものである。すなわち、この反射は平坦な堆積物に覆われた場所にある山状地形すなわちマウンド列と思われる。マウンドが線状に並ぶことについては、堆積層の下に隠れた断層に沿って熱水もしくはガスが噴出していることが考えられる。

5-3 ROVによる調査結果

小田原南東方海域においては、国府津・松田断層の沖合延長部である大磯海脚南部の海脚基部付近、すなわち、音響写真地図では表層が滑り落ちたような二重の崖が見られた場所(第4 a図)を中心に調査を行った。調査の結果、酒匂川河口から続く緩斜面は新しい堆積物に覆われており、半分泥に埋ったバケツが見つかったことから堆積速度はかなり速いと思われる。したがって、断層地形が海底に形成されても、堆積物の移動により短期間の内に構造的微地形が消滅してしまうだろう。実際に音響写真地図で二重の崖に見えたところは、なだらかな斜面はあったものの露頭は見つからなかった。しかし、斜面に沿って東に移動すると、小規模な崖が北西-南東方向と東西方向に伸びるよう分布しており、上総層群相当層からなることが確認された。

真鶴岬南東方沖の海域は、中央部に西相模湾断裂の存在が予想される海域であり、同断裂を横切る熱海海底谷の谷底と南側斜面の調査を集中的に行った。熱海海底谷の南側斜面は北側の斜面と比較しても急傾斜であることから地層の露出が期待された。音波探査記録の解析によれば三浦層群及び葉山層群を覆って上総層群相当層が分布し、海脚及び海丘の間の谷は三浦層群相当層以下の地層が谷底に露出する。相模湾は上総層群相当層堆積後に海底谷が発達し、沈降が進んだと考えられているので(杉山ほか, 1984) 上総層群相当層の変動を調査することが重要であると考えられた。

真鶴岬南東方沖における調査では、熱海海底谷の南側斜面を重点的に観察した。第6図にROVの航跡、第4表に資料の採取地点及び試料の内容を示す。調査の結果、熱海海底谷南側斜面には連続的に地層が露出し(写真2)、500メートル以上に渡って同一の地層を追跡することができた。この地層に沿って西から東へ

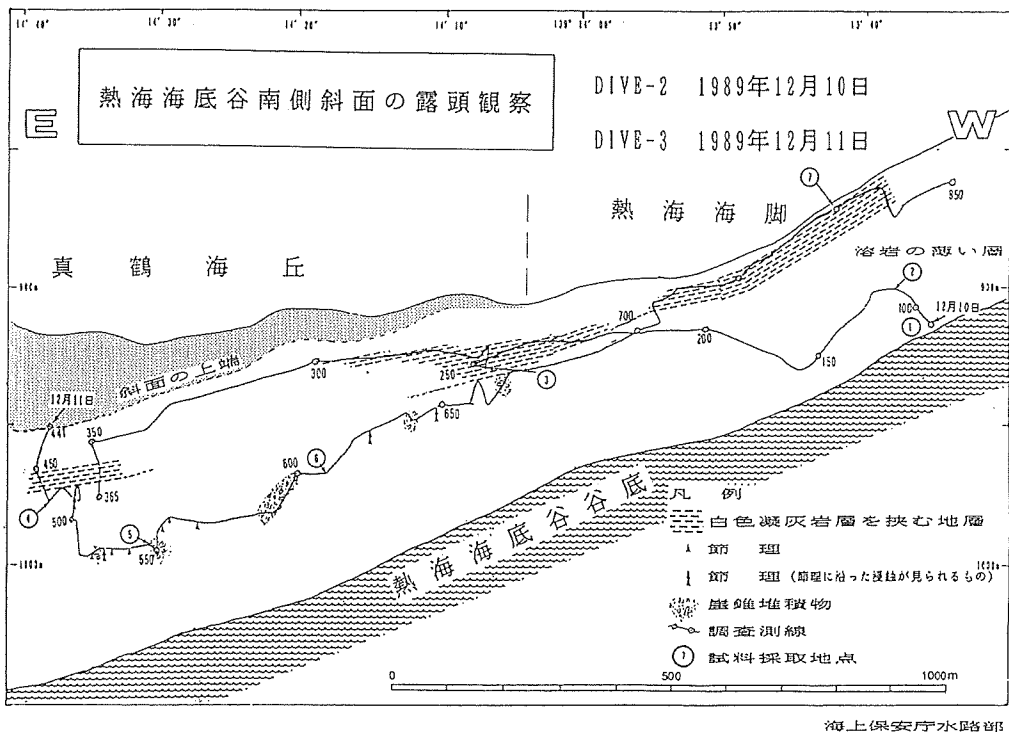


Figure 6. Track chart of the ROV along the south side wall of Atami Canyon. The circled numbers indicate the places where the samples were gathered. The informations about samples are shown in table 4.

徐々に進んでいくとROVの表示水深が少しずつ深くなっていき、熱海海脚から真鶴海丘へ移る地形の少しくびれたあたりからその変化が緩やかになってきた。すなわち、熱海海脚から真鶴海丘を形成する地層は東に傾き下がるように傾斜しており、その傾斜が真鶴海丘の下では緩やかになっていることが分った。このように、この地層には西相模湾断裂を直接指示するような断層は見られなかったが、緩やかな傾斜の変化が確認できた。

Table 4. The positions where the samples were gathered with the ROV in Atami Canyon and other informations about samples.

試料番号	採取日時	緯度	経度	水深	岩石種類	備考
①	12/10 11:17	35°06'20.9"N	139°13'35.4"E	914m	玄武岩質溶岩	谷底, 転石
②	12/10 11:19	35°06'15.8"N	139°13'38.0"E	900m	玄武岩質溶岩	シルト層内の薄層, 露頭
③	12/10 14:32	35°06'27.4"N	139°14'06.5"E	929m	細粒凝灰岩	露頭
④	12/11 08:39	35°06'40.0"N	139°14'38.3"E	976m	細粒砂岩	露頭
⑤	12/11 09:51	35°06'37.7"N	139°14'30.8"E	993m	シルト岩	露頭
⑥	12/11 10:54	35°06'30.4"N	139°14'18.1"E	967m	細粒砂岩	転石, 露頭の近く
⑦	12/11 11:51	35°06'07.7"N	139°13'42.0"E	868m	凝灰質砂岩	露頭



Photo. 2. The south wall of Atami Canyon observed with the video camera of the ROV.

6. 考 察

新しく作成した海底地形図, 及びサイドスキャンソナーのデータ (音響写真地図) から断層が存在すると解釈される場所を第7図に示す。

まず, 小田原南東方沖に着目する。海底地形図を見ても音響写真地図を見ても, 大磯海底谷と酒匂川河口から続く緩斜面との間に段差があることが分る。この段差は国府津・松田断層から続く急崖に連なっている。大磯海底谷は現在も浸食の続く海底浸食谷であると考えられ, その出口を横切る崖によって谷が終っている

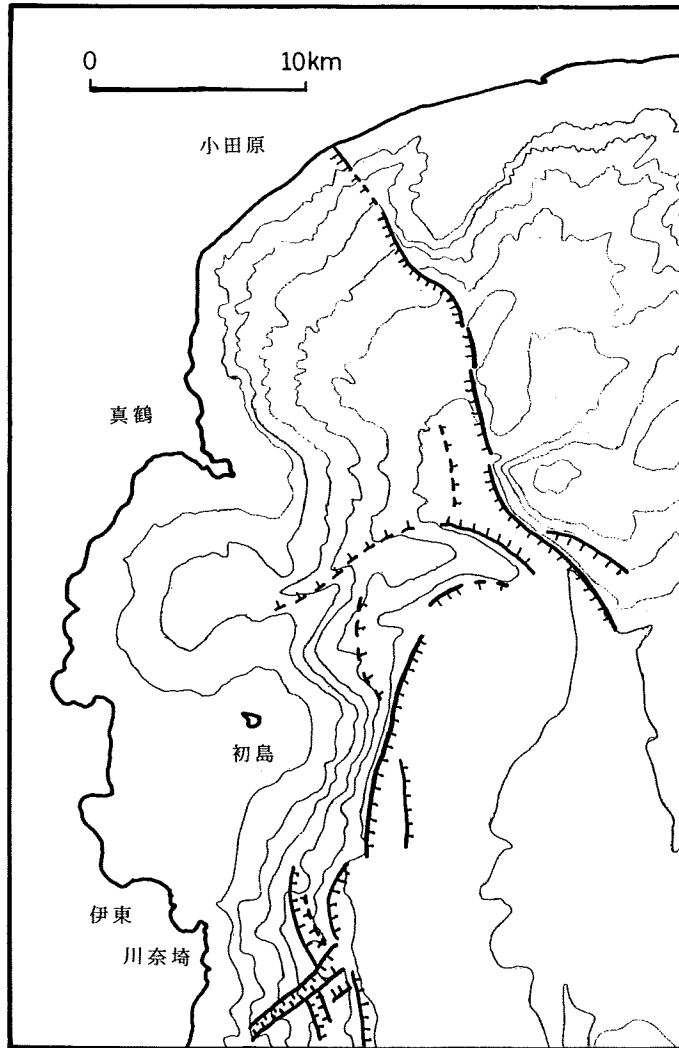


Figure 7. The distribution map of the faults. The solid and broken lines with markers indicate certain and probable faults respectively.

ということは、この崖が断層であり、今も活動中であることを示唆するものと考えられる。しかも、海底谷を横切る崖はその前後のつながりを見ると海底谷の内側に入り込んでいることが分る。これはこの崖が逆断層であることを示している。また、音響写真地図ではその北北西方向の、崖がほぼ西北西—東南東に続く場所で、比較的新しいと思われる表層の滑り落ちたような崖が2カ所平行して見える。このことから崖が現在活動中の断層であると考えられる。

川奈崎東方沖では音響写真地図から、北西—南東・北東—南西の走向を持つ崖に挟まれた地溝状の地形や、溶岩流の跡、北西—南東のマウンド列が見られる。これらは地下からのマグマの圧力により生じたと考えられる。この海域は伊豆東方沖群発地震の震源地であるということと、西相模湾断裂が始るとすればここから始まるという理由で選んだが、西相模湾断裂に結びつく地形は見られなかった。しかし、火山と関係の深い地形が多く存在することが確認できた。

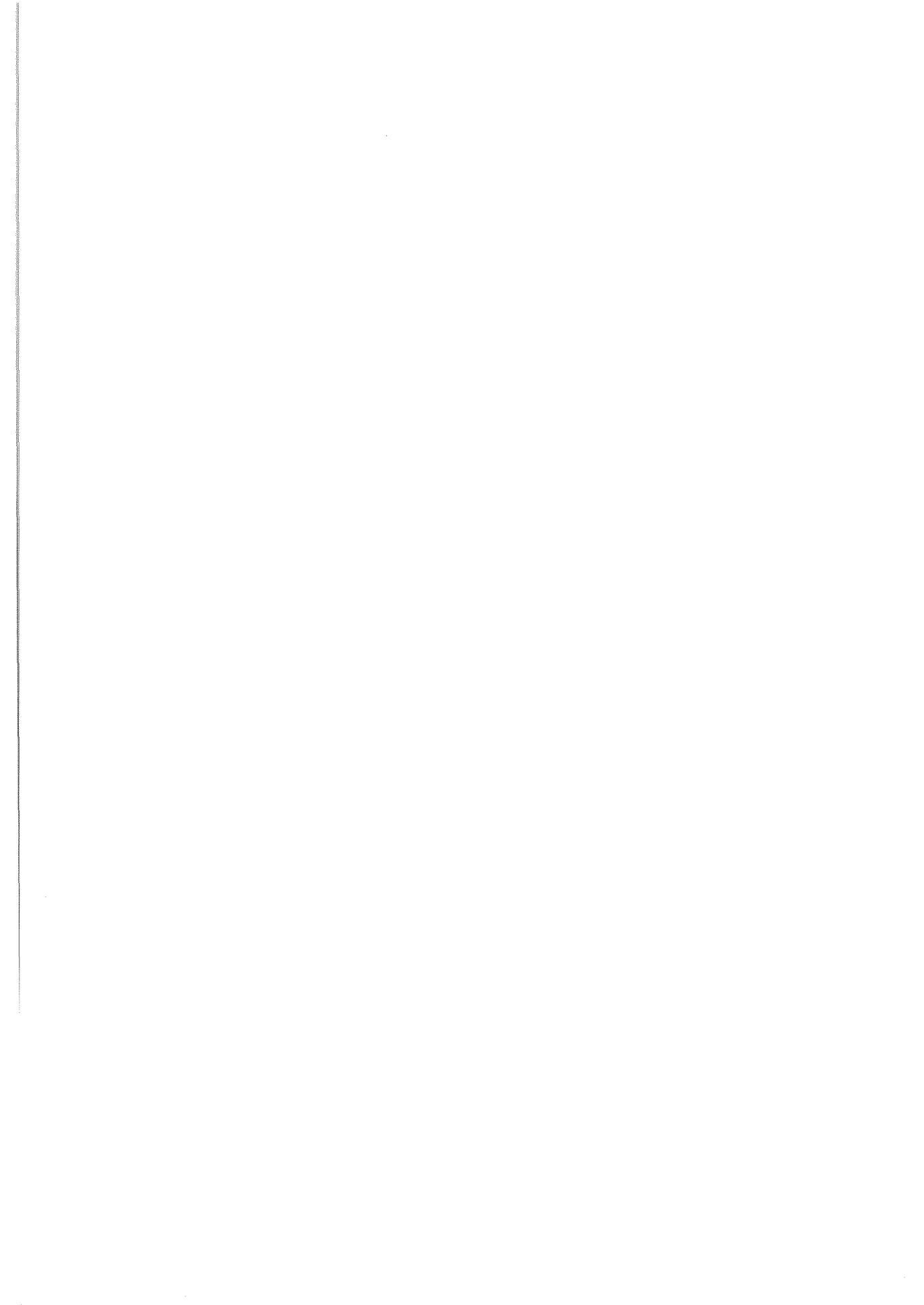
地形から西相模湾断裂の存在が予想された真鶴南東方沖の真鶴海丘の西側ではサイドスキャンソナーのデータから明瞭な断層は認められなかったが、ややその南西に小規模な雁行した東落ちの断層が見られた。またROVの調査では熱海海脚と真鶴海丘を構成する地層の傾斜は共に東下がりだが、傾斜の大きさに違いが見られ、真鶴海丘側の方が緩やかだった。これらの結果からこの海域の構造運動としては断層運動ではなく、東落ちのウォーピングが想定される。これが西相模湾断裂を反映している可能性もある。

謝 辞

今回の調査では海上保安庁水路部測量船「天洋」の船長以下乗組員の方々に御協力頂き感謝いたします。トリスポンダーの従局の設置運営に関しては、NTT横須賀支店並びに伊豆大島航路標識事務所の方々にご協力を頂き、心からお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 石橋克彦：地震予知連絡会東海部会資料，建設省国土地理院，p.53，(1977)
石橋克彦 a：「神奈川県西部地震」と地震予知 I，科学，Vol.58，No.9，p.537—547，(1988)
石橋克彦 b：「神奈川県西部地震」と地震予知 II，科学，Vol.58，No.12，p.771—780，(1988)
日本水路協会：「海底面広域探査技術の研究」その 1，p.85—111，(1988)
杉山明・深沢満・中嶋暉：相模トラフ周辺の海底地形とその成因，最近の海底調査その 4（日本水路協会），p.87—98，(1984)



糸魚川周辺海域における変動地形・地殻構造調査[†]

楠 勝浩*・菊池真一*・沖野睦登*・穀田昇一*・渡辺義和*

TECTONIC LANDFORM AND GEOLOGICAL STRUCTURE SURVEYS IN THE SEA AREA NEAR ITOIGAWA[†]

Katsuhiko Kusunoki*, Shin'ichi Kikuchi*, Mutsuto Okino*,
Shoichi Kokuta* and Yoshikazu Watanabe*

Abstract

The theory that North-East Japan is on the North American Plate was suggested by scientists after the Japan Sea Earthquake (M=7.7) of May 26th, 1983. According to this theory, the boundary between the North American and Eurasian Plates runs from the eastern border of the Japan Sea, through Fossa Magna in the middle of Japan, to Sagami Bay. The Hydrographic Department of Japan conducted the surveys in order to investigate this theory and to contribute to the earthquake prediction program.

The surveys were conducted in two periods. The first period was from 1985 to 1987, and the second was the next two years. In the first period, the area off Itoigawa was surveyed and reported by Asada et al. (1989) and Kato et al. (1990). The land area was surveyed by other government offices. If we survey the middle area, we should be able to determine the features of the entire lineation possibly considered to be plate boundary. In the second period, we used the narrow-multi beam swath survey system (Hydrochart II) to investigate the bottom topography, and the seismic profiler system by electrical discharge to investigate the geological structure in the sea area near Itoigawa. From the data gathered by these surveys, we have determined some geological features in the area.

The results are as follows:

1. In the sea area near Itoigawa, there are some active folds tending from northeast to southwest. They intimate northwest-southeast pressure in the crust.
2. There are some thrust type faults on the north-south line from the Toyama Trough to Itoigawa. They run obliquely on the folds. The line is not necessarily the plate boundary because of irregularities along the faults line. The lowered or depressed side of the fault changes along the fault line. However it must be a geological "weak line".

1. はじめに

中部日本及びその周辺海域は南北にフォッサマグナが走り、その南にはフィリピン海、太平洋、ユーラシ

[†] Received 8th January 1991

* 沿岸調査課 Coastal Surveys and Cartography Division

アの3プレートが会合して、活発な地震地帯となっている。このような状況をふまえ、日本海東縁部からフォッサマグナ、房総沖海域において、地殻構造調査等を行うことにより、地震テクトニクスを明らかにし、これらの地域における地震予知のための資料を得ることを目的として、科学技術庁の科学振興調整費による「中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究」が1985年度から1989年度にかけて第I期と第II期に分けて実施された。

この研究の第I期は1985年度から1987年度にかけて実施され、当庁では富山湾から佐渡島周辺海域において、海底下の地殻構造と海底の変動地形を明らかにするために、マルチチャンネル反射法音波探査及び屈折法音波探査とシービームによる海底地形調査を行っている(浅田ほか, 1989; 加藤ほか, 1990)。第II期は1988年度から1989年度にかけて実施され、当庁はその研究の一環として、糸魚川周辺海域において、海底地形調査、地質構造調査を行った。本報告書はこの研究の第II期の調査の成果をまとめ、報告するものである。

2. 目 的

日本海東縁部から糸魚川一静岡構造線にかけては1983年の日本海中部地震を契機とし、ユーラシアプレートと北米プレート間の新生プレート境界であるとする説(中村, 1983; 小林, 1983)が注目を浴びている。

本研究の第I期ではこの説を受け、地震予知のためのテクトニクスに関する情報を得ることを目的とし、富山一佐渡海域においてマルチチャンネル反射法音波探査、並びにナローマルチビーム測深機(シービーム)を使った海底変動地形調査を実施した。これらの調査からプレートの沈み込みを示すような基盤岩の傾き下がる構造は認められないものの東西方向の圧縮を示す海底活断層が存在すること、富山深海長谷は蛇行しながら能登半島と佐渡島をつなぐ隆起帯を横切って深く浸食していること等、活発な変動帯としての特徴が明らかとなっている(浅田ほか, 1989; 加藤ほか, 1990)。

一方、陸域に関しては松本盆地では地震探査の結果、ユーラシアプレートが北米プレートの下へ沈み込む説に調和的な逆断層が存在する(Ikami et al., 1986)こと、また測地測量の結果ではこれらのプレート同志の衝突を示すような活発な運動が北部フォッサマグナ域には無く、むしろ小谷から直江津の方向に活動的な地域が延びている(国土地理院, 1988; 多田・橋本, 1990)こと等が報告されている。

以上述べたように、海域沖合部と陸域ではそれぞれ地震テクトニクスを考察するための情報が得られているが、その中間の海域沿岸部では未だ調査の空白域となっている。そこで当庁では本研究の第II期として、日本海東縁部から陸域のフォッサマグナに至るまでの連続的な地震テクトニクスを解明するために、糸魚川沿岸部を中心に変動地形・地殻構造調査を実施する。

3. 調査方法

本研究の第II期として、第I期で調査を行った海域と陸域との間の海域(第1図)で、浅海用ナローマルチビーム測深機(ハイドロチャートII)による変動地形調査とスパーカー(放電式音波探査機)による海底地質構造調査を2年間にわたり行った。以下に詳細を述べる。

(1) 浅海用ナローマルチビーム測深機(ハイドロチャートII)による変動地形調査

ハイドロチャートIIは測量船「天洋」に搭載された浅海用ナローマルチビーム測深機で、片舷9ビーム、左右合わせて17本のビーム(中央2本は共通)を有し、水深の2.5倍の幅での測深能力がある。本調査では測線の間隔を最小で0.25マイル(約460m)とし、200m以深の海域では末測域が出ないよう綿密な地形調査を実施した。

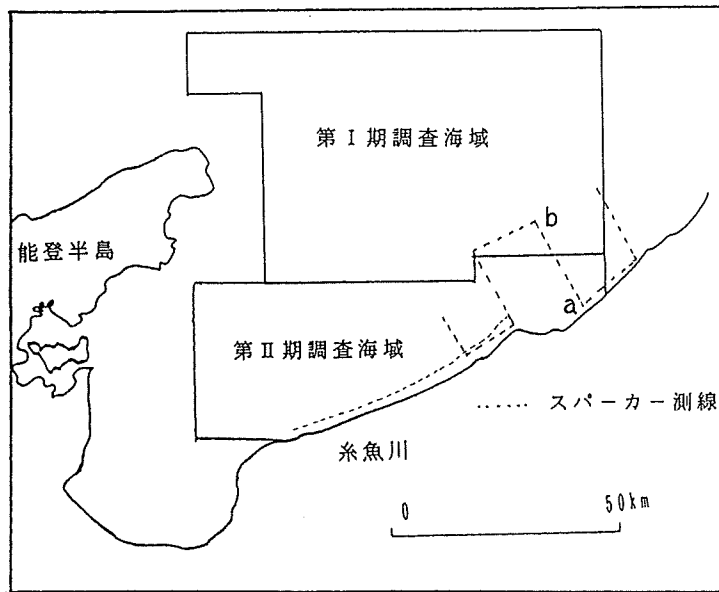


Figure 1. The boxes show the surveyed area and the broken lines are surveyed with seismic profiler system. The seismic profile record between a and b is shown in figure 3.

また、船位の測定にはトリスポンダーを主として、トリスポンダーの状態の悪い場所ではGPSを使用した。トリスポンダーは陸上に設置した従局と船上にある主局との電波の往復時間から距離を測定し、2局以上の従局点との距離から位置を算出する装置である。本装置は誤差1m以内で距離を測定する能力を有する。従局は陸上の6ヵ所、すなわち米山埼灯台、鳥ヶ首岬灯台、糸魚川市街、宮崎鼻灯台、生地鼻灯台、能登観音埼灯台に設置し、少なくとも3点を同時に使用するようにした。これらの従局点は、全て国土地理院の三角点から原点測量により位置を求めているので、位置の精度は30cm以内である。トリスポンダーの従局を設置した場所については、第1表に示す。GPSは岸から遠く離れ、トリスポンダーの電波が届かない場所、もしくは岸に近過ぎてトリスポンダーからの電波の交角の悪い場所で使用した。GPSの精度は受信状況によっても異なるが、状態の良い時間帯にしかデータを取っていないので、30m以内であると考えられる。

トリスポンダーによる測位からGPSによる測位に切替える場合、あるいはその逆の場合にはどうしても現場では対応の遅れるときがある。今回の調査の際にもその様なことが何回かあった。この場合、複合測位

Table 1. The positions of the slave stations of Trisponder Position Fixing System.

従局点位置

従局点名	緯度	経度	標高	備考
米山埼灯台	37°19'15".463	138°26'26".734	95 m	原点測量済
鳥ヶ首岬灯台	37°10'05'.251	138°05'57".884	81.9m	"
糸魚川アパート屋上	37°02'34".286	137°51'32".446	24.4m	"
宮崎鼻灯台	36°58'05".890	137°35'24".321	108.8m	"
生地鼻灯台	36°53'41".318	137°24'49".494	32.2m	"
能登観音埼灯台	37°06'14".09	137°03'39".61	32 m	"

装置から出力される位置データは必ずしも正しいとは限らないので、データを持帰った後のオフライン処理で、複合測位装置で書かれたMTからトライポスターのローデータ等を読み込み、位置の再計算を行った。このような手続の後、最終的な航跡図(第2図)を得た。

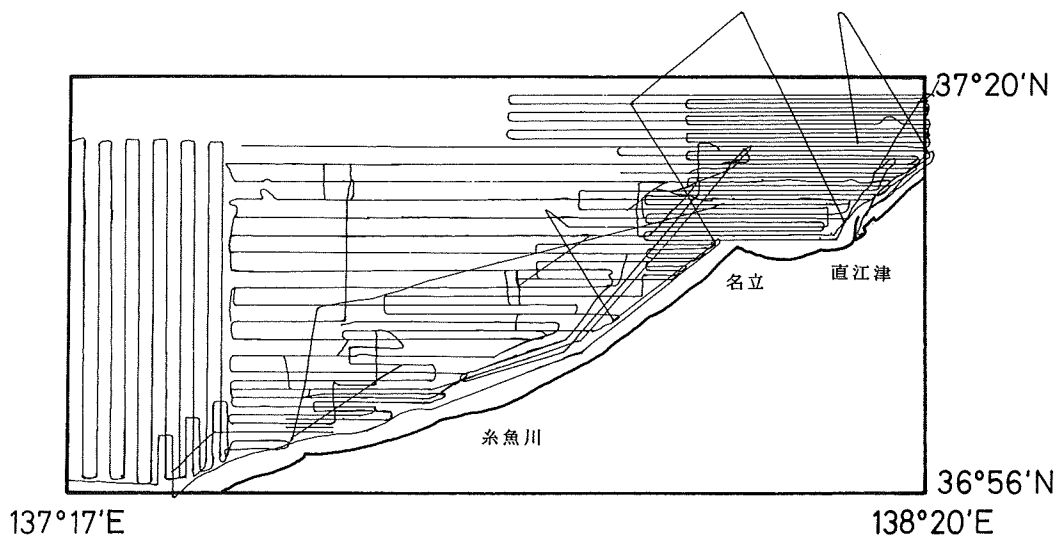


Figure 2. Track lines of the survey.

