

南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について

西 田 潤 一

1. はじめに

南部フォッサマグナの地形は、赤石山脈、天守山脈が南北に、関東山地、御坂山地が東西にのびる特異な山脈の八の字配列が古くから興味を集め、その成因について多くの議論がなされている。近年の研究 (Seno 1977, 1984, 新妻 1982) では、伊豆半島がフィリピン海プレートの北上運動に伴い第4紀に本州に衝突したことが示唆されている。この衝突に伴い、伊豆半島と本州の間にあったトラフや丹沢山地とか御坂山地のようなテレンを本州にくいこませることによって上にのべた山脈配置の八の字構造ができたと考えられている。

上記のような考えはフィリピン海プレートの運動と、南部フォッサマグナで観察される地質学的記録を考慮することから近年提唱されてきたものである。フィリピン海プレートの北上運動は現在も続いていると考えられ、また伊豆半島周辺に活発な地震活動があることを考え合わせるならば、上記のテレン間にもなんらかの相互運動が推定される。

本論では異った地塊が衝突融合した場合には、重力異常の分布にどのような影響を及ぼすか、また現在活動中と考えられる活断層はどこに認められるかを知ることに目的がある。近年のモデルによれば本州はユーラシアプレートの一部であり、これに対して伊豆半島はフィリピン海プレートの一部であると考えられている (杉村 1972)。フィリピン海プレートは Seno (1977) によれば、北西方向に $3\sim 4$ cm/y の速度で 5 my に亘り北上している。現在のフィリピン

2 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について（西田）

海プレートは相模トラフや南海トラフで沈み込んでいるのであるが、それ以前には伊豆半島より北に沈み込み帯があったことになる。そして伊豆半島は軽い大陸地殻であるために、本州の下に沈み込むことができずに本州に付加したと考えられる。この衝突の時期については伊豆半島の足柄層群上部から産する化石が第4紀中頃のものであるからそれ以降の100万年より若いと推定されている（松田 1984）。この衝突に伴い、駿河トラフや相模トラフの間にあったかつてのトラフや陸塊は第4紀に約20~30 kmも北側へ押しやられたことも同時に推定されている。

徐 (1985) は身延山地近傍の富士川層群の堆積学的研究から、この地域は中新世後期には古海底チャンネルであったことを報告している。彼はこの古海底チャンネルは伊豆半島衝突前にはフィリピン海プレートと本州の間にあったトラフであると示唆している。松田 (1984) は富士川層群を構成する礫種の研究から天守山脈や赤石山地の隆起が第4紀に起きたことを報告している。近年のアクリーションテクトニクスでは東アジアや北米大陸西海岸のような変動帯では海洋底地殻上の海山やテレンが衝突付加して陸塊の成長が続いたと考えられている（例えば Burrett 1974）。伊豆半島や南部フォッサでみられる現象は第4紀から現在にかけての付加過程が起きている場所であると考えれば世界的にみても重要な研究対象である。

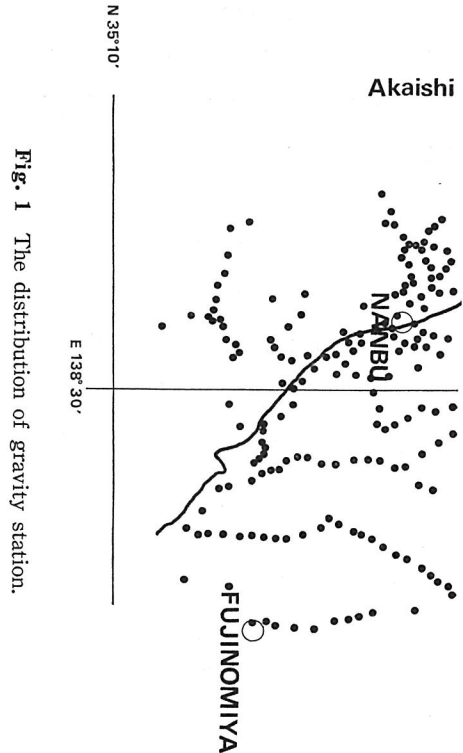
このような異った地塊間の縫合帯 (suture zone) での重力異常の分布に興味をもって過去の測定結果を検討してみると次のようなものが報告されている。日本全国の重力異常の分布は Tsuboi et al (1955), GSI (1964), Hagiwara (1967) 等によって報告されている。重力測定では測定点の海拔高度を知る必要があるため、これらの研究では測定点は主として基幹国道沿いの水準点及び三角点、独立標高点等の標高の定まった場所に限定されている。そのために測定点が極めてまばらであり、今ここで興味と対象となるような詳細な重力異常の

