

鹿児島湾の物理探査の予察

中条 純輔* 村上文敏*

The Geophysical Preliminary Surveys of Kagoshima Bay

Junsuke CHUJO and Fumitoshi MURAKAMI

Abstract

In Kagoshima bay the geophysical surveys are applied preliminarily by the geological research vessel "Hakurei-Marui," which are the gravity measurement, the proton magnetometer, the airgun seismic profiling and the subbottom profiler.

The low gravity anomaly is observed at the center of Aira caldera. Its minimum value is -25 mgal, and the relative value for the adjacent area is about -35 mgal. In this caldera its northeast part is Wakamiko caldera which is considered as the youngest eruption center. The subbottom profiler record shows its particular feature of the topography. The record also reveals the relation of the flat bottom B to the surface and subbottom central cones. On the northwest part of Aira caldera some particular sea bottom reflection is observed, and named L layer tentatively. L layer is characterized by 1. topographically higher some 10 meters than the surrounding, and 2. the surface is very rough.

Concerning the middle part of Kagoshima bay, the low gravity anomaly is observed along the deepest axis of topography for $N10^{\circ}W$ direction and its relative value is some -40 mgal. By the airgun record the central part G is subsided and bordered with the faults. The faults are the normal faults and some of them have the gentle slopes. Then it is interpreted that the central part is formed as the graben under the tension field.

The iso-gal map on Ata caldera shows the minimum value -12 mgal. The specific value of this minimum is some -40 mgal, though the average value of the surrounding is vague. The geological structure revealed by the airgun profiling is pretty complicated and disturbed. The east of Yamakawa harbor C looks like the center of Ata caldera and the reflection layers of both sides to SW and NE are dipping to the outsides, and the both ends of layers are bordered by the faults. The features of reflection beds are strong reflection waves, short, uneven and disturbed.

On the southwest outside of Kagoshima bay the low gravity anomaly is observed. The center of this low anomaly is $+4$ mgal, and the relative value is about -25 mgal. The high anomaly $+50$ mgal lies around Cape Sata-Misaki.

1. はじめに

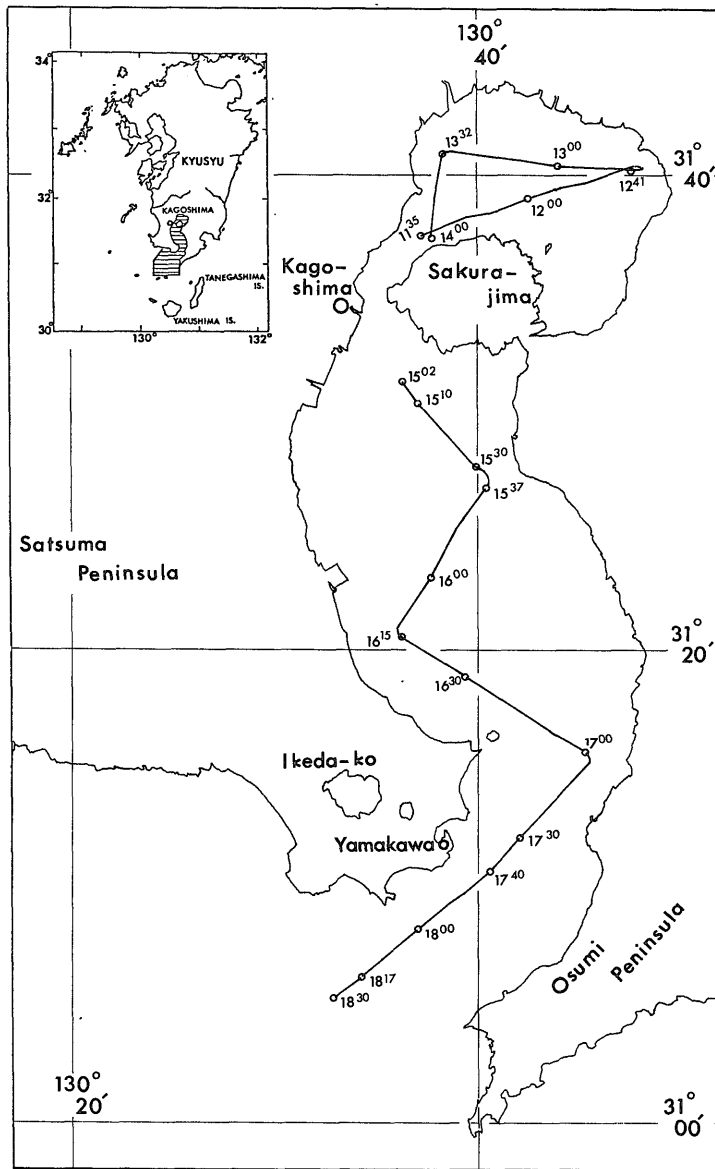
鹿児島湾の北部は始良カルデラとほぼ一致し、南に阿多カルデラがあって、南九州の火山帯の主軸と一致している。この2つのカルデラおよびそれを結ぶ地溝帯と目されている地域は、従来陸上で多くの調査がなされていた(小野, 1974)にもかかわらず、海域の調査は磁気探査以外の調査が少なく、地質構造がよく分からない点が

多かった。

1975年8月に地質調査船「白嶺丸」1820 tにより鹿児島湾の概査が行われたので、その成果をここに取纏めて報告する。本調査は調査域に対して測線長がかなり少ないことと、調査方法の適応性の検討と概況の把握に重点を置いたので標題のとおり「予察」とした。

調査方法は1)測量：人工衛星測量およびロランC。航法にはレーダを使用。2)重力および磁気測定：船上重力計およびプロトン磁力計を使用しデータ集録は人工衛星

* 海洋地質部



第1図 鹿児島湾の物理探査測線図

測量装置を使用, 3) 音波探査: サブボトム・プロファイラーおよびエアガンの2種類を用いた。底質採取は行っていない。

調査員のうち本調査を行った者は筆者等のほかに次のとおりである。班長は本座栄一, 人工衛星測量および船上重力計の担当は宮崎光旗, エアガンおよびサブボトム・プロファイラーは玉木賢策の各技官である。重力測定

の取纏めと解析には石原丈実・西村清和両技官の協力をえた。成果の地質的な検討と解釈については小野晃司・

曾屋龍典両技官の協力をえた。
本調査は1975年1月にすでに行われた鬼界カルデラから阿多カルデラにおよぶ海域の概査に継続するものであり, 特に重力測定

の取纏めには双方の結果を併せて検討している。
本調査は日本周辺大陸棚海底地質調査特別研究の一部としてなされたものである。

2. 調査方法と処理方法

本調査の測線長はサブボトム・プロファイラーが 120 km であり、エアガンとプロトン磁力計は曳航体があるためにやや短く、鹿児島湾北部で 39 km、中部と南部で 67 km の合計 106 km である。重力測定は 120 km である。磁気測定の結果は用いていない。この海域の磁気測定はすでに松崎 (1966)、吉川 (1973) 等により発表されているからである。

本調査で行われた調査方法や処理方法の概要と記載の型式などを述べておく。

2.1 測量と地形

人工衛星測量を中心として行った。推測航法の速度センサーにはドブラ・ソナーを用いた所もあるが EM ログもある。鹿児島湾は内湾であるにもかかわらず水深はかなり深く、200m を越す所もあり、ボトム・ロック (海底追尾) にならなかったためである。

航行にはレーダを用いている。本調査の測線図を第 1 図に示す。この図はエアガンの測線であって、重力およびサブボトム・プロファイラはこの測線以外にも行っているが省略した。

第 2 図 - 第 4 図はそれぞれ鹿児島湾北部、同中部、同南部および湾外西方の海底地形図を示す。北部および中部の図面は曾屋技官の作製によるものである。

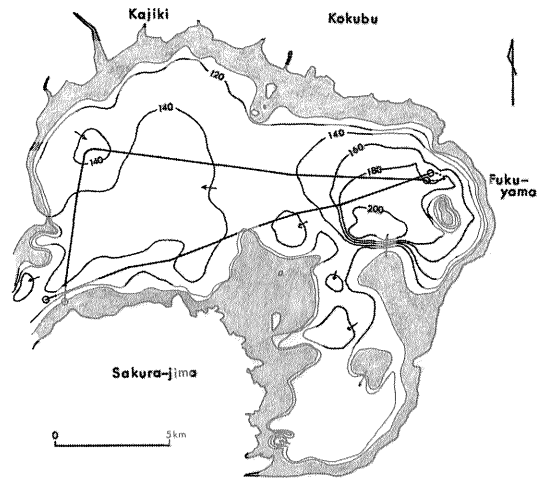
2.2 重力測定

重力測定にはラコスト船上重力計を用いた。測定精度は 1 mgal である。船上で測定した重力値を陸上の重力値と接続する基点は千葉県船橋港である。鹿児島湾の測定をふくむ 38 日間の前後で重力計のドリフト値は 0.6 mgal であった。本調査の測線長は既述の如く 120 km であるが、別の調査ですでに測定されている 391 km と併せて 511 km の測線を編集し、また YOKOYAMA (1975) の陸上の結果を参照して編集した。

重力値のブーグ補正をする際の密度の仮定は 2.4 g/cm^3 とした。この値は横山泉が南九州の陸域の重力異常を纏めるに用いた値で、当地域を統一的に扱うため同一の値を用いた。地形補正は行っていない。

重力値、磁力値、水深は人工衛星測量装置を中心にしたデータ集録装置でデジタル磁気テープに集録している。水深を数値化する入力にはサブボトム・プロファイラーの水深を用いている。

第 5 図にブーグ異常の等重力線図を示す。等重力線の間隔は 5 mgal である。本図の中で実線は海上の測定に基づくものであり、破線は陸上の重力値と本データにより補間したコンターである。



第 2 図 鹿児島湾北部海底地形図

2.3 サブボトム・プロファイラー

周波数は中心周波数 3.5 kHz で 2.5-5 kHz の間を周波数変調をかけて発振する。

パルス幅は 50m-sec であり、出力は 2 kW である。

受振した音波は CESP (Correlation Echo Sounder Processor) により発振波と相互相関をとりパルス幅 0.5m-sec の単一パルスと等価になるようにデジタル処理して記録している。記録掃引は 2 sec で原記録の垂直尺度は 1/3, 140 である。

