

REPORT
OF
HYDROGRAPHIC RESEARCHES

No. 18, March, 1983

**南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル
反射法音波探査**

加藤 茂*・佐藤任弘*・桜井 操**

**MULTI-CHANNEL SEISMIC REFLECTION SURVEY
IN THE
NANKAI, SURUGA AND SAGAMI TROUGHS**

Shigeru Kato*, Takahiro Sato* and Misao Sakurai**

Received 1982 September 14

Abstract

In 1980 and 1981, nine lines of multi-channel seismic reflection survey were carried out by the Hydrographic Department of Japan, in the Nankai, Suruga and Sagami Troughs bordering the northern subducting margin of the Philippine Sea Plate. Data were obtained by R/V Kaiyo-Maru of the Japan Petroleum Exploration Co., and processed in terms of the following methods; deconvolution, velocity analysis, 24-fold stacking, time migration, and depth conversion. Subduction of oceanic crust of the Philippine Sea Plate beneath the Japanese Islands is clearly recognized on the migrated depth sections. The subducting oceanic crust is pursued for at least 30 km landward from the axis of the Nankai Trough with the inclination of 3°-5°. On the landward slope of the Nankai Trough, distinctly imbricated sediment bodies with many thrust faults were found. In the Suruga Trough, the basement forming the Izu Peninsula is traced beneath the Trough and western slope of it for about 8 km with an inclination of 7°-23°. In the Sagami Trough the basement forming the Izu Peninsula is recognized

beneath the Trough to the Misaki Knoll located on the eastern slope of the Trough, with an inclination of about 10°

Key word: Multi-channel seismic reflection survey.

Nankai Trough; Suruga Trough; Sagami Trough; Subduction of the ocean crust.

1. はじめに

東海・南関東地域では、1923年の関東地震の例を挙げるまでもなく、これまで幾たびかの大地震にみまわれてきた。また、数年前には、駿河湾で巨大地震の発生の可能性が指摘され（石橋，1976a），社会的に大きな反響をよび、地震予知の実現をめざす各種の調査が活発になってきた。ここで報告する調査はこれら調査・研究の一つであり、科学技術振興調整費による「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」の一部として行われた「マルチチャンネル反射法による海底地殻構造調査」である。海上作業、資料処理が終了し、現在、解析が進められているが、ここではこれら作業によって得られたマルチチャンネル反射法音波探査断面図から明らかとなった事項について記述するとともに若干の考察を行った。

2. 対象海域の地形と地質の概観

対象とする東海・紀伊半島沖には、南海トラフとこれに続く駿河トラフという深い凹地が、潮岬沖から駿河湾奥部まで認められる（第1図）。この地域の地形・地質をみると、3つの区域に区分できる。

一つは熊野灘沖であり、トラフが水深4,200—4,600mでWSW-ENEにのび、トラフ海側には平坦な四国海盆が広がっている。トラフのすぐ陸側には、幅約30kmの起伏に富む地帯がある。これは、岩渕（1970）がridge and trough zone とよんだトラフと平行にのびる高まりと凹地が交互している特異な地形である。この起伏地帯の陸側には、外側海嶺（outer ridge）とよばれる高まりをへだて、極めて平坦な熊野トラフがある。熊野トラフは、大陸斜面の途中にある深海平坦面で、外側海嶺でダムアップされた厚い堆積層で充填されている堆積盆地である（佐藤及び茂木，1975；Inoue，1978）。

二つめは、遠州灘の沖に当たる南海トラフの北東端付近で、トラフは水深3,500—4,200mと浅くなり、トラフ軸はSW-NEに方向を変える。トラフの海側には、トラフとの比高が2,000m以上にも達する銭洲海嶺が、トラフと平行に横たわっている。トラフの陸側には、熊野灘沖と同様のridge and trough zoneがあり、高まりと凹地の方向はトラフののびの方向に平行している。その陸側には、低い海丘とその間を海底谷があり、ridge and trough zoneの配列を乱している。

三つめは、南海トラフ北東端からNNE方向に続く駿河トラフ部分である。トラフ底は著しく狭くなり、南海トラフではトラフ底平坦部が幅12—30kmあるのに対し、駿河トラフでは5km以下となる。駿河トラフは、西の御前埼、東の伊豆半島側の急な大陸斜面にはさまれて、駿河湾の奥深くまで続いている。

一方、伊豆半島を隔てた相模灘には、駿河湾と同じような凹地—相模トラフ—があり、小田原沖から南東方向にのび、大島の北を通り、遠く日本海溝まで達している。相模灘付近の相模トラフは、幅約20kmと、この部分だけ広くっており、西は伊豆半島側、東は三浦半島側の大陸斜面によって境されている。

杉村（1972）は、この海域に南のフィリピン海プレートと北のユーラシアプレートとの境界があり、ちょうど南海・駿河・相模トラフがその境であるとした。フィリピン海プレートは、ユーラシアプレートに対し、北西に水平移動し（中村及び島崎，1981）、各トラフで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み、プ

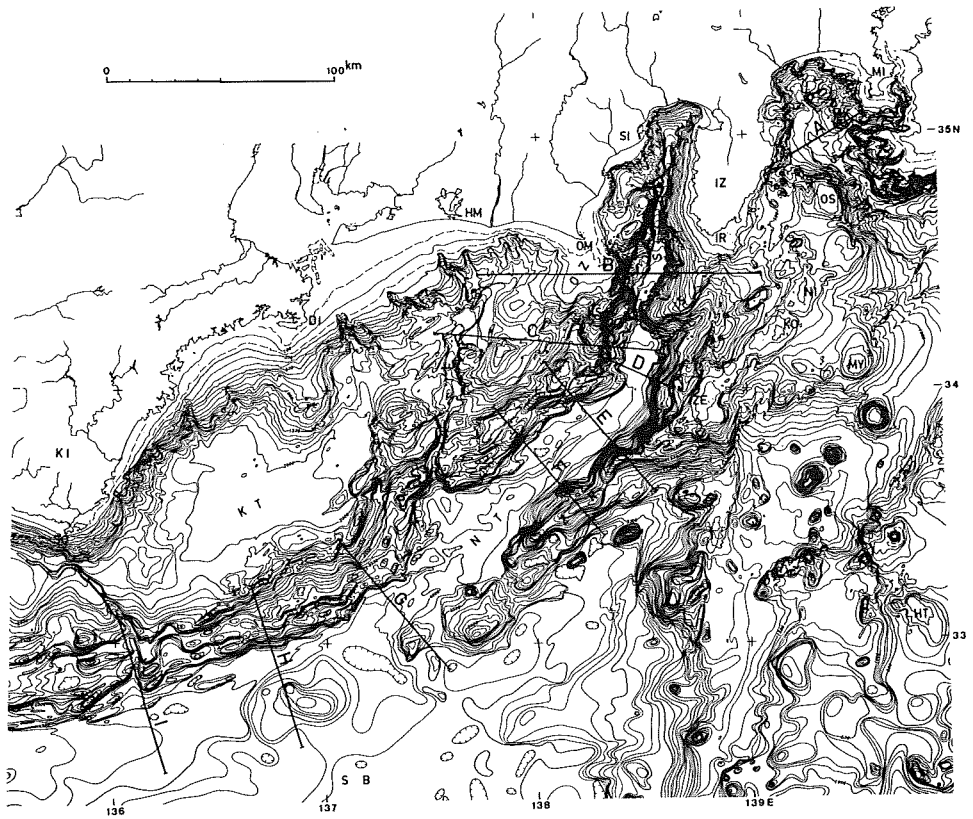


Figure 1 Bathymetric chart of the Nankai, Suruga and Sagami Troughs and multi-channel reflection seismic survey lines. Contour interval 100m. DI: Daio Saki, HM: Hamamatsu, HT: Hatizyo Sima, IC: Iro Canyon, IR: Iro Saki, IS: Izu Spur, IZ: Izu Peninsula, KI: Kii Peninsula, KO: Kozu Sima, KS: Kanesu-no-Se, KT: Kumano Trough, MI: Miura Peninsula, MK: Misaki Knoll, MY: Miyake Sima, NI: Nii Sima, NT: Nankai Trough, OM: Omaezaki, OS: O Sima, OZ: Omaezaki Spur, SA: Sagami Trough, SB: Sikoku Basin, SI: Sizuoka, SO: Sionomisaki, ST: Suruga Trough, TE: Tenryu Canyon, ZE: Zenisu, ZR: Zenisu Ridge.

プレート境界の最北端は伊豆半島の北を回りここでは衝突しているとした、青木(1980)は、南海トラフから北方へ傾斜する深発地震面をとらえ、また、茂木及び桜井(1980)は、駿河湾において、大陸棚外縁水深が静岡側に比べ伊豆半島側が深いことを確かめ、いずれも沈み込みを示唆するものと考えた、また、村内(1982)は、ソノバイを用いた地殻構造探査を駿河湾内で実施し、P波の地層内伝搬速度から沈み込み構造をとらえた。しかし、駿河湾内のマルチチャンネル反射法音波探査では、沈み込みを示すような反射面の傾き下がり構造はとらえられなかった(桜井及び茂木, 1980)。このほか、石橋(1976b)は、地震時の地殻変動などから、伊豆半島周辺でのプレートの境界は、伊豆東方線とよばれる(岡山, 1968)南海トラフの延長が伊豆半島の東岸沖を北上する地形構造線(第1図では、石廊海底谷から伊豆半島と大島の間を通る深み)に転化しつつあるという考え方を提案した。

3. 調査の目的と方法

(1) 目的と概要

この調査は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界と考えられている南海・駿河・相模トラフを横切る測線において、マルチチャンネル反射法音波探査を実施し、プレートの沈み込み運動を反映した海底地殻構造を解明することを目的とする。とりわけ、日本海溝(桜井ほか, 1981; 玉野ほか, 1981など)や南海トラフ西部(玉野ほか, 1981)で明らかとなったような、海洋プレートが沈み込む様子を、この海域でとらえられるかが重要なテーマであった。

調査は、1980年から始められ、1980年にはA～C測線の海上作業と資料一次処理(第2図のフローチャートでは24重合断面図作成までの処理)、1981年にはA～C測線の資料二次処理とD～I測線の資料一次、二次処理を行い、全測線の最終成果である音波探査断面図が完成した。調査は地質調査所の協力を得て、水路部監督の下、石油資源開発株式会社が実施した。調査結果の一部は、地震予知連絡会報(海上保安庁水路部及び地質調査所, 1981; 同, 1982a; 同, 1982b)、茂木ほか(1981, 1982)ですでに発表されている。

(2) 調査測線

調査測線は、第1図に示すA～Iの9測線計675kmであり、各測線の両端の位置は次のとおりである。

A 測線	34°54.3'N, 139°12.4'E	35°4.6'N, 139°35.0'E
B 測線	34°27.4'N, 137°43.0'E	34°26.9'N, 139°4.4'E
C 測線	34°13.7'N, 137°30.3'E	34°9.1'N, 138°35.4'E
D 測線	34°8.2'N, 138°17.7'E	34°0.2'N, 138°38.3'E
E 測線	34°6.7'N, 138°2.3'E	33°35.6'N, 138°33.6'E
F 測線	33°56.2'N, 137°47.4'E	33°25.3'N, 138°18.8'E
G 測線	33°24.8'N, 137°3.2'E	32°54.0'N, 137°34.6'E
H 測線	33°14.1'N, 136°38.5'E	32°32.4'N, 136°53.1'E
I 測線	33°7.8'N, 136°0.1'E	32°29.2'N, 136°15.1'E

A 測線は、伊豆半島門脇崎沖大陸斜面から相模トラフを横切り、三崎海丘を経て三浦半島城が島沖までのS-W-NE方向の約40kmの測線である。B 測線は駿河トラフ南部を、C 測線は南海トラフ北端部を横切るほぼ東西の測線で、長さはそれぞれ約125km, 約100kmである。B 測線では御前崎海脚を横断し、C 測線では金洲ノ瀬を横断し、天竜海底谷まで達している。D 測線は、南海トラフを横切り、南東に銭洲海嶺、北西に金洲ノ瀬の斜面途中までを含む長さ35kmの測線である。E、F 測線も南海トラフを横切る測線で、南東側では銭洲海嶺を横

断し、北西側では ridge and trough zone の地形配列と直交している。長さはいずれも約75kmである。G、H、I 測線は熊野灘沖に位置し、四国海盆から南海トラフを横切り、熊野トラフの外側海嶺付近までの ridge and trough zone を含む日本列島側斜面下部まで達する、それぞれ約75kmの測線である。

(3) 海上作業の方法

海上作業は、A～C 測線が1980年9月に、D～I 測線が1978年1～2月に実施した。使用した調査船及び主な調査機器は次のとおりである。

調査船 開洋丸 (990.82トン)

インテグレイテッドサテライト航法装置、NNSS、ロランC、ドップラソナー
音波探査装置

発音部 ・エアガン調和配列発音装置 (BOLT 社)

吐出容量 34.2リットル (A～C 測線), 32.8リットル (D～I 測線)

吐出圧力 140kg/cm²

受波部 ・ストリーマケーブル (SEC 社) 48チャンネル, 長さ2,400m, 受波器間隔50m

・自動ケーブル深度調整器 (SEC 社)

計測装置 DFS-V 型デジタル探航機 (TI 社)

また、音波探査の測定諸元は次のとおりである。

発音点深度 海面下8～10m 受音点深度 海面下15m 発音点間隔 50m

受音点間隔 50m サンプル間隔 4ミリ秒 測定記録時間長 11秒

録音方式 磁気テープ (1600BPI)

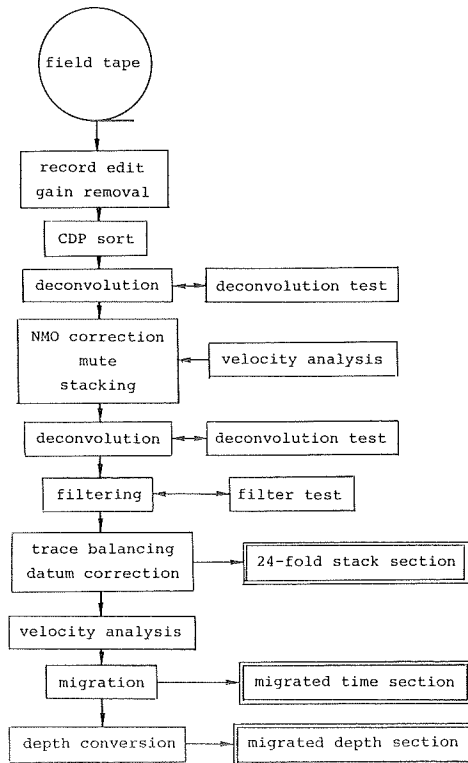


Figure 2 Flow chart of the seismic data processing.

(4) 資料処理の方法

海上作業で得られたデータの処理は、複合電子計算機装置、総合測位処理システムのソフトウェア及び音波探査資料処理ソフトウェアパッケージで行い、発音点図及び音波探査記録断面図を作成した。音波探査資料の処理手順は、第2図に示すフローチャートに従って行い、各測線ごとに、重合断面図、タイムマイグレーション断面図、深度断面図の3種類の断面図を作成した。共通反射点重合数は24、共通反射点間隔は25mとし、速度解析は、定速度走査(CVSCAN)法または走速度重合(CVSTACK)法により行い、速度解析間隔は、A～C測線で3kmごと、D～I測線で2.5kmごととした。

4. 調査結果

作成された音波探査断面図のうち、最終的なものである深度断面図を第3-A～I図に、これらの解釈図を第4-A～I図に示す。この深度断面図から次のようなことが分かった。

(1) A測線(第3-A図, 4-A図)

A測線では、伊豆半島側の基盤反射面が、北東へ約10度の傾斜角で記録され、相模トラフ下を通り三崎海丘下まで追跡できる。測線の南西端の伊豆半島側斜面では、この基盤反射面は露出しているかあるいは薄層に覆われている。相模トラフ下の基盤反射面は、ほぼ一様に北東方向に傾斜している。

相模トラフを埋める堆積層は厚く、最も厚い三崎海丘に接する付近で4,000m以上の層厚を有している。トラフ底の堆積層は、音響的層理の連続のよい上位層と、音響的には透明で層理の連続のよくない下位層と、大きく二分できる。下位層は、トラフの北東側にのみ堆積しており、北東端の三崎海丘麓下で極端に厚くなっている。

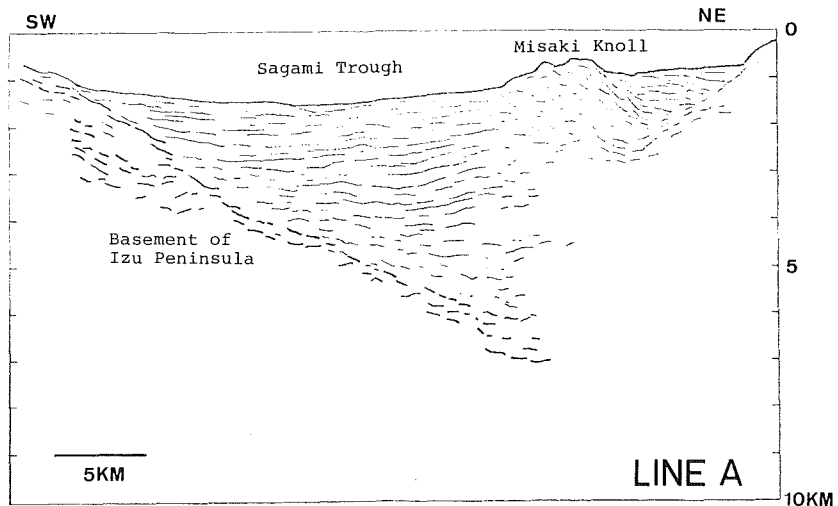


Figure 4 Line drawings of the migrated depth sections, Line A-I

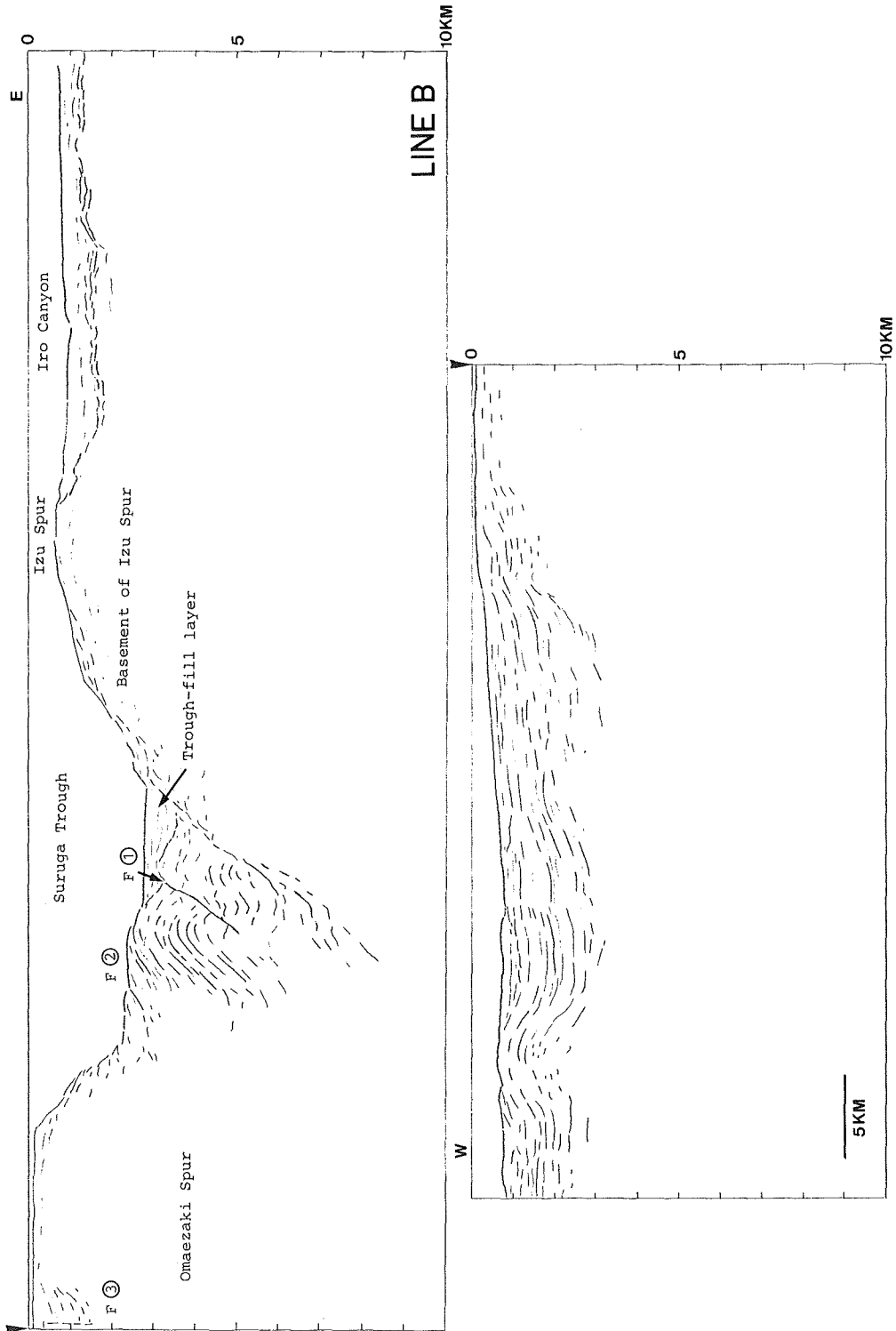


Figure 4-B

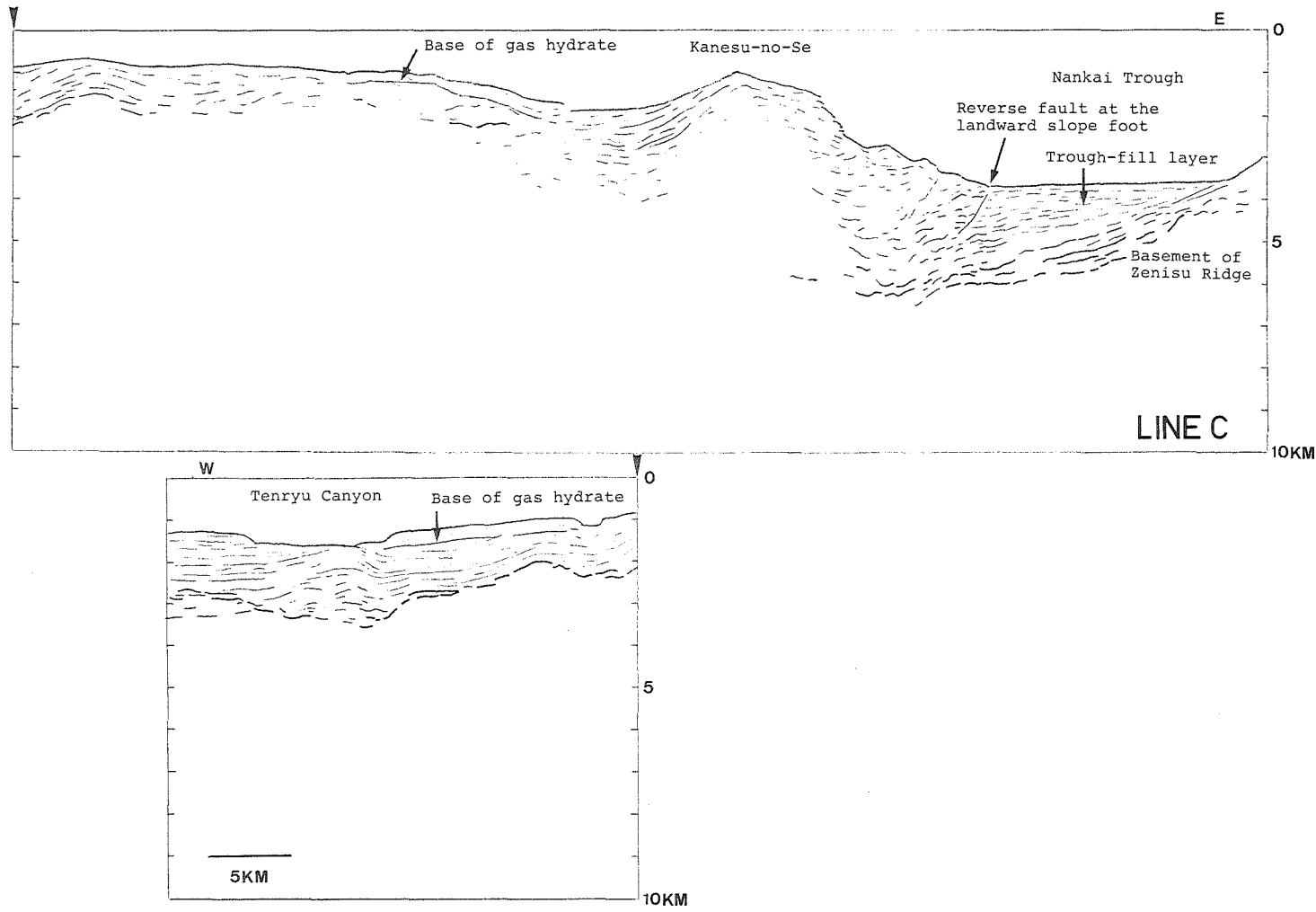


Figure 4-C

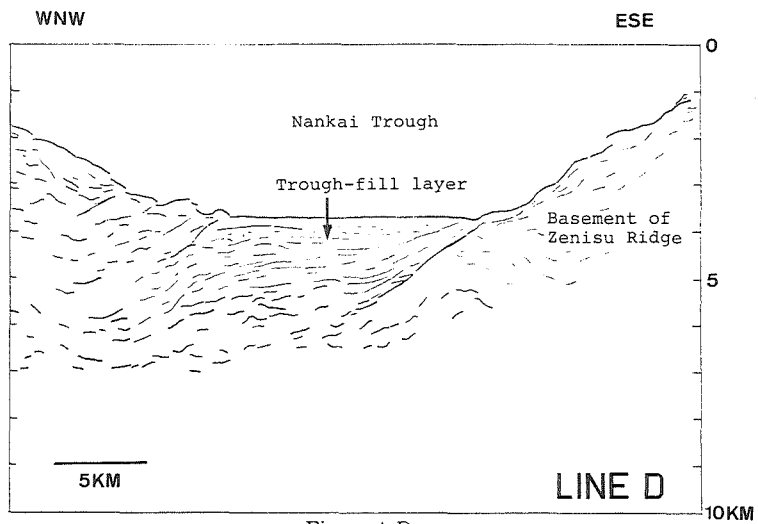


Figure 4-D

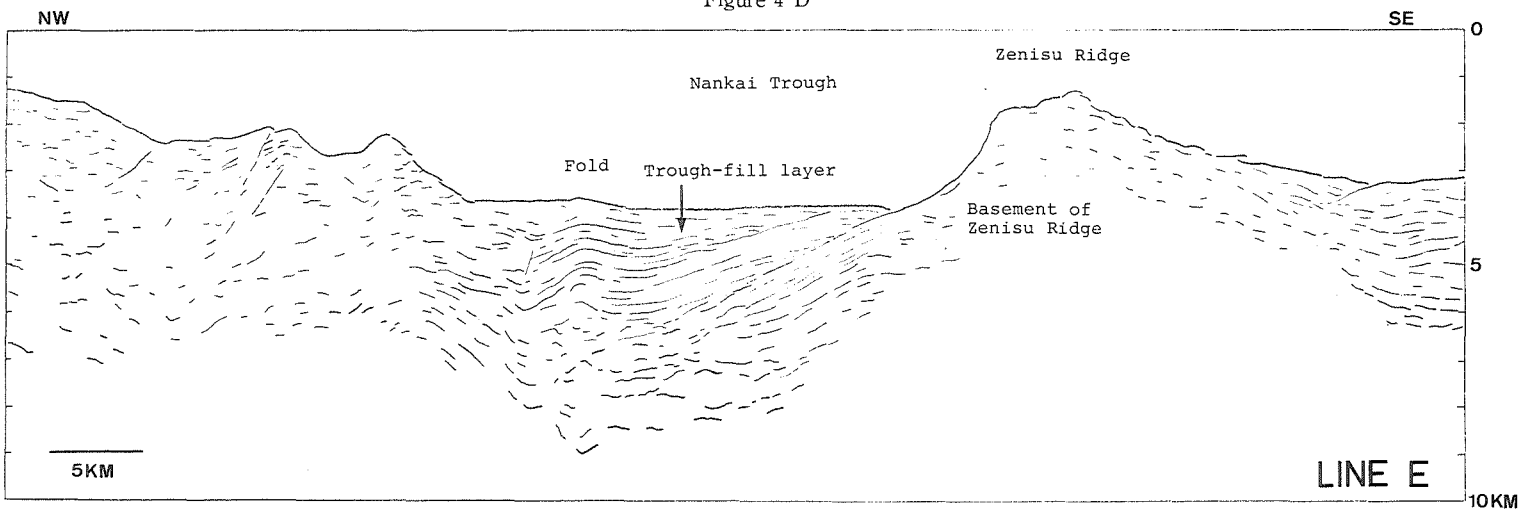


Figure 4-E

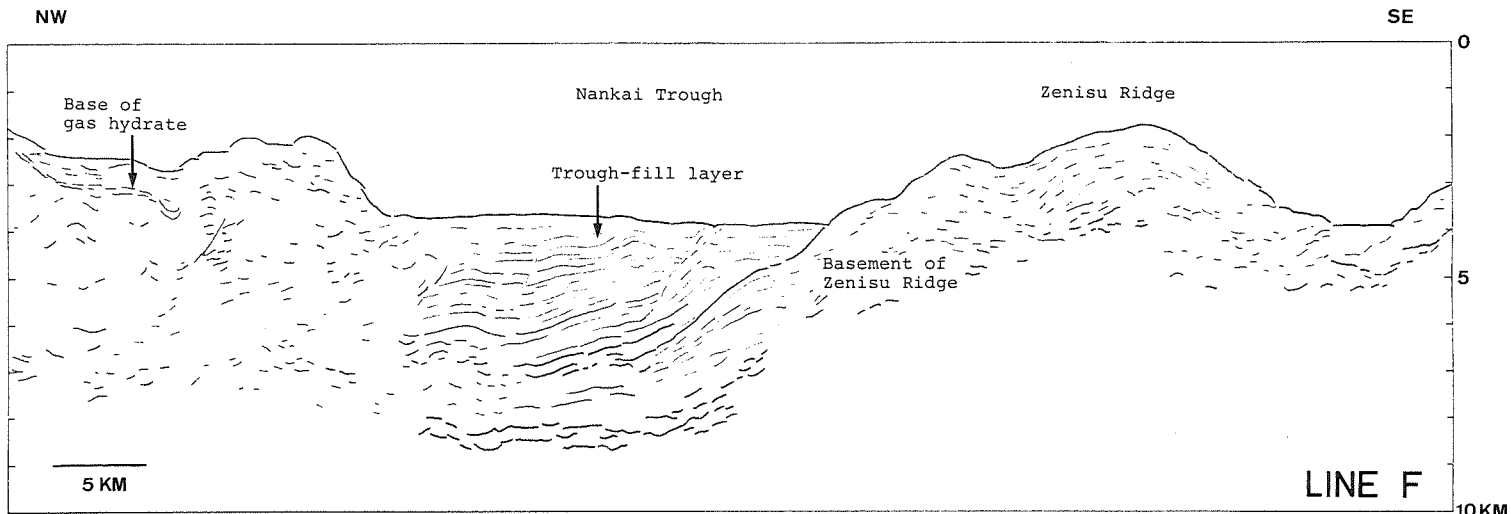


Figure 4-F

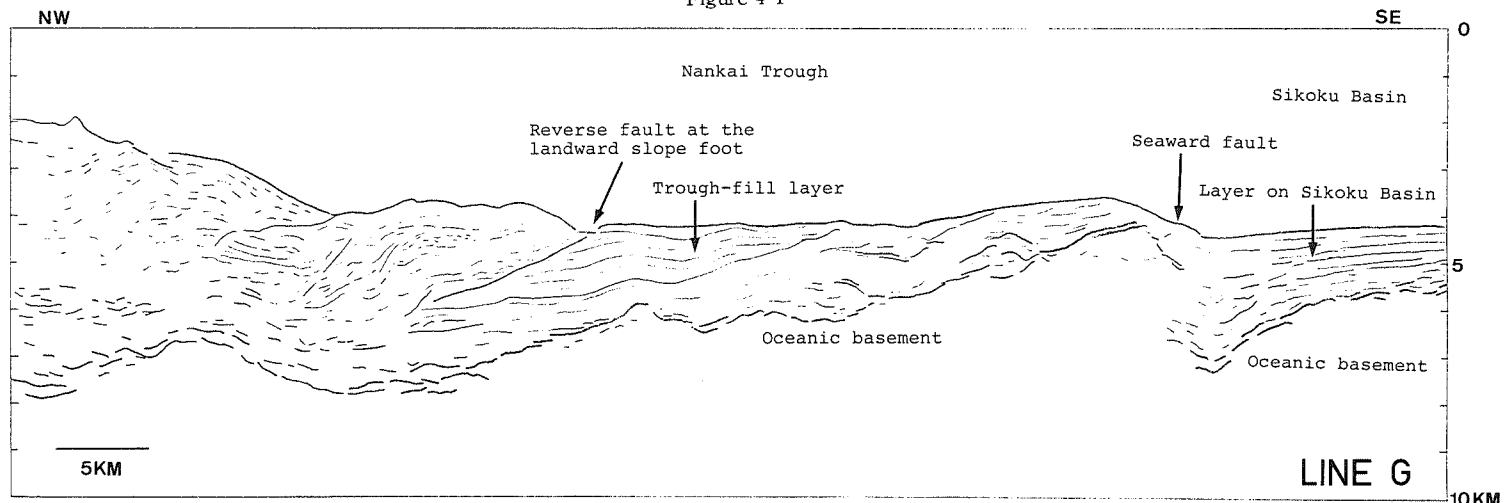


Figure 4-G

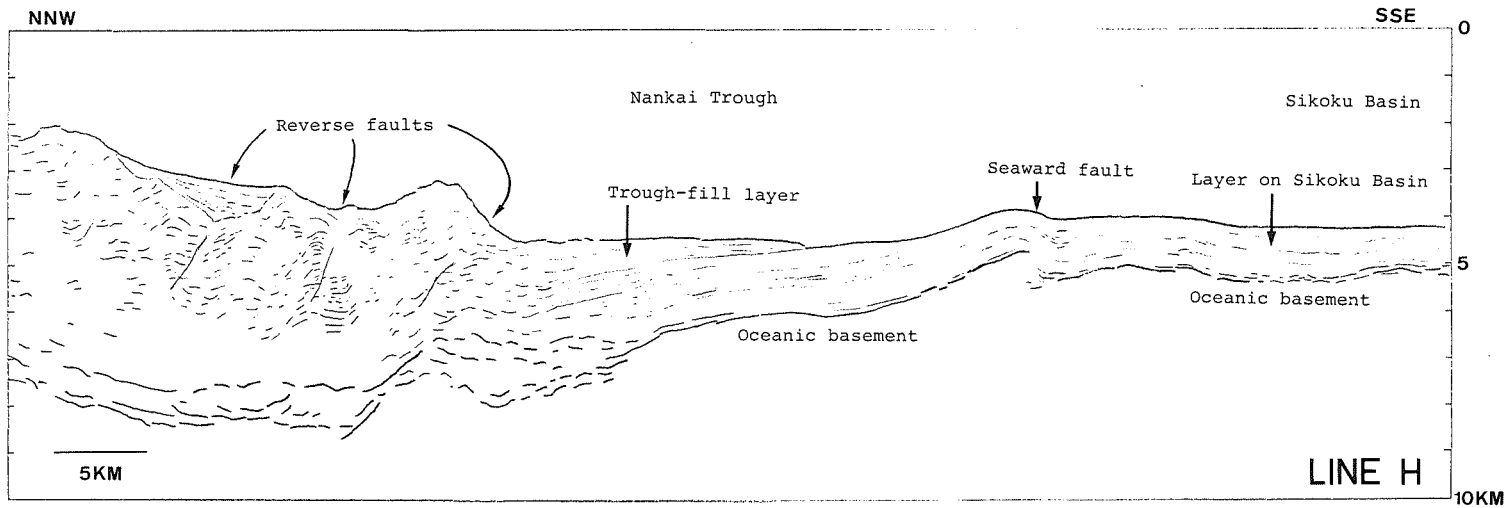


Figure 4-H

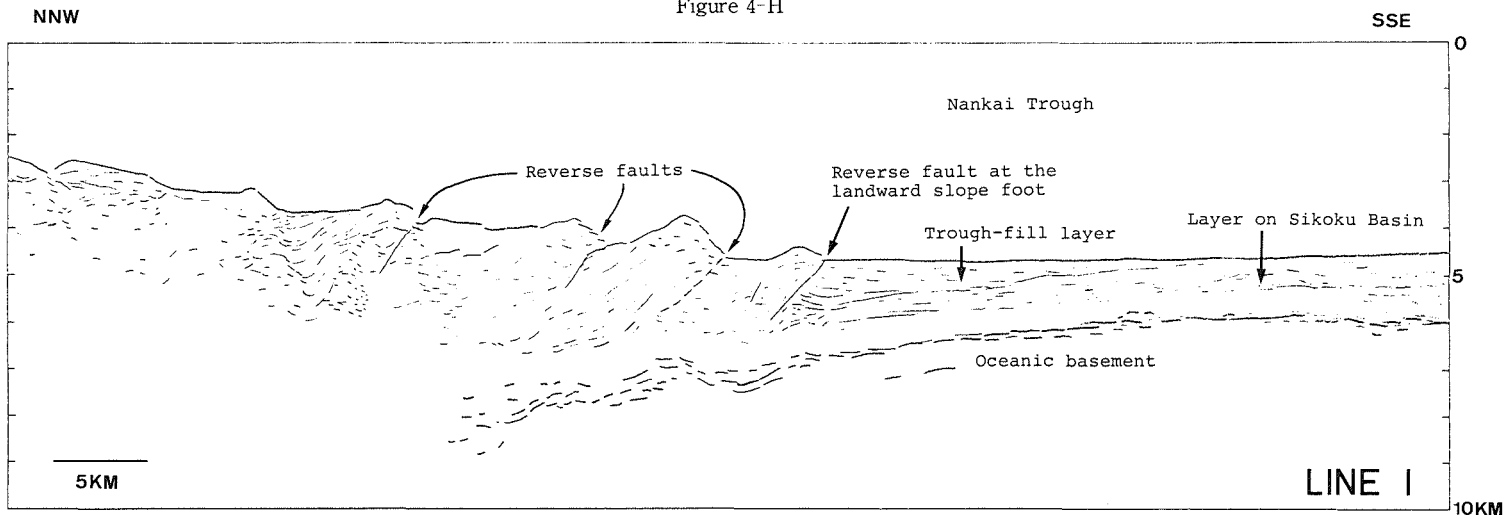


Figure 4-I

る。上位層は、下位層に比べればほぼ等層厚に堆積している。上位層を詳細にみると、最大層厚位置は上位ほど南西に移動していることが分かる(5. (3)参照)。また、上位層はゆるく下方にたわみ、現在のトラフ最深部より約3 km南西側にたわみの中心がある。

三崎海丘下は、音響的層理の乱された地層からなる。トラフ底の堆積層の音響的層理は、三崎海丘構成層にアバットしているようにみえるが、その一部は、トラフと三崎海丘の境界より三崎海丘側に連続しているようにみえる。

三崎海丘の北東にある小凹地には、北東に傾く堆積層がある。この堆積層は厚さ約1,000mで、下位層は三崎海丘寄り、上位層は三浦半島寄りでも厚く、堆積の中心の北東方向への移動が認められる。これは、小凹地堆積層の堆積期に三崎海丘の隆起と北東への傾動が起こったことを示唆している。

(2) B測線(第3-B図, 4-B図)

B測線では、伊豆海脚の基盤が駿河トラフの東縁から西へ約23度の急傾斜で記録され、トラフの東縁から約8 km西方の御前崎側斜面下まで連続し、A測線でみた相模トラフとは、東西逆の構造を示している。基盤は、伊豆海脚最高部で露出し、その東側では、ほぼ平坦な海底に平行するように、やや起伏を持ちながら、厚さ300~700mの堆積層の下に続いている。石廊海底谷付近は、伊豆東方線が位置するところであるが、駿河トラフでみられるような沈み込みを示す構造は認められない。伊豆海脚の駿河トラフに面する斜面には、水深1,000m付近に緩傾斜面があり、音響基盤の上に厚いところで約300mの斜面と同方向に傾く堆積層が覆っている。音響基盤は、駿河トラフで傾斜を増大し、御前崎側斜面の海底下約5 kmまで連続している。

駿河トラフ底には、厚さ約500mの水平な音響的層理の連続のよい堆積層が認められ、駿河トラフに沿って北から供給された新しい堆積層と考えられる。トラフ底水平堆積層と伊豆海脚の基盤の間には、音響的に透明な層があり、層理の連続は余りよくないが、褶曲が認められる。

トラフのすぐ西側の御前崎側斜面下部は、明瞭な褶曲構造を持つ層からなり、背斜軸が地形的な高まりとなっている。この背斜の東翼とトラフ下の透明層との間には、西に傾く断層がある(第4-B図のF①)。断層の両側に、音響的層相の似た反射面の東があり、断層を境に西側が上方に位置するので、この断層は逆断層と考えられる。御前崎側斜面は階段状の地形が顕著で、これを構成する地層は、反射面の連続がよくない。その中で、西側の地層が東側の地層の上のりあげて、ステップとなっているところがあり(第4-B図のF②)、断層面が西に傾く逆断層の変位がステップを形成していると考えられる。F②より西側斜面にも小さな階段状地形があるが、これらも、同様な逆断層の変位によって形成されたと推定できる。

御前崎海脚は大陸棚域で、音響的に不透明で海底下の構造は不明瞭である。その中に、西に傾く反射面が途切れるところがあり、断層が推定される(第4-B図のF③)。

御前崎海脚大陸棚の西は、大陸斜面上部を横切っている。天竜海底谷の浅い支谷があるが、全体に地形は平滑で西に漸深している。ここには、ゆるい褶曲を受けた厚い堆積層が記録され、その下の基盤は識別できない。この堆積層は厚いところで2,500m以上にも達し、大きな堆積盆地を形成している。地層の反射面の連続はかなりよいが、同層準であっても音響的透明層と反射面の顕著な層が水平的に隣合っている。これは、地形からみて、堆積盆地への堆積物の供給が、測線と直交する方向からあったためと考えられる。

(3) C, D測線(第3-C, D図; 第4-C, D図)

C測線では、銭洲海嶺の音響的基盤が南海トラフから金洲ノ瀬東側斜面下まで追跡され、その傾斜角は約7度である。基盤反射面は、銭洲海嶺の麓斜面とほぼ同傾斜でトラフ底の下に入り、トラフ西端から西へ約8 kmまで続く。トラフ付近では起伏はなく一様に傾いているが、トラフ西端付近から金洲ノ瀬斜面下にかけてやや

起伏がある。D 測線でも同様に、銭洲海嶺の基盤が南海トラフから金洲ノ瀬斜面下に記録されている。銭洲海嶺斜面の傾斜とほぼ同傾斜の約14度でトラフ下に続く基盤反射面は、トラフ中央部で緩傾斜となり、起伏を持ちつつトラフ西端から約8km金洲ノ瀬斜面下へ続いている。

トラフ底には、C、D 測線ともに、銭洲海嶺側に薄く、金洲ノ瀬側に厚い楔状を呈する堆積層が認められる。トラフ底楔状堆積層の層厚は、最も厚い金洲ノ瀬斜面に接するところで、C 測線で約1,900m、D 測線で約1,500mである。トラフ底堆積層は、C、D 測線とも、上位層は音響的層理の連続のよい水平層であり、下位層は音響的に透明な西に傾く層理を持つ層である。また、下位層には銭洲海嶺基盤の起伏に平行するゆるい褶曲が認められる。

トラフの西側の金洲ノ瀬斜面下部は、C、D 両測線とも階段状の地形が顕著である。この斜面下には、不明瞭ながら西に傾く音響的層理が認められる。B 測線の御前埼側斜面と同様のこの階段状地形は、同じ成因で形成されたものと考えられ、各ステップの付け根には、西に傾く逆断層の存在が推定される。

C 測線の金洲ノ瀬には、背斜構造が認められる。また、その西側斜面にある堆積層は、下位層から上位層に堆積中心が順次西へ移動し、また、音響的層理の西への傾きも下位ほど大きい。これらの事実は、金洲ノ瀬が相対的に隆起していることを示している。これは、金洲ノ瀬が、A 測線の三崎海丘と、東西逆ながら、地殻運動からみると同様の形態を示し、その形成メカニズムも類似していると考えられる。

C 測線の金洲ノ瀬の西側凹地より更に西側には、ゆるい起伏の地形が続き、測線の西端付近には、天竜海底谷がみられる。このゆるい起伏地形下には、音響的層理の連続のよい堆積層と音響的基盤が認められる。堆積層は、天竜海底谷付近の最も厚いところで約1,800mの厚さがあり、ゆるい褶曲を受けている。この堆積層は、地形からみて、B 測線の御前埼海脚西方の堆積層と一連のものであり、C 測線は堆積盆地の周縁を横切っているものと考えられる。天竜海底谷は、地形的な凹地となっており、3kmと幅広い谷底を持っている。谷底には背斜軸が位置し、ここに露出する音響的透明層は、海底谷の両側にある一段高い平坦地下の堆積層の中・下位層に相当するという特異な構造をしている。

C 測線の西端から東へ12~23kmの間に、海底から深さ300m付近に、海底面と平行する強い反射面が存在する。これは、メタンガスを主成分とするガス分子が氷の分子格子の間にはいりこんだガスハイドレート層の下限を示す反射面 (Kvenvolden and McMenamin, 1980) と考えられる。同様の反射面は、C 測線の西端から48~60km付近にも認められる。

(4) E、F 測線 (第3-E、F図; 4-E、F図)

E、F 測線では、銭洲海嶺北西斜面に連続する反射面が、B~D 測線と同様、南海トラフ下に斜めに記録されている。E、F 測線とも、この反射面は、銭洲海嶺下部斜面とほぼ同傾斜でトラフ下に続き、トラフ中央部で連続が不明瞭となるものの、傾斜がゆるくなり、トラフ北西部で起伏を示しつつ続いている。この反射面は、B~D 測線でみた伊豆海脚または銭洲海嶺の基盤反射面と一連のものと考えられる。しかし、E、F 測線では、この反射面の下にこれと平行する音響的層理が認められ、特に、トラフ南東部で顕著である。トラフ中央部には、この銭洲海嶺から続く反射面の下にこれとほぼ平行する強い反射面が記録されている。この下方の反射面は、F 測線できりわけ顕著である。この下方の反射面は、G~I 測線の海洋基盤に相当する反射面に続くと考えられる。これは、G 測線とF 測線との間の南海トラフ軸に沿うマルチチャンネル反射法音波探査断面 (石油資源開発株式会社の未公表資料) を利用させて頂いて対比したものである。

南海トラフ底には、E 測線で2,500m、F 測線で3,000mに達する南東に薄く、北西に厚い楔状堆積層が認められる。E 測線の楔状堆積層は、連続のよい音響的層理の明瞭な層からなり、トラフの北西では、顕著なゆる

い褶曲を受けている。その背斜軸は、地形的にもわずかな盛り上りとなり、銭洲海嶺斜面から続く反射面も盛り上っている。また、E測線の楔状堆積層は、上下2層に区分でき、銭洲海嶺側では、下位層は銭洲海嶺斜面から続く反射面に、上位層は下位層の堆積頂面に、それぞれアバットして堆積している。上位層はほぼ水平に堆積しているが、下位層は北西に傾いている。F測線の楔状堆積層は、音響的層理の連続のよい一連の堆積層である。この堆積層の特徴は、小さな変位・変形を受けていることにある。トラフの中央付近には、小さな変位の逆断層群（第5図）が、また、これよりやや北東側には、小さな断層や褶曲が認められる。いずれも、水平圧縮による変位・変形と考えられる。

E、F測線とも、トラフの陸側（北西側）斜面は起伏ある地形で、その下は、音響的層理は極めて不鮮明で、大きな変形を受けたものと考えられる。斜面の脚部に接するトラフ下にも、斜面下と同じように音響的層理の不鮮明な層が続いている。斜面の途中には、わずかに識別できる音響的層理の食い違いから逆断層が推定されるところがあり、G～I測線でみられる逆断層と同じく水平圧縮により形成されたものと思われる。

F測線の北西端から約10kmまでには、C測線でみられたと同様のガスハイドレート層の下限と考えられる海底に平行な強い反射面が認められた。



Figure 5 Reverse fault system in the Nankai Trough on enlarged migrated section along Line F.

(5) G, H, I測線 (第3-G, H, I図; 4-G, H, I図)

I測線では、四国海盆から南海トラフ下に連続のよい強い反射面が認められる。この強い反射面は、村内(1975)の四国海盆の屈折波探査データと対比すると、海洋基盤(第2層)の上面と考えられ、G, H測線でも極めて顕著である。この反射面は、陸側斜面下に起伏を持ちつつ斜めに傾いて連続している。起伏をならした平均の傾きは3~5度で、陸側斜面脚部から北西あるいは北北西にG測線で約30km, H測線で約25km, I測線で約20km追跡できる。

四国海盆では、海洋基盤と考えられる反射面の上に1,000~1,500mの基盤を平行に覆う堆積層がのっている。この堆積層は三層構造をしており、上部と下部に音響的透明層があり、その間に音響的層理の密な不透明層がはさまっている。この堆積層は、海洋基盤の上に堆積した遠洋性または半遠洋性堆積層と考えられる。

南海トラフでは、音響基盤と平行に傾いた四国海盆堆積層の上に、海側に薄く陸側に厚い楔状堆積層が埋められている。G, H, I測線の楔状堆積層は、陸側斜面脚部で最も厚く、それぞれ約1,000m, 1,300m, 1,300mの厚さがあり、音響的層理の連続のよい堆積層である。G測線の楔状堆積層は、全体にゆるい褶曲を受けているが、H, I測線では、ほぼ水平に堆積している。

トラフの陸側斜面は、いずれの測線も音響的層理が乱れており、大きな変位・変形を受けたと考えられるが、E, F測線を比べると、音響的層理の残る部分が塊状となるところどころに認められる。G, I測線の陸側斜面脚部には、記録パターンから明らかに断層面が北西に傾く逆断層が認められ、G測線の逆断層は約8度と低角の断層面を持っている。G, I測線の陸側斜面脚部逆断層は、いずれも、トラフ底堆積層が陸側斜面の下に入り込んでいる、または、陸側斜面構成層がトラフ底堆積層の上のりあげていることが分かる。更に、I測線では、陸側斜面構成層が褶曲を受けて、この断層の変位とともに地形的な高まりを形成していることが、音響的層理のたわみ方から読みとれる。一方、陸側斜面の中腹にも、音響的層理のずれから幾つかの断層面が陸側に傾く逆断層が識別でき、陸側斜面の高まりと凹地の交互する地形は、逆断層によると、褶曲によって形成されたものと考えられる。これらの変位・変形は水平圧縮応力によるものであり、南海トラフにおける海洋基盤の沈み込みを裏付ける構造といえる。これと同様の構造は、南海トラフ西部の四国沖のマルチチャンネル反射法音波探査記録(玉野ほか, 1981; Nasu et al., 1982)にも明瞭に認めることができる。

G, H測線では、トラフの海側に、海洋基盤反射面を切る南南東落ちの断層が認められる。変位は、G測線で約3,000m, H測線で約600mであり、断層のトラフ側は地形的な高まりとなっている。G, H測線は約70km離れているが、この断層は、トラフの海側に位置することや落ちの方向が同じであることから、一連のものと考えられる。

5. 考察

(1) 南海・駿河トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込み

B~I測線で、音響的基盤の反射面が、トラフ底から陸側斜面下に追跡された。これは、フィリピン海プレートが、南海トラフ東部及び駿河トラフにおいて、アジアプレートの下に沈み込んでいることを、端的に示すものと考えられる。B~I測線の深度断面図から作成した音響基盤の等深度線図を第6図に示す。G~I測線の海洋基盤(第2層)は、北北西方向に3~5度の傾斜角で沈み込んでおり、起伏もかなりあることが分かる。E, F測線付近では北西方向に5~10度で、B~D測線付近の駿河トラフでは西北西方向に7~23度で沈み込んでいる。基盤反射面の最大傾斜方向は、トラフの軸の方向にはほぼ直交し、その角度は、潮岬沖から駿河湾方向へ向うに従い急傾斜となっている。ただし、B~D測線の基盤反射面は、伊豆海脚または銭洲海嶺の基盤反

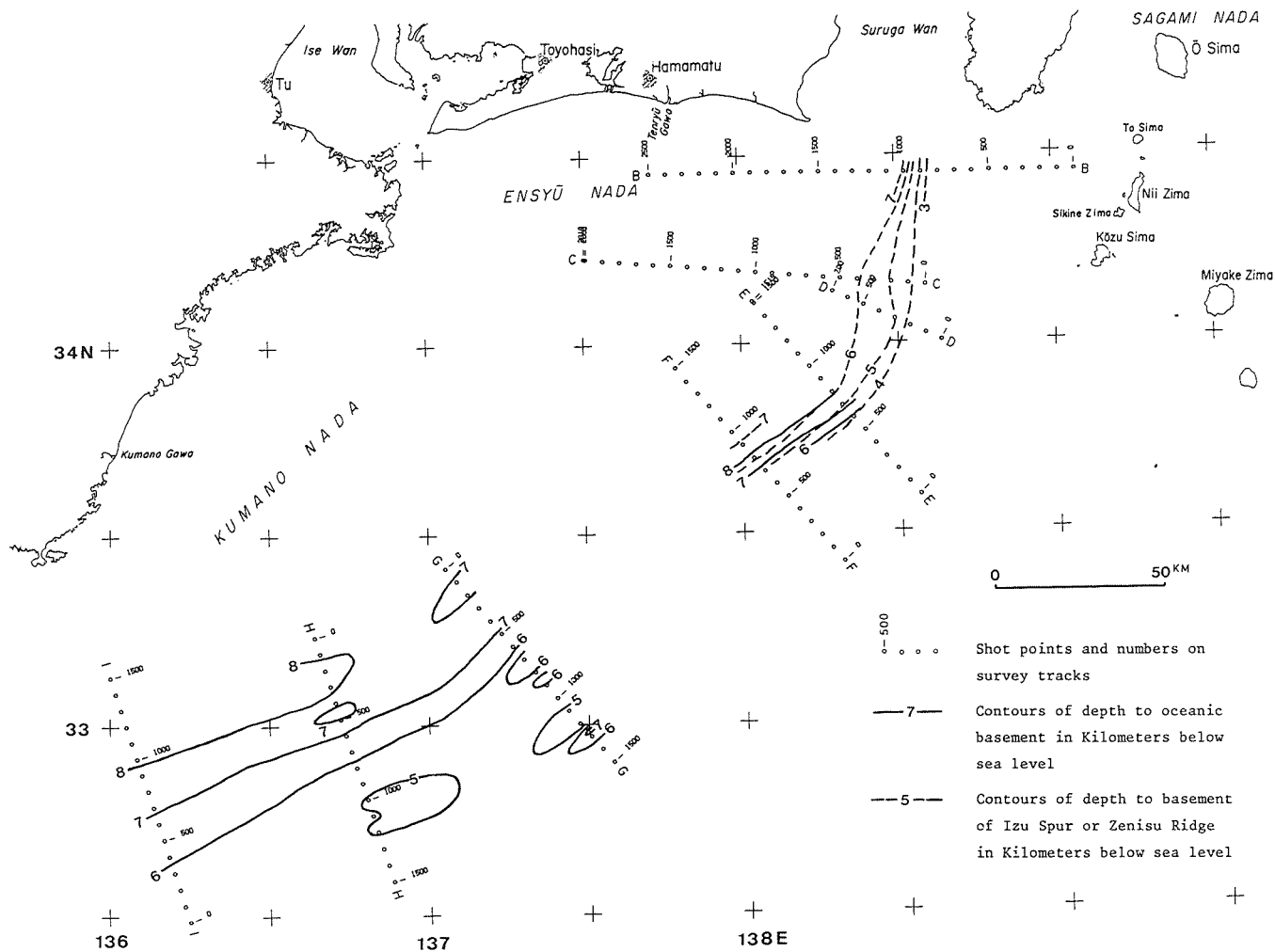


Figure 6 Contour map of oceanic basement subducted at the Nankai Trough.

Contour interval 1 km.

射面であり、E、F測線へも追跡できる。この反射面は、G～I測線の海洋基盤より上位に位置するものである。B～F測線では、トラフの海側（東または南東側）に伊豆海淵、銭洲海嶺といった高まりがあるため、複雑なものとなっていると考えられている。

(2) 陸側斜面の構造

トラフの陸側斜面は、いずれの測線でも大きな変位・変形を受けた音響的層理の不明瞭な地層からなる。ここでは、水平圧縮応力の卓越した逆断層や褶曲構造が認められる。G、I 測線の陸側斜面脚部で分かるように、この地層は、逆断層をはさんでトラフ底の楔状堆積層にのりあげており、トラフ底楔状堆積層の変形したものと考えることができる。I 測線の陸側斜面脚部の逆断層が、最もよくこのことを裏付けている。また、E 測線のトラフ内の北西寄りにある背斜構造は、地形もわずかに盛り上げ、陸側斜面にある高まりに成長する直前のものと考えられる。

こうしてみると、トラフの陸側斜面は、いわゆる付加プリズム（小林及び佐藤，1979）と呼ばれる瓦状つき上げ構造の典型的なものといえる。E～I 測線の起伏の激しい陸側斜面は、この付加プリズムと考えられ、B～D 測線の陸側斜面基部の階段状地形もその可能性がある。付加プリズムは、G～I 測線付近のように、20～30kmの幅の起伏地形を形成する形態と、B～D 測線付近のように階段状地形を形成する形態との2種類があることになる。この差異は、沈み込む音響基盤の角度と海洋プレートの進行方向、そして陸側斜面の原地形に規制されて生じたものと考えられる。

南海トラフの陸側斜面には、ridge and trough zoneの内側に位置するひときわ高い外側海嶺があり、熊野トラフの外縁の高まりとなっている。茂木（1975）は、この外側海嶺は、第1、第2天竜海丘を通して、御前崎海脚に続く隆起帯であるとした。今回の調査では、この外側海嶺をB、C 測線で横切っている。その地下構造は不明瞭であるが、この外側海嶺はトラフ軸にほぼ平行で、斜面下部の小さなridgeと地形が類似していることから、付加プリズムの成長したもの、あるいは、押し込みによって隆起したものと推定できそうである。外側海嶺は、Seely(1979)の言う structural highに相当し、熊野トラフの堆積盆地は、forarc basinに当らう。B 測線の御前崎海脚の西方に認められた堆積盆地もこの forarc basin であり、水平方向の圧縮と海底谷の侵食により、やや起伏のある地形をしているものと思われる。この問題については、本誌の桜井及び佐藤（1983）が詳しく述べている。

(3) 付加プリズムの瓦状積み重ね構造の形成過程

付加プリズムは、プレートの沈み込み運動に伴う水平圧縮応力により、海溝底堆積物などの表層部が、瓦を積み重ねたような構造を形成するものである。一枚一枚の瓦の内部は強い変形を受け、瓦と瓦の間は、陸側に傾斜する断層面を持つ逆断層で境される（第7図；Seely et al., 1974）。今回の音波探査断面図にも、これを裏付ける構造が、南海トラフの陸側斜面下部に明瞭に認められた。

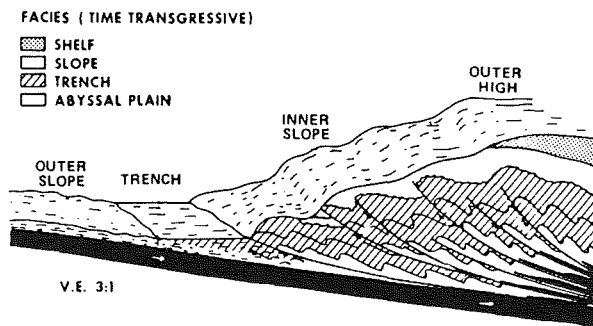


Figure 7 Trench margin model: facies patterns (Seely et al., 1974).