(2) スパークー(放電式音波探査機)による海底地質構造調査

スパークーとは船尾より曳航するスパークアレイと呼ばれる部分で放電(スパーク)させて音波を出し、海底下の各地層から反射してくる音波を受信して海底下の構造を探る装置である。今回の調査ではスパークの際の発振エネルギーは5000ジュールとした。

今回の調査海域で特徴的な地形は北東から南西に続く地形の高まり、及び南北に続くと考えられるフォッサマグナである。そこで本調査ではこれらの特徴的な地形を横切るように、岸線と直交するような北西-南東測線と岸線に沿った北東-南西測線の2種類の測線を用意し(第1図)、変動地形調査と同時進行で行った。

4. 成 果

今回の調査で糸魚川付近の沿岸部の5万分の1の精密海底地形図(A0サイズ)を2図作成した。これらの精密海底地形図とスパークーの記録から以下のことが明らかとなった。

- ① 本研究で作成した海底地形図を第3図に示す。この図から能登-佐渡島隆起帯及び陸域の山脈(三国山脈, 東頸城丘陵等)に平行する, 背斜と思われる地形の高まりが多数確認された。これらは規模には差はあるが, 背斜軸の方向が北東-南西の方向で一致している。
- ② スパークーの記録(第4図)を見ると, 背斜軸と海底地形の高まりが一致し, 褶曲している地層が下層へ行くに従って褶曲の程度が大きくなっていることが分る。これは褶曲運動が現在も活発であることを示している。他の褶曲地形を横切る測線についても同様の結果が得られている。
- ③ 糸魚川-静岡構造線の海域への延長上では, 姫川河口から北に向い海底谷(早川・姫川海底谷)が走っている。それは北緯37度10分のあたりで西から来た富山深海長谷と合流し, そのまま北に向っている。
- ④ 姫川河口の扇状地の東には, スパークーでは記録が不鮮明で確認できなかったが, 断層と思われる崖(第3図破線)が北西-南東方向に走っている。この崖は明らかに浸食によるものとは異なり, 比高は100mか

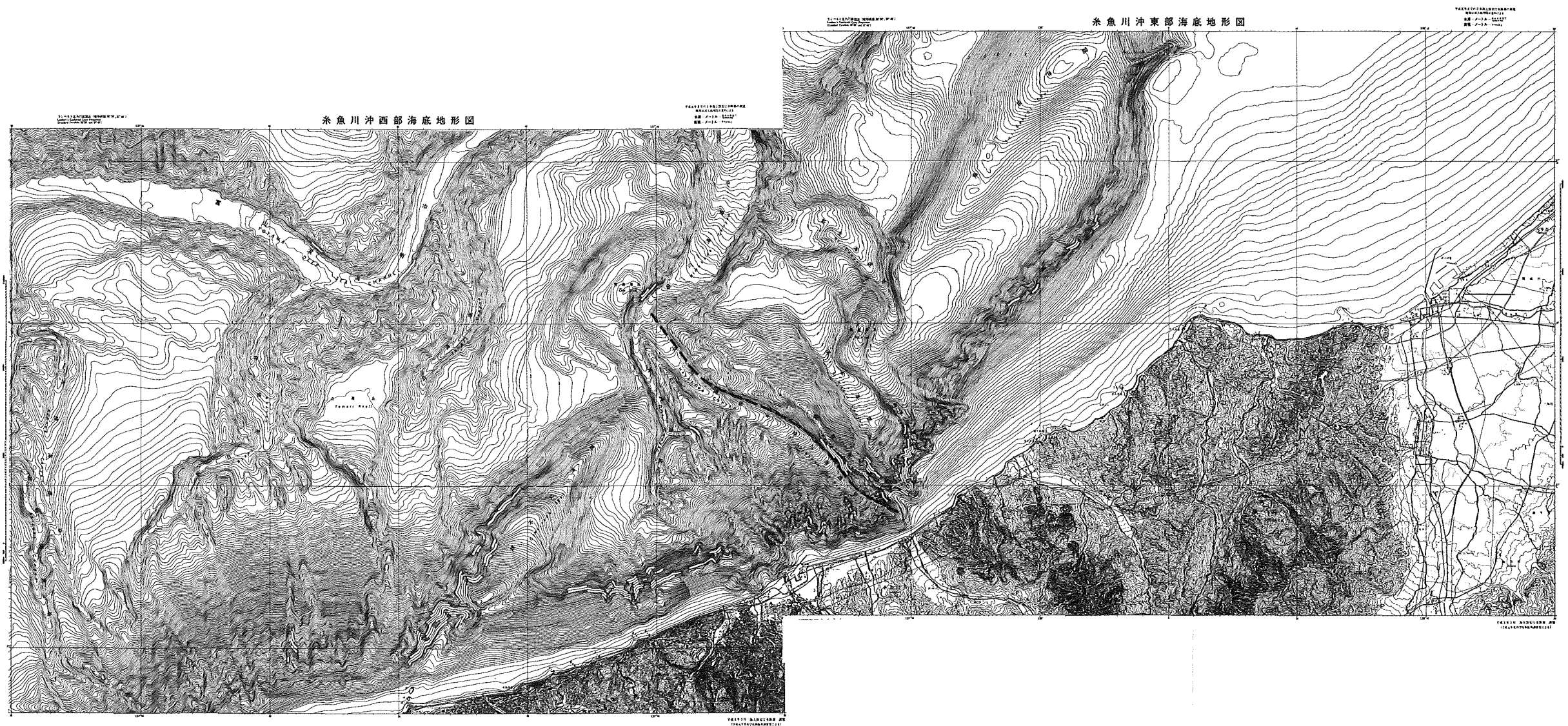


Figure 3. Detailed topography near Itoigawa derived from the survey data of Hydrochart II. The scale of the existent charts is 1/50,000. The broken line is considered to be fault.

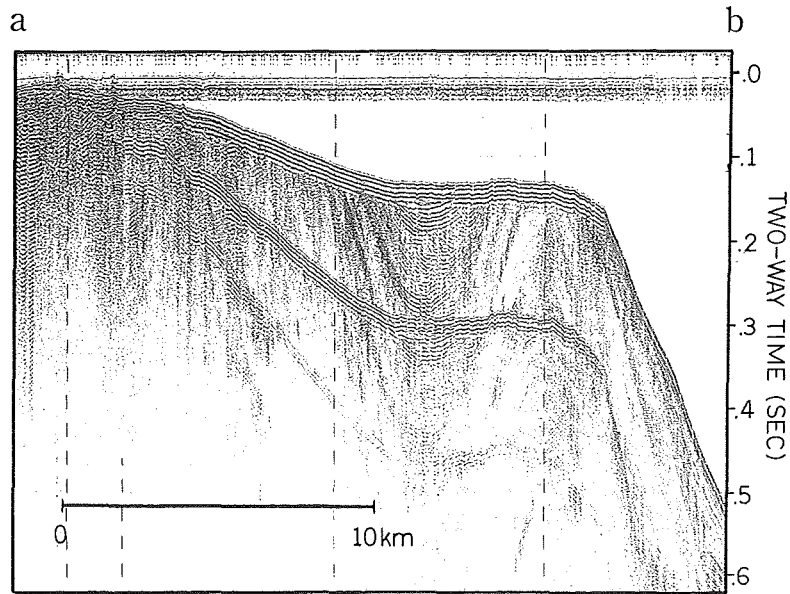


Figure 4. The seismic profile record between the points a and b.
The location of the points a and b are shown in figure 1.

ら200mで、姫川河口から少し東に離れた岸からほぼ直線的に北西の方向に伸びている。また、その北西にもやはり構造的な可能性のある走りの同じ崖がある。

5. 考 察

1983年に発生した日本海中部地震を機に、日本海東縁部からフォッサマグナ西縁の糸魚川—静岡構造線にかけて変動帯が走り、それが新しく形成されつつあるユーラシアプレートと北米プレートの境界であるとする説(中村, 1983; 小林, 1983)が注目されている。本研究はこの変動帯に関する基礎情報を収集し、フォッサマグナ北延に関する新しい知見を得るために実施した。先の説を考慮しつつ、糸魚川—静岡構造線から日本海東縁部にかけてが新生プレート境界なのか、あるいは今後この変動帯で大地震の発生する可能性は大きいのか、という問題に関し考察を行っていく。

まず、第5図に糸魚川沿岸に存在すると思われる断層・褶曲を図示する。第3図の糸魚川沿岸の地形を見ると、成果の④で述べたような構造的な崖が見られる。この崖は東側が高いこと、崖の北西側の端が芋型の小さな背斜状の高まりになっていること、さらにその高まりは南西から来る背斜が変形してずれたように見えることが分る。これらのことからこの崖は左横ずれ断層であり、その北西の端で崖がほぼ直角に曲ってから(姫川海底谷東側)は逆断層になっているものと思われる。これらの断層を形成した応力は北西—南東の圧縮であると考えられ、周囲に多数見られる褶曲の圧縮方向と一致する。また、この圧縮の方向は地震のメカニズムとも一致するし(三雲, 1990)、さらに陸域の地殻変動(国土地理院, 1988; 多田・橋本, 1990)から見ても矛盾はない。

次に沖合の第I期の調査海域(第1図)についても再考察する。この海域ではマルチチャンネル反射法音波探査を行い、富山トラフの中に褶曲、断層を認めている(浅田ほか, 1989; 加藤ほか, 1990)。この海域でのマルチチャンネル反射法音波探査については当庁の調査実施後、石油公団も行っているなのでそのデータ(石油公団, 1988)も参考にする。

石油公団の測線を第6図にその結果を第7, 8図に示す。

石油公団のNo.17測線(第7図)では富山深海長谷付近に、表層では崖崩れによる堆積, その地下には鮮明な東落ちの逆断層が見られる。その南の当庁の第I期の記録(浅田ほか, 1989; 加藤ほか, 1990)では断層は確認できないが褶曲が見られる。さらにその南(石油公団No.18測線, 第8図)でも長谷の下に特徴的な褶曲の存在が確認できる。すなわち北に伸びる富山深海長谷に沿って断層ないし褶曲が存在している。

以上述べてきたように、糸魚川-静岡構造線の北部延長上では姫川沖の海底谷(早川・姫川海底谷), 富山深海長谷に沿って南北に断層・褶曲が分布している。1987年3月の地震(M5.9)はほぼこの線上で発生している。このようなことから、地殻構造上の弱線が糸魚川から富山トラフにかけて存在すると考えられる。周囲に北東-南西の活褶曲が発達し、それを斜めに横切るように南北に断層・褶曲が存在することから、この弱線に沿って破壊を生じさせている力は、周囲の活褶曲を作る北西-南東圧縮の力であるものと思われる。これから先この弱線がプレート境界として発達していくかどうかは分からないが、いずれにせよ今後地震の

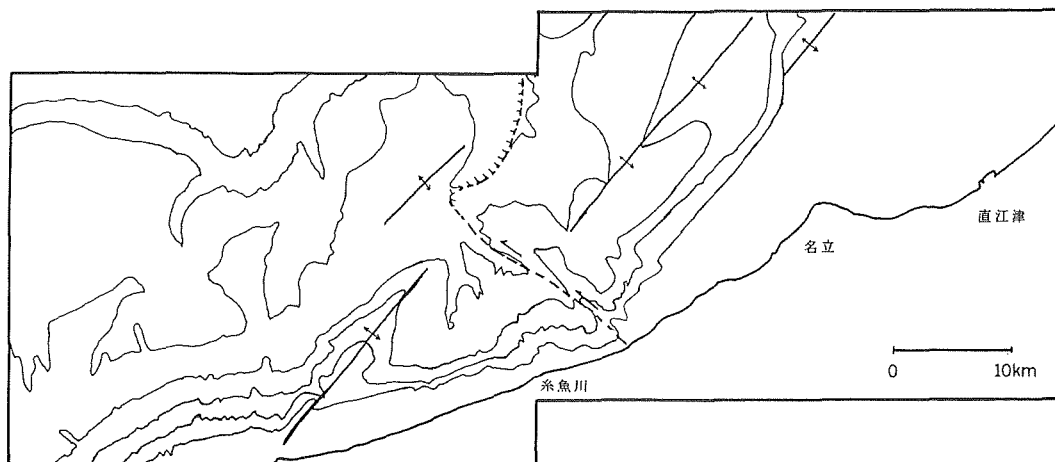


Figure 5. The distribution map of folds and faults.

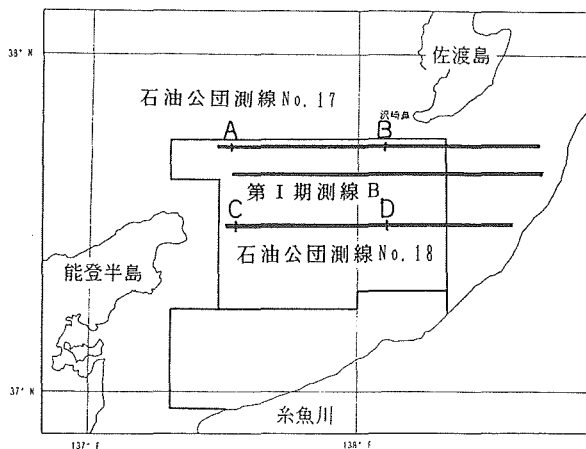


Figure 6. Multi-channel seismic survey lines. Two of three lines were surveyed by Japan National Oil Corporation in 1987 and the other line was surveyed by Hydrographic Department in 1986.



Figure 7-a. The multi-channel seismic profile migrated in time domain between A and B on the line No. 17 in figure 6.

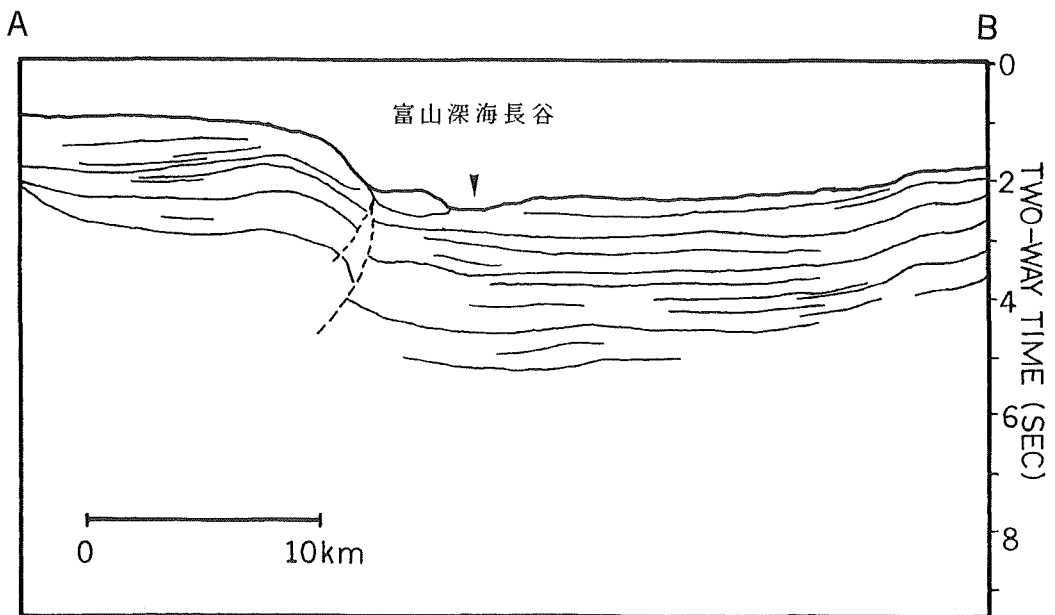


Figure 7-b. The line drawing of the above multi-channel seismic profile.

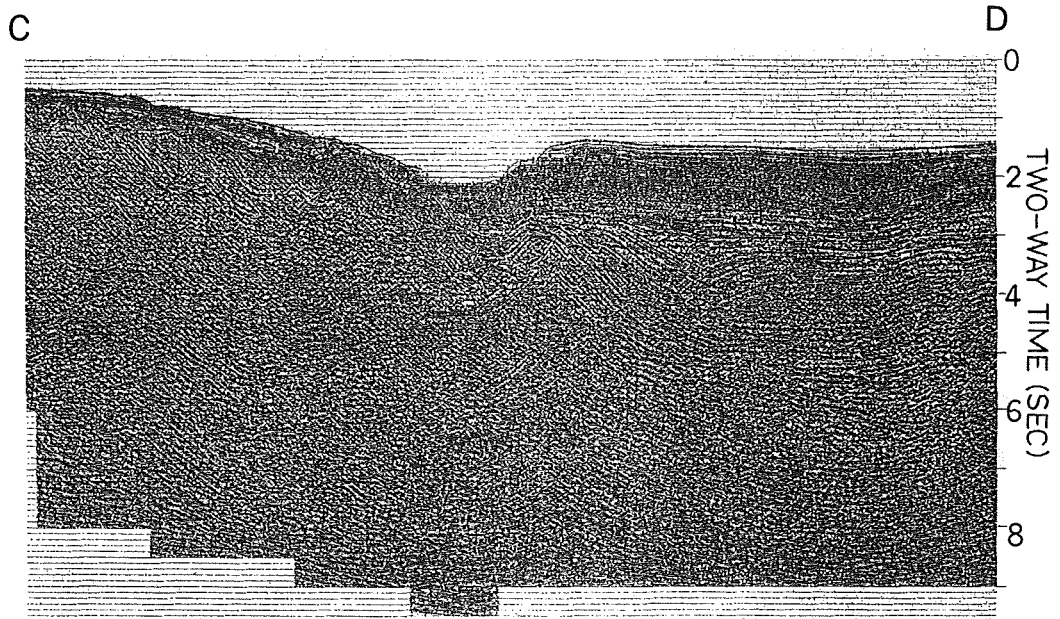


Figure 8-a. The multi-channel seismic profile migrated in time domain between C and D on the line No. 18 in figure 6.

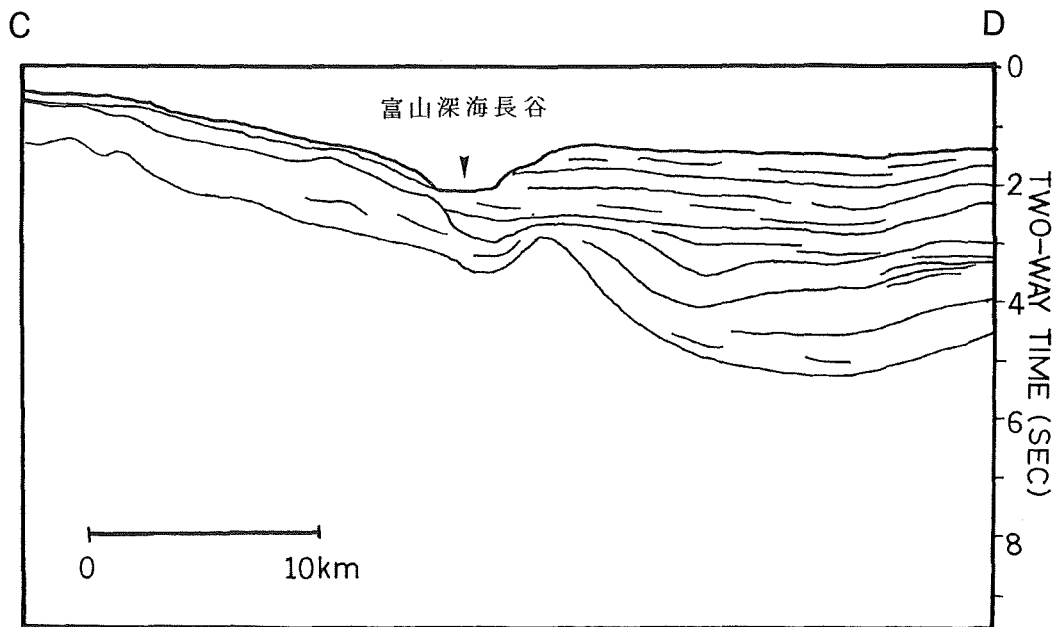


Figure 8-b. The line drawing of the above multi-channel seismic profile.

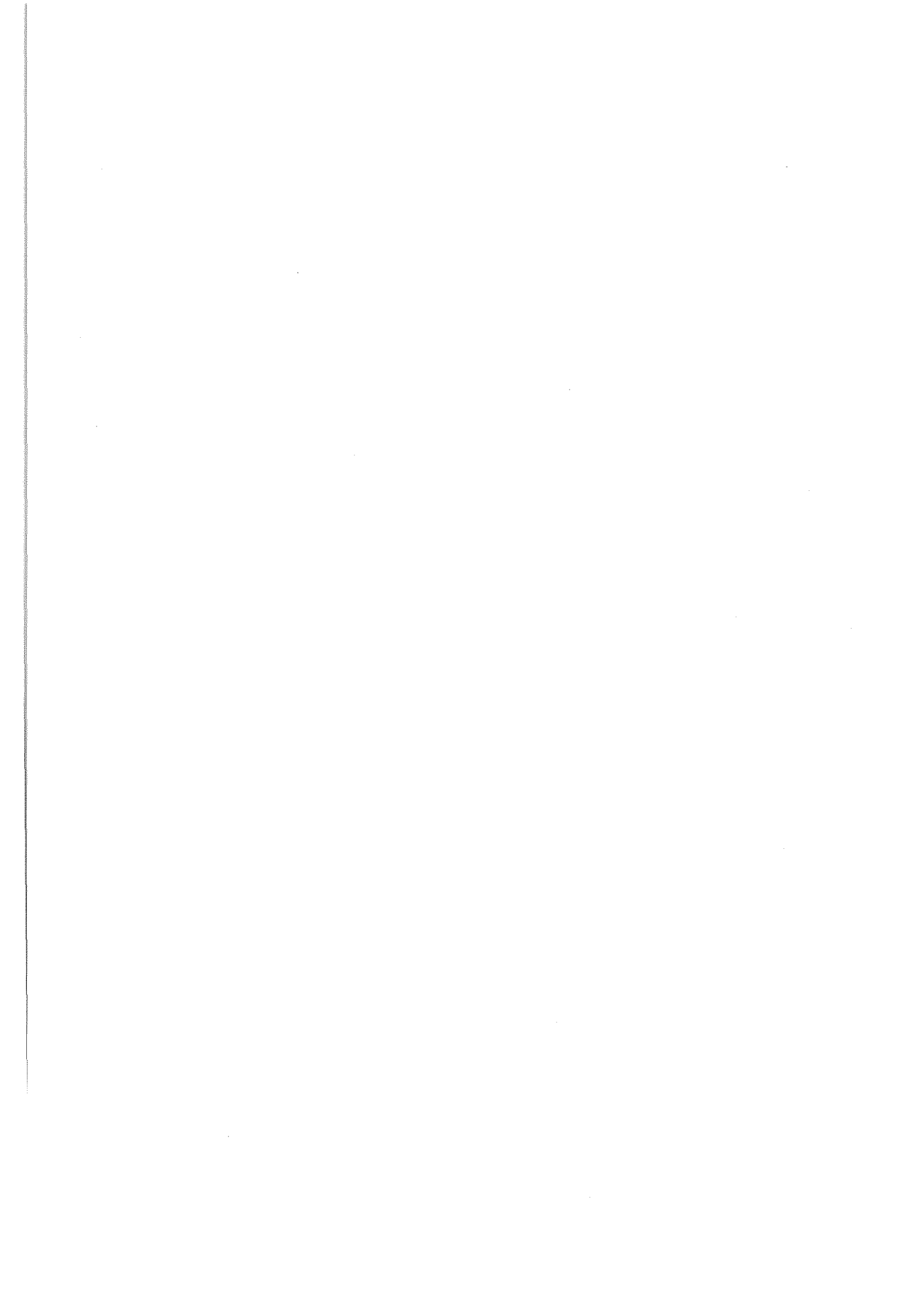
発生について注目すべき地域と言えよう。

謝 辞

今回の調査では海上保安庁水路部測量船「天洋」の船長以下乗組員の方々に御協力頂き感謝いたします。トリスポンダーの従局点の原点測量、及び現地調査の際には第九管区海上保安本部水路部の方々にお世話になり感謝いたします。トリスポンダーの従局の設置運営に関しては、直江津海上保安署、生地鼻航路標識事務所、並びに七尾海上保安部の方々のご協力を頂き、誠に有難うございました。石油公団におきましては日本海におけるマルチチャンネル音波探査の資料を提供して頂き、心からお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 浅田昭, 加藤茂, 春日茂: 富山トラフの変動地形・地殻構造調査, 水路部研究報告, 25, p.93-122, (1989)
- Ikami, A., T. Yoshii, S. Kubota, Y. Sasaki, A. Hasemi, T. Moriya, H. Miyamachi, R. S. Matsu'ura and K. Wada : A Seismic-Refraction Profile in and around Nagano Prefecture, Central Japan, J. Phys. Earth, 34, P. 457-474, (1986)
- 加藤茂, 浅田昭, 春日茂: 富山トラフの変動地形と地質構造, 地学雑誌, 99, p.1-12, (1990)
- 小林洋二: プレート“沈み込み”の始り, 月刊地球, 3, p.510-518, (1983)
- 国土地理院: 「中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究」第I期成果報告書, p.78-96, (1988)
- 三雲健: 日本海東縁地域の地震活動とメカニズムおよびテクトニクス, 地学雑誌, Vol.1, No.1, p.18-31, (1990)
- 中村一明: 日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, 58, p.711-722, (1983)
- 石油公団: 国内石油・天然ガス基礎調査基礎物理探査西津軽~新潟沖, 時間マイグレーション断面図, 測線 N87-17, N87-18, (1988)
- 多田堯, 橋本学: フォッサマグナ中・北部地域の地殻水平変動とそのテクトニックな意義について, 地学雑誌, Vol.1, No.1, p.92-97, (1990)



ナローマルチビーム測深機による伊豆・小笠原弧中部の海底火山地形図†

長岡信治*・沖野郷子*・加藤 茂**

LANDFORMS OF SUBMARINE VOLCANOES IN CENTRAL PART OF THE IZU-OGASAWARA ARC, BY MULTI-BEAM SOUNDING SYSTEM †

Shinji Nagaoka*, Kyoko Okino*, and Shigeru Kato**

Abstract

There are many submarine volcanoes along the Izu-Ogasawara Arc. The central part of the arc has some large volcanoes as caldera volcanoes, the diameters of which exceed 5 km, and conical volcanoes more than 3000m high from the ocean floor. The authors surveyed some volcanoes as follows : Higasi-Aogasima, Kita-Beyonesu, Sitiyo seamounts (including seven seamounts : Nitiyo Smt, Getuyo Smt, Kayo Smt, Suiyo Smt, Mokuyo Smt, Kinyo Smt, and Doyo Smt), and Nisino-Sima by the multi-beam sounding system of survey vessel "Takuyo" of M.S.A.J., and drew bathymetric charts (geomorphological maps) of them.