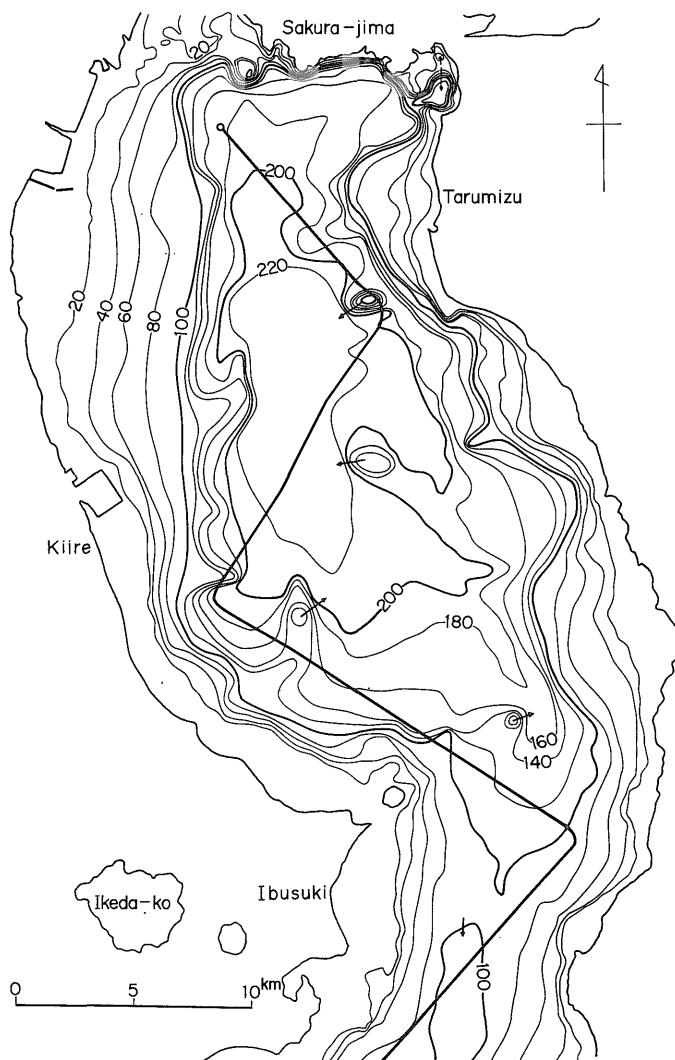
記録紙送りは 12 cm/hour で、船の速度 8-12 ノットであるから原記録の水平尺度は 1/120,000 - 1/190,000 になり、記録の垂直水平尺度比 S は 40-60 である。

2.4 エアガン

発振源はエアガン 1 コであり、エアガンの容量は 40 立方インチ (650 ml) で中に波形整形器 (ウェーブ・シェープ・キット) を入れているが、あまり整形の効果は出していない。エアの圧力は 1300 psi (91 kg/cm^2) であり、発振間隔は 4 sec である。エアガンの曳航長は 25m である。

受波器は受波素子が 50 cm ごとに、100 コ入ったストリーマである。実受波長は 50 m、曳航長は 100m (正常な場合は 150m であるが湾内のため 50m 短くした) である。

エアガンと受波素子の中心の間の距離は、100m である。受信増幅器のフィルターは 50-160 Hz の帯域に設定した。記録器はサブボトム・プロファイラーと同じ乾式記録紙のグラフィック記録器を用い、記録の掃引は、2 sec で原記録上の垂直尺度は 1/3, 140 である。記録紙送りは 25.5 cm/hour で水平尺度は 1/90,000 - 1/55,000



第3図 鹿児島湾中部海底地形図

になり垂直水平尺度比 S は28-18である。

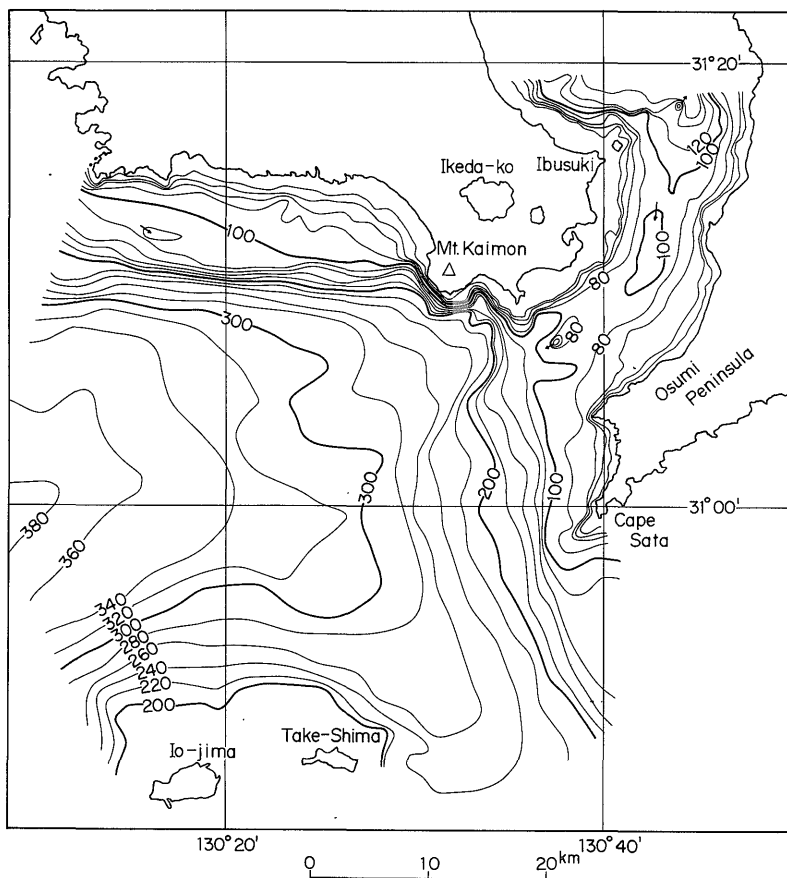
2.5 速度仮定について

サブトム・プロファイラーの反射面は海底下70mていどまでなので地層中の音波の速度を水中での速度 V_w 1,500 m/sec と同じと仮定している。この仮定による誤差は大きくはないだろう。エアガンについては1 sec ていどまで議論するので速度仮定を入れないと深さや傾斜角の誤差が大き過ぎる。始良カルデラ北側陸上の屈折法による資料 (Ono, et al., 1975) では、表層を除く第1層 (厚さは平均1,000m以上) の速度として3.7-3.8 km/sec の値をえている。しかしエアガンでは表層を含めた平均速度であることと、地溝などでは未固結堆積層が厚いと

いう地質の性質上速度が遅い可能性があるので2.0 km/sec と仮定した。地層の深さは海底までを $V_w = 1,500$ m/sec 海底から反射面までを $V = 2,000$ m/sec とした。速度の比 v は $v = V/V_w = 1.333$ である。地層の見掛け傾斜角 δ の計算では V_w と V の境界が水平と仮定した式
$$\delta = \sin^{-1}(v \tan \alpha/S)$$
 を用いている。 α は記録上の反射面の傾斜の読取角、 S は垂直水平尺度比、 v は速度比 1.333である。

2.6 反射面の検出の等級と記載

サブトム・プロファイラーとエアガンで検出された反射面には非常に鮮明なものから疑わしいものまである。本文では次の4つの段階にわけらる。



第4図 鹿児島湾南部周辺海底地形図

- G..... (good) 反射波のエネルギーがかなり強 (かつ横方向の連続性も明瞭な原反射波 (primary reflection))
 F..... (fair)
 P..... (poor)
 D..... (doubt) 反射波の SN 比が低く認定が疑わしいが原反射波の可能性のあるもの

反射面の深さと傾斜角の記載には次の方法を用いる。数値が単に m を単位に示してあるときは音波の速度を水と同じ 1.5 km/sec とした値であり、 v のあとに書かれたときは海底までの深さを 1.5 km/sec で計算しそれ以下を 2.0 km/sec で計算したものである。反射波の検出の段階 G, F, P, D はこの後に続く。この判定は個人差があるであろう。次に () 内の数値は海底下の深さである。

傾斜角に関しても速度比 v が付いているものは速度仮定を入れた傾斜角である。例をあげる。

海底 100m; 240m, $v287mF$ ($v187m$), 20° , $v27.1^\circ$; 290m.....この意味は海底は 100m の深さ; 次の反射面は速