ここで、この瓦状積み重ね構造の形成過程について、一つの考え方を示そう。海洋基盤は、陸側斜面下に沈み込む際押し曲げられ、海洋基盤表面には、水平伸張力がかかり（第8図a）、断裂——正断層——が生ずる。この断裂は、海洋基盤を覆う海洋底堆積物とその上の海溝底楔状堆積層に影響を与える。この影響は、はじめ、下位の海洋底堆積では主に断裂が、上位の楔状堆積層では地層が切れるまでに到らず、たわむ程度であろう（第8図b）、海洋基盤の沈み込みの進行に伴い、海溝底楔状堆積層などの表層部は、陸側地塊に押しつけられ水平圧縮力がかかる。表層のたわみ——褶曲——は変形を増し、ついには、海底面まで達する断裂——逆断層——が生じ、陸側に盛り上がる地塊が形成される（第8図c）。この地塊が、両側を逆断層で区切られた一枚の瓦となる。沈み込みの継続により、水平圧縮力の解消は、逆断層と褶曲によってなされ、瓦は順に積み重なっていく。この考え方は、瓦状地塊の形成のきっかけを、海洋基盤の張力による断裂に求めた考え方である。

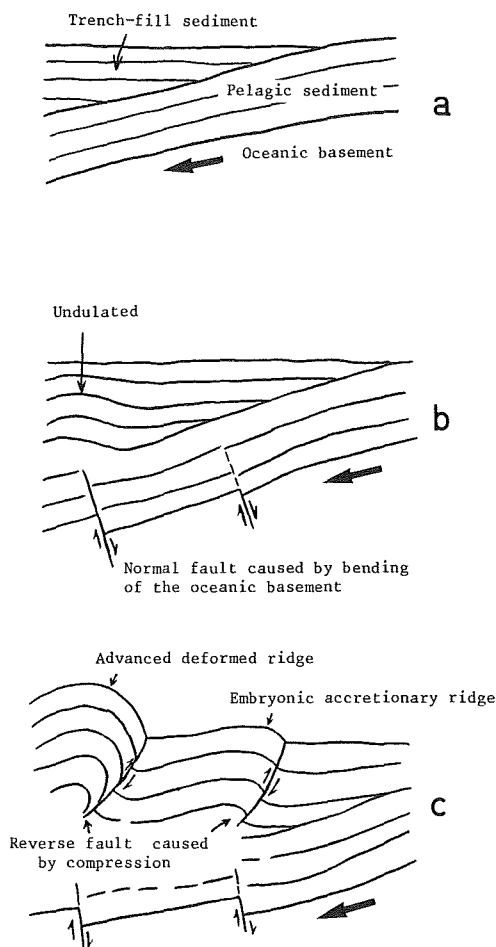


Figure 8 Built up process model of accretionary prism.

南海トラフの断面図（第3図）では、海洋基盤の起伏がトラフの陸側斜面下で顕著となっていることや、I測線の陸側斜面脚部の構造がこの考え方を裏付けるものである。I測線の南海トラフと陸側斜面の境界付近を詳細にみることにしよう（第9図）。陸側斜面脚部の最も新しい付加リッジは、音響的層理を読みとることができ、リッジには背斜軸が、斜面脚部逆断層のトラフ側には向斜軸がみられる。はじめに褶曲で曲げられた楔状

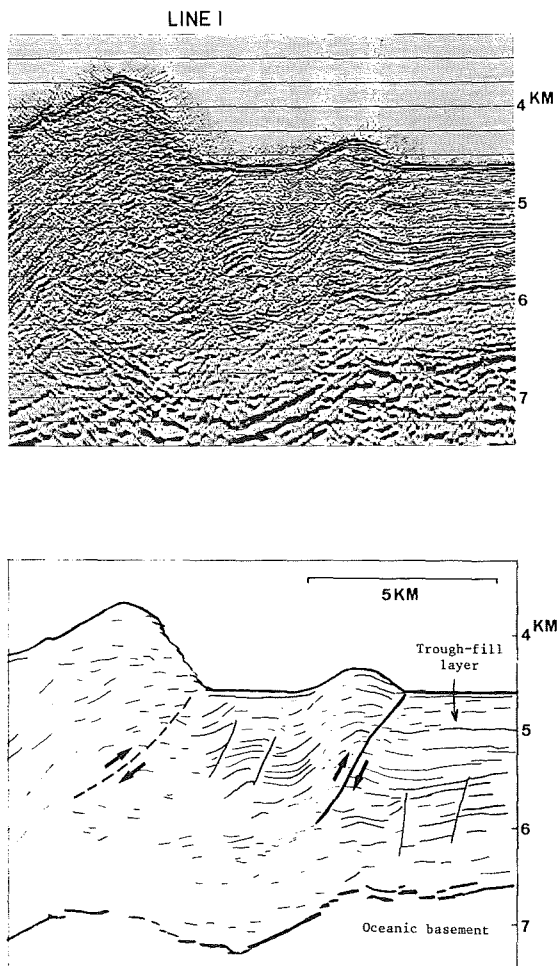


Figure 9 Enlarged migrated depth section of the landward slope foot along Line I (above), and its line drawing (below).

堆積層が、その後逆断層により切れたと考えられる。第9図の海洋基盤にも起伏があるが、これは、楔状堆積層を变形させた逆断層によるものとは考えにくく、沈み込みに伴う曲げによる正断層によって生じたものと推定される。第9図で、トラフ側の四国海盆堆積層を切る2本の断層は正断層のようであり、海洋基盤の変位が直接反映したものと考えられる。なお、G測線のトラフ底楔状堆積層のゆるい褶曲は、海洋基盤の起伏と調和的であり、第8図bの段階と推定される(第3-G及び第4-G図)。

(4) 相模トラフ底堆積層の構造

相模トラフを横切るA測線では、トラフ底に厚い堆積層が認められた。この堆積層は、南海トラフ底の堆積層が、海側に薄く、陸側に厚い楔状をしているのに対し、若干異なる堆積状況をしている。第10図に、A測線の単純化した断面図とトラフ底堆積層の層厚分布を示した。この図は、最下位層の第1層が、三崎海丘に向けて厚さを極端に増し楔状となっているのに対し、第2層より上位層は、層厚変化は余りないものの、最大層厚部が、徐々に北東から南西に移動していることを示している。これは、第2層堆積期ごろまでは、南海トラフのように沈み込んでおり、トラフ底堆積層も基盤の傾き下がりに対応し楔状を呈していたが、それ以後は、沈み込まず、基盤の傾き下がりがないことにより、トラフ底堆積層はほぼ等層厚に堆積したことを示すものと

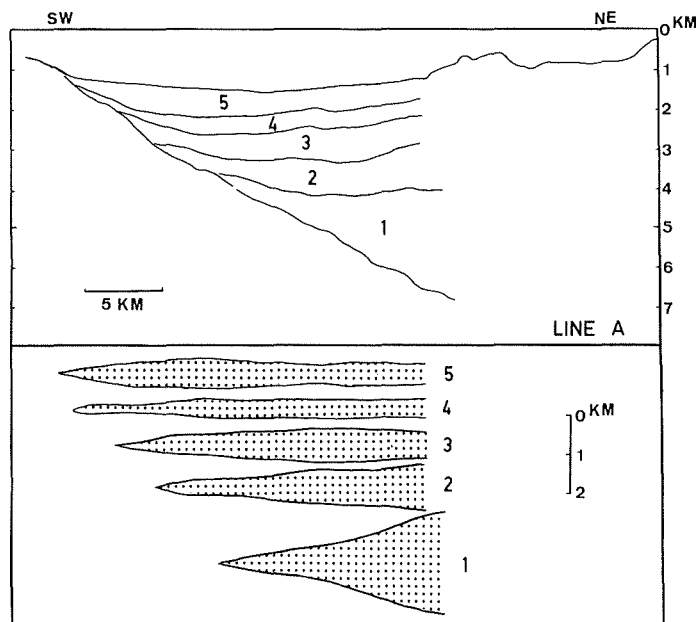


Figure 10 Simplified line drawing of the trough-fill layers in the Sagami Trough, along Line A (above), and thickness distribution of trough-fill layers (below).

考えられる。これは、相模湾内では、フィリピン海プレートがユーラシアプレート下から、現在は抜け出しているという考え（中村及び島崎，1981）と矛盾しない。

(5) 南海トラフ底の楔状堆積層

南海トラフ底には、楔状堆積層がC～Iのどの測線でも普遍的に認められた。深度断面図では、この楔状堆積層が詳細に読みとれるので、地形との関係とともに考察する。

トラフ底の地形を第1図の地底地形図でみると、トラフ底の中に狭い溝が認められる。この溝は、わずかに蛇行しながら、南西あるいは西南西に向けて追跡できる。顕著な溝は、F、G測線が横切る付近にある。しかし、この溝はトラフの全域にあるわけではなく、トラフ底全体が平滑なところもある。この2つの部分は、いわば、谷川の「瀬」と「淵」の関係に似ている。F、G測線付近は「瀬」、C、D、I測線付近は「淵」に当たる。第11図にトラフの地形断面図を示した。この付近の南海トラフは南西に向うほど深くなっており、第11図Bの点線で示した溝の存在する部分、すなわち「瀬」は、トラフ底がやや急傾斜になっているところに対応し、「淵」は緩傾斜の部分に対応していることが分かる。

トラフ底の楔状堆積層は、天竜海底谷や駿河トラフなどを運搬経路とした陸源性タービダイトであり、堆積物は南西に向けて運搬され、前述の溝はその経路と考えられる。深度断面図からみると、地形上では溝を持つ「瀬」に当たるF、G測線では、褶曲や断層により変位・変形を受けたやや古い楔状堆積層が認められる。例えば、F測線の楔状堆積層には、変位の小さな多くの逆断層が認められる（第5図）。これに対し、「淵」にあたるC、D、I測線の楔状堆積層は、ほとんど変位・変形を受けていない新しい水平層である。このことから、「淵」の部分は、現在タービダイトの堆積が進行している場所で、「瀬」の部分は、タービダイトの堆積が一時休止している場所と考えられる。

E、H測線の楔状堆積層は、上下2層に区分でき、上位層は北西に傾斜した下位層に対しアバットして堆積している。2層間にある堆積間隔は、その期間、トラフ底が「瀬」であったことを意味するのかも知れない。

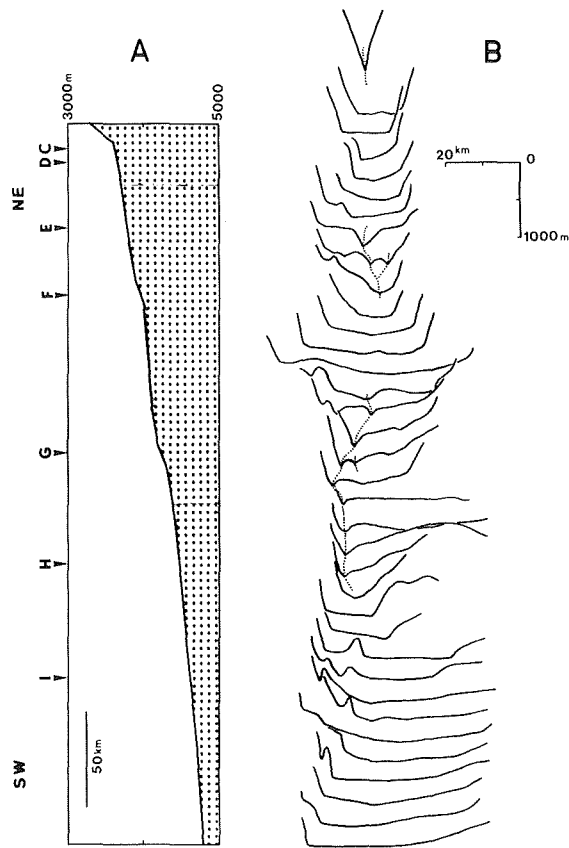


Figure 11 Profiles of the eastern Nankai Trough. A: Longitudinal profile along the axis of the Trough, C-1 show the cross points of the seismic lines, B: Cross sections at every 10 km, dotted lines show the small channels in the Trough.

(6) 速度構造

データ処理の途中、重合を行う前とマイグレーションの前に、地層内の音波伝搬速度の解析を行っている。その結果、各地層内のP波速度をまとめると次のとおりである。

トラフ底堆積層は、 $1.8\sim 3.0\text{km/sec}$ で、表層から下部に向い速度を増す。ただし、A測線の相模トラフの下位層では、 3.0km/sec を越えている。四国海盆堆積層は、 $1.6\sim 2.9\text{km/sec}$ であり、トラフ底堆積層とほぼ同じ速度を示す。トラフ底付近で楔状堆積層に覆われたところでは、 $2.2\sim 3.2\text{km/sec}$ と速い。陸側斜面変形層は、明瞭な反射面が少ないため、詳細な構造はつかめないが、表層で約 2km/sec で、音響基盤に近づく付近で約 4km/sec に達する。四国海盆の海洋基盤は、その上面反射面以下にはほとんど反射面がなく、速度は求められなかった。ただ、H測線の南端から 15km 付近に深い反射面があり、これで判断する限りでは $4\sim 6\text{km/sec}$ となる。

6. まとめ

水路部は、フィリピン海プレート北端部に位置する南海、駿河、相模トラフを横切る9本の測線において、マルチチャンネル反射法音波探査を、1980年から1981年にかけて実施した。海上作業は、石油資源開発株式会社の開洋丸により実施され、得られたデータは、電子計算機によりデコンボリューション、速度解析、共通反射点重

合、タイムマイグレーション等の処理を行い、音波探査断面図を作成した。その結果、次のようなことがわかった。

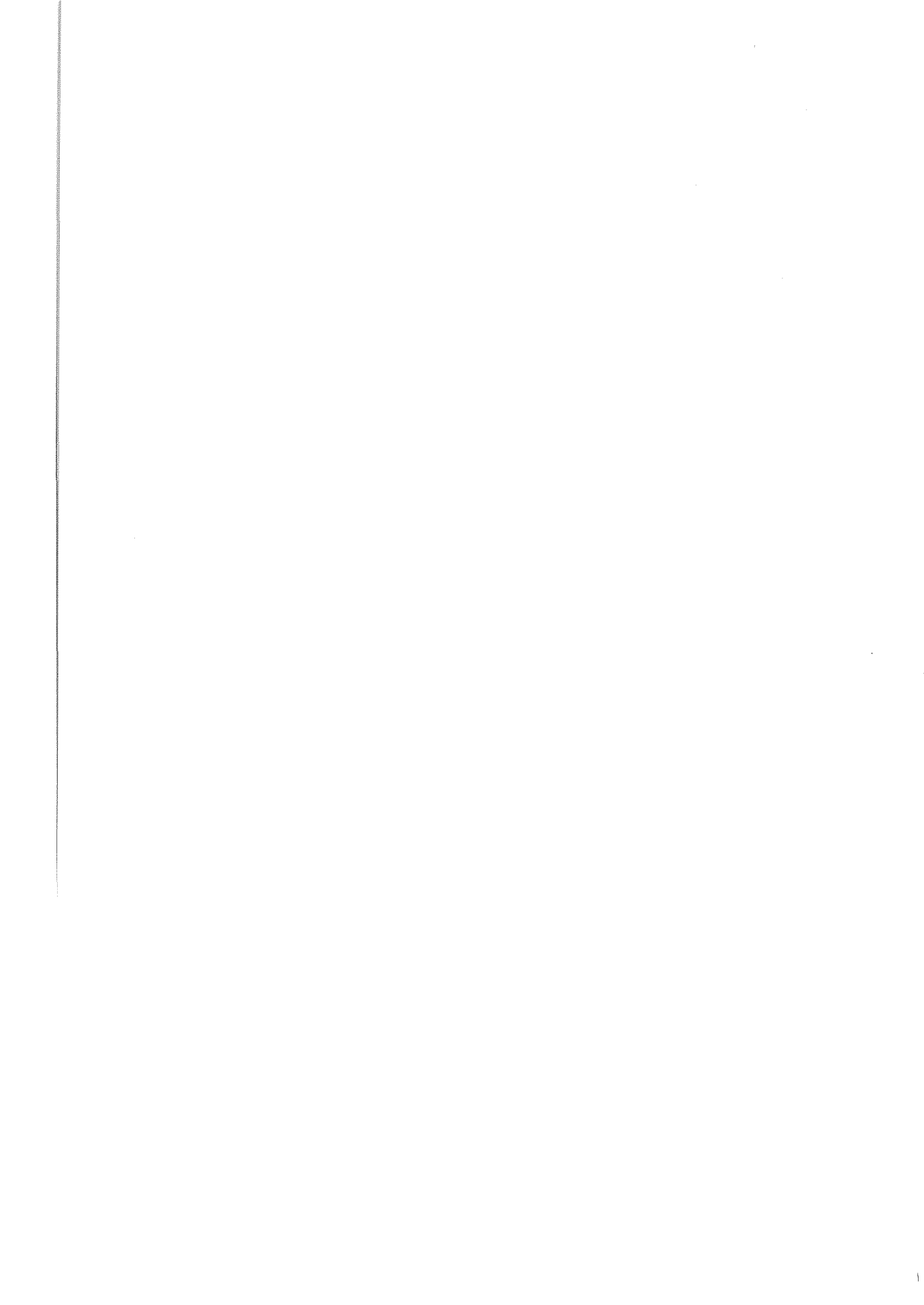
- (1) 音波探査断面図には、フィリピン海プレートの海洋基盤あるいは伊豆半島や銭洲海嶺の基盤が、トラフからユーラシアプレート側斜面下に斜めに傾き下がっている様子が描き出され、プレートの沈み込みを示すものと考えられる。南海・駿河トラフでの基盤の傾斜角は、紀伊半島沖でゆるく北東の駿河湾寄りほど急になっている。また、基盤の最大傾斜方向は、トラフに直交するように北北西から北西、西北西方向に変化している。
- (2) 南海・駿河トラフの陸側斜面下部には、水平圧縮応力による逆断層や褶曲が認められ、トラフ底楔状堆積層の変形した付加プリズムが形成されている。
- (3) 南海トラフ底堆積層は楔状を呈し、水平層理が認められるが、場所により、水平圧縮応力によるゆるい褶曲や逆断層も認められた。相模トラフ底では、下位に楔状、上位にほぼ等層厚の堆積層が認められた。
- (4) G, H測線には、四国海盆側に海洋基盤を切る南落ちの断層が認められ、断層のトラフ側は高まりとなっている。
- (5) 陸側斜面の一部に、ガスハイドレート層の下限反射面と考えられる海底に平行な強い反射面が認められた。

本稿をまとめるに当たり、調査の推進に尽力された科学技術庁研究調整局、海上作業、資料処理を担当した石油資源開発株式会社のスタッフ、海上作業の監督にあたった水路部測量課 鈴木進氏、南海、相模トラフの変動地質地質構造調査を担当し有意義な意見をいただいた同課本間憲治氏、第三管区海上保安本部 桂忠彦氏、また、海上作業にご協力いただいた神奈川・静岡両県の県水産部、漁業関係者、そして、関係保安部の方々に、厚く感謝する。

引用文献

- 青木治三 1980：駿河湾西方における深発地震帯，地震予知シンポジウム（1980），97-102
- Inoue, E., ed 1978：Investigation of the continental margin of southwest Japan, *Cruise Report, No. 9*,
Geol. Surv. J.
- 石橋克彦 1976a：東海地方に予想される大地震の再検討——駿河湾大地震について——，地震学会講演予稿集，
No. 2, 30-34
- 石橋克彦 1976b：「伊豆半島東方線—西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈—フィリピン海プレート最北境界の二
重構造—，地震学会講演予稿集，No. 2, 29
- 岩瀨義郎 1970：紀伊半島沖の地形・地質，島弧と海洋，東海大学出版会，149-154
- 海上保安庁水路部・地質調査所 1981：相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査(1)，
地震予知連絡会会報，26, 212-215
- 海上保安庁水路部・地質調査所 1982a：相模トラフ及び駿河トラフ南部のマルチチャンネル反射法音波探査(2)，
地震予知連絡会会報，27, 238-239
- 海上保安庁水路部・地質調査所 1982b：南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査，地震予知
連絡会会報，28, 239-247
- 小林和男・佐藤任弘 1979：海洋大陸境界部の構造と発達(I)——活動縁辺域（島弧—海溝系と縁海）——，
岩波講座地球科学11, 175-252

- Kvenvolden, K.A. and McMenamin, M.A. 1980 : Hydrates of natural gas : a review of their geological occurrence, *U.S. Geol. Surv. Circular*, No. 825
- 茂木昭夫 1975 : フィリピン海北縁部の海底地形——Outer Ridge について——, *海洋科学*, 7, No. 8, 27-32
- 茂木昭夫・桂 忠彦・中嶋 逞・桜井 操・加藤 茂 1981 : 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報, *月刊地球*, 3, No. 7, 443-451
- 茂木昭夫・佐藤任弘・桜井 操・鈴木 進・加藤 茂・中条純輔・村上文敏・西村清和 1982 : マルチチャンネル反射法による観測調査, フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究中間報告書, 科学技術庁研究調整局, 41-49
- 茂木昭夫・桜井 操 1980 : 伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について——駿河トラフでのサブダクションを示唆する——, *地震予知シンポジウム* (1980), 117-121
- 村内必典 1975 : フィリピン海海底地殻構造, *海洋科学*, 7, No. 8, 33-38
- 村内必典 1982 : 屈折法による海底地震波速度構造調査, フィリピン海プレート北端部 (東海地域等) の地震テクトニクスに関するシンポジウム予稿集, 5-6
- 中村一明・島崎邦彦 1981 : 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, *科学*, 51, No. 8, 490-498
- Nasu, N., et al. 1982 : Multi-channel seismic reflection data across the Nankai Trough, *IPOD-Japan Basic Data Ser.*, 4, Ocean Res. Inst., Univ. Tokyo, Japan
- 岡山俊郎 1968 : フォッサマグナに関連した地形, *日本地質学会第75年秋期学術大会総会討論会資料“フォッサ・マグナ”*, 243-252
- 桜井 操・茂木昭夫 1980 : 駿河トラフ (舟状海盆) のマルチチャンネル反射法音波探査, *水路部研究報告*, No.15, 1-21
- 桜井 操・茂木昭夫・中条純輔・宮崎光旗 1981 : 常盤沖のマルチチャンネル反射法音波探査, *水路部研究報告*, No.16, 1-24
- 桜井 操・佐藤任弘 1983 : 東海沖 Outer Ridge の地質構造, *水路部研究報告*, No.18
- 佐藤任弘・茂木昭夫 1975 : 日本周辺大陸縁辺部の海底II, *科学*, 45, No.10, 622-629
- Seely, D.R., P.R. Vail and G.G. Walton 1974 : Trench slope model, in C.A. Burk and C.L. Drake eds., *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 249-260
- Seely, D.R. 1979 : The evolution of structural highs bordering major forarc basins, *Ame. Asso. Petro. Geolo. Memoir*, No.29, 245-260
- 杉村 新 1972 : 日本付近におけるプレートの境界, *科学*, 42, No. 4, 192-202
- 玉野俊郎・鳥羽武文・青木 豊 1981 : 反射地震法による日本海溝・南海トラフの海溝斜面探査, *物理探査*, 34, No. 4, 204-221



東海沖Outer Ridgeの地質構造

桜井 操*・佐藤任弘**

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE OUTER RIDGE OFF TOKAI DISTRICT

Misao Sakurai and Takahiro Sato

Received 1982 September 2

Abstract

A remarkable coincidence between the geological structure of the Outer Ridge on the seismic reflection sections and the structural high of the forearc model (Seely and Dickinson 1977), may be recognized in the continental slope parallel to the Nankai and Suruga Trough off the Tokai District, central Japan.

Major coincidences are as follows;

1. The Outer Ridge off the Kumano Trough is the uplift constructed by the landward understuffing of subduction complex and a similar structure off the Ensyu Trough is taken to be a result of the same movement.
2. The landward migration of sedimentary basins has occurred in the Kumano and Ensyu Troughs.
3. The uplift of the sub-Outer Ridge in the Ensyu Sedimentary Basin suggests a landward migration of the Outer Ridge.

As a result, it is inferred that the southern part of the Suruga Trough and the Outer Ridge elongated to Sagara, north of Omaezaki, Tokai District, were formed by the northward moving and subduction of the Izu peninsula (Philippine Sea Plate) that have become active since the late Miocene period.

Key Words: seismic reflection survey, accretionary prism, Plate Tectonics.

1. はじめに

東海地域は、近い将来大地震発生の可能性の高いことが指摘され、地震予知の観測強化地域に指定されて以来、地震予知に関する各種の調査研究が集中的に行われている。これらの調査研究の中で、東海地域海底の地殻構造を明らかにすることは、地震の長期的予知にとって最も基本的な問題の一つである。これに関連して、駿河トラフがフィリピン海プレートの境界であるか否かは、特に重要な課題の一つとなっている。

水路部は昭和49年から54年にかけて、この地域の大陸棚及び沿岸海の基本図測量において海底地形調査とシング

ルチャンネルのエアガン式音波探査を実施しているが、昭和55・56年には科学技術庁の科学技術振興調整費による「フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する総合研究」の一環として、マルチチャンネル反射法音波探査を行って9本の海底深部の地質断面を得た（海上保安庁水路部及び地質調査所1982ほか）。このマルチチャンネルの詳細についてはこの号に加藤ほか（1983）が報告している。

ここでは、これらの資料を総合して東海地域の海底地質構造の解析を行い、南海トラフから駿河トラフに沿って湾曲しながら追跡できる Outer Ridge（茂木1975）が、海溝に沿って形成される Structural High（Seely・Dickinson 1977）であり、駿河トラフ南部がフィリピン海プレートの沈み込みの場であることを指摘する。

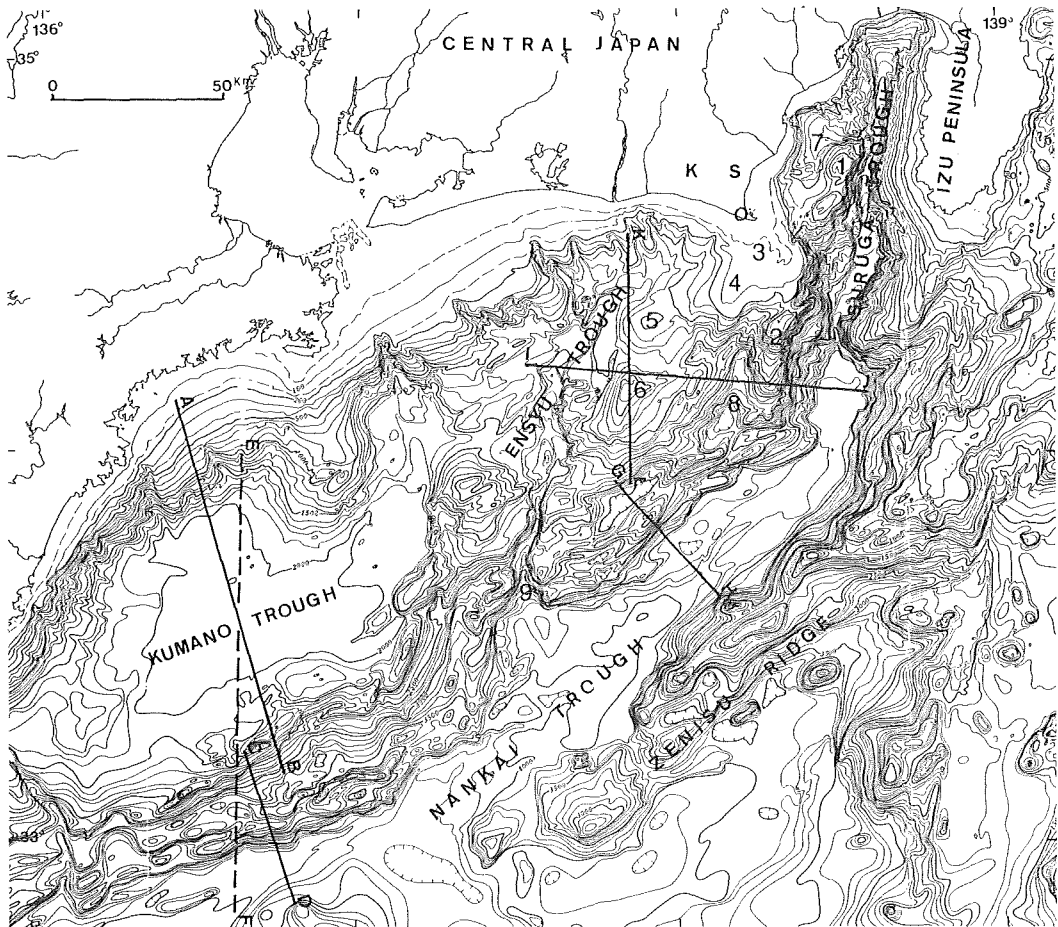


Figure 1 Submarine topography off Tokai District and locations of seismic sections 1 Senoumi Bank, 2 Kanesu-no-Se Bank, 3 Omaezaki Spur, 4 Omaezaki Bank, 5 Daiiti-Tenryu Knoll, 6 Daini-Tenryu Knoll, 7 Senoumi Basin, 8 Kanesu-no-Se Trough (tentatively named), 9 Tenryu Canyon, K Kakegawa, O Omaezaki, S Sagara. Bathymetric contours are from Hydrographic Department, M.S.A. Japan (1982a).

2. Outer Ridge の構造

東海沖の Outer Ridge については茂木（1975）が、大陸棚海の基本図の成果から地形的に2列の Outer Ridge の存在を指摘し、御前崎から南西に延びる主嶺とも言うべき陸側 Outer Ridge と駿河・南海トラフに沿って石花海から南南西ないし南西にのびる沖側 Outer Ridge を区別した（第2図）。その後、奥田ほか（1976）は二つの

Outer Ridge を御前崎隆起帯及び金洲ノ瀬隆起帯、永野ほか (1977) は御前崎海丘列及び金洲ノ瀬海丘列と呼んだ。これより先、岩淵 (1970) は深海平坦面外縁部の高まりから下部大陸斜面にかけて認められる起伏を指摘して ridge and trough zone と呼び、岩淵ほか (1976) はそれらが南海トラフの一般走向に並走して分布することを示した。

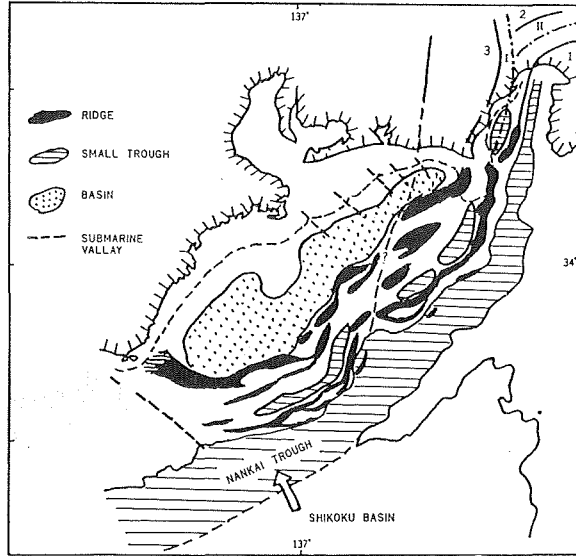


Figure 2 Outer Ridge off Tokai District (Mogi 1975)

東海沖の Outer Ridge は、熊野舟状海盆や遠州舟状海盆 (仮称) の海側の外縁を形成している構造的な高まりである。奥田ほか (1976, 1977) は音波探査結果から第3図 (E-F) のような地質断面を作成し、Outer Ridge が中新世前期の田辺・西郷・倉真層相当層及び火成岩の相対的な隆起帯であり、中新世中期以降の堆積層を堰止めているとした。また Outer Ridge の南海トラフ側斜面 (ridge and trough zone) の構造については、新第三紀以降の厚い堆積層から構成されていて著しい褶曲などの構造変形を受けていると推定し、岩淵ほか (1976) はまだ実証的証拠が上がないとしながらも、この ridge and trough zone が逆断層卓越域であるとした。

第3図 (C-D) は今回得られたマルチチャンネル音波探査断面である。Outer Ridge の南海トラフ側斜面は水平圧縮された褶曲が衝上断層によって切られ、不規則ではあるが次つぎと海側の地塊に押し上げられて一種の覆瓦構造を示していることが分かる。覆瓦構造の下は南海トラフから沈み込んでいる四国海盆の海洋基盤であり、覆瓦構造はフィリピン海プレートの沈み込みに伴う付加体 (accretionary prism) と考えられる (玉野ほか1981)。第3図 (A-B, C-D, E-F) の P・P' 及び P'' は Outer Ridge の頂部付近を走る同一 ridge を示す。この ridge も不明瞭ながら圧縮を受けて変形した付加体と見られ、上位層に覆われている Outer Ridge 頂部の基盤もこの付加体によって構成されている可能性が高い。

このようなことから、熊野舟状海盆の Outer Ridge は付加体の押し込みによって形成された隆起帯と見ることが出来る。深海掘削によって四国沖南海トラフの下部大陸斜面から、更新世の圧密を受けた地層が知られている (Ingle et al. 1975)。また奥田ほか (1976, 1979) によると、熊野舟状海盆から Outer Ridge にかけて褶曲する基盤堆積層は下部新第三系、場合によっては古第三系を含む層とされ、その上に上部新第三系を載せている (第3図 E-F)。これらのことから、Outer Ridge の隆起上昇には上部新第三系の一部を混入した第四系の付加体の押し込みがかかっていたと推論できる。

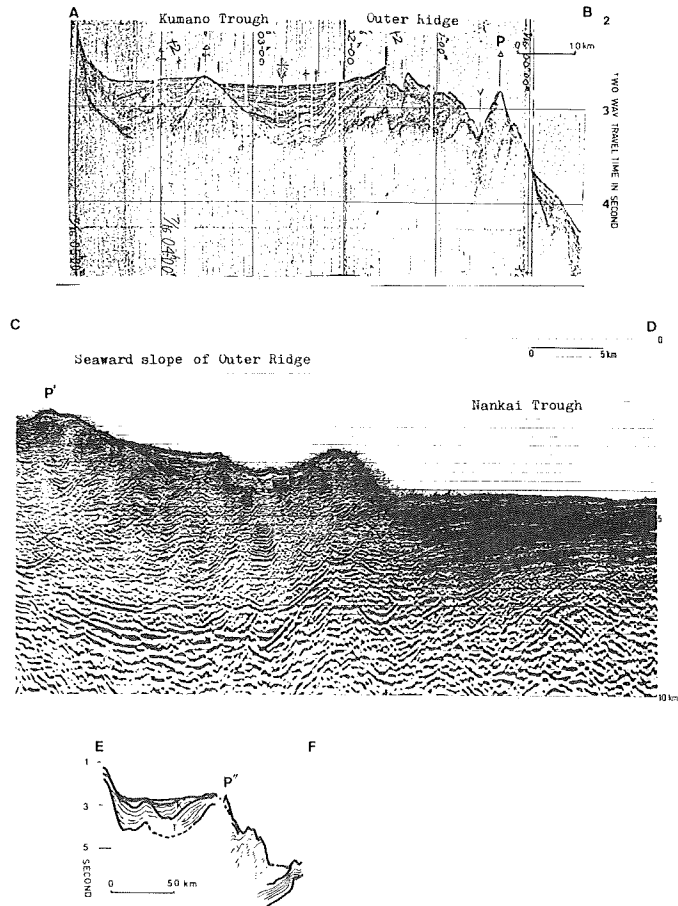


Figure 3 Seismic sections across Kumano Trough, Outer Ridge and Nankai Trough
 A-B: single channel section, C-D: multi-channel section,
 E-F: interpreted section (Okuda et al. 1976) Locations are shown in Figure 1.

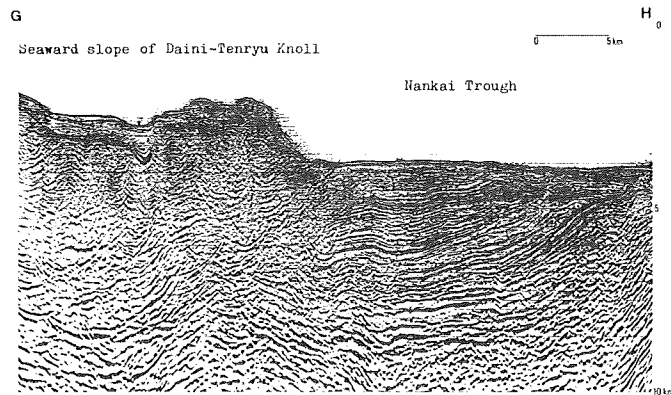


Figure 4 Multi-channel seismic section across Outer Ridge and Nankai Trough
 Location is shown in Figure 1.
 Reflector in parallel with sea floor in left-hand is considered as basement of gas
 hydrate layer.

遠州舟状海盆の Outer Ridge の構造は熊野舟状海盆沿いのものほど明瞭ではない。しかし、南海トラフ斜面のマルチチャンネル断面（第4図）によると、ここでも圧縮された褶曲や陸側に傾斜する衝上断層がみられ、南海トラフ斜面が覆瓦構造状の付加体によって構成されていることが分かる。奥田ほか（1977）もこれを付加体と考えている。遠州舟状海盆沖の Outer Ridge が熊野舟状海盆沖と同じ隆起帯の一部であることからみても推定されることである。

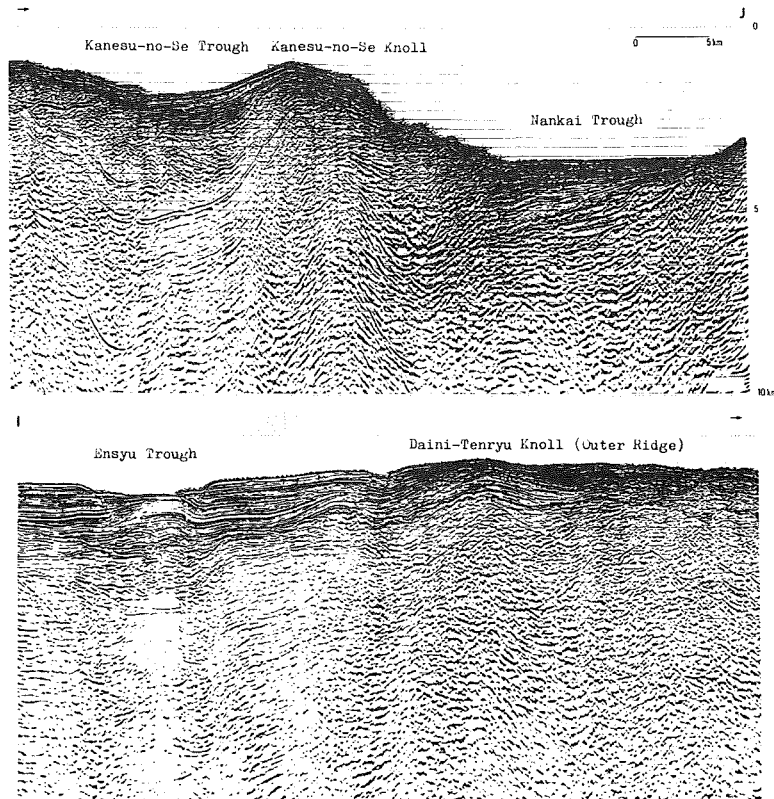


Figure 5 Multi-channel seismic section across Ensyu Trough, Daini-Tenryu Knoll, Kanesu-no-Se Trough, Kanesu-no-Se Bank and Nankai. Trough Location is shown in Figure 1.

遠州舟状海盆の Outer Ridge を東西に横断するマルチチャンネル断面（第5図）にも付加体の押し込みあるいは付加体の存在を示唆する二・三の構造がみられる。沖側 Outer Ridge とされる金洲ノ瀬南部の海側斜面には衝上断層を伴う堆積層の陸側傾斜が見られ、その陸側の金洲ノ瀬舟状海盆には上部新第三系・第四系堆積盆地の陸側移動や下位層ほど急傾斜を示す堆積層の陸側傾斜が認められること、また、陸側 Outer Ridge を構成する第2天竜海丘の海側斜面基部にも圧縮を受けた褶曲状の構造や陸側に向かって傾斜する反射面が認められ、その陸側の遠州舟状海盆にも堆積盆地の移動が見られることなどである。

第5図断面の北方、御前崎海脚の駿河トラフ側斜面には、駿河トラフ方向の軸をもつ顕著な褶曲及び衝上断層が発達している（海上保安庁水路部及び地質調査所1982、海上保安庁水路部1982b、加藤ほか1983）。これは伊豆半島基盤の沈み込みに伴う小規模の覆瓦構造を示すものと考えられ、Outer Ridge を構成する御前崎海脚の相良層群の複背斜形成には伊豆半島基盤の沈み込みや付加体の押し込みが関係していたと推定される。

御前崎海脚付近は Outer Ridge がどの辺を通るのか判断の困難なところである。御前崎海脚は御前崎半島方向

の特異な第四紀地殻変動が推定されているところであるが(土1968), Outer Ridge 頂部のほぼ全域に知られている相良層群の露頭(岩淵ほか1976, 奥田ほか1976・1977, 永野ほか1977)を手がかりにして, その範囲を御前埼堆及び御前埼南東の堆付近に絞ることができる。特に駿河トラフ方向の背斜(海上保安庁水路部1980)や御前埼海脚外縁の形状から, 御前埼堆付近が Outer Ridge の主嶺部である可能性が高い。

3. 堆積盆地の移動

Outer Ridge の陸側には熊野舟状海盆, 遠州舟状海盆などが並走している(第1図)。これらの舟状海盆は上部新第三系及び第四系の堆積盆地となっている(岩淵ほか1976, 奥田ほか1976・1977, 永野ほか1977)。このうち熊野舟状海盆の堆積盆地は上位層になるほど最大層厚部が陸側へ移動しているのが認められ(奥田ほか1976・1979), Outer Ridge の隆起部の中心にも陸地側への移動が認められる(岩淵ほか1976)。

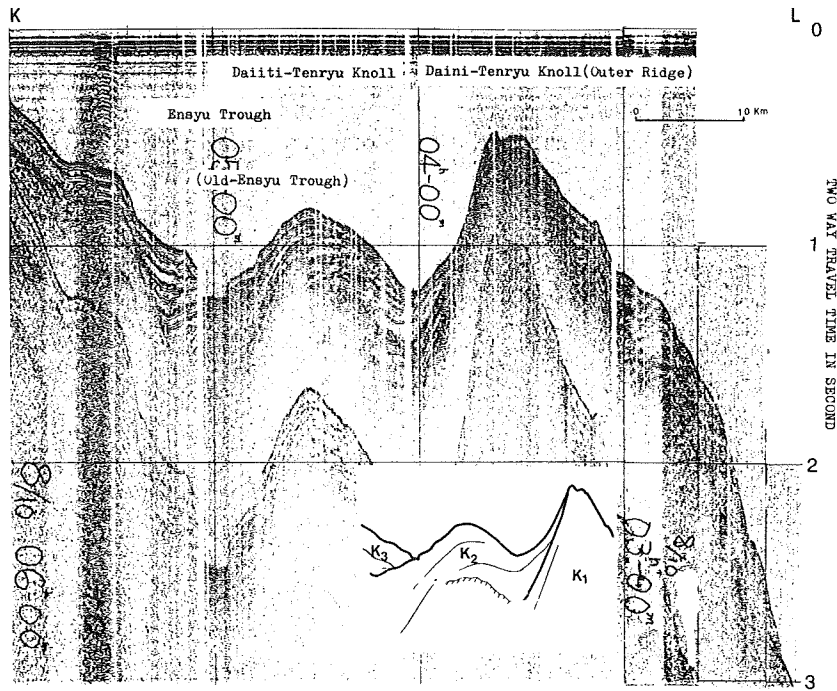


Figure 6 Seismic section across Ensyu Trough, Daiiti- and Daini-Tenryu Knoll (Daini-Tenryu Knoll is referred to Outer Ridge)

Location is shown in Figure 1. The landward migration of the sedimentary basin (K1 to K3) and the upwarping of the sub-Outer Ridge can be explained as the results of rising and landward migration of the Outer Ridge. Reflector beneath the Daiiti-Tenryu Knoll represented by slant in the interpretation diagram is considered as basement of gas hydrate layer.

この堆積盆地の移動は遠州舟状海盆でも見られることが分かった, 遠州舟状海盆は天竜海底谷と名付けられた構造的な低地帯の上流部に当たっており, 堆積盆地の移動は第1天竜海丘を中心とする遠州舟状海盆の Outer Ridge 側(第6図)に見られる。Outer Ridge を形成する第2天竜海丘の北ないし北西側に上部新第三系掛川層群の堆積盆地が形成され, その後, Outer Ridge 側に第1天竜海丘の曲隆構造が形成されて, 堆積盆地は陸側に向かって縮小したとみられる(第7図)。第1天竜海丘南部の海底下にみられる反射面は gas hydrate 層の基底と考えられるので, 解釈図では斜線で示してある, 第1天竜海丘の曲隆は Outer Ridge の陸側移動を示唆している。

このような堆積盆地の移動は更に遠州舟状海盆の北東側に位置する陸上の相良・掛川地域にも認められている (Tsuchi 1961, 土1974)。この地域の掛川層群の堆積盆地は相良・御前崎地域の相良層群の複背斜状の隆起に伴って形成され、堆積盆地の西方への移動に伴う見掛け上東から西への overlap が見られる。また、掛川層群堆積盆地の西半部は正常相とも言うべき海浸海退の相からなっているのに対し、掛川以東は地向斜性の Flysh 相を示している (土1974)。

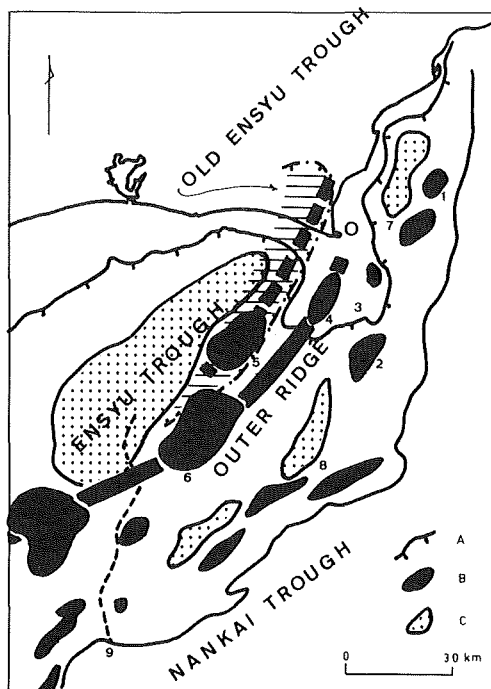


Figure 7 Landward migration of Outer Ridge and sedimentary basin, off Tokai District
A: continental shelf edge, B: bank and knoll, C: trough, 1-9: same as shown in Figure 1.

これらのことから、Outer Ridge が御前崎付近に達している一方、その陸側では舟状海盆が掛川地域まで及んでいたことが分かる(第7図)。また、この地域の相良層群の複背斜内の向斜部には下部掛川層群が知られている (土1974)。これは掛川層群堆積中あるいは堆積後に隆起した第1天竜海丘と同じ発達過程をたどったことをうかがわせ、堆積盆地の移動とともに Outer Ridge の陸側移動がここでも起ったことを示唆している (第7図)。

4. Outer Ridge の発達過程

Outer Ridge の構造が必ずしも明確になったわけではないが、推論を交えて、遠州舟状海盆以東の Outer Ridge の発達過程をまとめてみると次のようになろう (第1表)。




中新世後期、相良層群の堆積盆地の海側で Outer Ridge が隆起上昇する運動を始め、陸側に古遠州舟状海盆を形成した。この舟状海盆は鮮新世掛川層群の堆積盆地となり、Outer Ridge の主領部から掛川地域まで広がった。このときの Outer Ridge は現在の北北東ないし北東方向よりも東北東の方向を示していた。

掛川層群堆積中は Outer Ridge の隆起に伴って堆積盆地の陸側移動が漸移的に起り、その後半には古遠州舟状海盆内の第1天竜海丘及び相良地域において新しい曲隆運動が起った。新しい曲隆運動は Outer Ridge の陸側に起り、古遠州舟状海盆は狭められて遠州舟状海盆の原型を作った。遠州舟状海盆の軸方向は熊野舟状海盆よりも

北寄りとなり、Outer Ridge の東部が北北東寄りに向きを変えたことを示唆している。

更新世後期になると石花海の曲隆、石花海海盆の沈降が始まり（土1967、奈須ほか1968、桜井及び茂木1980、桜井ほか1982）、駿河トラフ及び南海トラフに並走する沖側の sub-Outer Ridge や海丘の配列を形成する沈み込みが始まった（奥田ほか1979）と推定される。

Table 1 Geological development of Outer Ridge off Tokai District

	<p>late Miocene : After the Sagara Group deposited, the Outer Ridge upheaved and the Old Ensyu Trough appeared between main land of Honsyu and the Outer Ridge.</p>
	<p>Pliocene : After the Kakegawa Group buried the Old Ensyu Trough--- Sedimentary Basin, the Outer Ridge upheaved again and resulted in the landward migration of the sedimentary basin.</p>
	<p>late Pliocene : The Outer Ridge upheaved moreover and sub- --Plistocene -Outer Ridge inside the Outer Ridge was also upheaved. Then, the Old Ensyu Trough became narrower to form the Ensyu Trough. By the seaward of the Outer Ridge, another sub-Outer Ridge rose along the Nankai and Suruga Troughs.</p>

5. 活動縁辺域の Structural High

南海・駿河トラフに並走する Outer Ridge 及び熊野・遠州舟状海盆の構造は、Seely・Dickinson(1977)やSeely(1979)などが示した活動縁辺域の forearc model (第8図) の中の Structural High 及び Forearc Basin との間いくつかの共通点を見いだすことができる。付加体の押し込みによる Outer Ridge の隆起、Outer Ridge の陸側に起った sub-Outer Ridge の隆起、堆積盆地の陸側移動などがそれである。沈み込んでいる海洋基盤に起伏があり、Outer Ridge の隆起が単に付加体の押し込みだけで説明できるものかどうか、また、付加体の細部構造がまだ明瞭になっていないなどの問題もあるが、大構造としてみたとき、Outer Ridge は Structural High に、熊野・遠州舟状海盆は Forearc Basin に相当する構造とみることができるであろう（第9図）。

南海トラフ及び駿河トラフ南部では四国海盆あるいは伊豆半島西岸の沈み込みを支持する証拠が見いだされつつあるが、Outer Ridge の構造もまた沈み込みを裏付けるものであり、特に駿河トラフ南部が沈み込みによって形成されたことを示唆していることは重要である。Outer Ridge 及び陸側の舟状海盆の北東への湾曲は、伊豆バ

一の北進（例えば Kaizuka 1975）を伴うフィリピン海プレートの北～北西進や沈み込みを支持しているように見える。

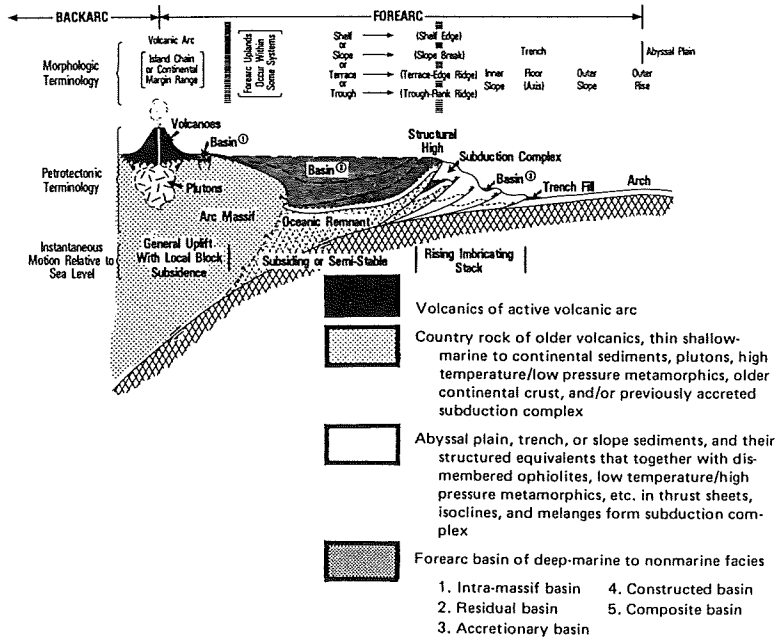


Figure 8 Generalized forearc model for an instant of geologic time (Seely and Dickinson 1977)

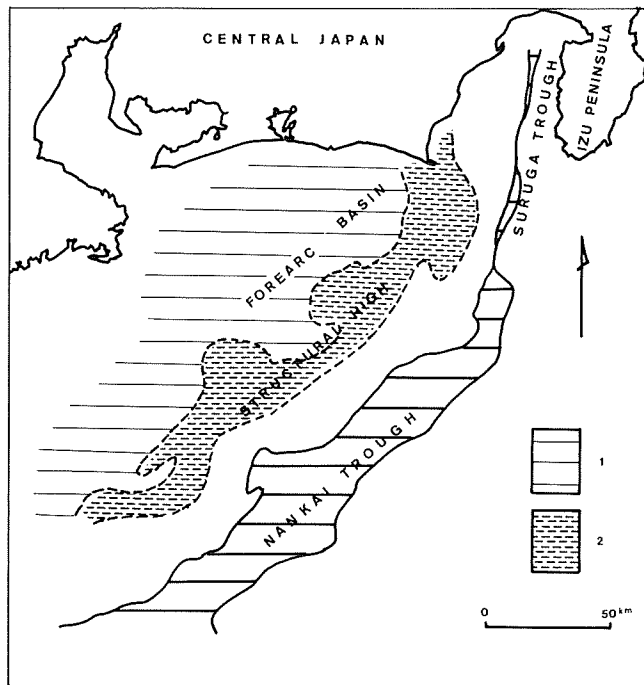


Figure 9 Geological structure of Outer Ridge off Tokai District
 1: Middle Pliocene (correlated to the Kakegawa Group) to Recent,
 2: Pre-early Pliocene (correlated to lower than the Sagara Group).

Both distributions are compiled from Iwabuchi et al. (1976), Okuda et al. (1976, 1977), and Nagano et al. (1977). As the results of remarkable coincidences of geological structure, the terminology shown can be given from the generalized forearc model of Seely and Dickinson (1977). It is suggested that the southern part of the Suruga Trough and the Outer Ridge elongated to Sagara, north of Omaezaki, were formed by the northward moving and subduction of the Izu Peninsula (Philippine Sea Plate) that have become active since late Miocene.

6. むすび

東海沖大陸斜面の大地形を規定している Outer Ridge の構造を明らかにするため、最近の音波深査断面を検討した。Outer Ridge の陸側には熊野舟状海盆の並走していることが分かっていたが、その北東に新たに遠州舟状海盆を確認した。Outer Ridge 及び舟状海盆の構造は Seely・Dickinson (1977) が示した活動縁辺域の forearc model 中の Structural High 及び Forearc Basin と同じ大構造からなっていることを明らかにした。この結果から東海沖の Outer Ridge は御前崎北方の相良付近まで達しており、中新世後期以降、伊豆半島の北進やフィリピン海プレートの沈み込みによって駿河トラフ南部が形成されたことを推論した。

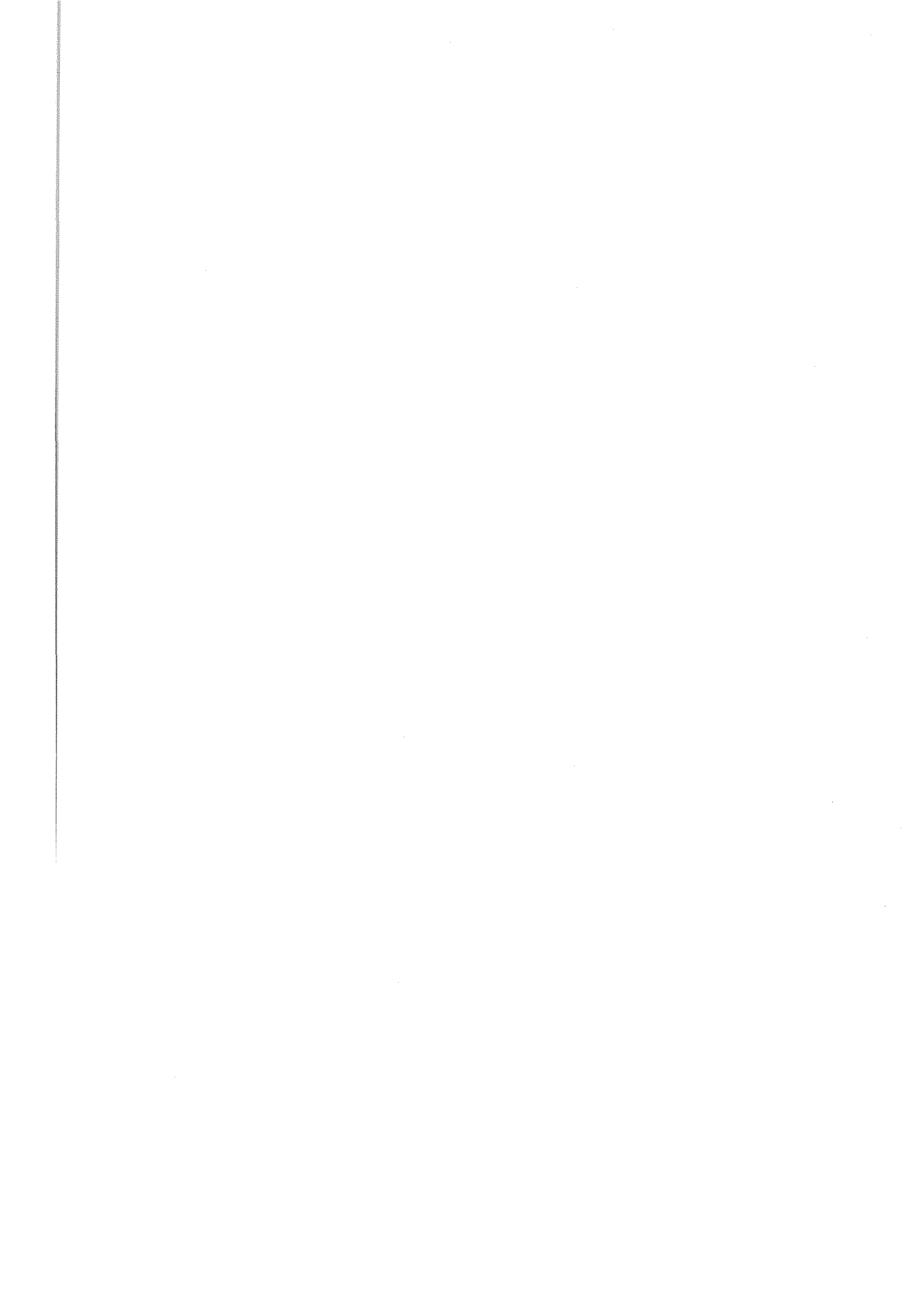
東海沖の Outer Ridge は沈み込むフィリピン海プレートの上盤の構造として、また北進する伊豆半島に隣り合った地域の地質構造として見ていく必要がある。特に、現世のプレート相互間の運動を明らかにするための課題の一つとして、南海・駿河トラフに並走する sub-Outer Ridge (沖側 Outer Ridge) の発達過程の解明を挙げておきたい。

この研究には、多数の地震予知、大陸棚及び沿岸海の基本図関係調査資料が使われている。これらの調査にあられた関係各位に対し、心から謝意を表したい。

参 考 文 献

- Ingle, J.C.Jr. 1975 : Summary of late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry, and correlations, Philippine Sea and of Japan region, in Karig, D.E., Ingle, J.C. Jr. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Gov., 31, 837-855*
- 岩淵義郎 1970 : 紀伊半島沖の地形・地質、島弧と海洋、東海大学出版会、P. 149-154.
- 岩淵義郎・桂 忠彦・永野真男・桜井 操 1976 : フォッサ・マグナ地域の海底地質、海洋科学、8, 8, 45-52.
- 海上保安庁水路部 1980 : 沿岸の海の基本図、駿河湾南西部、63627.
- 海上保安庁水路部 1982a : 海底地形図、中部日本、1 : 1,000,000, No.6313.
- 海上保安庁水路部 1982b : 駿河トラフ南部の海底地形地質構造、地震予知連会報、28, 248-249.
- 海上保安庁水路部・地質調査所 1982 : 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査、地震予知連会報、28, 239-247.
- Kaizuka, S. 1975 : A Tectonic Model for the Morphology of Arc-Trench Systems, Especially for the Echelon Ridges and Mid-Arc Faults, *Jap. Geol. Geogr.* 45, 9-28.
- 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 1983 : 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査、水路部研究報告、18.
- Keith A. Kvenvolden and Mark A. McMenamin 1980 : Hydrates of Natural Gas : A Review of Their Geologic Occurrence, *U.S. Geological Survey Circular 825, 1-11.*
- 茂木昭夫 1975 : フィリピン海北縁部の海底地形-Outer Ridge について、海洋科学、7, 8, 27-32.