The surveyed submarine volcanoes are geomorphologically classified into five types : large-scale caldera volcanoes (Higasi-Aogasima, Kita-Beyonesu), simple or complexed conical stratovolcanoes with pinnacle top (Getuyo Smt, Kayo Smt, and Nisino-Sima), conical stratovolcanoes with small calderas or craters on its top (Suiyo Smt, Mokuyo Smt, and Kinyo Smt), a conical stratovolcano with large horseshoe-shaped calderas on its slope (Doyo Smt), and a volcano much deformed by normal faults (Nitiyo Smt).

The Higasi-Aogasima and Kita-Beyonesu calderas were formed in one or two eruption cycles with ejection of a large amount of pumice fragments which were dredged by "Takuyo" and other survey vessels. The small-scale caldera and crater on the top of Mokuyo Smt indicate that some explosive events occurred. The large horseshoe-shaped caldera of the Doyo Smt is caused by collapsing of the northeastern part of the mountain. The debris from the horseshoe-shaped caldera flowed into the Ogasawara Trough and formed a large crescent-shaped hill, 60 x 30km wide and less than 70m high.

1. はじめに

本州南方, 伊豆・小笠原弧では, 伊豆七島などのように島として海上に現れている火山のほかに, 海面下に数多くの海底火山が存在している (Fig. 1)。また, 最近はこの海域で海底カルデラも発見されている (村上・石原, 1985, 齊藤ほか, 1988, 岩淵, 1989)。しかし, 海底火山の場合, 陸上の火山のように精度よいフィー

† Received 30th November 1990

* 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

** 企画課 Planning Division

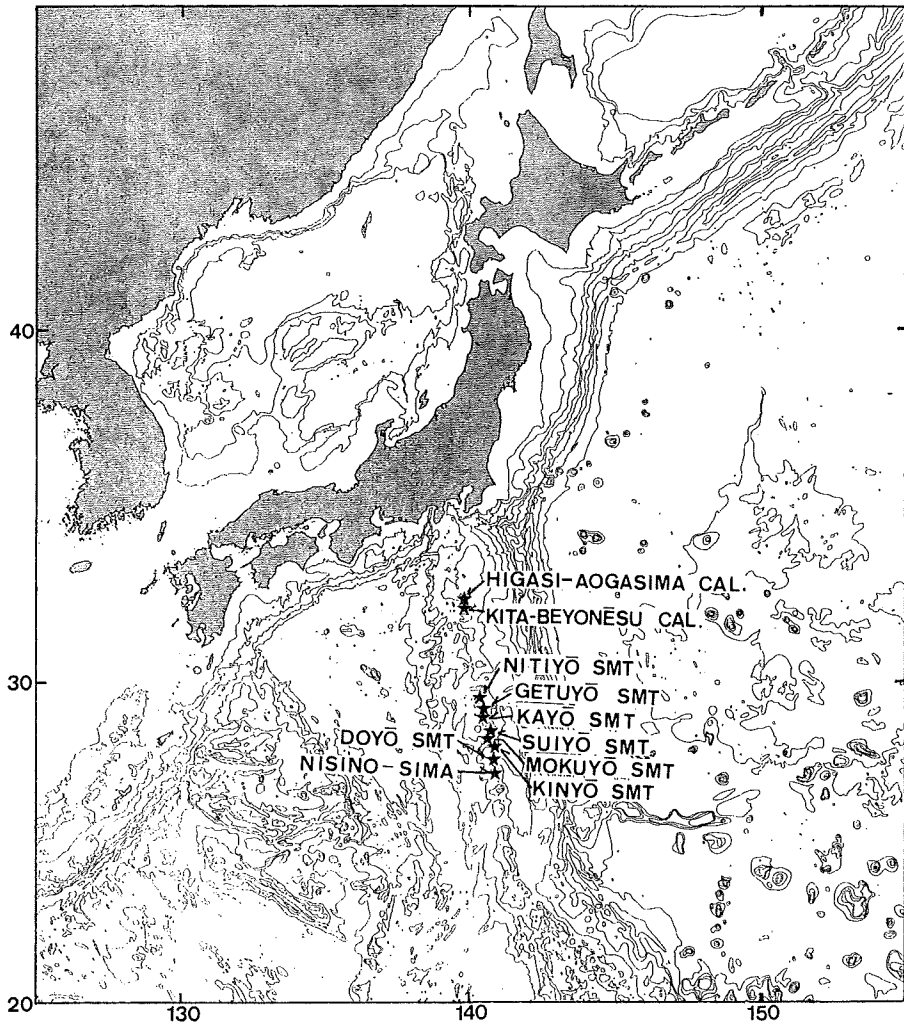


Figure 1. Index map of the surveyed submarine volcanoes.

ルド調査は困難で、その大部分の地形・地質はよくわかっていない。地質はドレッヂに頼らざるをえないことが多いが、サンプルの採取位置の精度が極めて悪く、得られる情報も断片的である。一方、地形はその火山体の地質をよく反映していることが多いと考えられる。ナローマルチビーム測深機などで再現性のよい地形図を作成すれば、断片的な地質情報を総合することも可能である。筆者らは本庁水路部測量船「拓洋」のナローマルチビーム測深機を用いて、伊豆・小笠原弧の東青ヶ島カルデラ、北ベヨネーズカルデラ、七曜海山列、西之島の詳細な地形図を作成し、その地形的特徴を明らかにしたので、ここに報告する。なお測深の誤差は水深の1%程度である。また、測位にはロランC、NNSS、GPSの複合測位装置を用い、その位置の誤差は約0.1mile (約180m) である。

2 海底火山の地形図

2-1 東青ヶ島カルデラ (Fig. 2, 3)

東青ヶ島カルデラは伊豆諸島青ヶ島東方10kmにある南北10km、東西5kmの火山性凹地である。その外輪山の一部はそれぞれ第2青ヶ島海丘 (Fig. 2 a)・第3青ヶ島海丘 (Fig. 2 b) と呼ばれている。カルデラの平面形はいびつなジャガイモ形をし、カルデラ底も起伏に富んでおり、このカルデラが複雑な形成史を経てき

たことを示唆している。カルデラ底の最深部は南部にあって (Fig. 2 c), その水深は800mである。中央やや南よりに比高100mの中央火口丘がある (Fig. 2 d)。カルデラの形状は複雑である。南北に延びた方形のカルデラの北東部に、さらに小型のカルデラ (Fig. 2 e) が接合している。この北東のカルデラの底の水深は600mで、南側の深いカルデラ底 (Fig. 2 c) とは比高100mの急斜面で接している。したがって、この北東側に付随するようにみえる小型のカルデラ (Fig. 2 e) は西側の大きなカルデラより前に形成されたと推定される。しかし、この北東側のカルデラの南部には水深760m以深の深い凹地があって、このカルデラよりは新しい火口、または小型の入れ籠状のカルデラと考えられる。これらを取り巻く外輪山の内、北東側の第2 青ヶ島海丘 (Fig. 2 a) は大きく、その等高線の分布から、かつては東青ヶ島カルデラの北部に大型の成層火山を形成していたことが推定される。この外輪山の西側に接して、大型の円錐型火山が認められる (Fig. 2 g)。この火山の南斜面とカルデラ壁の地形は調和的連続的であることから、この円錐型火山体はカルデラ形成後、カルデラ壁上に建設された、後カルデラ火山と解釈される。東側と西側で一旦外輪山は低くなる。南側の外輪山はいくつかの円錐型のピークを持つ火山体の一部と考えられる。

東青ヶ島カルデラは、南北に並んだ二つの大型成層火山体または火山群の間に形成されており、その形成イベントは南西部と北東部とに2~3回読み取れる。

カルデラ西壁やカルデラ北東斜面からデイサイト質軽石、安山岩質溶岩、火山角礫岩が得られたという報告があり (地質調査所, 1989), 測量船「拓洋」の平成元年6月の大陸棚調査でもカルデラ西壁上部のドレッジにより (Fig. 2 D1), カルデラ形成期の噴出と推定される発泡のよい淡褐色安山岩~デイサイト質軽石が大量に得られたほか、安山岩質溶岩、凝灰岩、砂岩が採取された。

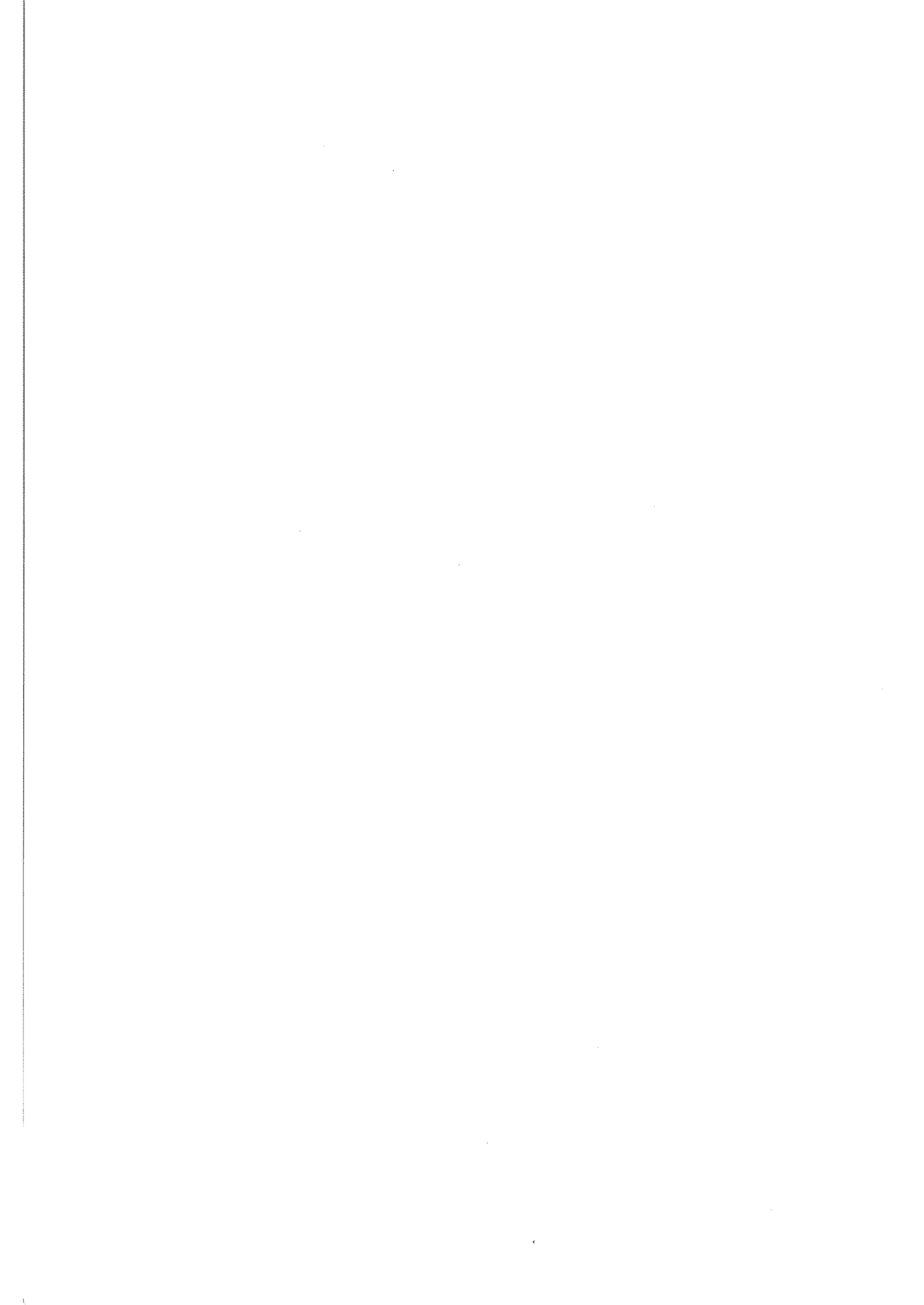
2-2 北ベヨネーズカルデラ (明神海丘, Fig. 4, 5)

青ヶ島の南方40kmにある北ベヨネーズカルデラは、東西7km、南北5.5kmの単純な楕円形のカルデラで、カルデラ底の最深部が水深1400m、カルデラ壁の比高は900-500mある。東青ヶ島カルデラを“フライパン”に例えるなら、北ベヨネーズカルデラはカルデラ径の割に深い“おわん”形をしている。単純な形状であることから、カルデラの形成イベントは1回程度であろう。カルデラ底には比高300mの中央火口丘が認められた (Fig. 4 a)。外輪山の形状も東青ヶ島カルデラに較べ単調で、定高性のある鋭い稜線がカルデラを取り囲んでいる。その等高線から判断すると、カルデラ形成以前には円錐型の大型成層火山が中央火口丘のある位置を中心に存在していたらしい。その仮定のもとに、外輪山の外側の斜面をそのままカルデラ側へ延長し、カルデラ形成期の火山体を復元すると、山頂水深約200m、海底からの比高がおよそ1500m、山麓部の直径が20km弱の円錐型火山となる。さらに、注意深く見ると、外輪山外側の東から南側にかけての斜面の水深1000-900m付近に比高40-80mの山麓側に弧を描く三日月型の高まりがある (Fig. 4b, c, d)。この地形のリニエーションと航跡とは直交するので、この高まりは測位のずれによって生じたエラーではないことは明らかである。おそらく、外輪山形成以前の古いカルデラ壁の名残か、外輪山形成後に起きた火山体の沈下を示す断層であろう。

測量船「拓洋」の平成元年6月の大陸棚調査におけるドレッジにより、カルデラ南壁上部 (Fig. 4D2) からカルデラ形成期のものとみられる発泡のよい灰白色のデイサイト一流紋岩質の大量の軽石と少量の安山岩溶岩、中央火口丘頂上 (Fig. 4D3) からはデイサイト質溶岩が採取されている。

2-3 日曜海山 (Fig. 8)

婦孺岩と西之島・西之島新島間の海底に、多数の海山が南北方向に配列している (Fig. 6, 7) が、その内の大きな七つの海山には曜日になんだ名前が与えられている (湯浅, 1989, Fig. 6)。



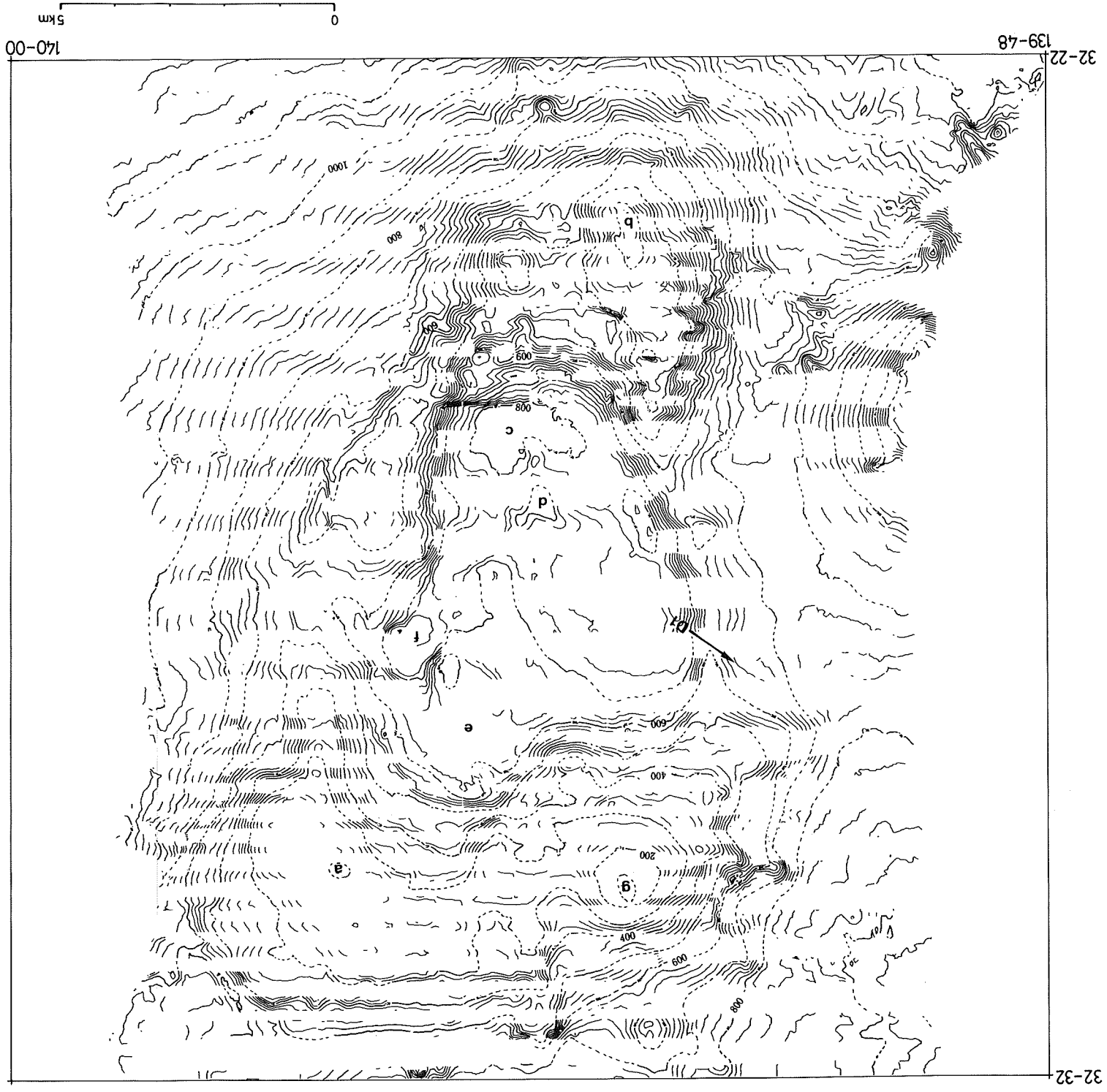


Figure 2. Bathymetric chart of the Higasi-Aogasima caldera, by the multi-beam echo sounder (Seabeam) of the survey vessel "Takuyo". Contour interval 20m. Whole of the chart isn't covered with the sounding swath. The broken line is estimated contour. Arrow shows dredge line.

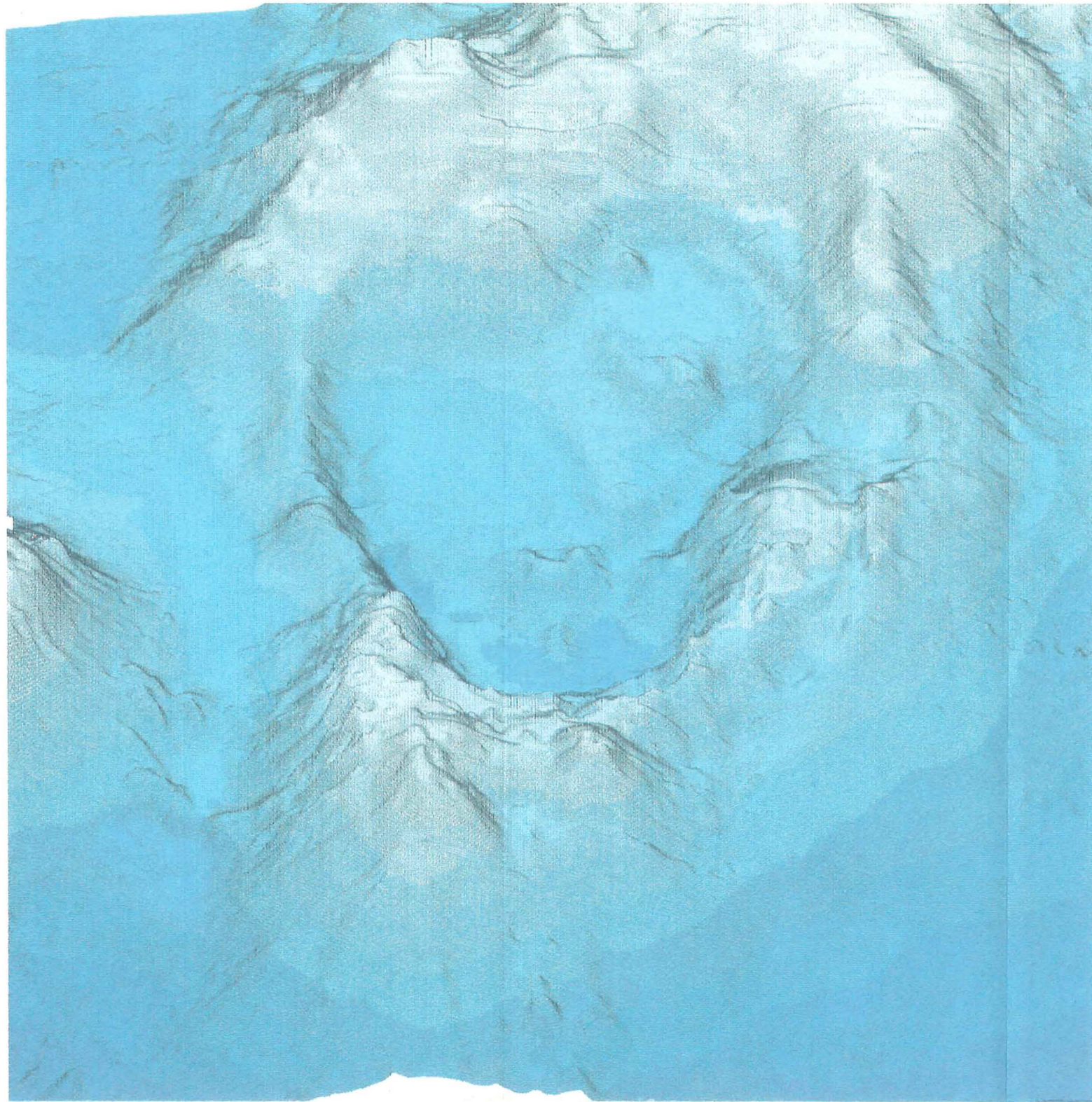


Figure 3. Whale's-eye view of the Higasi-Aogasima caldera, from south of the caldera.

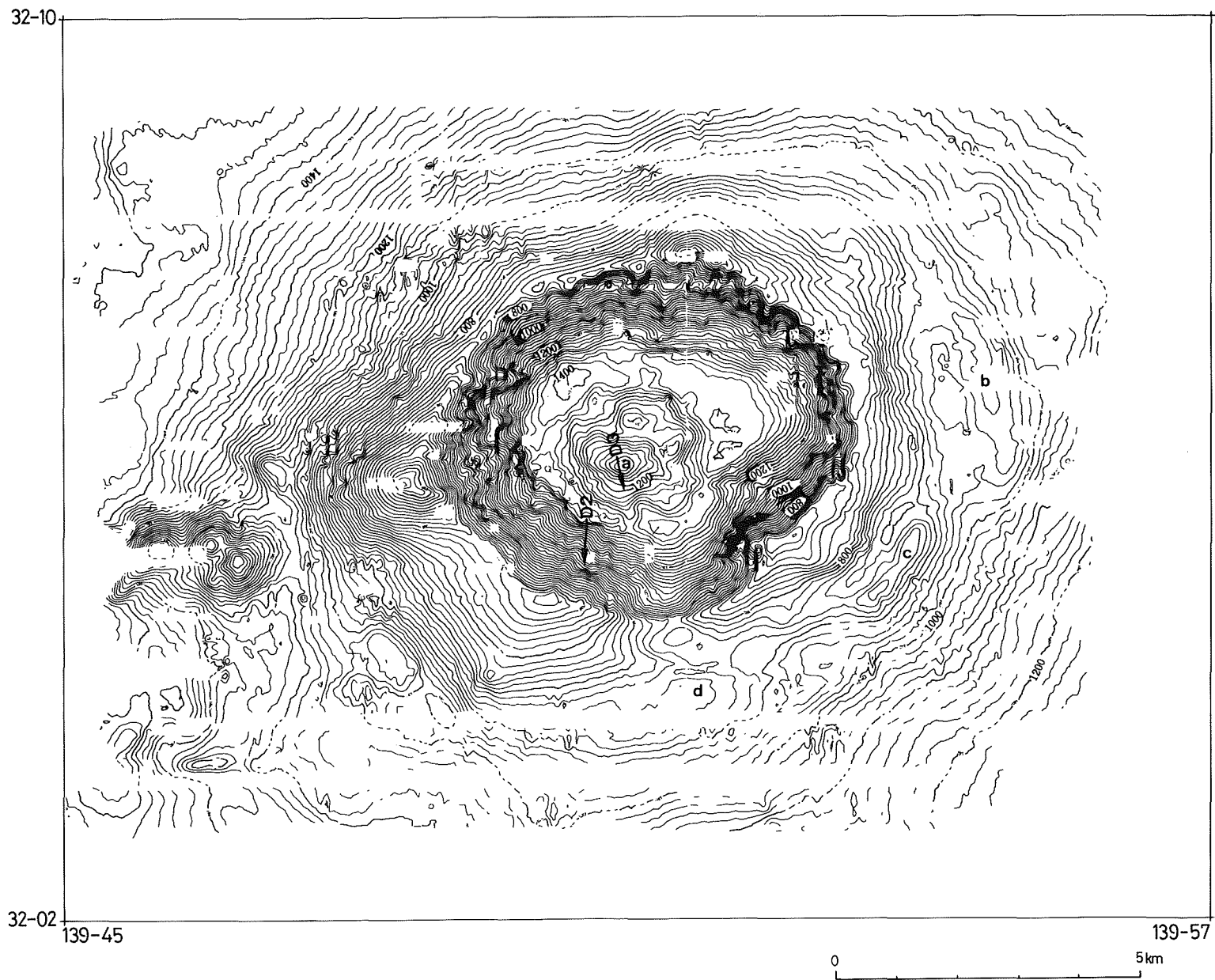


Figure 4. Bathymetric chart of the Kita-Beyonesu caldera. Symbols in Fig. 2.