分布はみえないと考えられる。Yamamoto et al (1982), Kono et al (1982) は中部地方全域でかなり詳細な重力探査を行い、その結果を報告している。彼等の研究の特徴は数 km 間隔で重力測定を行っていることであり、水準点や三角点のない場所においても測定が行われていることである。さらに近年国土地理院で整備されつつあるメッシュ状地形データを用いて地形補正を行っていることがあげられる。彼等の方法では測定点の高度は地形図の等高線から読みとっているために、高度の誤差がかなりみこまれている(最大 10m 以下と推定される)。これらの報告からはそれ以前の広域測定結果とかなり異った重力異常の分布が得られている。

Yamamoto et al や Kono et al の結果は甲府盆地から赤石山脈と天守山脈の間の富士川谷にかけての南部フォッサマグナには、その両側の山地と比較してかなり大きな負の重力異常帯があることを明らかにしている。駒沢等 (1985) は南部フォッサマグナの南方の駿河湾沿いの重力異常の分布を報告しているが、彼等の得た結果は富士川谷から続く負の重力異常帯の延長は駿河湾に続き、駿河トラフの方向と斜交することを示している。

これらの近年の重力測定結果はすべて伊豆半島の西側から富士川谷を通り、甲府盆地に到る大きな負の重力異常帯があることを示している。ここには富士川層群が分布し、徐 (1985) の推定する古海峡チャンネル堆積物は身延山地に分布する。もしこの富士川谷が本州側の赤石山地と御坂山地や山守山脈の接合部であるならば、その重力異常の分布を詳細に知る必要があろう。この研究では上に述べた以前の研究成果を踏まえて、甲府盆地入り口から、富士川が東へ折れ曲る南部町南部までの富士川谷とその両側の天守山脈、赤石山脈の重力測定を行った。

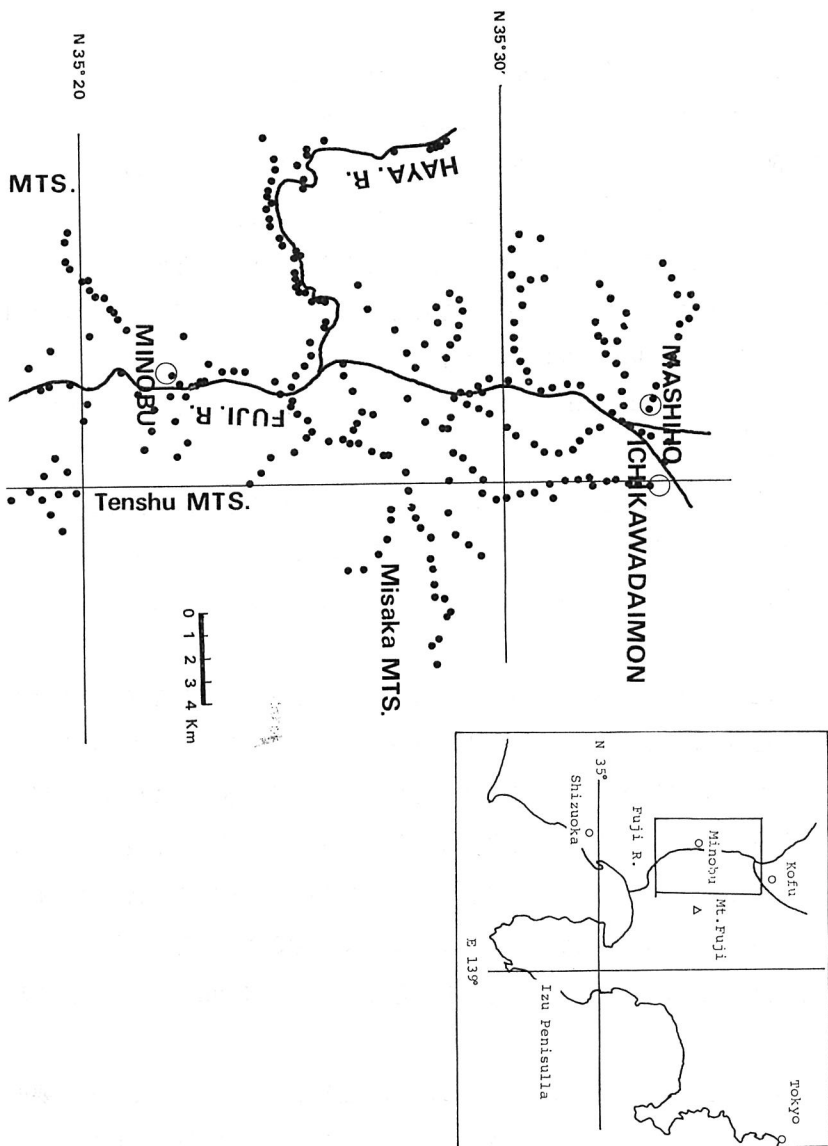
4 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について (西田)