- 茂木昭夫・桜井 操 1980：伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について，地震予知研究シンポジウム，学術会議地物研究連絡委，地震予知小委，地震学会，117-121.
- 永野真男・安城竜彦・登崎隆志 1977：遠州灘の海底地質，水路部研究報告，12，1-33.
- 奈須紀幸・土 隆一・本座栄一 1968：駿河湾西域の海底地質構造，地質学会討論会フォッサマグナ資料，191-195.
- 奥田義久・井上英二・石原丈実・木下泰正・玉木賢策・上島正人・石橋嘉一 1976：南海舟状海盆およびその北側斜面の海底地質，8，3，48-56.
- 奥田義久 1977：西南日本外帯沖広域海底地質図，地質調査所
- 奥田義久・熊谷 誠・玉木貴裕 1979：西南日本外帯沖の堆積盆地の分布と性格，石油技術協会誌，44，5，47-58.
- 桜井 操・茂木昭夫 1980：駿河トラフ（舟状海盆）のマルチチャンネル反射法音波探査，水路部研究報告，15，1-21.
- 桜井 操・片山維新・鈴木久義 1982：石花海北堆の海底地形・地質調査，最近の海底調査その2，水路協会，シンポジウム資料2，129-151.
- Seely, D.R., and W.R. Dickinson 1977：Structure and stratigraphy of forearc regions, in *Geology of continental margins, AAPG Continuing Education Course Note Ser. 5.*
- Seely, D.R. 1979：The evolution of structural high bordering Major Forearc Basins, in *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, AAPG Memoir 29, 245-260.*
- Tsuchi, R. 1961：On the late Neogene sediments and Molluses in the Tokai region, with notes on the geologic history of the Pacific coast of southwest Japan, *Jap. Jour. Geol.*, 32 (3.4), 437-456.
- 土 隆一 1967：陸上の設丘と海底地形，うみ，5，1，80-84.
- 土 隆一 1968：開析扇状地から知られる地殻変動——東海地方を例に——，第四紀研究，7，4，225-234.
- 土 隆一 1974：掛川地方の新第三系，静岡県の地質，静岡県，35-44.



航空磁気測量成果から求めた本邦第四紀火山の 地磁気異常と磁気構造

植田義夫*・登崎隆志**・小野寺健英*・兼子俊朗*・大島章一***

GEOMAGNETIC ANOMALIES AND MAGNETIC STRUCTURES OF QUATERNARY VOLCANOES IN JAPAN DERIVED FROM AEROMAGNETIC SURVEY RESULTS

Yoshio Ueda*, Takashi Tozaki**, Ken-ei Onodera*,
Toshiro Kaneko and Shoichi Oshima

Received 1982 November 22

Abstract

An airborne magnetic surveys of total-force over Quaternary volcanoes, SAKURA-ZIMA; Mt. USU; Ō-SIMA; MIYAKE-ZIMA; KŌZU-SIMA had been conducted by the Hydrographic Department of the Maritime Safety Agency, Japan (J.H.D.), as part of the Japan-U.S. Science Cooperative Program and the Upper Mantle Project in the 1960s.

During the 11th Magnetic Survey of Japan for epoch 1980.0 performed by J.H.D., aeromagnetic surveys of total-force and that of vector components on Mt. HUZU were also carried out in Sept. 1979 and in Mar. 1980 respectively. Making use of these survey data, magnetic anomaly maps on these volcanoes were compiled and some of them were analysed numerically by the Talwani's method to investigate their magnetic structure.

From a series of discussions in relation to the above procedures, the following conclusions were obtained.

(1) Although the volcanoes, analysed here, seem to have uniform magnetizations in the present direction in the first order approximation, detailed analyses indicate that many of the volcanoes have non-uniform magnetic structures reflecting the history of their activities, the differences of chemical and mineral compositions, and inner thermal structures.

In the case of SAKURA-ZIMA, there seems to be an extent of basic rock below her floor which suggests the volcanic activity prior to SAKURA-ZIMA formation.

Mt. USU and Ō-SIMA have a magnetic structure related to the caldera formation, and as for Mt. HUZU, we may suppose a lineated magnetic structure, whose direction coincides with the arrangement of the parasitic cones.

(2) The correlation between the intensities of magnetizations, which are obtained by model analyses, and the weight percent of SiO_2 , was made apparent, though Mt. HUZU disagrees with this trend to a certain degree. This disagreement may suggest the existence of low magnetization in her inner part.

(3) The magnetic anomaly fields and the magnetic structures of active volcanoes support the usual thought that hydro-thermal process is the main factor which controls the inner thermal structure of volcanoes.

In addition to this, we may suppose that underground water beneath the volcano plays an important role for the cooling process of an active volcano.

Key words: Geomagnetism of volcano, Mt. HUZU, KŌZU-SIMA, MIYAKE-ZIMA, NII-ZIMA, Ō-SIMA, SAKURA-ZIMA, Mt. USU.

1. はじめに

火山には、一般に局地的な地磁気異常を伴うものが多いが、これは重力や地震探査とともに火山体内部の構造を推定する有力な情報の一つである。我が国での火山の地磁気異常の研究をふり返れば、1960年代初期までは主に地上での地磁気測量成果を利用し、これを火山体地下の球形ないし回転楕円体状のモデルで説明したものが多く、しかし、実際の火山の構造は球形等の単純なモデルでは近似する事が困難で、地磁気異常から火山体内部の構造を推定する際には、火山体の地形に起因する地磁気異常を正確に求める必要があり、この時点では多くの問題も残されていた。1960年代半ばに入ると、フラックスゲート型磁力計の改良やプロトン磁力計の実用化に伴い、火山の航空磁気測量が実施されるようになり、その能率・精度の向上とともに一定高度の測量成果が得られるようになった。又、電子計算機が普及して火山の地磁気異常の解析にも応用されるようになった。

Rikitake and Hagiwara (1965) は、航空磁気測量成果の解釈のため帯磁円錐物体に伴う地磁気異常を計算し、火山の地磁気異常は、そのほとんどが均一に帯磁した山体で説明できると述べている。又、Vacquier (1963) や Talwani (1965) は任意形状の帯磁物体による地磁気異常を求める計算法を開発した。特に後者の方法は地形モデルの作成も容易で、その後、多くの海山や火山の地磁気異常の研究に応用されてきた (Francheteau et al., 1970; Harrison, 1971)。本邦の活火山についてこのような方法を用いた研究例としては、Vacquier and Uyeda (1967)、三品正明(1971)、Kodama and Uyeda(1978)、大島章一他(1982)がある。それらによると、火山の磁気構造は、第一近似としては均一に帯磁していると考えられるが、場合によっては、鉱物組成の相違・山体内部の温度分布・火山の形成過程等を反映し、不均一な構造を示す例も報告されている。火山の地磁気異常の研究は、火山体内部構造の推定・火山の形成機構やさらには噴火予知にも結びつくもので、今後、発展が期待される分野である。しかし、具体的な火山の磁気構造の解明となると、上記の報告はあるものの未だ解析例も少なく、個別の記載の段階にとどまっている。そのため、火山体の磁気構造をその成因等によって体系化するためにもさらに多くの火山について磁気構造を解明する必要がある。

水路部では、航空磁気測量の開発段階から、火山の地磁気測量を実施してきており、成果の一部は既に報告されている (松崎及び歌代, 1966 a, 1966 b; Utashiro et al., 1972)。今回、筆者らは、これらの成果と、その後追加された富士山の航空磁気測量成果を用い、各火山の地磁気異常図を作成した。また一部の火山について地磁気異常のモデル解析を行い、火山体内部の磁気構造を推定した。

本論で取扱った火山は、富士山・伊豆大島・三宅島・新島・神津島・桜島・洞爺カルデラ及び有珠山である。洞爺カルデラと有珠山及び桜島周辺の航空磁気測量は、日米科学協力計画の一環として1964年7月と11月に水路部がヘリコプターに搭載したプロトン磁力計で測定したもので、測量方法・成果等については松崎・歌代 (1966

a, 1966 b) の報告がある。伊豆大島・三宅島・新島・神津島の航空磁気測量は、1962年頃から始まった国際地球内部開発計画 (UMP) の一部として実施されたものであり (Utashira et al., 1972), 測量方法等は前者と同様である。

富士山の航空磁気測量は、水路部の第11回全国磁気測量の際に海上保安庁所属 YS-11型機によって行われたもので、全磁力はプロトン磁力計により1979年9月に、三成分は新たに開発されたリングコアセンサーのフラックスゲート型航空磁気儀により1980年3月に測量したものである。なお、1980年3月の3成分の測量では、天候と視界不良のため、測位は VLF オメガのデータのみによって行われ、目視による測位値の較正ができなかった。このため、三成分地磁気異常図は1~2マイルの位置誤差を含んでいる可能性があり、ここには参考のため掲げるとどめる。以上の航空磁気測量の概要を第1表に示す。

Table 1 Summary of Air-borne magnetic surveys

Volcanoes	Component	Survey date	Flight height	Air-craft	Positioning	Project
TOYA Caldera & Mt. USU	Total force	14-16, Jul, 1964	980m 1460m	Heli-copter	Terrain picture	U.S.-Japan cooperative science
SAKURA-ZIMA	do.	Nov, 24 -Dec. 1, 1964	1820	do.	do.	do.
O-SIMA	do.	Sept, 1964	910	do.	do.	Upper Mantle Project
MIYAKE-ZIMA	do.	Oct, 1967	1370	do.	do.	do.
NII-ZIMA & KOZU-SIMA	do.	Oct, 1967	610	do.	do.	do.
Mt. HUJI	do.	Sept, 1979	5690	YS-11	VLF Omega	As a part of the 11th magnetic survey of Japan Carried out by M.S.A.
Mt. HUJI	Three-components	Mar, 1980	5920	do.	do.	do.

2. 各火山の地磁気異常分布の特徴と地質構造

地磁気異常の算出に用いる標準磁場として、1965. 0年に於ける IGRF 1965モデルの値に、日本周辺の年差補正を加えたものを用いた(大島ほか, 1980)。なお、富士山については測量年等を考慮し、1980. 0年の世界標準磁場として米国 NASA から報告されている MGST 6/80モデルを採用した。求めた地磁気異常図には、火山や地殻表層部に起因する波長数十kmの異常の他に、数百km~数千km程度の長波長の異常が重畳している場合がある。この長波長の異常は地域的地磁気異常と呼ばれ、IGRF1965モデルを用いた場合では、日本海側やオホーツク海側で、-100nT~-200nTに達しており(植田, 1976)、地磁気異常図の解釈にあたってはその点も考慮した。さらに、火山体周辺に他の磁性岩体が近接して分布している場合には、火山体固有の地磁気異常に、それによる異常が重なり、一見複雑な分布を示す。本論でもこのような例をいくつか報告する。

(1) 桜島

桜島は、鹿児島湾北部に存在する始良カルデラの後カルデラ火山である。始良カルデラは今から約22,000年前、シラス台地を形成した入戸火砕流の大量噴出の後に陥没によってできたクレーター・レーク型カルデラである(荒牧, 1979)。桜島はその陥没後、今から約13,000年前に始まった噴火活動により形成された成層火山

で、安山岩や石英安山岩の熔岩と火山碎屑物で構成されている。

現在の桜島山頂部には、標高1,000mを越す北岳・中岳・南岳の3峰があるが現在活動中のものは南岳だけである。有史以後の大噴火は山腹噴火によるものがほとんどで、側火口や側火山も多い。福山(1978)は、側火山の分布が概ね山頂部を通る西北西-東南東にあり、大正噴火の際の裂線との平行性を主張している。最近では、1946年の昭和大噴火が有名であるが、その後も依然として小規模な爆発と噴煙をくり返しており、航空磁気測量が実現された1964年にも南岳火口付近での噴火活動が記録されている。

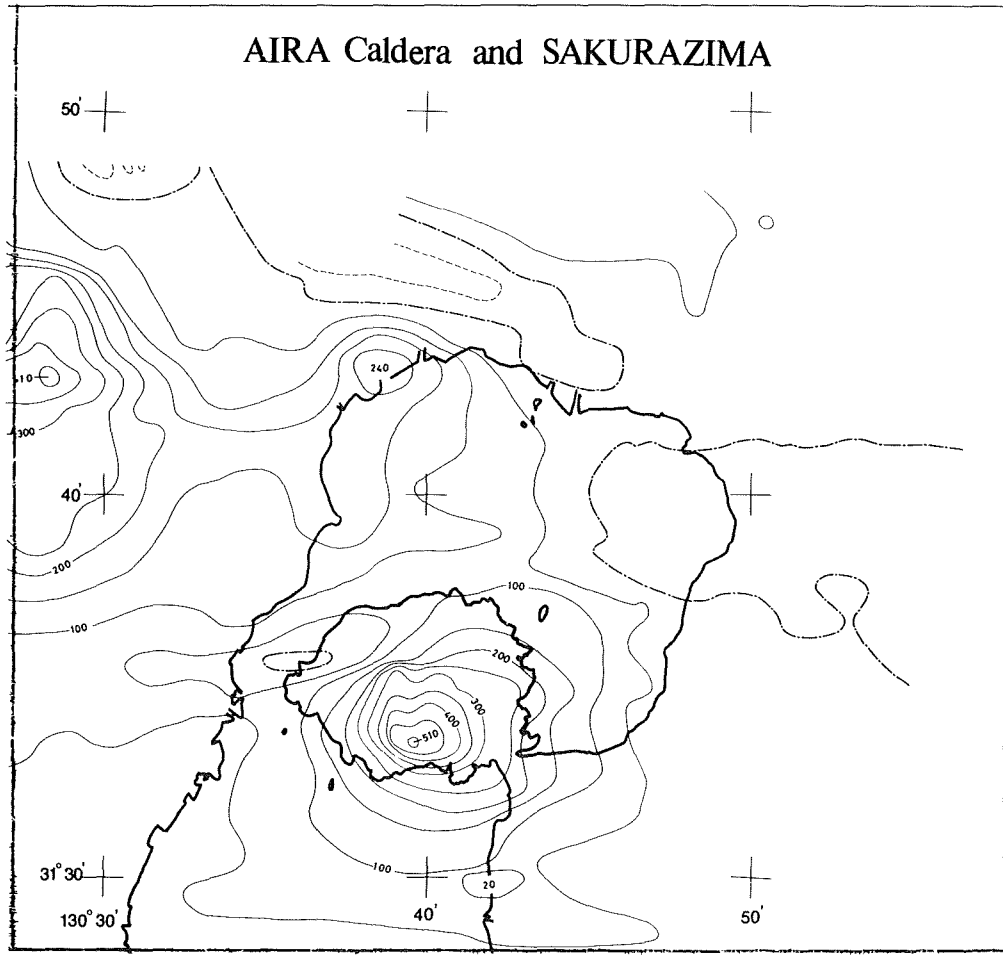


Figure 1 Geomagnetic anomaly map of total-force over SAKURA-ZIMA, at altitude 1820m. Reference field is IGRF 1965 corrected by secular change around Japan. Contour interval is 50 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

桜島周辺の地磁気異常図(第1図)をみると、桜島の山体のみに起因すると考えられる約500nTに及ぶ正の異常域が、山頂南側に確認できる。桜島の西側、袴腰付近には負の傾向を示す異常域があるが、この付近には先桜島火山の噴出物である袴腰火砕流堆積物が分布している。始良カルデラの北~北西付近にも約400nTに達

する正の異常域が見られるが、これに対比できる明瞭な地形的特徴は見られない。ただ、位置的にはカルデラ北縁部にあり、その方向性も陥没をもたらした断層の方向とほぼ一致していることから、カルデラ形成に関連して生じた塩基性岩体によるものであろう。

(2) 洞爺カルデラ及び有珠山

洞爺カルデラは更新世後期の今から約1万数千年前に、軽石流の大量噴出に伴う陥没により生じたクレーター・レーク型カルデラで、洞爺湖周辺にみられる多くの台地状の地形は陥没以前に噴出した軽石流堆積物により形成されたものである(勝井, 1979)。現在、カルデラのほぼ中央にある中島は陥没後にできた複数の熔岩円頂丘からなる一種の後カルデラ火山である。

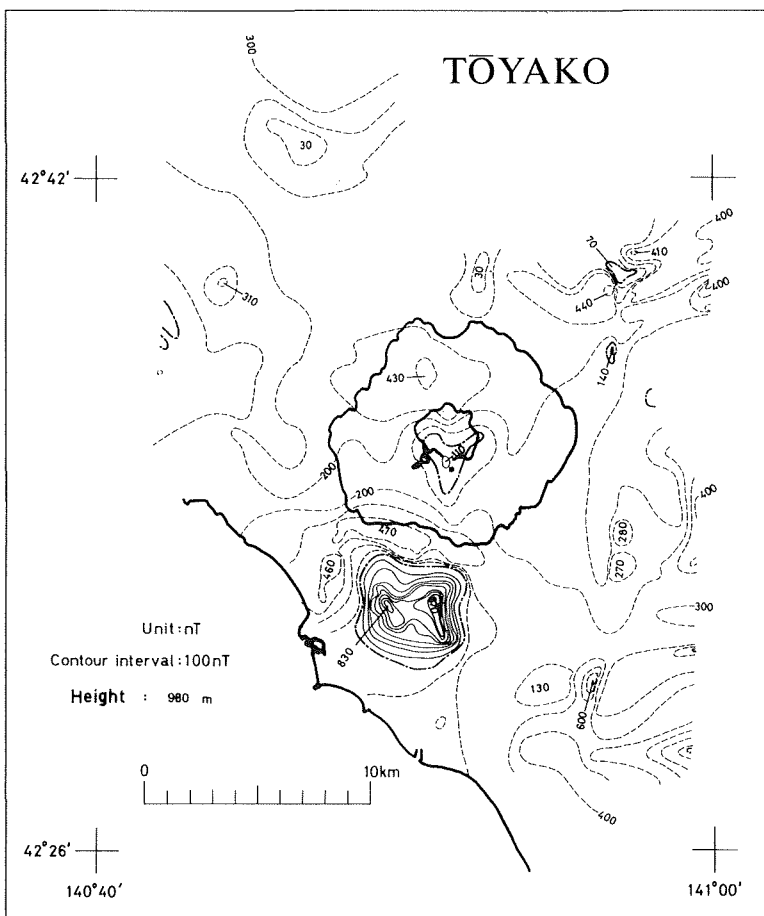


Figure 2a Geomagnetic anomaly map of total force over TŌYA caldera and Mt. USU at altitude 980m. Reference field is IGRF 1965 corrected by secular change around Japan. Contour interval is 100 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

第2図aは測量高度980mの地磁気異常図で、それによれば、カルデラ中心部の南と北にそれぞれ-430nTと+110nTの極値がみられる。地磁気異常が全体として負に片寄っているのは、この付近の地域的地磁気異常により-100~-150nTのバイアスをもつこと、及び、この付近のより大きい地質構造の影響を受けているためであろう。この振巾540nT、極値間隔約4kmの異常の原因は、中島火山が帯磁強度の小さい安山岩系統の岩石から構成されていることから、中島火山の異常と考えるより、その基底に深に存在する塩基性岩体によるものと

推定される(松崎・歌代, 1966 a)。この部分の異常が陥没後に生じた塩基性マグマの噴出によるものか、あるいは陥没部分に堆積した火砕堆積物によるものかについては意見のわかれるところである。この問題はカルデラ形成機構の本質にかかわっており、その解明が急がれているが最近では後者の考えが強く支持されつつある(横山, 1969; 西田, 1982)。

洞爺湖の南にある有珠山は洞爺カルデラの形成後カルデラ南縁に完新世初期の噴火活動によってできた火山で、その活動期は新田二期に区分される(Oba, 1966)。前期は含かんらん石玄武岩〜ビジョン輝石安山岩で代表される塩基性岩石の噴出活動で、この活動により有珠山外輪山が形成された。この活動後今から2,000年〜2,500年前にカルデラ形成を伴う大規模な水蒸気爆発が発生し、その際の泥流が善光寺泥流丘として有珠山南側に広く分布している。有珠山の標高450m付近には直径約1.5kmの平坦面がみられるが、この地形は爆発で生じたカルデラ部分とその後の火山噴出物により埋設されたものと推察される。水蒸気爆発後は有珠山の休止期で、その間に地下のマグマは珪長質なものへと変化していった。第2期の活動は今から約350年程前に始まった流紋岩質マグマの活動で、現在までに小有珠・大有珠・昭和新山等に代表される熔岩円頂丘を形成した。また、1977年から79年にかけての噴火では山頂部中央付近に新しい熔岩円頂丘・有珠新山が形成された。

有珠山の地磁気異常は+870〜-470nT、波長約3kmでダイポール型の異常を示す。正異常の最大値付近の

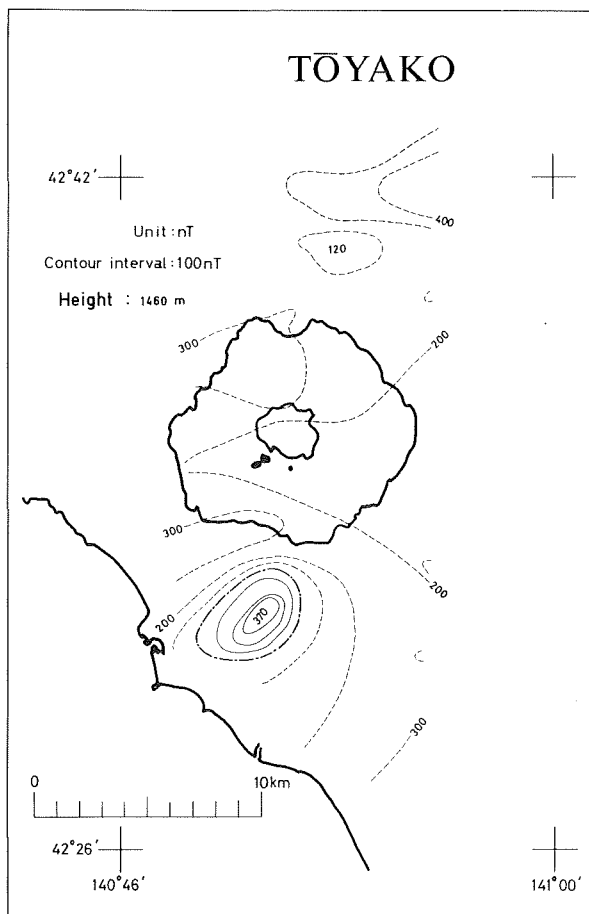


Figure 2b Geomagnetic anomaly map of total-force over TŌYA caldera and Mt. USU at altitude 1460m.

等値線が中央部でくびれているのは有珠山本体（外輪山）のカルデラ構造を反映しているものと考えられる。又 -470nT で示される負の異常域はカルデラ南縁に沿って東西に帯状に広がっている。

第2図bには、測量高度 $1,460\text{m}$ での洞爺カルデラ有珠山周辺の地磁気異常図を示した。ここでは、地表付近の磁性岩体の分布による局地的な異常はほとんど消失し、火山体内部の比較的深部の磁気構造を反映しているとみられる。

(3) 伊豆大島

伊豆大島は、現在の大島火山と、それ以前の鮮新世初期に活動をした三つの古火山、筆島火山・岡田火山・行者の窟火山からなる。古火山の熔岩は伊豆大島東海岸の海食崖に広く露頭している(中村, 1979)。大島火山の活動は、上記古火山が侵食開析された後の今から数万年前に始まったが、その途中には数千年に及ぶ活動休止期があったことも縄文時代とみられる人類遺跡などからわかっている(久野, 1957)。

現在の三原山は、今から約 $1,300$ 年前の陥没によるカルデラ形成後にできた中央火口丘である。中村(1978)は、大島火山の層序をカルデラ形成前と後の二つに大きく区分し、前者を古期大島層群、後者を新期大島層群

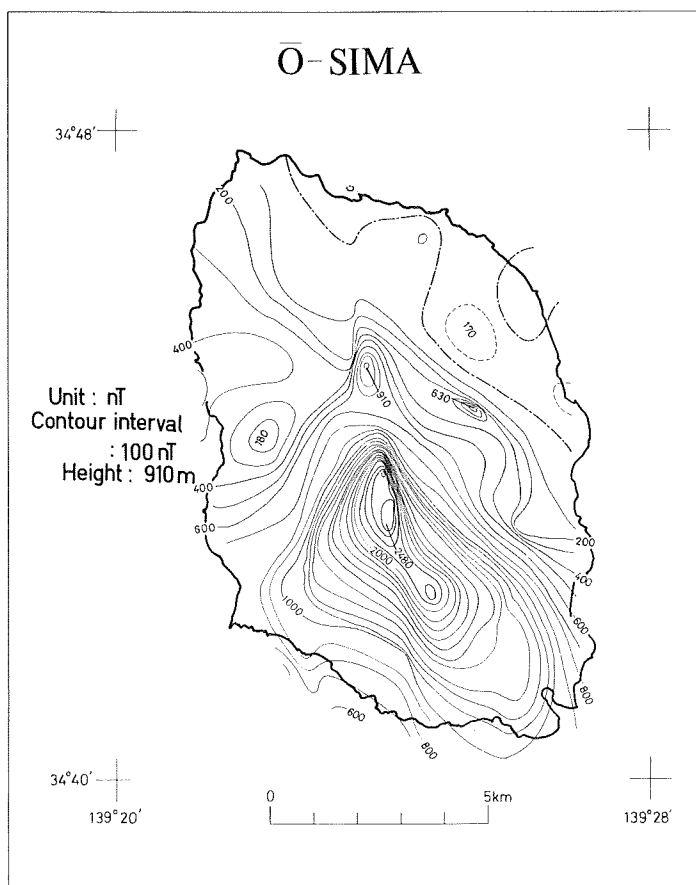


Figure 3 Geomagnetic anomaly map of total-force over Ō-SIMA island at altitude 910m. Reference field is IGRF 1965 corrected by secular change around Japan. Contour interval is 100 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

と呼んでいる。これら両層群を構成する岩石は主にソレイアイト質のかんらん石玄武岩で、古火山のそれと類似している。有史以後の大島火山の噴火は中心噴火とともに側火口からの熔岩流出を伴うものが多い。現在、約40の側火口が確認されており、それらは概ね山頂部から北北西と南南東に多く分布している。中村(1978)はこの特徴的な分布は、大島に作用する水平最大圧縮力の方向を示すものと指摘している。測量当時にも、

測量当時にも、三原山火口周辺は小噴火を行っており、その影響が地磁気異常にどのように表われているかは興味あるところである。伊豆大島の地磁気異常(第3図参照)は、カルデラ中心部から南東方向に約2,500 nTに及ぶ正の異常域が広がっており異常分布の方向性は側火口の分布と一致する。カルデラ縁の北側には910 nTの顕著な正の異常が存在するが、それは同島の地質図(中村, 1978)を参照すると、カルデラ形成前の湯場熔岩の流出をもたらした火道部分の位置にあたる。三原山火口付近の地下は高温になっていると予想されたが、地磁気異常図にはそれを示唆するような異常はみられず、火山体の内部温度構造を考察するうえで興味深い。

伊豆大島の地磁気異常の振巾は非常に大きく、同島を構成する玄武岩の特性を示すことは良く知られている。なお、伊豆大島の玄武岩の鉄の含有量は、久野(1958)によれば15wt.%にも達する。

(4) 三宅島

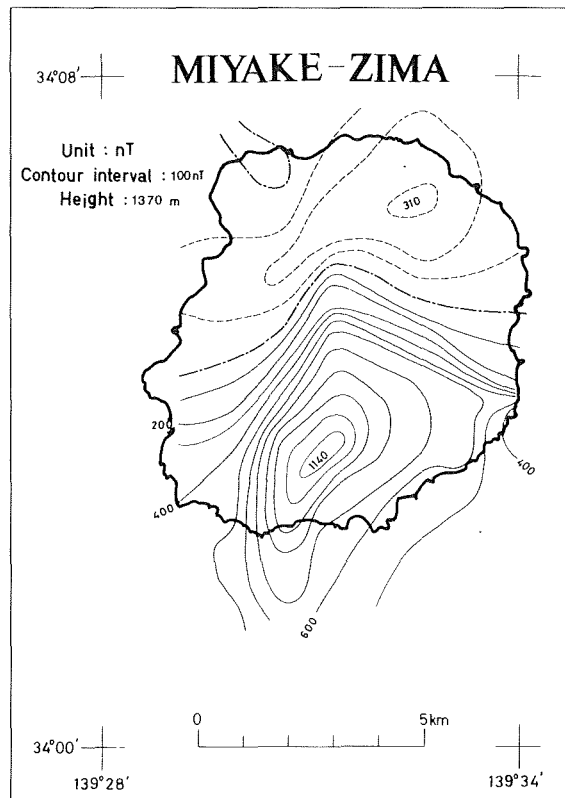


Figure 4 Geomagnetic anomaly map of total-force over MIYAKE-ZIMA island at altitude 1370m. Reference field is IGRF 1965 corrected by secular change around Japan. Contour interval is 100 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

三宅島は直径約 8 km のほぼ円形の成層火山で山体の基底は海面下 300 m までのび、基底面は南北方向に主軸をもつ長円形である。有史以降噴火活動をくり返しているが、そのほとんどが山腹噴火で側火口が全島に分布している。三宅島の活動は今から数万年前の更新世初期に始まったと考えられており、その基盤岩は伊豆大島と同じく湯ヶ島層群と考えられている(一色, 1960)。山頂部には直径約 1.5 km のカルデラ状の地形があり、そのやや南側に中央火口丘の雄山(標高 814 m)がある。又山体を構成しているのは主にソレイアイト質のかんらん石玄武岩である。三宅島は多くの点で伊豆大島との類似点が認められるが、カルデラの構造等については大島ほど十分な調査が行われておらず不明な点も多い。

三宅島の地磁気異常分布(第 4 図参照)は、島の北側に負、南側に正のダイポール型の異常を示し、一見したところ伊豆大島でみられたような旧火道に対比できる局所的な異常は見られない。ダイポール型異常の振巾は約 1,500 nT、波長 6 km である。正の異常域が島の南側で南に伸び、さらに島の中心部でも北に凸の南北の方向性を示していることから三宅島及びその基盤の構造にも南北の方向性がある事を示している。三宅島の地磁気異常の振巾は、測量高度の差を考え合わせると伊豆大島に匹敵する大きいものといえよう。

(5) 新島・神津島

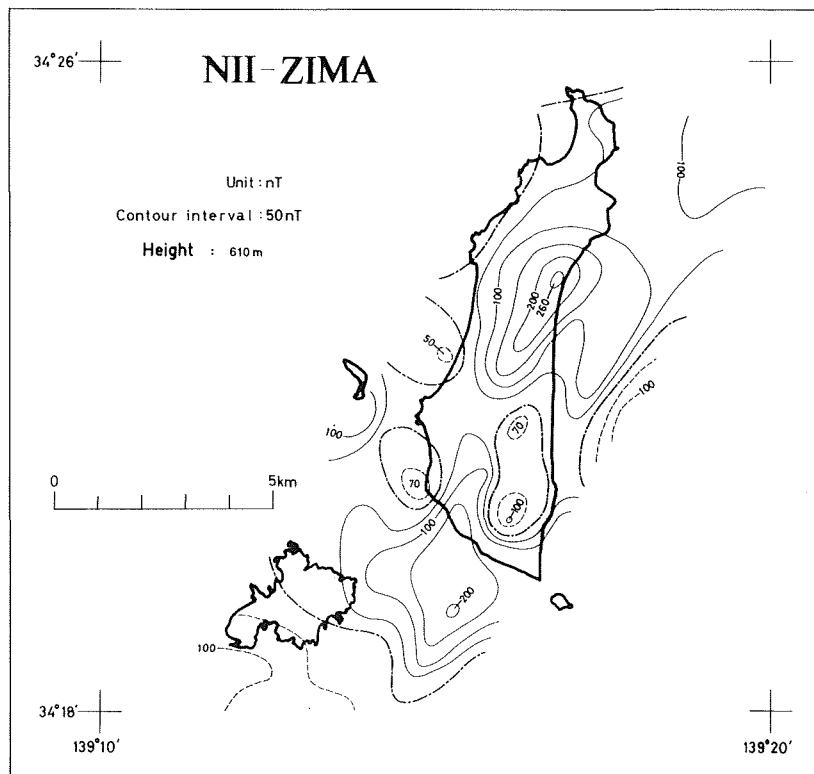


Figure 5 Geomagnetic anomaly map of total-force over NII-ZIMA island at altitude 610m. Reference field is IGRF 1965 corrected by secular change around Japan. Contour interval is 50 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

水路部刊行の海図第6313号(海底地形図100万分の1,中部日本)をみると,新島・神津島の延長は銭州海嶺へとつながっており,両島が同一の海嶺軸部に位置することがわかる。両島を形成した活動がいつ頃から始まったかについては明確でないが,その基盤は熔岩中の補獲岩などから大島・三宅島と同じ湯が島層群と考えられている。それぞれの地形を特徴づけているのは,多数の流紋岩からなる熔岩円頂丘や火砕屑丘であり,新島では南部の向山(標高283m)で886年に,神津島でも天上山(標高574m)でほぼ同時期の噴火活動が古文書に記録されている。新島では,流紋岩の他に同島北部に高アルミナ玄武岩からなる若郷砂礫層が分布するが,この起源は大島・三宅島・八丈島へとつづく火山フロントの活動に起因するものであろう。

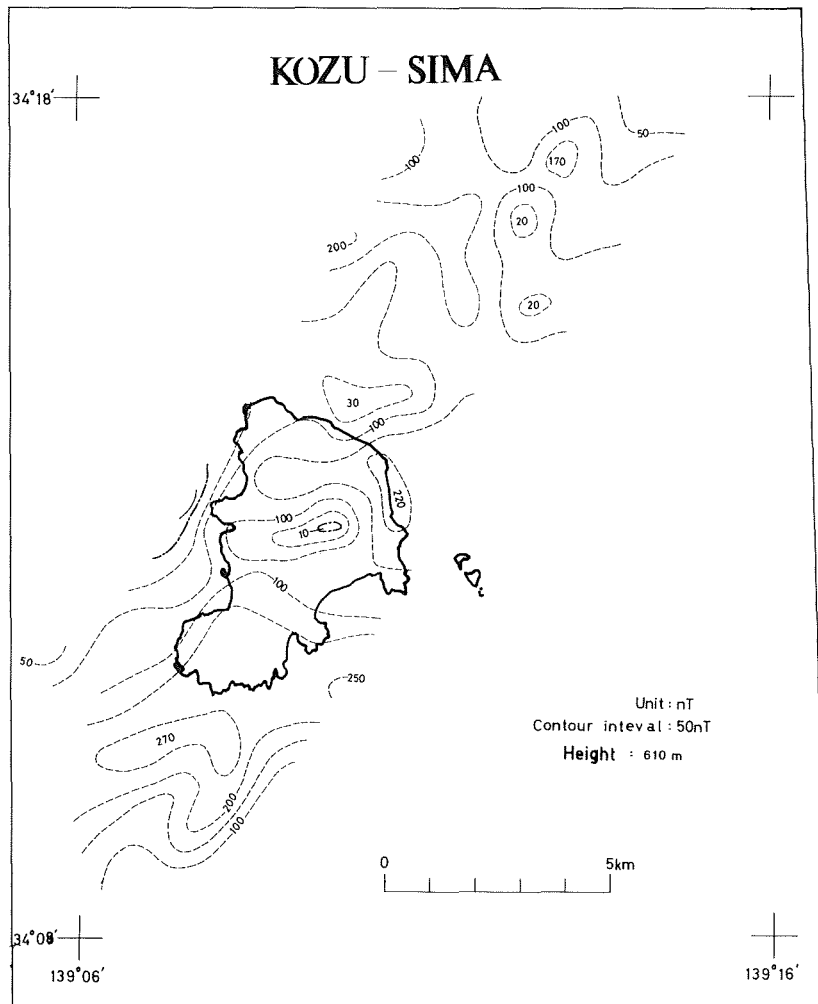


Figure 6 Geomagnetic anomaly map of total-force over KŌZU-SIMA island at altitude 610m. Reference field is IGRF 1965 corrected by secular change around Japan. Contour interval is 50 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.

新島の地磁気異常分布を第5図に示す。顕著な異常は島の南側にみられる向山(標高283m)によると思われる異常(+200nT~-100nT, 波長2.5km)と、北側の宮塚山(標高432m)・阿土山(標高207m)に起因すると考えられる異常(+260nT)の2ヶ所である。両者とも山体は流紋岩質であるため振巾は小さい。

神津島の地磁気異常分布を第6図に示す。全体的に負の異常域が広くおおっているが、これはこの付近の海域の地磁気異常図(大島他, 1981)を参照すると神津島全体が同島をとりかこむ広い負の異常域に入るためと考えられる。このような負の傾向を補正して考えると、神津島のほぼ中央には天上山(標高574m)に対応する異常がみられる。

新島・神津島の帯磁モデルについては、Kodama and Uyeda (1978)の報告があり、帯磁強度は新島が1.4 A/m, 神津島が0.8 A/mで帯磁方向はほぼ現在の地球磁場の方向と一致する結果が得られている。

(6) 富士山

富士山は、東北日本弧・西南日本弧・伊豆-小笠原弧の会合する南部フォッサマグナに位置し、その基底は直径30km以上にも及ぶ円錐成層火山である。富士山の基盤は新第三紀の火山噴出物からなる御坂層群と、一部海成堆積物を含む足柄層群で、後者は東山麓の標高1,000m付近まで広がっている。富士山を形成した火山活動は更新世初期の小御岳火山と愛鷹火山の活動に始まり、前者は富士山北側山腹の標高2,300m付近に一部露出している。古富士火山は両火山の活動が停止した後、更新世後期から活動を始め、その最末期の約一万年前には関東ローム層の名で知られる大量の火山灰を噴出した。その後完新世に入ってから、富士火山の活動が始まり上記古火山の上にその噴出物を堆積し現在みられる成層火山を形成した(Tsuya, 1968)。

富士山には100余りの側火山があり、それらは山頂を通る北西-南東の一带に分布し、又北東方向に沿っても分布するがその数は少い。1707年の宝永噴火も南東山腹からの噴火である。宝永噴火後は顕著な活動はみられないが、山頂火口縁では現在も噴気等の地熱現象がつづいている。

富士山を構成する岩石はかんらん石玄武岩~しそ輝石玄武岩が多く比較的均一な組成をもつ。Kuno(1960)は、富士山の玄武岩がアルミナに富むことから、伊豆半島や伊豆諸島のソレイアイト玄武岩と区別し、高アルミナ玄武岩に分類している。

第7図aに全磁力異常分布、第7図b~dに地磁気三成分異常分布を示す。第7図aの富士山の地磁気異常をみると、山頂の南側に+870nT, 北側に-110nTのダイポール型の異常分布を示し、正及び負のピーク的位置間隔は約14kmである。小御岳や古富士に対応する地磁気異常は、この図だけでは顕著でない。愛鷹山付近では正の等値線が若干くびれ、同山に伴う正異常の影響がみられる。富士山の東20km付近には350nTの正の異常域が見られるが、地質図(地質調査所, 1982)を参照するとこの付近には新第三紀貫入岩体が分布しており、これに伴う異常と判断される。愛鷹山東方には、+300nTの異常が存在するが、この付近は箱根山の西側山腹にあたりこの異常を反映したものと考えられる。

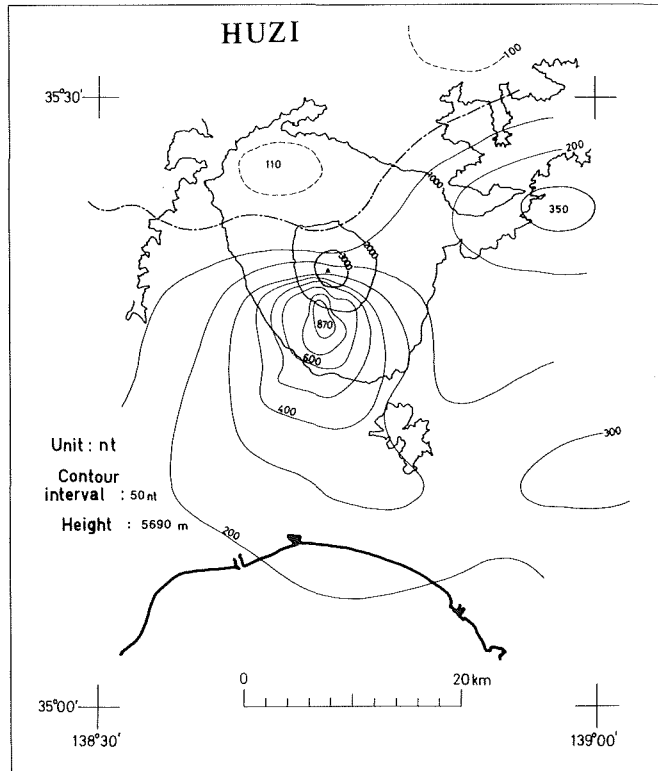
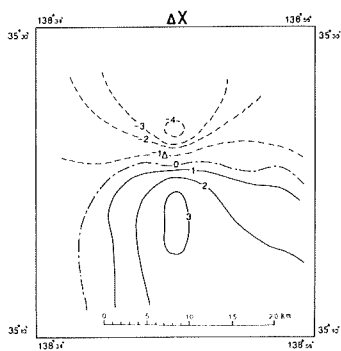
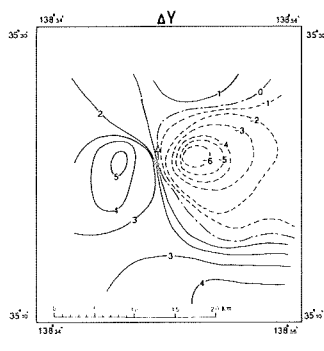


Figure 7a' Geomagnetic anomaly map of total-force over Mt. HUZU at altitude 5690m.

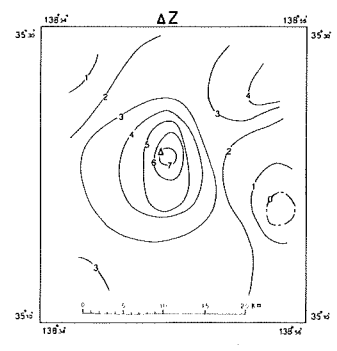
Reference field is MGST 6/80. Contour interval is 100 nT. Solid line means positive value and dotted line negative one.



7b: X-component
(northward positive).



7c: Y-component
(eastward positive).



7d: Z-component
(downward positive).

Figure 7(b, c, d) Geomagnetic anomaly maps of vector components over Mt. HUZU at altitude 5920m. Solid line means positive value and dotted line negative one. Unit in 100 nT.

第7図b～dに示す富士山のX, Y, Z成分の異常は均一帯磁の円錐モデルの示す異常分布 (Rikitake and Hagiwara, 1965) とよく似ている。

3. 地磁気異常のモデル解析

前章で述べた火山のうち、桜島・有珠山・伊豆大島・三宅島・富士山について Talwani (1965) の方法を応用し地磁気異常のモデル解析を行った。以下にその方法論の概要と、各火山の解析結果を述べる。

(1) 解析方法の概要

Talwani の方法とは、海山や火山等の3次元の形状を多角柱の積み重ねで近似し、そのモデル地形と帯磁ベクトルから地磁気異常を求めるものである。この方法を用いて逆に地磁気異常から帯磁ベクトルを求めることもでき、応用例としては Francheteau et al. (1970), Harrison (1971), 植田 (1982) 等多くの論文が発表されている。本論文では地磁気異常分布から山体の帯磁を求めた。また、モデル近似の良否を表わす指数として次式で定義されるG値 ("Goodness of fitting ratio") を用いることとした。

$$G = \frac{\sum_i |I_i|}{\sum_i |E_i|} \quad \text{ここで}$$

I_i : 測点 i に於ける地磁気異常値 δF_i から解析過程で求めた1次トレンドを除去した値

E_i : 上記 I_i の値からモデル地形により計算される地磁気異常値 (計算異常値) を差し引いた値

このG値を用いると、例えば $G = 2$ の場合、地磁気異常分布の約半分が近似できたことになる。

本論文でとりあげる火山は、一部を除いて今から約70万年前から現在までつづくブリューン正磁極期に形成されたもので、その帯磁方向はほぼ現在の標準磁場の向きに近いと推定される。そこで、解析にあたっては帯磁強度と方向を未知数として取り扱う方法と帯磁方向を現在の標準磁場方向に固定し、帯磁強度だけを未知数にする方法の2種類の解析法を試みた。後者の方法は Emilia and Massey (1974), Kodama and Uyeda (1978) でも用いられている。

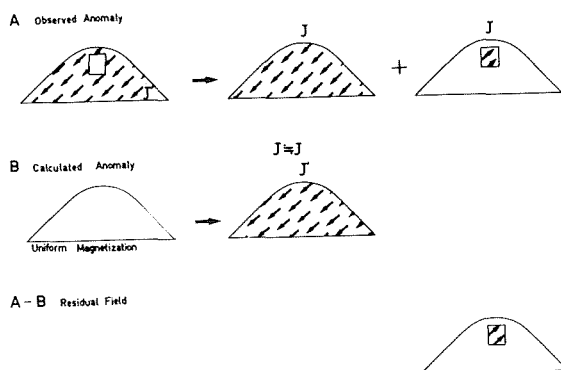


Figure 8 Conception diagram for magnetic anomaly analysis

A : Observed anomaly field by volcano which has a non-uniform magnetization, could be expressed by the summation of two bodies as shown in right hand.

B : Calculated anomaly field by uniform magnetization model.

C : Residual field of A-B could be assumed to be the field originated from the body magnetized in reverse direction.

均一帯磁で近似できない場合については、例えば第8図Aのように火山体の内部に帯磁していない部分があるとすると、これは火山全体が均一に帯磁しているモデルと帯磁していない部分が逆帯磁しているモデルの二つの和と考えられる。一方、このような山体を均一帯磁していると考えて解析すると、そのとき得られる残差分布図（観測異常値から計算異常値を引いたもの、第8図の(A)-(B)に相当する）には、近似的に逆帯磁の部分だけが表現されることとなる（第8図Aの右端）。これとは逆に、火山体内部に帯磁の強い部分がある場合も、このような考え方で残差分布図からその広がりや強さを推定できる。

本論では、均一帯磁モデルでは十分説明できない山体について、以上の方法で推定される非均一帯磁部分の帯磁強度等を具体的に推定するため、火山体を複数のモデルに分割し、複合モデルによる解析も一部行った。

(2) 桜島の磁気構造

解析に用いた桜島の地形モデル及び測線分布を第9図aに示す。又、解析結果を第2表にまとめた。

Table 2 Results of calculation on SAKURA ZIMA

Model	Model description			Magnetization vector					
	Base & Top (m)		Flight level (m)	Decli (°)	Incli (°)	SDa (°)	Intensity A/m	SDa A/m	G-ratio
1	-100	1000	1820	present direction		3.3	3.9	0.2	1.92
2	-100	1000	do.	-37.6	64.7	1.5	4.6	0.2	3.76
3	-100	1000	do.	present direction		1.6	4.3	0.1	3.85
	reverse cone					2.6	11.8	0.5	

Notes: @ Standard deviation of magnetization vector (Franchteau et al., 1970)

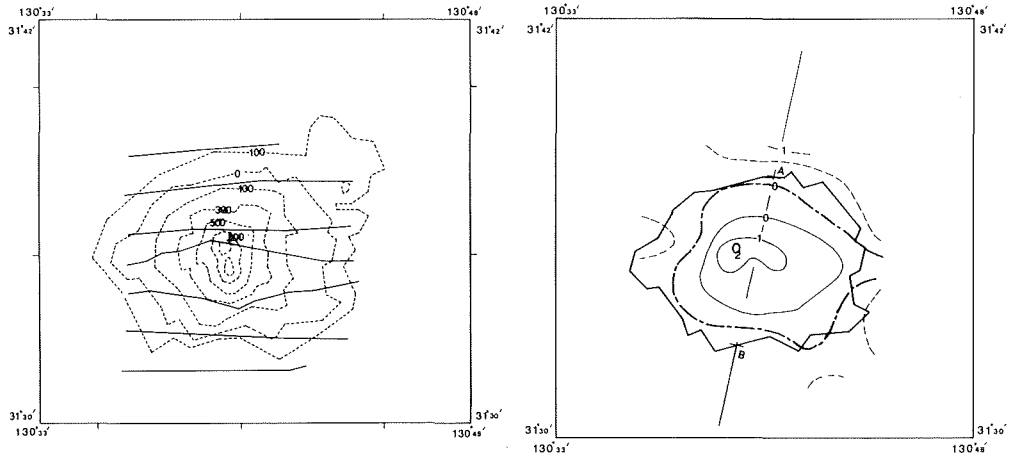
1 A/m = 10^{-3} emu/cc 1 nT = 10^{-5} Gauss

: Present direction; decli = -5.6° , incli = 47.2°

第2表のモデル1、モデル2は桜島全体が均一帯磁していると考えた結果で、モデル1は帯磁方向を現在の磁場方向（偏角 = 5.4° w, 伏角 = 44.5° ）に固定した場合、モデル2は帯磁方向も未知数にした場合である。

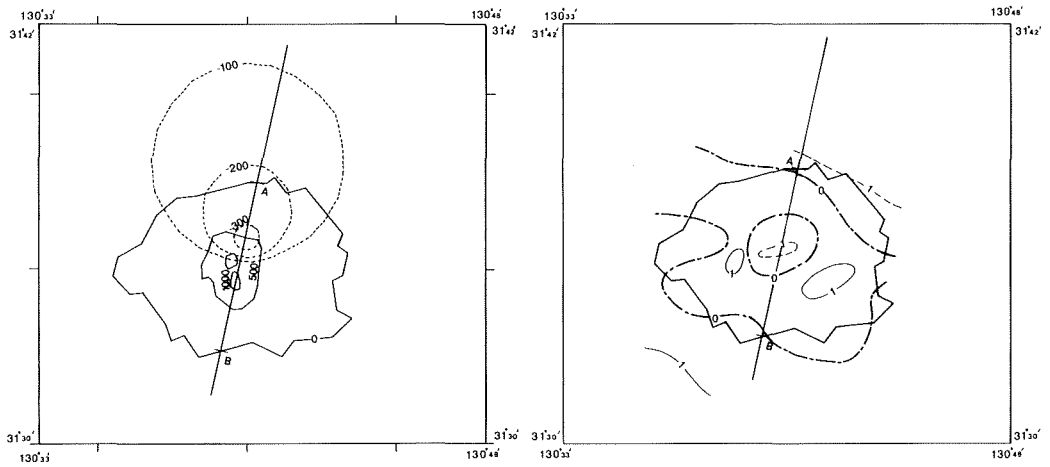
モデル2の結果によると桜島の帯磁方向は現在の磁場方向と比べ大きく西偏している。このような傾向は、Vacquier and Uyeda (1967)の結果にもみられる。一方、桜島熔岩の残留磁化の方向・強度はTanaka (1978)によると、大正熔岩のそれを除き概ね現在の地球磁場方向に一致し、その強度は2~5 A/mである。このことから、モデル2の結果で桜島の帯磁方向が西偏するのは山体が不均一に帯磁しているためと考えられる。そこで、この原因について検討するためのモデル1の残差分布図を作成した（第9図b）。これをみると桜島の地磁気異常は、火山本体の異常とともに、ほぼ山体域をおおう長波長の正の異常があり、残差分布図には後者の異常が表現されていると解釈できる。この正の異常を説明するための第9図cに点線で示すモデルを付加した。このモデルは標高0 m以下に、なだらかな逆円錐岩体を置いたもので、いくつかの試行結果のうち最も測量結果をよく近似できるものを選んだものである。このモデルを用いた解析結果を第2表モデル3に、又このときの残差分布図を第9図dに示す。

この結果、桜島の基底下に逆円錐岩体を付加することで現在の地球磁場方向に帯磁したモデルで異常分布を説明でき、G値も倍程度になること（モデル1とモデル3の比較）、モデル3の残差分布図には今までみられた長波長の残差は消失し、それに代って桜島山頂部付近に負の残差域が現われる等の事実がわかった。特に後者は深部の磁気構造の影響による正異常のためかくされていたもので、桜島山体の磁気異常がより鮮明になったものである。この負の残差の原因は、山頂部付近が高温のため磁性を失っているためと考えられる。



9a : Dotted lines are contour lines of topographic model, unit in meter above sea level. Track lines used in calculation are indicated by solid lines.

9b : Residual field calculated on topographic model (model 1 in table 2). Contour interval is 100 nT. Solid lines mean positive value and broken lines negative.



9c : Revised model , unit in meter above sea level. Dotted line indicate the reverse cone below the floor of SAKURA-ZIMA.

9d : Residual field calculated on revised model(model 3 in table 2), Contour interval is 100 nT.

Figure 9 Geomagnetic model analysis on SAKURA-ZIMA

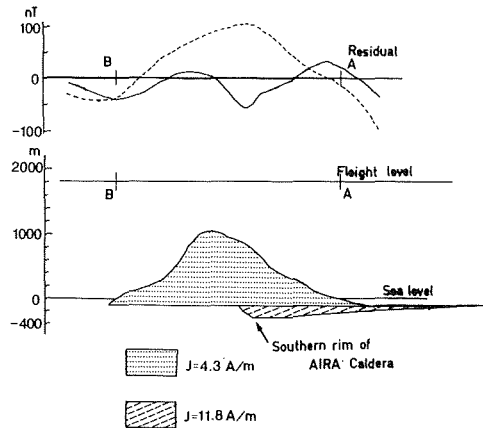


Figure 10 Geomagnetic structure of SAKURA-ZIMA. Cross-section A-B is correspond to those in figure 9. Dotted line is residual on topographic model(model 1 in table 2) and solid line revised model (model 3 in table 2).

第10図は、今回の解析から推定した桜島と、その基底以深の磁気構造の断面である。この図からは現在の桜島の下に一種の凹地状の構造があり、桜島全体の形成に先立って、その部分をおおう塩基性マグマの小規模な噴出活動が推定される。この分布域は始良カルデラ形成の一契機とも考えられている大隅下軽石の噴出域とも一致しておりこの活動との関連も注目される。

(2) 有珠山の磁気構造

有珠山の高度980mと1460mの測量データに関するモデル解析結果を第3表にまとめた。ここで、モデル1

Table 3 Results of calculation on USU

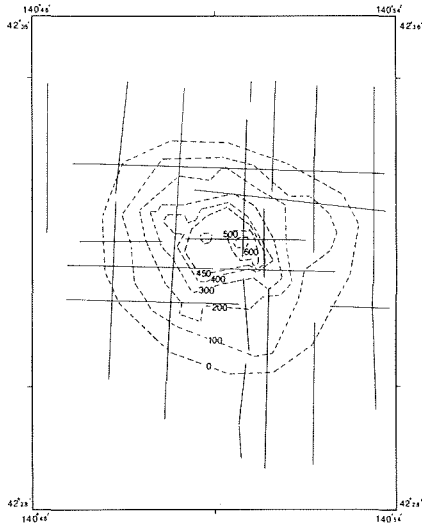
Model	Model description		Magnetization vector					
	Base & Top (m)	Flight level (m)	Decli (°)	Incli (°)	SDa [@] (°)	Intensity A/m	SDm [@] A/m	G-ratio
1	0 700	980	-1.9	60.9	2.2	8.6	0.3	2.50
2	do.	do.	present direction		1.6	8.8	0.2	2.46
3	Caldera 200 700 Main cone 0 450	do.	present direction		12.7 1.6	3.1 10.5	0.7 0.3	2.83
4	100 700	1460	present direction		2.5	8.7	0.4	2.70
5	0 700	do.	present direction		2.2	7.2	0.3	3.60
6	0 700	do.	-11.9	52.4	3.9	7.4	0.5	3.62
7	Caldera 200 700 Main cone 0 700	do.	present direction		20.4 2.9	3.2 8.3	1.1 0.4	3.77

Notes: @ Refer to Table 2 for explanation.

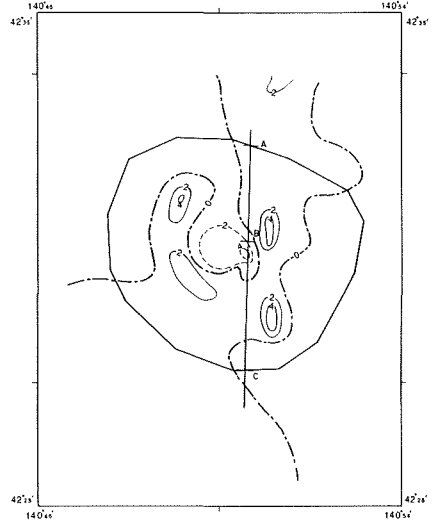
: Przsnt direction; decli = -8.5°, incli = 48.0°

～3は高度980mの、モデル4～モデル7は高度1460mに関する解析結果である。高度980mの測量データには山体上部の構造が、高度1460mの測量データには山体下部の構造がより強く反映されていると考えられる。

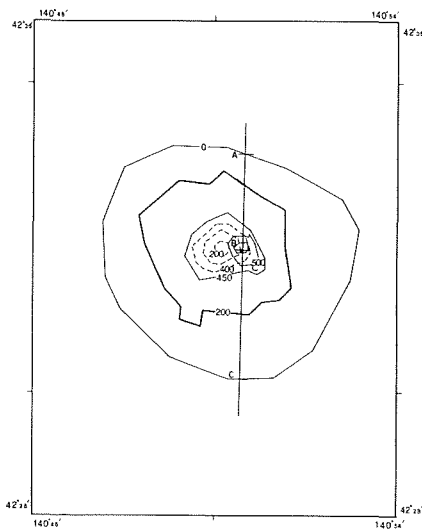
国土地理院発行の地形図（5万分の1，蛇田）では、有珠山の山体基底部は標高100m付近であるが、洞爺湖



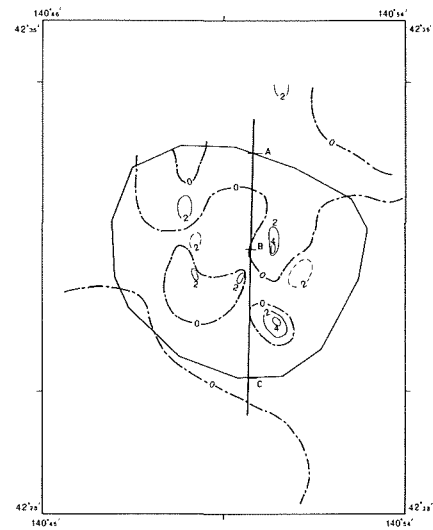
11a: Dotted lines are contour lines of topographic model, unit in meters above sea level. Track lines used in calculation are indicated by solid lines.



11b: Residual field calculated on topographic model(model 2 in table 3). Contour interval is 100 nT. Solid lines mean positive value and broken lines negative.



11c: Revised model, unit in meter above sea level. Dotted lines indicate the subsidence structure of caldera of explosion type.



11d: Residual field calculated on revised model(model 3 in table 3). Contour interval is 200 nT.