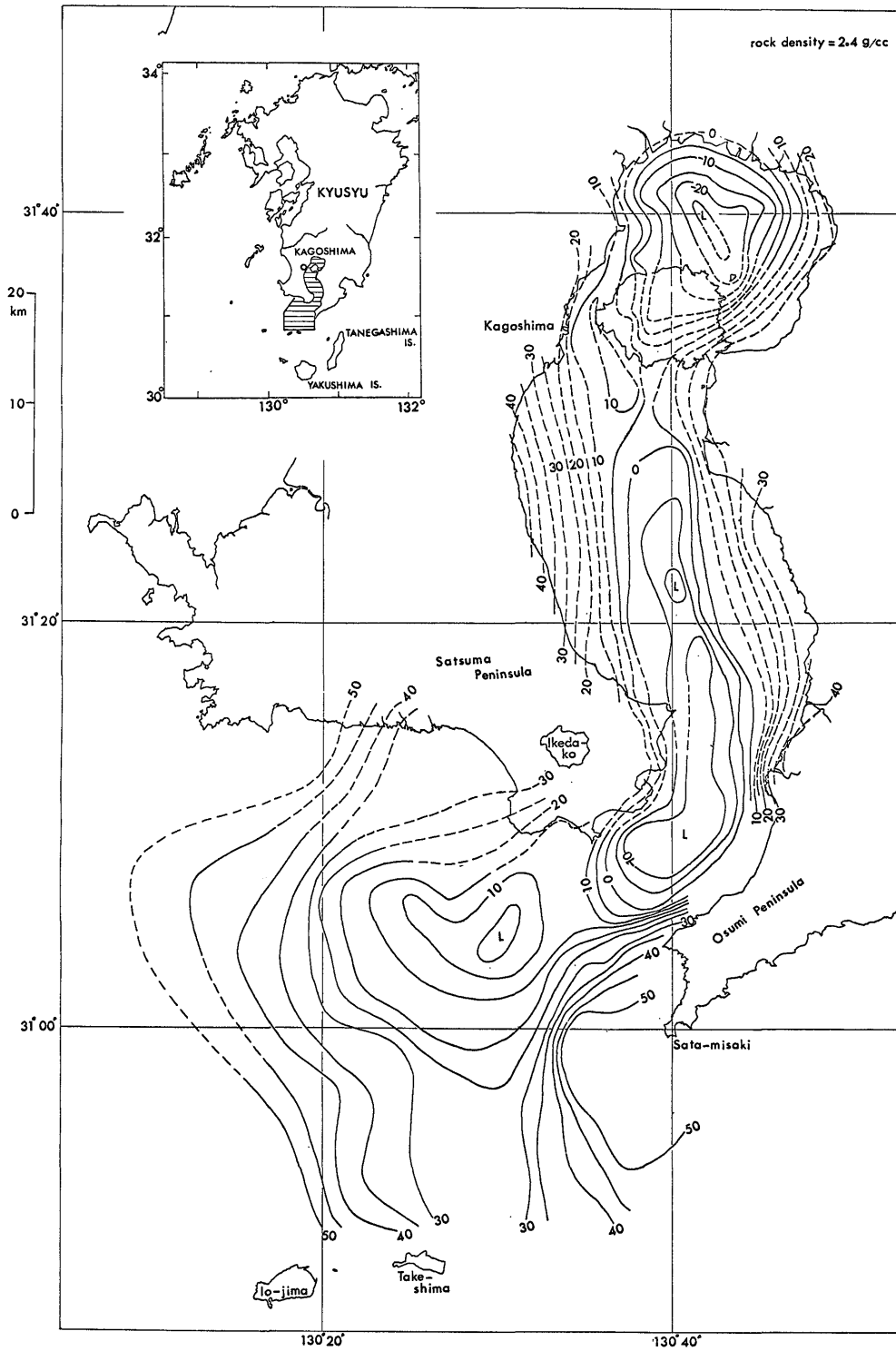
度仮定なしで水面から 240m, 仮定した速度 V と水の速度 V_w の比率 v を $v = 1.333$ として 287m であり, 検出の等級は Fair, 海底下 187m, 反射面の傾斜角は速度仮定なしで 20° , 速度仮定を $V = 2.0$ km/sec として 27.1° ; 次の反射面は深さ 290m.....である。

3. 始良カルデラ

始良カルデラは 4 つの部分に分けられる。北東部は若みこカルデラと呼ばれ、円錐台を逆にしたような凹地形であって凹地の底は水深約 190m でほぼ平坦であるがタギリ中央火口丘のような凸地形やアブラツボ火口丘のような地形もある。周辺の深さ 130-140m にくらべかなり深い (桑代, 1969)。

北西部は水深ほぼ 140m でいどの平坦面をもつ。

南西部は桜島であり約 13,000 年前から成長を始め (荒牧, 1975) 現在も活動を続けている海拔 1,116m の火山であって, 1914 年の噴火の際に東側が熔岩により陸続きになったことは有名である。



第5図 ブーゲ異常の等重力線図

ブーゲ補正のための岩石密度には 2.4 g/cm^3 を用いている。この図の編集には本調査以外の海上重力測定資料および横山による陸上重力値の資料を用いている。

左上側)の傾斜角も大体同程度である。このように下の層では傾斜角が地形のそれより3割ないし5割増す。これらは若みこカルデラから噴出したものの堆積状況を表しているかもしれない。

若みこカルデラに関する問題点は次のようなものである。

1. 若みこカルデラ底の堆積物はなにか。特に平坦面Bと火口丘の新旧関係と物質の違い。
2. 若みこカルデラ外の西側の堆積物は若みこカルデラから噴出したかどうか。
3. 始良カルデラの火砕流は1回だけではないとされている。最新最大の火砕流といわれる入戸火砕流(23,000 yBP)に対比されるものはあるか、またその噴出口が若みこカルデラである可能性はあるか?。
4. 若みこカルデラ外側の堆積物は陸上堆積か水中堆積か(反射面の最深部162m, 海底地形の最浅部134m)。
5. L層との関係(L層の方が新しいと思われる)。
6. 若みこカルデラの西で下の層が上の層より急な傾斜角になった原因。

等である。3に関しては火砕流のばあい必ずしも一つの層が1回の火砕流の噴出に対応するわけではなく、1回で何枚かの反射面が作られる可能性がある。4に関してはユースタシイを考える限り陸上堆積とは考えにくい。6に関しては湾底に堆積した時点では水平に近い面を作り、後でL層の中心部が連続的に沈降している可能性はあると考えられる。

3.3 L層について

鹿児島湾北部の西側にサブボトム・プロファイラ記録の上でかなり顕著な海底上の反射面がある。その特徴は

1. 地形的に周辺の海底より10mほど高くなっている。
2. 表面がかなり粗雑である(凹凸の程度は数mぐらい)、という2点である。ここで海底から数mないし30m下に反射面があるのでこの層の分布は表層だけであり岩脈のような下にまで続くものではないであろう。この層を整理のつごう上仮りにL層と呼ぶことにする。L層についての現象を記載すると次のようである(前出のサブボトム・プロファイラの模式図参照)。
3. L層の中央で測線が曲っており、L層の長さは測線ぞいに5.7km, 東端と南端の間は直距離で4.5kmである。
4. 端は東端で見かけ傾斜角 1.8° , 南端で 3.6° であり、この角は実傾斜角の最低値である。
5. L層上面の深さは端で東側137m, 南側139mであり、中央の低い所では143-142mである。

6. L層の中央は地形的に周辺より6-7m高い。また海底の下にも周辺より高い反射面がある。

7. L層の下にはサブボトム・プロファイラでもエーガンでも、ともにL層のない所から連続した反射層が観測されている。

8. L層の東と南の測線では(北と西には測線はない)海底浅部から深部に到るまで反射面がL層側に落ち深い所の方が傾斜が急である。例えば測点 $13^b 20^m$ では海底148m, 2.6m-rad 西落ち; 176mF, 3.5m-rad; $v793mF, v16.2m-rad$ (0.93°) であって深い層が急な傾斜角である傾向がはっきり出ている。

9. L層は桜島との間で続いている。

10. L層の付近で顕著な磁気異常はない(松崎, 1966)。

L層は始良カルデラ域の火山的性格から熔岩流か火砕流を思わせる。しかし有明海北西の多良岳付近の熔岩流の記録例(中条ほか, 1961a)とはかなり違っている。

一方L層が河川で運ばれた堆積物とは考えにくい。今まで内湾の堆積物でこのような観測例が音波探査でも地形測量でもないからである。

L層と酷似した記録は鹿児島湾外の開聞岳の南西約15kmにおいても観測されている。ここのL層と似た層は前記1, 2項は共通である(1項のうち周辺からの高まりは17mであり、また測線沿いの長さは東西13km, 平均水深は290mである)。

L層が比較的局地的で規模の小さい熔岩流という可能性はあるが多くの点で釈然としない。これには底質採取や微地形の観測などと併行して調べねばならないだろう。

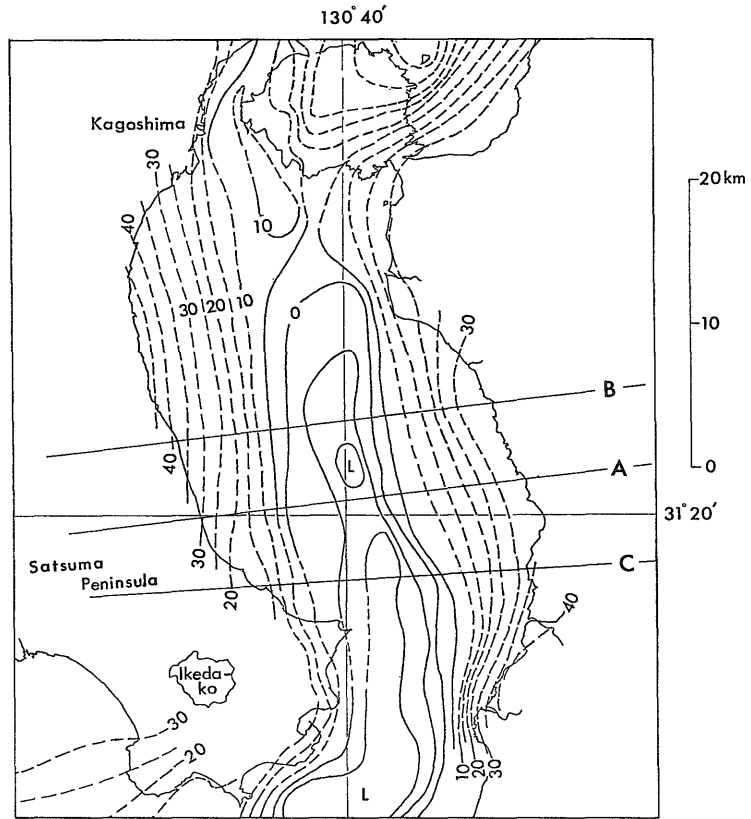
4. 鹿児島湾中部

桜島南縁から大根占港と知林島を結ぶ線までの間を鹿児島湾中部としよう。ここは始良カルデラと阿多カルデラの間をつなぐ地溝としての意義を有する。長さ約30kmで北北西-南南東に軸をもち、幅は約20kmで、水深は中央で最も深く約230mであり100mの等深線は内側で閉じている。