2. 重力測定

2-1. 重力測定点の選定およびその高度

Fig. 1 にこの研究での測定地域および測点位置図を示す。測定範囲は南北方向には甲府盆地入り口の増穂町から身延町をほぼ中心として、南は富士川がゆるく東へまがる南部町南部まで約 45 km, 東西方向には東は富士宮市から西の端は早川上流の糸魚川—静岡構造線まで約 30 km のひろがりをもっている。測定点は、この範囲内の自動車通行可能な道路上に 300~500m の間隔で



6 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について（西田）

可能な限り多く設置した。

重力測定では測定後の高度補正，ブーグー補正及び地形補正のために測定点の高度をできるだけ正確に決める必要がある。この研究では測定点の間隔が，300～500mとそれ以前の報告と比較して狭いためにわずかな高度の誤差がブーグー異常の分布に大きく影響すると考えられる。従って高度の決定に際しては，その誤差が平野部では 50 cm 以内，山岳地帯でも 2m 以内とすることを目標にした。このような高度の誤差が重力異常へ及ぼす影響は平野部で 0.15 mgal 以内，山岳部でも 0.6 mgal 以内と考えられ，後に示すブーグー異常図の等重力異常線の間隔が 2 mgal であればその分布に影響がないと考えてよいであろう。

測定点として調査地域内で高度の判明している点をできるだけ探し，そのような点のない場所では高度計を用いて高度を決めた。測定点には大別して三種類あり，(1)水準点，(2)簡易測量点，(3)高度計により高度を決めた点に区別できる。

調査地域を通る基幹道路である国道52号線上および南部町から富士宮市にかけての道路上には国土地理院の水準点があり，これらの水準点は測定点として利用した。富士川，早川，釜無川は建設省の一級河川であり，これらの河川の間管理事務所ではその兩岸に恒久的な水準点を設置して精密な経年観測を行っている。これらの水準点の高度は国土地理院の水準点とともにその高度の信頼性はきわめて高いものと考えられる。これらの水準点ではその高度の相対誤差は河川の堤防上にあるための経年変化を考慮に入れても 3 cm 以内と考えられる。

近年の国道や県道の建設，改修においては道路台帳が整備されており，要所要所では簡易水準測量による標高点を示してある。また市町村が独自に作っている1/5,000 や1/10,000地形図にも簡易水準測量によって決められた標高点が

記されている。これらの標高点の場合、永久構築物ではなく道路上のコンクリート板であったり、単に台帳上に示されているだけの場合もある。これらの標高点と前記の水準点の高さは数点において水準測量によって検討した結果 20～30 cm 以内の異りで収まることが判っているので重力測定点として利用した。

以上に述べた水準点及び標高点の分布は河川沿い、ないしは人家のある平野部に集中することになり、山岳地帯にはあまり多くない。この調査地域内には御坂山地、天守山地および赤石山地があり、これらの山地には林道が通っているが、これらの林道上にこのような標高点が記されていることは稀である。これらの林道上に重力測定点を設け、その高度はトーマン高度計を用いて測定した。

高度計の原理は気圧計であり、高度未知の点の高さは既知高度点との比較測定で決めるのであるが、大気圧の日変化の影響は以下にのべるような方法で補正した。高度既知の点(多くの場合は既に述べた水準点ないしは簡易測量点)から出発して高度未知の点での高度計の読みと時間を順次何点か測定後、再び同じ点を測定しながら出発点へ戻る。このとき高度既知点での出発時と帰着時での高度計の読み取り値の差が気圧の日変化量なので、短時間で測定を閉じるならば、この変化は時間に比例すると考えてよい。従ってこの差を測定時間で比例配分して気圧変動の影響を除去して未知高度点の高度を決めることができる。この方法では気圧変動が時間に比例することが必要なので当該地域の気圧の日変化の傾向を予め確かめておいた。この調査を行ったのは夏であり、高度計の高度の値は朝から上昇して午後2時から3時頃に最高値に達し、その後減少する。従って高度計を用いるループは午後2時から3時頃を経てはいけな思考えられる。この方法で閉合時間を2時間以内にして測定した未知高度点の高度は往路と復路で最大1m以内で一致する。ここでの高度の誤差は安全をみて2m以内であると考えられる。

8 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について（西田）

この研究での測定点の総数は446点であり、測点の分布は Fig. 1 に示すようである。既に述べたように測定点はできるだけ均一に分布させるのが望ましいが、道路等の事情で山岳地帯では平野部に比較してかなり分布は粗い。