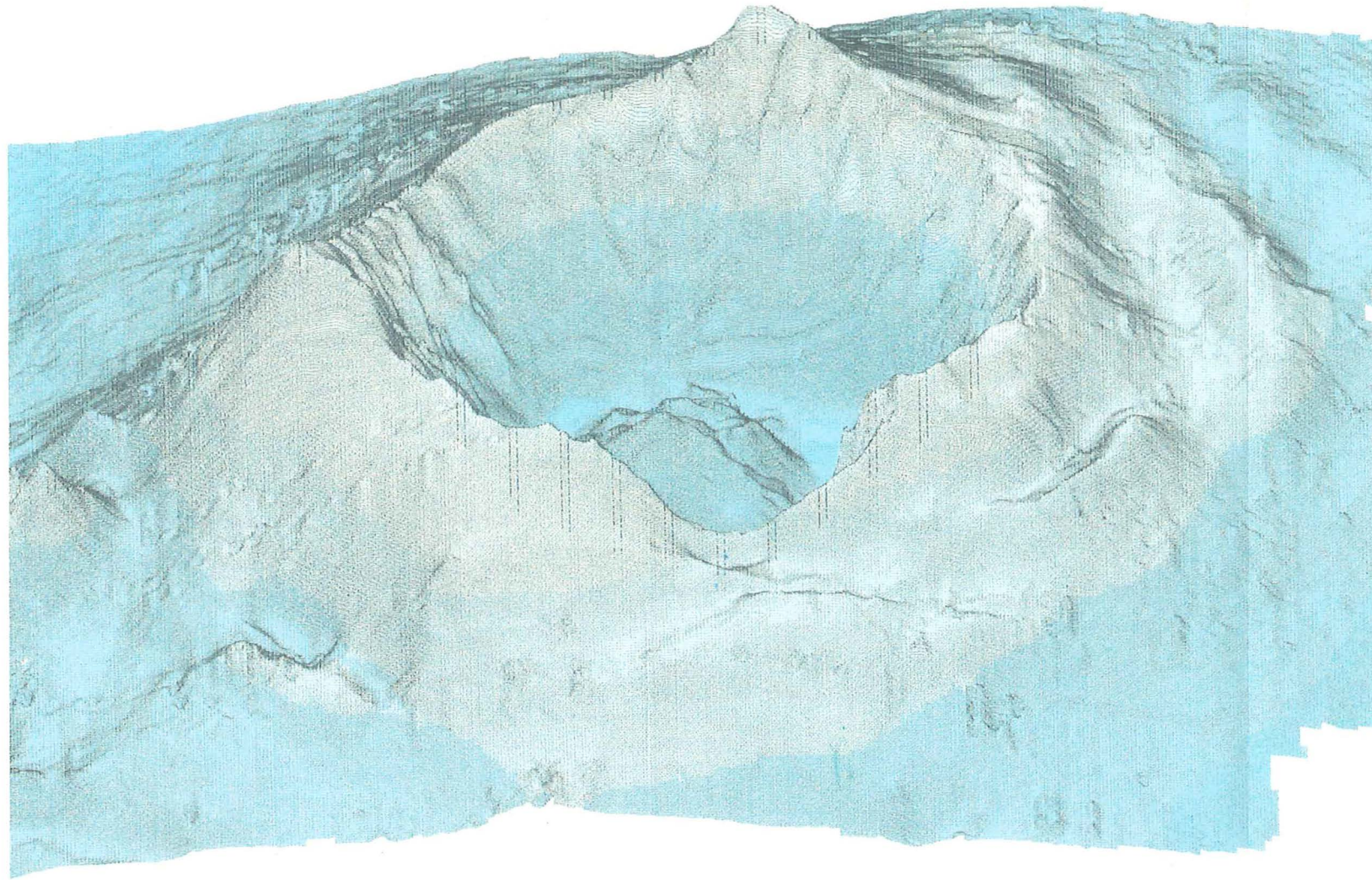


Figure 5. Whale's-eye view of the Kita-Beyonesu caldera, from south of the caldera.

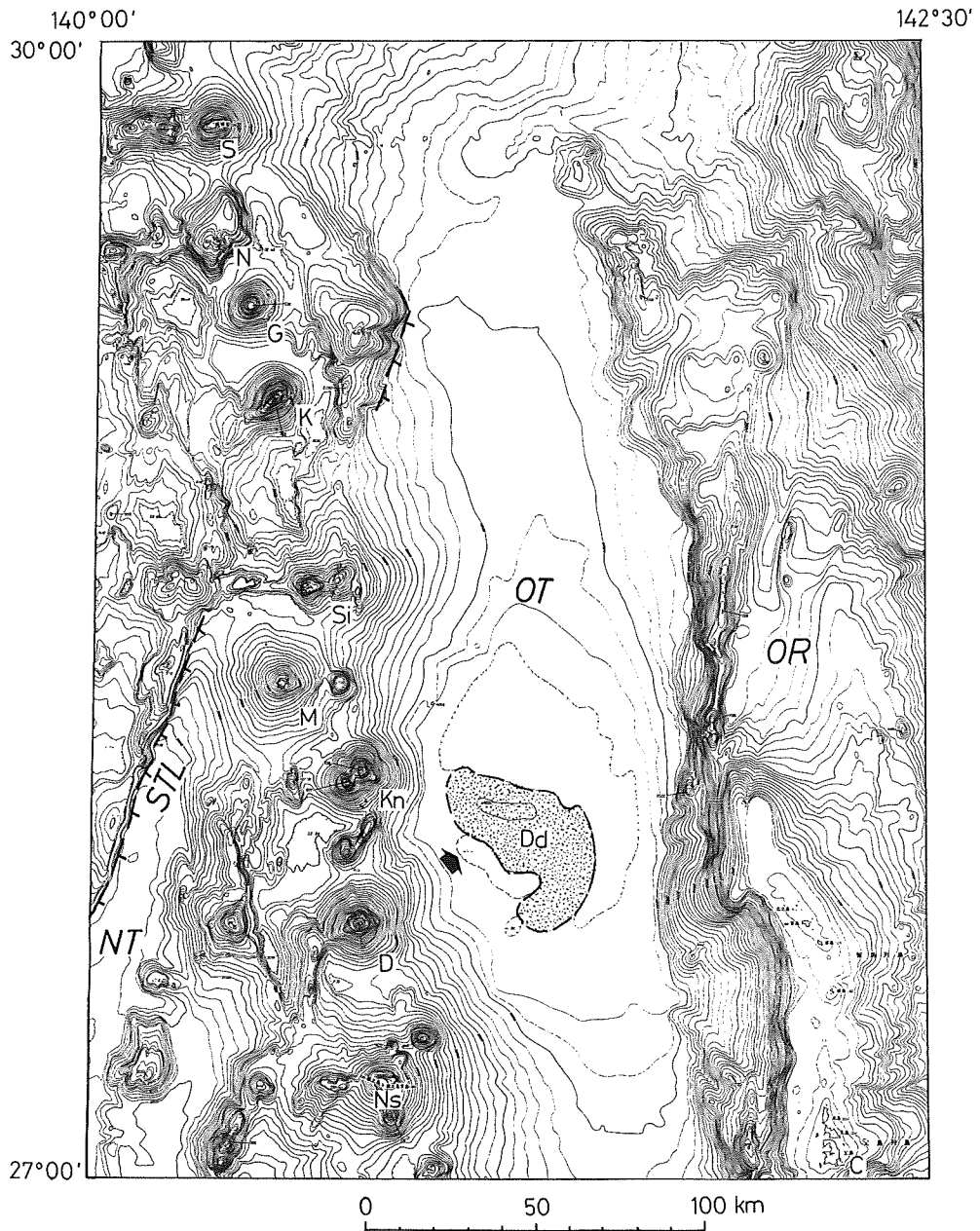


Figure 6. Bathymetric chart of Sitiyo seamounts

OR : Ogasawara Ridge, OT : Ogasawara Trough, NT : Nisinosima Trough, STL : Sohu-gan tectonic line, S : Sohu-gan, N : Nitiyo Smt (seamount), G : Getuyo Smt, K : Kayo Smt, Si : Suiyo Smt, M : Mokuyo Smt, Kn : Kinyo Smt, D : Doyo Smt, Ns : Nisino-Sima and Nisinosima-Sin-To, Dd : Crescent-shaped hill of subaqueous debris or pyroclastic flows from Doyo Smt.

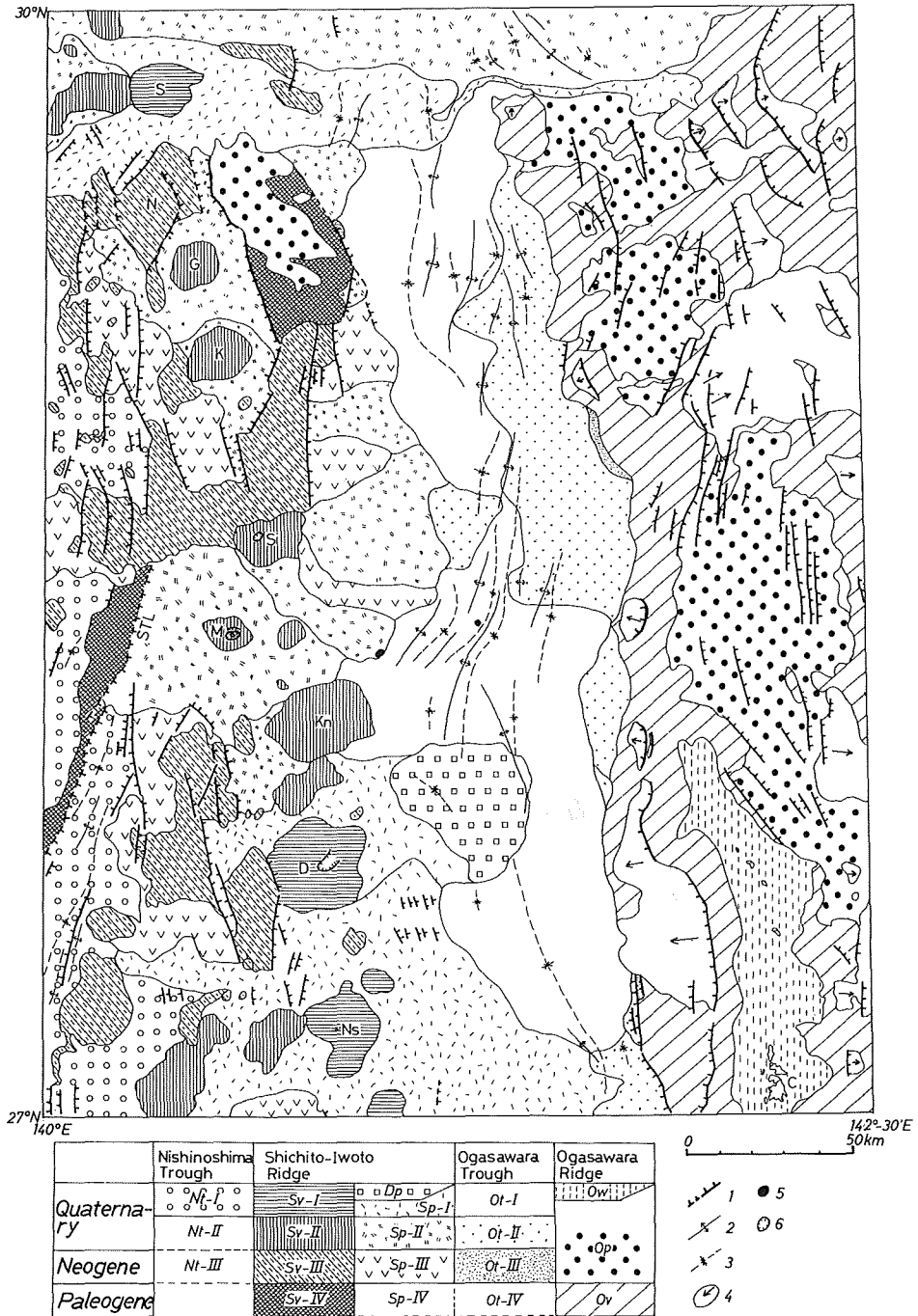


Figure 7. Geological map of Sitiyo seamounts.

Nt- I, II, III : Alternation of volcanoclastics and hemipelagic sediments in the Nisino-Sima Trough ; Sv- I, II, III, IV : Volcanic rocks ; Dp : Subaqueous debris flows from Doyo Smt ; Sp- I, II, III, IV : Volcanoclastics ; Ot- I, II, III, IV : Alternation of volcanoclastics and hemipelagic sediments in the Ogasawara Trough ; Ow : Sediments covers the continental shelf ; Op : hemipelagic sediments ; Ov : Volcanic rocks of the Ogasawra Ridge ; 1 : Fault ; 2 : Anticline ; 3 : Syncline ; 4 : Slump sheet ; 5 : Diapir dome ; 6 : Crater and caldera. Symbols for seamounts are in Fig. 6.

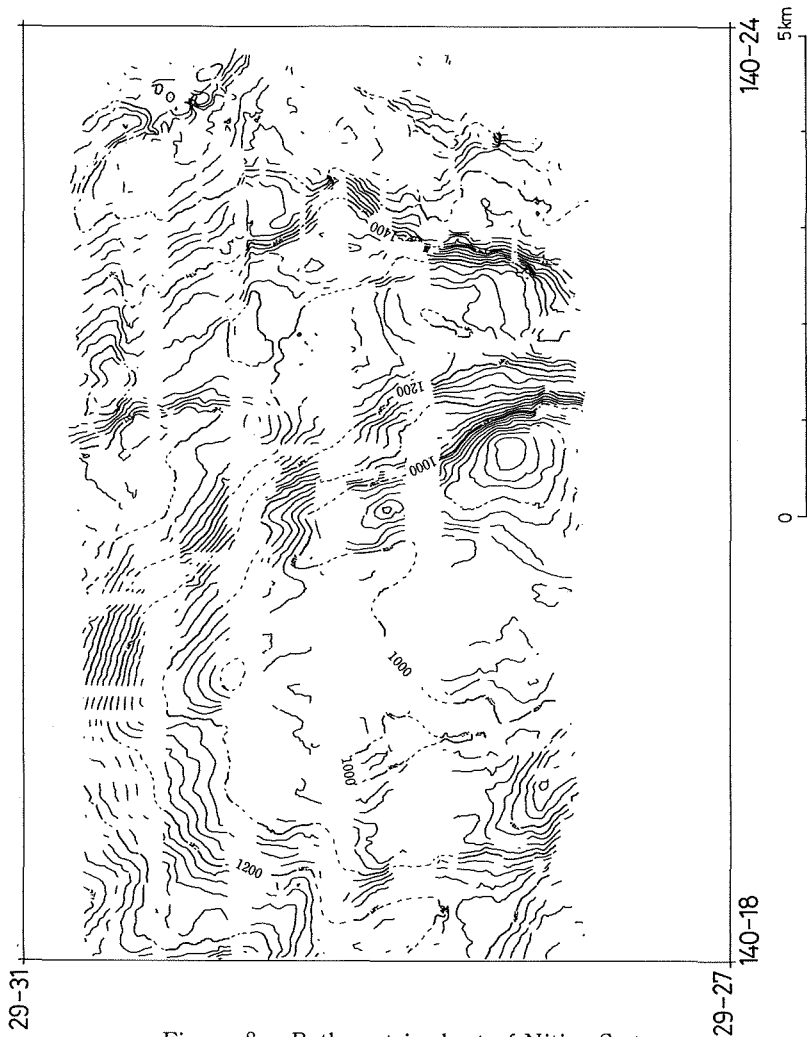


Figure 8. Bathymetric chart of Nitiyo Smt.
Symbols in Fig. 2.

日曜海山は、その内の最も北の海山で、孀婦岩の南30kmに位置する。Fig. 8の地形図は、本海山の北半分の範囲で、残念ながらその全貌を捕らえてはいない。しかし、それだけからもこの海山の特徴を十分理解できる。すなわち、①全体として南北に長い台地状の形態をなして、形成中もしくは形成後に南北方向の構造的規制を強く受けている可能性があること、②それに伴うと見られる南北もしくは北北西—南南東方向の断層崖やテクトニック・バルジ、ホルストと考えられる高まりが発達していること、③山頂部には幅2 km以上のグラーベンが形成されていることなど、変動地形がよく目立ち、もともとの火山地形は失われていることである。これは、この海山そのものの古さに由来するものか、それとも第三紀における孀婦岩構造線（湯浅, 1983, Yuasa, 1985, 湯浅・村上, 1985）や小笠原トラフの形成に係わる地殻変動、第四紀における背弧凹地リフティングなどの影響を強く受けたためと考えられる。

なお、日曜海山からはシソ輝石普通輝石安山岩がドレッチされている（地質調査所, 1985）。

2-4 月曜海山 (Fig. 9)

月曜海山は、日曜海山の南20kmの地溝の中に位置する典型的な単一円錐型火山である。海底からの比高は3100m以上、火山体底面の長径は少なくとも20kmはあると推定される。山頂部の水深は530mで、そこには火

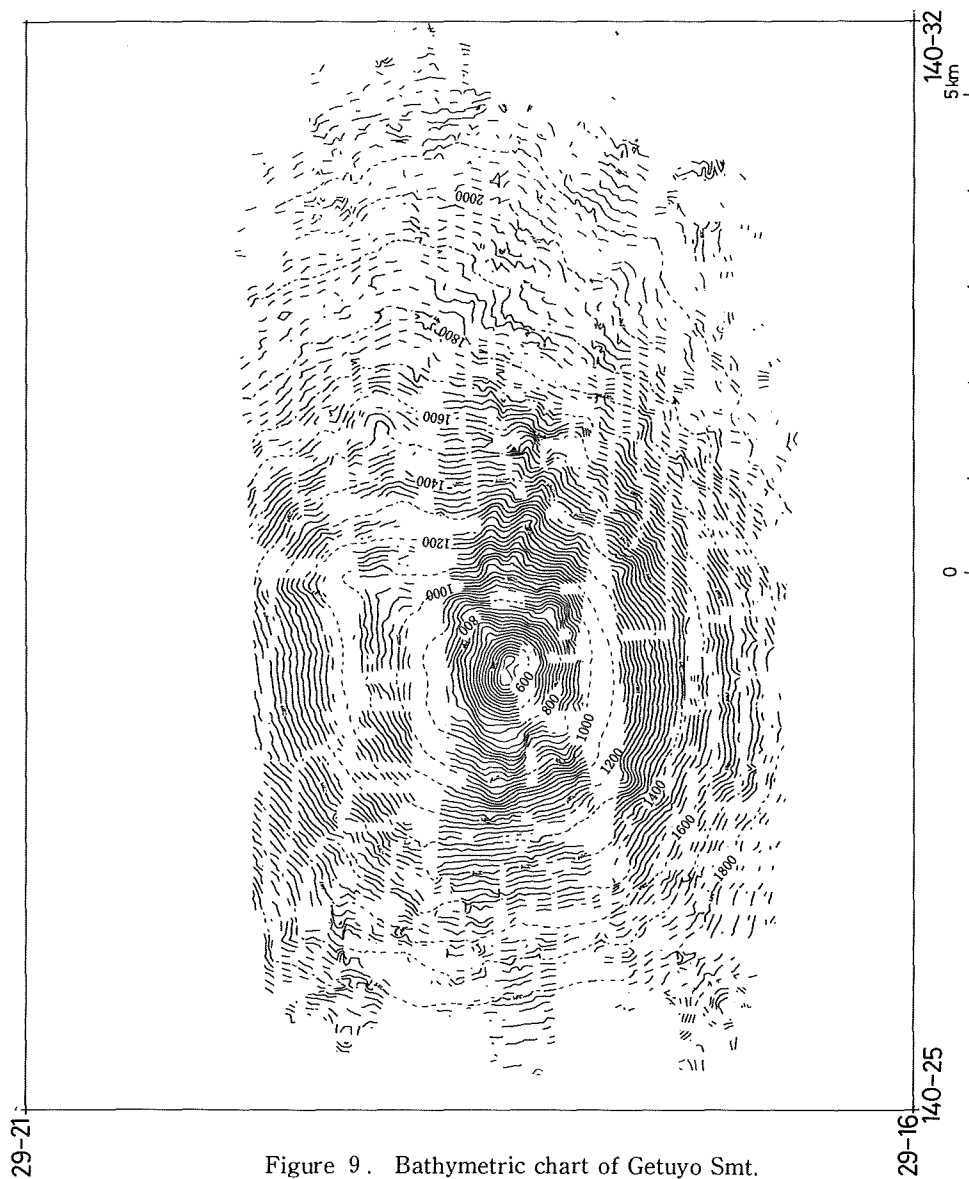


Figure 9. Bathymetric chart of Getuyo Smt.
Symbols in Fig. 2.

口は見当たらず、やや丸みを帯びた頂からなる。水深900mから下の部分は、山頂部に比べ、際だつ尾根の張り出しや谷地形、地滑り地形を持つことから、山頂部の形成と下部の形成の間にはなんらかの時間間隙が存在すると考えられる。

この海山からは、シソ輝石普通輝石安山岩がドレッチされている（地質調査所、1985）。

2-5 火曜海山 (Fig.10)

火曜海山は月曜海山の南30kmの地溝の中央部に位置している。これは、北東-南西方向に配列する二つの大きな円錐型火山体とそれに付随するいくつかの小型の火山からなっている。山体全体の底面の長径は20km以上である。二つの主山体の内、最も大きな北東峰 (Fig.10a) は、水深600mの尖った単一の山頂からなる。山頂の南側には火口または崩壊の跡と考えられる馬蹄形の谷地形 (Fig.10c) が認められる。南西側の山体 (Fig.10b) は、この谷の西側に接している。山頂は水深880mでやはり尖っている。

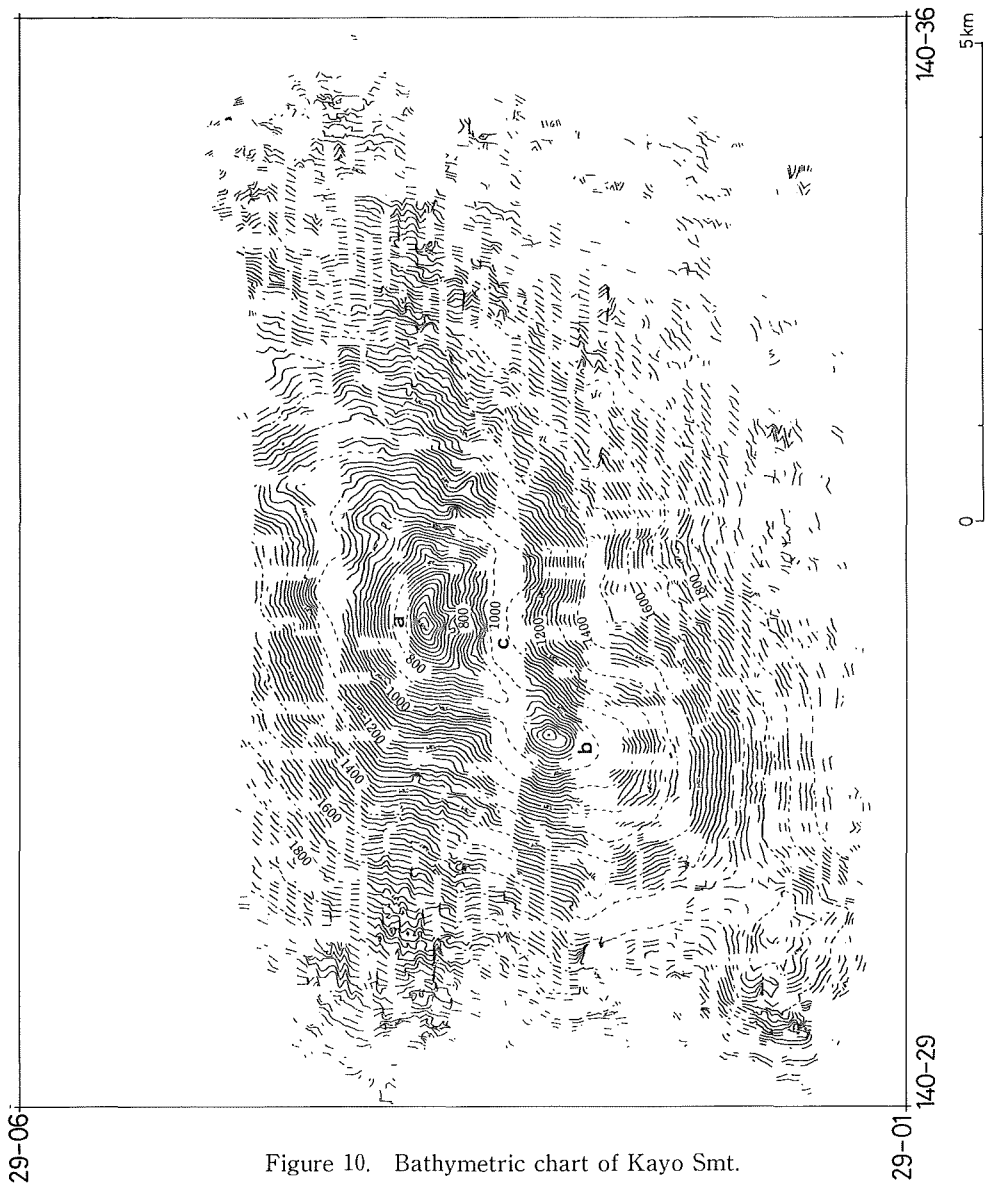


Figure 10. Bathymetric chart of Kayo Smt.
Symbols in Fig. 2.