Figure 11 Geomagnetic model analysis on Mt. USU

では有珠山北側のすそ野が湖底下へのびていることや、測量高度1460mについての基底深度を変えて行った解析結果（第3表モデル4とモデル5のG値の比較）などから、山体の基底を標高0mとした。その場合のモデル地形及び測量高度980mについての測線分布を第11図Aに示す。

第3表の結果をみると均一帯磁モデルで得た帯磁方向は（モデル1，モデル6），現在の地球磁場方向と良い一致を示しG値も大きい。又，小有珠・大有珠等が低磁性の石英安山岩で構成されているにもかかわらず，それらの帯磁強度が7～8 A/mの大きい値を示すのは，小有珠・大有珠をのせる山体基部が塩基性岩体から構成されていることによると考えられる。

前章でも述べたように，有珠山は外輪山の活動後水蒸気爆発を起し，山体に大規模な崩壊があったと推定されている。このような現象と磁気構造の関連性を考察するためモデル2（測量高度980m）の残差分布図を作成した（第11図b）。この図から有珠山の中心部付近に200～300nTに及ぶ負の残差域が存在すること，及び，有珠山の外輪山斜面の所々に，400～500nTに達する局所的な正の残差域が存在することがわかった。前者はその広がり部分がカルデラ状の地形部分と一致することから爆発によって生じたカルデラ構造を反映し，後者はその局所的な性格から外輪山に貫入した塩基性岩体によるものと考えられる。なお，最近の有珠山の地上での地磁気測量結果からNishida et al.（1981）は，有珠山の外輪山熔岩の分布が現在の外輪山の地形とは不一致の分布を示すことを報告している。

第11図cに示すように，有珠山を外輪山で表わされる山体基部と，大有珠・小有珠を含むカルデラ埋積部の2つに区分した。この区分は前章で述べた有珠山の前期と後期の活動にそれぞれ対比できるものである。このような複合モデルによる解析結果が第3表モデル3及び7で，モデル3の場合の残差分布図を第11図dに示した。この図からわかるように残差は小さくなり，複合モデルはよく測量データを近似している。この結果から，カルデラ埋積部の帯磁強度は3～4 A/m，外輪山のそれは8～10 A/mと推定され，有珠山を構成する岩体が安山岩質と玄武岩質の2つに区分できる事実とも調和する。このようなことから有珠山の中心部には深さ約200mに及ぶカルデラ状の陥没地形が存在し，その部分をカルデラ形成後の酸性の火山噴出物が埋積していったものであろう。第12図には有珠山の磁気構造モデルの断面を示した。なお，Nishida et al.（1981）は，別の方法で有珠山の磁気構造を求めているが，今回の結果はそれと良く一致する。

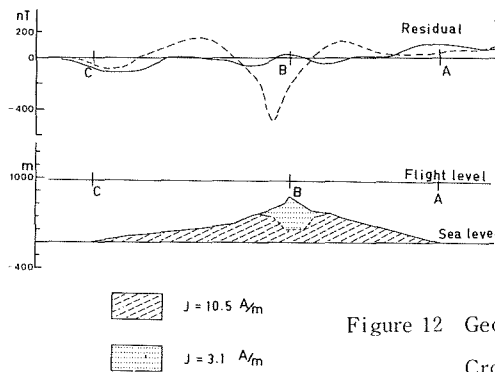
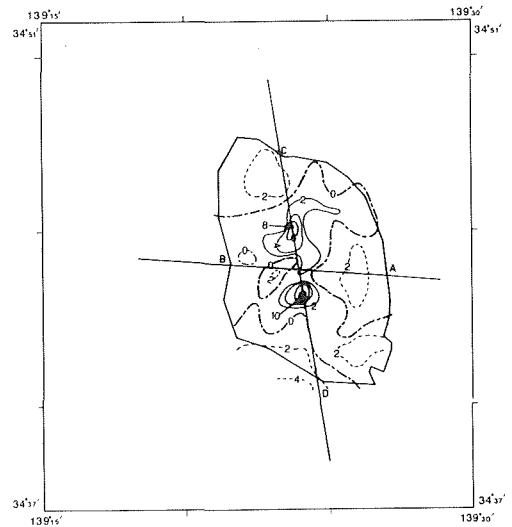
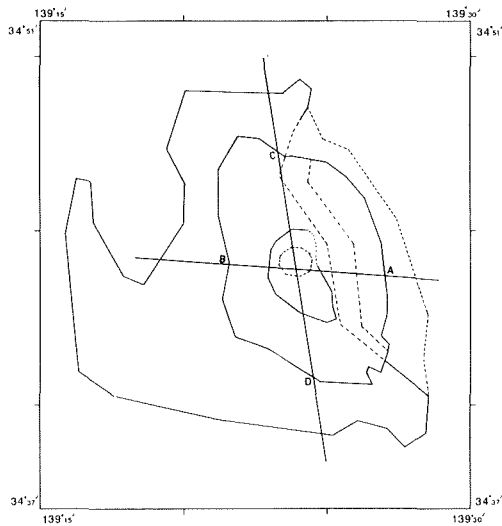
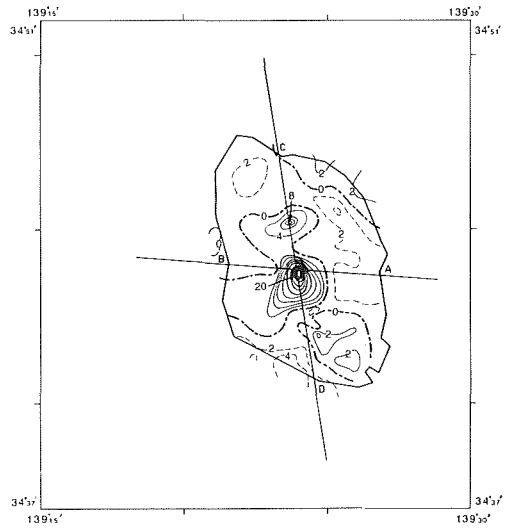
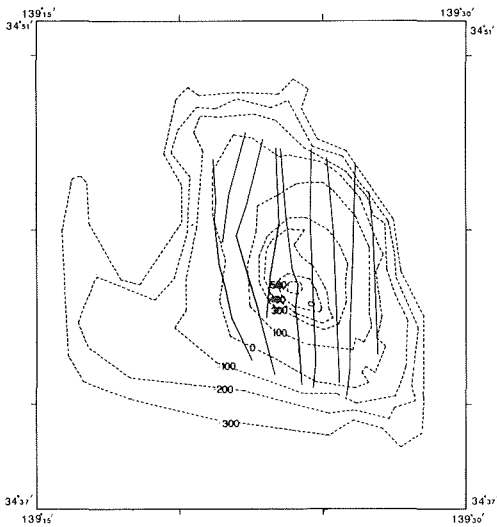


Figure 12 Geomagnetic structure of Mt. USU
Cross-section A-C is illustrated in figure 11. Dotted line is residual on topographic model(model 1 in table 3) and solid line revised model (model 3 in table 3).

有珠山の例は、山頂部が低磁性構造をもつ一つの例とも考えられ山頂部付近に非磁性構造の存在が認められるものについて、その成因を考察する際に参考となる。

(3) 伊豆大島の磁気構造

伊豆大島については地質構造(久野, 1958)に加え重力や地磁気に関する測量も実施されており、その内部構造も他の火山と比べ詳細に検討されている。Kodama and Uyeda (1978)は、同島の高度約1,220mと1,820m(それぞれ4,000フィート, 6,000フィート)のプロトン磁力計による航空機測量成果を解析し、筆島玄武岩で代表される先大島火山の山体部分が、伊豆大島の東海岸から内陸部へかけ広く分布していることを推論している。ここでは、上記報告を参考にし比較的低高度(910m)の航空磁気測量成果から求めた伊豆大島の磁気構造を述べる。



第13図 a に、解析に用いた伊豆大島の地形モデルと測線分布を示す、又解析結果を一括して第4表に示した。均一帯磁モデルで求めた帯磁方向は(モデル1)、60度近く東偏する結果が得られているが、これは Kodama and Uyeda (1978) の結果を参考にすると、伊豆大島の基底を構成する先大島火山の帯磁強度が現在の大島火山のそれと比べ桁程小さく、その効果が表われたものと考えられる。第4表モデル2は伊豆大島が現在の地球磁場の方向に均一帯磁していると考えた場合の結果であるが、G値は2.01でモデル1とあまり大差ない。第13図 b にはこのときの残差分布図を示したが、この図からは次のようなことが認められる。

Table 4 Results of calculation on \bar{O} -SIMA

Model	Model description			Magnetization vector					
	Base & Top (m)		Flight level (m)	Decli (°)	Incli (°)	SDa (°)	Intensity A/m	SDm A/m	G-ratio
1	-300	600	910	61.5	72.3	4.6	8.8	0.7	2.12
2	-300	600	do.	present direction		4.2	9.3	0.7	2.01
O-sima	-300	600		29.6	58.6	3.7	9.2	0.6	3.18
3 Caldera	50	350	do.	-18.7	51.4	3.7	28.1	1.8	
Pre-O-sima	-500	0		-9.3	16.4	10.6	7.3	1.4	
O-sima						2.8	9.6	0.5	
4 Caldera	do.		do.	present direction		2.7	29.9	1.4	2.59
Pre-O-sima						25.3	2.5	1.1	

Notes: Refer to Table 2 for explanation.

: Present direction; decli = -5.6° , incli = 47.2°

① カルデラ付近に振巾2,000nTに達する正の残差が存在する。 ② カルデラの北側にも800nTの残差が分布する。 ③ 東海岸から内陸部にかけて200~400nTの負の残差域が広がっている。 ④ 南側海岸付近にも③と同じような負の残差域が分布する。

このうち②は前章で述べたように湯場付近の旧火道部分による異常と考えられ、又③は先大島火山の広がりやを反映したものであろう。④については③の場合と同様の原因も考えられるが、周辺の地磁気異常図(大島他, 1981)を参照すると海側に広がった異常の一部と考えられる。①については、今回非常に顕著に表われたものでカルデラ床下に強磁性岩体の存在を予想させる。

伊豆大島のカルデラ構造に関してはカルデラ北縁部で行なわれた試錐結果の報告(一色他, 1963)及び、横山(1958)の総括的研究が参考となる。前者の報告ではカルデラ形成時のカルデラ底深度を、さく井地点(標高約500m)の地下110m~140mに存在する凝灰岩層の下底に求めている。又、同報告では岩石の残留磁化方向の深度依存性から、上記カルデラ底に深に強磁性岩体の存在も予想している。一方、横山(1958)は上記①の残差域とほぼ同じ区域に分布する+15mgalに及ぶ重力異常を説明するため、現在の三原山のやや北よりに直径3kmで、カルデラ床の地下300mから3,000mに及ぶ高密度の熔岩円柱の存在を推定している。

以上のことを考え合せると、①の原因は少なくともカルデラ床(標高350m)以深にあり、その水平面での広がりや重力異常から推定される領域とほぼ一致すると思われる。

残差分布図に関する以上のことを総括し、伊豆大島の磁気構造モデルとして第13図 c も考えた。東側に点線で示したのは先大島火山の分布域で、中央部の円形で示したのはカルデラ床下に予想される強磁性岩体である。それぞれの断面は、第14図 a, b に示してある。

カルデラ床下の強磁性岩体の深度をここでは150mから450mにまで広がった円柱状モデルで近似している。

下面深度は重力異常のモデルを考えればさらに深部へのびていると考えられるが、ここでは一応上記の深度に設定し、そのとき得られた帯磁強度の妥当性から逆に下面深度を推定することとした。

上記の複合モデルによる解析結果を第4表モデル4に、又そのときの残差分布図を第13図dに示す。この残差分布図をみると、今まで顕著であったカルデラ床付近の大きな残差域が、振巾・波長とも著しく減少しており、又、東側の負の残差域も、振巾は若干小さくなっていることがわかる。このような解析精度の向上は、G値にも表われており均一帯磁モデルの2.01（モデル2）から2.59（モデル4）へと大きくなっている。

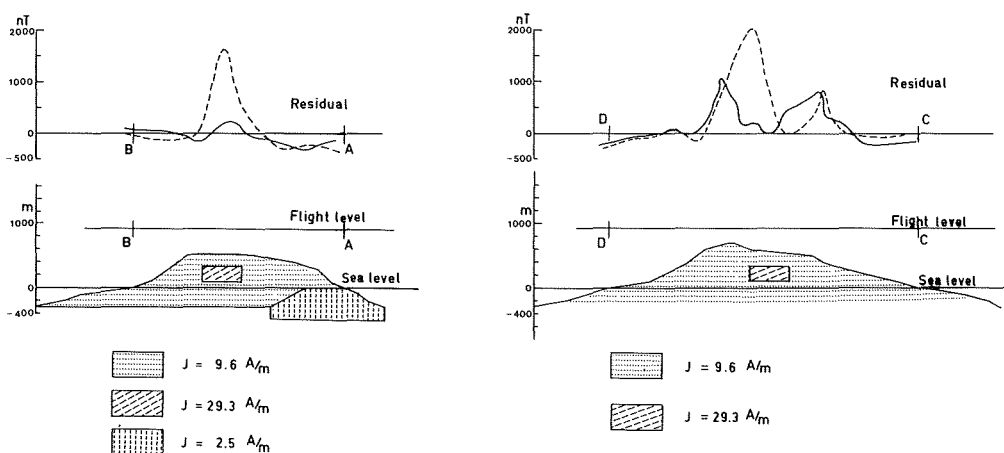


Figure 14(a, b) Geomagnetic structure of Ō-SIMA island

14a: Cross-section A-B and C-D are illustrated in figure 13. Dotted line is residual on topographic model(model 2 in table 4) and solid line on revised model(model 4 in table 4).

解析から得られた各部分の帯磁強度は大島火山が9.6A/m、先大島火山のそれが2.5A/mでどちらもさく井試料から求めた値と良く一致している。ただ、帯磁方向については先大島火山の計算値の誤差圏が25.3と大きな値(SD@ = 25.3°)を示すことから、この部分の帯磁方向は現在の向きと一致しないことも考えられる。試みにこの部分の帯磁方向を求めたが伏角が16度と現在の地球磁場より極端に小さい値が求まっている(第4表モデル3)。

カルデラ床下の磁性岩体に関しては約29.9A/mの値が得られた。その水平面の広がりに関しては、残差分布図や、構造断面図(第14図A, B)に示した残差曲線等から、ここで考えたものよりさらに南側に広がっている可能性もある。この部分の帯磁強度は大島火山のそれと比べ約3倍強の値を示している。この値は、円柱モデルの下面深度を深くすれば減少するであろうが、その場合でも帯磁強度はそれほど小さくならない。

大島火山は他の火山と比べ特に岩石中の鉄の含有量が多く、マグネタイト等の磁性鉱物を多量に含んでいることが知られている。又、この傾向はマグマの分化過程が進行するにつれより顕著になると言われている(久野, 1958)。このことを参考にすれば、カルデラ床下に存在が予想される磁性岩体の成因については、鉄分を多量に含有するマグマの残液がカルデラ床下で固化したか、あるいはカルデラ形成以前にもその部分で分化が

進行していった可能性がある。いづれにしろ、分化過程後期で生じたマグマの残液がなんらかの機構で山体内部に集積・凝固したのであろう。

(4) 三宅島の地磁気異常解析

解析に用いた三宅島のモデル地形は、水路部刊行の海図第6364号(20万分の1海底地形図, 三宅島南西方)

Table 5 Results of calculation on MIYAKE-ZIMA

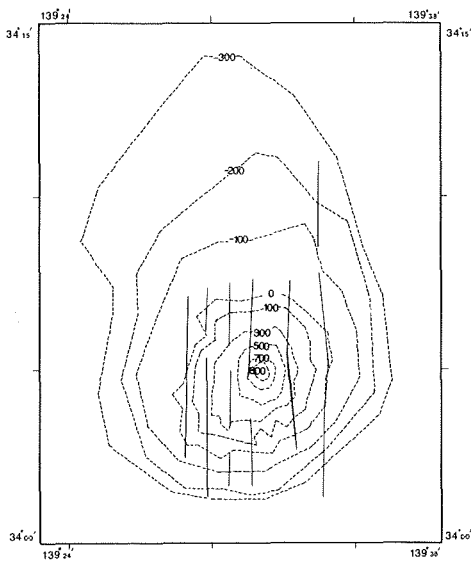
Model	Model description		Flight level (m)	Magnetization vector					
	Base & Top (m)			Decli (°)	Incli (°)	SDa [@] (°)	Intensity A/m	SDm [@] A/m	G-ratio
1	-300	800	1370	present direction		2.2	8.6	0.3	3.65
2	-300	800	do.	-7.2	52.4	2.3	8.5	0.3	3.66

Notes: @ Refer to Table 2 for explanation.

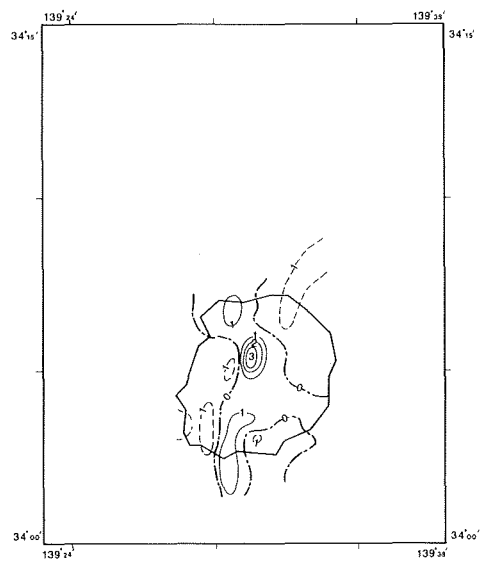
: Present direction; decli = -5.6°, incli = 46.3°

を参考にし、水深300mまでを多角形で近似した(第15図A)。又、このときの解析結果を第5表に示す。

この結果によると、三宅島の帯磁方向は現在の磁場方向と非常によく一致しており(第5表モデル2)、解析精度もG値が3.6と高い値を示す。このような結果は、Kodama and Uyeda (1979)によっても報告されており、三宅島の山体がほぼ均一に帯磁しているためと考えられる。ただこの場合でも、第15図bの残差分布図にみられるように、山頂部のやや北西よりに約300nTの正の残差が存在すること、山頂付近を通る南北の方向に正の、そしてその両側に負の残差の帯状分布が存在すること等が認められる。



15a: Dotted lines are contour lines of topographic model, unit in meter above sea level. Track lines used in calculation are indicated by solid lines.



15b: Residual field calculated on topographic model(model 1 in table 5). Contour interval is 100 nT. Solid lines mean positive value and dotted line negative.

Figure 15(a, b) Geomagnetic analysis on MIYAKE-ZIMA island

三宅島の地質図(地質調査所, 1960)を参考にし, 前者に相当するような構造を求めようとしたが, 地表付近は最近の熔岩流出でおおわれており, そのようなものは見いだせなかった. 伊豆大島の例を参考にすると, この原因は地表付近にまで貫入した火道状の岩脈によるものとも考えられる.

後者の負異常の帯状分布については, その形状から判断して三宅島の基底付近か, 山体以深に原因を求められる. その場合には, 山体深部の温度構造を反映したもの, あるいは南北方向の放射性岩脈によるもの等の考え方ができるが不明な点も多い.

三宅島でもカルデラ状の地形が認められることはすでに前章でも述べた. 今回, 伊豆大島との類似性から三宅島にもカルデラ付近に大規模な地磁気異常の存在を期待したが確認できなかった. 今回の場合, 山頂付近の資料が不十分なこともこの原因と考えられるので今後のより詳細な調査に期待したい.

(5) 富士山の地磁気異常解析結果

富士山は新第三系の隆起基盤の上に形成されたもので, その基底深度については不明な点が多い. そこで基底を標高500m, 100m, 0m, -100mの各々について解析を行った. その結果が第6表モデル1~4である. この結果, G値と基底深度との関係から富士山の基底は標高100mか, それよりもやや高いところに想定するのが妥当と考えられる. 本稿では, 一応基底を標高100mと仮定した.

第16図aには解析に用いたモデル地形と測線分布を示す. なおこの図からもわかるように測量区域には愛鷹山が含まれているのでその分のモデル地形も作成し, 解析の際は両者の複合モデルを用いて行った.

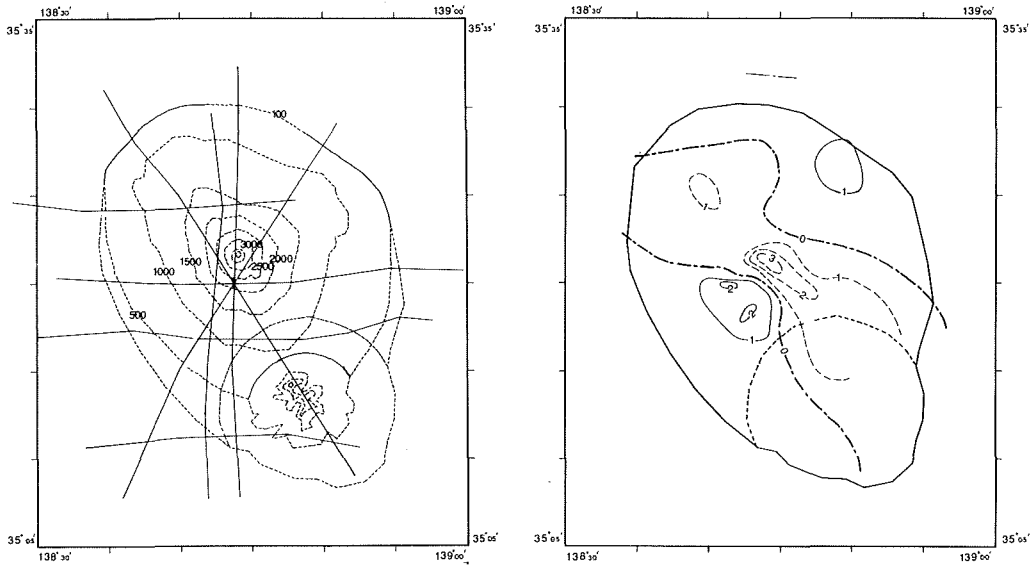
Table 6 Results of calculation on HUZI and ASITAKA

Model	Model description			Magnetization vector						
	Base (m)	Top (m)	Flight level (m)	Decli (°)	Incli (°)	SDa (°)	Intensity A/m	SDm A/m	G-ratio	
1 Huzi	500	3700	5690	18.0	31.7	2.9	8.3	0.4	2.30	
Asitaka	100	1500		51.7	-21.1	23.6	4.9	2.0		
2 Huzi	100	3700	do.	13.7	34.2	3.0	7.3	0.4	2.38	
Asitaka	100	1500		16.9	-16.5	16.6	7.3	2.1		
3 Huzi	0	3700	do.	12.6	34.8	3.0	7.2	0.4	2.33	
Asitaka	100	1500		12.0	-26.9	17.9	6.8	2.2		
4 Huzi	-100	3700	do.	11.6	35.2	3.1	7.0	0.4	2.29	
Asitaka	100	1500		7.4	-28.1	17.1	7.3	2.2		
5 Huzi	100	3700	do.	present direction		2.4	6.5	0.3	1.97	
Asitaka	100	1500				112.9	0.8	1.7		

Notes: Refer to Table 2 for explanation.

: Present direction; decli = -6.1°, incli = 48.0°

モデル2(第6表)から, 得られた富士山の帯磁強度は7.3A/mで玄武岩質の岩体で構成されていることと調和的である. 一方, 帯磁方向に関しては伏角が現在の地球磁場のそれと比べ10度近く浅い結果となった. 愛鷹山については, 帯磁方向・強度とも推定値の誤差圏が大きく(SD_a=16.6度, SD_m=2.1A/m)計算結果の信頼度は低い. 他の場合と同様, 富士山についても帯磁方向を現在の地球磁場方向に固定した場合の残差分布図を作成した(第16図(b)). この図からは富士山山頂を通る北西-南東の中広い範囲に-100nTに及ぶ残差が分布していることがわかる. この分布方向は富士山の側火口の配列方向と一致しており, 山体内部の高温域を表現している可能性もある. 御灰層群や足柄層群の基盤の隆起構造が残差分布にどのように反映しているかは興味ある問題であるが, 今回の結果をみる限り顕著な影響は見い出せなかった. しかし山頂部の南西には, 200



16a : Dotted lines are contour lines of topographic model, unit in meter above sea level. Track lines used in calculation are indicated by solid lines.

16b : Residual field calculated on topographic model (model 5 in table 6). Contour interval is 100 nT. Solid lines mean positive value and dotted line negative.

Figure 16 Geomagnetic analysis on Mt. HUZU

nTに及ぶ正の残差域があり、残差の南北断面から富士山北側に帯磁強度の比較的小さい岩体の存在が推定され、小御岳や古富士の影響を反映したものと思われる。

4. まとめ

(1) 火山体内部の磁気構造と火山の発達史

火山の形成過程をみると、火山の発達段階に対応して、噴出する熔岩の組成や、噴火様式が異なってくる。又、火山の形成は、決して単調な同一のパターンのくり返りで成長していくのではなく、途中にカルデラを形成する大規模な陥没や、山体を崩壊させた水蒸気爆発などの大きな地変を伴うものである。このような火山の形成過程で生じたさまざまな地学現象は、当然火山の磁気構造にも反映していると考えなければならない。

又、火山の磁気構造はそれぞれの火山の位置する“場”の地学的諸条件にも制約される。マグマと熱エネルギーが多量に供給される所では、山体内部は高温のため磁性を失うであろうし、又、火山に横方向からの圧縮力が大きく作用する所では、山体にはその方向にそって放射状岩脈が存在すると予想される。

今回の解析結果から得た火山体内部の磁気構造にも、以上に述べた多様な地学現象の直接・間接の影響を読みとることができる。これまで、火山の磁気構造を均一帯磁モデルで説明した例が多いが、今回の研究はより小規模な地磁気異常分布をも含めて解析し、火山の磁気構造を火山の形成史全体との関連でとらえることが必要であることを強く示唆するものである。

以下に本論で求めた各火山の磁気構造と火山の形成史その他の地学的条件との関連について概略を記す。

(i) 山体の基底以深に存在する基盤状の磁性岩体、山体形成前の火山活動により形成されたと考えられるもの(桜島の例)。

(g) カルデラ状の構造が磁気構造に反映し、磁性の弱い領域がカルデラ内に分布しているもの、カルデラ形成を機に磁性の強い塩基性の熔岩からより磁性の弱い酸性岩へと熔岩の性質が変化したと考えられるもの（有珠山の例）。

(h) 現在の山体内部に古火山の存在を示唆する磁気構造が推定できるもの（伊豆大島の例）。

(i) カルデラ床下に存在が予想される柱状の強磁性岩体で同時に高重力異常を伴う。山体全体に比較し、磁性が強く見て高密度の熔岩が、マグマの分化過程で形成され、それらがカルデラ床下に柱状に集積・凝固したもの（伊豆大島の例）。

(j) 側火山・側火口の配列と良い一致を示して分布する磁性岩体、山体内部の放射状岩脈の存在を反映していると推定される（伊豆大島・富士山の例）。

(k) 山体内部が高温のため磁性を失っていると考えられるもの（桜島の例）。

(l) 山体各部に見られる小規模な柱状磁性岩体、山体の地表付近に貫入した岩脈ないし、旧火道部分と推定されるもの（伊豆大島・三宅島の一部）。

(2) 帯磁強度と構成岩体の化学組成との関係

今回の解析結果から求めた各火山体の平均的帯磁強度とその化学組成との関連を調べた。第17図は SiO_2 の重量比を横軸に、帯磁強度 (A/m) を縦軸にとって表わしたものである。なお、新島・神津島の帯磁強度に関しては Kodama and Uyeda (1978) の結果を引用している。

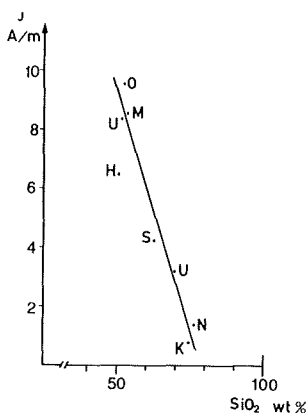


Figure 17 Relation between magnetization intensities and weight percent of SiO_2

S, SAKURA-ZIMA ; U, Mt. USU ; O, \bar{O} -SIMA ; M, MIYAKE-ZIMA ; H, Mt. HUZU ; N, NII-ZIMA ; K, \bar{K} OZU-SIMA.

Magnetization intensities of NII-ZIMA and KOZU-SIMA are referred to Kodama, K. and Uyeda, S. (1979). The SiO_2 weight percent of Mt. USU are reported by Oba, Y. (1966), and the others were listed in "Catalogue of the active volcanoes of the world, part XI (1962).

この図から、両者の間には一応の相関が認められることがわかる。ただし、伊豆大島や富士山のように S_2O_2 比がほぼ同じであっても、帯磁強度にかなりの差が認められる場合もある。富士山に関しては前章で述べたように、その内部に弱帯磁の部分が推定されており、均一帯磁モデルの解析結果にその影響が表われたとも考えられる。

火山の平均的帯磁強度と組成の関係は火山体内部の物理的・化学的状態を推定する際の重要な手がかりであり、他の火山についてもこの種の資料を集積していきたいと考えている。

(3) 磁気構造から推定される火山体の温度構造

今回、解析を行った火山のなかには測量時にも小噴火をくりかえしていた伊豆大島や、又活発な噴気活動を行っていた三宅島等の活火山が含まれており、それに伴う顕著な高温域の存在が予想された。しかし、実際の地磁気異常にはそれらしいものははっきりとは現われておらず、又高温域の存在が推定される桜島でもその広がりとはそれほど大きなものではなかった。以上のことは火山体内部の高温域が火道付近のごく狭い範囲に限られることを示している。例えば、伊豆大島では三原山の北側のカルデラ床下300mの深さまで地熱測定が行われているが、最高温度はせいぜい $80^{\circ}C$ たらずで、場合によっては深くなるにつれて逆に温度が低下するようなことも見いだされている。このように高温域が狭い範囲に限られるということは、定性的には、火山体内部からの熱放出は、主に物質（水蒸気・ガス・温泉水等）の移動による熱輸送によるため、熱輸送が行われている部分が局所的に高温となっていると考えられる。

陸上の火山の内部温度構造を考察するうえでもう一つ重要なことは、それらの多くが天然の地下水貯溜池であるという事実であろう。火山体を構成する熔岩や火山砕屑物は多孔質のものが多く、しばしば地下水の有効な帯水層の役目をする。このような地下水が火道付近の高温域を、ちょうど水冷式のラジエーターのような仕組みで冷却するようになっていけば、火山体内部の温度がそれ程高温にならないことも納得がいく。最近江原他(1977)は西之島新島が噴火後急速に冷却した原因として、供給される熱量の低下とともに、火山体内部に浸透した海水が冷却過程で重要な役割を果たしていることを述べており、陸上の火山の場合地下水が海水と同じような役割を果たしていることも十分考えられる。

本稿のおわりにあたり、富士山の航空磁気測量の実施に際し、多大の協力と御支援をいただいた第三管区海上保安本部羽田航空基地の皆様にお礼申し上げます。又、本稿を読んでいただき有益な助言をいただいた佐藤任弘測量課長に深く感謝いたします。歌代慎吉博士（現、東京理科大教授）には測量当時の状況等につき貴重な情報を提供していただいた。又、東京大学地震研究所 行武 毅教授には、伊豆大島でのさく井試料の磁性測定結果につき親切な御教示をいただいた、改めてここに厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 荒牧重雄 1979: 始良カルデラと桜島火山(付録I), 横山 泉・荒牧重雄・中村一明編, 火山, 岩波講座地球科学第7巻, 岩波書店, 東京, 265-268ページ.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂丈子 1977: 西之島新島の急速な冷却(その2)-観測結果の解釈, 火山(第2集), 22, 122-132ページ.
- Emilia, D., Massey, R.L. 1974: Magnetization estimation for nonuniformly magnetized seamounts, *Geophysics*, 39, 223-231.

- Francheteau, J., Harrison, C.G.A. 1970: Magnetization of Pacific seamounts; a preliminary polar curve for the north eastern pacific, *J. Geophys.*, 75PP, 2035-2061.
- 福山博之 1978: 桜島火山の地質, 地質学雑誌, 84, 309-316ページ.
- Harrison, C.G.A. 1971: A seamount with a nonmagnetic top, *Geophysics*, 36, PP, 349-357.
- 一色直記 1960: 三宅島, 5万分の1地質図付属説明書, 地質調査所, 1-82ページ.
- 一色直記・中村一明・早川正己・平沢清・行武毅・荒井綏・岩崎文嗣, 1963: 試錐結果から見た伊豆大島火山のカルデラの構造, 火山(第2集), 8, 61-108ページ.
- 勝井義雄 1979: 有珠山(付録IV), 横山泉・荒牧重雄・中村一明編, 火山, 岩波地球科学第7巻, 岩波書店, 東京, 278-282ページ.
- Kodama, K., Uyeda, S. 1978: Magnetization of Izu Island with special referece to Oshima volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 6, PP, 353-373.
- 国土地理院 1978: 1:50,000 地形図 虻田.
- 久野久 1957: 伊豆大島における人類遺跡と火山活動史, 火山(第2集), 8, 59-62ページ.
- 久野久 1958: 大島火山の地質と岩石, 火山(第2集), 3, 1-16ページ.
- Kuno, H. 1960: High-alumina basalt, *J. Petro.*, 1, PP121-145.
- 松崎卓一・歌代慎吉 1966 a: 洞爺湖周辺の地磁気異常について, 水路部研究報告, 1, 17-22ページ.
- 松崎卓一・歌代慎吉 1966 b: 鹿児島湾周辺の地磁気異常について, 水路部研究報告, 1, 23-26ページ.
- 三品正明 1971: 秋田駒ヶ岳の地磁気および重力, 火山(第2集), 16, 98-102ページ
- 中村一明 1978: 火山の話, 岩波書店, 東京
- Nishida, Y., Miyajima, E., Maekawa, T. 1981: Abstracts of IAVCEI symposium Arc Volcanism, 1981, Tokyo and Hakone, PP262-263.
- 西田泰典 1982: 洞爺カルデラ湖上における磁気測量, 第71回日本地球電磁気学会講演.
- Oba, Y. 1966: Geology and petrology of the USU volcano, Hokkaido, Japan, *J. Fac. SC. Hokkaido Univ., Ser. 4*, 13, 185-236.
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英 1980: 西南日本周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 15, 33-54ページ
- 大島章一・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・植田義夫 1981: 北陸地方, 中部地方及び関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 16, 25-45ページ.
- 大島章一・兼子俊朗・小野寺健英・中川久穂・登崎隆志・三品正明・小坂丈了 1982: 硫黄島周辺海域の磁気測量結果と海底から採取された岩石の磁性, 水路部研究報告, 17, 289-315ページ.
- Rikitake, T., Hagiwara, Y. 1965: Magnetic anomaly over a magnetized circular cone, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, PP509-527.
- Talwani, M. 1965: Computation with the help of a digital computer of magnetic anomaly caused by bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, 30, PP797-817.
- Tanaka, H. 1980: Paleo intensities of the geomagnetic field determined from recent four lava flower of Sakurajima volcano, West Japan, *J. Geomag. Geoelect.* 32, PP171-179.
- 地質調査所 1960: 1:50,000 三宅島地質図.
- 地質調査所 1982: 1:500,000 活構造図 東京第8号.
- Tsuya, H. 1968: Geology of volcano Mt. Fuji, Explanatory text of the geologic map 1:50,000,

Geological survey of Japan.

- 植田義夫 1976 : 地球磁場の経緯度 3 次多項式による近似方法の研究, 測地学会誌, 22, 94-111ページ.
- 植田義夫 1982 : 第一鹿島海山と香取海山の地磁気異常解析, 水路部研究報告, 17, 13-30ページ.
- Utashiro, S., Takigawa, U., Oshima, S., Kondo, T. 1972 : Aeromagnetic and marine magnetic survey around Japan, *Commemoration publication of the centenary of the Hydrographic Department of Japan*, Tokyo, 75-111.
- Vacquier, V. 1963 : A machine method for computing the magnitude and direction of magnetization of a uniformly magnetized body from its shape and a magnetic survey, *Proc. Benedum Earth magnetism Symposium*, 1962, Univ. Pittsburgh press, PP123-137.
- Vacquier, V., Uyeda, S. 1967 : Paleomagnetism of nine seamounts in the Western Pacific and of three volcanoes in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, PP 815-848.
- 横山 泉 1958 : 大島の地球物理学的研究の総括, 火山 (第 2 集), 3, 39-69ページ.
- 横山 泉 1969 : カルデラの構造に関する考察, 火山 (第 2 集), 14, 77-83ページ.

潮汐の調和定数と予報精度

桑木野文章*・熊谷 武*

TIDAL HARMONIC CONSTITUENTS AND ACCURACY OF PREDICTION FOR TIDE

Fumiaki Kuwakino,* and Takesi Kumagai*

Received 1982 November 5

Abstract

For the purpose of enhancing the accuracy of tidal prediction, a review of the tidal harmonic constants and an examination of the number of constituents to be used for the prediction were studied by using the long-term observation data obtained at Kasima, Hirosima, Sibaura and Muroran. The results obtained are summarized as follows:

The constituents of the short-period group can be satisfactorily determined to a certain degree even if they are computed from the data obtained from a one-year observation.

However, taking into account such factors as synodic periods among different constituents, the existence of constituents corresponding to meteorological variations, etc., it is considered that tidal constituents should be determined from such data that make up the mean of those for several years. Since the amplitudes of the constituents of the long-period group (Mm, Mf, MSf, Sa and Ssa) can be recognized as a composite of the constituents of astronomical tides and meteorological tides, they should necessarily be computed from the data obtained by longer period observations. These values are also obtainable from the values of daily mean sea levels for a long period.

As for the number of constituents to be used for prediction, the accuracy in prediction stated in the Tide Tables would be retained even by those 38 constituents presently employed. However, these 38 constituents do not always correspond to the order of amplitudes of necessary constituents at individual places while local peculiarities may be seen in such an order. It also seems that accuracy in prediction tends to be raised approximately in proportion to the sum of amplitudes of constituents used.

Taking the case of Sibaura for example, the following differences were found as compared to the actual observation data:

In the case of using 38 constituents, the departure of tidal height is 6.9 cm on average with a standard deviation of 9.6 cm; the departure of tidal hour is 7.2 minutes on average with a standard deviation of 16.6 minutes. In the case of using 110 constituents, the departure of

* 海象課 Oceanographic Division

tidal height is 5.9 cm on average with a standard deviation of 8.7 cm; the departure of tidal hour is -0.9 minute on average with a standard deviation of 13.7 minutes.

In conclusion, it can be said that the larger the number of constituents used, the higher the accuracy obtained in tidal prediction.

Key words: Least square method 110 harmonic constituents.

Accuracy of tidal predictions.

Departure of tidal heights.

1. まえがき

潮汐表の子報値は、1か年あるいは数か年間の潮汐観測資料から最小自乗法によって60分潮の調和定数を算出し、このうち38分潮を用いて計算されたものである。「予報値は、いずれも常態のものであって異常気象による影響や副振動等は加味されていないが、予報精度は潮時で一般に20~30分以内、潮高で30cm以内である。ただし昇降が非常に小さい時とか日潮不等のために1日1回潮に近く相次ぐ高低潮の差が少ない場合には、時として1時間以上の差を見ることもあるが、また、異常な気象等の際には著しい潮高の差を生ずることがある。」とされている。本報告では、実際の潮位と予報値との差に大きな影響を与える気象について検討し、次に、潮汐表の子報値の根拠となる調和定数について分潮数を多くした場合、どの程度の予報精度の向上が望めるのか、また、現在予報に使用している38分潮の構成の是非等を検討する。

2. 調和分解による調和定数の算出

(1) 最小自乗法

毎時の潮高 $H(t)$ は三角関数の和として

$$H(t) = A_0 + \sum_{i=1}^n A_i \cos(\sigma_i t - \chi_i) = A_0 + \sum_{i=1}^n a_i \cos \sigma_i t + \sum_{i=1}^n b_i \sin \sigma_i t \quad (1)$$

$$\text{ただし } a_i = A_i \cos \chi_i, \quad b_i = A_i \sin \chi_i \quad (2)$$

と表わすことができる。ここで A_0 は平均水面、添字は分潮の種類を示し σ_i , A_i , χ_i はそれぞれ各分潮の角速度、振幅、遅角である。係数 a_i , b_i を求めることができれば、(2)式により調和定数を求めることができる。最も最終的には、天体の運行に基づく展開であるため、厳密な三角級数で表わせず、振幅、遅角ともに天文因数、天文引数により補正しなければならない。今、ここで求める分潮数を m 、観測個数を n とすれば(1)式の正規方程式は

$$\sum_{t=1}^n A_0 + \sum_{i=1}^m a_i \sum_{t=1}^n \cos \sigma_i t + \sum_{i=1}^m b_i \sum_{t=1}^n \sin \sigma_i t = \sum_{t=1}^n H(t) \quad (3)$$

$$\sum_{t=1}^n A_0 \cos \sigma_j t + \sum_{i=1}^m a_i \sum_{t=1}^n \cos \sigma_i t \cos \sigma_j t + \sum_{i=1}^m b_i \sum_{t=1}^n \sin \sigma_i t \cos \sigma_j t = \sum_{t=1}^n H(t) \cos \sigma_j t$$

$$\sum_{t=1}^n A_0 \sin \sigma_j t + \sum_{i=1}^m a_i \sum_{t=1}^n \cos \sigma_i t \sin \sigma_j t + \sum_{i=1}^m b_i \sum_{t=1}^n \sin \sigma_i t \sin \sigma_j t = \sum_{t=1}^n H(t) \sin \sigma_j t$$

$$j = 1, 2, \dots, m$$

となる(小田巻 1981)。 (3)式の左辺の各係数は、 $t = n_1$ から $t = n_2$ までとすれば

$$\sum_{t=n_1}^{n_2} \cos \sigma_i t = C(\sigma_i) \quad \sum_{t=n_1}^{n_2} \sin \sigma_i t = S(\sigma_i)$$

$$\sum_{t=n_1}^{n_2} \cos \sigma_i t \cos \sigma_j t = \begin{cases} \{C(\sigma_i - \sigma_j) + C(\sigma_i + \sigma_j)\} / 2 & (i \neq j) \\ \{N + C(\sigma_i + \sigma_j)\} / 2 & (i = j) \end{cases}$$

$$\sum_{t=n_1}^{n_2} \sin \sigma_i t \sin \sigma_j t = \begin{cases} \{C(\sigma_i - \sigma_j) - C(\sigma_i + \sigma_j)\} / 2 & (i \neq j) \\ \{N - C(\sigma_i + \sigma_j)\} / 2 & (i = j) \end{cases} \quad (4)$$

$$\sum_{t=n_1}^{n_2} \sin \sigma_i t \cos \sigma_j t = \begin{cases} \{S(\sigma_i - \sigma_j) + S(\sigma_i + \sigma_j)\} / 2 & (i \neq j) \\ \{S(\sigma_i + \sigma_j)\} / 2 & (i = j) \end{cases}$$

ここで

$N' = n_1 + n_2$, $N = n_2 - n_1 + 1$, ω を σ_i あるいは $\sigma_i \pm \sigma_j$ とすれば

$$C(\omega) = \frac{\cos(N'\omega/2) \cdot \sin(N\omega/2)}{\sin(\omega/2)} \quad S(\omega) = \frac{\sin(N'\omega/2) \cdot \sin(N\omega/2)}{\sin(\omega/2)}$$

と表わせる。この展開式からわかるように欠測がなく、観測個数が奇数の場合には、 $t = -n$ から $t = n$ までとして(4)式に代入すれば各係数は非常に簡単な形となる。欠測がある場合には、(4)式で欠測期間にかかる係数を求め、欠測がないとした係数から差し引いて補正すればよい。このようにして求めた $(2m+1)$ 元連立方程式をガウス・ザイデルの反復法、ガウスの消去法等で解けば、未知数 a_i , b_i を求めることができる。

(2) 観測期間の長・短による調和解結果の相違の検討

Table 1. Tidal harmonic constants

DURATION	PLACE POSITION KASIMA 35°55'13"N, 140°41'50"E.				MEAN	JAN. 2 1976 - JAN. 14 1979
	JAN. 2 1976 - JAN. 6 1977	JAN. 6 1977 - JAN. 9 1978	JAN. 11 1978 - JAN. 14 1979			
CONSTITUENTS	H(CM) X(DEG.)	H(CM) X(DEG.)	H(CM) X(DEG.)	H(CM) X(DEG.)	H(CM) X(DEG.)	H(CM) X(DEG.)
SA	10.93 189.74	13.08 185.69	9.36 197.85	11.08 190.49	11.08 190.60	
SSA	1.34 238.94	1.75 241.11	2.99 233.07	1.52 239.94	1.52 239.08	
NM	0.75 127.70	0.78 234.37	1.03 159.59	0.64 170.37	0.61 168.34	
MSF	1.38 103.16	1.57 235.17	1.41 323.94	0.26 264.44	0.27 263.70	
MF	1.02 129.34	2.20 145.06	0.83 15.40	0.94 126.00	1.01 123.51	
201	0.40 164.42	0.43 139.16	0.63 151.87	0.48 164.05	0.49 164.45	
SIG1	0.51 164.26	0.62 154.48	0.48 127.28	0.53 144.46	0.53 145.64	
01	3.82 161.99	3.87 143.72	3.92 142.85	3.85 142.85	3.89 142.58	
RHO1	0.68 157.96	0.91 143.89	0.82 138.78	0.80 146.10	0.81 147.15	
01	19.04 153.17	19.27 154.26	19.18 153.84	19.16 153.76	19.35 153.54	
MP1	0.31 184.29	0.26 170.15	0.38 156.43	0.31 169.26	0.31 171.00	
M1	0.93 167.86	0.82 160.21	0.88 152.68	0.87 160.40	0.71 166.11	
CH1	0.28 157.70	0.26 129.74	0.28 171.56	0.26 153.69	0.29 154.58	
P11	0.55 120.67	0.59 156.70	0.46 154.31	0.53 160.79	0.54 161.14	
P1	7.73 171.17	7.90 171.74	7.80 170.12	7.81 171.01	7.81 171.05	
S1	0.52 110.20	0.24 337.50	0.44 339.06	0.39 326.28	0.39 327.41	
K1	23.87 173.54	23.93 174.23	23.89 173.33	23.90 173.70	24.02 173.88	
PS1	0.07 17.75	0.42 90.41	0.34 71.60	0.26 77.38	0.25 76.61	
PH1	0.38 111.36	0.23 138.89	0.49 116.60	0.36 119.58	0.37 119.53	
THE1	0.27 199.54	0.23 172.74	0.35 208.12	0.27 195.95	0.28 191.38	
J1	1.19 184.89	1.20 198.58	1.17 193.46	1.18 192.32	1.18 192.80	
S01	0.23 257.98	0.12 329.03	0.14 269.34	0.14 277.13	0.15 276.94	
001	0.74 216.23	0.68 210.54	0.73 205.51	0.71 210.79	0.75 210.88	
002	0.06 295.77	0.14 185.56	0.15 136.77	0.08 171.03	0.07 158.92	
MS2	0.24 127.05	0.10 140.47	0.17 140.52	0.17 134.17	0.18 134.03	
2N2	0.56 144.78	0.45 165.71	0.40 161.23	0.47 144.07	0.47 143.50	
M12	0.66 139.54	0.66 144.41	0.65 139.27	0.66 141.08	0.66 141.49	
N2	4.21 120.56	4.00 120.27	3.94 119.43	4.05 120.10	4.05 120.13	
M12	0.81 112.23	0.97 112.76	0.90 117.44	0.90 114.15	0.92 113.77	
OP2	0.18 15.72	0.38 335.70	0.10 255.59	0.18 337.55	0.17 337.55	
M2	30.53 124.03	30.62 127.57	30.89 127.18	30.68 126.91	30.63 126.96	
MKS2	0.16 273.16	0.52 274.26	0.05 324.37	0.24 277.10	0.27 275.29	
LAM2	0.34 117.64	0.37 144.79	0.33 139.42	0.34 134.26	0.34 136.58	
L2	1.26 140.84	1.18 139.19	1.19 135.80	1.21 138.66	1.13 136.46	
T2	0.93 140.45	0.77 156.55	0.98 158.91	0.88 151.84	0.88 151.99	
S2	14.45 159.54	14.33 160.87	14.41 159.81	14.40 160.08	14.39 160.08	
M2	0.15 37.44	0.38 2.73	0.11 85.73	0.18 28.50	0.18 29.84	
K2	3.86 153.60	3.76 154.81	4.06 153.56	3.89 153.98	3.93 154.26	
MSN2	0.09 18.89	0.07 10.87	0.06 327.27	0.07 2.77	0.07 6.59	
KJ2	0.28 355.88	0.29 325.80	0.26 339.93	0.27 340.36	0.27 340.24	
2SN2	0.09 67.11	0.13 35.05	0.09 33.94	0.10 42.49	0.10 41.02	
M03	0.23 319.82	0.21 316.45	0.25 259.68	0.19 344.07	0.19 340.40	
M3	0.54 115.54	0.33 118.86	0.55 116.21	0.54 116.18	0.54 116.07	
S03	0.03 54.24	0.11 123.50	0.05 11.49	0.04 87.36	0.04 85.67	
MK3	0.04 31.76	0.16 88.03	0.05 187.70	0.06 93.50	0.06 91.91	
SK3	0.28 71.80	0.34 66.20	0.27 60.45	0.30 66.22	0.30 66.27	
MH4	0.06 354.55	0.08 132.43	0.08 341.12	0.07 341.61	0.07 343.35	
M4	0.15 99.15	0.26 43.10	0.18 85.67	0.19 79.14	0.19 79.58	
SN4	0.01 150.37	0.02 79.94	0.04 175.50	0.02 167.02	0.02 152.49	
MS4	0.08 237.90	0.07 14.67	0.08 229.35	0.04 256.34	0.04 253.84	
MK4	0.01 239.20	0.12 79.05	0.06 175.16	0.04 110.23	0.04 110.06	
S4	0.14 185.88	0.08 176.23	0.09 190.90	0.10 184.85	0.10 185.25	
SK4	0.06 87.44	0.09 78.38	0.04 111.75	0.06 88.80	0.06 88.26	
2MK6	0.03 201.14	0.02 250.64	0.02 184.74	0.02 214.59	0.02 212.74	
M6	0.02 106.24	0.04 277.69	0.03 319.84	0.03 298.10	0.03 298.96	
MSN6	0.01 221.55	0.01 35.22	0.02 206.07	0.01 209.19	0.01 203.47	
2MS6	0.06 61.47	0.01 163.03	0.03 29.53	0.03 57.31	0.03 59.19	
2MK6	0.02 283.78	0.02 327.35	0.02 192.88	0.01 271.75	0.01 269.37	
2SH6	0.03 97.52	0.02 184.67	0.02 155.65	0.02 139.17	0.02 142.90	
MSK6	0.02 40.17	0.03 306.66	0.01 232.25	0.01 324.84	0.01 320.63	

第二港湾建設局鹿島港工事事務所所管の鹿島験潮所で観測された1976年1月から3か年の連続観測資料を用いて次の計算を行なった。

- i. 1か年(369日間)の資料を用いて三組の調和定数及びその平均調和定数の算出
- ii. 3か年連続観測資料を用いての調和定数の算出

これらの結果を第1表に示す。1か年ごとの三組の調和定数の比較では短周期分潮は、相合周期が半年あるいは1年である分潮(例えば、 S_2 分潮に関して T_2 , R_2 , K_2 分潮)以外の振幅、遅角ともにほとんど変わらない。しかし、長周期分潮は各年の振幅、遅角ともに変動している。これはその成因から分かるように年々の気象状態の変動が反映されているものと考えられる。この点については後述する。また、3か年の平均調和定数と3か年連続資料による調和定数との比較では、各分潮の振幅、遅角ともにほぼ一致する結果が得られている。従って、調和分解の期間を長くすることにより高精度の調和定数が得られると判断される。

(3) 110分潮の算出と吟味

水路部所管の広島、芝浦、室蘭の各験潮所の1974年1月から1か年間の観測資料を用いて110分潮の算出を試みた。この結果を第2表に示す。また、付録として110分潮の分潮名や引数等を掲げた(Sangbok D. Hahn 1980)。60分潮に追加された50分潮はすべて浅海潮で短周期分潮である。通常、潮候曲線から毎時潮高値を採取

Table 2. Tidal harmonic constants obtained from data in 1974

PLACE POSITION	HIROSIMA 34°20'57"N, 132°28'18"E.		SIBAJRA 35°38'1"N, 139°45'25"E.		MURORAN 45°20'32"N, 140°57'25"E.		PLACE POSITION	HIROSIMA 34°20'57"N, 132°28'18"E.		SIBAJRA 35°38'1"N, 139°45'25"E.		MURORAN 45°20'32"N, 140°57'25"E.	
	CONSTITUENTS	H(CM)	K(DFG.)	H(CM)	K(DFG.)	H(CM)		K(DFG.)	CONSTITUENTS	H(CM)	K(DFG.)	H(CM)	K(DFG.)
SA	17.09	142.12	10.51	147.63	4.63	143.75	M3	0.59	356.33	1.28	158.99	0.06	104.47
SSA	2.93	268.41	1.23	250.16	4.25	242.03	S03	0.09	212.94	0.20	271.50	0.06	354.70
NM	0.24	114.36	0.93	46.14	0.85	164.35	MK3	0.17	158.17	0.43	312.06	0.06	333.39
MSF	0.90	6.45	1.81	41.23	0.67	46.41	2M03	0.06	163.60	0.13	324.42	0.05	297.72
MF	1.37	322.84	2.12	24.70	2.28	330.75	SK3	0.24	206.94	0.50	75.15	0.29	70.20
Z01	0.79	175.25	0.65	138.71	0.66	131.52	2MNS4	0.13	137.70	0.11	134.27	0.04	27.85
SI01	1.09	221.06	0.80	157.85	0.80	128.23	3MK4	0.18	136.77	0.35	226.30	0.14	6.78
01	4.57	183.34	3.88	150.82	4.08	130.46	3MS4	0.09	110.91	0.20	233.10	0.01	78.36
RH01	1.03	180.47	0.92	139.10	0.90	141.29	MH4	0.72	31.42	0.20	290.53	0.10	303.15
01	2.72	194.08	19.82	160.90	19.15	148.69	MV4	0.09	84.83	0.15	19.53	0.06	313.02
MP1	1.57	286.63	0.22	184.41	0.31	216.82	2MSK4	0.15	288.60	0.71	252.82	0.09	158.86
M1	0.66	200.04	0.72	178.87	0.79	158.64	M4	1.95	47.71	0.92	200.78	0.24	100.53
CH11	0.40	177.73	0.24	221.70	0.22	179.70	SN4	0.27	55.40	0.09	247.15	0.04	139.41
PI1	0.66	221.77	0.44	148.08	0.38	124.91	3MK4	0.23	224.89	0.26	16.58	0.04	321.23
P1	9.34	215.72	8.01	73.60	8.62	143.30	MS4	1.82	75.66	0.17	265.26	0.34	242.46
S1	1.07	101.63	0.91	48.30	0.53	315.56	MK4	0.65	66.59	0.36	311.81	0.06	275.91
K1	31.26	217.30	25.27	179.56	23.70	165.43	2MSN4	0.13	330.79	0.15	358.53	0.08	138.14
PS11	0.65	237.27	0.50	197.83	0.14	279.22	S4	0.26	116.75	0.47	299.22	0.72	186.44
PH11	0.40	183.12	0.44	161.75	0.22	171.05	SK4	0.10	160.27	0.30	265.53	0.10	78.98
THE1	0.07	201.61	0.22	214.20	0.28	172.47	3MK5	1.19	28.28	0.17	79.53	0.11	238.15
J1	1.55	244.80	1.28	194.59	1.21	172.00	MS	0.44	169.03	0.05	195.91	0.10	12.12
SO1	1.53	2.89	0.43	244.56	0.14	192.21	MS05	1.20	54.82	0.16	124.12	0.13	304.12
001	0.97	279.64	0.78	212.67	0.72	191.05	3M05	1.47	59.67	0.17	136.18	0.15	276.67
2MN2S2	0.31	186.39	0.09	3.25	0.06	203.72	MSK5	0.87	101.93	0.08	195.54	0.03	148.21
3MSK2	0.16	264.09	0.18	245.99	0.04	144.42	2(MN)S6	0.30	254.36	0.03	79.94	0.10	74.64
3MS2S2	0.29	264.33	0.07	744.68	0.12	252.80	3MS56	0.55	252.91	0.03	221.76	0.11	42.45
002	0.19	207.50	0.30	56.23	0.15	110.13	4MK6	0.51	221.79	0.04	182.60	0.78	190.99
MNS2	0.42	0.88	0.51	173.02	0.20	137.66	4MS6	0.94	262.42	0.03	219.38	0.12	297.76
MVS2	0.33	48.39	0.27	208.45	0.08	109.90	2MSNK6	0.10	316.18	0.02	257.61	0.30	232.56
2N2	2.65	260.36	1.07	158.02	0.26	91.76	2MN6	1.53	139.05	0.06	82.57	2.21	133.67
MU2	0.57	8.89	1.52	170.13	0.59	122.63	2MV6	0.55	105.50	0.03	111.20	0.56	156.77
SNK2	0.33	243.34	0.05	209.29	0.12	99.28	3MSK6	0.30	321.04	0.05	239.99	0.47	334.78
MK2	0.43	130.75	0.18	47.24	0.15	15.73	M6	3.23	148.25	0.08	108.87	3.55	197.09
N2	18.76	266.82	7.63	150.49	4.54	86.37	MSN6	0.84	182.41	0.02	330.18	0.95	172.08
MU2	3.55	271.03	1.55	151.20	0.90	86.35	4MN6	0.71	300.01	0.01	261.55	0.73	42.49
0P2	0.88	261.44	0.91	33.69	0.14	160.73	2MS6	4.24	182.72	0.13	151.57	3.50	252.59
MA2	0.92	174.97	1.23	103.73	0.31	266.68	2MK6	1.30	183.06	0.04	122.70	0.42	290.08
M2	102.11	278.36	48.80	153.94	33.92	104.69	3MSN6	0.91	5.85	0.60	327.95	0.62	88.20
MB2	0.51	109.60	1.17	89.11	0.37	214.53	MK6L6	0.23	207.16	0.04	224.52	0.29	193.14
MKS2	1.14	7.88	0.78	272.65	0.06	244.38	2SM6	1.06	237.99	0.02	181.98	0.27	241.64
LAM2	1.44	305.09	0.86	148.23	0.34	106.25	MSK6	0.75	218.05	0.04	183.17	0.12	51.84
L2	4.08	307.97	1.69	170.31	0.95	137.37	2(MN)S8	0.09	14.63	0.01	224.86	0.05	267.23
2S2K2	0.32	37.53	0.45	238.43	0.04	8.61	3MN8	0.18	330.60	0.01	297.45	0.04	285.37
T2	2.42	303.07	1.43	156.14	1.08	148.03	M8	0.19	12.27	0.02	103.62	0.03	158.24
S2	41.84	309.13	24.03	183.30	15.78	143.13	2MSV8	0.22	33.78	0.02	184.52	0.01	266.08
02	0.42	132.11	0.21	132.11	0.17	142.18	3MS8	0.37	22.44	0.01	98.52	0.09	102.43
K2	12.03	307.06	6.45	179.42	4.28	135.98	3MK8	0.17	102.84	0.01	95.88	0.01	334.59
MSV2	0.34	336.29	0.05	50.52	0.02	54.43	MSNK8	0.06	185.15	0.01	92.69	0.04	62.38
MSH2	0.63	137.42	0.32	262.91	0.03	254.56	2(MS)S8	0.20	91.50	0.01	215.10	0.07	351.26
KJ2	0.54	88.02	0.44	3.69	0.21	322.84	2MSK8	0.12	141.60	0.02	97.69	0.06	8.60
2S2H2	1.22	168.00	0.11	323.47	0.03	59.06	4MS10	0.48	27.88	0.01	187.67	0.03	250.88
SKH2	0.34	186.79	0.02	295.16	0.16	60.01	2MS10	0.13	73.10	0.02	204.30	0.03	323.67
M03	0.14	84.89	0.08	290.94	0.11	232.74	4MS12	0.01	298.70	0.01	72.56	0.03	10.37
M03	0.27	150.73	0.04	80.07	0.17	337.46	5MS12	0.08	206.69	0.01	69.77	0.02	44.22
2MP3	0.17	213.11	0.03	71.87	0.02	283.83	4MS212	0.10	263.12	0.01	238.93	0.01	147.14