各測点の緯度、経度は次に述べる地球潮汐、標準重力、地形補正の計算に必要なので、1/25,000 地形図から秒単位で読みとった。

2-2. 絶対重力値の測定

重力値の測定には京都大学理学部地質学鉱物学教室のラコストロンバーク重力計 G-576 を用いた。重力測定は絶対重力値既知の点との比較測定であるために、重力値既知の原点として京都大学理学部地質学鉱物学教室の国際原点（略 F.S.）を選んだ。F.S. の重力値は阿部（1971）によって Potsdam 系で与えられているが、IGSN 71 では次の通りである。

$$g_{F.S.} = 979707.27 \text{ mgal.}$$

重力計にはバネの材質の材質の時間変化によるドリフト現象が起るのでドリフトの影響を補正するための測定法として、重力既知点から出発して未知点を測定し出発点へ戻るループ法をとる。その時間内に生じたドリフト量は近似的に時間経過の一次式で表わせると仮定して経過時間で比例配分して各測定点の測定値に加える。この方法でドリフト量を小さくするためにはループ測定に要する時間を短かくすることが必要である。実際の測定ではループは一日一回、朝に調査地域内の参照点を出発して、夕方にその点へ帰る方法をとった。

参照点としては交通の便宜上、国道52号線に沿った身延町の国土地理院の水準点（地理院番号 BM 82.1）を選んだ。BM 82.1 の重力値は原点 F.S. と2回の往復測定を行って定めた。

各測定点の重力値は重力計のドリフト補正と潮汐補正を行って決めた。

2-3. ブーゲー異常の算出

ブーゲー異常は測定した重力値にフリーエア補正, ブーゲー補正, 地形補正および大気の質量の補正を施した後に, 測定点での標準重力を差し引いた後の残差として次のように表わされる。

$$\Delta g''_0 = g + \frac{dg}{dz} H - 2\pi G \rho H + \Delta T + A_c - \gamma_0$$

ここで $\Delta g''_0$, g , $\frac{dg}{dz}$, H , G , ρ , ΔT , A_c , γ_0 はそれぞれブーゲー異常, 測定された重力値, 重力の鉛直勾配, 測定点の海拔高度, 万有引力定数, 測定点近傍の岩石の平均密度, 地形補正量, 大気の質量補正量および標準重力値である。重力の鉛直勾配は 0.3086 mgal/m と仮定し, 大気の質量の補正 A_c (mgal) は

$$A_c = 0.78 - 0.0000965 H \text{ (mgal)}$$

として計算した。ブーゲー補正の項は式にもあらわされているように無限平板を仮定している。

地形補正は測点近傍の複雑な地形の凹凸が測定点におよぼす引力の影響を補正するものであるが, 調査地域の南部フォッサマグナは地形が急峻であり, その影響は極めて大きいと考えられる。近年国土地理院では, メッシュ状の地形データが作成されているが (KS 110-1 地形データ), これを用いて桂等の方法 (1986 投稿中) を用いて次のように地形補正計算を行った。

国土地理院作成の KS 110-1 標高データは第三次地域メッシュ (緯度 $30''$ (NS 方向) \times 経度 $45''$ (EW 方向)) を各々緯度, 経度方向に 4 分割した $7.5''$ (NS 方向) \times $11.25''$ (EW 方向) メッシュ (略して 4 分の 1 地域メッシュ, ないしは, 250m メッシュ) で日本全国を網羅している。この地域メッシュを用いて大型計算機で地形補正を行えば精度良くかつ能率的な計算ができる。

基本的な方針として, 微細地形の及ぼす引力が大きい近距離では精密な計算式を用い, そのような微小な地形の凹凸が問題にならない遠距離では地形のモ

10 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について (西田)

デル化をより粗いメッシュで行なうことや計算時間の短い近似式で行う方針をとった。

また地球表面の曲率による影響の補正には玉田 (1979) や野崎 (1981) の行った算出方法をとったが、この際地球は測地基準系1967年の1975年改訂値から求めた重力測定点の緯度での平均曲率半径をもつ球として扱っている。

地形データ KS 110-1 には内陸水面や河川水面のデータが省かれているがこの補充は 1/25,000 地形図より読みとることにより行った。なお野崎 (1981) はこのような内陸水面や河川水面での欠落を「内陸水面の標高は周囲の地形よりも低い」という考えのもとに隣接するメッシュデータから最も低いものを探し出しその標高値で自動的に置き換えている。この方法はときとすると周囲の標高が内陸水面と大きく異なる場合があり、その場合実際とかけ離れた標高値を与えることが判明したので上記のように直接地形図を読みとる方法を用いた。また KS 110-1 の地形データを基にして第三次メッシュ (1 km 平均メッシュ) の平均標高データを用意した。