火曜海山からは、シソ輝石普通輝石安山岩がドレッチされている（地質調査所，1985）。

2-6 水曜海山 (Fig.11)

水曜海山より南の七曜海山列は、西之島トラフと小笠原トラフの分水界になっていて、各海山の山麓はそのまま両トラフに直接接している。従って、これらの海山はこの二つのトラフに大量の堆積物を供給していると考えられる (Fig. 7)。

水曜海山は火曜海山の南南東50kmに位置する。南北に延びるこの二つの海山の間には孀婦岩構造線(湯浅, 1983, Yuasa, 1985, 湯浅・村上, 1985) がNNE-SSW方向で存在するようであるが、地形的には明瞭でない (Fig. 6)。水曜海山全体の小笠原トラフからの比高は3000m以上にも達する。しかし、その下部の1500mは南北に延びる細長い楕状の地形であり、明らかにそれより上の東西方向に延びる山体とは不調和で、別の古い時代の山体と考えられる。上部の火山体は、東西方向に配列する山頂水深860mの西峰と1310mの東峰の

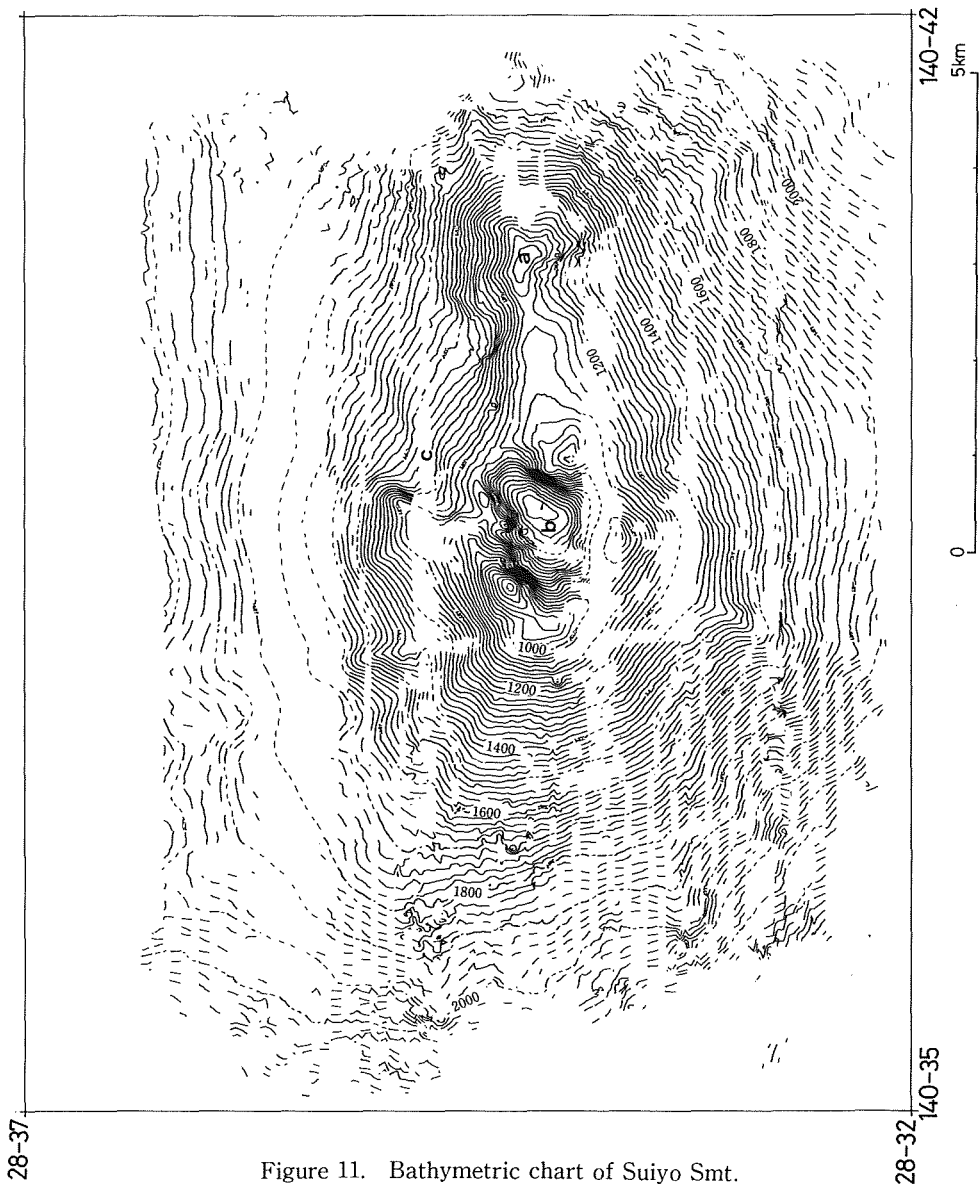


Figure 11. Bathymetric chart of Suiyo Smt.
Symbols in Fig. 2.

二つの円錐型火山体に大別できる (Fig. 6) が, Fig.11にはこの内の西峰を示した。

水曜海山の西峰は長径が約15kmの東西に延びる楕円を底面とする円錐型火山で, 水深860m, 940m, 1000mの三つのピークを持つ主峰とその東に接する水深1100mの寄生火山 (Fig.11a) からなっている。主峰には, 前述の三つのピークを外輪山とする長径1.5km, 深さ500mのいびつなカルデラが認められた (Fig.11b)。さらに, その北東側の斜面には馬蹄形の浅くて幅のある谷があり (Fig.11c), かつて山頂部の北東斜面が崩壊したことを示している。これらの地形の切り合いの関係から, 円錐型火山体→北東斜面の崩壊→山頂部のカルデラの形成という地史が読み取れる。

水曜海山からは, 普通輝石安山岩 (地質調査所, 1985) やデイサイト質軽石 (地質調査所, 1988) がドレッチされているが, デイサイト質軽石は山頂部カルデラの形成期の噴出物の可能性がある。

2-7 木曜海山 (Fig.12, 13)

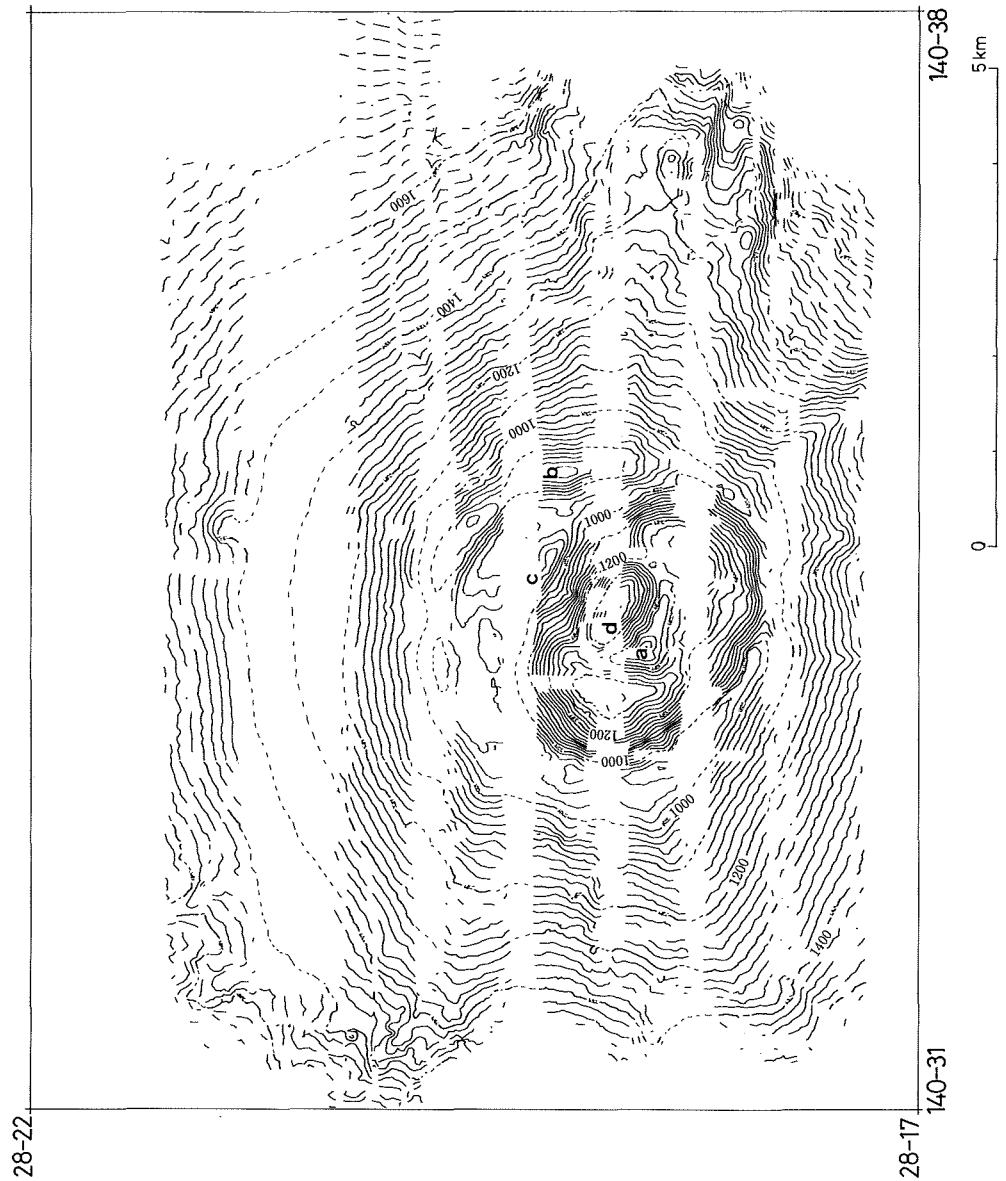


Figure 12. Bathymetric chart of the Mokuyo Smt.
Symbols in Fig. 2.

木曜海山は水曜海山の南南西30kmにある底面の直径が70km以下、小笠原トラフからの比高が3000m以上に達する大型の単一円錐型火山である。山頂部には、長径3km、短径2.3km、深さ450m、水深1380mのほぼ楕円形のカルデラが認められた。カルデラ底の中央には比高180mの中央火口丘がある (Fig.12a)。水深819mの最高点はカルデラを取り巻く外輪山の北東部にある (Fig.12b)。しかし、よく地形図をみると、一見単純そうなカルデラの地形も複雑である。すなわち、北半分の外輪山は二重になっている (Fig.12c)。この“二重山稜”形成の可能性としては、①一回のカルデラ形成のイベントに伴う断層運動や海底地滑り、②二回のカルデラ形成イベント、③一回のカルデラ形成イベントと火山活動とは関係のない海底地滑りなどが考えられる。さらに、カルデラの内部、カルデラ底の北部に火口と考えられるおわん状の凹地が認められる (Fig.12d)。これは先にカルデラ最深部とした部分である。この火口は、長径1km、短径0.5km、深さ200mで、火口底は周囲のカルデラ底よりもさらに100—60mも低い。中央火口丘の北半分は、この火口により破壊されている。したがっ

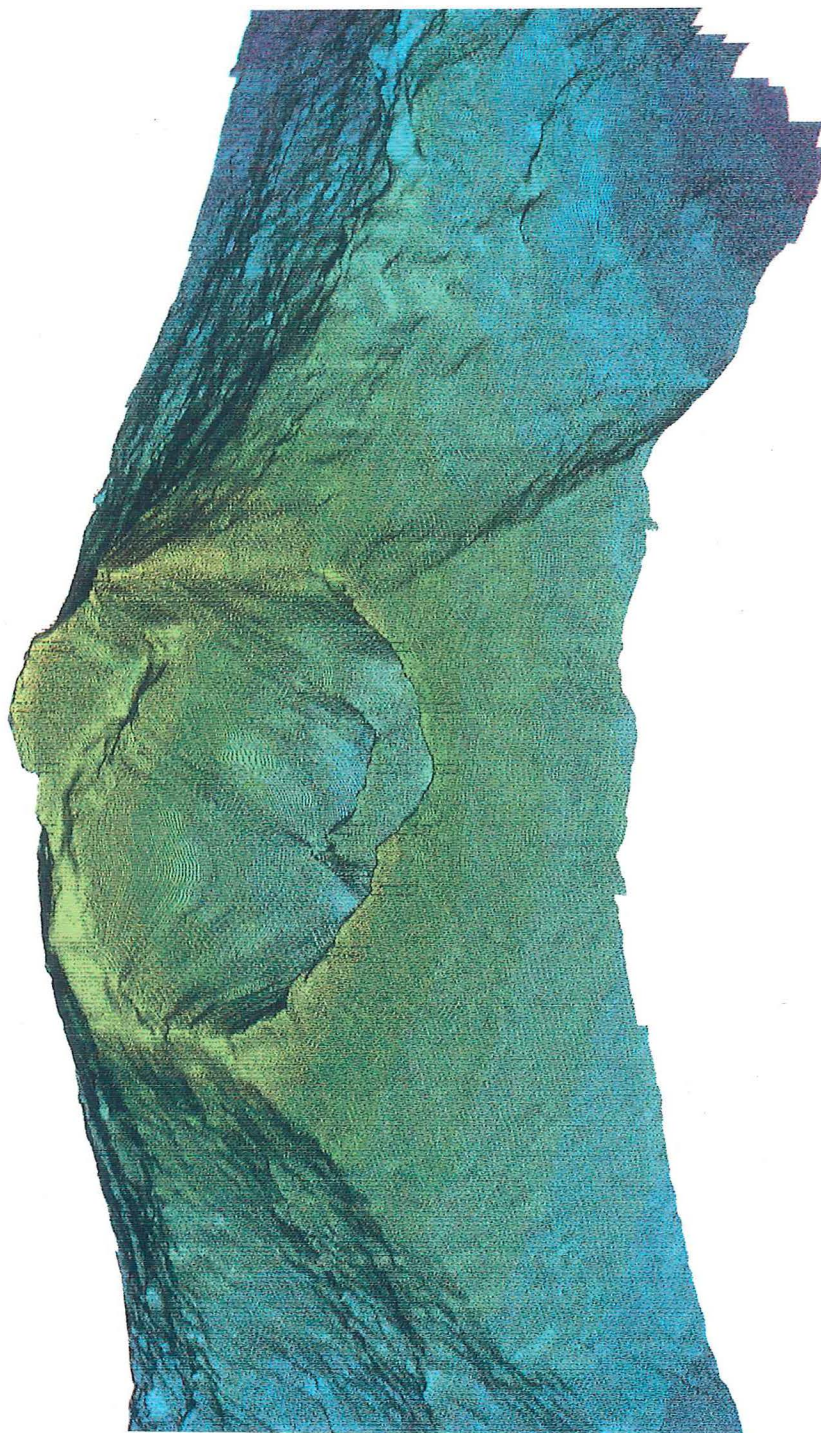


Figure 13. Whale's-eye view of Mokuyo Smt, from south of the mountain.

て、この火口は、明らかにカルデラおよび中央火口丘の形成より後である。以上の地形図の判断から、木曜海山は、大型円錐型火山体の形成→1回ないし2回のカルデラ形成→中央火口丘の形成→カルデラ内の火口形成、という地史が推定される。

カンラン石玄武岩や普通輝石玄武岩がドレッヂされている(地質調査所, 1987; 1988)ほか、カンラン石単斜輝石玄武岩質の枕状溶岩が得られている。長岡(1990)は、海洋科学技術センター所属の潜水調査船「しんかい2000」による潜航調査において、これと同じと考えられる玄武岩質枕状溶岩をカルデラ西壁上で確認している。この溶岩流は厚さ150m以上のカルデラ形成期の軽石層を覆っていることから、カルデラ形成後にカルデラの縁に沿って環状に噴出したと推定している。ただし、この枕状溶岩の噴出期と中央火口丘・カルデラ内火口の活動時期との関係は不明である。さらに、長岡(1990)は、カルデラ内火口の壁やカルデラ北壁の途中の数カ所で、熱水の噴出を認めた。熱水の噴出はカルデラ内の火口の北壁で特に著しく、その温度は噴出口付近で最高40.1℃を示した。また、その付近には、アミ類やカニ類のコロニーが確認された(長岡, 1990)。これはこの火口の形成がそれ程古くはないことの現れであり、木曜海山は今後も火山活動の可能性があるとと思われる。

2-8 金曜海山 (Fig.14)

金曜海山は木曜海山の南東35kmに位置する。山体は北東-南西方向に配列するほぼ同じ大きさの二つの円錐型火山体からなる。南西峰 (Fig.14a) は形の整った円錐型火山であり、その山頂部の水深は655mである。山頂のすぐ南側には深さ220m、幅600mの南へ開いた火口が認められる。北東峰 (Fig.14b) の山頂部は、最小水深738mのピークをはじめ三つ以上の小さなピークからなり、南西峰より複雑である。これらのピークの東側に接して二つの小さな火口が東西方向に並んで形成されている。いずれの火口も直径が1km以下、深さが200m以下である。この火口列の南東の斜面の水深1050-1450m付近には、長さ2km、幅1kmの馬蹄形の凹地があって、南東に開いている (Fig.14c)。形態から火口または海底地滑りの跡のいずれかと予想される。さらに、注意深く地形図を見ると、この凹地から下流側へ、幅1km、比高20-40mの舌状の高まりが南南東方向の山麓へ細長く連続していく (Fig.14d)。こういった特徴から、この高まりは溶岩流で、その高まりが始まる馬蹄形の凹地は火口である可能性が高い。この馬蹄形の火口は山頂部の火口列の内、最も東側の火口の東部を破壊していることから、山頂部の火口列より活動が新しいと判断される。

金曜海山からは、カンラン石シソ輝石普通輝石玄武岩がドレッヂされている(地質調査所, 1985)。

2-9 土曜海山 (Fig.15)

土曜海山は金曜海山の南40kmに位置する円錐型火山である。山頂部の水深は371m、小笠原トラフからの比高は3700m以上、底面の長径は40km以下である。土曜海山の山頂部の地形は特徴的である。山頂部は南西部の最高点を含むいくつかのピークからなり、それらの北東側には、長さ10km以上、高さ2000m以上、幅3km以上の“U”字型の巨大な海底地滑りの滑落崖がある (Fig.15a)。さらに、その中には、入れ籠状に幅1.5km、長さ3.5km、高さ1200m以上の新しい地滑りの滑落崖が認められる (Fig.15b)。すなわち、二度の山体崩壊が推定される。新しい地滑りの滑落崖の谷頭部の斜面には、高さ200m、直径500mの円頂丘が突出している (Fig.15c)。形態から、この丘は溶岩ドームと判断され、その形成は、二度目の山体崩壊の後と考えられる。

この崩壊地の北東から東方にある小笠原トラフの海底には長さ60km、幅30km、比高100m以下の弧状の高まりがあって (Fig. 6), シービームによりその表面には高さ20m前後の直径500m以下の小さな丘が多数認められた。「拓洋」のエアガンによるシングルチャンネル音波探査記録によれば、この小丘を含む弧状の高まりは、厚さ不明の音響的に不透明な物質、岩石などの比較的硬いものの集合体と予想される。表層に小丘を伴うこ

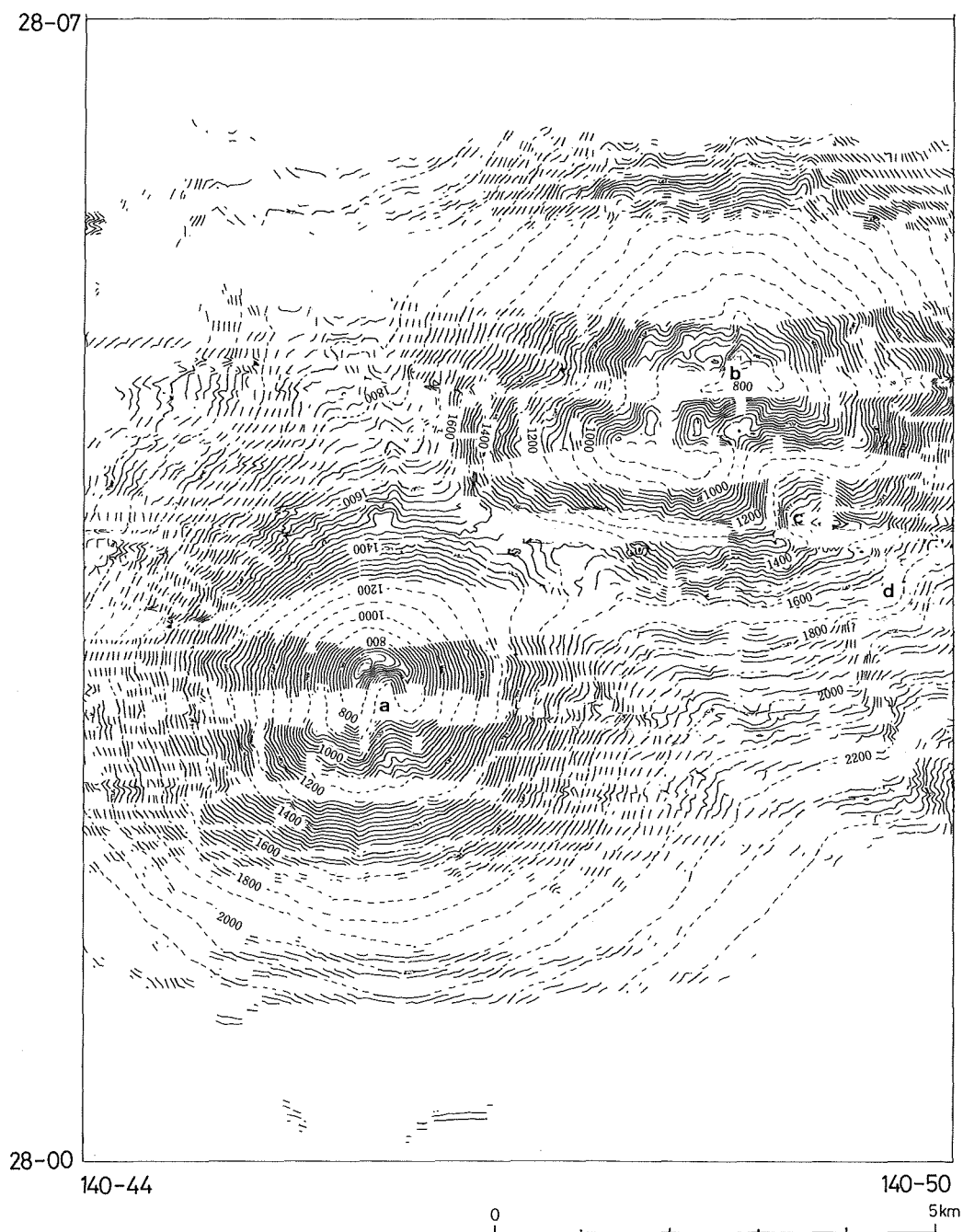


Figure 14. Bathymetric chart of Kinyo Smt.
Symbols in Fig. 2.

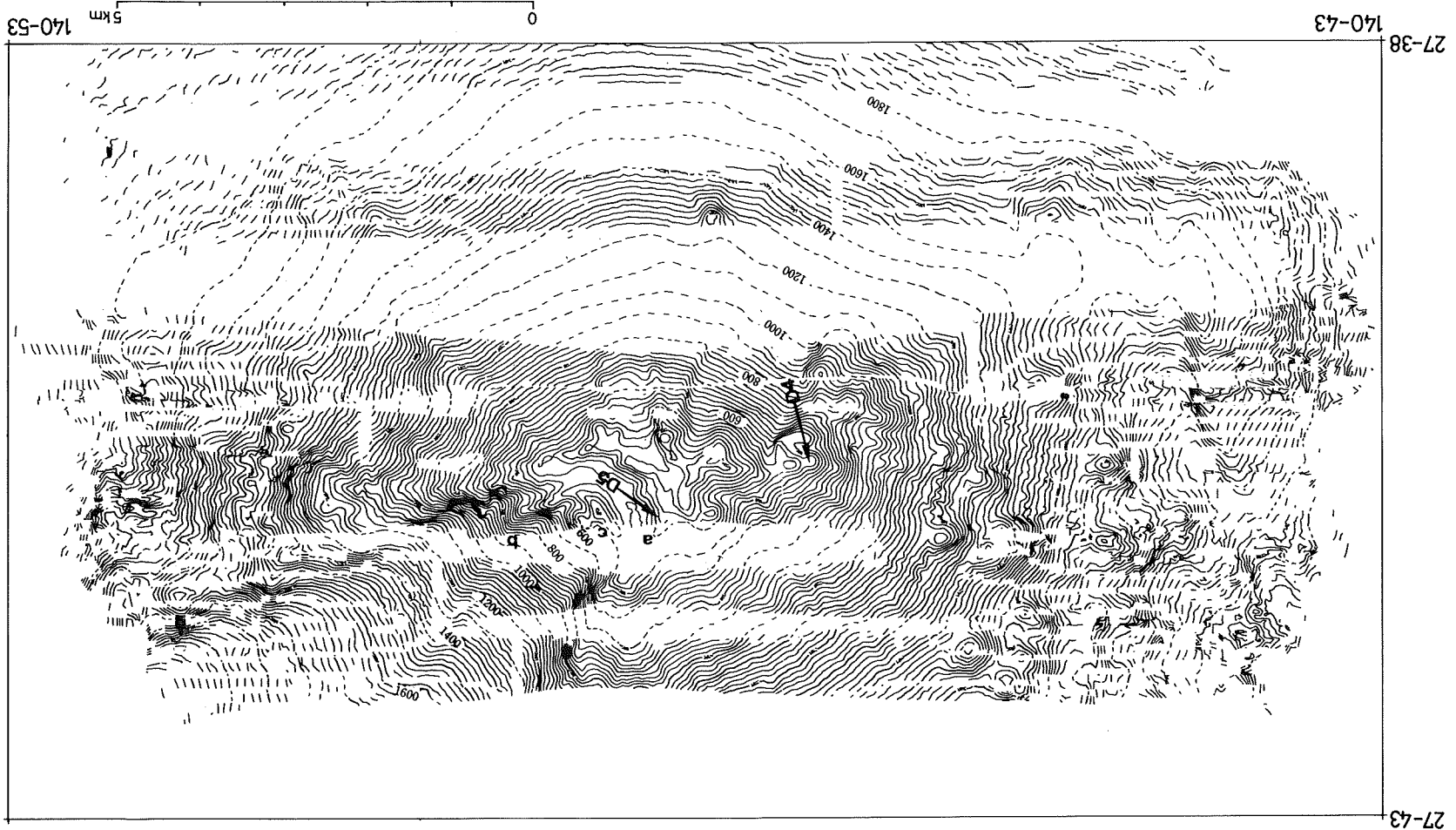


Figure 15. Bathymetric chart of Doyo Smt.
Symbols in Fig. 2.