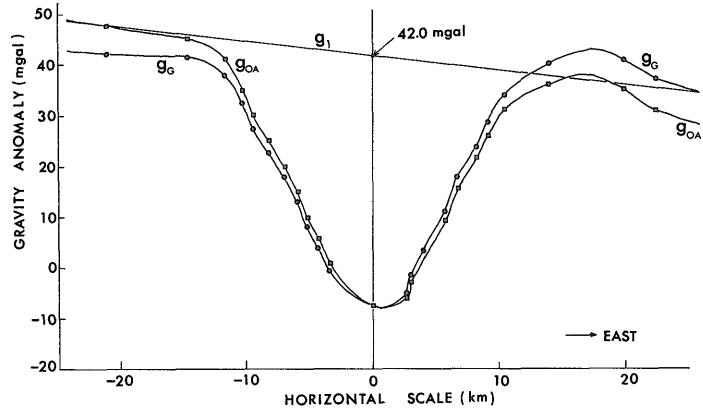
東西両岸とも基盤は四万十層群であり、南では一部新しい安山岩が覆っている。

4.1 重力異常

鹿児島湾中部の重力異常の形状は、くさび形で中央が低く周辺が高くて北北西-南南東方向、すなわち地溝の軸とほぼ平行して2次元的に延びている。両岸の海岸線の方向はほぼ $N30^\circ W$ であるが、重力の低異常の軸はほぼ $N10^\circ W$ でやや斜交してはいるが大勢としては調和的である。低異常の北北西-南南東方向への延びはその北



第7図 鹿児島湾中部の重力異常等値線図と3つの断面

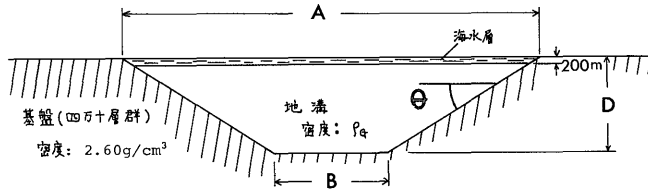


第8図 地溝を横切る重力異常の観測値の断面とその残差異常

g_{OA} : 地溝を横切る3本の代表的な断面(A, B, C)についての観測値を、その最低値を合わせて平均化したもの、■で示す。
 g_G : 残差異常、●印で示す。 g_1 : 一次傾向 $g_1 = 42.0 - 0.283x$

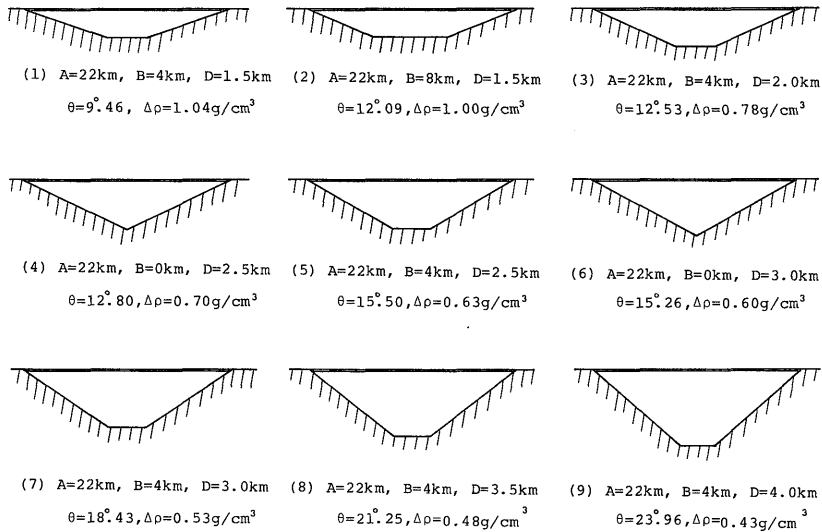
と南で折れ曲がりを示す。北では桜島を境として北東方向に折れ曲がり、南では阿多カルデラに続きながら南西方向に折れ曲がる。薩摩半島から大隅半島一帯の重力異常

の一次傾向は東落ち(YOKOYAMA, 1975)で、地溝において顕著な低重力異常を示す。この地溝を横切る3本の代表的な断面(第7図に示されるA, B, Cの測線)に



第 9-a 図 地溝の断面のモデル

A: 地溝の地表面における幅, B: 地溝の底の幅, D: 地溝の深さ, θ : 地溝の壁の傾斜角
 $\theta = \tan^{-1} [2D/(A - B)]$, $\Delta\rho$: 密度差



第 9-b 図 地溝の 9 種類のモデル

ついで観測値をその最低値を合わせて平均化したものを g_{0A} とする。さらに平均化した観測値 g_{0A} を一次傾向 g_1 と残差 g_g とに分ける。すなわち、 $g_{0A} = g_1 + g_g$ という式で表される。 g_1 は $g_1 = g_0 + kx$ と表され、 g_0 は当海域の基準値であり、 k は重力傾度、 x は東向きを正とし km を単位にとったものである。基準値 g_0 は 42.0 mgal, 重力傾度 k は -0.283 mgal/km であって $g_1 [\text{mgal}] = 42.0 - 0.283x [\text{km}]$ となる。ここで kx は深部の基盤が東向きに落ちている影響と考えられる。残差 g_g が地溝による重力異常と考えると、それはその周辺の値より相対的に 50.0 mgal 低いことになる。第 8 図に g_{0A} , g_1 , g_g を示す。

地溝の簡単なモデルを考えその重力値を計算し、重力の計算値と観測結果を比較することにより地溝の構造を推察した。平均化した観測値 g_{0A} の残差 g_g の断面図は g_g が最小になるところを軸としてほぼ左右対称である。このことは残差 g_g の原因をなす地溝の断面の形状が g_g の最小値のところを軸としてほぼ左右対称なもので

あることを意味する。従って地溝のモデルとして真中を軸として左右対称な二次元の構造を考えた。地溝の地表面における幅を A, 底の幅を B, 深さを D とし、地溝の側壁の傾斜角を θ とする。 θ は $\theta = \tan^{-1} [2D/(A - B)]$ である。地溝を埋めている物質の密度を ρ_a , 周囲の基盤の密度を ρ_B , それらの密度差を $\Delta\rho$ ($\Delta\rho = \rho_B - \rho_a$) とする (第 9-a 図)。モデルによる重力値の計算において、地溝の地表面における幅 A を固定し、底の幅 B と深さ D を独立にパラメータとして変え、それらの各々の値に対して密度差を 0.1 g/cm^3 間隔で数種類変化させて計算を電算機で行った。地溝のモデルのあるパターンにおける密度差 $\Delta\rho$ は重力異常の残差 g_g の最少値と計算より求まる重力値の最少値を等しくすることにより求まる。実際には地溝を埋める物質の密度 ρ_a は、深さが深くなるに従って圧密をうけ密度が大きくなると考えられるが、ここでは重力値の性質上、地溝の大まかな構造を把握することを目的としたので深さに関係なく一様な密度を仮定した。当地域は四万十層群が地溝の両岸に露出し、地

溝の基盤も同一と考えられる。四万十層群の岩石の密度としては霧島から採取された岩石試料5コについての平均値 2.60 g/cm^3 という値が報告されており (瀬谷ほか, 1971), この地域でもそれとほぼ同じ位の値を持つと考えられる。重力の測定値から重力異常を求める際に, 密度の仮定として 2.40 g/cm^3 を用いており, 2.60 g/cm^3 とは 0.20 g/cm^3 の差があるが, これによるブーゲー補正 (陸上においては高度補正) における誤差は水深 200m に対して約 1.7 mgal であり, ここでの議論には大きな影響は与えない。

鹿兒島湾内の重力測定を行ったのは水深の深いところが主で, g_{0A} の最小値の近傍約 10 km の幅では精度がよいが, そこから東西の海岸線までは陸上の重力値との補間で求めたものであり, コンターは破線で表示している。モデル計算をする場合, 地溝の形状は最小値より最小値の両側の重力傾度の大きさに影響を及ぼす。ここではこの部分が補間部分に相当するのは残念なことである。

地溝として最も考えやすいモデルは断面が長方形のもので, 両側が断層で切られ中が一樣に沈下したものである。しかしエアガン記録ではそのように単純ではないし重力異常もそれではよく一致しない。それで地溝のモデルとして第9-b図のような三角形または逆台形の9種類のモデルを考えた。

側壁が緩い傾斜角をもつことに対する解釈として階段状の陥没構造を考えている。すなわち幾つかの断層が階段状に続きその包絡線が緩い傾斜角をもつというモデルである。

大隅半島と薩摩半島の鹿兒島湾に面する海岸線は, 陥没地帯の東西両縁の構造線にほぼ相当する (太田, 1964)。

東西両半島の海岸線の間の距離を平均値から 22 km とし, これを地溝の地表面での幅 A の値とした。地溝の底の幅 B の値を大きくすると, 重力値の最小になる部分の幅が広くなり観測値と合わなくなるので, B の値は 8 km ないし 0 km とした。深さ D の値は密度差に対して比例関係に近い程度に影響する。D の値が小さすぎると密度差が大きくなり, その結果地溝を埋める物質の密度が海水の密度より小さくなってしまふ。この矛盾を避けるため D の最小値を 1.5 km とした。

第1表に9種類の地溝のモデルの A, B, D の値と地溝の壁の傾斜角 θ と密度差 $\Delta\rho$ と, 地溝を埋める物質の密度 ρ_a の結果を示す。

この計算値は最小値の点で合っているが, 両側の重力傾度の大きい部分は既述のようにすべてよく一致しているわけではない。しかし観測値と計算値の形状が比較的合いそうなものとしては, 深さ D が 2.5 km, 幅 B が 4 km のモデル5である。その結果をプロッターで描かしたものを残差異常 g_a と重ねて第10図に示す。

このとき地溝の壁の傾斜角は 15.5° , 密度差は 0.63 g/cm^3 であり基盤の密度を 2.60 g/cm^3 とすると地溝を埋める物質の密度は 1.97 g/cm^3 となる。重力異常の観測値に比較的合うモデルの傾斜角は, 15.5° と緩い角度を示す。