る場合、ほぼ2~3時間以下の周期成分を平滑化する前処理を行なっている。従って、追加分潮のうち1/8, 1/10, 1/12日周潮等の高次分潮は意味を持たない。これら分潮の中で注目すべきものは、 M_2 分潮の季節変動を表わす MA_2 , MB_2 両分潮である。そこで両分潮について水路部所管の25か所の験潮所及び横浜市所管の横浜験

潮所の1974年の観測資料から両分潮を算出した。この結果を第3表に示す。両分潮ともに振幅が顕著なのは、浦河、東京港(芝浦)・千葉・横須賀・横浜及び神湊(八丈島)であり、MA₂のみでは徳山、MB₂のみでは佐世保・大泊・名瀬・巖原の各港である。両分潮の振幅、遅角の安定度を調べるため鹿島の3か年について算出した結果、第4表に示されるように両分潮の振幅は年により変動している。なお両分潮については、長周期分潮の項で検討する。

Table 3 Amplitude and phase lag of MA₂, MB₂-constituents at various places obtained from the data in 1974

CONSTITUENTS PLACE	MA ₂		MB ₂		CONSTITUENTS PLACE	MA ₂		MB ₂	
	H(CM)	K(DFG.)	H(CM)	K(DFG.)		H(CM)	K(DFG.)	H(CM)	K(DFG.)
MONBETU	0.47	202.98	0.46	163.29	KURE	0.94	163.83	0.27	73.30
URAKAWA	1.57	292.42	1.44	159.51	HIROSIMA	0.92	174.97	0.51	109.60
MURORAN	0.31	266.68	0.37	234.52	TOKUYAMA	1.19	201.85	0.81	75.34
OMINATO	0.65	114.71	0.56	39.69	OITA	0.58	208.24	0.69	97.10
KAMAISI	0.35	282.31	0.13	195.10	MOZI	0.13	258.71	0.65	297.95
TIBA	1.30	92.61	1.22	90.05	HAKATA	0.51	348.62	0.85	272.36
SIBAURA	1.23	103.73	1.17	89.11	SASERO	0.64	170.24	1.26	196.69
YOKOHAMA	1.05	97.68	1.08	94.64	ODOMARI	0.59	84.23	1.21	34.68
YOKOSUKA	1.12	101.39	1.08	91.64	NISINOOMOTE	0.63	2.67	0.31	32.08
KOZU SIMA	0.85	30.21	0.77	9.36	NAZE	0.76	311.12	1.50	306.33
MIYAKE SIMA	0.85	40.80	0.49	337.19	IZUHARA	0.70	43.59	1.14	250.42
HATIZYO SIMA	1.15	282.72	1.14	167.62	MAIZURU	0.14	109.69	0.17	22.71
MINAMI-IZU	0.72	58.57	0.47	36.26	AWA SIMA	0.63	331.23	0.72	102.77

Table 4 Amplitude and phase lag of MA₂, MB₂-constituents at KASIMA

PLACE	KASIMA		KASIMA		KASIMA	
DURATION	JAN. 2 1976 - JAN. 4 1977		JAN. 6 1977 - JAN. 9 1978		JAN. 11 1978 - JAN. 14 1979	
CONSTITUENTS	H(CM)	K(DFG.)	H(CM)	K(DFG.)	H(CM)	K(DFG.)
MA ₂	0.40	358.69	0.74	342.27	0.21	353.37
MB ₂	0.11	64.38	0.51	48.45	0.25	165.59

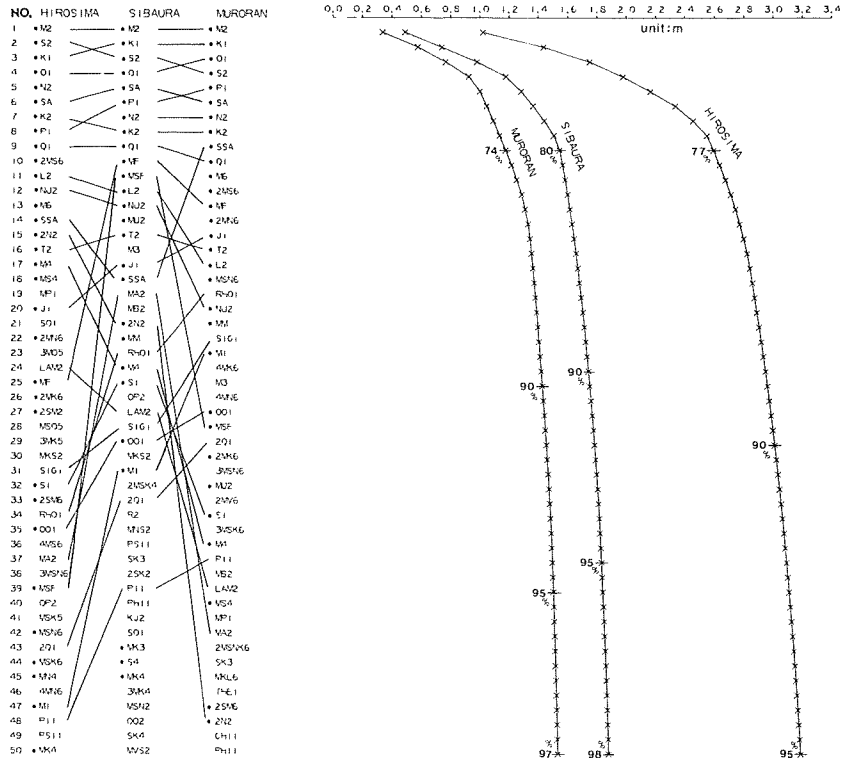


Figure 1 The order of amplitude magnitude until 50 ranks and accumulative lines of amplitude magnitude within 110-constituents

第1図に3地点における110分潮の振幅の大きい順に50番目までのリスト, その振幅累積和の図表及び全振幅和(広島港: 336.34cm, 東京港(芝浦): 193.58cm, 室蘭港: 159.17cm)に対する百分率を示してある。各地点により上位9分潮(M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , K_2 , P_1 , N_2 , S_a , Q_1)を除いて順位が大きく異なり, 広島港で1/5日周潮群, 東京港(芝浦)で1/3日周潮群が, また, 広島, 室蘭の各港では1/6日周潮群が上位に位置付けされている。一方, ・印を付した分潮は現在潮汐予報に使用している分潮であるが, 場所によって, これら特徴的な分潮は必ずしも含まれていない。

3. 潮位に及ぼす気圧の影響

(1) 潮位と気圧の関係

日平均潮位と日平均気圧*を用いて潮位に対する気圧の影響について調べた。潮位に対する気圧の影響あるいは長周期調和定数を日平均潮位から求める場合, 次の補正を必要とする(中野 1975)。今, ある分潮のd日の0時から23時までの潮高の日平均値(y)は

$$y = \frac{fH \sin 12\sigma}{24 \sin \sigma/2} \cos \{ (V_0 + u) + \sigma(24d + 11.5) - \kappa \}$$

ここで, f, $(V_0 + u)$, σ , H, κ はそれぞれ天文因数, 天文引数, 角速度, 振幅, 遅角である。この式から分潮の角速度が15 (deg./hour) の整数倍の角速度を有する分潮は, 日平均潮位に全く影響を及ぼさないが, それ以外の分潮で振幅の大きい分潮はある周期で日平均潮位に影響を与える(Hirosi Endo 1968)。その分潮としては, 振幅からみて, M_2 , O_1 , N_2 の3分潮を考えればよい。これら短周期分潮の振幅を1cmとして, 日平均潮位に及ぼす係数及び周期は次のとおりである。従って, 単純に日平均潮位を描画すると長周期分潮の周期とこれら短周期分潮の影響による周潮とが合成された曲線に気圧変動等が反映されたものになる。よって, 以

Constituents	Coefficient (cm)	Period (day)
M_2	0.03516	14.77
O_1	0.07537	7.10
N_2	0.05445	9.61

下に述べる日平均潮位は上述の補正を施したものである。

広島, 東京(芝浦), 室蘭の各港の1974年の日平均潮位と日平均気圧により, 日々の各々の差を用いて回帰直線($y = ax + \beta$; x, y: 気圧, 潮位差, α : 気圧係数)を求めた結果は次のとおりである。この結果から, 一般に

	α	β	Coefficient of correlation	Contribution ratio
Hirosima	-1.05	-0.02	0.80	0.64
Sibaura	-1.04	-0.01	0.86	0.75
Muroran	-1.09	-0.02	0.93	0.87

いわれるように, 気圧が1mb上昇(下降)すれば潮位は約1cm下降(上昇)することが分かる。気圧を補正した日平均潮位を気圧補正潮位(L)とすれば, 次式で求めることができる。

$$L = l - \alpha(P - P_0)$$

ここで、 l , α , P , P_0 はそれぞれ日平均潮位, 気圧係数, 日平均気圧, 永年平均気圧である。永年平均気圧は1969年から1973年までの5か年間の資料から、広島港：1015.5mb, 東京港(芝浦)：1013.9mb, 室蘭港：1012.9mbとした。

第2図に3地点の日平均潮位, 日平均気圧, 日平均予報潮位, 気圧補正潮位及び(日平均潮位一日平均予報潮位：A)と(気圧補正潮位一日平均予報潮位：B)を示し、A及びBの月別偏差を第3図に示す。ただし、各地点の潮位は基本水準面(DL)上の値に修正してある。当然、気圧補正を行うことにより偏差の幅を縮小させるが、まだほかの気象・海況等の影響が残っている。

(2) 日平均潮位, 気圧補正潮位等からの長周期分潮の算出

1か年間の日平均潮位, 日平均気圧及び気圧補正潮位から最小自乗法を用いて長周期分潮の調和定数を求めた(赤木ほか 1967)。この結果を第5表に示す。ただし、気圧の遅角は 180° 反転してある。

日平均潮位から求められた長周期分潮の調和定数は毎時潮高値から得られた調和定数とほぼ同値である。当

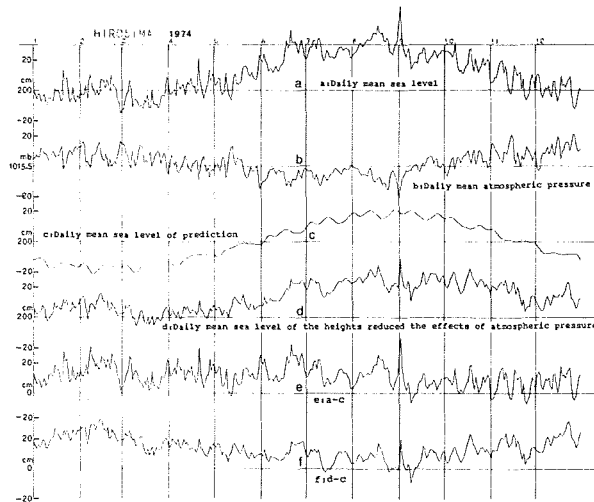


Figure 2-1 Curves of daily mean sea level, daily mean atmospheric pressure, etc.

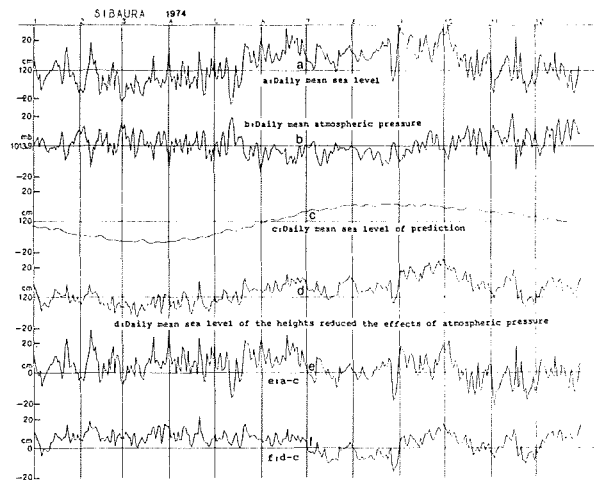


Figure 2-2 Curves of daily mean sea level, daily mean atmospheric pressure, etc.

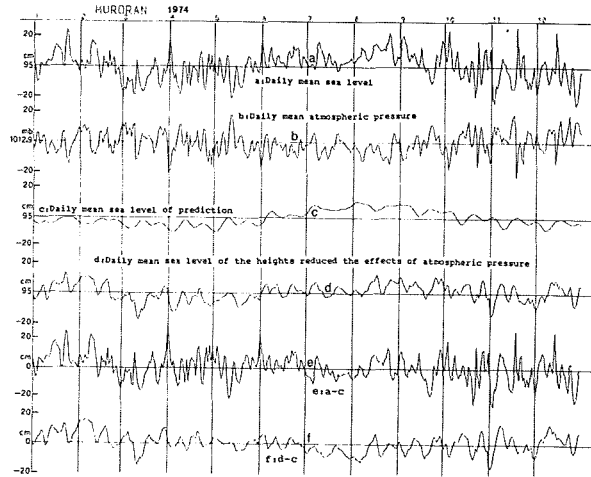


Figure 2-3 Curves of daily mean sea level, daily mean atmospheric pressure, etc.

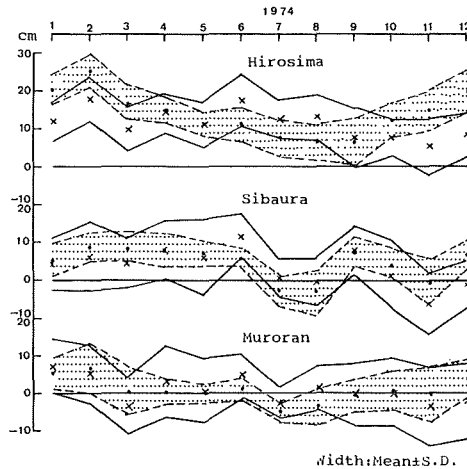


Figure 3 Monthly deviation curves

- : (daily mean sea level) - (daily mean sea level of predictions)
- × : Mean values
- : (daily mean sea level of the heights reduced the effects of atmospheric pressure) - (daily mean sea level of predictions)
- : Mean values

然、気圧補正潮位から求められた長周期分潮の振幅は、気圧変動を反映している日平均潮位から求められた振幅より小さくなっている。気圧変動には半日周期、日周期等の周期成分は考えられないので日平均気圧をそのまま調和分解すると、 M_m 、 MS_f 、 M_f の各分潮の振幅は日平均潮位から求められた振幅とほぼ同程度の値が得られている。このことは、これら分潮の振幅は気圧変動にほぼ支配されていることを意味している。また注目されるのは、 S_a 、 S_{sa} 分潮である。 S_a 分潮は一種の気象潮であって、海水の上層の密度変化、海面の気圧変化によるものとされており、毎年振幅・位相が変化する。 S_{sa} 分潮は天文潮にもあるが気圧変化等によって生じるものが大部分と考えられている。しかし、上述の結果から両分潮は太陽の位置変化による天文潮成分と気圧変動等による気象潮成分の合成されたものと考えられることができる。気圧補正潮位と日平均気圧及び潮汐表のそれぞれの S_a 、 S_{sa} 分潮を用いた3地点の季節変化を示した第4図により明瞭である。また、第3図の(気圧補

Table 5 Harmonic constants of long-period constituents obtained from (a) the heights of daily mean sea level (b) the values of daily mean atmospheric pressure (c) tidal heights reduced the effects of atmospheric pressure in 1974, and(d) harmonic constants of long-period constituents adopted in Tide tables.

		Hirosima		Sibaura		Muroran	
		H(cm)	κ (deg.)	H(cm)	κ (deg.)	H(cm)	κ (deg.)
a	S _a	17.25	141.91	10.52	147.26	4.57	143.18
	S _{sa}	2.95	268.87	1.25	246.03	4.26	260.90
	M _m	0.29	131.94	0.88	46.69	0.80	158.17
	MS _f	0.92	5.37	1.80	43.49	0.66	47.38
	M _f	1.35	320.40	2.19	21.44	2.34	331.59
b	S _a	8.56	107.19	4.93	102.50	3.25	100.54
	S _{sa}	1.48	274.82	2.04	259.30	1.33	260.57
	M _m	0.57	331.08	0.67	337.30	0.49	275.44
	MS _f	0.93	4.59	1.18	51.94	1.23	86.37
	M _f	1.49	333.61	1.93	354.54	2.18	10.36
c	S _a	11.32	167.44	7.83	173.60	3.10	188.46
	S _{sa}	1.50	263.05	0.87	98.57	2.92	260.25
	M _m	0.85	144.84	0.90	90.88	1.11	134.94
	MS _f	0.02	147.76	0.60	33.53	0.84	296.77
	M _f	0.36	213.72	0.99	83.29	1.51	266.85
d	S _a	18.08	152.65	12.08	168.73	5.85	153.29
	S _{sa}	1.00	336.86	1.80	198.99	2.88	271.44
	M _m	1.82	238.94	0.54	117.94	2.16	196.03
	MS _f	0.78	267.67	0.10	119.65	1.50	81.09
	M _f	1.24	205.95	0.35	152.53	1.21	186.76

正潮位-日平均予報潮位)の月別偏差が冬期に正方向、夏期に負方向の弓状を呈しているのは、長周期分潮に天文潮成分と気象潮成分が合成されていることによる、このように長周期分潮は気象(特に気圧)の影響により変動することが理解される。

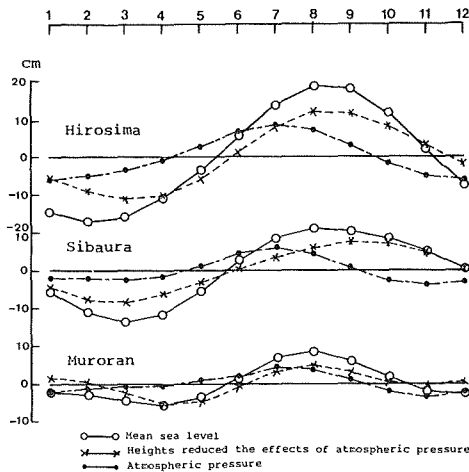


Figure 4 Seasonal change curves

ここで前述したMA₂, MB₂分潮とS_a分潮との関係について述べる、1か年の観測資料を1か月ごとに調和分解を行ない、M₂分潮の振幅をフーリエ解析すると1年周期の変動が認められ、その振幅とMA₂, MB₂分潮との振幅は良く一致すると報告されている(筋野ほか 1982)、またMA₂, MB₂分潮の引数がそれぞれM₂+S_a,

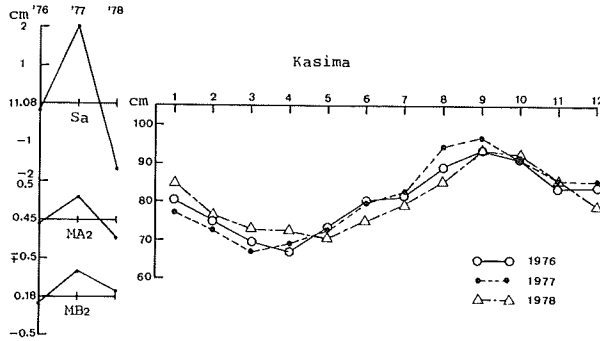


Figure 5 Variations of amplitude magnitude of Sa, MA₂, MB₂-constituents and monthly mean sea level at Kasima.

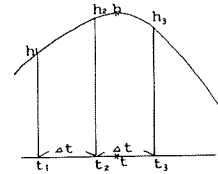
M₂-S_aであることから、M₂分潮の季節変動を意味している。第5図に示すようにMA₂、MB₂両分潮ともS_a分潮の振幅変化に対応して変化する。このことは、特にS_a分潮の構成成分のうち気象潮成分の振幅変動に対応して変動するものと推察される。

4. 多数の調和定数を用いての潮汐予報精度の検討

今、 Δt 時間ごとに得られた観測値、予報値を用いて高低潮時刻及びその潮高を求めるには、二次式の近似を用い、次式で算出される。時間間隔 Δt は観測値で1時間、予報値では15分を用いた。

$$\text{潮高}(h) = h_2 - \frac{(h_1 - h_3)^2}{8(h_1 - 2h_2 + h_3)}$$

$$\text{潮時}(t) = t_2 + \frac{h_1 - h_3}{2(h_1 - 2h_2 + h_3)} \cdot \Delta t$$



潮汐表では高低潮時刻及び潮高を予報しているので、高低潮時刻及び潮高のそれぞれの観測値と予報値の偏差を1974年1月から4月までの広島・東京(芝浦)・室蘭の3港について、次の二通りの方法で計算してみた。

- i. (観測値-各予報値)の偏差
- ii. (気圧補正潮位-各予報値)の偏差

ここで言う気圧補正潮位とは、前述の気圧係数(α)を用いて、その日の毎時潮高を補正したものである。また、予報計算に用いる調和定数を算出した調和分解の期間は、次のとおりである。

	短周期分潮	長周期分潮 (S _a , S _{Sa})
広島	1964年1月から1か年	1964年から1980年 } 1960年から1980年 } 月平均水面値から求めた値
芝浦	1963年9月から1か年	
	1965年1月から1か年	
室蘭	1968年6月から1か年	1967年から1980年

これらの期間から60分潮(P₆₀)を算出し、潮汐表作成に用いるのはこのうち38分潮**(P₃₈)である。110分潮(P₁₁₀)は各地点ともに1974年の1か年である。長周期分潮については(i)の場合、各予報値とも上記期間で得られた調和定数を用い、(ii)の場合、S_a、S_{Sa}、M_m、MS_r、M_rの各分潮は各予報値とも気圧補正潮位から得られた調和定数すなわち、天文潮成分を用いた。

その偏差の結果を第6表に示す。表の上段には(観測値-予報値)の偏差を、下段には(気圧補正潮位-予報値)の偏差、潮高及び潮時の偏差の平均値(Mean)、標準偏差(S.D.)及び最大偏差(Max.(正), Min.(負))を表わしている。

Table 6 Departure of the heights and times of high and low water between observation and prediction from Jan. to Apr. in 1974

		Heights (cm)					Times (min.)			
		Mean	S.D.	Max.	Min.	coefficient of variation	Mean	S.D.	Max.	Min.
H I R O S I M A	P ₃₈	14.0	9.3	62	-10	4.65	-1.0	9.0	41	-31
		11.7	8.0	51	-10	4.00	-1.0	9.1	40	-31
	P ₆₀	14.0	8.7	63	-9	4.35	-1.4	8.3	25	-39
		11.7	7.3	52	-9	3.65	-1.4	8.5	25	-39
	P ₁₁₀	13.6	7.7	59	-5	3.85	-0.7	6.8	25	-28
		11.2	6.4	48	-6	3.20	-0.8	7.0	25	-28
S I B A U R A	P ₃₈	6.9	9.6	47	-19	8.00	-7.2	16.6	80	-67
		4.2	6.8	30	-16	5.67	-7.4	17.2	79	-103
	P ₆₀	6.9	9.4	46	-15	7.83	-7.5	15.5	57	-66
		4.2	6.6	31	-13	5.50	-7.7	16.1	57	-87
	P ₁₁₀	5.9	8.7	37	-17	7.25	-0.9	13.7	65	-65
		3.2	6.3	28	-16	5.25	-1.1	14.2	65	-65
M U R O R A N	P ₃₈	3.2	10.8	38	-22	11.37	5.2	37.1	140	-199
		1.1	7.9	36	-22	8.32	7.5	35.4	147	-131
	P ₆₀	3.2	10.7	36	-21	11.26	4.6	38.0	139	-193
		1.1	7.7	34	-22	8.11	7.7	35.1	146	-164
	P ₁₁₀	2.8	10.2	35	-22	10.74	0.8	35.9	135	-180
		0.8	7.7	35	-19	8.11	3.1	32.3	135	-122

S.D.: Standard Deviation

基本水準面上平均水面までの高さを Z_0 と称し、日本では M_2, S_2, K_1, O_1 の各分潮の振幅和にほぼ等しく、広島・東京(芝浦)・室蘭の各港の Z_0 値はそれぞれ200cm, 120cm, 95cmである。変化係数とは $S.D./Z_0 \times 100$ (%)で表わされ各地点を一律に比較できる数量のことである。この結果、潮高及び潮時の偏差は P_{38}, P_{60}, P_{110} ともに潮汐表に明記している精度をほぼ満足していることがわかる。また、分潮数を増やすことによって若干の精度向上を望めることもわかる。(気圧補正潮位-予報値)の偏差は依然として生じているが、この偏差の原因として、平均水面の変動、日平均気圧を用いての毎時潮高の補正、気圧以外の気象及び海況変動等が考えられる。平均水面の変動は前述したように各観測値を基本水準面上の値に換算した結果、各地点の基本水準面決定時の平均水面と1974年の平均水面との間に広島港： $+11.3$ cm, 東京港(芝浦)： $+3.5$ cm, 室蘭港： $+0.9$ cmの差異があることによる。

室蘭港では、約4時間周期で全振幅30~40cmの海面変動がかなりの頻度で生じている。第6図は数日間の子報値と観測値を描いたものである。この海面変動発生期について風との対応を図の下段に示す。ただし、風速はその日に観測された最大風速で、風向はそのときのものである。

このように、室蘭港に吹き込む風すなわち、風向がNNW~Wの範囲で、風速が6~7m/sec以上である程度速吹したときに、このような海面変動が生じる傾向にある。この統計期間が冬期であることから、上記の風向・風速が生じ易く、この短周期海面変動が子報誤差を大きくしているものと推察される。

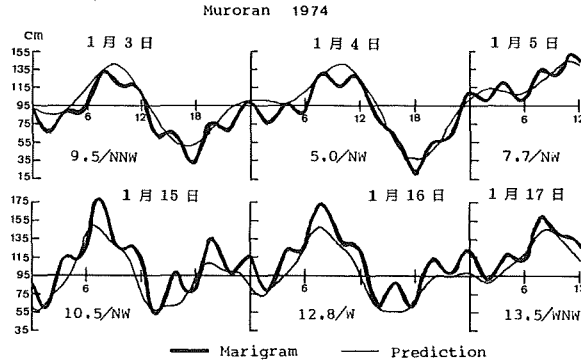


Figure 6 Mariagram and prediction curves at MURORAN

5. まとめ

(1) 潮汐調和定数について短期・長期観測資料から得られた結果を検討すると、次に要約される。

i. 短周期分潮は、短期（1か年：369日）の資料から相合周期の長い分潮を除き精度の高い調和定数が得られる。

ii. 長周期分潮（ S_a , S_{sa} , M_m , MS_t , Mr ）は天文潮成分と気象潮成分の合成と考えられ、気象潮成分の変動により年ごとに振幅が変動する。また、 MA_2 , MB_2 分潮もその影響を受け同様な振幅変動をする。

iii. M_2 , N_2 , O_1 分潮の影響を除いた日平均潮位値を用いて長周期分潮の調和定数を得ることが可能で、その成果は予報に十分使用できる。

iv. 調和分解の期間を数年と言った長期間を用いることにより、高精度の調和定数を得ることができる。

(2) 潮汐予報精度について

潮汐表に明記してある予報精度は十分保たれているが、予報精度の向上には、次の事柄を考慮すべきものと考えられる。

i. 予報精度は、使用分潮の振幅和にほぼ比例して向上する。

ii. 振幅の大きい分潮の順序は、主要9分潮を除き海域により大きく異なり、かつ1/3, 1/5, 1/6日周潮等の浅海潮効果に海域特性がみられる。

iii. 長周期分潮（ S_a , S_{sa} , M_m , MS_t , Mr ）及び M_2 分潮の季節変化を表わす MA_2 , MB_2 分潮は、気圧変動により振幅変化を生じるので、数年の平均値を使用すべきである。

潮汐表の作成にあたっては、1/8, 1/10, 1/12日周潮群を除く多数の分潮を使用することによって、現時点での可能な限りの精度の高い予報値を提供することができると考えられる。

6. あとがき

吟味された天文潮、浅海潮及び長周期分潮を用いての予報値でもなお潮位偏差を生じる。この原因は、前述のように長周期分潮は平均的なものを用いざるを得ないことで、日々の潮高にはその時点での気圧と平均気圧との偏差による変動部分や風向、風速の効力及び海況変動等によるものと思われる。異常潮位等による災害防止の資料として、より高精度の短期潮位予報の提供を図るには、このような海域特性の解明に取組むことが要要と思われる。

終わりに、使用した計算機は水路部編暦課に設置してある日本電気㈱のACOSシステム700によった。また、この報告をまとめるにあたり、有益なご教示・助言をいただいた海象課長二谷頼男氏及び小田卷実氏に深く感謝する。

参 考 文 献

- 赤木 登・佐藤 静・多賀谷魁威 1967：長周期潮 S_a , S_{sa} を求める簡便法とその成果，水路部研究報告第3号，13-23ページ
- Hiroshi Endo 1968：Spectral Analysis of Daily Mean Sea Level Records Along The Coast of Japan, *Rep. Hydrogr. Res. Japan*, No. 4, pp. 5-19
- 中野猿人 1975：潮汐学（復刻版），生産技術センター，東京
- Sangbok D. Hahn 1980：Tidal Harmonic Constituents at Busan, *Annu. Rev. of the Korean Natn. Committee for IUGG*, PP. 1-6
- 小田卷 実 1981：最小自乗法による潮汐・潮流の短期調和分解の一つの試み，水路部研究報告第16号，71-82ページ
- 筋野義三・桑木野文章・小田卷 実・伊藤友孝・熊谷 武 1982：マラッカ・シンガポール海峡の潮汐と潮流，水路部研究報告第17号，257-287ページ

* 気象月報 1974（気象庁）

**

** 38分潮である理由は、昭和30年に購入した42分潮を使用する潮候推算器に基づいており、 M_8 , M_{10} , M_{12} , $2SM_6$ の4分潮が算出され得なかったことによる。38分潮の構成は、次のとおりである。

S_a , S_{sa} , M_m , MS_f , M_f , Q_1 , O_1 , M_1 , P_1 , S_1 , K_1 , J_1 , OO_1 , $2N_2$, μ_2 , N_2 , ν_2 , M_2 , L_2 , T_2 , S_2 , K_2 , $2SM_2$, MO_3 , MK_3 , MN_4 , M_4 , SN_4 , MS_4 , MK_4 , S_4 , $2MN_6$, M_6 , MSN_6 , $2MS_6$, $2MK_6$, $2SM_6$, MSK_6

Appendix Harmonic constituents, with arguments and speeds

Constituents	Argument			Angular speed per mean solar hour	
	V	u	f	Expression	Speed (deg./hour)
Sa	h	0	1	η	0.0410686
Ssa	2h	0	1	2η	0.0821373
Mm	s-p	0	Mm	$\sigma - \tilde{\omega}$	0.5443747
MSf	-M ₂	-M ₂	M ₂	S ₂ -M ₂	1.0158958
Mf	2s	Mf	Mf	2σ	1.0980331
2Q ₁	-4s+h+2p+270°	O ₁	O ₁	$\theta + \eta - 4\sigma + 2\tilde{\omega}$	12.8542862
σ_1	-4s+3h+270°	O ₁	O ₁	$\theta + 3\eta - 4\sigma$	12.9271398
Q ₁	-3s+h+p+270°	O ₁	O ₁	$\theta + \eta - 3\sigma + \tilde{\omega}$	13.3986609
ρ_1	-3s+3h-p+270°	O ₁	O ₁	$\theta + 3\eta - 3\sigma - \tilde{\omega}$	13.4715145
O ₁	-2s+h+270°	O ₁	O ₁	$\theta + \eta - 2\sigma$	13.9430356
MP ₁	M ₂ -P ₁	M ₂	M ₂	M ₂ -P ₁	14.0251729
M ₁	-s+h+90°	M ₁	M ₁	$\theta + \eta - \sigma$	14.4920521
χ_1	-s+3h-p+90°	J ₁	J ₁	$\theta + 3\eta - \sigma - \tilde{\omega}$	14.5695476
π_1	-2h+192°	0	1	$\theta - 2\eta + \tilde{\omega}_1$	14.9178647
P ₁	-h+270°	0	1	$\theta - \eta$	14.9589314
S ₁	180°	0	1	θ	15.0000000
K ₁	h+90°	K ₁	K ₁	$\theta + \eta$	15.0410686
ψ_1	2h+168°	0	1	$\theta + 2\eta - \tilde{\omega}_1$	15.0821353
ϕ_1	3h+90°	0	1	$\theta + 3\eta$	15.1232059
θ_1	s-h+p+90°	J ₁	J ₁	$\theta - \eta + \sigma + \tilde{\omega}$	15.5125897
J ₁	s+h-p+90°	J ₁	J ₁	$\theta + \eta + \sigma - \tilde{\omega}$	15.5854433
SO ₁	-O ₁	-O ₁	O ₁	S ₂ -O ₁	16.0569644
OO ₁	2s+h+90°	OO ₁	OO ₁	$\theta + \eta + 2\sigma$	16.1391017
2MN2S ₂	2M ₂ +N ₂	3M ₂	M ₂ ³	2M ₂ +N ₂ -2S ₂	26.4079379
3MSK ₂	3M ₂ -K ₂	3M ₂ -K ₂	M ₂ ³ ×K ₂	3M ₂ -(S ₂ +K ₂)	26.8701753
3M2S ₂	3M ₂	3M ₂	M ₂ ³	3M ₂ -2S ₂	26.9523127
OQ ₂	O ₁ +Q ₁	2O ₁	O ₁ ²	O ₁ +Q ₁	27.3416964
MNS ₂	M ₂ +N ₂	2M ₂	M ₂ ²	M ₂ +N ₂ -S ₂	27.4238337
M ν S ₂	M ₂ + ν_2	2M ₂	M ₂ ²	M ₂ + ν_2 -S ₂	27.4966873
2N ₂	-4s+2h+2p	M ₂	M ₂	$2(\theta + \eta) - 4\sigma + 2\tilde{\omega}$	27.8953548
μ_2	-4s+4h	M ₂	M ₂	$2\theta - 4\sigma$	27.9682084
SNK ₂	N ₂ -K ₂	M ₂ -K ₂	M ₂ ×K ₂	S ₂ +N ₂ -K ₂	28.3575922
NA ₂	N ₂ -Sa	M ₂	M ₂	N ₂ -Sa	28.3986609
N ₂	-3s+2h+p	M ₂	M ₂	$2(\theta + \eta) - 3\sigma + \tilde{\omega}$	28.4397295
ν_2	-3s+4h-p	M ₂	M ₂	$2\theta + 4\eta - 3\sigma - \tilde{\omega}$	28.5125831
OP ₂	O ₁ +P ₁	O ₁	O ₁	O ₁ +P ₁	28.9019669
MA ₂	M ₂ -Sa	M ₂	M ₂	M ₂ -Sa	28.9430356

Constituents	Argument			Angular speed per mean solar hour	
	V	u	f	Expression	Speed (deg./hour)
M ₂	-2s + 2h	M ₂	M ₂	2(θ + η) - 2σ	28.9841042
MB ₂	M ₂ + Sa	M ₂	M ₂	M ₂ + Sa	29.0251728
MKS ₂	M ₂ + K ₂	M ₂ + K ₂	M ₂ × K ₂	M ₂ + K ₂ - S ₂	29.0662415
λ ₂	-s + p + 180°	M ₂	M ₂	2θ - σ + ω̄	29.4556253
L ₂	-s + 2h - p + 180°	L ₂	L ₂	2(θ + η) - σ - ω̄	29.5284789
2SK ₂	-K ₂	-K ₂	K ₂	2S ₂ - K ₂	29.9178627
T ₂	-h + 282°	0	1	2θ - η + ω̄ ₁	29.9589333
S ₂	0	0	1	2θ	30.0000000
R ₂	h + 258°	0	1	2θ + η - ω̄ ₁	30.0410667
K ₂	2h	K ₂	K ₂	2(θ + η)	30.0821373
MS ν ₂	M ₂ - ν ₂	0	M ₂ ²	M ₂ + S ₂ - ν ₂	30.4715211
MSN ₂	M ₂ - N ₂	0	M ₂ ²	M ₂ + S ₂ - N ₂	30.5443747
KJ ₂	K ₁ + J ₁	K ₁ + J ₁	K ₁ × J ₁	K ₁ + J ₁	30.6265120
2SM ₂	-M ₂	-M ₂	M ₂	2S ₂ - M ₂	31.0158958
SKM ₂	K ₂ - M ₂	K ₂ - M ₂	K ₂ × M ₂	S ₂ + K ₂ - M ₂	31.0980331
MQ ₃	M ₂ + Q ₁	M ₂ + O ₁	M ₂ × O ₁	M ₂ + Q ₁	42.3827651
MO ₃	M ₂ + O ₁	M ₂ + O ₁	M ₂ × O ₁	M ₂ + O ₁	42.9271398
2MP ₃	2M ₂ - P ₁	2M ₂	M ₂ ²	2M ₂ - P ₁	43.0092770
M ₃	-3s + 3h + 180°	$\frac{3}{2}M_2$	(M ₂) ^{3/2}	3(θ + η) - 3σ	43.4761563
SO ₃	O ₁	O ₁	O ₁	S ₂ + O ₁	43.9430356
MK ₃	M ₂ + K ₁	M ₂ + K ₁	M ₂ × K ₁	M ₂ + K ₁	44.0251729
2MQ ₃	2M ₂ - Q ₁	2M ₂ - O ₁	M ₂ ² × O ₁	2M ₂ - Q ₁	44.5695475
SK ₃	K ₁	K ₁	K ₁	S ₂ + K ₁	45.0410686
2MNS ₄	2M ₂ + N ₂	3M ₂	M ₂ ³	2M ₂ + N ₂ - S ₂	56.4079380
3MK ₄	3M ₂ - K ₂	3M ₂ - K ₂	M ₂ ³ × K ₂	3M ₂ - K ₂	56.8701754
3MS ₄	3M ₂	3M ₂	M ₂ ³	3M ₂ - S ₂	56.9523127
MN ₄	M ₂ + N ₂	2M ₂	M ₂ ²	M ₂ + N ₂	57.4238337
Mν ₄	M ₂ + ν ₂	2M ₂	M ₂ ²	M ₂ + ν ₂	57.4966873
2MSK ₄	2M ₂ - K ₂	2M ₂ - K ₂	M ₂ ² × K ₂	2M ₂ + S ₂ - K ₂	57.8860711
M ₄	M ₂ + M ₂	2M ₂	M ₂ ²	M ₂ + M ₂	57.9682084
SN ₄	N ₂	M ₂	M ₂	S ₂ + N ₂	58.4397295
3MN ₄	3M ₂ - N ₂	2M ₂	M ₂ ²	3M ₂ - N ₂	58.5125831
MS ₄	M ₂	M ₂	M ₂	M ₂ + S ₂	58.9841042
MK ₄	M ₂ + K ₂	M ₂ + K ₂	M ₂ × K ₂	M ₂ + K ₂	59.0662415
2MSN ₄	2M ₂ - N ₂	M ₂	M ₂	2M ₂ + S ₂ - N ₂	59.5284789
S ₄	0	0	1	S ₂ + S ₂	60.0000000
SK ₄	K ₂	K ₂	K ₂	S ₂ + K ₂	60.0821373
3MK ₅	3M ₂ - K ₁	3M ₂ - K ₁	M ₂ ³ × K ₁	3M ₂ - K ₁	71.9112441
M ₅	$\frac{1}{2}(5M_2)$	$\frac{5}{2}M_2$	M ₂ ^{5/2}	$\frac{1}{2}(5M_2)$	72.4602605

Constituents	Argument			Angular speed per mean solar hour	
	V	u	f	Expression	Speed (deg./hour)
MSO ₅	M ₂ + O ₁	M ₂ + O ₁	M ₂ × O ₁	M ₂ + S ₂ + O ₁	72.9271398
3MO ₅	3M ₂ - O ₁	3M ₂ - O ₁	M ₂ ³ × O ₁	3M ₂ - O ₁	73.0092771
MSK ₅	M ₂ + K ₁	M ₂ + K ₁	M ₂ × K ₁	M ₂ + S ₂ + K ₁	74.0251728
2(MN) ₆	2M ₂ + 2N ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	2M ₂ + 2N ₂ - S ₂	84.8476674
3MNS ₆	3M ₂ + N ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	3M ₂ + N ₂ - S ₂	85.3920422
4MK ₆	4M ₂ - K ₂	4M ₂ - K ₂	M ₂ ⁴ × K ₂	4M ₂ - K ₂	85.8542795
4MS ₆	4M ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	4M ₂ - S ₂	85.9364168
2MSNK ₆	2M ₂ + N ₂ - K ₂	3M ₂ - K ₂	M ₂ ³ × K ₂	2M ₂ + S ₂ + N ₂ - K ₂	86.3258006
2MN ₆	2M ₂ + N ₂	3M ₂	M ₂ ³	2M ₂ + N ₂	86.4079380
2M ^ν ₆	2M ₂ + ^ν ₂	3M ₂	M ₂ ³	2M ₂ + ^ν ₂	86.4807915
3MSK ₆	3M ₂ - K ₂	3M ₂ - K ₂	M ₂ ³ × K ₂	3M ₂ + S ₂ - K ₂	86.8701754
M ₆	3M ₂	3M ₂	M ₂ ³	3M ₂	86.9523127
MSN ₆	M ₂ + N ₂	2M ₂	M ₂ ²	M ₂ + S ₂ + N ₂	87.4238337
4MN ₆	4M ₂ - N ₂	3M ₂	M ₂ ³	4M ₂ - N ₂	87.4966873
2MS ₆	2M ₂	2M ₂	M ₂ ²	2M ₂ + S ₂	87.9682084
2MK ₆	2M ₂ + K ₂	2M ₂ + K ₂	M ₂ ² × K ₂	2M ₂ + K ₂	88.0503457
3MSN ₆	3M ₂ - N ₂	2M ₂	M ₂ ²	3M ₂ + S ₂ - N ₂	88.5125832
MKL ₆	M ₂ + K ₂ + L ₂	M ₂ + K ₂ + L ₂	M ₂ × K ₂ × L ₂	M ₂ + K ₂ + L ₂	88.5947204
2SM ₆	M ₂	M ₂	M ₂	2S ₂ + M ₂	88.9841042
MSK ₆	M ₂ + K ₂	M ₂ + K ₂	M ₂ × K ₂	M ₂ + S ₂ + K ₂	89.0662415
2(MN) ₈	2M ₂ + 2N ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	2M ₂ + 2N ₂	114.8476674
3MN ₈	3M ₂ + N ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	3M ₂ + N ₂	115.3920422
M ₈	4M ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	4M ₂	115.9364169
2MSN ₈	2M ₂ + N ₂	3M ₂	M ₂ ³	2M ₂ + S ₂ + N ₂	116.4079380
3MS ₈	3M ₂	3M ₂	M ₂ ³	3M ₂ + S ₂	116.9523127
3MK ₈	3M ₂ + K ₂	3M ₂ + K ₂	M ₂ ³ × K ₂	3M ₂ + K ₂	117.0344499
MSNK ₈	M ₂ + N ₂ + K ₂	2M ₂ + K ₂	M ₂ ² × K ₂	M ₂ + S ₂ + N ₂ + K ₂	117.5059710
2(MS) ₈	2M ₂	2M ₂	M ₂ ²	2M ₂ + 2S ₂	117.9682084
2MSK ₈	2M ₂ + K ₂	2M ₂ + K ₂	M ₂ ² × K ₂	2M ₂ + S ₂ + K ₂	118.0503457
4MS ₁₀	4M ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	4M ₂ + S ₂	145.9364168
3M2S ₁₀	3M ₂	3M ₂	M ₂ ³	3M ₂ + 2S ₂	146.9523127
4MSN ₁₂	4M ₂ + N ₂	5M ₂	M ₂ ⁵	4M ₂ + S ₂ + N ₂	174.3761463
5MS ₁₂	5M ₂	5M ₂	M ₂ ⁵	5M ₂ + S ₂	174.9205210
4M2S ₁₂	4M ₂	4M ₂	M ₂ ⁴	4M ₂ + 2S ₂	175.9364168

1) θ , η , σ , $\bar{\omega}$, $\bar{\omega}_1$

地球子午線に対する平均太陽の角速度 : $\theta = 15.000000000$ (deg./hour)

太陽の平均角速度 : $\eta = 0.0410686390$ (")

太陰の平均角速度 : $\sigma = 0.5490165304$ (")

太陰近地点の平均角速度 : $\bar{\omega} = 0.0046418367$ (")

太陽近地点の平均角速度 : $\bar{\omega}_1 = 0.0000019612$ (")

2) s, h, p, N

太陰の平均黄経 : $s = 277.025 + 129.38481(Y-1900) + 13.17640(D+l)$

太陽の平均黄経 : $h = 280.190 - 0.23872(Y-1900) + 0.98565(D+l)$

太陰の近地点の平均黄経 : $p = 334.385 + 40.66249(Y-1900) + 0.11140(D+l)$

太陰の昇交点の平均黄経 : $N = 259.157 - 19.32818(Y-1900) - 0.05295(D+l)$

ここで、Yは西暦年

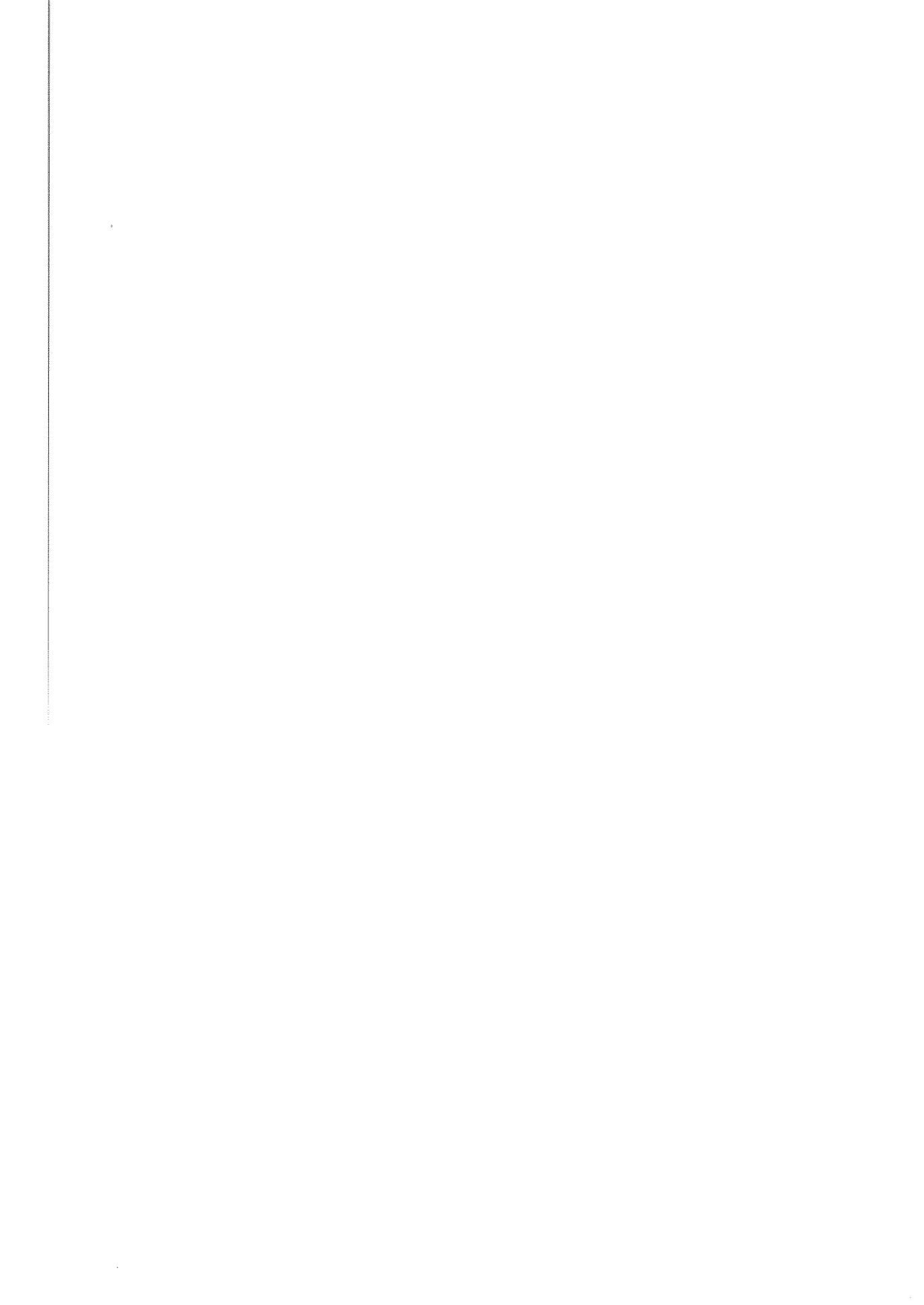
DはY年の1月1日からの経過日数

lは $\frac{1}{4}(Y-1901)$ の整数部分.

3) f, u

	Coefficients for each items combining "f"				Coefficients for each items combining "u"		
	1	cos N	cos 2N	cos 3N	sin N	sin 2N	sin 3N
M _m	1.0000	-0.1300	0.0013	0.0000	0.00	0.00	0.00
M _f	1.0429	0.4135	-0.0040	0.0000	-23.74	2.68	-0.38
O ₁	1.0089	0.1871	-0.0147	0.0014	10.80	-1.34	0.19
K ₁	1.0060	0.1150	-0.0088	0.0006	-8.86	0.68	-0.07
J ₁	1.0129	0.1676	-0.0170	0.0016	-12.94	1.34	-0.19
OO ₁	1.1027	0.6504	0.0317	-0.0014	-36.68	4.02	-0.57
M ₂	1.0004	-0.0373	0.0002	0.0000	-2.14	0.00	0.00
K ₂	1.0241	0.2863	0.0083	-0.0015	-17.74	0.68	-0.04
L ₂	$f \cos u = 1 - 0.2505 \cos 2p - 0.1102 \cos(2p - N) - 0.0156 \cos(2p - 2N) - 0.0370 \cos N$ $f \sin u = -0.2505 \sin 2p - 0.1102 \sin(2p - N) - 0.0156 \sin(2p - 2N) - 0.0370 \sin N$						
M ₁	$f \cos u = 2 \cos p + 0.4 \cos(p - N)$ $f \sin u = \sin p + 0.2 \sin(p - N)$						

資料：海洋観測指針，1963：日本海洋学会



九州西岸の「あびき」について

小田 巻 実*・矢野雄幸*・新田 清*

“ABIKI” THE LARGE SEICHE IN THE WEST COAST OF KYUSYU

Minoru Odamaki*, Yūkō Yano*, and Kiyoshi Nitta*

Received 1982 September 29

Abstract

“Abiki” is the local name of the large seiche in the north west coast of Kyusyu. In 1979, March 31, “Abiki” occurred in the port of Nagasaki and its water height become above 2.8m in the innermost part of the port. At the same time, an atmospheric pressure disturbance travelling to the east through the Gotō-Nada, was observed and its amplitude was about 6 mb. Akamatu and Okada (1980) inferred that the progressive water wave amplified in the East China Sea by the resonance in relation to this travelling pressure disturbance, came into the port of Nagasaki and caused the “Abiki”. Hibiya and Kajiura (1982) succeeded in the numerical simulation of the “Abiki” caused by atmospheric disturbance and the results were in close agreement with the real water height records. They indicate that three essential processes are necessary for the occurrence of “Abiki”. The first is the resonance explained above. The second is the refraction and reflection of the incident water wave by topographic effects in the Gotō-Nada. The third is the amplification by the harbor resonance and shallow water effects of the port of Nagasaki.

In this paper, using an almost similar numerical model, their experiment is followed up and the results are confirmed. From our results, it is indicated that the second process is most important. The incident water wave into Gotō-Nada generates the local oscillation systems by reflection and refraction, and causes the seiches in the adjoining bay or port. Particularly, the short period oscillation which exists in the triangle of the Nisisonogi peninsula and Nomosaki off Nagasaki, is most important for the development of “Abiki”.

Key words: Abiki (seiche), Numerical simulation, Travelling atmospheric disturbance, Harbor resonance, Local oscillation system.

1. はじめに

九州西岸では、古くから「あびき」と呼ばれる顕著な副振動が知られている。一説によると、「あびき」とは、「網引き」と書き、沿岸に入れた漁網が大きな副振動により流されたりすることからこのように名付けられたと言

われている(海洋の事典1960)。特に長崎・枕崎・名瀬などの港においては、波高が1 mを超えることもある。これらの副振動については、低気圧などの気象状況との関連も研究されている(長崎海洋気象台, 1978)が、いずれも推測の域を出ない。副振動そのものは、各港湾の固有振動として理解され、いろいろの港湾の周期等も解明されている(中野ほか, 1962)。しかし、この副振動のエネルギーの供給源が何であるのか、どのような過程を経て励起されるのか、また減衰するのか、まだまだ未解明な点が多い。

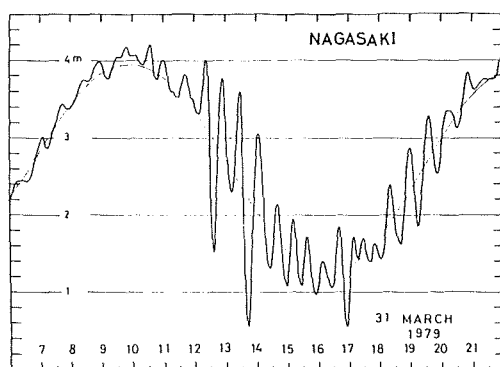


Figure 1 Tide gauge record in the port Nagasaki.
From Akamatsu(1980).

1979年3月31日、長崎港で波高2.8mにも及ぶ巨大な「あびき」が発生した(第1図)。この「あびき」の周期は30~40分程度で、波の山から谷まで20分前後で変化する。そのため、係船用のもやい綱が切れ、船が橋桁や岸

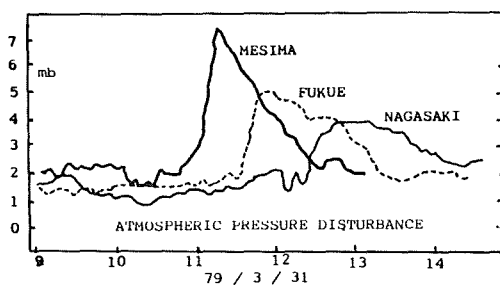


Figure 2(a) Atmospheric pressure disturbance in Mesima(女島),
Fukue(福江), and Nagasaki(長崎) from Akamatsu
(1980).

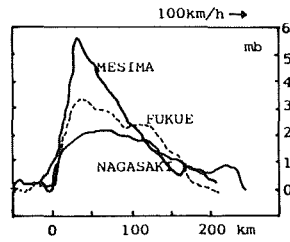


Figure 2(b) Translation from time to space by assumption of plane wave.

壁に激突するほど大きな被害がでた。この「あびき」について赤松及び岡田が非常に興味深い現象を報告している(赤松及び岡田, 1980)。当日の長崎の気象は平穏であったにもかかわらず、発生と同時に長崎・福江・女島の各気象観測点において数mbの短周期気圧変動が観測された(第2, 3図)。この気圧変動は西から東へ伝搬し、その大きさは、女島で5.9mb, 福江で3.6mb, 長崎で2.8mb程度である。この現象のメカニズムや発生機構などははっきりしないが、赤松及び岡田によると、中国大陸から東に延びる高層大気の等圧線が九州西方海上で急に密になり、高層で強西風が合流することによって引き起こされているらしい。そして、彼らは、この気圧変動こそが「あびき」の発生要因であると示唆した。

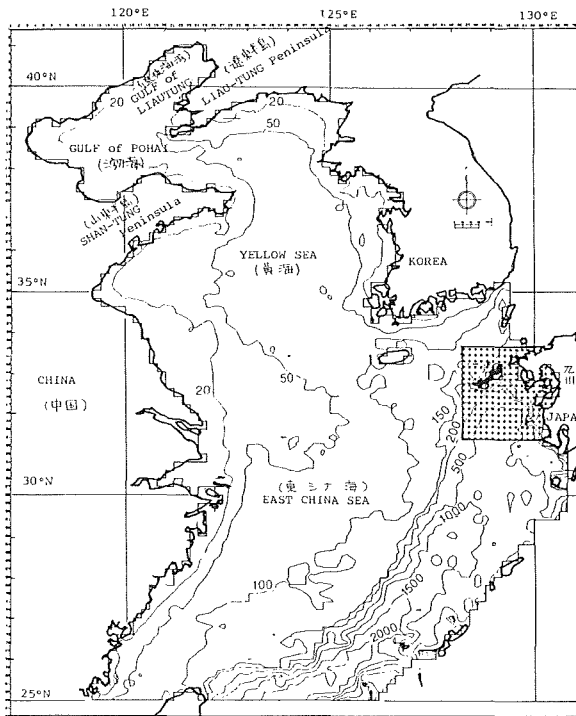


Figure 3(a) First stage, East China : 12' x 12' (18.6 x 22.2 km) mesh.

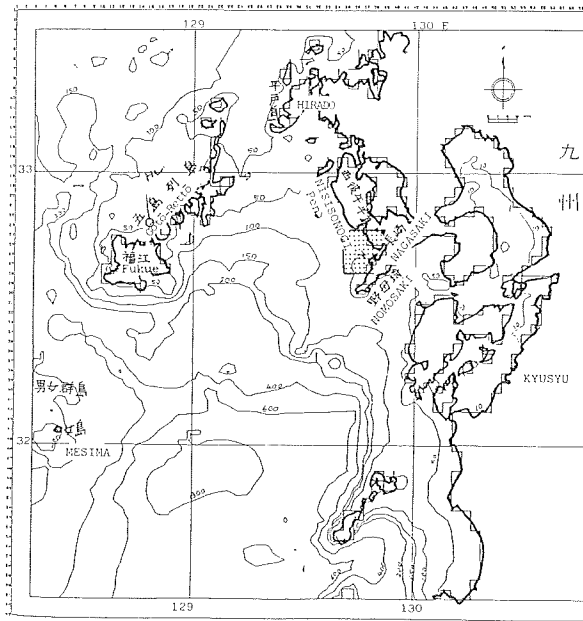


Figure 3(b) Second stage, Gotō-Nada : 4x4km mesh.

Figure 3 Simulation area and bottom topography.

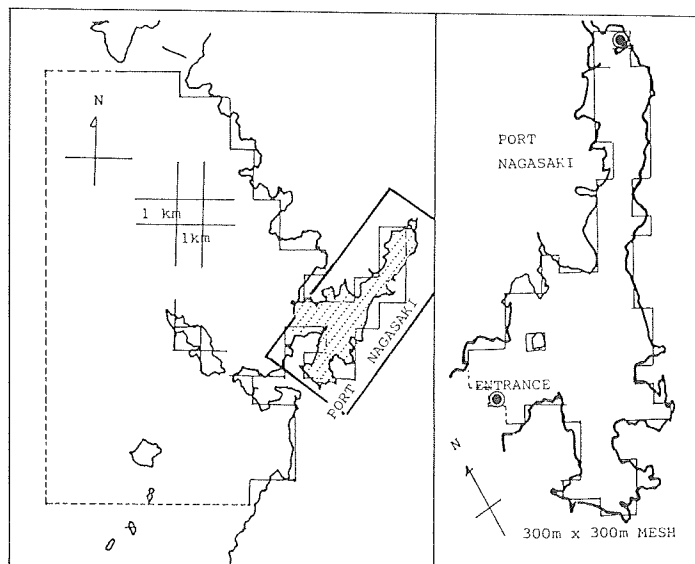


Figure 3(c) Third stage, off area in Nagasaki : 1x1km mesh.

Figure 3(d) Forth stage, port Nagasaki : 0.3x0.3km mesh.