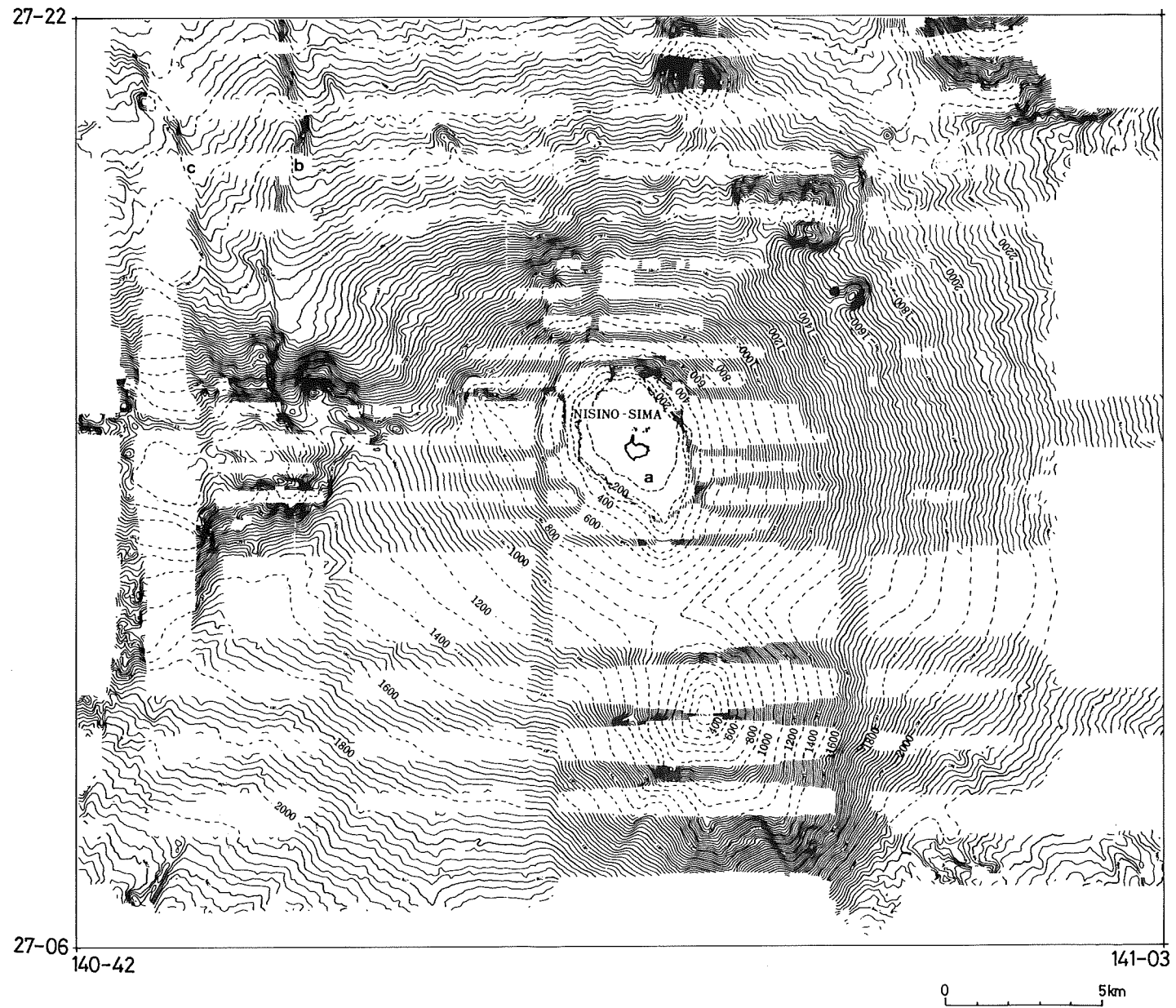


Figure 16. Bathymetric chart around Nisino-sima and Nisinosima-Sin-To. Symbols in Fig. 2.

とから、巨大な岩塊を含む碎屑物であろう。また、この碎屑物の弧は土曜海山を中心に描かれること (Fig. 6) から、土曜海山から供給され、また、特に土曜海山の北東方で最も高くなること (Fig. 6) から土曜海山北東部が具体的な供給源と判断される。以上から、小笠原トラフ底の弧状の高まりは、土曜海山北東部を発生源とする水中岩屑流堆積物 (Fig. 7) と推定される。先に述べた海山東部にある二つの山体崩壊の跡地は、この岩屑流の発生源の可能性が高い。

詳しい地点は不明であるが、カンラン石普通輝石玄武岩が採取されている (地質調査所, 1985) ほか、測量船「拓洋」の平成元年1月の第17回大陸棚調査で、山頂部の西側斜面 (Fig.15D4) から普通輝石シソ輝石玄武岩質溶岩がドレッチされている。また、その北東の滑落崖と突出した溶岩ドームの間の凹地 (Fig.15D5) から、きわめて新鮮な玄武岩質スコリア・火山灰やガラス質玄武岩質溶岩が採取された。その後、1990年7月の海洋科学技術センター所属の「しんかい2000」の潜航調査では、このガラス質玄武岩が溶岩ドームを造り、さらにその表層が玄武岩質スコリアおよび火山灰に覆われているのが観察された (長岡, 1990)。これらが土曜海山の最新の噴出物と推定される (長岡, 1990)。また、この溶岩ドーム周辺の数カ所で弱い熱水活動も確認されている (長岡, 1990)。

こうした結果をもとに、土曜海山の地史をまとめると、大型円錐型火山形成→山体北東部の少なくとも2回の崩壊および大規模岩屑流の発生→崩壊地内の溶岩ドームの形成およびスコリア・火山灰の噴出とすることができる。

2-10 西之島および西之島新島

西之島およびそのすぐ南東に陸続きで接する西之島新島は、土曜海山の南48kmに位置する無人島である。新島は1973~1974年 (昭和48-49年) の噴火で形成されたものである (青木・小坂, 1974)。西之島は海拔25m、新島は35m以下の底平な溶岩台地からなるが、Fig.16の海底地形をみると、小笠原トラフからの比高が4000m以上、底面の長径が70km以上の巨大な円錐型海底火山の山頂部であることがわかる。1973~1974年の噴火以前には、新島の形成された付近の海底に、直径約1km、水深107mの火口が存在していたことが報告されている (青木・小坂, 1974)。両島の周辺の水深50m以浅には、波の侵食によると推定される緩やかに海側へ傾く海底平坦面が発達している (Fig.16a)。いわゆる最終氷期の海面低下を示す水深100m付近の平坦面は不明瞭であることから、島を含む山頂部は最終氷期以降に形成されたと推定される。島を構成する円錐型火山は単一の山体からなるのではなく、島の東に水深785m、南方に214m、北東方に1080mの各ピークを持ついくつかの小型の火山体が集合したものである。また、山体の北西斜面には、南北走向で東落ちの断層崖が認められる (Fig.16b, c)。

西之島および西之島新島はおもにシソ輝石普通輝石安山岩からなっている (青木・小坂, 1974)。海面下の山体の中腹からは普通輝石シソ輝石安山岩質または普通輝石安山岩質溶岩や凝灰岩、火山角礫岩がドレッチされている (地質調査所, 1987)。

3 おわりに

これまで述べてきたように、ここで挙げたわずかな例の海底火山だけでも、それぞれ異なった地形地質学的特徴を持ち、地形図だけでも精度が良ければ、かなりの地史の推定が可能である。また、その推定が大きく間違っていないことは、しんかい2000の潜航調査で確かめられている。しかし、現在の技術水準では、しんかい2000の調査やドレッチなどによる海底の地質調査には限界がある。現状ではシービームやハイドロチャートなどのナローマルチビーム測深機を用いて、精度の良い地形図を作成することが海底火山調査の最

も現実的で有効な方法と考えられる。

本稿を作成するにあたって、福田泰介船長をはじめとする本庁所属の測量船「拓洋」の乗組員の皆様には、現地調査で物心両面に渡る援助をいただいた。ここに深謝する次第であります。

参 考 文 献

- 青木 斌・小坂丈予 (編), 海底火山の謎—西之島踏査記, 東海大学出版会, 251p, (1974).
地質調査所, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究—昭和59年度研究報告書, 99p, (1985).
地質調査所, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究—昭和61年度研究概要報告書, 184p, (1987).
地質調査所, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究—昭和62年度研究概要報告書, 132p, (1988).
地質調査所, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究—昭和63年度研究概要報告書, 144p, (1989).
岩渕 洋, 伊豆諸島, 利島北西の海底カルデラ, 火山第2集, 34, 295—299, (1989).
村上文敏・石原丈実, 小笠原島弧北部で発見された海底カルデラ, 月刊地球 11, 638—646, (1985).
斉藤英二・渡辺和明・宮崎純一・村上文敏, 伊豆・小笠原弧のカルデラの海底地形, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究—昭和62年度研究概要報告書, 地質調査所, 10—15, 地質調査所, (1988).
長岡信治, 小笠原—七曜海山列の木曜海山と土曜海山の火山地質, 第7回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集, 74—77, 海洋科学技術センター, (1990).
湯浅真人, 伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立, 月刊地球, 5, 459—463, (1983).
湯浅真人, 伊豆—マリアナ弧精査海域及び九州—パラオ海嶺から採取された岩石, 海底熱水活動に伴う重金属資源の評価手法に関する研究—昭和63年度研究概要報告書, 地質調査所, 58—65, (1989).
Yuasa, M., Sofugan tectonic line, a new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) Arc, northwest Pacific, "Formation of Active Ocean Margine" edited by N.Nasu et al., TERRAPUB, Tokyo, 483—496, (1985).
湯浅真人・村上文敏, 小笠原弧の地形・地質と娯婦岩構造線, 地学雑誌, 92, 115—134, (1985).

ナローマルチビーム測深機による伊豆・小笠原海溝の海底地形†

瀬田英憲*・長岡信治**・加藤 茂***

LANDFORMS OF THE IZU-OGASAWARA TRENCH BY THE NARROW MULTI-BEAM ECHO SOUNDER†

Hidenori Seta*, Shinji Nagaoka** and Shigeru Kato***

Abstract

The narrow multi-beam bathymetric survey in the Izu-Ogasawara Trench conducted by the survey vessel "Takuyo" of Hydrographic Department of Japan. The survey area is from 27°-30' N to 32°-20' N and about 45km wide along trench axis.

The Izu-Ogasawara Trench extends in N-S direction along the east of the Izu-Ogasawara Arc, and is situated on the boundary between the Philippine Sea Plate and the Pacific Plate.

The trench is subdivided into three major geomorphological units as follows : 1) the landward wall of the trench, 2) the trench floor, 3) the seaward wall of the trench which are arranged from west to east.

On the landward wall of the trench, many gentle slopes originated from submarine landslides are recognized. The size of landslides in the southern part of the trench become more largescale than those in the northern part. In the southern end of the survey area, there is a gigantic landslide which moves the landward wall of the trench to east and narrows the trench floor.

The trench floor is separated into several basins by the ridges which extend in the NNW-SSE direction. On the central trench floor, there is a subducting seamount which is deforming by normal fault.

The seaward wall of the trench has many horsts and grabens which formed by normal faults. The normal faults are subdivided into two types as follows : 1) faults with the strikes parallel to the trench axis, 2) faults with the strikes oblique to the trench axis. The parallel faults are formed by the bend of the oceanic plate (the Pacific Plate) which is subducting beneath the Philippine Sea Plate. In the southern part, the oblique faults is more well distributed than those in the northern part. The strike (NW-SE) of the oblique faults correspond to that of the faults of the fracture zone : the Bōsō Fracture Zone, the Ogasawara Fracture Zone on the western part of the Pacific Plate. The fact supports the idea that the plate bending also forms oblique faults which make use of the lineament of the fracture zones.

1. はじめに

海洋性プレートの収束境界のうち、付加帯などの厚い堆積物が少ない海溝では、地形そのものから直接プ

† Received 30th November 1990

* 航法測地課 Geodesy and Geophysics Divisin

** 大陸棚調査室 Continental Shelf Surveys Office

*** 企画課 Planning Division

レートの沈み込み様式を観察することができる。海上保安庁水路部では、測量船「拓洋」搭載のナローマルチビーム測深機（シービーム）を用いて、伊豆・小笠原海溝の中央部の測量を行ない、海溝軸付近の海底地形図を作成した。測量区域は、北緯27°30'から32°20'までの海溝軸に沿った幅約45kmの範囲であり（Fig. 1）、測線はほぼ南北方向に8本で（Fig. 2）、1985年から1989年の間に測量された。

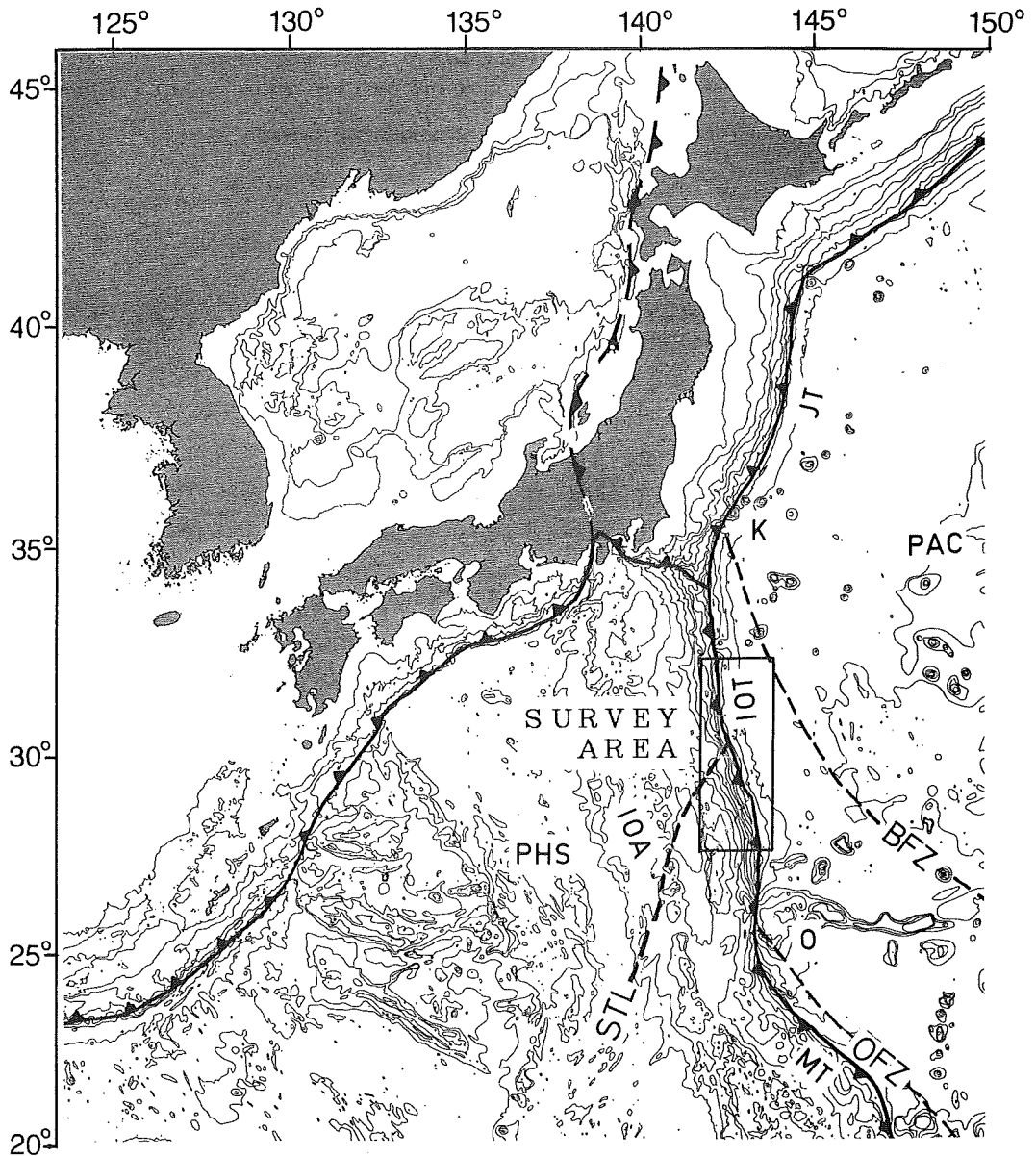


Figure 1. Location map of survey area contour interval : 1000m

- | | |
|-------------------------------|----------------------------|
| BFZ : Bōsō Fracture Zone | JT : Japan Trench |
| OFZ : Ogasawara Fracture Zone | MT : Mariana Trench |
| STL : Sofugan Tectonic Line | IOT : Izu-Ogasawara Trench |
| K : Daiiti-Kasima Seamount | IOA : Izu-Ogasawara Arc |
| O : Ogasawara Plateau | PHS : Philippine Sea Plate |
| | PAC : Pacific Plate |

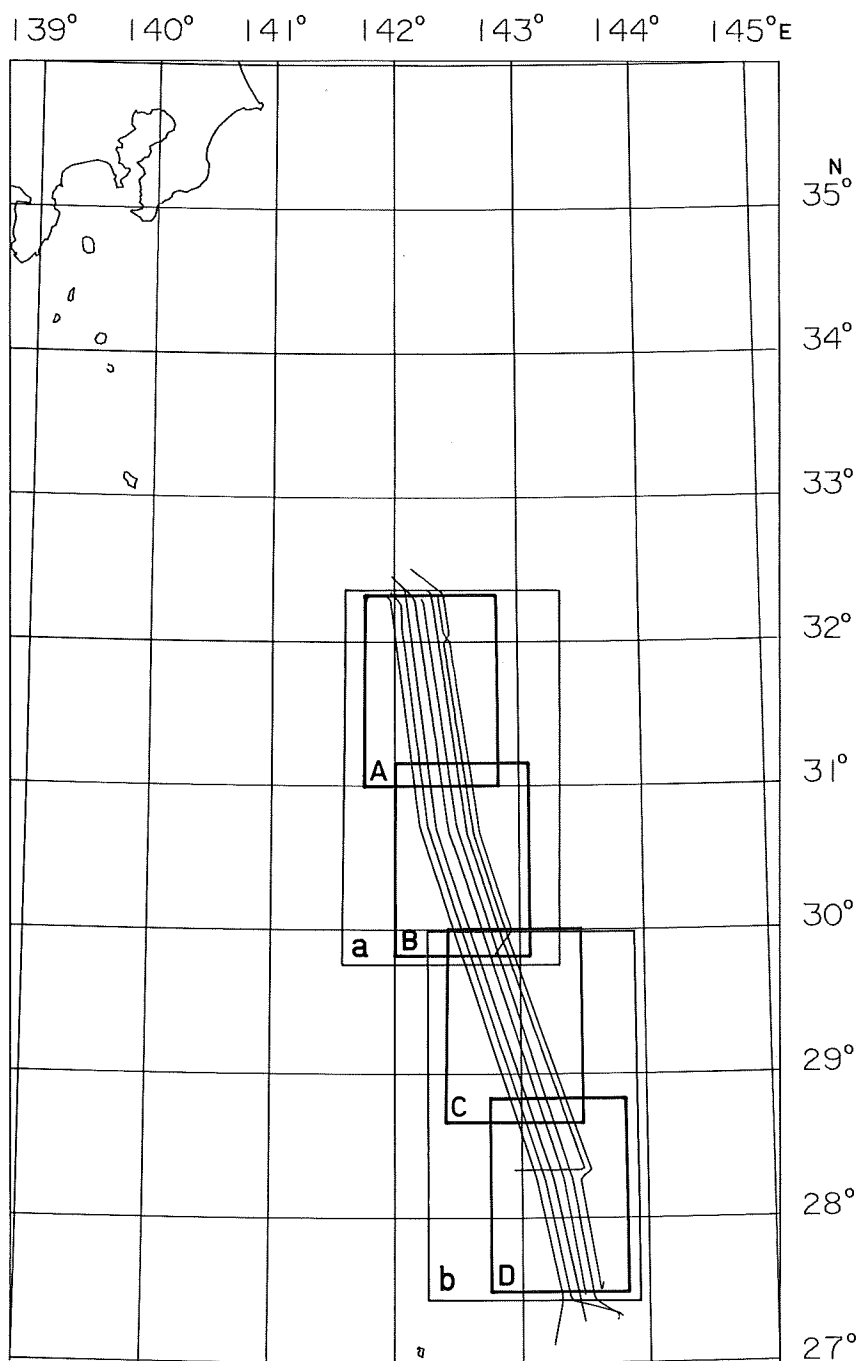


Figure 2. Survey tracks and the areas of the maps in Fig 3. and Fig 4.

- | | | |
|---|-------------------|------------|
| a | shows the area of | Fig. 3 - a |
| b | " | Fig. 3 - b |
| A | " | Fig. 4 - A |
| B | " | Fig. 4 - B |
| C | " | Fig. 4 - C |
| D | " | Fig. 4 - D |

伊豆・小笠原海溝は、西七島海嶺、七島・硫黄島海嶺、小笠原海嶺の高まりが並走する伊豆・小笠原弧と平行してその東側に位置し、南北におよそ850kmにわたって延びている。その北端は第一鹿島海山で、南端は小笠原海台で区切られており、北は日本海溝へ南はマリアナ海溝へと続いている。伊豆・小笠原海溝は、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界にあっている。

海溝海側斜面の断層については、すでに加藤ほか(1990)により報告されているので、ここでは、その後実施された調査測線のデータを加えて作成された海溝軸付近の精密な海底地形図を紹介し、海溝陸側斜面や海溝底を含めた全体の地形の特徴について記載し、その成因について若干の考察を加える。

2. 海底地形図の作成

ここで紹介する海底地形図は、ナローマルチビーム測深機によって得られた水深値データをもとに電子計算機処理によって描画されている(浅田・中西, 1986)。まず、得られた水深値に複合測位による位置情報を結合し、ランベルト正角円錐図法(二標準緯線)上のX-Y座標値に変換する。次に、すべてのデータを指定したメッシュ内に振り分け、ビームの斜角度によるデータのばらつきを抑えるためにビームの斜角度に応じて加重平均をとって各メッシュ内の最適な位置と水深値を決定し、メッシュデータとする。できるだけ細かく地形を表現するために、これら4×4のメッシュデータから3次曲面近似法により、さらに細かくメッシュを分割したサブメッシュデータを作成する。こうして作成されたメッシュデータ及びサブメッシュデータからコンターを計算し、プロッターで描画させている。概ね、以上のフローで海底地形図が作成されるわけであるが、シービーム測深では荒天による船体の動揺が大きい時や、急傾斜な地形を呈する所では不良データが生じやすい。これらのデータは連続性がなく突発的に現われてくるので判別しやすく手作業で削除している。シービーム測深の音速度改正は、英国水路部刊行の音響測深値改正表(NP 139)に基づいて行い、船位はロランC、NNSS、GPS等による複合測位装置で測定され、その精度はおよそ0.1海里以内である。今回の測量では、海溝という大深度で急傾斜な地形であったがおおむね良好なデータが得られ、測量区域のおよそ80%の地形をカバーすることができた。

Fig.3-a, 3-bの地形図は、メッシュ幅800m(実際上の距離)でサブメッシュの分割は行っていない。データの欠損部については近似3次曲面式を用いて補間してある。この時作成されたメッシュデータを断面表示した図(鉛直方向を水平方向の4倍に強調している)を右側に示した。Fig.4-A~4-D(巻末)はメッシュ幅600m(実際上の距離)、サブメッシュの分割数は3で処理しており、本来の海底面を表現するためデータ欠損部の補間は行っていない。

3. 伊豆・小笠原海溝の地形学的特徴および成因

この新たに作られた地形図および断面図(Fig.3-a~Fig.4-D)に基づいて、伊豆・小笠原海溝の地形の特徴を述べる。

(1) 海溝陸側斜面

今回の地形図では、陸側斜面の下部の地形しか表現できなかった。しかし、そこには、地滑り起源と考えられる緩斜面や凹地、階段状地形が多数認められる。地滑り地形は、比較的小規模の馬蹄形滑落崖を持つタイプと大規模で直線的な崖を持つタイプに分けられる。前者は図幅北部に多い。北部域で地滑りによる崩壊物質の一部がタービダイトとなって海溝底に流れ落ち、海底扇状地を作っているところもある。一方、後者は顕著な海底谷が発達しない南部(藤岡・吉田, 1989)に多い。その滑落崖の多くは斜面に平行であり、両

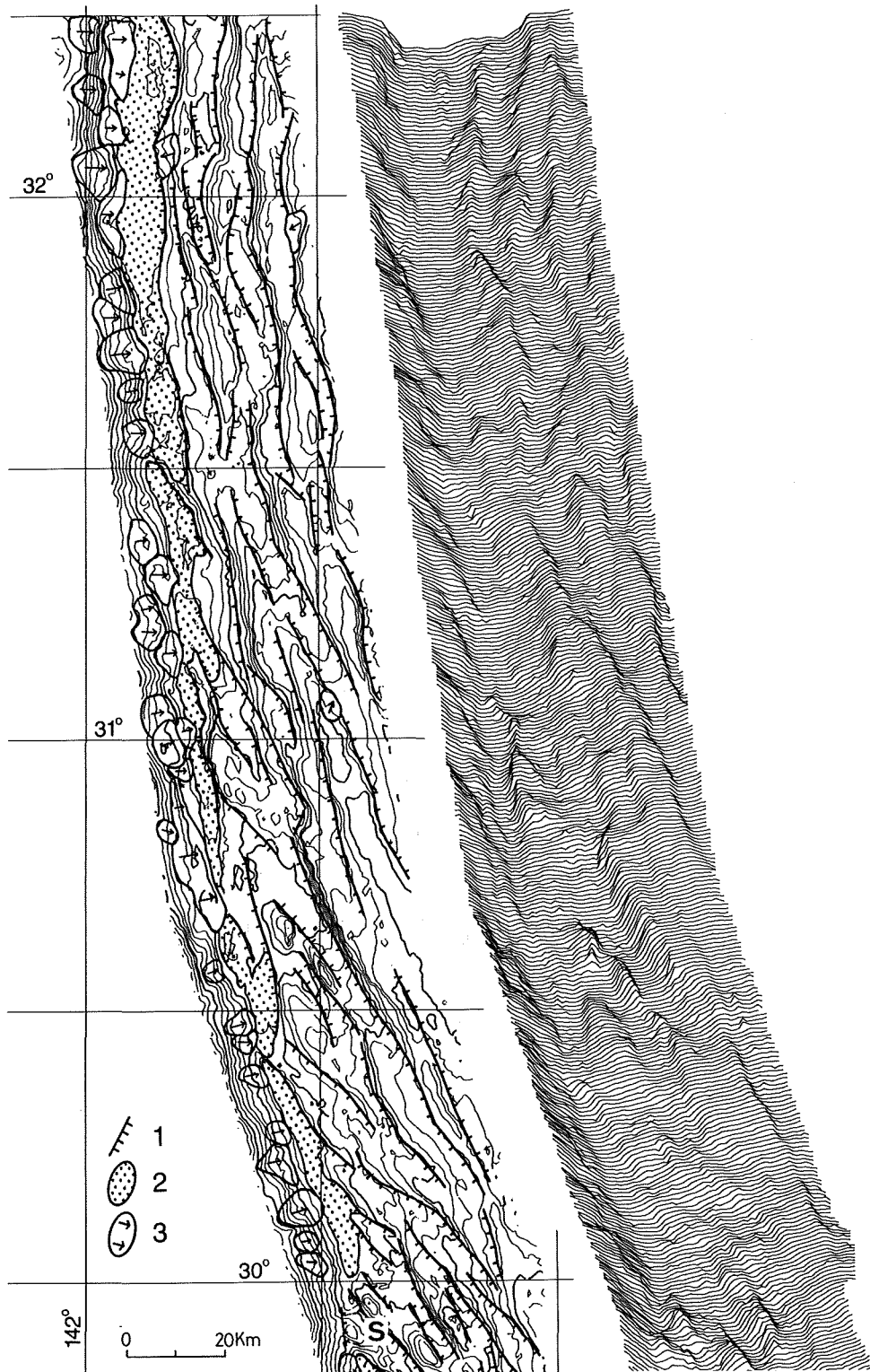


Figure 3 - a. Landform classification and profiles of the northern part of the Izu-Ogasawara Trench
1 : Fault scarp 2 : Trench floor 3 : Landslide