なおモデル5が比較的よく合うということは計算上のことで地質的考察をまじえたものではない。他の8つのモデルでも偏差が極端に大きくなるわけではない。

一次傾向 g_1 は前述のとおり, 四万十層群よりもさらに深くにある深部の基盤が東向きに落ちている影響と考えられる。一次傾向 g_1 の傾き $\partial g/\partial x$ と, 四万十層群の岩石とその下にある深部の基盤の岩石の密度差 $\Delta\rho$ に対して, 深部の基盤の傾斜角 δ は

第1表 鹿兒島湾中部の地溝のモデル計算

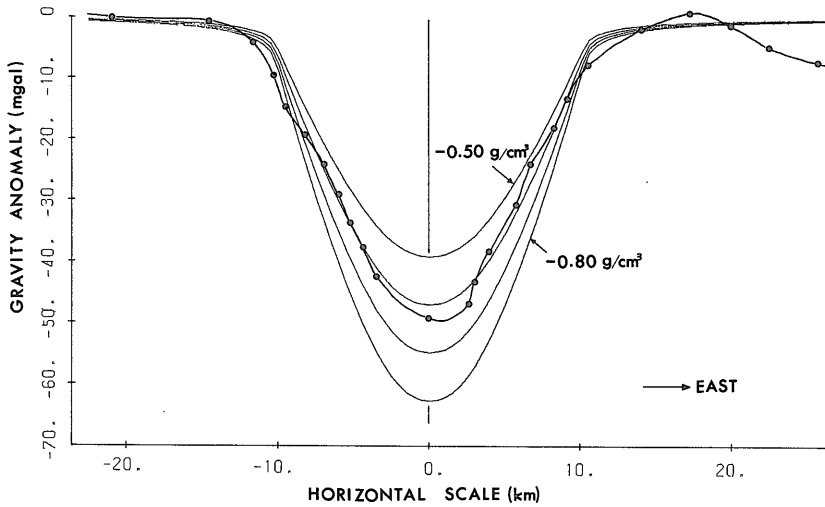
モデルの番号	A 地溝の表面における幅 (一定)	B 地溝の底の幅	D 地溝の深さ	θ 地溝の壁の傾斜角	$\Delta\rho$ 密度差	ρ_a 地溝を埋める物質の密度
1	22km	4km	1.5km	9. 46°	1.04 g/cm^3	1.56 g/cm^3
2	22	8	1.5	12. 09	1.00	1.60
3	22	4	2.0	12. 53	0.78	1.82
4	22	0	2.5	12. 80	0.70	1.90
5	22	4	2.5	15. 50	0.63	1.97
6	22	0	3.0	15. 26	0.60	2.00
7	22	4	3.0	18. 43	0.53	2.07
8	22	4	3.5	21. 25	0.48	2.12
9	22	4	4.0	23. 96	0.43	2.17

注1) 地溝のモデルは2次元で左右対称である。

2) 地溝の両端は海岸線にほぼ一致すると考え地溝の幅を 22 km で一定とした。

3) 基盤を四万十層群とし, 密度を 2.60 g/cm^3 とした。

$D=2.50$ $A=22.00$ $B=4.00$ $DEN=-0.50$ TO -0.80



第10図 地溝の重力異常のモデル計算の一例

モデル(5) ($A=22$ km, $B=4$ km, $D=2.5$ km, $\theta=15.5^\circ$) についての計算値と残差異常を重ねて示してある。縦軸は重力異常値, 横軸は距離, ●印を結んだ線は残差異常値 g_c 。滑かな線は密度差をパラメータにした重力異常の計算値

第2表 薩摩半島一大隅半島の重力異常の一次傾向の解析

密度差 $\Delta\rho$ (g/cm^3)	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5
傾斜角 δ (度)	3.9	1.9	1.3	0.97	0.77

一次傾向 $g_1 = 42.0 - 0.283x$ (g_1 : mgal, x : km)
 $\Delta\rho \sin 2\delta = 0.0477 \times 0.283$

$$\delta = \frac{1}{2} \sin^{-1} \left(0.0477 \frac{1}{\Delta\rho} \frac{\partial g}{\partial x} \right)$$

となる(中条, 1961b)。この式は半無限平面の二次元モデルという粗い近似関係であるが大勢の把握には役立つ。ここで $\partial g/\partial x = -0.283$ mgal/km であり東向きに落ちている。密度差 $\Delta\rho$ を変数にして δ の値を求めると第2表ようになる。

始良カルデラの北をほぼ東西 $N100^\circ E$ に横切る屈折法の測線約 119 km (川内一日南の間) について, 地下の速度的な構造が得られている(Ono et al., 1975)。屈折法の測線は地溝のモデル計算を行った測線から北へ約 40 km 離れたところにある。それによると地殻構造の解析結果は第11図に示すように3層構造である。第1層の速度は西側で 3.7 km/sec, 東側で 3.8 km/sec であり, 第2層の速度は西側で 4.9 km/sec, 東側で 4.8 km/sec で第2層の上限の深さは西端の SP.I (川内) で 0.89 km, 東端の SP.II (日南) で 1.49 km で傾斜角は約 0.29° である。第3層

の速度は西側で 6.1 km/sec, 東側で 5.6 km/sec でかなり違っており, 第3層の上限の深さは西端の SP.I で 3.31 km, 東端の SP.II で 5.61 km で平均傾斜角 1.1° で東に落ちる。

南九州における重力異常(YOKOYAMA, 1975) から屈折法の測線に沿って重力異常の断面を求めたものを第11図に示す。一次傾向は東落ちで重力傾度 $\partial g/\partial x$ は -0.242 mgal/km である。第2層の上限の傾斜が重力異常の一次傾向の傾き具合におよぼす影響は第3層の上限の傾斜による影響に比べると, 層の密度差が同じならば $0.29^\circ/1.1^\circ = 1/3.8$ 程度の小さなもので重力傾度におよぼす影響は小さなものであろう。

重力異常の傾きの一次傾向 $\partial g/\partial x = -0.242$ mgal/km がすべて第2層と第3層の密度差だけに起因しているとすれば, いいかえると第4層以下があってもすべて水平であるとすれば¹⁾, その密度差 $\Delta\rho$ は $\Delta\rho = 0.30$ g/cm³ である。

第2層の速度は 4.8-4.9 km/sec であり, 四万十層群な

- 1), 2) 第2層と第3層, および第3層と第4層の境界の傾斜角を, それぞれ δ_2, δ_3 とし密度を ρ_2, ρ_3, ρ_4 , とすると重力傾度は

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \alpha [(\rho_3 - \rho_2) \sin 2\delta_2 + (\rho_4 - \rho_3) \sin 2\delta_3]$$

となり, ここで α は定数である。

ここで $\delta_2 = \delta_3$ なら

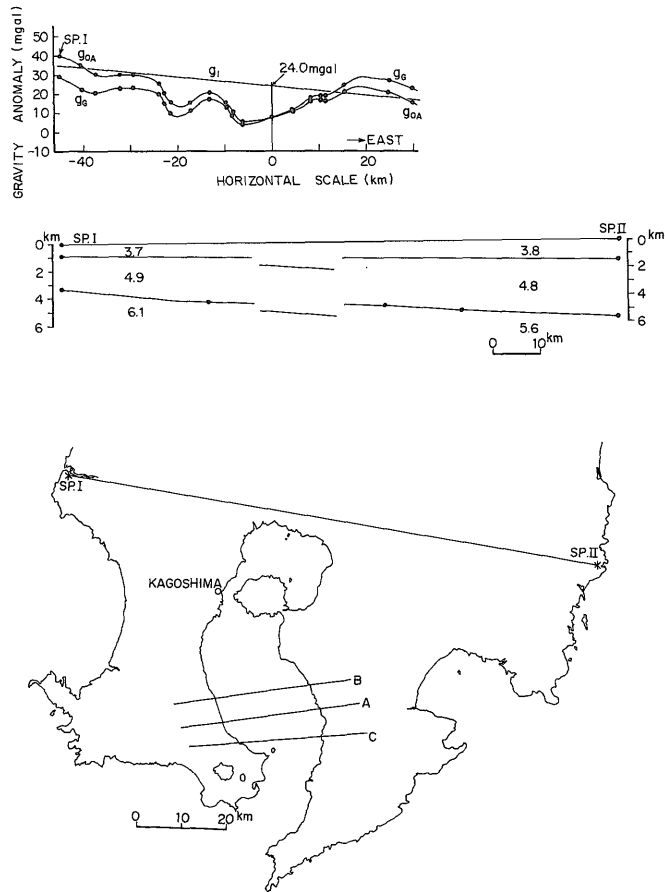
$$\frac{\partial g}{\partial x} = \alpha(\rho_4 - \rho_2) \sin 2\delta_2 \text{ であり}$$

$\delta_3 = 0$ なら

$$\frac{\partial g}{\partial x} = \alpha(\rho_3 - \rho_2) \sin 2\delta_2$$

である。

鹿児島湾の物理探査の予察 (中条純輔・村上文敏)



第11図 屈折測線の重力値

下は川内 SP. I—日南 SP. II 間の屈折測線の位置図 (ONO, et al., 1975 による) と鹿児島湾中部の重力断面の線
 中は屈折測線の解析断面図を簡略化したもの (ONO, et al., 1975 による)
 上は屈折測線に沿う重力値 g_{0A} (YOKOYAMA, 1975 による) を一次傾向 g_1 および残差 g_2 ($g_{0A} = g_1 + g_2$) に分解したものと

いし古生代の地層と推定される。四万十層群と古生層の岩石の密度はほぼ等しいと考え、第2層の岩石の平均密度として、四万十層群の岩石の密度 2.60 g/cm^3 を考える。第2層と第3層の密度差 0.30 g/cm^3 が重力傾度から求まっているので、第3層の密度は 2.90 g/cm^3 となる。第3層は速度的に花崗岩に対応し、花崗岩の平均密度はほぼ 2.7 g/cm^3 であり第3層の密度 2.90 g/cm^3 という値は大きすぎる。