引力計算式として測点の近傍から順に Hagiwara (1967) の五面体モデル、角柱の引力の Banerjee & Gupta (1977) のの解折解(略 BG 式)と角柱の質量が中心に凝縮したと仮定する線密度式 (LMM 式) を使い分けることにする。補正範囲は第三次地域メッシュに沿う境界で構成される擬円形に設定される。

最近傍の測点を含む 4 つの 4 分の 1 地域メッシュには測点を中心として 1 つの 7.5'' (NS 方向) × 11.25'' (EW 方向) を設定し、この各辺に対して 5 面体モデルを適用する。この外側については、地形を平均標高をもつ角柱と仮定して 4 分の 1 地域メッシュの BG 式を適用する。測定点から 4 分の 1 地域メッシュ中心までの距離が 2 km を越えれば、同じ角柱に対して LMM 式を適用する。角柱の引力を BG 式から LMM 式へ切り替えるに際しては次のように考えた。高さ 3,000m (日本の山岳地形ではこれ以上の高度差を考慮することは不必

要である)の一辺250mの角柱の引力は BG 式と LMM 式を適用したときでの計算値の差で測定点からの中心距離 2 km で 0.0005 mgal であり, この距離をこえれば全んど変らなくなる。従って計算時間を短くするために 2 km をこえた段階で計算式を切り替えることにする。

次に底面 1 km×1 km の任意の勾配をもつモデル地形を考え, この地形のおよぼす引力を 1 km メッシュと 250 m メッシュの角柱に分割して計算したときの計算値を比較すると, 勾配が60°を仮定しても 6 km 離ればメッシュの違いによる差は 0.1 mgal 以下となる。従って4分の1地域メッシュから第三次地域メッシュへの切り替えは中心距離 6 km でおこなった。

地形補正は第三次地域メッシュの中心までの距離が 50 km まで打ち切りとした。この距離は地形補正の絶対誤差が 3,000 m 級の山岳地域でも 1 mgal 以下になる距離 (河野・久保 1983) であるとともに地形の急峻な場所でも各測点間の相対精度が 0.1 mgal 以下になる距離でもある。

山岳地帯では複雑な地形のために4分の1地域メッシュでは近地形が正しく表わせないような場所もあり, このような場所に測定点をおいた場合には測定点近傍の地形をスケッチしてきて補正する計算方式を別に用意した。この測定中でいくつかの点についてはスケッチに基づく補正が行われている。

調査地域は日本でも有数の地形急峻な場所であるために大部分の測定点に対しては地殻の密度を 2.67 g/cm^3 (この密度の値については後に述べる。)としたときに地形補正值が 10 mgal 以上, 最大値では 25 mgal にも達することがある。この研究に用いた地形補正法と従来よりなされている地形補正法を比較した。このような比較には同一測定点での測定値が必要であるが, この調査地域内の水準点について Hagiwara (1967), や Kono et al (1982) が重力測定した結果とその地形補正值を報告している。Table 1 には同一点での地形補正計算結果の比較表(桂等 1986 投稿中)を示す。この表で今回の計算法として球

12 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について (西田)

Table 1 Correlation table of terrain correction values of this work to those of Hagiwara (1967) and Kono et al. (1982). Assumed density is 2.67 g/cm³. SP means the terrain correction value on spherical surface and PL means that on infinite plain. LAT, LONG and H are latitude, longitude and height above sea level respectively.

Gravity stations No.	LAT. (N)	LONG. (E)	H (m)	Terrain correction value (mgal)			
				(This work)		HAGIWARA	KONO et al.
				SP	PL	PL	PL
D 83.1	35° 23' 54"	138° 26' 48"	207.385	8.78	9.05	8.48	10.86
D 83	35° 23' 09"	138° 26' 57"	240.900	8.80	9.05	7.09	7.85
D 82.1	35° 22' 06"	138° 26' 51"	183.405	8.32	8.60	8.03	8.76
D 82	35° 21' 55"	138° 25' 49"	215.040	10.43	10.70	9.13	14.03
D 81.1	35° 20' 11"	138° 25' 40"	275.965	10.62	10.85	—	13.15
D 80.1	35° 18' 48"	138° 26' 37"	233.640	8.71	8.93	—	10.92
D 80	35° 18' 04"	138° 27' 14"	152.250	8.00	8.25	7.03	7.94
D 79.1	35° 17' 01"	138° 27' 36"	127.360	7.33	7.57	6.55	7.51
D 79	35° 15' 58"	138° 27' 40"	178.480	6.80	7.02	7.96	7.26
D 78.1	35° 15' 30"	138° 28' 23"	116.930	7.10	7.33	6.49	8.22
D 77.1	35° 14' 02"	138° 29' 46"	120.015	5.55	5.76	3.62	4.74