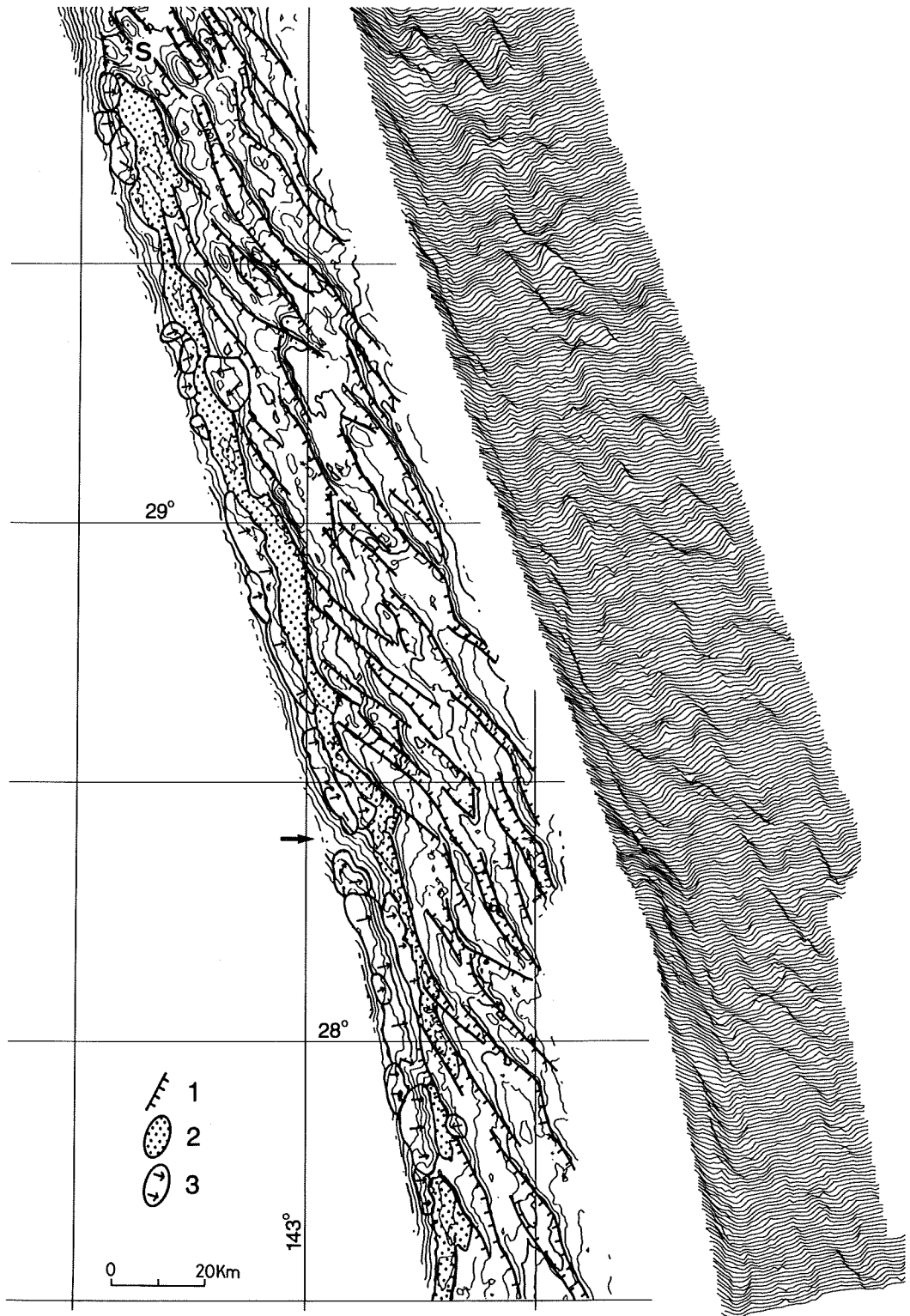


Figure 3 - b. Landform classification and profiles of the southern part of the Izu-Ogasawara Trench

1 : Fault scarp 2 : Trench floor 3 : Landslide

端部は陸側へ小さく弧を描く。滑落崖下の移動体上には線上の凹地がしばしば見られる。おそらく、これらの凹地は移動体のスランプ等でできたと推定される。

なお、娯婦岩構造線（湯浅, 1983, 湯浅・村上, 1985, Yuasa, 1985, Fig.1）の北東部への延長と思われる北緯30度30分付近では、陸側斜面がやや東へ屈曲する程度で、顕著な変位地形は認められなかった（Fig.3-a）。このことから、この構造線は現在あまり活動していないと考えられる。なお、北緯28度20分付近ではNNE-SSW走向のリニアメントをはさんで、陸側斜面が6～7kmほど左横ずれ変位している（Fig.3-bの→）。しかし、このリニアメントは北の海溝軸を越えることはない。これまで、この付近には大規模な断層は報告されていない。おそらく、このリニアメントは地滑りの滑落崖の末端部の可能性が高い。海溝陸側斜面の巨大地滑りなどにより、海溝陸側斜面下部が海溝底側へ移動したと考えられる。この大規模崩壊は小笠原海嶺の東への傾動（藤岡・吉田, 1989）に伴うものであろう。

(2) 海溝底

海溝底は、単一の連続した細長い形態をしているのではなく、海溝軸に沿って配列した平行四辺形状の小盆地の集合体からなっている。これら小盆地の幅及び長さは北へ行くに従い大きくなっており、北部で幅が8～12km、中部で5～8km、南部で3～5kmとなっている。各小盆地の境界は北北西—南南東方向の比高500m以下のリッジである。海溝底の水深はおよそ9500m前後であり、最も深い所で約9800mである。南部の北緯28度20分付近、前述のリニアメント付近では、北側で9700m、南側で8700mと、1000m近く水深が急に浅くなる。それと同時に、海溝底の幅が小さくなる。これは、海溝陸側斜面が巨大地滑りにより海溝側に移動して海溝底が狭まり、底揚げ状態になったためと考えられる。

南部の北緯30度付近には、海溝底から1000mの比高を持つ双耳峰の海山が認められる（Fig.3-a, 3-bのS）。双耳峰は北東—南西に配列し、二つのピークの南西、中央、北東側には北北西—南南東走向の断層がある。この双耳峰は単独峰であったものが、サブダクションに伴う断層により分割された可能性が高い。この海山は、太平洋プレートのサブダクションに伴って、断層変位を受けながら海溝底にまさに沈み込んで行こうとしていると考えられる。

(3) 海溝海側斜面

海溝海側斜面には、海溝軸と平行およびそれと斜交する二つの走向の断層が多数発達することが指摘されている（加藤ほか, 1990）。前者はNNW—SSE走向で海溝北部に多く、後者はNW—SE走向で南部に顕著であり、北緯29°30'付近及び北緯28°30'付近に密集している。断層崖の比高は500～1000mで、断層の間隔は、断層の少ない北部で5～10kmで、密度の高い南部で3～5kmである。これらの断層によって地塁・地溝が形成されている。これらは、北部では直線的に細長く連続しているが、海溝軸と斜交する断層の顕著な南部では平行四辺形状に細かくブロック化されている。海溝軸に平行する断層は、単にプレートの沈み込みに伴う撓みによる正断層と考えられるが、斜交する断層群は、太平洋プレートの拡大時に形成された断層帯（例えば小笠原断層帯, Tamaki, et al., 1987など, Fig.1）の走向に一致していることから、これら断層帯方向の構造的弱線がプレートの撓みにより再活動したものと考えられている（加藤ほか, 1990）。北部と南部におけるNW—SE走向の断層の分布密度の差異は、もともとの断層帯の断層密度の違い、すなわち南ほど小笠原断層帯の中心部に近いためと考えられる。

4. まとめ

海溝陸側斜面には地滑り地形が発達する。南部ほど規模が大きく、海溝南端部の海溝底はスランプ堆積物

により埋積されている。海溝底はNNW—SSE方向のリッジにより小盆地に分割されており、それらの幅は北部ほど大きくなっている。また、中央部には正断層で変位しながら沈み込みつつある海山も見られる。海溝海側斜面にはプレートの撓み（海溝軸に平行な断層）および断裂帯の再活動（NW—SE方向で海溝軸に斜交する断層）による正断層が斜交しながら形成されており、斜交する断層群は南部において顕著であり局所的に存在する。

今回の調査は、海溝軸付近における狭い範囲の地形測量のみであったが、今後より広範囲に調査され、多くの地形・地球物理データが整備されて議論されることを期待する。

謝 辞

本調査の実施に際しては、測量船「拓洋」の船長以下乗組員の方々に大変御世話になりました。心から御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 加藤 茂ほか：伊豆・小笠原海溝の変動地形—とくに海溝海側斜面の断層地形について—，変動地形とテクトニクス，古今書院，p.130—143，(1990)
- 浅田 昭・中西 昭：シービームデータによる海底地形図の作成，水路部研究報告，21，p.89—112，(1986)
- 湯浅真人：伊豆・小笠原弧の地学現象にみられる南北対立，月刊地球，5，p.459—463，(1983)
- Yuasa, M : Sofugan tectonic line, a new tectonic boundary separating northern and southern parts of the Ogasawara (Bonin) Arc, Northwest Pacific. Nasu et al., (ed) "Formation of Active Ocean Margins", TERRAPUB, Tokyo, p.483—496, (1985)
- 湯浅真人・村上文敏：小笠原弧の地形・地質と孀婦岩構造線，地学雑誌，94，p.115—134，(1985)
- 藤岡換太郎・吉田晴子：伊豆・小笠原前弧域の海底谷の特徴とその成因，日本火山学会講演予稿集，1989年度秋季大会，p.93，(1989)
- Tamaki, K., Nakanishi, M., Sayanagi, K. and Kobayashi, K. : Jurassic magnetic anomaly lineations of the western Pacific Ocean and the origin of the Pacific Plate, Eos. Tras. Am. Geophys. Union, 68, p.19—43, (1987)

DETERMINATION OF PRECISE POSITIONS OF TITI SIMA AND ISIGAKI SIMA BY SATELLITE LASER RANGING †

Arata Sengoku*

Abstract

Satellite Laser Ranging (SLR) Observations were carried out at Titi Sima and Isigaki Sima in 1988. The positions of these islands in the global geodetic network were determined by using SLR data obtained at these two islands, Simosato Hydrographic Observatory (SHO) and foreign SLR stations. Two analysis methods, a global analysis of Lageos and a very short arc analysis (SPORT) of Lageos and Ajisai, were tried. The baseline length between Titi Sima and Simosato are determined precisely by SPORT. The precision of rectangular coordinates of Titi sima and Isigaki Sima is about 5 cm.

Keywords : Satellite Laser Ranging (SLR) —Simosato Hydrographic Observatory (SHO) —Titi Sima
—Isigaki Sima—SPORT

1. Introduction

Since 1982, the SLR observation of geodetic satellites has been continued at the Simosato Hydrographic Observatory (SHO) in order to determine the position of SHO in the framework of worldwide geodetic system. SHO is the fundamental fiducial point in the Marine Geodetic Control Network (Kubo, 1988) of Japan. The position of Simosato has been determined by the Hydrographic Department (Sasaki, 1990) and each SLR analysis center of IERS (International Earth Rotation Service), such as CSR (Center for Space Research, University of Texas, USA), GSFC (Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration : NASA, USA), DUT (Delft University of Technology, the Netherlands). As a permanent SLR station in Asia, Simosato has greatly contributed to the establishment of the conventional terrestrial reference frame.

A project to determine precise positions of the selected major islands was started at the beginning of 1988. These islands, which are called the first order control points, were not connected to the main land geodetically at all or connected very poorly. SLR observation and direction observation by photographs have been carried out at the islands in order to determine the relative positions of the islands to the fiducial point. Analyzing the data obtained at the islands, Simosato and foreign SLR stations, we can determine the positions of the islands precisely. In this paper, the results of SLR analysis of Titi Sima and Isigaki Sima are presented.

2. Observation

The first observation of the transportable SLR system of the Hydrographic Department (Sasaki, 1988a), named the HTLRS (Hydrographic Department Transportable Laser Ranging Station),

† Received 25th December 1990

* 衛星測地室 Satellite Geodesy Office

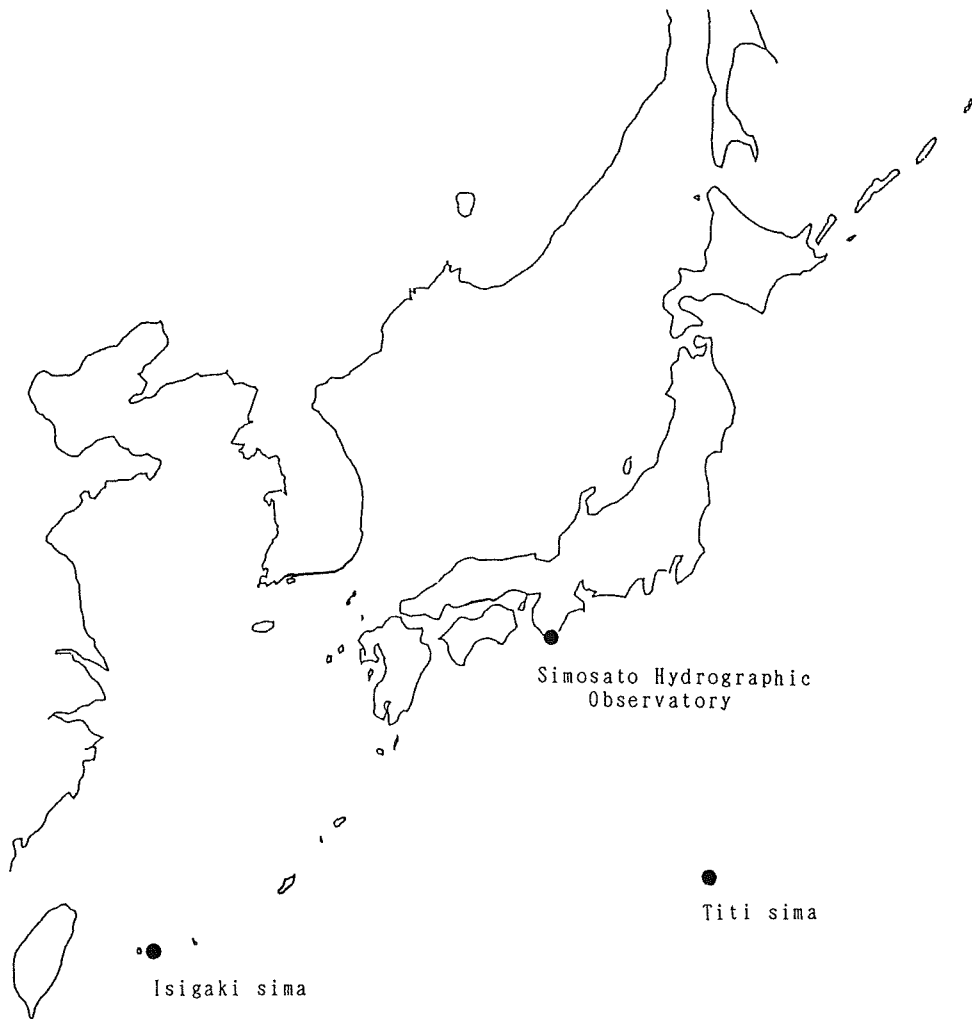


Figure 1. SLR observation in 1988.

was carried out at Titi Sima from January 5 to March 13, 1988. The second observation of the HTLRS was made at Isigaki Sima from July 18 to September 17, 1988 (Fig. 1, Sengoku et al., 1990, Fukushima et al., 1991). Observation schedules were made by selecting passes whose maximum elevation was over 30 degrees. The HTLRS was operational only at night. Observing sites are shown in Fig. 2 and 3. Pass tables of observation passes at Titi Sima and Isigaki Sima are shown in Table 1 and 2. Passes which were simultaneously observed at islands and SHO are indicated by asterisks in these tables. During the period of Titi Sima observation, 20 Ajisai passes, 1 Lageos pass and 1 Starlette pass were commonly observed at both sites. During Isigaki Sima observation, 5 Ajisai passes, 9 Lageos passes and 1 Starlette pass were commonly observed.

3. Analysis Methods

The positions of Titi Sima and Isigaki Sima were determined by using two methods. The one was a global analysis of 5-day-arcs of Lageos using global SLR data and the other was a very short arc

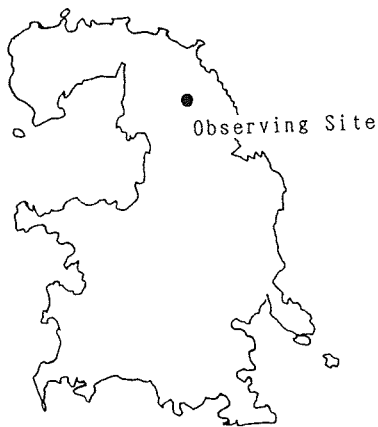


Figure 2. Observing site at Titi Sima in 1988.

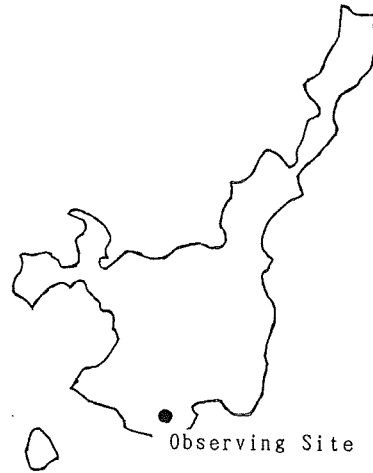


Figure 3. Observing site at Isigaki Sima in 1988.

analysis (SPORT) of Ajisai and Lageos.

3-1. The global analysis of 5-day-arcs of Lageos

The global analysis of 5-day-arcs of Lageos was made by using the software developed by Sasaki and Sengoku (Sasaki, 1984, Sengoku, 1986, Sasaki, 1988), which is called HYDRANGEA (HYdrographic Department RANGE data Analyzer). Applied dynamical models are summarized in Table 3. Used data were collected and delivered by NASA/CDDIS (Crustal Dynamics project's Data Information System, Noll et al., 1987). The positions of several stations were fixed as fiducial points. Adopted positions of fiducial stations (Table 4) were based on SSC(CSR)85L07 (Tapley et al., 1986) and the plate motion model of AM0-2 (Minster and Jordan, 1978). The epoch of station coordinates was 1988. 1. These stations were selected in order to obtain robustness of the network. The positions of all the other stations were estimated. In order to determine the relative positions of Titi Sima (Isigaki Sima) to Simosato precisely, the position of Simosato was fixed, because observation data at Simosato might be scarce during the analyzed period. The same station coordinate set was used in the analyses of both Titi Sima and Isigaki Sima.

Estimated parameters in the global analysis were initial position and velocity of Lageos, positions of unknown stations, GM (G : Gravitational constant, M : mass of the Earth), the dynamical form factor of the Earth (J_2), the Earth orientation parameters ($x_p, y_p, d\omega$), a ballistic air-drag coefficient (β), reflectivity coefficient (γ) and an empirical force on Lageos ($\Delta\alpha$). These unknowns were estimated in every 5-day-arc.

3-2. SPORT

Generally, just as described in the former section, SLR analysis is made by using global SLR data. This global analysis can determine positions of stations in the geocentric coordinate system, Earth orientation parameters (EOP), physical parameters of satellites and some physical quantities of the Earth. However, in this method, we have to deal with large amount of global data which result in long CPU time. Furthermore, we have to wait for more than a half year after the observation to collect global data.

Table 1. Observation passes at Titi Sima in 1988
 (* : commonly observed with Simosato)

Pass Table of Ajisai(EGS) 8606101

Station ID.	Start yy/mm/dd	Start hh:mm:ss	End yy/mm/dd	End hh:mm:ss	Number of returns
* 7844	88/01/23	19:48:19	~ 88/01/23	19:56:15	136
* 7844	88/01/24	18:51:29	~ 88/01/24	19:00:48	507
* 7844	88/01/24	20:54:27	~ 88/01/24	21:05:46	389
* 7844	88/01/25	11:44:24	~ 88/01/25	11:55:09	802
* 7844	88/01/25	13:50:03	~ 88/01/25	13:55:49	268
7844	88/01/25	18:02:23	~ 88/01/25	18:03:49	25
* 7844	88/01/25	19:58:16	~ 88/01/25	20:10:24	895
* 7844	88/01/26	12:51:47	~ 88/01/26	13:02:48	1395
* 7844	88/01/26	19:11:17	~ 88/01/26	19:13:15	222
7844	88/01/27	09:57:15	~ 88/01/27	10:05:19	773
7844	88/01/30	09:17:00	~ 88/01/30	09:24:41	555
7844	88/01/30	11:15:49	~ 88/01/30	11:28:19	1453
7844	88/01/30	13:25:47	~ 88/01/30	13:27:19	32
7844	88/01/30	17:32:37	~ 88/01/30	17:40:49	814
7844	88/01/30	19:31:54	~ 88/01/30	19:39:52	1197
7844	88/02/01	09:29:31	~ 88/02/01	09:37:30	914
7844	88/02/01	11:33:48	~ 88/02/01	11:34:37	123
7844	88/02/04	08:48:12	~ 88/02/04	08:52:27	67
7844	88/02/04	10:54:01	~ 88/02/04	10:54:37	79
* 7844	88/02/04	17:04:11	~ 88/02/04	17:14:06	1158
* 7844	88/02/04	19:07:33	~ 88/02/04	19:16:00	597
7844	88/02/05	09:56:03	~ 88/02/05	10:07:47	1299
* 7844	88/02/05	16:10:56	~ 88/02/05	16:11:34	61
* 7844	88/02/05	18:11:17	~ 88/02/05	18:22:43	1120
* 7844	88/02/06	15:18:27	~ 88/02/06	15:22:45	77
7844	88/02/11	16:51:29	~ 88/02/11	16:58:05	724
* 7844	88/02/12	09:49:16	~ 88/02/12	09:52:18	87
* 7844	88/02/12	14:00:23	~ 88/02/12	14:04:52	279
* 7844	88/02/12	15:57:09	~ 88/02/12	16:08:17	575
* 7844	88/02/14	14:08:38	~ 88/02/14	14:20:21	1004
* 7844	88/02/14	16:15:41	~ 88/02/14	16:16:52	17
* 7844	88/02/22	11:05:06	~ 88/02/22	11:06:51	75
* 7844	88/02/22	13:03:19	~ 88/02/22	13:13:07	187
7844	88/02/26	11:31:32	~ 88/02/26	11:38:54	414
7844	88/02/26	13:32:55	~ 88/02/26	13:37:55	167
7844	88/02/27	10:35:01	~ 88/02/27	10:42:13	132
7844	88/02/27	12:36:15	~ 88/02/27	12:40:24	35

Total number of passes : 37
 Total number of returns : 18654

In order to overcome these disadvantages, we have developed a very short arc analysis method, which is named SPORT (Successive Passes Orbit Revising Technique, Sengoku, to be published). In SPORT, only two passes which are successively and commonly observed at two stations are used (Fig. 4). SPORT is applicable to only local baseline determination since commonly observed data are needed. The characteristics of SPORT can be summarized as follows.

- 1) Initial position and velocity of a satellite and position of one station are estimated. Position of the other station should be fixed.

Table 1. (continued)

Pass Table of Lageos 7603901

Station ID.	Start yy/mm/dd	hh:mm:ss	~	End yy/mm/dd	hh:mm:ss	Number of returns
7844	88/02/01	09:13:39	~	88/02/01	09:16:32	44
7844	88/02/03	10:01:55	~	88/02/03	10:03:47	28
7844	88/02/05	10:56:38	~	88/02/05	11:12:42	644
7844	88/02/05	19:51:55	~	88/02/05	20:04:59	200
7844	88/02/12	08:42:08	~	88/02/12	08:47:32	160
* 7844	88/02/12	20:39:44	~	88/02/12	20:59:58	115
7844	88/02/14	09:11:20	~	88/02/14	09:35:38	578
7844	88/02/22	08:45:28	~	88/02/22	09:08:45	1115
7844	88/02/26	19:19:39	~	88/02/26	19:51:11	752
7844	88/02/27	08:58:17	~	88/02/27	09:28:27	1458
7844	88/02/29	18:52:18	~	88/02/29	19:13:49	388

Total number of passes : 11
Total number of returns : 5482

Pass Table of Starlette 7501001

Station ID.	Start yy/mm/dd	hh:mm:ss	~	End yy/mm/dd	hh:mm:ss	Number of returns
7844	88/02/03	13:05:47	~	88/02/03	13:09:27	169
7844	88/02/05	11:56:46	~	88/02/05	12:02:18	115
* 7844	88/02/12	10:33:16	~	88/02/12	10:41:20	209
7844	88/02/14	11:12:40	~	88/02/14	11:17:16	102

Total number of passes : 4
Total number of returns : 595

- 2) Influence of errors in force models is smaller than the global analysis.
- 3) CPU time is shorter.
- 4) Results can be obtained quickly since only data of two stations are required.
- 5) Baseline length is estimated precisely.
- 6) Global parameters of force models can hardly be determined.
- 7) Successively and commonly observed passes are necessary.