もし第4層が第3層と平行なら、第3層は重力傾度には関係なくなって密度差は第2層と第4層の密度差を意味する²⁾。

第4層が第3層と平行していないまでも同じ向きに小さい傾斜角で落ちるとすれば重力傾度は第3層が 2.90 g/cm^3 より小さい値でも説明できるであろう。

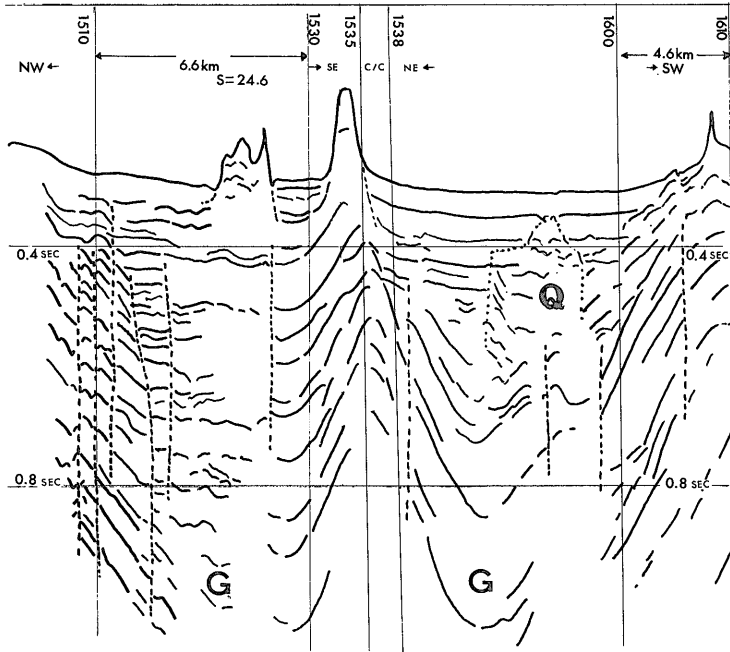
屈折法の測線から地溝のモデル計算を行った鹿児島湾

中部の地域一帯にかけて花崗岩または先カンブリア系と考えられる第3層と、屈折法では観測されなかった第4層が分布していると考えられる。その場合次のようなケースを考えることができよう。

1. もし第4層が水平で重力傾度に関係ないと仮定すれば、鹿児島湾中部でも花崗岩層とその上の層の密度差は 0.3 g/cm^3 であり、地溝付近の重力傾度 -0.283 mgal/km からこの層の傾斜角は 1.3° になる。

2. もし第4層が第3層と平行であるとする仮定すれば、密度差 0.3 g/cm^3 は第2層と第4層の差になり(第1層は十分水平に近いと考える)傾斜角は同じく 1.3° になる。

第3層と第4層の夾角(傾斜角の差)を一定と考える場合の推定もできるが、仮定が多くなり過ぎるので省略する。これら基盤岩の推定は現段階では資料が少な過ぎ



第12図 鹿児島湾中部のエアガンの時間断面図

図の左半は湾中部を北西-南東に切り、コース変更 C/C 後北東-南西に切る。垂直水平尺度比は約25。両方の測線とも断層で境された地溝構造Gが出ている。地溝Gの両側の地層では浅部より深部の方が傾斜角が急になる傾向がある。Qと記した部分は反射波が乱れた部分で地形も少し下っている。ここで地磁気の異常はない。

るので上記の仮定が限度である。

4.2 エアガンとサブボトム・プロファイラ

測線は桜島の南端15^h 02^m から始まる。1537までの35分間に約 10 km を南東に走る。15^h 37^m に変針(記録上 C/C)して南西に向かい1610までに 14 km 走って湾中部を斜めに横切る。この測線の音波探査記録は Plate に示し、エアガンの記録の時間断面図は第12図に示す。サブボトム・プロファイラ記録は海底浅部を表し、浅部では反射面がほぼ海底地形に平行している(ここにいう平行は反射面の間隔あるいは層厚がほぼ一定のことで直線の平行関係ではない。以下同じ)。測点15^h 15^m では海底 205 m, 215 mF, 219 mG, 231 mP, 242 mG (37 m) である。最下層の 242 mG だけは海底面とほとんど平行せず凹凸のある反射面である。

1502-1538の間のエアガン記録ではサブボトム・プロファイラーではっきりみられる反射面を検出できない代りにもっと深い 1 sec (約 v 930m) ぐらいまでの反射面を検出している。ここでは多くの断層で切れ中間が落ち込むような構造になっている。これは変針後の1538-1610の間の NE-SW 方向の測線にも似た傾向があり、鹿児島湾中部が地溝である証拠である。

図上で地溝の中心を G で示す。1510前後には 5 本の断層がある。断層は垂直ないしは南東落ちである。北西から 4 番目の断層は南東に落ちる角度が最も緩く、断層の上半 0.4-0.7 sec の間の見掛傾斜角は v 28.4° (20.9°) という緩いものである。

エアガンによる地溝の最深部を結ぶ軸は N10°W で断層がこれに平行していると仮定すれば v 33.3° で N80°E に落ちていることになる。いずれにしても正断層である。そして鹿児島湾中部の地溝帯が張力場で形成されたと推定される。

測点1510の反射面の深さと傾角は次のとおりである。海底 205m; 255m, 水平; 285 mF; 391 mF, v 453m, v 3.6° SE 落ち; v 826m, v 4.5° である。また測点 1513, 5 の下部の反射面の一部は v 536 mG, v 4.7° SE 落ち; v 817 mF, v 5.6° である。これらの反射面は浅い方の 453m が 3.6° と 536m が 4.7° で緩い傾斜角であり、深い反射面 826m が 4.6° と 817m が 5.6° で急である。このような浅い方が緩く深い方が急になる傾向は地溝の反対側の東側でも同じである。すなわち1532の点では、水深 101m; v 374mG, v 5.4° 北西落ち; v 617mF, v 6.2° である。この計算では既述の如く地層の平均速度を 2 km/sec と仮定しているが、

もし深いほど速度が早いという仮定を入れれば深い方が傾斜角が大きくなるという傾向は助長されるはずである。

この傾向は地溝が沈降しながら堆積が進んだという解釈と結びつく。

1538-1610の北東-南西の測線 14 km の間では中央の地溝を斜めに切る部分で海底から 0.5 sec の間で反射面はほぼ海底地形に平行している。この海底下70mぐらいの浅部はサブボトム・プロファイラ記録にとくによく表れている。地溝の中央の 0.5-1.0 sec の間では向斜状の反射面が観測されている。これが堆積時の状態か堆積後に中央の沈降で褶曲したかは分からないが、深い反射面の傾斜角が浅い方のそれより大きいという前測線と似た傾向から、たぶんその2つの要素は同時に進行したと推定している。北東側1540の断層は1525の断層と同一で地溝の東側のものであろう。南西側3つの断層は地溝の西側のものであるが1515周辺の5つの断層との対応は分からない。この測線で奇妙なのは図上にQと記した部分である。Qの上部はサブボトム・プロファイラ記録に明瞭に出ている。エアガン記録には明瞭ではないが全貌が出ていて、内部には乱れた部分的な反射面がみえる。

Qの上部の海底地形にもわずかな変化がでている。すなわちQの上で 500m ぐらいの間で中央が 3m ほど下った凹部をなしている。Qの下には反射面や断層が観測されている。この海域で吉川 (1973) の地磁気の調査ではとくに大きな異常が観測されているわけではない。Qは

実態の分からない奇妙なものとしてその存在を指摘しておく。

5. 阿多カルデラ

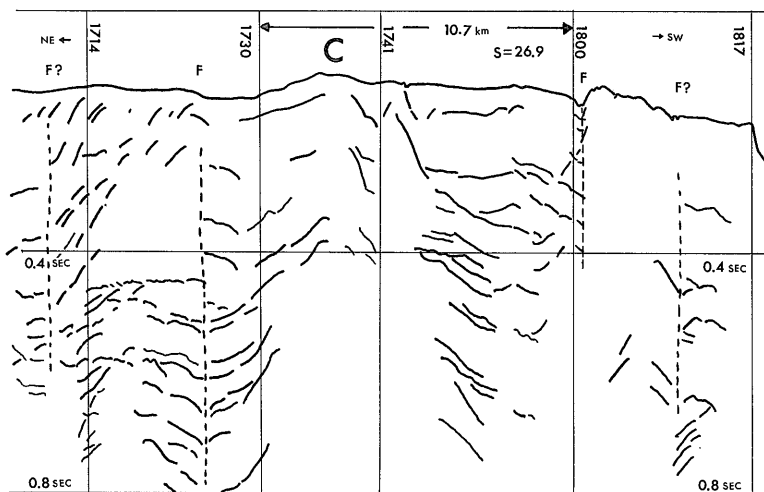
鹿児島湾南端に湾の両側にまたがって阿多カルデラがあるとされている (松本, 1943)。北の始良カルデラからは約 50 km, 南南西の鬼界カルデラから約 60 km 距っている。カルデラの西半は埋積し陸化している。東半は周辺海域より浅い。すなわち海底地形は中央に水深90-100mの範囲が広がっていて、北側の鹿児島湾中部の150-200mよりも浅いし、もち論湾外よりも浅い。阿多カルデラの中央にあたる山川港東では地形が周辺より数m程度深いが大勢としては湾の方向ぞいに中央が高く両側で深い傾向がある。このようにカルデラ内がカルデラ外より地形的に高いのは珍しいことである。

南東の大隅半島では花崗閃緑岩が賦存しているが北東側も南西の佐多岬側もそれより古い四万十層群である。

5.1 重力異常

阿多カルデラと周辺地域の重力異常の特徴は次の如くである。

1. 阿多カルデラの中央とされる山川港南東 (松本, 1943) あたりで重力異常は最小値 -12 mgal を示す。これはエアガンによる中心Cと近い (後述)。
2. 最小値の分枝は北に向かって値を大きくしながら鹿児島湾中部の地溝帯の最小値の軸に続く。
3. 最小値の別の分枝は西南西の湾外に伸びる。