面 (SP) と平面 (PL) とに分けて示してあるのはそれぞれ地球の球面補正を行った場合と球面補正を行わない無限平板を仮定した場合である。ここでは比較の対象の以前の報告の値が球面補正されていないので、表中の球面補正を行わない平面(PL)補正值が比較されることになる。多少の異りはあるが、Hagiwaraの方法との比較では今回の補正量が大きく、Kono et alの方法との比較ではほぼ同じ値を与えることが指摘できる。なお Hagiwara の用いた地形データは 2 km メッシュの平均地形高度データであり、Kono et al は 500m 地形メッシュデータを用いている。この結果からは Kono et al の用いた 500 m メッシュデータと今回の 250m メッシュデータを用いた地形補正值にそれ程大きな差異がないことが注目される。このことは大型計算機を用いる地形補正計算では 250~500m よりも地形のメッシュを細分化してもそれ以上に良い値を

得られないことを示していると考えられる。この研究で用いた計算方法は地球の曲率を考慮に入れた表の SP 法である。

ブーゲー補正及び地形補正では地殻の平均密度をどのように仮定するかは重要な問題である。この調査地域内には先第三紀の瀬戸川層群, 中新世の西八代層群, 中新世～鮮新世の富士川層群が分布している。平均的な密度を算出するためにはしばしば重力値と標準重力値の差と地形高度の相関を用いることができるが, この調査地域内ではこの方法では適当な密度が得られなかった。このことについては後に記す。

ここでは調査地域内に分布する岩石試料を採取し, その密度を測定した結果から密度を決めた。Table 2 には密度測定結果を示す。この結果から西八代層群の岩石試料は $2.5\sim 2.7\text{ g/cm}^3$, 富士川層群の試料では $2.5\sim 2.6\text{ g/cm}^3$ および瀬戸川層群のそれは $2.7\sim 2.73\text{ g/cm}^3$ の値を示すことが判る。これらの岩石試料の密度が大陸地殻の平均密度 2.67 g/cm^3 にぎわめて近いことからブーゲー補正及び地形補正の密度として 2.67 g/cm^3 を用いた。

これまで述べた一連の補正を重力値に加えたものから基準面上での標準重力値を引いた値がブーゲー異常値である。緯度 φ の地点での標準重力値 γ_0 は次

Table 2 Density of rock specimens from surveyed area.

Rock type	Nos. of samples	Density (g/cm^3)
Nishiyatsushiro Group	2	2.68
Tuffaceous sandstone	2	2.55
Tuff		
Fujigawa Group		
Sandstone	3	2.59
Mudstone	3	2.63
Sandstone	2	2.55
Setogawa, Group		
Shale	3	2.72

の Somigliana の式で与えられる。

$$\gamma_o = \frac{a\gamma_e \cos^2 \varphi + b\gamma_p \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi}}$$