日比谷と梶浦 (1982) は、この気圧変動をモデル化し、数値的に「あびき」発生の実態をほぼ完全に再現することに成功した。それによると、「あびき」の発生・発達過程は三つに分けられ、(1) 東シナ海大陸棚での気圧変動と海面重力波との共鳴作用により増幅された振幅10cm程度の進行波の長波が発生する、(2) 長崎湾内での浅水増幅及び反射干渉による増幅、(3) 長崎湾の固有振動系と五島灘の振動系との干渉による共鳴増幅効果などにより、巨大な「あびき」が長崎港に発生すると結論づけている。

我々は、この日比谷及び梶浦とほぼ同様なモデルを用いて「あびき」の再現を試みる。次に、ほかの気圧モデルを仮想実験してみることににより、指摘された「あびき」の発達過程を再検討する。そして、(3)の五島灘の振動系が「あびき」などこの海域の海洋物理学的問題にとって非常に重要な役割を果たしていることを示す。

2. 計算モデル

(1) 計算スキーム

「あびき」は、海洋長波の一種類であり、対象海域も余り広くないことから、非圧縮・密度一定・静水圧近似のナビエストークスの流体方程式を用いる。地球の曲率やコリオリ項の緯度変化も余り重要でないと考えられることから、直交直線座標・f平面近似を用いて、積分流量に関する基礎式をつくると、

$$\frac{\partial}{\partial t} M = -\frac{\partial}{\partial x} (M \cdot u) - \frac{\partial}{\partial y} (M \cdot v) + f \cdot N - g(\eta + H) \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial M}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial M}{\partial y} \right) + F_{Sx} - F_{Bx} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} N = -\frac{\partial}{\partial x} (N \cdot u) - \frac{\partial}{\partial y} (N \cdot v) - f \cdot M - g(\eta + H) \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_H \frac{\partial N}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A_H \frac{\partial N}{\partial y} \right) + F_{Sy} - F_{By} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} M - \frac{\partial}{\partial y} N \quad (3)$$

と書き表わせる。ここで

M, N: x, y 方向の積分流量, u, v: x, y 方向の鉛直平均流速

f: コリオリの係数, η: 水位, H: 水深, g: 重力加速度, A_H: 水平渦動粘性係数

F_{Sx}, F_{Sy}: 海面に働く x, y 方向の外力

F_{Bx}, F_{By}: x, y 方向の海底摩擦 である。

海面に働く外力 F_{Sx}, F_{Sy} は、

$$F_{Sx} = -\frac{(H + \eta)}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \tau_x, \quad F_{Sy} = -\frac{(H + \eta)}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \tau_y$$

P: 大気圧, τ_x, τ_y: 風による擦過力 ρ₀: 海水密度

と表わされ、第一項は大気が海面を押す力、第二項は風が海面を引きずる力を示している。今回の「あびき」では気圧の変動のみが観察され風は余り変化がなかったことから、第二項は無視することとした。

海底摩擦 F_{Bx}, F_{By} は、

$$F_{Bx} = \gamma_b^2 \cdot M \sqrt{u^2 + v^2}, \quad F_{By} = \gamma_b^2 \cdot N \sqrt{u^2 + v^2} \quad (\gamma_b^2: \text{海底摩擦係数})$$

とし、流速の二乗に比例する摩擦を与えることとした。

以上の方程式を第4図に示す定義点に従って差分化した。積分流量 M, N は辺に直交する形で定義され、水位は矩形の中心に定義される。詳細な差分の形は省略するが、通常の高潮・津波の計算に用いられるもの(土木学会, 1974)と同様である。時間積分の方式は次のようにする。まず、ある時刻の M, N, (u, v), η がすべてわかっているとしよう。このとき、(1), (2)式の右辺の空間微分等をその時刻の値を使って計算する。その結果は左辺が示すように時間的な変化量となるから、M, N にその量を加えて次の時刻の M, N を推定する。

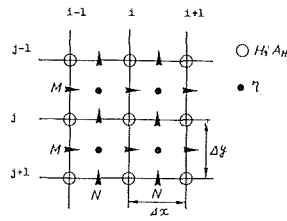


Figure 4 Definition point of variables.

M, N : East and North mass transport,

H; water depth, A_H : Horizontal eddy viscosity coefficient.

η ; water surface elevation.

この新しい M, N を(3)式の右辺に代入して水位 η の変化量を計算し、次の時刻の η を求める。この結果を再び (1), (2)式に代入して順ぐりに新しい M, N, 及び η を計算する。この方式は、普通、スタッガードスキームとか、プリミティブモデルと呼ばれているものである。

(2) 境界条件

陸岸境界ではフリースリップの条件、すなわち、陸岸は水を通さないものの接線方向にはすんなり動くことと仮定する。洋上境界については、計算された水位 η を使い、進行波の水位と流速の関係 ($u = \eta \cdot \sqrt{g/H}$) を満たすように境界上の u を与えた。この計算では、広い海域の粗い格子で計算した結果を、狭い海域の細かい格子の境界に接続しているが、その際には、時空間ともに内挿した潮位のみで接続した。

(3) 諸パラメータ

各計算に用いた格子間隔・時間間隔・粘性係数等を第一表に示す。このうち、時間間隔 Δt は、C. F. L. 条件と呼ばれる計算安定条件、 $\Delta t < \Delta S / \sqrt{2gH}$ (ΔS : 格子間隔)

を満たすように採られている。この条件は、一つのタイムステップの間に波が格子をとばして伝搬しないための制約である。また、水平粘性係数は空間格子の大きさの4/3乗に比例するように与えた。これは、従来の乱流理論からの応用である。

以上のほかに、この計算方法に関しては、非線型項や粘性項の差分化表現について議論の余地があるが、日比谷・梶浦によって示されたようにこれらの項は「あびき」にとって重要でないので省略する。

Table 1 Parameters of simulations.

	Mesh Size $\Delta x, \Delta y$	Time Interval Δt	Horizontal Eddy Viscosity coef. A_H^*
East China Sea	18.6×22.2km	60sec	2.5×10 ⁶ cm ² /sec
Goto-Nada	4.0×4.0	20	3.0×10 ⁵
off Nagasaki	1.0×1.0	10	2.0×10 ⁵
Port Nagasaki	0.3×0.3	10	4.7×10 ⁴

Bottom stress coef. 2.5×10⁻³/cm, Coriolis factor (33 N) 7.92×10⁻⁵/sec

Gravity acceleration 980cm/sec², Water density 1.024g/cm³.

*Assumption from $A_H = 0.05 \times 1^{4/3}$.

3. 対象海域の特徴と気圧変動のモデル

(1) 対象海域の地形的特徴と計算範囲

計算は、広い範囲から狭い港内まで四段階の格子によって行なわれた(第3図)。第1段階は、南は台湾から北は遼東海湾に至る、中国大陸東岸から九州西岸を含む範囲を経緯度とも12分間隔(18.6×22.2km)に区切って計算される。この海域の特徴は東シナ海の広大な大陸棚と、南西諸島の北側を北東に延びる沖繩舟状海盆でその先端は、五島列島と九州の間の五島灘にまで達している。第2段階は、この五島灘を対象に4km格子で計算される。この段階で、沈降性海岸特有の入り組んだ地形を持つ九州西岸の特徴が現われる。第3段階では、長崎港とその外側の海域を1×1kmの格子で、第4段階では、長崎港内を300×300mの格子で計算した。後に示す計算では、第2段階はCASEIIIを除くすべての場合について、第3段階と第4段階はCASEIIのみ計算した。

この海域の地形の特徴を要約すると、広い大陸棚と沖繩海底谷(第1段階)、その海底谷の北の延長上にあり、五島列島と長崎県にはさまれた三角形の五島灘(第2段階)、そして五島灘に面する岸深な長崎港(第3、第4段階)となり、それぞれが前述の各段階の計算領域に対応する。

(2) 気圧変動のモデル化

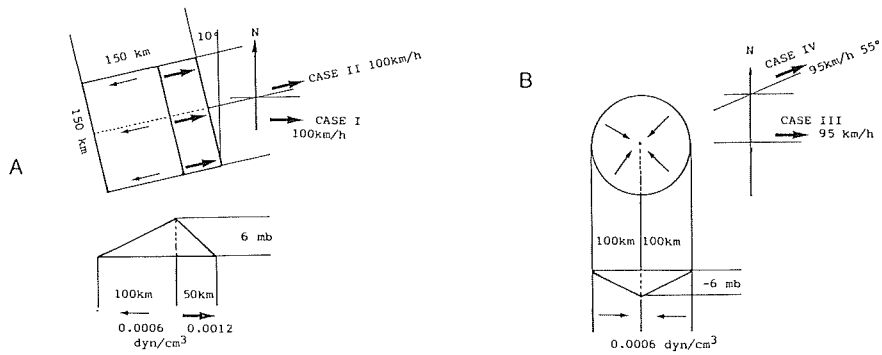


Figure 5 Assumed atmospheric pressure disturbance.

CASE-I : High pressure model travelling to East(90°).

CASE-II : High pressure model travelling to ENE(80°).

CASE-III : Low pressure model travelling to NE(55°).

CASE-IV : Low pressure model travelling to E(90°).

第2図の気圧の変動がどのような形で発生・伝搬するのか気象学的にも余り分かっていない。そこで、平面波を仮定し、女島と福江、長崎の各地に気圧変動が到達した時刻から伝搬速度と方向を求めると、約100km/hで80°の方向に進んだものと推定される。この速度により時刻変化を空間変化に置き換え(第2図)てみると空間スケールがだいたい150kmぐらいと推定される。以上のことから、第5図に示すような150×150kmの気圧変動モデルを作り、一つは、80°に傾いたまま100km/hで東に進む場合(CASE I)、もう一つは、辺に直角な80°の方向に同速度で進む場合(CASEII)を計算した。両方の場合とも出発点は中国大陸東岸の沖からとしたが、五島灘でほぼ同じ地点を通るようにするため、CASEIIは、CASE Iに比べて南となっている。

また長崎港には、普通の状態においても数十cm程度のあびきが観測され、この原因は低気圧や前線に関係し

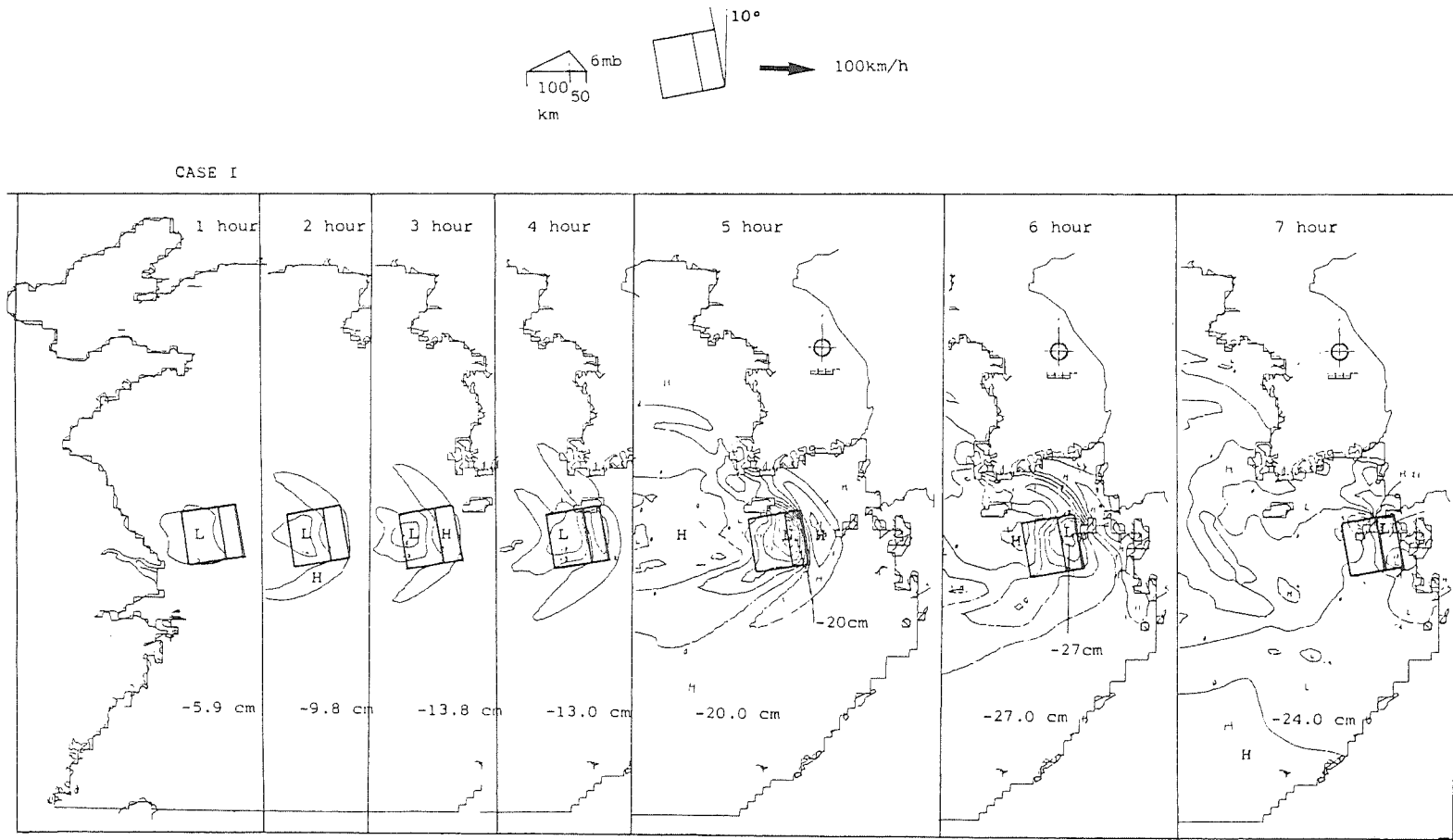
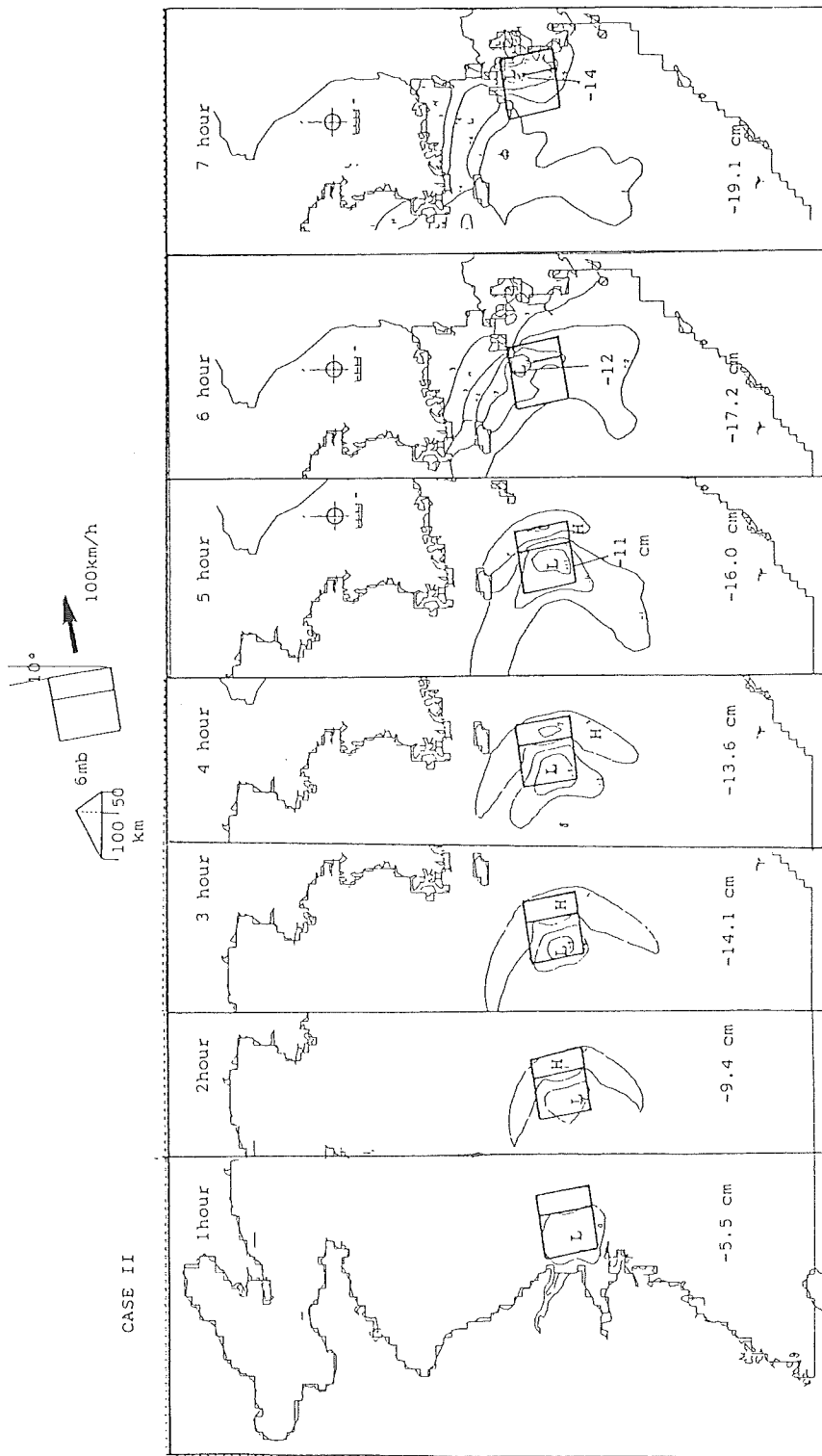


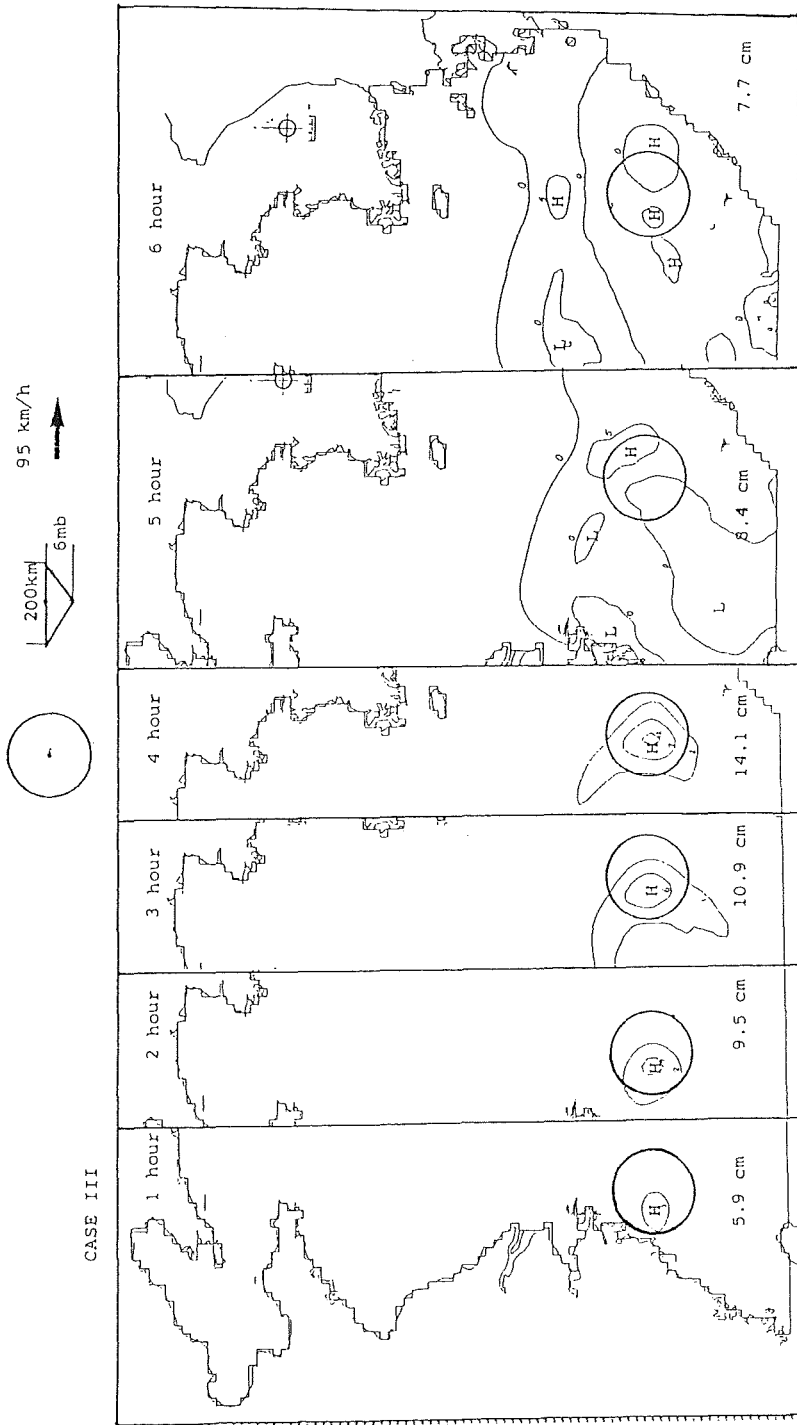
Figure 6. Development of water surface disturbance with the progressive atmospheric disturbance.

(a) CASE-I.

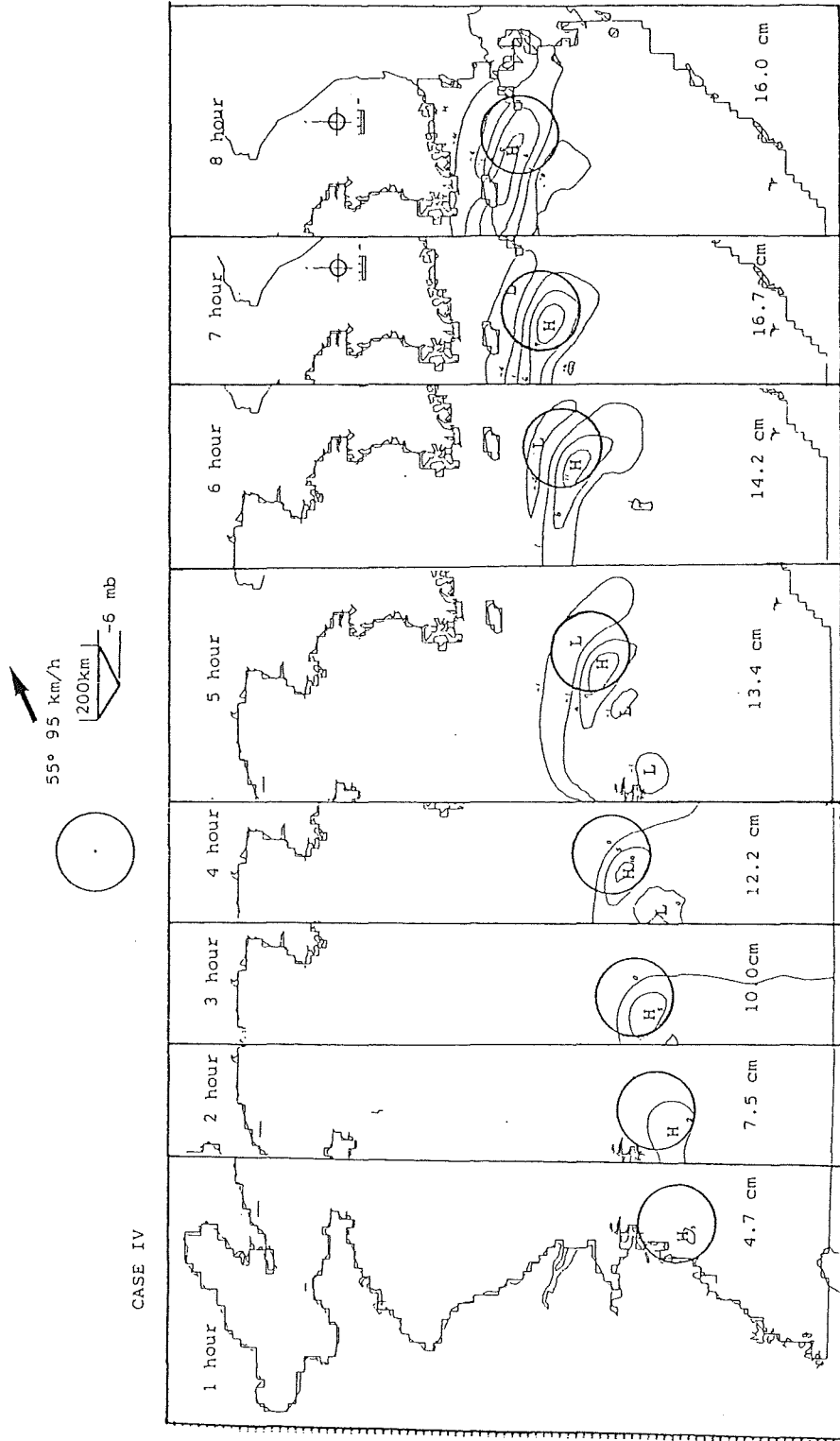
Numerals in figures indicate maximum or minimum height of disturbance.



(b) CASE-II.



(c) CASE-III.



(d) CASE-IV.

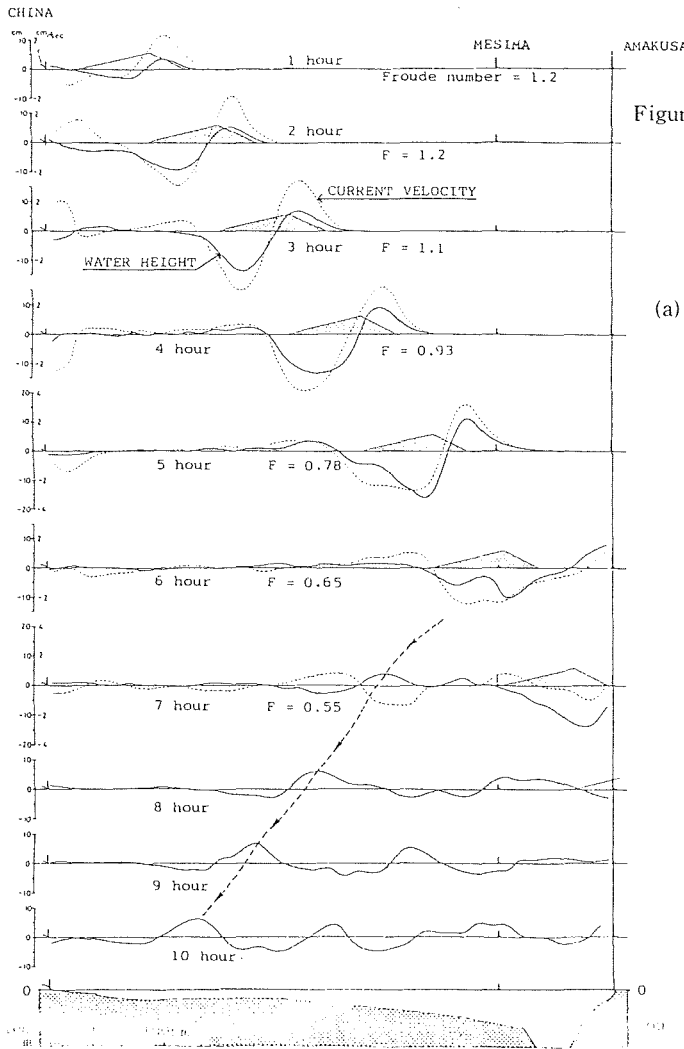
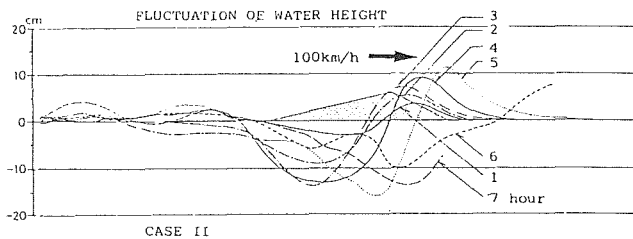
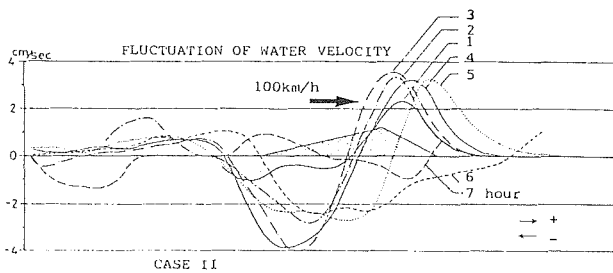


Figure 7. Vertical section of water height and velocity (CASE-II).

(a) Development of elevation and current with progressive atmospheric disturbance.



(b) Fluctuation of water height and velocity.



ているらしい(赤松及び1978, 前田ほか1980)。そこで、前述の高気圧型の気圧波のモデルに変えて、円形の低気圧が東シナ海上を東西に移動する場合(CASEIII)、北東に移動する場合(CASEIV)の計算も試みた。ただし、この場合の移動速度や形はあくまで仮想的なものである。

4. 計算結果

(1) 大陸棚上における海面重力波(長波)の発達

CASEIIでは、高気圧性変動を仮定したので中心線から外側に気圧傾度力が働き、海面は中心で約6cmへこんだ形になるような力を受ける。この力に対し平衡状態に達する時間は、気圧変動の大きさを重力波の速度 \sqrt{gH} で割った程度と考えられ、約1.5時間となる。海面水位の経時変化(第6図)では、いずれの場合も、気圧変動発生後はほぼ1時間で6cmのへこみになっている。しかるに、この気圧変動は、100km/hで移動しているため、新たな場所にへこみを作ろうとする。この時、先に作られたへこみは重力波として伝搬してきている。この伝搬速度は水深50mの所で約80km/h程度である。この重力波は、二次元円形波として伝搬するので振幅は距離に反比例して小さくなるはずであるが、気圧変動の擾乱と同方向に伝搬した波は、くり返し気圧変動の作用を受け続ける。つまり重力波の伝搬速度と気圧変動の移動速度がほぼ等しい場合には、波の振幅は著しく増大することになる。CASEI(第6図(a))では、へこみは済州島の西側で13cmぐらいいなり、男女群島では27cm程度に発達する。CASEII(第6図(b))では、男女群島付近で17cmのへこみとなった。

この海面波動の発達を、CASEIIの進行方向に沿ってみよう(第7図)。気圧変動の形(第5図)では、前部は前向き気圧傾度力、後部は後向き気圧傾度力が働き、中心部で発散、前辺と後辺で収束するような力を受ける。このため一時間後では、前部に水位上昇による山、中心部には谷ができるが、気圧配置と比べると若干水位の形が後ろにずれているようである。また、後部の水位の山は、はっきりせず、前部の山が発達する。これは、重力波の伝搬速度が気圧変動の速度に比べ遅く、気圧変動に重力波が追いつけないことに帰因する。図中に示したフルード数は、気圧変動の移動速度と重力波の速度との比である。また、第7図には、水位とともに海水の流速分布も示してある。水位の山で流速も極大、谷で極小となっていて、東の方向に進む進行波の体裁をとっている。大陸棚上の浅海部にあるときはほぼ同様の形で発達するが、5時間後頃からは重力波の速度が速くなり、海面水位のほうが気圧配置よりも速く進む。7時間後では、大陸斜面や九州地方で反射され、西に進む波も現われる。

CASEIIIとCASEIV(第6図(c), (d))では、逆円錐形の低気圧配置のモデル(第5図)を中国大陸東岸から奄美大島に向かって東に進めた場合(CASEIII)と、対馬海峡に向けた場合(CASEIV)である。このモデルでは、低気圧であるため、中心部の海面は上昇する。形は異なるものの大陸棚上における波の発達は前述のCASEIIと同じで、重力波の速度と気圧変動の移動速度がほぼ同じであるために波の振幅は増大する。CASEIIIでは、4時間後に14cm位になった後、5時間後では大陸斜面から海底谷に差し掛かるため、重力波の伝搬速度が大きくなり海面の水位は自由進行波としていろいろの方向に拡散してしまい、徐々に水位は低くなってほぼ平衡状態に落ち着く。CASEIVでは、大陸棚上を走る時間が長いので波はよく発達し、済州島付近で約17cmの盛り上がりとなり、前面のへこみも顕著である。

(2) 五島灘における海面重力波(長波)

大陸棚上で発達した重力波は、五島灘に入ってくると、気圧変動よりも地形の影響を強く受ける。第8図は、 4×4 kmの計算によって各気圧モデルが五島灘に到達した時の様子を示したものである。CASEIでは、五島灘と対馬海峡を結ぶ海域のあたりと、橘湾の奥に水位の極小部が出現している。水位の等高線も深く広い海域

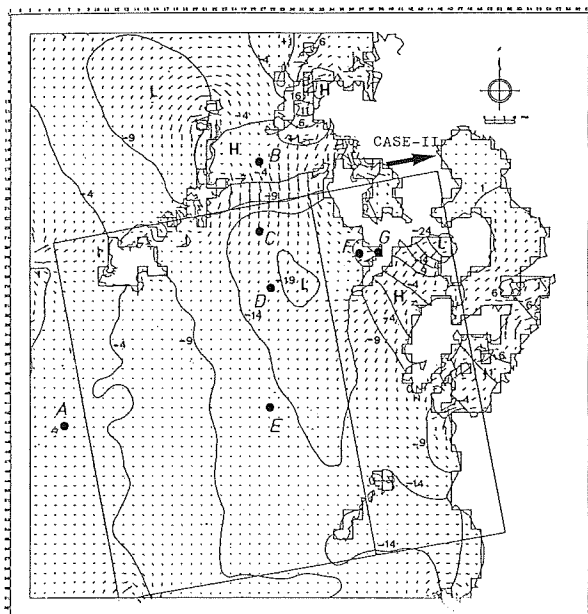
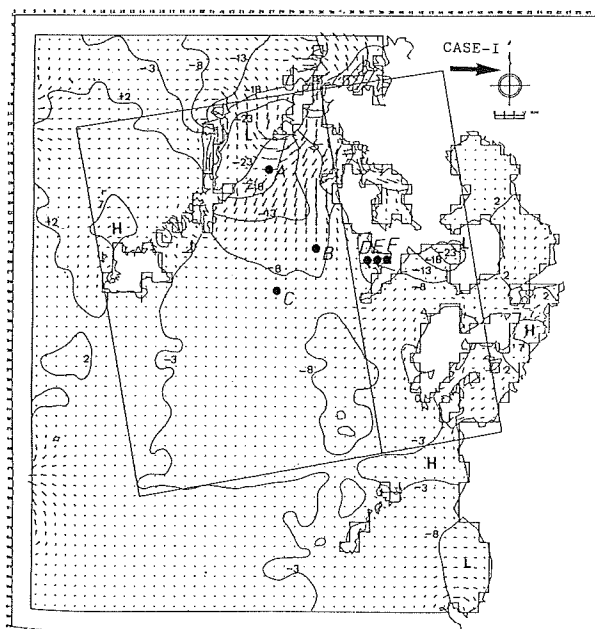


Figure 8. Distribution of water height and current.

(a) CASE-I (7 hours from start.),



(b) CASE-II (7 hours),

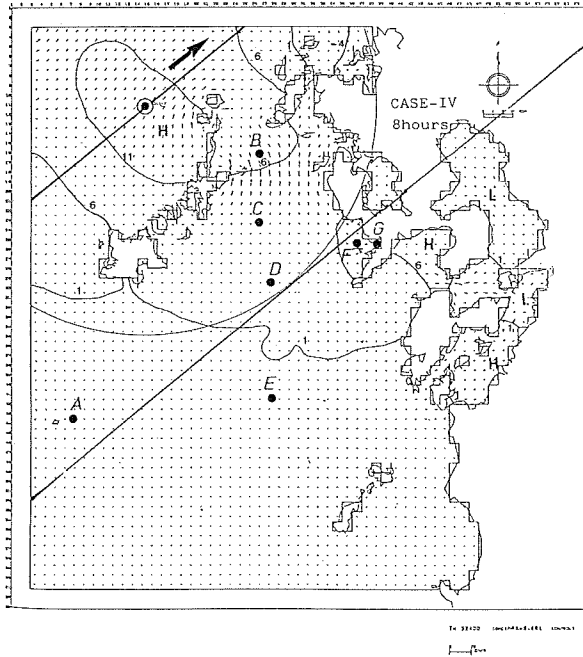


Figure 8. Distribution of water height and current.
(c) CASE-IV (8 hours).

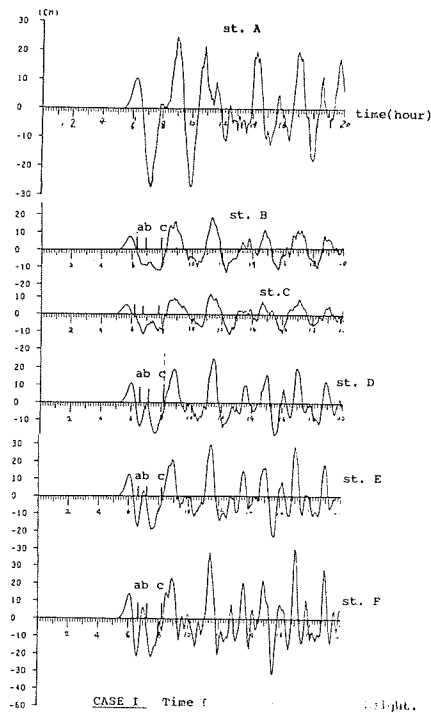
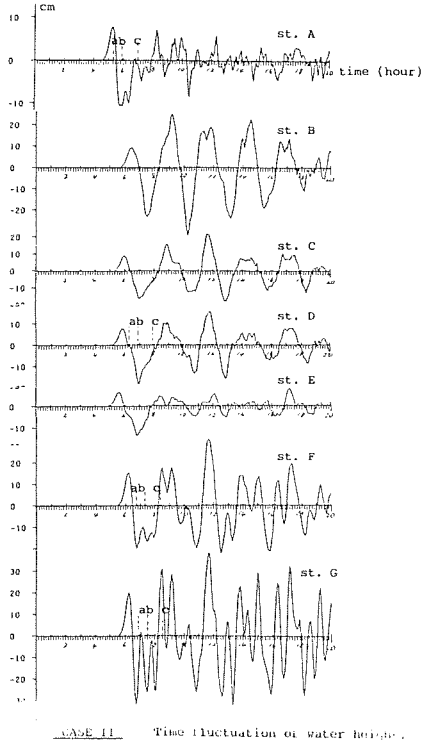
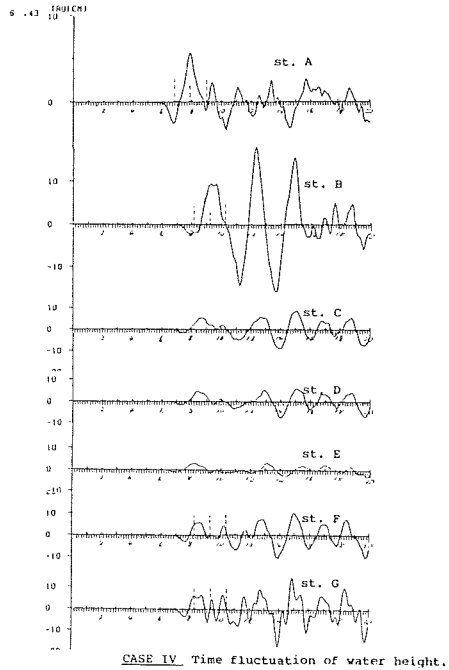


Figure 9. Time series of water surface elevation. Each station is denoted in fig.8

(a) CASE-I,



(b) CASE-II.



(c) CASE-IV.

ではなだらかで、浅く狭い海域では急である。CASEIIでは、五島灘の中央部に水位の低い部分が出現し、橘湾の奥にも低い所がある。CASEIVでは、水位の高い部分は、気圧擾乱の中心位置と一致している。CASEIIIは、気圧擾乱が五島灘を通らなかったため、計算しなかった。

第8図に示した各地点における水位の経時変化を第9図に示した。CASEIでは、水位変化は余り大きくなく、長崎港外でも最大60cm程度の(全)波高である。周期は中央部のA, B, C点では約3時間の成分、長崎近くのD, E, F点では更に約1時間の成分が顕著である。CASEIIでも、五島灘中央部のB, C, D, Eでは、CASEIと同様に3時間位の周期成分が顕著である。この周期成分は各点とも同位相であり、振幅は北から南に小さくなることから、中通島と平戸島を結ぶあたりを腹、E点付近を節とする五島灘の固有振動と推定される。長崎付近のF, G点では、この固有振動に重なって約40分程度の周期成分が顕著であり、長崎港に近づくにつれて大きくなる。G点では、最大70cm程度の(全)波高となった。CASEIVでは、余り波は発達せず、前述の約3時間の固有振動の振幅も10cm程度にしかない。

以上の水位変動を要約すると、真東(90°方向)に進む気圧変動(CASEI)では、中央部に3時間周期の成分、長崎港近くで1時間周期の成分が励起される。東北東(80°方向)に進む気圧変動(CASEII)では、前述のもの以外に約40分周期成分が発達し、全波高も最も大きくなる。五島列島の外側を対馬海峡方向へ抜ける低気圧の場合(CASEIV)では、全域的に余り振幅は大きくならないが、周期成分にはCASEI, IIと同様のものが存在する。

(3) 長崎港内外における増幅

前節のCASEIIの結果を用いて、長崎港内外の重力波の振る舞いを計算した。ただし、この場合の境界の接続については、水位と流速の両方を時空間的に内挿して与えた。結果を見ると、図には示さないが港内の最大全波高は80cm程度にしかならなかった。これは、実測の約3m(第1図)に比べ著しく小さく、また前節のCASEIIのG点(第9図(b))に比べても10cm程度しか増大していない。この不一致の原因は、第2段階から第3段階(第3図)に接続するときに問題があったようである。この問題は、後で詳しく考察することとしたい。

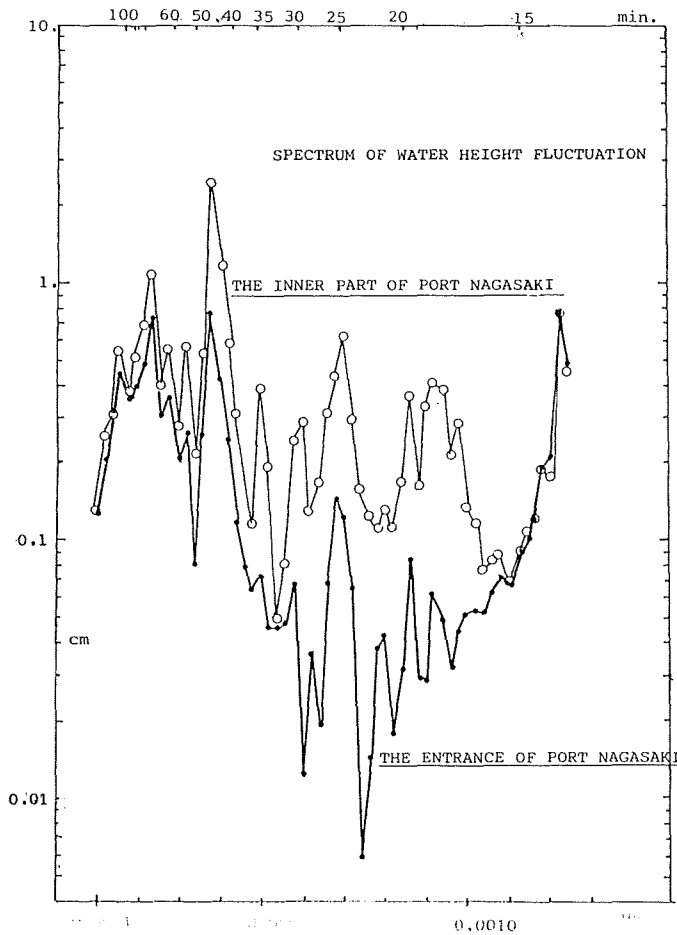
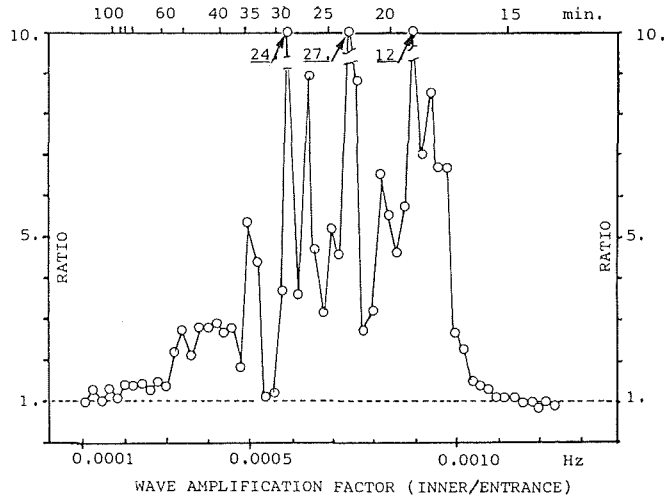


Figure 10. (a) Spectrum of calculated water height fluctuation in innermost and entrance of port Nagasaki.

第4段階の長崎港口と港奥における水位のスペクトル(第10図(a))を比較して、波の周期成分ごとの増幅率を算出してみる(第10図(b))と、従来から言われている長崎港の基本振動である35分、28分、23分、19分の各周期成分がいずれも数倍から30倍近くの増幅率を持つことがわかった。つまり、周期15分から40分ぐらいまでの周期成分を持つ波が港内に入射してくると、港奥ではたいへん大きな振幅となる。実際のあびき(第1図)において、約35分の周期成分が卓越するのは、この増幅率による。



(b) Amplification factor.

5. 考 察

以上のように「あびき」の発生過程に、日比谷と梶浦（1982）による3つの要因がたいへん重要であることは、今回の試行でもほぼ確認された。まず、第一の段階として気圧変動との共鳴的な効果によって海面の凹凸が大きくなる。この海面波動は進行波的性格を持つ。第二段階として、この海面波動が五島灘に入射し、水深変化や陸岸地形による変形や反射・屈折によって振幅は増大し、局所的な振動系をつくりだす。第三段階として長崎港に入射して来る波のうち、15分から40分程度の成分が共鳴により増大し、大きな「あびき」が発生する。しかるに、今回の試行では、以上の過程をほぼ表現できたにもかかわらず、実測ほど大きい振幅は計算されなかった。4-3)でも述べたように、長崎港外での計算に問題があるようである。そこで、以下では、第二段階の五島灘および長崎港外での重力波の挙動について、CASE IIの場合を中心に議論する。

第9図(b)に現れているように、長崎港外(G)に見られる短周期変動はF点から東側で急激に大きくなる。G点の水位変動を周期解析したのが第11図である。この図からこの短周期変動が約43分の周期を持つことがわかる。また、180分、69分にもピークがあり、36分位に副次的なピークが存在する。以上の四つの周期成分に着目して五島灘における振幅と位相の分布を求めた(第12図)。(a)の180分周期は、平戸島付近が振幅の腹に、五島灘の南の陸棚斜面に節のある南北方向の単節振動である。(b)の69分周期は、南北に振動の節が走る東西方向の単節振動である。この振動系で注目されるのは、位相分布が反時計回りの回転を示すことと、長崎港における振幅の増加である。前者は、この周期の振動が南から進入した後、西彼杵半島で反射され西に向かうことを示唆する。後者は、西彼杵半島と野母埼で作られる西に開いた三角形の地形が、水理学におけるグリーンの定理(堀川, 1973)による増幅作用を荷っていることを示す。(c)の43分周期では、この西彼杵半島と野母埼の地形によって局所的な振動系が形成される。すなわち、位相分布では、この陸岸地形に対称的なくの字形の節線が見られる。これは、南西から入射してきたこの周期の波が西彼杵半島で反射されて野母埼から出る節線をつくり、他方、ほかの地点で屈折・反射され西彼杵半島沿いに入射した波が野母埼で反射されて西彼杵半島の節線をつくり、両者が相乗してこのような振動系を作っていると思われる。そして振幅も長崎港に近くなって急激に増大している。(d)の36分周期でも、くの字型の節線が見られ、この三角形の地形が重要な役割を果たしていることが分かる。

この四つの振動系の励起については、気圧変動の進行方向と密接な関連があるようだ。第8図(a)のように東に

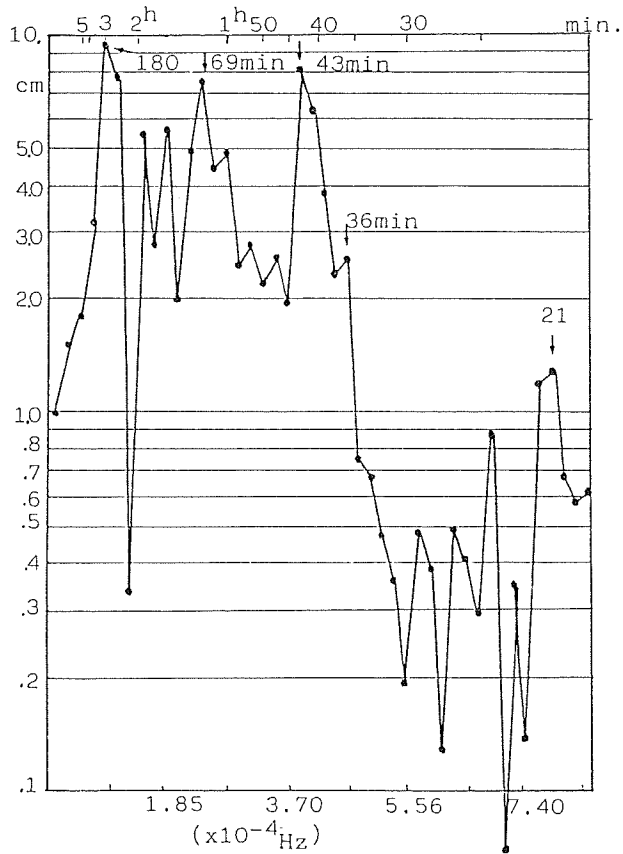
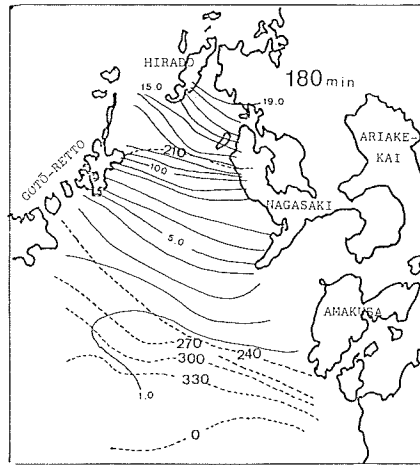


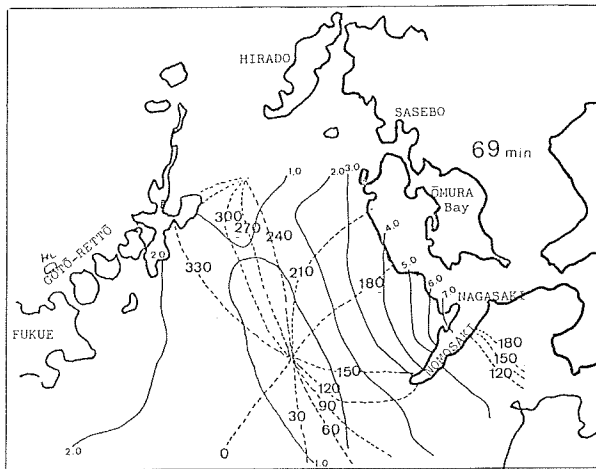
Figure 11. Spectrum of calculated water height fluctuation in stn.G (fig.8(b)).

進む CASE I の場合、180分と69分の周期成分は現われる（第9図(b)）ものの、より短周期の43分、36分の成分は顕著ではない。CASE II の場合には、この短周期成分が大きく現れる。これは、五島灘に入射する波の方向によって、海底地形や陸岸によって屈折・反射されるしかたが異なり、前述の三角形の地形の中に入り込む波が変化することを示している。

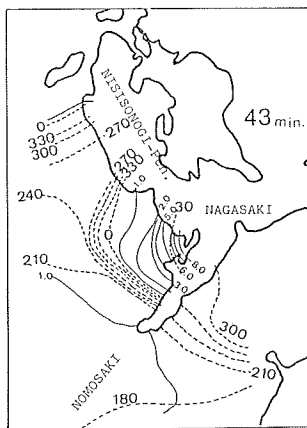
以上のように、長崎港外の短周期振動系が発達できれば、港内の振動系も共鳴的な効果により発達することが期待できる。今回の試行で最終結果と実測が余り一致しなかったのは、これができなかったためである。つまり第11図の4 km 格子の結果と、第10図の港口のスペクトルを比べて分かるように、20分から40分にかけての周期成分が後者は前者の数分の1に減小してしまっていることである。これは、今回の計算が時間間隔や空間格子を変える時に無理な接続をしていることにも原因があるが、より重要なのは、 $1 \times 1 \text{ km}$ の格子の計算では、全体の範囲が狭すぎて（第3図）、上述の振動系を包含できなかったためと思われる。今後、このような計算をするときには注意したいと考えている。



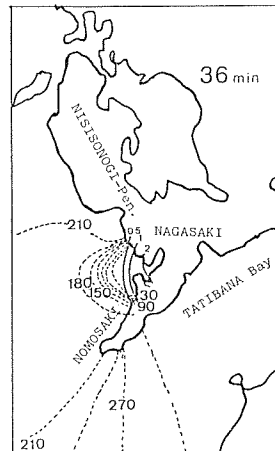
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 12. Amplitude and phase lag of each component, (a) 180, (b) 69, (c) 43, and (d) 36 min. period. From the results of CASE II (4x4 km mesh).

6. まとめ

九州西方に見られる「あびき」現象に関し、日比谷及び梶浦（1982）によって明らかにされた発生過程を、追試したところ、大筋では一致したものの、最終結果が実測と合わなかった。その原因を追求していく中で、逆に、五島灘及び長崎港外の野母埼付近にできる振動系の重要性が認められた。それは、周期180分、69分、43分の成分が顕著で、副次的に36分、21分程度の成分も認められ、気圧変動により発生した海面波動が五島灘に入射するしかたによって励起のされかたも変化することが分かった。

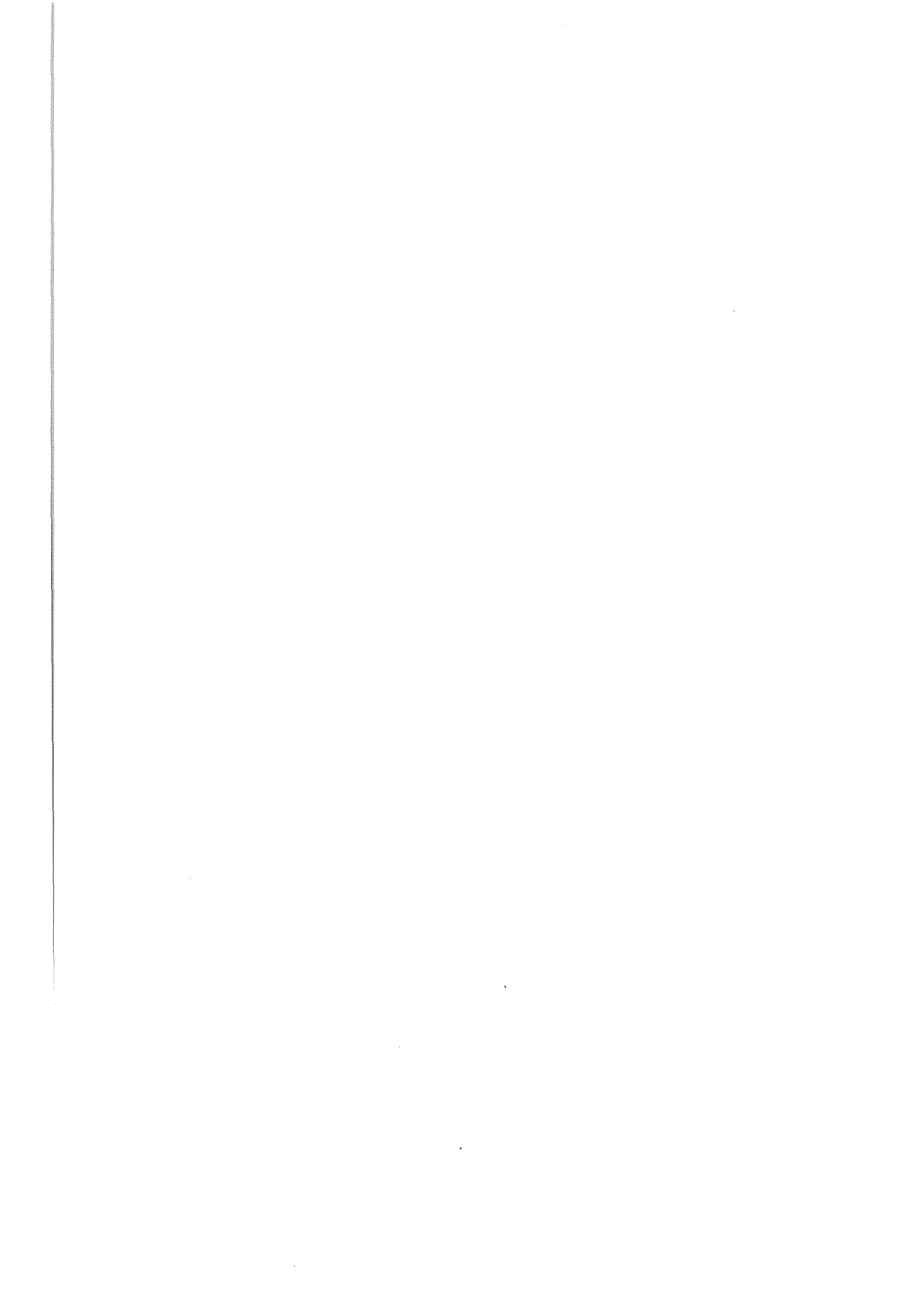
今後、「あびき」のような副振動現象を考えるには、港内のみでなく、以上のような港外にできる振動系に着目する必要があると思われる。

最後に、有益な御教示をいただいた、東京大学梶浦欣二郎教授及び日比谷紀之氏に深く感謝する。

なお、この研究は、科学技術庁特別研究調整費「九州西方海域に関する総合研究」の一環として行なわれた。また、計算プログラムは、(株)芙蓉情報センターに委託して開発した。

参 考 文 献

- 海洋の事典 1960：あびき 東京堂出版、東京、8-9ページ。
- 赤松英雄 1978：長崎港のあびき、長崎海洋気象台100年のあゆみ、154-162ページ。
- Nakano M. and Unoki S. 1962：On the Seiclies along the coast of Japan. Records of Qceanographic Works in Japan. Special number 6, pp 169-214.
- 赤松英雄・岡田正実 1980：長崎港のセイシュについて、日本海洋学会秋季大会講演要旨集、201-202ページ。
- 赤松英雄 1980：長崎港の“あびき”の話、海の気象、vol.25, 5, 6, 7-16ページ。
- Hibiya Toshiyuki and Kinjiro Kajiura 1982：Origin of the Abiki Phenomva (a kind of Seiche) in Nagasaki Bay., J. Oceanogr. Soc. Japan. vol. 38, No. 3, pp 172-182.
- 土木学会 1974：土木工学における数値解析/流体解析編、サイエンス社、東京、150ページ。
- 前田明夫・富永政英・桜井仁人・園本 敏 1978：枕崎湾および長崎湾における副振動と気象擾乱、日本海洋学会春季大会講演要旨集、15-16ページ。



大阪湾海底堆積物の重金属汚染

陶 正史*・柴山信行*・峯 正之*・岩本孝二*・当重 弘*・松本敬三*

HEAVY METAL POLLUTION OF BOTTOM SEDIMENTS IN OSAKA BAY

Masashi Sue,* Nobuyuki Shibayama,* Masayuki Mine,* Koji Iwamoto*
Hiroshi Toju* and Keizo Matsumoto*

Received 1982 September 7

Abstract

The horizontal and vertical distributions of chromium, zinc, copper, lead and nickel in the sediments in Osaka Bay were determined. Judging from the results of the sedimentation rates determined by ^{210}Pb dating technique, the pollution of the sediments by these heavy metals seemed to have been occurring since about 1900-1930. The concentration of these heavy metals at each sampling station was constant in the deeper part of the vertical distribution. This constant value was taken as the background concentration at each station considering the sedimentation rate. The amounts of artificial accumulation of these heavy metals were estimated at each station by integrating the values which exceeded the background concentrations. These values were 0-1,800 for chromium, 0-12,000 for zinc, 0-2,100 for copper, 0-3,300 for lead, and 0-140 for nickel in units of $\mu\text{g}/\text{cm}^2$ respectively. Moreover they were higher at the head part of the bay.