第13図 阿多カルデラのエアガンの時間断面図

山川港沖にあたる $17^{\text{h}} 35^{\text{m}}$ あたりCを中心にして反射面は両側に落ち込む。Fは断層であり落ち込む地層の両側とも断層で切られている。各反射面は連続性が少なく変化がはげしいのでピックアップがむづかしい。なおサブボトム・プロファイラでは表層堆積物はわずかに地形凹所に堆積するだけである。

4. 重力異常の形状は東半の海域と西半の埋積した陸域をふくめて阿多カルデラとかなり異なるものであり、カルデラ内で閉じるものではない。

5. 阿多カルデラの最小値と周辺の重力値との差はどこを周辺とみるかで画一には決められない。しかし 30 mgal 線を周辺と考えるとその差は -40 mgal に達する大きなものである。

6. 鹿児島湾外の南西には低異常がある。中心は +4 mgal で周辺との差は -25 mgal 程度であり、面積的には阿多カルデラより大きい重力傾度は緩い。

7. 大隅半島の南西端の佐多岬を中心にして高異常がある。この高異常と 6 項の低異常の境は西落ちの急な重力傾度を示す。

海底地形に関連して次のことを付言する。開聞岳から西方の海域に海底地形の急斜面がある。これは水深 120m から 280m までの比高 160m の間で急な南落ちであり、坊の岬の南方まで東西約 25 km の間で直線的に続く。ここは重力を測定していない所なので周辺の重力値から推定するのであるが、大勢としては等重力線に平行した地形（例えば鹿児島湾中部のような）ではないらしい。

5.2 エアガンの記録

本海域のサブボトム・プロファイラー記録にはほとんど表層堆積物がない。地形的な起伏がはげしくて凹部に 13m の堆積物が分布する所もあるがごく部分的である。露岩が概して多いと思われ、海図上の底質に砂礫質ないし露岩が多いことと調和的である。

この点は始良カルデラや湾中部の地溝が概して層状の堆積物に覆われ起伏が少ないことと異なる点である。水深が平均的に浅く湾口なので潮流が早いことも関係があるであろう。

阿多カルデラとして松本 (1943) の示す範囲をとるなら測線の上では 17^h 00^m-1805 の間の約 20 km がカルデラ内に相当する。エアガン記録に見る阿多カルデラ域の構造は非常に複雑である。反射面の様相の特徴は強い反射面が短い区間に表われること、その面が平坦ではなくて反射面の上下にも余り平行性がないこと、を指摘できる。阿多カルデラ域のエアガン記録の反射断面図を第 13 図に示す。

反射面の上でカルデラの中心と考えられるのは C と記した 1737 あたりで山川港の東方である。エアガン記録に見るようにここは海底地形として最も高いだけでなく、南西側の反射面は南西に落ち北東側は北東に落ちていて全体の断面としても中心になっている。

また重力の負異常の中心にも近い。測点 1730 における反射面の代表的なものの深さと傾斜角は次の如くであ

る。測点 1730; 海底 105m; 132 mP (27m), 0.67° 北東落ち (海底地形とほぼ平行); v420 mF (315m), v2.7° 北東落ち; v567mF (462m), v4.2° 北東落ち。

測点 1725 には断層がある。断層の北東側では南西落ち、南西側では北東落ちの反射面がみられる。地形は南西側の方が下っている。1801 にも断層があって北東側 (カルデラ内側) では南西落ち、南西側は不明である。これらの形状は 1725 と 1801 の断層の間が落ち、中央から噴出物が供給されたと考えたと説明しやすい形状を示しているがその真偽は分からない。

5.3 2つのカルデラの比較

始良カルデラと阿多カルデラは 60 km 距った近い距離にあり、南九州の一連のマグマ多発地帯の一環をなすものではあるが、その実態はやや趣を異にしている。相異点を主とした比較は次のとおりである。

1. 始良カルデラでは地形的に深い。阿多カルデラでは東半の海域は周辺の海域より浅く、西半は埋積し陸化している。

2. 始良カルデラでは北東部の若みこカルデラのような火砕流の噴出口と考えられる所が地形的に残っているし、その内部の反射面も分かった。阿多カルデラでは噴出口は不明である。エアガンで構造の中央と目される所は分かったが噴出口との関係は分からない。

3. 始良カルデラの中央から北西部では海底に 20m ぐらいの表層堆積物の中に 2, 3 の反射面があり平坦で連続性がよい。阿多カルデラでは海底地形が複雑で露岩があり表層堆積物は粗粒で、地形的凹所には堆積物がある所もある。

4. 始良カルデラのエアガン記録では深さ 0.8 sec ぐらいまでの範囲で反射面は水平 (0.9° 以下の傾斜角) で連続性がよい。

阿多カルデラでは反射面の変化が激しく傾斜角も 5° 程度までで構造的にモメた感じおよび岩石が brittle な感じが強い。

5. 始良カルデラの重力異常は中央が負でほぼ同心円状の整った形をしている。阿多カルデラでは負異常の最小値がカルデラ内にあるとはいえカルデラの形状とは一致せず溝状である。溝状の負異常はくの字に曲り北は鹿児島湾中部の地溝の負異常の軸につながり、南西では湾外の負異常につながる。

6. 始良カルデラは北西の陸上に地溝が延びている (小野, 1974) が、負異常は一応独立している。

阿多カルデラの負異常は鹿児島湾中部との境が明瞭でない。湾外南西の負異常との境は開聞岳と佐多町を結ぶ線である。

6. 結 言

鹿兒島湾の地質構造を白嶺丸により調査した。調査の方法は主として重力測定とエアガンおよびサブボトム・プロファイラーの2種類の音波探査である。調査面積に対する測線長が短かくまた探査方法の適用性の検討も兼ねて行ったので調査としては予察の段階といえる。始良カルデラにおいては次のことが明らかになった。

1. 重力異常はカルデラ中央において顕著な負の異常 -25 mgal を示している。周辺との相対値は -35 mgal という大きなものである。
2. 始良カルデラ北東部の若みこカルデラの構造、特に中央火口丘と周辺平坦部の反射面の形状。
3. カルデラ内北西部の海底堆積部およびL層(仮称)の形状、深い反射面(0.8 sec ぐらいまで)と表層がほぼ整合状況であること。

鹿兒島湾中部では次のとおりである。

1. 湾の中央の地形的な軸にほぼ一致して低重力異常の軸が $N10^{\circ}W$ 方向にある。この異常を2次元モデルで計算した例は幾つかのパラメータの組合せで示される。
2. 音波探査によりこの海底が両端を断層(複数)で境され、中央が沈降するような張力場で形成された地溝であることが明らかになった。
3. 地溝の中央で反射波の走時 0.5 sec ぐらいまでは海底地形に整合的な堆積物がみられる。それから深部は断層および褶曲で地溝が形成されている。

阿多カルデラと湾外では次のことがわかった。

1. 阿多カルデラでは重力異常の最小値 -12 mgal が山川港南東に見出された。周辺との相対値は等重力線の形状が複雑なため決めにくいが -40 mgal 程度と思われかなり大きいものである。
2. 負異常は阿多カルデラ内で閉じておらず、最低値の軸は北で地溝の最低値に続き、南西では湾外の負異常の軸につながっている。
3. 阿多カルデラは多くのカルデラと違い海域でカルデラが地形的に周辺より高い。堆積物は概して薄く粗粒で露岩もある。
4. エアガン記録では反射面の様相は反射波が強く、面が長く続かず、平坦ではない。地質構造は概して複雑といえる。
5. 山川港の東をカルデラの中心として地層は南西側は南西に落ち、北東側は北東に落ちている。落ちた先はほぼカルデラ外縁あたりの断層で切れている。反射面の傾斜角は概して浅い方で緩く深い方が急になる傾向がある。

6. 湾外南西には重力低異常がある。低異常の中心は $+4 \text{ mgal}$ で周辺との相対値は約 -25 mgal である。この異常の地質的意義は分からない。

7. 佐多岬を中心にして $+50 \text{ mgal}$ の正の異常がある。ここは四万十層群の分布地域である。

鹿兒島湾の調査を今回の資料を基にしてさらに今後進めてゆくにあたり次のことが望まれる。

1. 今回の音波探査が量的に少なすぎるので、さらに増加し細部の構造を調べるとともに全体的傾向を把握する。
2. 底質の採取とくに岩石類の採取を行って構造をしらべる。特に露岩の多い阿多カルデラや始良カルデラ北西部の堆積層やL層は試料を採取して調べる必要がある。
3. 火山活動に関連した海底の微地形の調査にはボトム・ソナーの適用が役立つかもしれない。
4. 重力の測定は調査に役立った。残念ながら岸に近い所の測定が少なく陸上資料との接続と、微細な構造を議論しえないが、重力測定の補足により大勢が変わるということはないだろう。
5. 始良-阿多カルデラの関係とその間の地溝は阿多-鬼界カルデラの調査によってさらに構造的な意義を明らかにすることが可能であろう。

文 献

- 荒牧重雄(1975) 地質・噴出物。自然災害特別研究, p. 79-88.
- ・宇井忠英(1968) 阿多火砕流と阿多カルデラ。地質学雑誌, vol. 72, p. 337-349.
- 中条純輔(1961 a) 熊本地区における重力分布とその考察。地質調月, vol. 12, p. 343-365.
- ・近藤信興・倉沢 一(1961 b) 島原海湾における音波探査および沿岸地質について。地質調月, vol. 12, p. 1-37.
- 桑代 勲(1969) 始良カルデラに関する二、三の問題。鹿兒島地理学会紀要, vol. 17, p. 63-66.
- MATUMOTO, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, Special number, p. 1-57.
- 松崎卓一・歌代慎吉(1966) 鹿兒島湾周辺の地磁気異常について。水路部研究報告, no. 1, p. 23-26.
- MORI, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations

- of the ground surfaces around them. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, vol. 36, p. 99-134.
- 小野晃司 (1974) 南九州火山地帯の地質と地震探査. *海洋科学*, vol. 6, p. 684-689.
- ONO, K., ITO, K., IZUKA, S., HASEGAWA, K., HIROSHIMA, T., KAKUTA, T., ICHIKAWA, K. and SUZUKI, H. (1975) Explosion seismic studies. *National Report of the Geodynamics Project, Japan*, no. 5, p. 61-63.
- 瀬谷 清 (1966) 鹿児島県指宿地熱地帯の重力分布ならびにその地下構造について. *地質調月*, vol. 17, p. 12-24.
- ・小川健三 (1971) えびの・吉松地震地域の重力異常について. *防災科学技術総合研究報告*, vol. 26, p. 47-61.
- 水路部 (1955) 海図1222号, 大隅海峡西部及び付近.
- (1968) 海図221号, 鹿児島湾.
- YOKOYAMA, I. (1961) Gravity survey on the Aira caldera, Kyushu, Japan. *Nature*, vol. 191, p. 966-967.
- (1963) Structure of caldera and gravity anomaly. *Bull. Volcanologique*, vol. 26, p. 67-72.
- (1975) Gravity anomalies of the volcanic regions in the southern Kyushu, Japan. *National Report of the Geodynamics Project, Japan*, no. 5, p. 66-67.
- 吉川圭三・湯脇泰隆・住友則彦・西村 進・阿部悦夫・桂 京造・江頭庸夫・笹嶋貞雄 (1973) 鹿児島湾内の海上磁気測量. *京都大学防災研年報*, vol. 16A, p. 3-8.
- (受付: 1976年4月30日; 受理: 1976年7月1日)

Plate 22

1. 鹿児島湾北部のサブボトム・プロファイラ記録

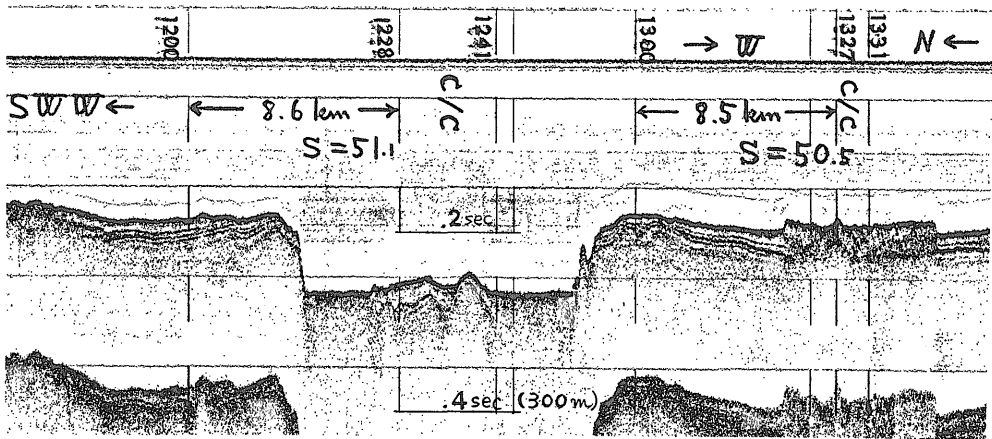
周波数 2.5-5 kHz の間の FM 変調波, パルス幅 50m-sec, 出力 2 kW. 相関処理器 CESP 使用.
中央の凹所は若みこカルデラ. 右側の周辺より高い層はL層.

2. 鹿児島湾中部のサブボトム・プロファイラ記録

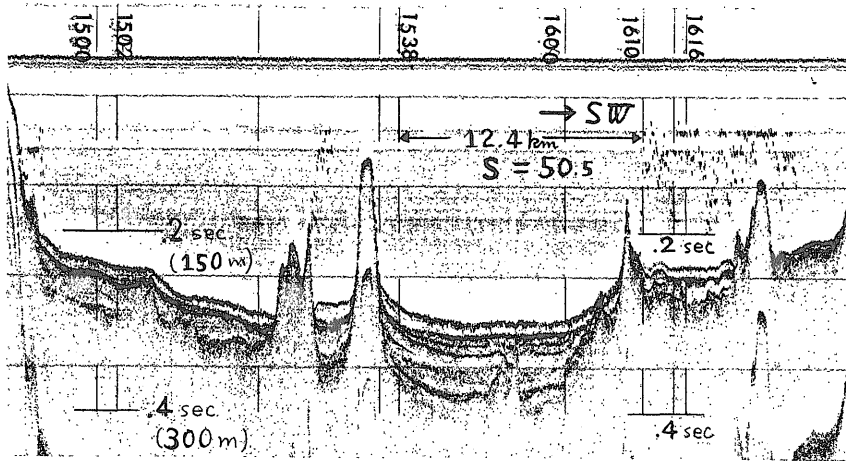
中央は地溝内の表層堆積物である.

3. 始良カルデラのエアガン記録

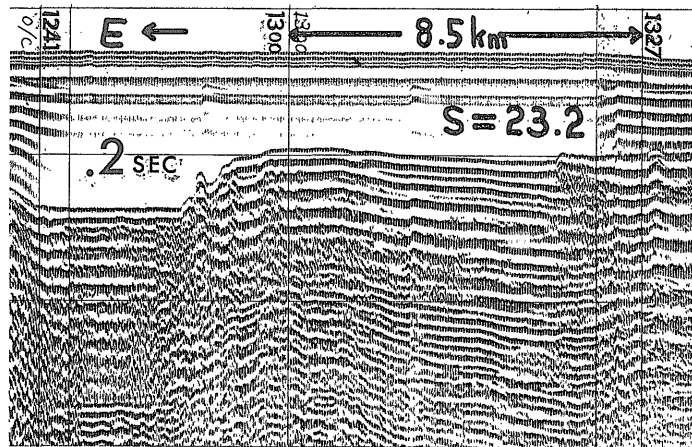
震源はエアガン1コで40立方インチ, 1300 psi, 発震間隔 4 sec, 受波器は 50m ストリーマ 100素子, 1チャンネル, フィルタ ー 50-160 Hz. 左方は若みこカルデラ, 右の上部はL層. 地層は成層で西に落ち, 深い方が傾斜角が大きい.



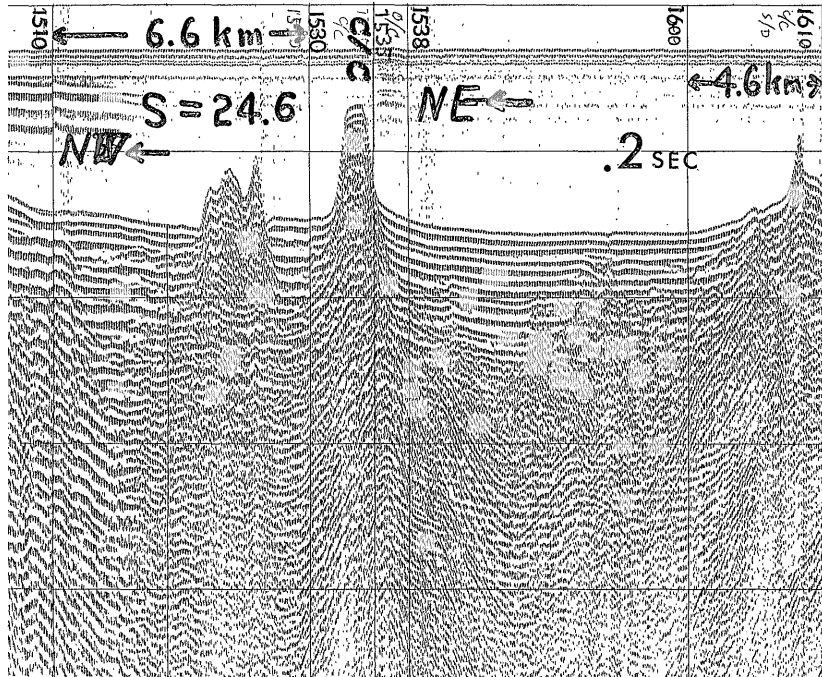
1.



2.

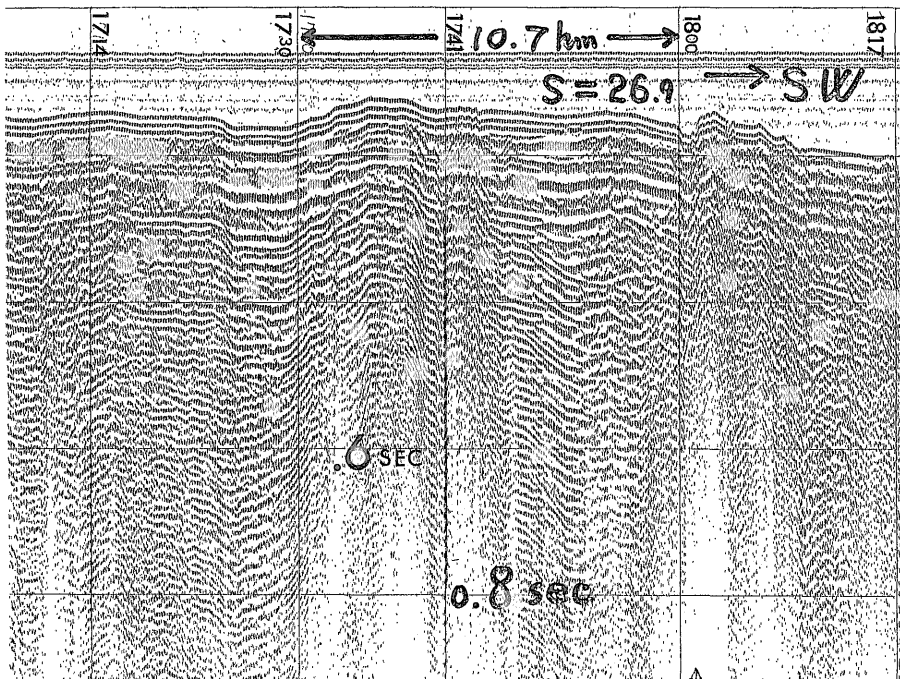


3.



1. 鹿兒島湾中部のエアガン記録

湾中部が地溝として形成されたことが分かる。サブボトム・プロファイル記録および時間断面図参照



2. 阿多カルデラのエアガン記録

記録の様相の変化がはげしく、構造的にモメタ感じが強い。時間断面図参照