ここで a , b , γ_e および γ_p はそれぞれ地球の赤道半径, 極半径, 赤道上の

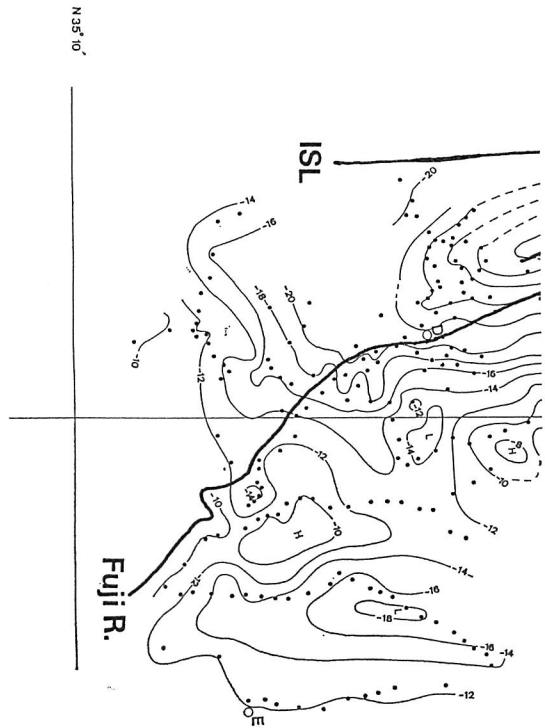
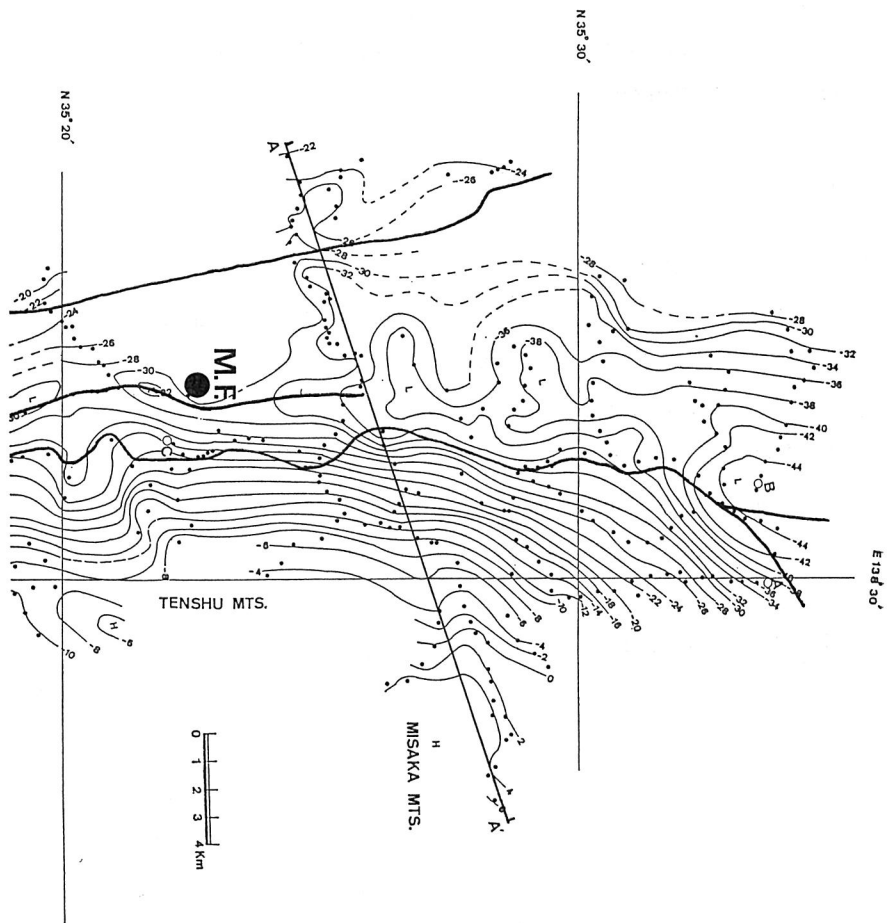


Fig. 2 The distribution of gravity anomaly. Assumed density is 2.67 g/cm^3 . Contour interval is 2 mgal. ISL and M.F. are Itoigawa-Shizuoka tectonic line and Minobu fault respectively. A; Ichikawadainon-cho, B; Mashiho-cho, C; Minobu-cho, D; Nambu-cho, E; Fujinomiya city. ● is the epicenter of earthquake occurred in 1978.



16 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について（西田）

正規重力および極の正規重力である。各数値は測地基準系1967によった。上の式を展開すれば

$$\gamma_0 = 978.03185(1 + 0.005278895 \sin^2\varphi + 0.000023462 \sin^4\varphi) \text{ (gal)}$$

となる。

このようにして求めたブーゲー異常図を Fig 2 に示す。Fig 2 では等重力異常線の間隔は 2 mgal である。

3. 結 果

3-1 ブーゲー異常の分布

Fig. 2 に示すブーゲー異常の分布から次のような特徴が指摘できる。まず等重力線が富士川谷に沿って甲府盆地入り口から南部町までほとんど南北に平行な配置をしていることである。さらに重力異常の最も低い部分は、富士川の約 2~4 km 西側に南北にのびている。この負の重力異常はこの調査地域の北へゆくに従って大きくなり、里村等 (1984, 1986) の指摘によれば甲府盆地において最も低くなり、その周辺の山地に対して 40~50 mgal も低いことが判明している。

Fig. 3 には Fig. 2 に示す二本の東西断面について地形高度及びブーゲー異常の断面図を示してある。この断面では地形高度は国土地理院の地形図から直接読みとったものであり、ブーゲー異常は Fig. 2 に示す等重力異常線から直接読みとった。図中の三角はその断面に対して巾 1 km をとり、その中にある測定点のブーゲー異常値を描いてある。これらの東西断面ではブーゲー異常は富士川谷の東側の天守山脈から急激に減少し、富士川の西で最も低い値をとり、その後赤石山脈に向かいゆるやかに増加する。天守山脈から西へ向っての重力異常の減少する割合は一番大きいところで、5~6 mgal/km である。ここに注目すべきことはブーゲー異常が最も小さくなるのは富士川の流れる地形高