Titi Sima—Simosato baseline and Isigaki Sima—Simosato baseline were analyzed by SPORT. The position of Simosato was fixed to the value in Table 4. Adopted Earth orientation parameters are estimated by IRIS (IRIS bulletin A).

4. Titi Sima

4-1. Results by the global analysis

The global analysis of Lageos was carried out for three 5-day-arcs. The analyzed data sets are listed in Table 5 and 6. These data were picked up from full rate data. Since our purpose was to determine the position of Titi Sima, data obtained at Titi Sima and Simosato are enhanced in number of data while data of other stations were reduced. There was a commonly observed pass in data set #

Table 2. Observation passes at Isigaki Sima in 1988

(* : commonly observed with Simosato)

Pass Table of Ajisai(EGS) 8606101

Station ID.	Start		End		Number of returns
	yy/mm/dd	hh:mm:ss	yy/mm/dd	hh:mm:ss	
7307	88/07/27	18:09:47	~ 88/07/27	18:15:22	71
7307	88/07/29	12:07:06	~ 88/07/29	12:16:03	629
* 7307	88/07/31	12:22:21	~ 88/07/31	12:28:05	350
* 7307	88/07/31	18:34:54	~ 88/07/31	18:46:29	1764
7307	88/08/01	19:43:13	~ 88/08/01	19:43:54	38
7307	88/08/02	18:55:55	~ 88/08/02	19:00:09	659
* 7307	88/08/04	10:53:34	~ 88/08/04	10:54:53	51
7307	88/08/05	16:06:42	~ 88/08/05	16:13:36	535
7307	88/08/05	18:07:13	~ 88/08/05	18:16:25	548
7307	88/08/10	15:40:43	~ 88/08/10	15:51:04	689
7307	88/08/10	17:43:55	~ 88/08/10	17:45:23	49
7307	88/08/16	14:19:11	~ 88/08/16	14:30:49	757
7307	88/08/16	16:22:03	~ 88/08/16	16:29:08	160
* 7307	88/08/17	13:32:21	~ 88/08/17	13:35:02	339
7307	88/08/17	15:26:26	~ 88/08/17	15:36:41	673
7307	88/08/18	12:34:00	~ 88/08/18	12:39:47	158
7307	88/08/18	14:31:18	~ 88/08/18	14:44:16	985
7307	88/08/19	13:40:48	~ 88/08/19	13:50:19	1249
7307	88/08/21	14:00:37	~ 88/08/21	14:01:09	44
7307	88/08/22	10:58:08	~ 88/08/22	11:03:12	71
7307	88/08/22	12:57:38	~ 88/08/22	13:07:36	1437
7307	88/08/23	12:03:31	~ 88/08/23	12:12:42	650
7307	88/08/24	11:09:41	~ 88/08/24	11:17:24	474
7307	88/08/24	13:17:34	~ 88/08/24	13:23:08	412
* 7307	88/08/25	12:17:15	~ 88/08/25	12:29:35	1465
7307	88/08/26	13:25:48	~ 88/08/26	13:35:14	1321
7307	88/08/28	11:37:41	~ 88/08/28	11:49:19	635
7307	88/09/02	11:10:07	~ 88/09/02	11:21:33	1223

Total number of passes : 28

Total number of returns : 17436

2. Simosato data were poor in number of data in data set #2 and #3.

The results are shown in Table 7. The rms residual is 4.8cm and is nearly the noise level. Distribution of residuals is nearly Gaussian. The bottom line of Table 7 shows a weighted mean and a formal error of each component.

It is clear in Table 7 that internal errors of estimated components in respective data sets are smaller than the scatter, which might be caused by some unmodeled errors in force models or in raw range data. Therefore, we introduce system error. Total error can be expressed as follows.

$$(\text{total error})^2 = (\text{formal error})^2 + (\text{system error})^2 \quad \dots\dots\dots(1)$$

System error is assumed to be 10cm for rectangular coordinates and 5cm for baseline length, which are half of peak to peak scatter.

The weighted mean of geocentric position of Titi Sima (U_T, V_T, W_T) and distance between Titi Sima and Simosato (D_{TS}) are as follows.

**DETERMINATION OF PRECISE POSITIONS OF TITI SIMA
AND ISIGAKI SIMA BY SATELLITE LASER RANGING**

Pass Table of Lageos 7603901

Station ID.	Start yy/mm/dd	Start hh:mm:ss	End yy/mm/dd	End hh:mm:ss	Number of returns
7307	88/07/27	16:46:53	~ 88/07/27	17:05:29	1032
* 7307	88/07/31	14:47:44	~ 88/07/31	15:12:08	1510
* 7307	88/07/31	18:11:35	~ 88/07/31	18:20:16	182
7307	88/08/01	13:32:03	~ 88/08/01	13:35:29	57
7307	88/08/01	17:01:31	~ 88/08/01	17:13:30	278
7307	88/08/02	15:30:26	~ 88/08/02	15:54:46	719
7307	88/08/04	16:09:50	~ 88/08/04	16:29:22	404
* 7307	88/08/05	14:50:40	~ 88/08/05	15:19:18	664
7307	88/08/10	15:01:57	~ 88/08/10	15:28:00	720
* 7307	88/08/17	12:49:40	~ 88/08/17	13:07:34	207
7307	88/08/19	16:53:18	~ 88/08/19	17:09:07	388
* 7307	88/08/22	16:22:44	~ 88/08/22	16:47:43	474
7307	88/08/23	15:20:00	~ 88/08/23	15:32:53	154
* 7307	88/08/25	15:45:22	~ 88/08/25	16:22:38	280
7307	88/09/02	15:25:33	~ 88/09/02	16:02:29	2212
* 7307	88/09/08	14:17:43	~ 88/09/08	14:55:19	2558
7307	88/09/09	13:14:50	~ 88/09/09	13:33:30	1250
7307	88/09/11	14:14:32	~ 88/09/11	14:20:36	105
* 7307	88/09/12	12:24:34	~ 88/09/12	12:54:06	673
* 7307	88/09/12	15:56:47	~ 88/09/12	16:22:37	24
7307	88/09/13	14:28:00	~ 88/09/13	14:49:35	1755

Total number of passes : 21
 Total number of returns : 15646

Pass Table of Starlette 7501001

Station ID.	Start yy/mm/dd	Start hh:mm:ss	End yy/mm/dd	End hh:mm:ss	Number of returns
7307	88/08/24	11:43:18	~ 88/08/24	11:49:57	137
* 7307	88/09/13	12:54:06	~ 88/09/13	13:00:14	379

Total number of passes : 2
 Total number of returns : 516

Table 3. Adopted dynamical models

items	references
Astronomical constants	IAU 1976 system
Precession	Lieske, et al. (1977)
Nutation	Wahr (1979)
Definition of UT	Aoki et al. (1982)
Geopotential	Marsh et al. (GEM-T1, 1987)
Earth model	Gilbert and Dziewonski (1066A, 1975)
Solid Earth tide	Shen and Mansinha (1976), Sasao et al. (1977) and Wahr (1979)
Tidal variation of UT1	Yoder et al. (1981)
Atmosphere	exponential model
Radiation pressure	MERIT standards (Melborne et al., 1982)
Satellite constants	ibid.
Ephemerides of the moon and the sun	Japanese ephemeris

Table 4. Adopted station coordinates

Station ID	Station Name		U	V	W
7090	Yarragadee Australia		-2389.00764894	5043.33189385	-3078.52695084
7109	Quincy USA		-2517.23605066	-4198.55834275	4076.57178458
7834	Wettzell FRG		4075.53013450	931.78128422	4801.61842697
7838	Simosato Japan		-3822.38837195	3699.36349408	3507.57310611
7939	Matera Italy		4641.96513189	1393.06990688	4133.26238539

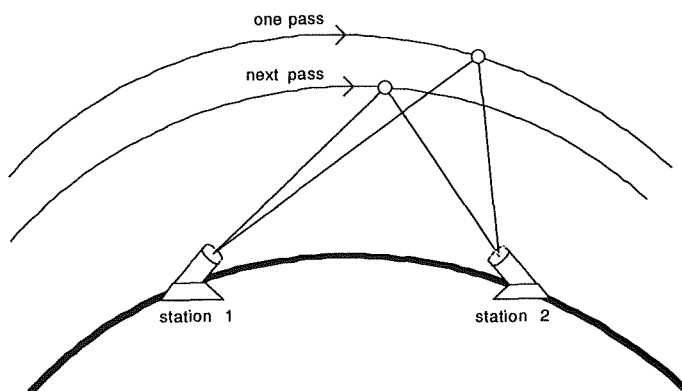


Figure 4. Successive Passes Orbit Revising Technique (SPORT).

$$U_T = -4491072.549\text{m} \pm 0.058\text{m}$$

$$V_T = 3481527.972\text{m} \pm 0.059\text{m} \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$W_T = 2887391.714\text{m} \pm 0.059\text{m}$$

$$D_{TS} = 937665.080\text{m} \pm 0.031\text{m}$$

Estimated errors are as much as 6cm. The precision of baseline determination between Simosato and Titi Sima is poor in number of data in data set #3 because of a shortage of Simosato data.

4-2. Results of SPORT

SPORT analysis of Ajisai data was also made for 7 sets of successive passes (Table 8). There was no data set of successive passes of Lageos during Titi Sima observation. Full rate data of Titi Sima and Simosato were used in SPORT.

The results are shown in Table 9. The rms residual is 6.0cm, which is nearly the noise level. Titi Sima data were poor in data set #6, which results in large formal errors. System error of baseline length is assumed to be 2.0cm in SPORT. The weighted mean of U_T , V_T , W_T and D_{TS} estimated by SPORT are as follows.

Table 5. Used SLR station in the global analysis of Titi Sima

Station ID	Station NAME	Pass	Return	Noize ratio
				%
7090	Yarragadee Australia	11	985	0.2
7105	G. S. F. C. USA	1	141	0.0
7109	Quincy USA	12	782	0.6
7110	Mon Peak USA	12	339	0.6
7122	Mazatlan Mexico	8	425	0.0
7210	Haleakala USA	18	533	10.7
7834	Wettzell FRG	2	25	28.0
7835	Grasse France	25	1,875	3.3
7838	Simosato Japan	7	454	2.7
7839	Graz Austria	2	17	0.0
7840	RGO UK	27	367	5.4
7844	Titisima Japan	10	1,615	0.5
7939	Matera Italy	5	28	32.1
Total		161	7,912	3.7

$$U_T = -4491072.524\text{m} \pm 0.042\text{m}$$

$$V_T = 3481527.841\text{m} \pm 0.042\text{m} \quad \dots\dots\dots(3)$$

$$W_T = 2887391.771\text{m} \pm 0.042\text{m}$$

$$D_{TS} = 937665.056\text{m} \pm 0.009\text{m}$$

It is noteworthy that repeatability of baseline length is quite good. It was mainly because geometry of sky coverage was fortunately good in most used passes (Fig. 5). Gound tracks of Ajisai were nearly parallel to Titi Sima—Simosato baseline, and the influence of orbital errors to baseline length was small.

Table 6. Analyzed data in Titi Sima analysis (the global analysis, Lageos)

No.	time	Adopted data				residuals			
		SHO	Titi	others	total	SHO	Titi	others	total
1	1990 Feb. 1 - 5	236	488	1712	2436	0.071m	0.044m	0.048m	0.049m
2	11 - 15	75	497	1661	2233	73	43	42	43
3	26 - 29	22	622	1980	2624	83	46	52	51

Table 7. Results of Titi Sima analysis (the global analysis, Lageos)

No.	U _T	V _T	W _T	D _{TS}
1	-4491072.548m +/- .010m	3481527.901m +/- .009m	2887391.666m +/- .015m	937665.127m +/- .011m
2	.541 +/- 10	.942 +/- 09	.758 +/- 14	.053 +/- 12
3	.558 +/- 17	8.082 +/- 29	.717 +/- 26	.060 +/- 29
mean	-4491072.549m +/- .058m	3481527.972m +/- .059m	2887391.714m +/- .059m	937665.080m +/- .031m

Table 8. Analyzed data in Titi Sima - Simosato baseline analysis (SPORT, Ajisai)

No.	time	Adopted data			residuals		
		SHO	Titi	total	SHO	Titi	total
1	1988 Jan. 24 18 - 21	1104	890	1994	0.076m	0.043m	0.064m
2	Feb. 4 17 - 19	857	1755	2612	.068	.038	.050
3	5 16 - 18	1528	1181	2709	.076	.036	.062
4	12 13 - 16	634	852	1486	.073	.040	.056
5	14 14 - 16	636	1019	1655	.077	.036	.056
6	22 10 - 13	456	160	616	.078	.035	.069

Table 9. Results of Titi Sima - Simsoato baseline analysis (SPORT, Ajisai)

No.	U _T	V _T	W _T	D _{TS}
1	-4491072.490m +/- .007m	3481527.867m +/- .016m	2887391.742m +/- .014m	937665.044m +/- .007m
2	.586 +/- 15	.942 +/- 24	.798 +/- 15	.058 +/- 06
3	.576 +/- 15	.790 +/- 16	.839 +/- 13	.059 +/- 06
4	.607 +/- 16	.897 +/- 25	.823 +/- 16	.066 +/- 07
5	.417 +/- 23	.819 +/- 19	.676 +/- 17	.047 +/- 07
6	.460 +/- 38	.706 +/- 54	.739 +/- 70	.062 +/- 21
mean	-4491072.524m +/- .042m	3481527.841m +/- .042m	2887391.771m +/- .042m	937665.056m +/- .009m

Table 10. Used SLR station in the global analysis of Isigaki Sima

Station ID	Station NAME	Pass	Return	Noize ratio
				%
7090	Yarragadee Australia	14	559	0.0
7105	G. S. F. C. USA	19	799	1.4
7109	Quincy USA	37	2,314	1.3
7110	Mon Peak USA	25	1,148	10.5
7210	Haleakala USA	21	607	19.5
7307	Isigaki Japan	18	2,790	3.1
7834	Wettzell FRG	14	281	12.7
7835	Grasse France	61	3,824	2.2
7838	Simosato Japan	10	2,104	15.4
7839	Graz Austria	16	206	0.6
7840	RGO UK	41	339	5.6
7907	Arequipa Peru	22	72	38.9
7939	Matera Italy	33	72	44.3
Total		331	15,115	6.1

5. Isigaki Sima

5-1. Results by the global analysis

The global analysis of Lageos data was carried out for five 5-day-arcs. The analyzed data sets are listed in Table 10 and 11. The strategy of data selection was the same as Titi Sima analysis. Simosato data were poor in data set #3.

The results are shown in Table 12. The rms residual is 5.4cm. System error is the same as section 4-1. The weighted mean of geocentric position of Isigaki Sima (U_I, V_I, W_I) and distance between Isigaki Sima and Simosato (D_{IS}) are as follows.

$$U_I = -3265753.894\text{m} \pm 0.050\text{m}$$

$$V_I = 4810001.007\text{m} \pm 0.050\text{m} \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$W_I = 2614265.506\text{m} \pm 0.050\text{m}$$

$$D_{IS} = 1530149.045\text{m} \pm 0.026\text{m}$$

Data set #5 is omitted because there might be biases in SLR data at Isigaki Sima during this

Table 11. Analyzed data in Isigaki Sima analysis (the global analysis, Lageos)

No.	time	Adopted data				residuals			
		SHO	Isigaki	others	total	SHO	Isigaki	others	total
1	1990 Jul. 27 - 31	531	543	1761	2835	0.091m	0.045m	0.069m	0.068m
2	Aug. 1 - 5	241	526	1895	2662	.071	.045	.044	.046
3	17 - 21	67	587	2689	3343	.062	.040	.039	.040
4	22 - 26	460	544	1792	2796	.073	.041	.048	.051
5	Sep. 8 - 12	480	575	1620	2675	.091	.045	.061	.063

Table 12. Results of Isigaki Sima analysis (the global analysis, Lageos)

No.	U _i	V _i	W _i	D _{is}
1	-3265753.827m +/- .012m	4810000.942m +/- .011m	2614265.510m +/- .010m	1530149.019m +/- .013m
2	.879 +/- .012	1.045 +/- .008	.445 +/- .009	.113 +/- .09
3	.972 +/- .010	1.094 +/- .011	.637 +/- .008	.002 +/- .12
4	.898 +/- .015	0.948 +/- .007	.432 +/- .006	.043 +/- .008
5	.930 +/- .012	0.792 +/- .007	.581 +/- .011	8.844 +/- .011
mean	-3265753.894m +/- .050m	4810001.007m +/- .050m	2614265.506m +/- .050m	1530149.045m +/- .026m

* : Data set #5 is excluded.

Table 13. Analyzed data in Isigaki Sima - Simosato baseline analysis (SPORT, Lageos)

No.	time	Adopted data			residuals		
		SHO	Isigaki	total	SHO	Isigaki	total
1	1990 Jul. 31 ^h 14 ^h - 18 ^h	471	1688	2159	0.065m	0.040m	0.047m
2	Sep. 12 12 - 16	903	694	1597	.100	.056	.084

Table 14. Results of Isigaki Sima - Simsoato baseline analysis (SPORT, Lageos)

No.	U _i	V _i	W _i	D _{is}
1	-3265753.813m +/- .076m	4810000.907m +/- .029m	2614265.447m +/- .053m	1530149.035m +/- .018m
2	.941 +/- .127	.792 +/- .79	.562 +/- .109	8.838 +/- .41
mean	-3265753.813m +/- .126m	4810000.907m +/- .104m	2614265.447m +/- .113m	1530149.035m +/- .027m

* : Data set #2 id excluded.

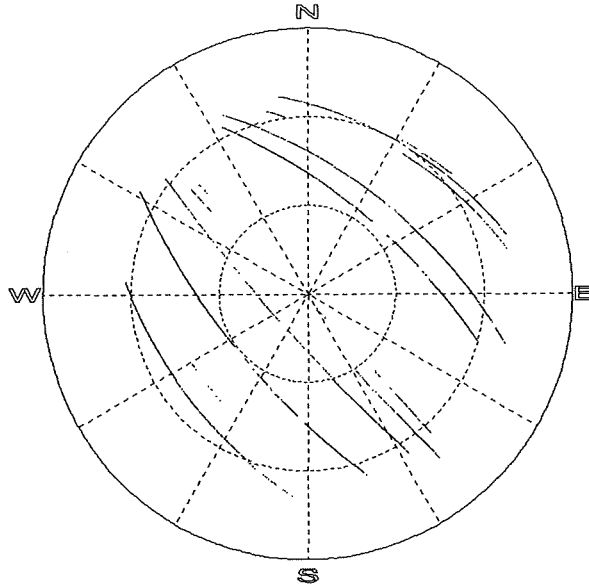


Figure 5. Sky coverage of analyzed of passes at Titi Sima (SPORT).

period (see next section).

SPORT analysis of Lageos data was also made for 3 sets of successive passes (Table 13). There was no data set of successive passes of Ajisai. Full rate data of Isigaki Sima and Simosato were used in the analysis.

The results are shown in Table 14. The rms residual is 6.6cm. U_I , V_I , W_I and D_{IS} estimated by SPORT are as follows.

$$\begin{aligned}
 U_I &= -3265753.813\text{m} \pm 0.126\text{m} \\
 V_I &= 4810000.907\text{m} \pm 0.104\text{m} \quad \dots\dots\dots(5) \\
 W_I &= 2614265.447\text{m} \pm 0.113\text{m} \\
 D_{IS} &= 1530149.035\text{m} \pm 0.027\text{m}
 \end{aligned}$$

Data set #2 is omitted because residuals are significantly larger than the noise level. There might be a time bias or a clock offset in Isigaki data in data set #2. Data set #2 is a subset of data set #5 in the previous section. A formal error of each component is much larger than the previous section because of the pass geometry.

6. Conclusions

The baseline length between Titi Sima and Simosato are determined precisely by SPORT. It is because SPORT is a semi-geometrical method and the influence of orbital errors to baseline length

is generally small. SPORT is effective for determination of baselines of a few thousand kilometers of less. SPORT can be applied to Lageos, Ajisai and other satellites. Unfortunately, since there were not enough commonly observed passes at Isigaki Sima and Simosato, the baseline length between Isigaki Sima and Simosato determined by SPORT is not reliable.

The precision of rectangular coordinates of Titi Sima and Isigaki Sima determined by the global analysis is about 5cm.

Geocentric rectangular coordinates seem to be better determined by the global analysis of Lageos. One reason is that the effect of gravity model errors on Lageos orbit is smaller than Ajisai. Another reason is that the global analysis does not suffer from any difference of reference frames. In SPORT, EOPs are fixed, and inconsistency of reference frames might cause a systematic error in 3-D position of an unknown station.

The difference between the results of the global analysis and SPORT is several centimeters. The reason why such difference exists is a problem to be solved.

Recently, many new Earth's gravity models, such as GEM—T2 (Marsh et al., 1989) or GRIM—S1 (Reigber, 1990), have been developed for altimeter satellites which will be launched in the early 1990's. Adopting these new models, we will be able to analyze global data of Ajisai in the near future.

Acknowledgements

The author would like to thank Dr. M. Sasaki for his assistance of the author's software developments, and Dr. Y. Ganeko and Dr. T. Fukushima for the valuable discussion. The author also would like to thank to all the staff of Satellite Geodesy Office and Simosato Hydrographic Observatory who have carried out SLR observations and have supported the research.

REFERENCES

- Aoki, S., Guinot, B., Kaplan, G. H., Kinoshita, H., McCarthy D. D., Seiedlmann P. K. : *Aston, Astrophys.*, Vol. 105, p. 359. (1982)
- Kubo, Y. : *Data Report of Hydrogr. Obs., Series of Satellite Geodesy*, No. 1, p. 1. (1988)
- Fukushima, T., Uchiyama T., Nishimura E., Sengoku A. : *ibid.*, No. 4, to be published (in Japanese). (1991)
- Gilbert, F., Dziewonski, A. M. : *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*. Vol. 278, p. 187. (1975)
- IRIS bulletin A, Subcommission International Radio Interferometric Surveying.
- Lieske, J. H., Lederle, T., Fricke, W., Morando, B. : *Astron., Astrophys.*, Vol. 58, p. 1. (1977)
- Marsh, J. G., Lerch, F. J., Putney, B. H., Christodulidis, D. C., Felsentreger, T. L., Sanchez, Smith, D. E., Klosko, S. M., Martin, T. V., Pavlis, E. C., Robbins, J. W., Williamson, R. G., Colombo, O. L., Chandler, N. L., Rachlin, K. E., Patel, G. B., Bhati, S., Chinn, D. S. : *An improved model of the Earth's Gravitational Field : GEM—T1*, NASA Tech. Memo. 4019. (1987)
- Marsh, J. G., Lerch, F. J., Putney, B.H., Felsentreger, T. L., Sanchez, B. V., Klosko, S. M., Patel, G. B., Robbins, J. W., Williamson, R. G., Engelis, T. E., Eddy, W. F., Chandler, N. L., Chinn, D. S., Kapoor, S., Rachlin, K. E., Braatz, L. E., Pavlis, E. C. : *The GEM—T2 Gravitational Model*, NASA Tech. Memo. 100746. (1989)
- Melbourne, W., Anderle, R., Feissel, M., King, B., McCarthy D., Smith, D., Tapley B., Vicente, R. : *Project MERIT Standards.* Circ. No. 167, U. S. Naval Observatory, Washington D. C.

(1983)

- Minster, J. B., Jordan T. H., : Journal of Geophys. Res., Vol. 83, p. 5331. (1978)
- Noll, C. E., Behnke, J. M., Linder H. G., : Quick-Look Guide to the Crustal Dynamics Project's Data Information System, NASA Tech. Memo. 87818. (1987)
- Reigber, C. : private communication. (1990)
- Sasaki, M. : Report of Hydrogr. Res., No. 24, p. 107. (1984)
- Sasaki, M. : *ibid.*, No. 28, p. 59. (1988)
- Sasaki, M. : *ibid.*, No. 30, p. 99. (1990)
- Sasaki, M. : Data Report of Hydrogr. Obs., Series of Satellite Geodesy, No. 1, p. 59. (1988)
- Sasao, T., Okubo, S., Saito, M. : Proc. IAU Sympo. No. 78, p. 165, Kiev. (1977)
- Sengoku A. : Proceedings of the 19th symposium on "Celestial Mechanics", eds., Kinoshita, H. and Nakai, H., p. 107 (in Japanese). (1986)
- Sengoku A., Nagaoka M., Fuchida K., Masai S., Fujii T., Nakagawa H. : Data Report of Hydrographic Observations, series of satellite geodesy, No. 3, p. 1. (1990)
- Sengoku A. : "A very short arc analysis of SLR" Journal of the Geodetic Society of Japan, to be published.
- Shen, P. Y., Mansinha, L. : Geophys. J. Roy. Astr. Soc., Vol. 46, p. 467. (1976)
- Tapley, B. D., Eanes, R. J., Schutz, E. E., : Earth Rotation from laser ranging of Lageos, Observation Results on Earth Rotation and Reference Systems, ed., Feissel, M., BIH, Paris, B67. (1976)
- Wahr, J. M. : The tidal motion of a rotating, elliptical, elastic and oceanless earth. Ph. D. thesis, Univ. Colorado, Colorado. (1979)
- Yoder, C. F., Williams, J. G., Parke, M. E. : J. Geophys. Res., Vol. 86, p. 881. (1981)

衛星レーザー測距による父島・石垣島の精密位置の決定 (要旨)

仙 石 新

人工衛星レーザー測距観測が、1988年に父島と石垣島において行われ、解析を行なった結果両島の位置が精密に求まった。5日毎のラジオスの全世界データを用いたグローバル解析と、下里と父島(石垣島)の連続した同時観測パスのみを用いた短アーク解析(SPORT法)を行った結果、両島の位置が三次元的に約5cmの精度で求められた。父島-下里基線は、SPORT法により精度9mmで決定された。