From the horizontal distribution of these values, the total amounts of artificial accumulation of the heavy metals in Osaka Bay were respectively found to be 4,400 tons for chromium, 30,000 for zinc, 5,900 for copper, 7,800 for lead, and 400 for nickel. These values were nearly equal to the values of Tokyo Bay, but were several times higher than the values of Ise Bay except the one for nickel.

Key words: Pollution, Heavy Metal, Osaka Bay, ^{210}Pb .

1. はじめに

大阪湾には沿岸部に大都市及び大規模工業地帯があり、また、地勢的にかなり閉鎖性の高い湾であるため、生活排水及び工場排水による大阪湾の海洋汚染は相当に進行しているものと思われる。海洋汚染の実態とその推移を定量的に把握し、更に将来予測に関する知見を得るためには、汚染物質の負荷及び海洋環境中におけるその物

理的・化学的・生物学的挙動を解明し、汚染物質の物質収支を明らかにすることが必要であるが、これまでのところこのような観点に立った調査研究は非常に少ない。特に海水中の重金属汚染については超微量重金属の分析方法が十分に確立していなかったこともあり、過去のデータは信頼のおけるものが少なく、海水汚染の推移を定量的に把握することはすぶる困難である。一方、内湾域における海底堆積物の重金属汚染については、比較的多数の調査研究がこれまでにに行われており、大阪湾についても城ほか(1974)、西村及び熊谷(1974)、Kawakami・Nishimura(1976)、地質調査所(1976)、及び水路部(1975, 1976, 1977, 1978, 1979, 1980, 1981)の報告等の調査研究をみることができる。しかし、その大部分は表層堆積物の汚染の現況調査に関するものであり、汚染状態の推移を明らかにするような調査研究については、海水に関する調査と同様にほとんどみるべきものはない。

最近になって、松本及び横田(1976, 1977, 1978a, b)により、東京湾と大阪湾の海底堆積物の堆積速度及び海底堆積物中の重金属等の鉛直分布に関する研究が行われ、その結果、単位面積当たりの重金属の人為的堆積量として堆積物中の重金属汚染の推移を定量的に把握する方法が報告された。

著者らは松本ほかの方法を基にして、東京湾及び伊勢湾全域の単位面積当たりの重金属の人為的堆積量を求め、これらの値から湾内全域に堆積した重金属の総量を報告したが(陶ほか1981, 1982)、本報告は大阪湾について海底堆積物の堆積速度を求め、重金属の鉛直分布から過去の汚染状態の時間的推移を推測するとともに、大阪湾全域に堆積した重金属の総量を推算した結果をとりまとめ、合わせて東京湾、伊勢湾及び大阪湾の三湾について汚染度の比較を行ったものである。

2. 試料及び分析方法

(1) 試料採取

試料の採取は、昭和56年2月、測量船「拓洋」で行い、25点の表層堆積物試料及び13点の柱状堆積物試料を採取した。試料採取点を第1図に示す。表層堆積物の採取はスミスマッキンタイヤ採泥器を使用し、堆積物の表層0～1cmを分析用試料とした。また、柱状堆積物の採取には内径9.5cmのプラスチック製内管付の重力式柱状採泥器を用い、採取後、直ちに所定の各深さで1cmの厚さに切断し、分析用試料とした。

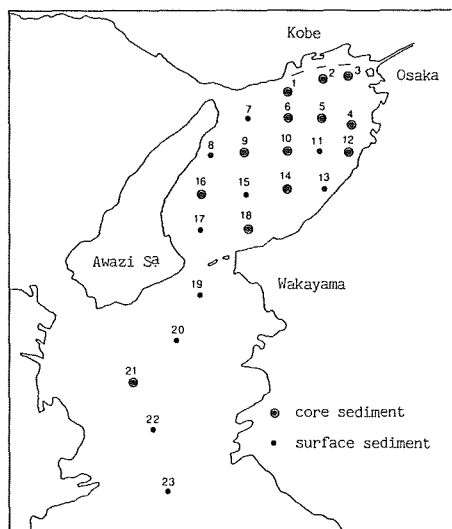


Figure 1 Sampling station in Osaka Bay

(2) 分析方法

堆積物試料は含水量を求めた後、110°Cで乾燥し、振動ボールミル（タングステンカーバイド製ポット）で粒径0.05mm以下に粉碎した。これをアルミリング法により30ton/cm²の圧力で成型し、重金属分析用試料とした。重金属の定量は蛍光X線分析装置（理学電機工業製 Geigerflex3064）を用い、クロム・亜鉛・銅・鉛及びニッケルについて分析を行った。堆積物試料の組成の違いに基づくマトリックス効果の補正は、バックグラウンド・ピーク比を用いた検量線法により行った。

また、²¹⁰Pbの分析は松本及び横田（1978a）の方法に従い、鉛を分離・精製の後、娘核種の²¹⁰Biのβ線を低バックグラウンドガスフローカウンタ（ALOKA製LBC-451型）により測定して求めた。

3. 結果及び考察

(1) 重金属の水平分布

堆積物の表層0～1cmにおける重金属濃度の水平分布を第2（a～e）図に示す。いずれの重金属についても湾奥部で高く、友ヶ島水道以南では概して低い値がみられた。この傾向は海洋汚染調査報告第5号（水路部1979）に報告された昭和52年調査結果における脂肪族炭化水素、PCB、水銀及びカドミウムの分布と同様であった。

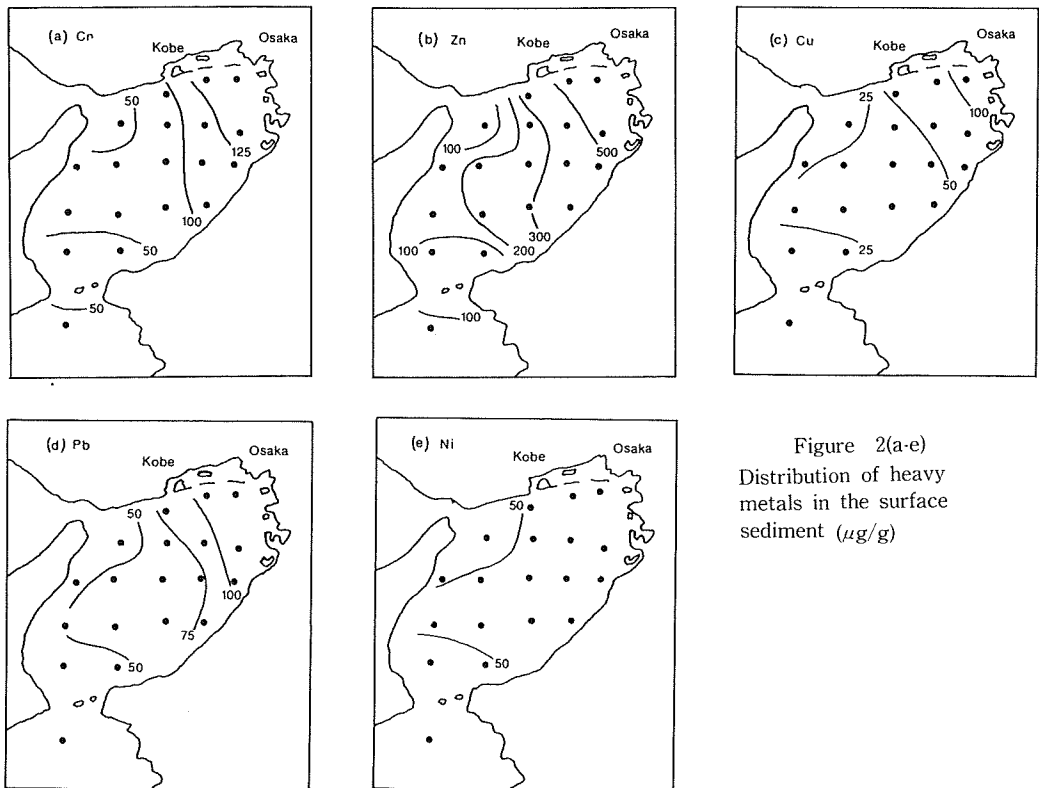


Figure 2(a-e)
Distribution of heavy
metals in the surface
sediment ($\mu\text{g/g}$)

(2) 堆積速度

沿岸海域の海底堆積物には海洋環境に負荷された重金属のかなりの部分が沈積しており、もし、浚渫、投棄及び波浪による堆積物の攪乱、海潮流による堆積物の再移動、ベントスによる混合・攪拌等の堆積層の乱れが

なければ、堆積物中には重金属の鉛直分布の形で過去の汚染の歴史が記録されているはずである。従って、海底堆積物の堆積速度が与えられれば、堆積物中の鉛直分布を明らかにすることにより、過去の汚染状態の推移を年代的に推測することが可能である。

海洋汚染のように100年以内の堆積速度を求めるためには、放射性鉛 (^{210}Pb) を用いる方法が一般的に行われている。(杉村及び三宅1974, 松本及び横田1977, 1978a, b, 松本1979, 松本及び富樫1980, 陶ほか1982) ^{210}Pb を用いた堆積速度は、堆積物粒子と ^{210}Pb の供給量が一定であり、 ^{210}Pb の堆積後の再移動がないことを条件として次式で与えられる。(松本及び横田1978a)

$$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(Z) = ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(0) \exp(-\lambda Z/S) \quad (1)$$

ここで、 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(Z)$ は深さ Z (cm) の堆積物中の過剰の ^{210}Pb 量 (cpm/g), すなわち深さ Z における ^{210}Pb 量から堆積物中にバックグラウンドとして含まれている ^{210}Pb 量 (堆積物中で ^{210}Pb が完全に放射壊変する十分な深さでの ^{210}Pb 量) を差し引いた値, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(0)$ は堆積物表層における過剰 ^{210}Pb 量, λ は ^{210}Pb の壊変定数 (0.0311年), S は堆積速度 (cm/年) である。深さ Z に対して $\log(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}(Z))$ の値を描画すれば直線の傾きから堆積速度 S を求めることができる。

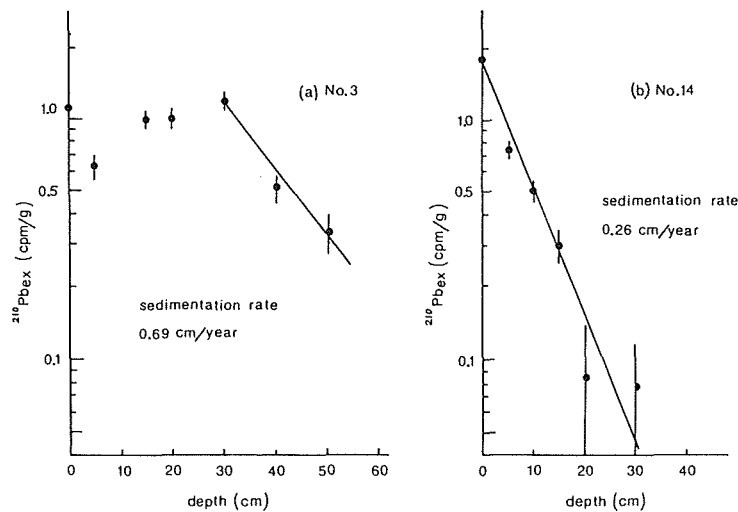


Figure 3(a-b) Sedimentation rate at No. 3 and No. 14

第3 (a-b) 図には湾奥部の No. 3 点及び湾南東部の No. 14 点における $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の鉛直分布を示す。図から明らかのように、No. 14 点では $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ は深さに対して直線的に減少しているが、No. 3 点では表層 30~31cm 以深で直線的に減少しているものの 30~31cm 以浅では $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ の分布に乱れがみられる。このことは、No. 3 点の表層付近の堆積層に何らかの乱れがあったことを推測させる。図の直線の傾きから堆積速度を求めると No. 14 点では 0.26cm/年、No. 3 点の 30~31cm 以深では 0.69cm/年という値が得られる。第4図にはこのようにして求めた湾内各点の堆積速度の分布図を示す。これらの値は、松本及び横田 (1978a) が求めた大阪湾内の 0.12~0.61 cm/年という堆積速度と同程度の値である。

No. 3 点の表層付近の攪乱層の堆積に要した時間 t (年) は、表層付近と深層における堆積物粒子の堆積量 w ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{年}$) に変化がないという仮定を置くことにより次式により求めることができる。(松本及び横田1978a)

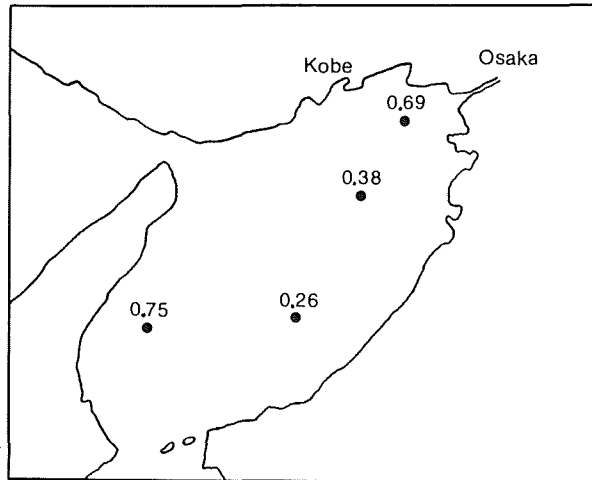


Figure 4 Sedimentation rate (cm/year) in Osaka Bay

$$t = \frac{\int_0^z (1 - \phi) \rho_s dZ}{w} \quad (2)$$

ここで、 Z (cm) は攪乱層の深さ、 ϕ は堆積物の現場における間隙率、 ρ_s は堆積物粒子の密度 (g/cm^3) である。また、堆積物粒子の堆積量 w は攪乱層以下の間隙率がほぼ一定であれば、堆積速度 S (cm/年) を用いて次式により求めることができる。

$$w = S(1 - \phi)\rho_s \quad (3)$$

このようにして求めた No. 3 点の 30~31 cm 以浅の攪乱層の堆積に要する時間は約 33 年であった。

堆積物試料によっては圧縮効果により各深さの間隙率に大きな差がみられることがある。このような場合には堆積物の深さと年代の直線関係がくずれることになるが、堆積速度 S (cm/年) の代わりに堆積量 w ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{年}$) を用いることにより各深さにおける年代を明らかにすることができる。今回の試料については深さと年代の間の直線関係が比較的良好であったので堆積速度 S (cm/年) を用いて年代を明らかにした。

(3) 重金属濃度の鉛直分布

堆積物中の重金属濃度の鉛直分布を第 5 (a-d) 図及び第 6 (a-i) 図に示す。なお、第 5 (a-d) 図には図の右側縦軸に堆積速度から求めた年代を示してある。湾奥部の No. 3 点では表面から 60~70 cm の深さから徐々に

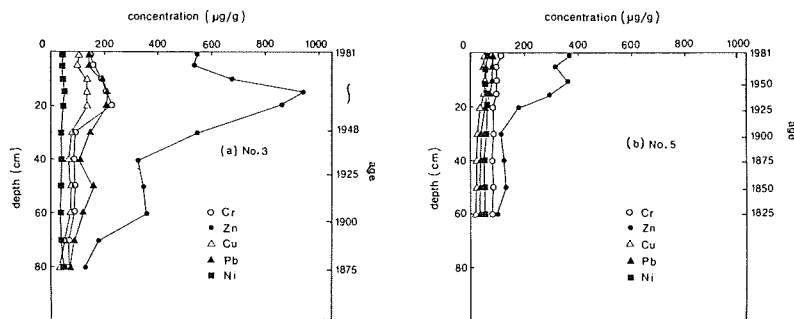


Figure 5(a-b) Vertical distribution of heavy metals in sediment cores

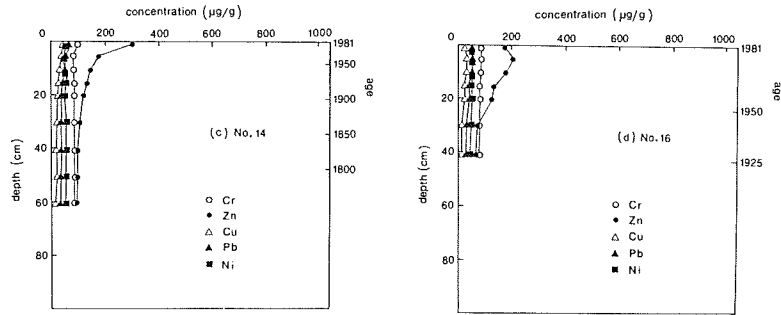


Figure 5(c-d) Vertical distribution of heavy metals in sediment cores

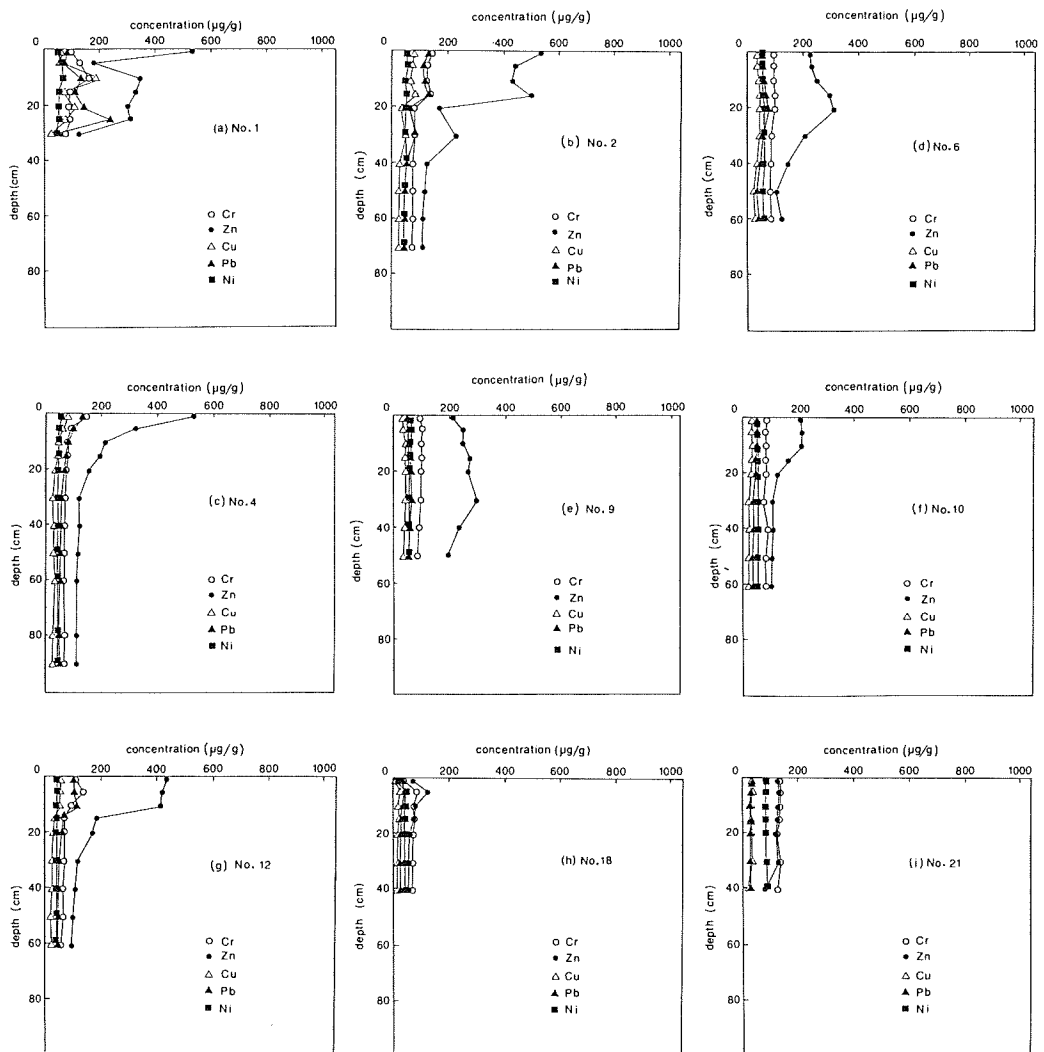


Figure 6(a-i) Vertical distribution of heavy metals in sediment cores

重金属濃度が増加し始め、40cmの深さから急激に増加して15~20cmの深さで極大となり、これより表層では減少傾向にある。これを年代的にみると1900年頃から重金属汚染が始まり1930年頃から急激に汚染が進行していることが分かる。表層付近の重金属汚染については攪乱層のため年代を特定することができない。ほかの調査点についてもNo.3点と同様に1900年頃から汚染が始まり1920~1930年頃から汚染が著しくなっていることが推察される。

図の鉛直分布から明らかなように、湾内の各調査点ではいずれも表層又は表層付近に重金属濃度の極大を持つ分布を示し、いずれも亜鉛の濃度分布が著しい変化傾向を示している。また、紀伊水道のNo.21点では表層から深層まで重金属濃度は均一であり、人為的な汚染は認められない。

(4) 重金属のバックグラウンド濃度

各調査点の重金属濃度の鉛直分布は、いずれもある深さから下方でほぼ一定値をとるようになるが、この一定値は堆積速度から考えて人為的汚染が始まる以前の濃度、すなわち、バックグラウンド濃度を示すものと考えられる。バックグラウンド濃度は各調査点ごとに若干の差がみられるが、これは堆積物の粒度組成あるいは鉱物組成の違い、すなわち堆積物を構成する成分が、砂質、粘土質あるいは貝殻質のいずれであるか、また、その供給源の地理的位置に関係するものと考えられる。そこで、各調査点の測定結果のうち、紀伊水道のNo.21点及び粒度組成が大きく異なるNo.16点及びNo.18点の各測点を除いた泥質堆積物中のバックグラウンド濃度範囲を第1表に示す。

Table 1 Background concentration of heavy metals in the sediment

heavy metal	background concentration($\mu\text{g/g}$)		
	Osaka Bay	Ise Bay	Tokyo Bay
chromium	60 - 85	45 - 70	70 - 100
zinc	90 - 110	80 - 110	90 - 120
copper	20 - 25	15 - 25	40 - 60
lead	35 - 50	30 - 55	35 - 60
nickel	40 - 55	30 - 50	45 - 60

表から大阪湾内の泥質堆積物中の重金属のバックグラウンド濃度は一定の範囲内にあることがうかがえる。第1表には東京湾及び伊勢湾の泥質堆積物中のバックグラウンド濃度(陶ほか1981, 1982)も合わせて示したが、この結果によれば亜鉛、鉛及びニッケルは各湾とも同程度の値であるが、銅については大阪湾は東京湾の約1/2程度で伊勢湾と同じレベル、大阪湾のクロムは東京湾と伊勢湾の中間程度であることが分かる。

(5) 重金属の単位面積当たりの人為的堆積量

ある調査点について、過去にさかのぼって重金属汚染状況を表わす一つの指標として単位面積当たりの人為的堆積量 P ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)があり、次式によって与えられる。(松本及び横田1978a)

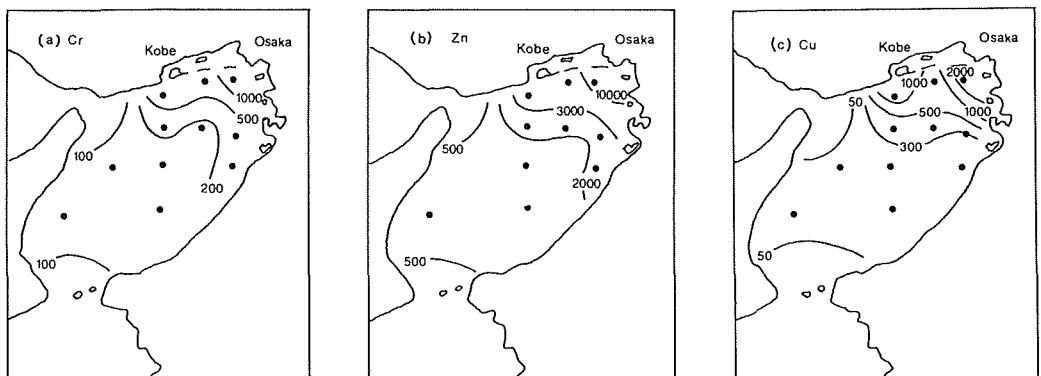
$$P = \int_0^{\infty} (C - C_{\infty}) \rho_s (1 - \phi) dZ \quad (4)$$

ここで、 C は堆積物中の重金属濃度 ($\mu\text{g/g}$)、 C_{∞} はバックグラウンド濃度 ($\mu\text{g/g}$)、 ρ_s は堆積物粒子の密度 (g/cm^3)、 ϕ は堆積物の現場における間隙率、 Z は深さ (cm)である。人為的堆積量 P はバックグラウンド濃度を越えて負荷された重金属について鉛直方向に積算したものである。この P 値を今回の調査結果によって各調査点ごとに求めてみると第2表に示すような結果を得た。これらの結果によれば、人為的堆積量としてクロム

0~1,800 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$, 亜鉛0~12,000 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$, 銅0~2,100 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$, 鉛0~3,300 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$ 及びニッケル0~140 $\mu\text{g}/\text{cm}^2$ のような堆積量分布があることが分かる。P値の水平分布を第7(a-e)図に示すが、いずれの重金属についても湾奥部、特に大阪湾及び神戸港の沖で高く、湾中央部・湾口部では比較的低い値であった。第2図に示した表層濃度の水平分布は大阪港を中心として湾中央部に広がっているが、P値では大阪港及び神戸港の2点を中心として湾中央部に広がっている。このことは過去において神戸港付近で高い重金属汚染があったことを示しており、P値の水平分布は大阪府水産試験場が昭和48年に行った表層堆積物中の重金属濃度の水平分布（城ほか1974）とよく一致している。また、著者らが東京湾及び伊勢湾で求めたP値（陶ほか1981, 1982）を第2図に合わせ示したが、これらと比較すると大阪湾のP値はニッケルを除いて伊勢湾の数倍で東京湾とほぼ同じレベルであることが分かる。

Table 2 Artificial accumulation of heavy metals in the Sediment of Osaka Bay

station No.	artificial accumulation ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)				
	chromium	zinc	copper	lead	nickel
1	740	3,700	1,400	1,500	140
2	520	3,900	570	900	40
3	1,800	12,000	2,100	3,300	70
4	210	1,800	280	400	20>
5	190	2,800	390	430	20>
6	230	300	360	410	20>
9	200	—	110	180	30
10	700	1,400	190	190	0
12	350	2,600	230	540	20
14	20	1,100	210	110	20>
16	100	1,900	300	340	40
18	130	580	80	140	20>
21	0	0	0	0	0
Tokyo Bay	30-2,900	100-8,600	40-2,500	70-1,700	30-250
Ise Bay	0- 510	0-1,700	0- 760	0-1,200	0-160

Figure 7(a-c) Distribution of artificial accumulation of heavy metals in the sediment ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)

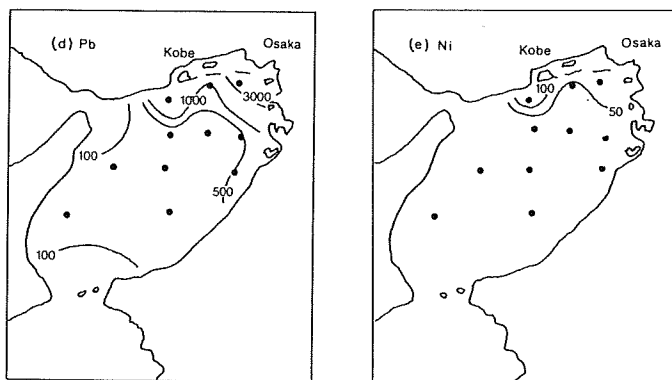


Figure 7(d-e)
Distribution of artificial
accumulation of heavy metals
in the sediment ($\mu\text{g}/\text{cm}^2$)

(6) 重金属の人為的総堆積量

湾内に人為的に堆積した重金属の総量は第7(a-e)図の等値線で囲まれた面積にそれぞれのP値の平均値を乗じて積算すれば求めることができる。(半谷及び相沢1973, 陶ほか1981, 1982)このようにして明石海峡と友ヶ島水道に囲まれた大阪湾内に人為的に堆積した重金属の総量を計算した結果を第3表に示した, すなわち亜鉛の堆積量が30,000トンと最も多く, クロム, 銅及び鉛は一けた下がったところで並んでおり, ニッケルは400トンと更に一けた下がった堆積量が求められた, この結果を東京湾及び伊勢湾の値(陶ほか1981, 1982)と比較すると, 大阪湾の値は東京湾とほぼ同程度であり, ニッケル以外の重金属については伊勢湾の数倍の堆積量であった。

Table 3 Total artificial accumulation of heavy metals in the sediment

heavy metal	total artificial accumulation(ton)			O/T	O/I
	Osaka Bay(O)	Tokyo Bay(T)	Ise Bay(I)		
chromium	4,400	5,300	1,000	0.8	4.4
zinc	30,000	21,000	4,800	1.4	6.3
copper	5,900	3,400	1,200	1.7	4.9
lead	7,800	4,500	1,300	1.7	6.0
nickel	400	600	300	0.7	1.3

4. おわりに

海洋への重金属負荷量のデータはCOD負荷量に関するデータと比較して極めて不十分な現状であり, 本報告では負荷量と堆積量との関係について議論するまでに至っていないが, 最近になって河川・大気・雨及び海水中の重金属濃度について信頼できる値が蓄積され始めており, 総堆積量に関する研究を一定期間をおいて繰り返すことにより, 負荷量と海底堆積物中への沈積量に関する物質収支の一面を明らかにすることも今後は可能となるであろう。また, 堆積物と海水の間における重金属の沈澱・溶出サイクル等の更に専門的な研究を行うことにより, 総堆積量から過去の重金属負荷量を推定し, CODについて現在行われている総量規制を重金属にまで拡大するための基礎資料にすることも可能となるであろう。

最後に, 試料採取に従事した測量船「拓洋」の船長以下乗組員の方々, 及びこの小論を草するに当たっていろいろ教示下さった塩崎愈海洋汚染調査室長・木村稔主任海象調査官に深く感謝する。

参 考 文 献

- 半谷高久・相沢孝子 1973: 水俣湾における水銀の蓄積, 半谷高久編, 汚染水質機構, 共立出版, 東京, 92-117
ページ
- 海上保安庁水路部 1975: 海洋汚染調査報告, 昭和47, 48年調査結果
- 海上保安庁水路部 1976: 海洋汚染調査報告, 昭和49年調査結果
- 海上保安庁水路部 1977: 海洋汚染調査報告(第3号), 昭和50年調査結果
- 海上保安庁水路部 1978: 海洋汚染調査報告(第4号), 昭和51年調査結果
- 海上保安庁水路部 1979: 海洋汚染調査報告(第5号), 昭和52年調査結果
- 海上保安庁水路部 1980: 海洋汚染調査報告(第6号), 昭和53年調査結果
- 海上保安庁水路部 1981: 海洋汚染調査報告(第8号), 昭和55年調査結果
- Y. Kawakami, and H. Nishimura 1976: Benzo (a) pyrene in the sediment of Osaka Bay and Keihin Canal and its estimated sources. *J. Oceanogr. Japan.* 32, PP. 175-181
- 城久・矢持進・安部恒之 1974: 大阪湾における重金属汚染の現況, 大阪府水産試験場研究報告, 4, 1-41ページ
- 地質調査所 1976: 紀伊水道沿岸部及び内海域の海底地質研究, 紀伊水道に関する総合研究報告書, 183-205ページ
- 西村肇・熊谷幹郎 1974: 瀬戸内海の汚染, 科学, 44, 103-109ページ
- 松本英二 1979: 底泥からみた沿岸海域汚染の変遷, 地質ニュース, 293, 27-33ページ
- 松本英二・富樫茂子 1980: 噴火湾における堆積速度, 日本海洋学会誌, 35, 261-287ページ
- 松本英二, 横田節哉 1976: 東京湾・大阪湾における重金属汚染の歴史, 科学, 46, 182-184ページ
- 松本英二・横田節哉 1977: 底泥からみた東京湾の汚染の歴史, 地球化学, 11, 51-59ページ
- 松本英二・横田節哉 1978a: 大阪湾底泥の堆積速度と重金属汚染, 日本海洋学会誌, 34, 108-115ページ
- 松本英二・横田節哉 1978b: 東京湾底泥の堆積速度と汚染, 昭和53年日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 177ページ
- 陶正史・峯正之・岩本孝二・当重弘 1981: 東京湾海底堆積物の重金属汚染, 水路部研究報告, 16, 83-93ページ
- 陶正史・柴山信行・峯正之・岩本孝二・当重弘・稲積忍 1982: 伊勢湾海底堆積物の重金属汚染, 水路部研究報告, 17, 379-393ページ
- 杉村行男・三宅泰雄 1974: 東京湾海底土の ^{210}Pb 法による堆積速度の研究, 昭和49年日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 145ページ

PERTURBATIONS BY THE FIGURE OF THE MOON IN THE MOTION OF THE MOON

Yoshio Kubo*

Received 1982 September 20

Abstract

Perturbations by the figure of the Moon in the motion of the Moon are computed semi-analytically and are compared with the solutions formulated by Henrard and Chapront-Touzé. The present solution is different from either of them but is closer to that reached by Chapront-Touzé.

Key words: Lunar theory, figure of the Moon, ephemeris of the Moon

1. Introduction

The effect of the figure of the Moon on the motion of the Moon produces considerably large secular perturbations in the motions of the perigee and the node and small periodic ones in the coordinates of the Moon.

The computation of the perturbations due to the figure of the Moon is one of the most difficult aspects in constructing the ephemeris of the Moon, whether it is made analytically or by numerical integration.

The perturbations have been investigated so far by Henrard (1979) and Chapront-Touzé (1982), but the two solutions are quite different from each other.

In order to determine which solution is correct, the present paper offers another solution for these perturbations, which are computed by means of a semi-analytical method which the present author applied to the computation of other perturbations in the motion of the Moon (Kubo, 1982).

2. Equations of motion

We suppose that the rotational motion of the Moon is given as a function of time, i.e., we assume that the longitudes of the nodes of the Moon's equator coincide with the mean longitudes of those of the lunar orbit, the inclination of the equator has a constant value of $1^{\circ}32'32.7$ (IAU (1976) system of astronomical constants) and the longitude of the x -axis on the equator is equal to the mean longitude of the Moon plus 180° . In other words we neglect the physical librations of the Moon. This approximation causes some errors in the final result and we estimate them in the next section.

The Hamiltonian of the thus simplified system is

$$F = F_0 + U, \tag{1}$$

where F_0 is the Hamiltonian of the main problem and U is the potential due to the figure of the Moon.

* Astronomical Division

F_0 is expressed in terms of only the momenta of the Delaunay variables, L , G and H , averaged with respect to the main problem, and does not contain l , g and h . U is a function of all the averaged Delaunay variables and the time t .

The equations of motion are

$$\frac{dL_i}{dt} = -\frac{\partial F}{\partial l_i} \quad \text{and} \quad \frac{dl_i}{dt} = \frac{\partial F}{\partial L_i}, \quad (2)$$

where $L_i = L, G, H$ and $l_i = l, g, h$.

Concerning the potential due to the figure of the Moon, we consider only the terms up to the third-order spherical harmonics and adopt the values for the coefficients of the potential given in Table 5 (IAU (1976) system of astronomical constants).

3. Errors in the solution

Before solving the equations of motion, we will estimate the errors arising from the simplified equations (1) and (2).

As for the errors due to neglecting the physical librations of the Moon, a very rough analysis gives the following features concerning the periodic perturbations in the orbital longitude;

(i) In case the Moon is forced to rotate as described in the previous section, a periodic term $\alpha \cos \omega t$ in the orbital longitude produces a perturbation

$$-\frac{\omega_1^2}{\omega_1^2 + \omega^2} \alpha \cos \omega t$$

in the orbital longitude itself due to the coupling between the orbital and rotational motions through C_{22} , where $\omega_1 \cong 584$ years.

(ii) In case the orientation of the Moon is left free to make physical librations, a periodic term $\alpha \cos \omega t$ in the orbital longitude produces a perturbation

$$\left(\frac{\omega_1}{\omega_0}\right)^2 \frac{\omega_0^2}{\omega_0^2 - \omega^2} \alpha \cos \omega t$$

in the orbital longitude, where $\omega_0 \cong 2.88$ years.

The difference between the two cases is prominent for $\omega \cong \omega_0$. Especially we have to consider the terms with argument l' and $2g (= 2F - 2l)$ in the orbital longitude. The effect of assuming the case (i) in place of the case (ii) corresponding to these terms are approximately

$$+ 0.0003 \sin l' \quad \text{and} \quad + 0.0005 \sin 2g \quad (3)$$

in the longitude, respectively.

Also, besides the errors due to the above cause, we need to consider long periodic terms which do not exist in the solution of the main problem and, therefore, are not taken into consideration in the equations of motion in the previous section.

For example, we can not neglect the term $7.063 \sin(\zeta - F)$ in the longitude, which produces a perturbation

$$+ 0.00018 \sin(\zeta - F) \quad (4)$$

in the longitude, where $\zeta - F = h$.

The terms (3) and (4) are not included in Kubo's solution in Table 1 but should be added to the perturbations in the longitude.

4. Solution

We solve the equations of motion (1) and (2) by the same method which the author applied to other perturbations in the motion of the Moon (Kubo, 1982). The result is shown in Tables 1 to 4 together with those obtained by Henrard (1979) and Chapront-Touzé (1982). Only the terms greater than 0.00002 for the longitude and latitude and 0.0000003 for the sine parallax are listed.

The indirect effects are included except in $\dot{g} + \dot{h}$ and \dot{h} by Chapront-Touzé and those by Kubo corresponding to them in Table 4. The coefficients for the gravitational potential of the Moon are taken from IAU (1976) system of astronomical constants in the solutions by the present author and Henrard but Chapront-Touzé adopts a little different values shown in Table 5.

The result of the present computation is different from either of the results by Henrard and Chapront-Touzé but is closer to the latter.

References

- Chapront-Touzé, M., 1982: private communication.
 Henrard, J., 1979: *Publ. de Dept. de Math., Fac. Univ. de Namur*, Report 79/3.
 Kubo, Y., 1982: *Celest. Mech.*, 26, 97.

月の運動における月の形状による摂動（要旨）

久保良雄

月の運動における摂動のうち、月の形状によるものは、効果は小さいが解くことの最もむずかしいものの1つである。数値積分で解く場合、月の軸の動き（秤動）を同時に解くか、月の秤動を既知として解析解を与えるかしなければならない。解析的に解く場合も秤動の正確な解を必要とする。ところが、月の秤動も解くのが困難であり、現在十分な解がない。月の形状による摂動の解析解はこれまでHenrard (1979) と Chapront-Touzé (1982) によって求められているが、両者の解は著しく異っている。そのため、筆者は本稿において同じ計算を行ったところ、後者に近い解を得た。まだ多少残っている差異は秤動の扱い方の差によるものと思われる。しかし、その差は黄経で 0.001 、地心距離で 10cm 以下であり、改訂される天体位置表の精度、及び観測の精度に比べて十分に小さい。

Table 1 Perturbations in longitude

Argument				Coefficient of sine		
<i>l</i>	<i>l'</i>	<i>F</i>	<i>D</i>	Kubo	Henrard	Chapront-Touzé
				"	"	"
0	1	0	0	+0.00194	-0.00003	+0.00224
2	0	0	-2	+ 22		+ 25
1	0	0	-2	+ 13	+ 16	+ 14
2	0	-2	0	- 11		+ 43
1	1	0	0	+ 11		+ 14
1	-1	0	0	- 11		- 14
1	0	0	-1	- 7		- 9
1	0	-2	0	- 6		
0	0	2	-2	+ 3		+ 3
1	1	0	-2	+ 2		+ 4
1	-1	0	-2	- 2		- 2
0	1	0	-2	+ 2	- 3	+ 3
0	1	0	2	+ 2		+ 2
3	0	0	0		- 24	
1	0	0	2		- 5	
3	0	0	-2		+ 5	
4	0	0	0		- 4	
2	0	0	2		- 4	
2	1	0	0		+ 2	
2	-1	0	0		- 2	
2	1	0	-2		+ 2	
3	0	0	-4		+ 2	
1	0	0	-4		- 2	
2	0	0	0		+ 2	
1	0	-1	0*			+ 16
0	0	1	0**			+ 4
1	-1	0	-1			- 3
3	0	-2	0			+ 2
0	0	0	2			- 2
2	-1	0	-2			+ 2

* Phase angle is 260°

** Phase angle is 305°

Table 2 Perturbations in latitude

Argument				Coefficient of sine		
<i>l</i>	<i>l'</i>	<i>F</i>	<i>D</i>	Kubo	Henrard	Capront-Touzé
				"	"	"
0	1	1	0	+0.00009		+0.00010
0	1	-1	0	+ 9		+ 10
0	0	1	-2	+ 5	+0.00005	+ 5
2	0	-1	0	- 2	- 2	
1	0	-1	0	+ 2	+ 2	+ 3
2	0	-3	0			+ 2

Table 3 Perturbations in sine parallax

Argument				Coefficient of cosine		
l	l'	F	D	Kubo	Henrard	Chapront-Touzé
0	0	0	0	"	"	"
				-0.0000113	-0.0000120	-0.0000117
0	1	0	0	+ 16		+ 20
1	0	0	0	- 15	- 30	- 4
1	0	0	-2	- 13	- 10	- 12
1	1	0	0	+ 11		+ 11
1	-1	0	0	- 10		- 12
1	0	-2	0	+ 5		
2	0	0	-2	+ 5		+ 4
0	0	0	2	- 4		
0	1	0	-2	- 3		
2	0	0	0		- 10	

Table 4 Secular perturbations in the motions of the perigee and the node

	Kubo	Henrard	Chapront-Touzé
	" / cy	" / cy	" / cy
$\dot{g} + \dot{h}$	- 1.713	- 1.728	
\dot{h}	-16.996	-16.983	
(including the indirect effect)			
$\dot{g} + \dot{h}$	- 2.228		- 2.270
\dot{h}	-16.862		-16.943
(not including the indirect effect)			

Table 5 Coefficients of the gravitational potential of the Moon

	IAU (1976)	In Chapront-Touzé's solution
C_{20}	-0.0002027	-0.0000203822
C_{22}	+0.0000223	+0.0000022396
C_{30}	-0.000006	-0.000001044
C_{31}	+0.000029	+0.000002860
S_{31}	+0.000004	+0.000000880
C_{32}	+0.0000048	+0.000000482
S_{32}	+0.0000017	+0.000000171
C_{33}	+0.0000018	+0.000000270
S_{33}	-0.000001	-0.000000114



精密時刻装置の開発

小野房吉*

DEVELOPMENT OF PRECISE TIME DEVICE

Fusakichi Ono*

Received 1982 September 20

Abstract

A time device, since such a unit did not exist, has been newly developed with the ability to permit exact synchronization of the times of two clocks installed at very remote sites to $\pm 0.1\mu\text{s}$.

The conventional time device has a weak point in relation to the difficulty of defining the delays of signals in the whole receiving system including the cycle correction of sampling points in comparison with clocks using Loran C waves.

In a clock comparison based on the developed time device, a Loran C pseudo signal which has a fixed relation to the clock signal is generated at the receiving station, to the clocks are indirectly compared with each other through the generated signal by an ordinary hyperbolic navigation receiver. Therefore, the signal delays in the receiving system are cancelled since the two signals to be compared pass through the same receiving system and thus the possibility of error does not exist.

To check the accuracy of the developed time device, the time of the related new device concerned was set to "UTC" based on the writer's method and the time set point was compared three times with one of UTC-TAO (Tokyo Astronomical Observatory). As a result, it was verified that the desired setting accuracy of $\pm 0.1\mu\text{s}$ was satisfactorily cleared.

This time device was fabricated for international co-observation based on laser geodetic survey of the laser geodetic satellite "LAGEOS" by which the Maritime Safety Agency originally started to prove the relationship between the local and world geodetic systems since 1982. Currently, the time device is performing in a stable manner at the Shimosato Hydrographic Observatory.

Key words: Time determination, Time comparison of Loran C wave, International Clock comparison.

1. まえがき

この時刻装置は、昭和56年度に日本測地系と世界測地系の関係を明らかにする目的で、海上保安庁の下里水路観測所に設置された、測地衛星観測用レーザー測距装置の、運用に必要な世界時を供給するために開発した。レーザー測距装置本体は米国製であるが、時刻装置は既存の米国製では、任意地点における高精度な時刻の再設定に運搬原子時計による往復測定を必要とし容易でなかったからである。

原子周波数標準を用いた時計は、単位時間の繰り返し間隔が一樣であると言う点では、勝れた時刻装置と云える。しかし、繰り返し間隔が一樣なだけでは精密な時刻装置とは云えない。精密な時刻装置は時間間隔が一樣なだけでなく、指示する時刻が準拠する時刻系に対して、正確に設定できるものでなければならない。従来の時刻装置はこの点で不満であった。

今回開発した時刻装置は、ルビジウム (Rb) 原子周波数標準器を原振とし、 $0.1\mu\text{s}$ (マイクロ秒) 単位で任意に時刻設定が可能な時計部、航行援助システムのロランCを利用する時計比較部、エレクトロニックカウンタ等から構成され、ロランC電波の地表波が利用できるあらゆる地域で準拠する時刻系 (協定世界時 UTC) と一定の関係にあるロランC発射時に対して $\pm 0.1\mu\text{s}$ の精度で時刻設定が可能である。

これは、従来のように受信点の比較基準に対するロランC電波到来時を直接測定する方法ではなく、受信点の比較基準と一定の関係でロランC擬似信号を発生させ、この発生信号を仲介にして比較基準とロランC電波到来時の時間差を双曲線航法受信機で測定する間接法の採用で可能になった。この方法では比較される二つの信号が同じ受信系を通過するため、信号の遅延補正に伴う誤差が原理的に介入しないからである。

本装置の時刻設定精度を確認するため、装置を所定の位置に設置し、ロランC電波を仲介にして、示す時刻をUTC (IWO) に設定し、この時刻と東京大学東京天文台 (TAO) が保持するUTC (TAO) と3回にわたって時計比較を実施した。各回の比較は、それぞれ場所も替え、利用局も替えた独立のもので、採用した測地定数、測地線の距離、電波伝搬時間の計算式、陸上伝搬補正定数等が不適當であれば、その影響が結果に反映するはずであった。しかし、測定結果は3回とも整合性のある値を示し、採用した諸定数、諸式が必要な精度で正しく、装置の開発目標精度 $\pm 0.1\mu\text{s}$ は十分確保されていることがわかった。

2. 時計の示す時刻の準拠時刻系への整合

秒程度の精度であれば、ラジオ、テレビの時報等を参照して、いつでも誰でも簡単に時刻合せをすることができ、しかし、千分の一秒を超え、百万分の一秒ともなると、時刻合せもそう簡単ではない。基準としてラジオ、テレビの時報では不足するし、主として時報を目的とした短波の標準電波でさえも利用に耐えなくなる。このような場合に利用されるのが、目的外の利用であるが、無線航行援助システムのロランCである。

ロランCは搬送周波数100KHzの本来双曲線航法のための、パルス方式航行援助システムであるが、時刻の基準としても利用できるよう発射パルスの一つ一つが、米国海軍天文台 (USNO) が保持するUTCに対して一定の関係で発射されている。一定のフォーマット、一定の繰り返し間隔のパルス電波であり、しかも長波であるから、地表波の遠達性にすぐれ、受信波の位相安定度が極めて高い。繰り返し間隔の基準は、安定度の高いセシウム (Cs) 原子周波数標準器によっていて、時間間隔の基準としても申し分がない。このシステムは一つの主局に対し、これと一定の関係の電波を発射する複数の従局によって構成され、そのどれもが、時刻の基準となり得る。通常、この電波の相対到来時間差の測定精度は $\pm 0.1\mu\text{s}$ である。従って時刻の絶対値においても、適切な利用法によれば、同程度の精度が期待できる。

受信点の時計の示す時刻を準拠時刻系に整合させると言うことは、一次的にはロランC発射時に同期又は、こ

れとの関係が正確に分かれればよい。そのため、一般に測定される電波の到来時には、電波伝搬時間、受信アンテナ、接続ケーブル、受信機内での信号遅延が正確に評価され補正される必要がある。つまり、この程度の精度になると、時計そのものの精度が良いことは勿論、時刻を合わせるための比較原理、比較装置の性能が重要である。

従来の時計比較原理では、受信アンテナ、比較ポイントのサイクル改正を含めた受信機内での信号遅延量の確定にあたって、原理的な不確定要素を取り去ることができなかった。

3. 比較原理

従来の時計比較の問題点は、受信系全体の遅延のうち特に、搬送波の0.5又は1.0サイクル単位で起るサイクル誤差であった。これが発生すると、時計比較精度はそれだけで $\pm 5 \sim 10 \mu\text{s}$ に低下するから、それ自身単独での高精度時計比較は困難で、絶対値の確定にあたって、他の手段(運搬原子時計)の助けを必要とした。この開発では、以上のような欠点に鑑み、受信系の遅延補正を必要としない相对比较原理を採用し、補正に伴う誤差の介入を原理的に解消した。

第1図に、従来の時計比較におけるタイミングチャートを示した。(1)は主局時計の基準パルス、(2)はこれと同期して発射されるロランCパルス、(3)はロランC電波の受信点での到来波、(4)はこれを受信機で受信して再現された波形、(5)は受信点の時計の比較基準パルスである。このパルスをロランC電波を仲介して(1)のパルスに同期させたい。 τ_M は送受信点の測地位置を与えると計算できる電波伝搬時間、 δ は受信系の遅延、Cは受信波の立上がりから、比較ポイントまでのサイクル改正量、TDが時計比較値である。

この方法で時計比較結果 $\Delta T (= P_2 - P_1)$ は、

$$\Delta T = TD - \tau_M - \delta - C + \text{USNO Corr.}$$

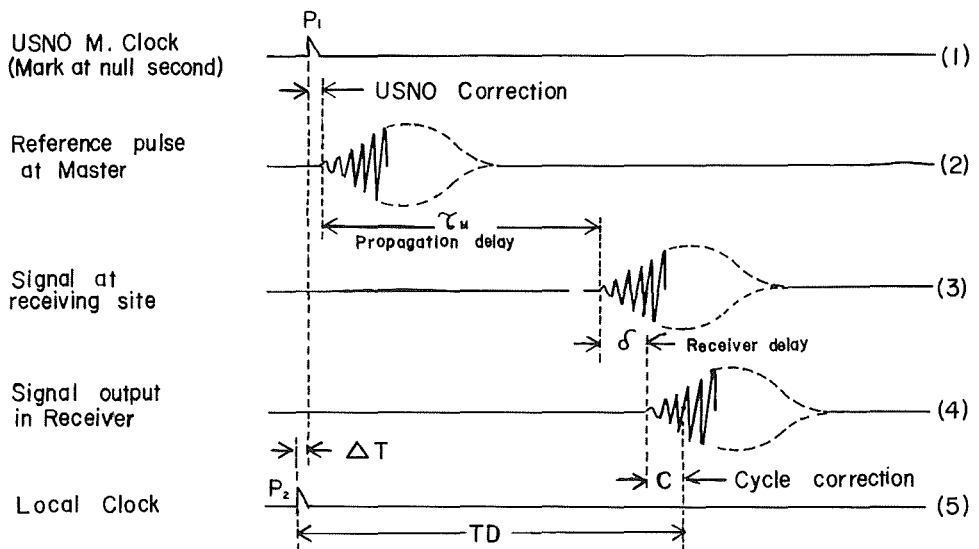


Figure 1 Timing chart of conventional type time comparison system

右返の τ_M は、あらかじめ計算される量で、 $0.1 \mu\text{s}$ 以上の誤差の介入する余地はない。 δ は細かく見れば、一定ではなく、受信機の使用環境の温度変化によって変動し $\pm 0.2 \mu\text{s}$ ぐらゐは見込まねばならない。Cは立上がりのはっきりしない以上確定しようもなく、サイクル誤差が起り得る。半サイクル誤差の可能性は、受信アンテナにループアンテナを用いている場合は、設置方向、マッチングトランスの極性、さらに受信機内に高周波結合トランスを用いている場合はその極性等の配線ミスによって起り得る。

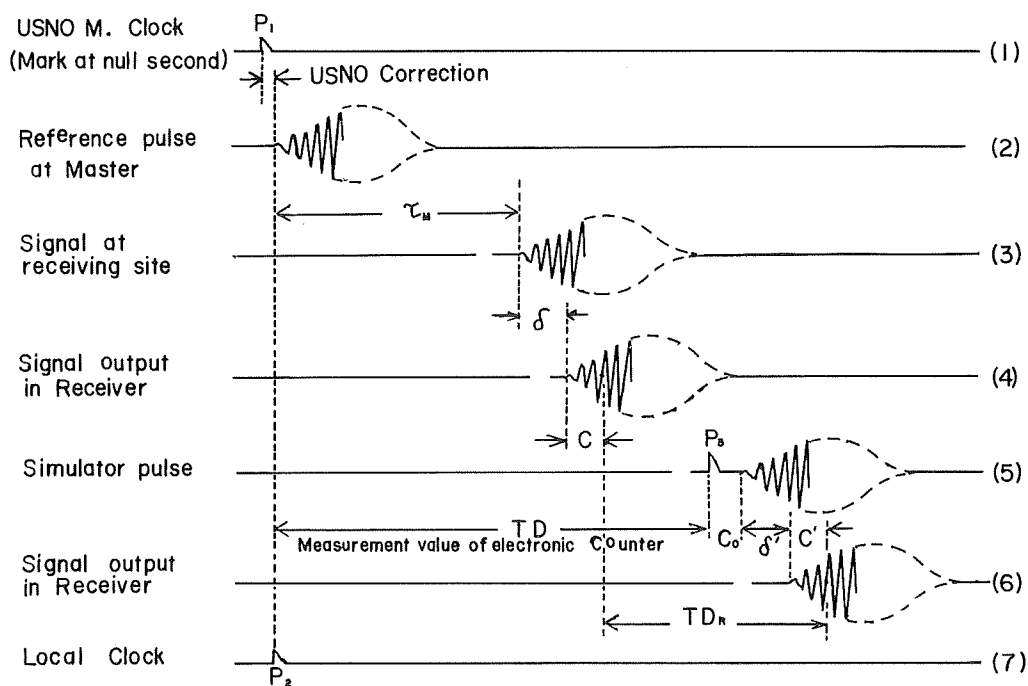


Figure 2 Timing chart of new type time comparison system

第2図は今回の比較タイミングチャートである。第1図と異なるところは、(5)のロランC擬似信号が追加されたこと、測定値がTD、TD_Rの二つとなったことである。ロランC擬似信号は、(7)の時計と同じ標準発振器の信号を受けて動作するシミュレータで作っている。シミュレータの参照パルスP₃と、擬似信号の立上がりとの時間差C₀は、設計値として与えられる既知の一定値である。ロランC擬似信号のフォーマットは本来のロランCシステム従局信号波形と全く同じとし、この電波は受信アンテナと同じ形式のアンテナで、受信アンテナの至近距離から微弱電波として発射するものとする。

そこで、所定にセットされた一般の双曲線航法用受信機で、電波を受信すると、受信機は本来のロランC主局電波の到来時から、擬似信号までの時間差TD_Rを測定する。一方シミュレータの参照パルスP₃と受信点の基準パルスP₂の時間差TDをエレクトロニックカウンタで測定する。この結果から時計比較値ΔTは、

$$\Delta T = TD - (\tau_M + \delta + C + TD_R - C' - \delta' - C_0) + \text{USNO Corr.} \quad (2)$$

ここで、比較される二つのロランC信号は、同じ受信系を通過するから $\delta = \delta'$ 、 $C = C'$ 。したがって、

$$\Delta T = TD - \tau_M - TD_R + C_0 + \text{USNO Corr.} \quad (3)$$

となり、受信機の遅延補正は不要であることがわかる。P₂のP₁への同期は、この式のΔTがゼロになるようにP₂の位相を前後させればよい。

比較される二つの信号の比較ポイントが異なればサイクル誤差となるが、現在市販されている一般の双曲線航法用受信機の信頼性は著しく高まっており、一定レベル以上で受信される信号に対して、誤差を起すことは程んどない。万一サイクル誤差を起している場合でも確認の方法はある。主局に対する従局信号の時間差が従局の全部について同時取得されるから、この全データにつき、受信点の測地位置を与えて(測定値O-計算値C)を計算し、この大小でサイクル誤差が判断できる。(O-C)は一般にはゼロ又はこれに近い数値となるべきだか

らである。電波伝搬経路に陸上部分が含まれると100km当り $0.6\sim 0.9\mu\text{s}$ ぐらい増加するから、海面上から陸上部分の概略を調べ、この増分も考慮して(O-C)を計算する。又受信機のサイクル誤差は、実際の電波を用いなくても、ロランCシミュレータを用いて、受信レベル、雑音レベル、空間波の混入等種々の条件のもとで信頼性が確認できる。本装置では、このようなサイクル誤差の確認もスイッチ操作一つで随時できる構成となっている。

4. 時刻装置の構成及び諸元

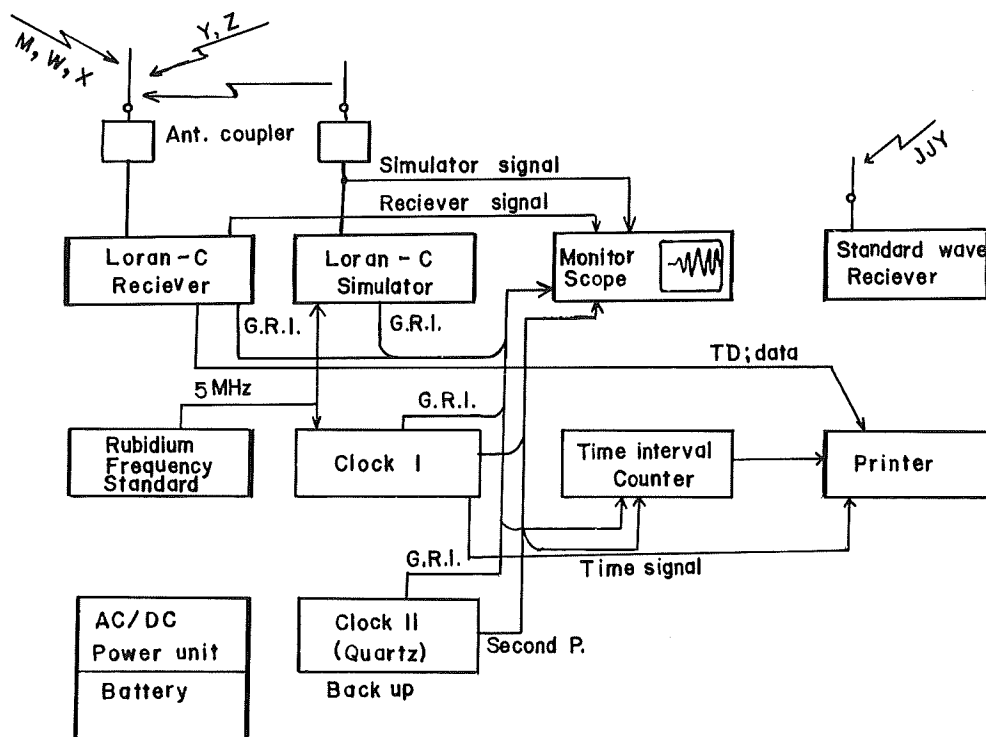


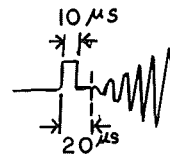
Figure 3 Block diagram of a Clock and Clock comparison system

- (1) 周波数標準器 Rb周波数標準器 NEATOMIC Rb-1007H 日本電気(株)製
- | | |
|---------|--|
| 周波数 | 10MHz, 5MHz, 1MHz, 100 kHz, 出力インピーダンス75Ω |
| 安定度 | 長期 1×10^{-11} /月, 短期 2×10^{-11} /秒 rms |
| 温度特性 | $-0.4 \times 10^{-10}/^{\circ}\text{C}$ (周囲温度 50°C) $+0.7 \times 10^{-10}/^{\circ}\text{C}$ (周囲温度 0°C) |
| 電源電圧変化 | $< \pm 1 \times 10^{-11}$ (規格電圧 $\pm 10\%$) |
| 設置方向変化 | $< \pm 1 \times 10^{-11}$ (東西南北 360° 回転) |
| 立上がり特性 | $< \pm 1 \times 10^{-10}$ (電源投入後30分 25°C) |
| 周波数調整範囲 | $\pm 1.3 \times 10^{-9}$ (C-FIELDダイヤル, 目盛 $0\sim 1000$) |
| 停電時動作時間 | 10分以上 (48時間充電後) |
| 消費電力 | $< 70\text{W}$ |
- (2) デジタル時計 KPM-3910 国際電子工業(株)製

外部入力	10MHz・5MHz
基準周波数出力	5MHz, 1Vrms 50Ω×2, TTL300Ω Load 1MHz, TTL
基準秒信号出力	5V PP, 50Ω パルス巾1ms
遅延秒信号出力	TTL 並列3系統 0.1μs~999999.9μs (0.1μs ステップ連続可変)
リセット	外部入力による自動又は手動
ロランC比較基準	GRI 200μs~99900μs, パルス巾100μs, TTL, 自動・手動リセット可
消費電力	AC100V 32VA, DC24V 17W

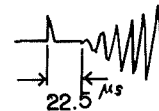
(3) **ロランC擬似信号発生器** LRS-128 (株光電製作所製)

繰り返し周期	40000μs~99800μs
信号発生局数	主局1, 従局2 (Slave 1, Slave 2)
時間差 (LOP)	13000.1μs~86800.0μs (2従局について独立)
出力レベル	1mv rms~1V rms (ATT. 10db ステップ), 出力インピーダンス75Ω
雑音の混入	各局信号に独立に可能, レベル変化も可
空間波の混入	各局独立, レベル変化可, 30μs~200μs 遅延が与えられる
ブリンク信号	2従局の信号に混入可能
速度	主局, 従局とも独立に1~9μs/分の位相速度が与えられる
トリガパルス	主局, 従局共に TTL レベル, パルス巾10μs
トリガ位置	主局, 従局共に第1パルスの前20μs
外部入力	5MHz
消費電力	AC100V 20VA



(4) **ロランC受信機** LR707D (株光電製作所製)

追従従局数	4局 (2局並列表示, 全局3秒間シリアル表示)
測定分解能	0.1μs
ノッチフィルタ	デッキ用固定3個, 可変1個 (ATT. 30db 以上)
GRIパルス	TTL, パルス巾13.5μs
GRIパルス位置	主局受信信号の前22.5μs
受信アンテナ	ホイップ 4m
使用温度範囲	0°~50°C
消費電力	AC100V 50VA



(5) **エレクトロニックカウンタ** KDM 3980 国際電子工業(株)製

外部入力	5MHz TTL
測定分解能	0.1μs
積算回数	1, 10, 100, 1000, 10000

(このカウンタはユニバーサルカウンタをそのまま利用しており, それなりの機能を有しているが, ここでは, 時計, ロランCGRI, シミュレータGRI, ロランC受信機GRIから出力されるトリガ信号相互間の時間差が, 切替えによってすべての組合せで実行できるように構成している)

以上, 構成装置の大部分は, 既製品で賄ったが, 時計部及びデータ集録のためのインターフェースは新たに

設計製作した。従来ものでは時刻が $0.1\mu\text{s}$ まで任意に設定でき、同時にロランC比較基準パルスのある時計がなかったからである。

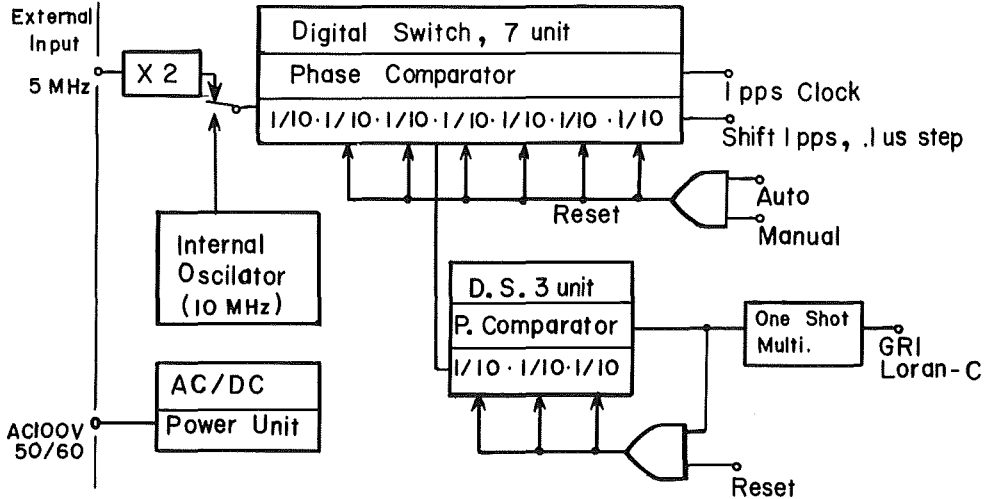


Figure 4 Block diagram of the Clock Device

時計装置の構成を第4図に示した。5 MHzの入力を2連倍して $0.1\mu\text{s}$ のクロックパルスを作り、これを10進7段のカウント用ICで積算して1秒のクロックパルスを得ている。ICの各段からは符号化BCD信号が出力されており、この信号をデジタルスイッチと位相選択回路で選択し、基準の秒信号に対して $0.1\mu\text{s}\sim 999999.9\mu\text{s}$ まで任意にステップ調整ができる遅延秒信号出力がある。ロランCを仲介とする時計比較のために、位相選択回路の3段目から10KPPSの出力を受けて動作するプリセットカウンタで、ロランC比較基準用GRIパルスを作っている。このパルスと、移相秒信号とは $0.1\mu\text{s}$ から $100\mu\text{s}$ までの細かい桁が共通であるから、ロランCを仲介とする時計比較が、ロランC信号に整合させれば秒信号も同時に整合してしまうと言う時刻同期調整に便利な構成とした。

ロランC擬似信号発生器は、市販のロランC受信機の性能テスト、教育訓練用のものであり、本来のロランCシステムの発射電波と同じタイムシーケンスで、全く同じ波形の擬似信号が、主局及び二つの従局について発生でき、それぞれの信号には独立に所定の位相ドリフト、雑音、空間波の混入ができて受信機のあらゆる性能テストが可能である。

ロランC受信機は市販品をそのまま採用した。市販品は不特定多数のユーザを対象に大量生産されるものであるから性能が安定していて、使い勝手がよく、安価であることがよい。実際この受信機は、シミュレータによる、種々の条件でのテストの結果指定された比較ポイントの検出能力が高く、スイッチのオンオフによる再現性テストで良好な結果を示した。測定分解能も問題がなく、実用テストでは、送受信点間の距離が 2000km を超えてもなお安定に地表波を自動補捉し、終日追尾した。さらにこの受信機では、一つの主局と、4つの従局を自動追尾し、受信点の測地位置が分からなくても時刻比較が可能であるし、測地位置が分かっている場合は、4つの取得データについて(O-C)を計算することで、陸上伝搬補正值が評価できるなどの特長がある。

5. 時刻の設定

(1) 時刻の概略設定

ロランC電波は、一定のフォーマットの繰り返しパルスであるが、これには時刻マークは挿入されていないから、これのみで時、分、秒等の時刻を設定することはできない、そこでこれの利用は、利用に先だつて当該時計の示す時刻が他の何らかの方法でUTCに対して百分の一秒程度に概略設定されていることが必要である。通常千分の一秒までの概略設定は、報時を目的とした短波の標準電波があるのでこの利用が有効であり、我々もこれを利用した。

(2) 時刻の精密設定

ロランC電波は、米国のUTC (USNO) に対して、一定の同期関係で発射されており、UTCの毎秒の直後に発射される主局パルスの位相が、あらかじめ公表される予報表から計算できるのでこれを利用して時刻の精密設定を行なう。従局電波を利用してもよいが、その場合はその局のED (Emission Delay) を補正する。

第2図について具体的に説明する。ロランCシミュレータの繰り返し周期を当該利用電波と同じに設定し、従局1又は2の電波を発射する。このときの発射波が本来の主局到来電波に対して適当な時間差の範囲にあれば、受信機は主局電波の到来時から、シミュレータ電波の到来時までの時間差 TD_R を測定する。一方時計から出力されるロランC比較パルスから、シミュレータの当該従局パルスに対応する比較基準パルスまでの時間差 TD を測定する。こうして TD 、 TD_R が測定されれば(3)式が計算できるから、この ΔT がゼロすなわち、

$$TD = \tau_M + TD_R - C_0$$

になるように時計の比較基準パルスの位相を調整する。

この調整は、先に下3桁(0.1~99.9 μs)を秒信号遅延用デジタルスイッチで、次に100 μs 以上の桁をGRI設定用のデジタルスイッチで行なう。これで、時計の遅延秒信号及びGRIパルスが共にロランC発射時に同期する。次に同期の正しさを確認するため、遅延秒パルスから、時計のロランC比較基準用GRIパルスまでの時間差 TD_0 を特定の時刻に対して測定し、その測定値がUSNOの発表する予報値 TD_c と一致することの照合を行なう。この照合において、 $TD_0 = TD_c$ であれば、時計の示す時刻は正しくセットされたのであり、 $TD_0 \neq TD_c$ であれば、その差分だけ偏差をもって設定されたので再調整する。 $TD_0 - TD_c > 0$ では進み、 $TD_0 - TD_c < 0$ では遅れである。

(3) サイクル誤差の同定

時刻設定以前の問題として、受信機が時間差の測定においてサイクル誤差を起してないことを確認する必要がある。この方法では受信機のスイッチを投入すれば、程なく自動的に信号を捕捉し、4つの従局の時間差データを測定表示する。一応測定値が安定したところで、同期をはずし信号の再捕捉を行わせ、このときの時間差測定データが、先の測定値を再現していれば、サイクル誤差は生じていないと見てよいが、念のため受信機の測地位置を与えて(O-C)を計算してみる。(O-C)は理想的にはゼロとなるべきであるが、電波の伝搬経路に陸上部分があったり、空間波が受信されればそれなりの値を示すから、これらも考慮してサイクル誤差の有無を判断する。

受信機の比較ポイントは、受信波の立上がりから3サイクル目の終りのゼロクロスを自動的にサーチするように設計されていて、この動作はかなり信頼性の高いものであるが、ときにはこの点が1サイクルずれることは考えられる。しかし、ずれるとしてもこのずれは通常特定の一局についてのみ生ずることは考えられず、起るとすれば全局について共通に生ずるから、この方式ではキャンセルされ原理的に誤差の原因とならない。

6. 時計比較

この時刻装置の時刻設定法は、新しい方法なので製作された装置が、期待どおり機能することを確認するため東

京大学東京天文台 (TAO) の協力を得て三回にわたって比較測定を実施した。比較方法は、製作した装置を所定の位置に設置し、短波の標準電波 JJY およびロラン C 硫黄島局だけを参照して、時計を UTC に設定し、その時刻と TAO が保持する UTC (TAO) との運搬原子時計を仲介とする比較である。

第一回目は海上保安庁水路部 (JHD) で昭和56年10月20日に、第二回目は設置場所を替えても同様な設定精度が期待できるかどうかを確認するために水路部から西南西に数百千米隔った同じく同庁の下里水路観測所 (SHO) で昭和57年2月2日に、そして第三回目は、前二回が運搬時計仲介であったが、この方法に問題がないことを確認するために、装置をそっくり TAO に運搬し、UTC (TAO) との直接比較を同年6月17日に実施した、もちろんこのときは、ロラン C の受信アンテナは、TAO の Austron2000 C 型ロラン C 受信機による受信点と 20m と離れない東側に設置した。

その結果三回とも次に示すように、 $0.1\mu\text{s}$ まで一致する再現性を示し、今回開発の時刻装置とその時刻設定法が十分信頼できるものであることが分かった。

(1) 第一回時計比較実験 昭和56年10月20日

利用したロラン C 局	9970M : 北西太平洋チェーン硫黄島局 (LC _{Iwo})
受信点 1	海上保安庁水路部・東京築地 (JHD)
受信点 2 (TAO の定常観測点)	京大学東京天文台・東京三鷹市
送受信点間の距離・伝搬時間	(LC _{Iwo} - JHD) 1213.590km, 4051.7 μs (LC _{Iwo} - TAO) 1217.673km, 4065.3 μs

時刻の設定データ (Figure 2 参照)

TDR (受信機測定値)	80006.3	}	→	}	80006.3
τ (計算電波伝搬時間)	+4051.7				+4051.7
δ (陸上伝搬増分)	+ 0.5				+ 0.3
C ₀ (シミュレータ改正)	- 50.0				- 20.0
TD (カウンタ測定値)	84008.5 μs				84038.3 μs
					差 29.8

上の計算で正しい TD は右側の 84038.3 μs のところ、計算に錯誤があり左側の 84008.5 μs で設定してしまった。そのため時計は 29.8 μs 遅れて設定されたので、比較結果には -29.8 μs の補正を行ない、この設定時刻を UTC (JHD) とする。

時計比較結果	UTC (TAO・PC1) - UTC (JHD)	(57.1 - 29.8) (5 ⁿ 30 ^m UTC)
	UTC (TAO) - UTC (TAO・PC1)	-27.1
	UTC (TAO) - UTC (JHD)	+0.2 μs

当日の TAO における UTC (TAO) - LC_{Iwo} の測定値

UTC (TAO) に対する到来時	4128.4	(TAO の測定)
τ (計算電波伝搬時間)	-4065.3	
δ_1 (受信系の全遅延量)	-57.1	
δ_2 (陸上伝搬増分)	-0.5	(約60km)
UTC (TAO) - LC _{Iwo}	5.2 μs	

ここで UTC (JHD) はロラン C 発射時に同期させたのであるから UTC (LC_{Iwo}) でもある。従って、

$$\text{UTC (TAO)} - \text{UTC (JHD)} = \text{UTC (TAO)} - \text{LC}_{\text{Iwo}}$$

となるべきである、しかるに実際は TAO の測定値と JHD の測定の間で $5.0\mu\text{s}$ の偏差を生じた、これは TAO と JHD の受信系の間系統差があることを示している、

(2) 第二回時計比較実験 昭和57年2月2日

利用したロランC局	7930M:北西太平洋チェン南鳥島局 (LC _{MAR})
受信点 1	海上保安庁下里水路観測所・和歌山県下里 (SHO)
受信点 2	第一回と同じ
送受信点間の距離・伝搬時間	LC _{MAR} -SHO 2034.002km 6791.0 μs
	LC _{MAR} -TAO 1876.711km 6265.8 μs

時刻設定データ

TDR	58931.0 μs
τ	+6791.0
δ	0.0
C ₀	- 20.0

TD 65702.0 μs ← この数値で UTC (SHO) を設定

時計比較結果

UTC (TAOPC1)-UTC (SHO)	30.20 μs
UTC (TAO)-UTC (TAOPC1)	-30.27
UTC (TAO)-UTC (SHO)	- 0.07 μs

当日の TAO における UTC (TAO)-UTC (LC_{MAR}) の測定値

UTC (TAO) に対する到来時	6328.53 (TAO の測定)
τ	-6265.8
δ_1	- 57.1
δ_2	- 0.7 (約74km)
UTC (TAO)-LC _{MAR}	4.9 μs

この結果、TAO と SHO のロランC受信系の系統差は、 $4.9 - (-0.07) = 5.0\mu\text{s}$ となり再び第一回の実験と同じになった。

(3) 第三回時計比較実験 昭和57年6月17日

利用したロランC局	9970M:北西太平洋チェン硫黄島局 (LC _{Iwo})
受信点 1, 2	東京大学東京天文台・東京三鷹市 (TAO)
送受信点間の距離・伝搬時間	LC _{Iwo} -TAO 1217.673km 4065.3 μs

時刻の設定データ

TDR	85351.5 μs
τ	+4065.3
δ	+ 0.4 (約60km)
C ₀	- 20.0

TD 89397.2 μs ← この数値で UTC (JHD) を設定

時計比較結果

UTC (TAO) - UTC (JHD) $2.2\mu s$

当日の TAO の UTC (TAO) - LC_{two} の測定値

UTC (TAO) に対する到来時	4129.9 (TAO の測定)
τ	-4065.3
δ_1	- 57.1
δ_2	- 0.4
UTC (TAO) - LC _{two}	<u>7.1μs</u>

TAO と JHD のロラン C 受信系の系統差は $7.1 - 2.2 = 4.9$

これで、TAO と JHD のロラン C 受信系の系統差は第一回から第三回まですべて $5\mu s$ と同じ値を示したことになる。

(4) 時計比較結果についての考察

それぞれ、場所、季節、利用局を替えた 3 回の独立した比較結果が同じになったことは、偶然と考えるべきではなく、次のことが指摘できる。

- イ. この開発の時刻設定方法が正しく十分信頼できる。
- ロ. 電波伝搬時間の算出に採用した諸定数、諸式が必要な精度で妥当なものであった。
- ハ. 電波の伝搬経路に陸上部分が相当含まれる場合、この影響を考慮せずにマイクロ秒の精度を議論することはできない。
- ニ. この方法によれば、ロラン C 電波の利用できる任意の場所で、 $\pm 0.1\mu s$ のオーダーの精度で、時計の示す時刻の UTC への設定が可能である。(前項の影響は当然考慮する)
- ホ. 季節変動は $\pm 0.1\mu s$ 以下と思われるが、更に周年的な調査が必要である。
- ヘ. ロラン C 電波の異った二つの方法による測定結果に生じた偏差 $5\mu s$ は、ロラン C 搬送波の丁度半サイクルに相当するが、この方法では、受信系の遅延補正を行わないので、こうした誤差の介入する理由がない。こうした精度の議論については、受信機、受信アンテナ、ロラン C シミュレータ、発射アンテナ等の設置状況、接地方法が影響すると思われるので、これについても種々テストを行った。その結果設置方法の多少の違いや接地ポイントの変更ぐらいでは、S/N が変ることあっても、時間差の測定値に $0.1\mu s$ 以上の誤差を生じさせるものではなかった。

7. 計算に用いた諸式、諸定数並びに送受信点の測地位置

(1) 測地線の距離 D の算式 (参考文献 1 による)

2 点の測地位置 (φ_1, λ_1) , (φ_2, λ_2) を与えて、その間の距離を求めること。

$$\beta = \tan^{-1} (b/a \cdot \tan \varphi) \quad (7.1)$$

$$\chi = \cos^{-1} \{ \sin \beta_1 \cdot \sin \beta_2 + \cos \beta_1 \cdot \cos \beta_2 \cdot \cos (\lambda_1 - \lambda_2) \} \quad (7.2)$$

$$\chi' = \chi \cdot \pi / 180 \quad (7.3)$$

$$A_0 = (\sin \beta_1 + \sin \beta_2)^2 \quad (7.4)$$

$$B_0 = (\sin \beta_1 - \sin \beta_2)^2 \quad (7.5)$$

$$P = (a-b) (\chi' - \sin \chi') / \{4(1 + \cos \chi)\} \quad (7.6)$$

$$Q = (a-b) (\chi' + \sin \chi') / \{4(1 - \cos \chi)\} \quad (7.7)$$

$$D = a\chi' - A_0P - B_0Q \quad (7.8)$$

ただし、 a ：地球の長半径、 b ：地球の短半径、 D ：測地線の距離、 φ ：緯度、 λ ：経度

これらの値は WGS-72 測地系では $a = 6378.135\text{km}$ 、 $b = 6356.755\text{km}$

又、 a 、 b が km で与えられれば (7.8) 式の単位は km である。

(2) 電波伝搬時間 τ (時分科会資料78-4, 1972)

$$\tau = D/V + \alpha D + \xi + \gamma/D \quad (7.9)$$

$$V = 0.2996912 \text{ (km}/\mu\text{s}), \alpha = 0.002155 \text{ (}\mu\text{s}/\text{km}), \xi = -0.4076 \text{ (}\mu\text{s}), \gamma = 38.67 \text{ (}\mu\text{s}\cdot\text{km)}$$

とすれば (7.9) 式は μs で求まる。

(3) 方位

測地位置 (φ_1, λ_1) から見た測地位置 (φ_2, λ_2) の北から東廻りに測った方位 Z

$$\theta = \cos^{-1} \left\{ (\sin \varphi_1 - \sin \varphi_2 \cdot \cos \chi) / (\sin \chi \cdot \cos \varphi_2) \right\} \quad (7.10)$$

$$\left. \begin{aligned} Z &= \theta & \sin(\lambda_1 - \lambda_2) &\geq 0 \\ Z &= 360 - \theta & \sin(\lambda_1 - \lambda_2) &< 0 \end{aligned} \right\} \quad (7.11)$$

(4) 送受信点の測地位置 (測地系 WGS-72) (参考文献 3 による)

Table 1 Loan-C Stations

Station	Longitude	Latitude	Emission delay
9970 M (Iwojima)	141 1930.3 E	24 4803.6 N	μs 0.0
9970 W } (Marcus) ※7930 M }	153 5853.2 E	24 1707.9 N	15283.94 0.0
9970 X } (Hokkaido) ※7930 X }	143 4309.2 E	42 4437.1 N	36685.12 18526.27
9970 Y } (Okinawa) ※7930 Y }	128 0856.4 E	26 3625.0 N	59463.18 38702.77
9970 Z } (Yap) ※7930 Z }	138 0955.0 E	9 3245.8 N	80746.79 56814.78
JHD(Tokyo)	139 4558.1 E	35 3953.1 N	
SHO(Simosato)	135 5611.9 E	33 3439.1 N	
TAO(Mitaka)	139 3211.5 E	35 4031.5 N	

※ Emission moratorium on the Iwojima Station

8. 準拠時刻系 UTC (BIH) への整合

この時刻装置は、ロランC発射時に同期又は、これとの関係が正確に求まる装置であって、準拠時刻系との関係が直接求まるものではない。つまり、この方法では、ロランC電波の発射時と準拠時刻系との関係が、別に与えられ、正しく改正されて、初めて準拠時刻系への整合が達せられる。

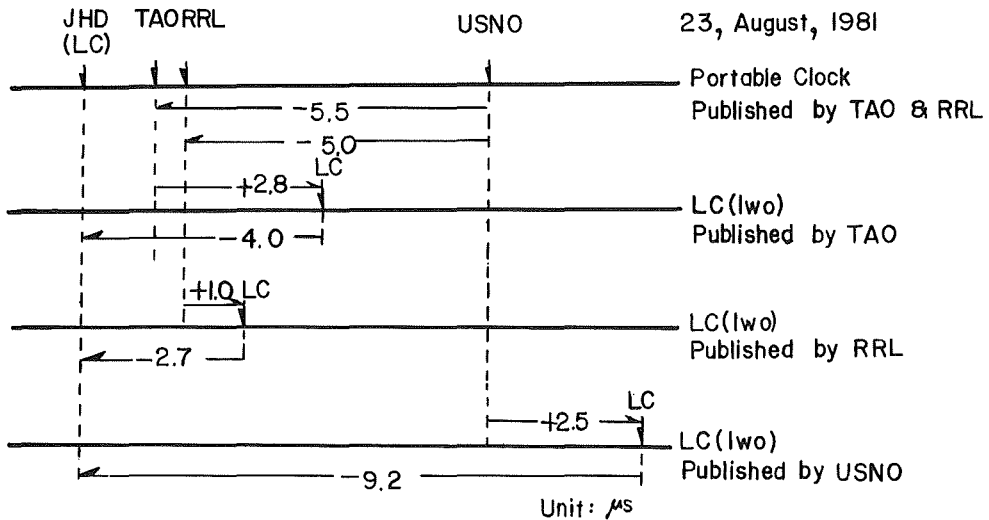


Figure 5 Contradict of Loran-C emitted time by Iwojima

そこで当面、硫黄島局の電波を利用して時刻合せを行った時計の示す時刻のUTC(-BIH)への引直しには、TAOの発表値に対しては、 $-4.0\mu s$ 、RRLの発表値に対しては $-2.7\mu s$ 、USNOの発表値に対しては $-9.2\mu s$ の修正がなされなければならない。

根拠は、TAOの $-4.0\mu s$ は、電波伝搬時間の再計算による修正、陸上伝搬による増分、新たに判明した半サイクル偏差等を考慮した次の計算結果である。

	旧	新	
TAO-LC _{Iwo} の電波伝搬時間	4066.8 μs	4065.3 μs	測地系の違いによる差分
全遅延時間	+ 57.1	+ 62.1	サイクル改正の追加
陸上伝搬補正(約60km)	+ 0.0	+ 0.5	
	4123.9	4127.9	
差		4.0 μs	

RRL、USNOの修正値は、TAOの修正値を前記のように決めたことで第5図の関係から自動的に決めた量である。

TAOとRRLの硫黄島局の発表値の間に $1.3\mu s$ の系統差があることは、過去のその他のデータからも明らかであるが、この整合がなかなか果せないのは、ロランC受信系の遅延量の検定の難しさを示している。TAO及びRRLとUSNOの硫黄島局の発射時に関する発表値の不整合は、ときには $5\mu s$ を超える大きなものであるが、その量は、いつも $1\mu s$ の桁まで一様であるとは限らない。このふらつきは、恐らく採用したロランC受信機の安定度の限界を示すものであろう。

以上、準拠時刻系への整合の方法について述べたが最後に一つのロランC発射時に対する責任ある各機関の発

表値の不整合が一日も早く解消され、発表データの信頼性が保証されることを願う。

9. むすび

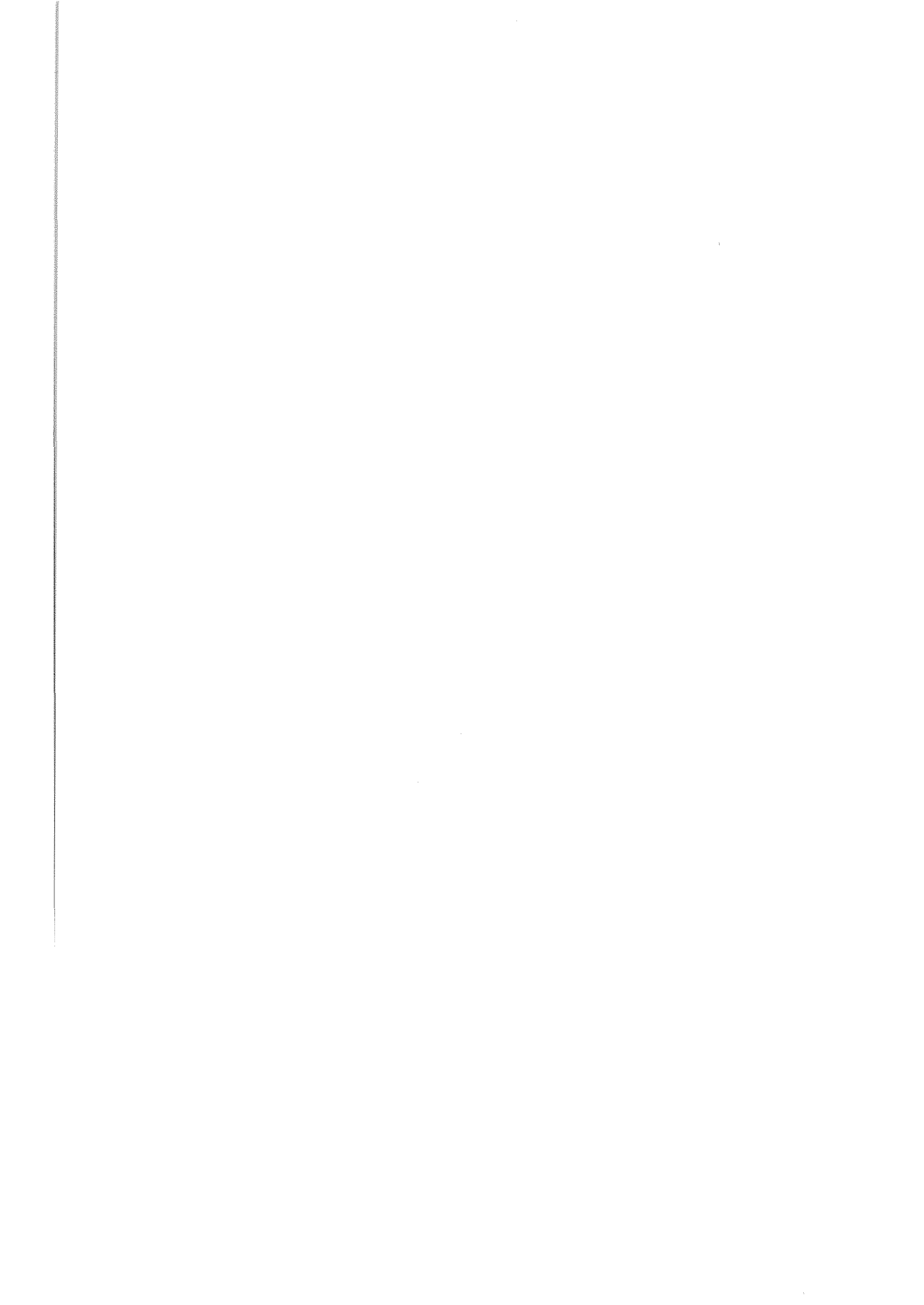
時計比較にとって、従来の考え方からすれば、アンテナを含めた受信系全体の信号遅延の補正は必要不可欠のもので遅延量の正確な評価が重要であった。これに対して広く航海用として普及している双曲線航法用受信機では、受信系の信号遅延は原理的に誤差の原因とならないから、設計にあたってこの点に関する考慮は払われていない。従って、常識的に考えればこの種の受信機は時計比較には不向きである。しかし、この開発では比較の考え方に発想の転換があり、時計比較においても、双曲線航法の相対時間差測定原理こそ最も有効な手段であると考えた。受信系の遅延誤差が介入しないとすることは、信号の遅延量が異なるなどのような受信機を使用しても器差補正をすることなく、同じ電波の測定結果が同じになることであり、従来の時計比較原理よりも理にかなったものと考えた。

この開発で採用したロランCシミュレータは、受信機のあらゆる性能テストができるように設計された市販品で、かなり高級なものであるが、時計比較だけが目的であれば、単に擬似信号のみが発生できればよいから手造りの簡単なものでよいだろう。市販のロランC受信機は、電気的知識のほとんどない不特定多数の利用者を対象にして設計されており、利用するシステムの繰り返し周期だけを選定してやれば、あとはスイッチポンで、その受信点に特有の時間差を自動的に測定表示する。しかも最近の受信機では、測定の再現性は驚くほど良い。更に特長をつけ加えると、従来高精度な時計比較は、測地位置の分っている固定点でのみ可能であると考えられていたが、この受信機の採用で受信点が移動中で刻々の測地位置が不明の場合でも、固定点におけると同様の精度で時計比較が可能になった。(この原理については、同じ本報告で題を改めて発表した)

最後に開発にあたって、マネジメントを担当された日立製作所戸塚工場の前田和雄氏、個々の構成装置の製作にあたって、筆者の設計思想に理解を示され、装置の改良、設計製作を行った光電製作所の関係者、国際電子工業㈱の関係者、特に小長谷氏、製作した装置の機能、精度等の検定のために実施した時計比較にあたり協力を惜しまなかった東京天文台の藤原清、藤本真克の両氏に深く感謝する。

参 考 文 献

- B.I.H., 1981 : *Circular D 179*
- Charles Kirkland, 1964, Loran Coordinate Computation, *Informal manuscript report* No. N-1-64
Marine Sciences Department U.S. Naval Oceanographic Office
- Coast Guard 1980 : *Radionavigation Systems* PP. 30~37 Department of Transportation
- 光電製作所 1981 : ロラン受信機 LR-707D 取扱説明書
- 光電製作所 1981 : ロランCシミュレータ LRS-128 取扱説明書
- 小野房吉 1980 : 航海用ロランC受信器による時計比較装置, 昭和55年経緯度研究会集録, 86-90ページ
- 小野房吉 1980 : ロランC電波による時刻及び周波数の比較, 電波航法, 第26号3-12ページ
- Radio Research Laboratory, 1981 : *Standard Frequency and Time Service Bulletin, Annual Report*
- Tokyo Astromical Observatory, 1981 : *Time and Latitude Bulletins*, Vol. 55, No. 3.



電波航法の新しい測位原理(一般解)

小野房吉*

A NEW POSITIONING METHOD OF THE RADIO NAVIGATION SYSTEM (GENERAL SOLUTION)

Fusakichi Ono*

Received 1982 September 20

Abstract

The hyperbolic navigation system deteriorates in accuracy conspicuously in proportion to its distance from the baseline, and it is difficult to fix a position near the line extended from the baseline. The defects are somewhat improved by the "RHO-RHO" navigation method. However, this method requires regular calibration based on any other method for accurate independent synchronization and maintenance of radio reference repetitive pulses at the transmitting and receiving stations. Therefore the "RHO-RHO" navigation method is useless as a single system.

In the devised radio navigation method, the synchronous error of reference repetitive pulses is sloved as unknown in the conversion of observed data to the geodetic position. That is, when the position is calculated from (O-C), the synchronous error of reference repetitive pulses is combined with longitude/latitude deviations between the receiving and estimated positions in the observation equation. Therefor the accuracy of the fixed position is never affected by the synchronous error of the reference repetitive pulses in this navigation method.

In this paper the applications based on the technique and the measured data are reported.

Key words: Radio navigation, Hyperbolic navigation, RHO-RHO navigation, General solution of Radio navigation.

1. まえがき

一定の関係で同期して発射された、3局の電波の2組の到来時間差を測定して、受信点の位置を求める双曲線航法は、双曲線の発散により、又2局を結ぶ基線の延長線付近に近づくにつれて、著しい精度の低下が生じる、距離航法($\rho\rho$ 航法とも言う)は、初めに位置が分っていなければならないこと、電波発射局の基準発振器に対する受信側の基準発振器の周波数偏差と、そのドリフトによって生じる測位誤差の増大のため、単独では測位装置

とならず、ほかの何らかの測位手段による定期的な校正が必要となる。

この報告の測位原理では、距離航法と同様なデータを取得するが、データの測地位置への変換にあたって、従来のような、2本の位置の線の交点と云う発想ではなく、推定位置に対する実際の受信位置の経緯度偏差及び、受信点の基準パルスの位相偏差を未知数とする観測方程式を導びき、これを解くことによって、受信点の経緯度と基準パルスの位相偏差を同時に求めるものであり、基準パルスの初期位相やそのドリフトは分離され、測位精度に関係しない。新しい測位原理と云っても、面白いことにこの解法は従来の双曲線データ・距離データでも全く同様に解けるので電波航法の一般解と考えてよい。

2. 測位原理

地球上の一点A（測地位置 φ_1, λ_1 ）の電波発射局から、一定の繰り返しでパルス電波が発射されている。この電波を別の一点B（ φ_2, λ_2 ）で受信し、同じ繰り返しで基準パルスに対して到来時間差TDを測定すると、TDは発射点の基準パルスと、受信点の基準パルスの起点が正確に同期しているとき、点Aと点Bの間の電波伝搬時間 τ に等しい。しかし一般には両点の基準パルスの同期は確立していないから、測定値TDは、基準パルスの発射時に対する同期誤差を ΔT としたとき

$$TD = \tau + \Delta T \quad (1)$$

である。

今点Aの測地位置が既知で（ φ_1, λ_1 ）、受信点Bが未知で（ φ_x, λ_x ）、その推定位置をB'（ φ_0, λ_0 ）とすると、

$$\left. \begin{aligned} \varphi_x &= \varphi_0 + \Delta\varphi \\ \lambda_x &= \lambda_0 + \Delta\lambda \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

今点Aから点B'までの電波伝搬時間 τ' を計算し（ $TD - \tau'$ ）を求めると、これは普通（測定値O—計算値C）と言われるものである。そこで、この（O—C）に関し、 $\Delta\varphi$ 、 $\Delta\lambda$ 、 ΔT を未知数とする観測方程式を立てると、

Figure 1 から

$$\begin{aligned} \Delta\varphi &= \alpha\Delta\varphi', \quad \Delta\lambda = \gamma\Delta\lambda' \text{ として} \\ (O-C) &= \Delta\varphi' \cos Z + \Delta\lambda' \sin Z + \Delta T \end{aligned} \quad (3)$$

但し、 α 、 γ は単位の換算定数、Zは北から時計回りに測った真方位である。

この式で未知数は三つであるからほかにA点の局と一定の関係で同期したパルスを発射する二地点からの電波を受信し、あと二つデータを取得すると、これについても(3)式と同様な式が二つ成立し、すべての未知数の解が得られる。ただしこの方程式は、推定位置と実際の受信位置が、それほど離れていないとして平面で近似しているから、地球上で、推定位置が離れ過ぎている場合は、一回の計算では誤差があるので逐次近似法で解くことになる。

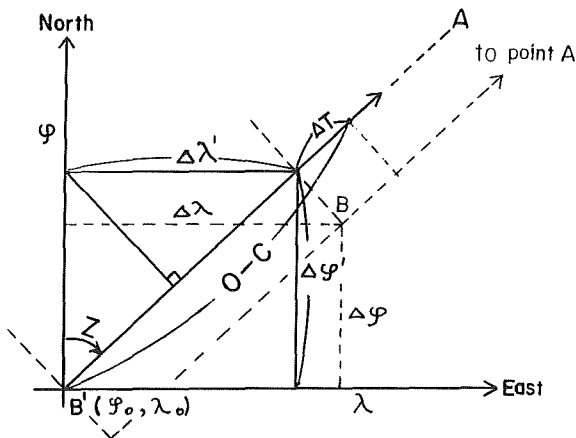


Figure 1 Principle of the new positioning method

次に、実施例につき解き方を詳述する。

この方法は、ロラン、デッカ、オメガ等の電波航法システムのすべてに適用可能であるが、ここでは具体的にロランCシステムの取得データに関して説明する。

ロランCシステムは、一つの主局(M)に対して、これと一定の関係で同期した電波を放射する複数の従局で構成されている。それぞれの従局は主局に対してその局に特有な一定の Emission Delay (ED) で電波を放射していて、電波放射順にW, X, Y, Z等の符号を付して識別されている。今この電波を受信し、受信点の基準パルスに対して到来時を測定して、それぞれ TD_M, TD_W, TD_X, \dots を得たとする。

すると、これらのデータの内容は、それぞれ

$$TD_M = \tau_M + \Delta T \tag{4}$$

$$TD_W = \tau_W + ED_W + \Delta T \tag{5}$$

$$TD_X = \tau_X + ED_X + \Delta T \tag{6}$$

.....

ただし τ_i : 送信局*i*から受信点までの電波伝搬時間

ED_i: 主局に対するその従局の放射遅延時間 (局定数として前もって与えられる)

である。

これらの測定データについて、受信点の推定位置を与えて τ'_i を計算し、 $(O-C)_i$ を計算する。すなわち

$$(O-C)_M = TD_M - \tau'_M \tag{7}$$

$$(O-C)_W = TD_W - \tau'_W - ED_W \tag{8}$$

$$(O-C)_X = TD_X - \tau'_X - ED_X \tag{9}$$

.....

この $(O-C)_i$ について、観測方程式は、

$$\left. \begin{aligned} (O-C)_M &= \Delta\phi' \cos Z_M + \Delta\lambda' \sin Z_M + \Delta T \\ (O-C)_W &= \Delta\phi' \cos Z_W + \Delta\lambda' \sin Z_W + \Delta T \\ (O-C)_X &= \Delta\phi' \cos Z_X + \Delta\lambda' \sin Z_X + \Delta T \\ &\dots \end{aligned} \right\} \tag{10}$$

ここで Z_i は、推定位置からみた放射局の方位であるからそれぞれの測地位置から計算できる。そこで未知数の係数を次のように置き、

$\cos Z_i = a_i, \sin Z_i = b_i, 1 = c_i, (O-C)_i = d_i$ と置き替え $[a_i a_i], [b_i a_i], [c_i a_i], [d_i a_i], [b_i b_i], [c_i b_i], [d_i b_i], [c_i c_i], [d_i c_i]$ を計算すると

正規方程式は、

$$\left. \begin{aligned} [a_i a_i] \Delta\phi + [b_i a_i] \Delta\lambda' + [c_i a_i] \Delta T &= [d_i a_i] \\ [a_i b_i] \Delta\phi + [b_i b_i] \Delta\lambda' + [c_i b_i] \Delta T &= [d_i b_i] \\ [a_i c_i] \Delta\phi + [b_i c_i] \Delta\lambda' + [c_i c_i] \Delta T &= [d_i c_i] \end{aligned} \right\} \tag{11}$$

となり、未知数の解は係数の行列式から全く機械的に求められる。

$$\Delta\phi' = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} [d_i a_i] & [b_i a_i] & [c_i a_i] \\ [d_i b_i] & [b_i b_i] & [c_i b_i] \\ [d_i c_i] & [b_i c_i] & [c_i c_i] \end{vmatrix} \tag{12}$$

$$\Delta\lambda' = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} [a_i a_i] & [d_i a_i] & [c_i a_i] \\ [a_i b_i] & [d_i b_i] & [c_i b_i] \\ [a_i c_i] & [d_i c_i] & [c_i c_i] \end{vmatrix} \tag{13}$$

$$\Delta T = \frac{1}{D} \begin{vmatrix} [a_i a_i] & [b_i a_i] & [d_i a_i] \\ [a_i b_i] & [b_i b_i] & [d_i b_i] \\ [a_i c_i] & [b_i c_i] & [d_i c_i] \end{vmatrix} \quad (14)$$

$$\text{ただし } D = \begin{vmatrix} [a_i a_i] & [b_i a_i] & [c_i a_i] \\ [a_i b_i] & [b_i b_i] & [c_i b_i] \\ [a_i c_i] & [b_i c_i] & [c_i c_i] \end{vmatrix} \quad (15)$$

ここで求まる $\Delta\varphi'$, $\Delta\lambda'$ の単位は (0-C) と同じものであるから, これがマイクロ秒のとき, $\Delta\varphi'$, $\Delta\lambda'$ を緯度経度の度すなわち $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda$ にするには

$$\Delta\varphi = \alpha \cdot \Delta\varphi' \quad \alpha : 0.002697 \quad (16)$$

$$\Delta\lambda = \gamma \cdot \Delta\lambda' \quad \gamma = \alpha / \cos \varphi_0 \quad (17)$$

これで度の小数となる. 従って受信点の緯度経度 φ_x , λ_x は

$$\left. \begin{aligned} \varphi_x &= \varphi_0 + \Delta\varphi \\ \lambda_x &= \lambda_0 + \Delta\lambda \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

収斂計算を行なう場合は, ここで求めた φ_x , λ_x を再び φ_0 , λ_0 と置きなおし (0-C) 以下の再計算を行なう. なお, 以上の説明では述べなかったが, 観測方程式以前の問題として, 送信局と受信推定位置との測地線の距離, それを電波伝搬時間に換算すること, 推定位置から見た送信局の方位等は別に計算されなければならない.

3. 測地線, 電波伝搬時間, 方位の算式 (参考文献1による)

(1) 二点の測地位置 (φ_1 , λ_1), (φ_2 , λ_2) を与えて, その間の測地線の距離 d を求めること

$$\beta = \tan^{-1}(\tan \varphi \cdot b/a) \quad (19)$$

$$\chi = \cos^{-1} \{ \sin \beta_1 \sin \beta_2 + \cos \beta_1 \cos \beta_2 \cos(\lambda_1 - \lambda_2) \} \quad (20)$$

$$\chi' = \chi \cdot \pi/180 \quad (21)$$

$$A_0 = (\sin \beta_1 + \sin \beta_2)^2 \quad (22)$$

$$B_0 = (\sin \beta_1 - \sin \beta_2)^2 \quad (23)$$

$$P = (a-b)(\chi' - \sin \chi) / \{4(1 + \cos \chi)\} \quad (24)$$

$$Q = (a-b)(\chi' + \sin \chi) / \{4(1 - \cos \chi)\} \quad (25)$$

$$d = a\chi' - A_0P - B_0Q \quad (26)$$

ただし a ; 地球の長半径 WGS-72では $a = 6378.135$ (km)

b ; 地球の短半径 " $b = 6356.755$ (km)

φ ; 測地緯度, λ ; 測地経度

(2) 電波伝搬時間を求める実験式 (時分科会資料78-4, 1972による)

$$\tau = d/V + \alpha d + \xi + \gamma/d \quad (\mu s) \quad (27)$$

ただし, V ; 電波伝搬速度 (=0.2996912 km/ μs)

α ; (=0.002155 $\mu s/km$)

ξ ; (= -0.4076 μs)

γ ; (=38.67 $\mu s \cdot km$)

(3) 方位: 位置 (φ_2 , λ_2) から見た位置 (φ_1 , λ_1) の北から時計回りに測った真方位 Z

$$\theta = \cos^{-1} \{ (\sin \varphi_1 - \sin \varphi_2 \cos \chi) / (\sin \chi \cos \varphi_2) \} \quad (28)$$

$$\left. \begin{aligned} Z = \theta & \quad \text{ただし } \sin(\lambda_1 - \lambda_2) \geq 0 \\ Z = 360 - \theta & \quad \sin(\lambda_1 - \lambda_2) < 0 \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

(3), (10)式で ΔT を未知数としたことは、距離航法における距離測定の基本となる繰り返しパルスの初期位相が、どんな数値でもよいと言うことで、この意味は大きい、すなわち従来の距離航法では送受信点間の距離を測定して、受信点の経緯度を知ることであり、距離測定の基本として超高安定な原子発振器が不可欠であったが、これが普通的水晶発振器で足りると言うことである、又、双曲線航法は、主局電波の到来時から従局電波の到来時までの時間差を測定するもので、主局電波は従局電波の到来時を測定するための参照信号と考えれば、このデータは普通的水晶発振器を基準に測定した距離航法のデータと何ら変るところがない、言い替えれば(3), (10)式は双曲線航法データでもそのまま成立する。

さらに、従来の距離航法が、適用できる無線航行援助システムは、送信局電波の発射繰り返し周期が高安定なロランC又はオメガシステムに限られたが、受信側の基準発振器の安定度が低くてよいと言うことは、発射側の基準発振器も高安定でなくてよいと言うことであるから、これがロランA、デッカ等にも適用できることを意味する、われわれは、これまで双曲線航法と、距離航法とは原理的に異なる航法として理解し、取得データの測地座標への変換にあたっては、異なる数学で対応して来た、しかし、今やこれを分けて考える理由はなくなった。

4. 適用例

従来の距離航法で取得したデータを、本原理で再計算すれば、基準発振器の初期位相誤差、ドリフト誤差が分離するから、距離航法の誤差評価が可能である、当部測量船「昭洋」には昭和56年度にNNSS- $\rho\rho$ ロランC複合測位システムが装備され稼動しているがこの取得データについて、この方法で再計算し誤差評価してみたのが第一表である。

この複合測位システムの考え方は、単独では測位装置として機能しない $\rho\rho$ 航法と、連続測位が困難なNNSS測位装置を組合せることによって、連続的に高精度な測位を目論んだものである、具体的には $\rho\rho$ ロランC測位を定期的にNNSS測位値で飛び修正する方法である。

この航法の素データは、15秒ごとに出力されているが、今回利用したのは、NNSS測位時刻に対応した $\rho\rho$ 航法データである、素データは、NNSS測位ごとに飛び修正されたものなので、そのままの形では不都合であるから、飛びがなかったように逆修正して滑らかなものとし、さらに従局についてはEDをつけ加えてデータとした、この結果を図示したのが第2図である、内容は $\Delta\varphi_N$, $\Delta\lambda_N$ は(NNSS-New), $\Delta\varphi$, $\Delta\lambda_p$ は($\rho\rho$ -New), ΔT はデータから分離された基準パルスの同期誤差である。

この図で分ることは、NNSSの測位誤差が意外に大きいことである、この測定海域はロランC利用可能海域としては、最も条件のよい海域であり、ロランC測位値にこのように大きい誤差が生じることは、考えられないから、この殆んどはNNSS測位誤差と考えてよい、一方 $\rho\rho$ 測位誤差を見ると、約1日の間に基準発振器は約10 μ sドリフトして、大きい方の緯度誤差が20°程度である、NNSS測位誤差が、基準発振器のドリフト誤差をはるかに上廻っている。

さて、NNSS- $\rho\rho$ 複合測位装置では、以上のNNSS測位を正確であるとして $\rho\rho$ 測位を、この値に強制的に修正してしまうので第3図のような不自然な飛びを2~4時間ごとに生じることになる、NNSS- $\rho\rho$ 複合測位装置は、NNSS測位が正確で誤差がないと言う前提で開発された測位の自動化、省力化のための装置であるから航走中におけるNNSS測位精度がこのように低下する現状では、その能力を十分に発揮し得ないことになる、何れにしても、現段階では、この測位装置で取得された素データは、そのまま最終的航跡図とするには相当

無理があり、帰投後熟練技術者による修正作業がかかせない。

ところで航跡図の不自然の飛びは事後処理である程度の改善が期待できるが、不連続な航跡図となることで最も困るのは、それが海上重力測定精度を低下させることである。本来、海上重力測定におけるエトヴェス補正は、船速の瞬時値によって行われるべきで、これが帰投後の後処理では、精度の改善は望むべくもない。真の自動化、省力化とりわけ海上重力測定のオンライン処理による高精度化のために、この航法装置の一日も早い改善が期待される。なお、この例で利用したロランCシステムは北西太平洋チェーンのうち第1表に示した次の各局である。

Table 1 Loran-C Stations (Reference No.3)

Station	Latitude	Longitude	Emissiondelay
9970 M(硫黄島)	24 48 03.6 N	141 19 30.3 E	μ s 0.00
9970 X(北海道)	42 44 37.1 N	143 43 09.2 E	36685.12
9970 Y(沖 繩)	26 36 25.0 N	128 08 56.4 E	59463.18

Table 2 Comparison of the new positioning method with the rest positioning method

DATE TIME	NNSS		DATA			$\rho-\rho$		New		ΔT
	LAT.	LONG.	TDM	TDx	TDy	LAT.	LONG.	LAT.	LONG.	
Aug. 1981	34°	139°				34°	139°	34°	139°	
d h m s	' "	' "	μ s	μ s		' "	' "	' "	' "	μ s
17 21 06 00	37 22.8	27 08.4	3688.9	39940.4	64140.6	37 43.4	27 13.9	37 36.3	27 09.3	+2.87
22 29 36	33 55.2	13 45.0	3680.9	39985.9	64069.2	34 18.2	12 58.7	34 12.1	12 56.7	+2.22
18 00 14 48	21 51.6	01 18.0	3618.1	40077.4	63975.0	22 0.5	01 15.7	21 57.3	01 15.3	+1.15
		138°					138°		138°	
00 54 00	20 12.0	54 43.2	3616.2	40099.4	63938.6	20 26.3	53 59.4	20 25.7	53 59.3	+0.19
02 40 00	21 30.0	30 56.4	3652.2	40140.2	63849.1	21 36.9	30 51.7	21 36.1	30 52.0	+0.25
03 22 24	20 12.6	20 44.4	3658.1	40169.9	63800.3	20 13.1	20 12.7	20 14.8	20 11.6	-0.50
05 10 00	23 5.4	05 51.6	3695.9	40187.2	63752.6	22 57.4	05 32.3	22 59.0	05 31.1	-0.43
06 55 36	24 54.0	08 27.0	3703.6	40170.0	63769.5	24 56.3	07 58.8	25 0.1	07 56.0	-0.99
08 21 12	25 9.6	12 10.2	3697.6	40159.7	63785.6	25 0.6	12 6.1	25 6.4	12 2.4	-1.53
10 06 48	24 55.8	24 51.0	3678.6	40131.6	63834.2	24 54.6	24 36.9	25 3.4	24 32.4	-2.49
12 01 12	25 1.8	37 7.2	3663.1	40105.4	63880.4	25 0.0	36 11.9	25 11.0	36 7.9	-3.31
12 48 00	25 4.8	44 22.2	3651.4	40086.9	63913.1	24 56.7	44 33.9	25 10.8	44 30.9	-4.46
		139°					139°		139°	
14 34 48	24 11.4	01 24.0	3628.1	40056.4	63976.6	24 22.1	00 48.9	24 37.5	00 50.3	-5.41
14 50 00	23 0.0	03 57.0	3617.2	40059.1	63982.7	23 1.9	03 27.6	23 16.5	03 30.1	-5.25
17 06 00	16 43.2	11 22.8	3570.1	40079.8	63991.9	16 42.1	11 19.2	16 56.8	11 25.7	-5.72
18 53 12	20 57.6	03 50.4	3603.6	40070.4	63973.0	20 52.5	03 14.6	21 10.2	03 17.8	-6.37
20 15 36	23 28.8	03 57.0	3616.9	40052.5	63987.0	23 24.2	04 31.9	23 43.9	04 35.9	-7.12

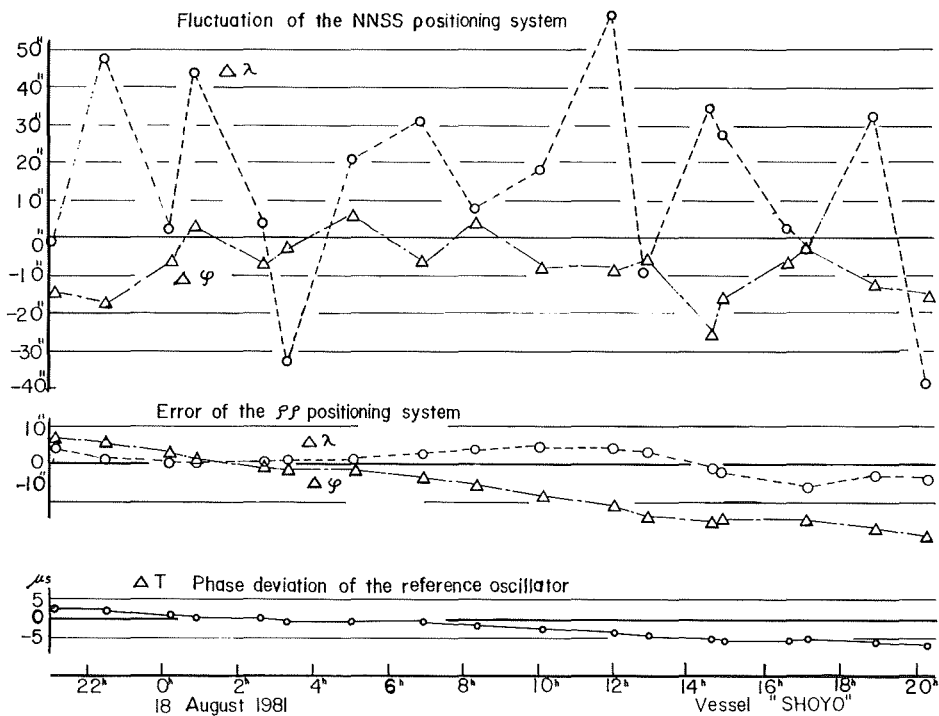


Figure 2 Comparison of the new positioning method with the rest positioning method.

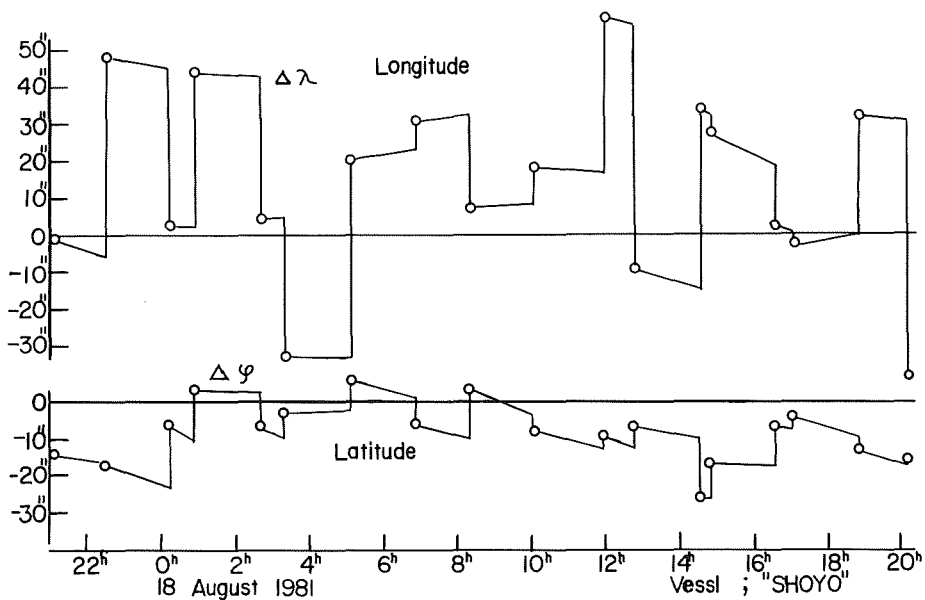


Figure 3 Step deviation of the hybrid positioning system "NNSS-ρρ"

5. 結び

筆者は、この方式を電波航法の一般解、従来の双曲線及び距離航法における手法を特殊解と考えたい。何となれば、双曲線航法における二組の時間差データは、この方法の参照基準パルスの位相が、主局電波の到来時に一致した特別な場合の従局データと全く同じであり、主局データとしてゼロを加え三つのデータとして扱えば、この方式にそのまま取込むことができるし、二組の距離データで解ける距離航法は、この方法で、 ΔT が既知である特別な場合と考えてよいからである。 ΔT が別の何らかの方法で測定され与えられれば、この方法においてもデータは二つでよい。距離航法における基準パルスの位相は本来未知のものであり、この測位でデータが二つだけでよいのは、比較基準パルスの独立同期が確立している特別な場合だけであって、一般的に二つだけでよいと言うのはあたらない。

以上述べたように、この測位原理は新しい方法と言っても、従来の無線航行援助システムにそのまま適用できるものであり、その点では新しい投資を必要とするものではない。従来の無線航行援助システムをより広い地域でより精度高く、しかも安価に利用する方法であり、システムの投資効果を高める方法であると理解していただければ幸いである。従来の双曲線データと距離データを全く同じ数学で解いた結果、それぞれの長所を合せ持つことになったが、さらに加えて基準発振器の位相誤差を分離する考え方は、従来は不可能と考えられた航走中における高精度な時計比較、周波数比較に新たな道を開いたものであり、その方面への利用が期待される。

しかし、何と云ってもこの航法原理の特徴が発揮できるのは、デッカシステムへの適用である。このシステムは発射側の基準周波数が高安定でないから、従来の距離航法の考え方では適用が不可能であったが、この航法を適用すれば、基線の延長線付近の利用に対して大きな効果が生じよう。

この航法と云えども、送受信点間の距離が増大し、空間波の利用区域に入れば、その影響を受ける。ロランC北西太平洋チェーンの場合、主局を中心に四つの従局が対角線状に配置されており、合計五つのデータが取得できるが、システムの周辺部では最遠部の一〜二局は地表波の利用可能距離2,000kmを超えるので、空間波データとなる。従って五つのデータを無差別に取り入れれば、残り三局分が地表波データであるにもかかわらず誤差が大きくなることが考えられる。このような場合人為的に局の選択をすることは有効であるが、それでは測位の自動化にならない。そこでこのような場合には、データの劣化は伝搬距離に比例するから、測位計算に距離・発射電力等の関数として「重み」を取り入れ一定の距離を超えたデータについては、重みを下げて取り入れることにすれば、空間波の混入による精度の低下を押えることができ、局の選択も必要としない完全自動のロランC受信機が実現できる。

最後に、NNSS- $\rho\rho$ 複合測位装置のデータ解析にあたって助言を頂いた海洋研究室、岡田貢研究官に深く感謝する。

参 考 文 献

- Charles Kirkland 1964 : Loran Coordinate Computation, *Informal manuscript report No. N-1-64 Marine Sciences Department U.S. Naval Oceanographic Office.*
- Coast Guard 1980 : *Radionavigation Systems* PP. 30-57 Department of Transportation.
- Grant, S.T. 1973 : RHO-RHO Loran-C Combined with Satellite navigation for offshore surveys, *International Hydrogr. Review*, 50, 2.
- 小野房吉 1981 : 双曲線航法受信機による距離航法, 水路部研究報告, 第16号, 122-137.
- 岡田貢・打田明雄 1982 : 長距離電波測位装置とその精度, 水路部研究報告, 第17号, 317-333.