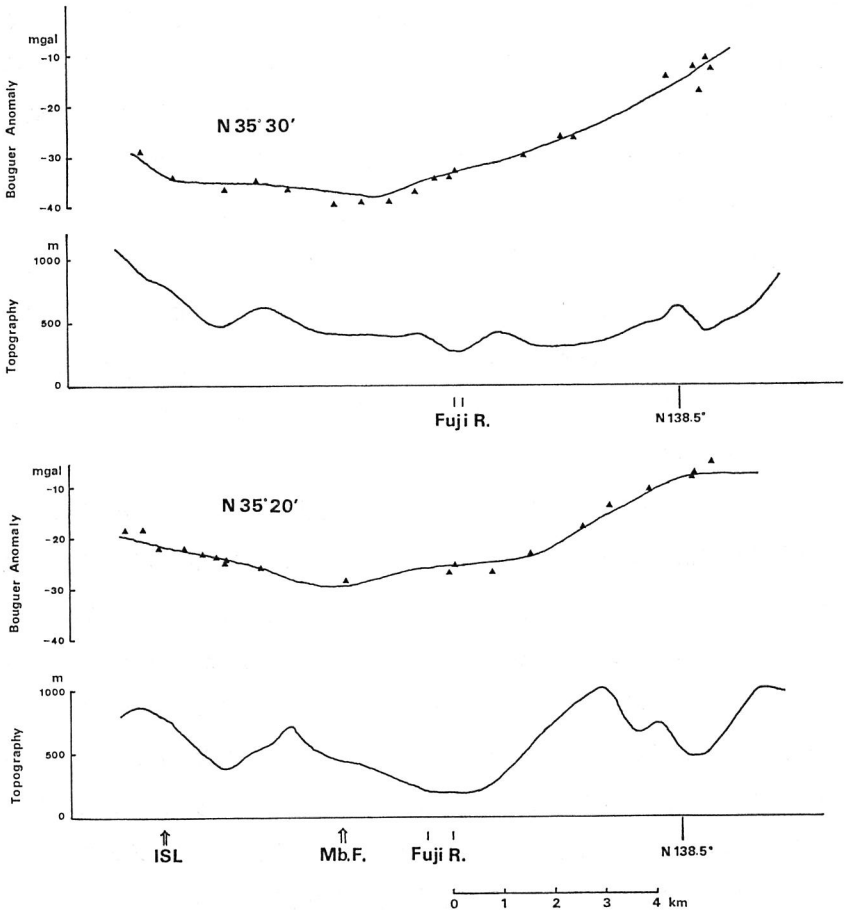


Fig. 3 Profiles of Bouguer anomaly and topography along the east-west lines of $N 35^{\circ} 20'$ and $N 35^{\circ} 30'$. Closed triangles are the projection of the stations of which distances are less than 0.5 km from the lines.

度の低いところではなくて、すでにのべたように富士川の 2~4 km 西側で地形高度で富士川河床よりも 200~300m 程高いところである。さらにこの低重力異常帯の軸は身延町の西側を南北に走る身延断層 (山梨県地質図) とよく一致している。身延断層の位置については Fig. 2 に示す。身延断層は地表では身

延町西南の大城付近でその露頭がみられ、そこから北へのびている。北への延長は早川あたりまで記載されているがその先には記載されていない。多分沖積層に覆われて露頭がみられないためであろう。しかしブーゲー異常の負の軸と地質図に記載された断層線が一致する事実は、この断層の延長は北へ続き甲府盆地の低重力異常帯にまでのびると解釈してよいであろう。

身延断層は“日本の活断層”(活断層研究会編, 1980)によれば、静岡県側には記載されているが、山梨県側には記載されていない。宇津(1979)の日本の被害地震の記録によれば、1898年にマグニチュード5.9の地震の震源地として身延町西方があげられている。その位置を Fig. 2 に示すが、この位置は身延断層とほとんど一致している。

身延断層は大城付近の露頭にみられるように地表に大きな破碎帯がみられることとこれに沿う被害地震が認められることから判断して活断層と考えてよさそうである。もしこの断層が垂直落差をもっているならば、ブーゲー異常の分布には断層の両側でレベルの異りが認められるはずであるが、そのようなブーゲー異常の分布が認められないことから、この断層の性格は垂直落差のほとんどない水平ズレ断層であると考えられる。またブーゲー異常の負の軸と断層が一致することは、この断層に沿って地下に大きな破碎帯があり、その破碎帯の低密度が重力異常の分布となつてあらわれていると考えられる。Fig. 3 にみられるようにブーゲー異常の負の巾が地表の露頭の破碎帯の巾よりもかなり大きいことは、基盤での破碎帯の深度が深いか、あるいは地表よりも巾広いかどうかであろう。つぎにこの断層のズレの方向であるが、このブーゲー異常の分布からは何の判断も下すことができない。しかしながら岡田(1980)の報告によれば、甲府盆地西縁を経て北西方向にのびる富士見断層が左横ズレ断層であることおよび大塚(1938)の報告している駿河湾に面する富士市西方の入山断層も左横ズレ断層であるとされている。この南北の断層がともに左横ズレであるこ

とから、身延断層も基本的に同じ応力場に支配されていると考えるならば、左横ズレ断層であると推定するのが妥当であろう。

これまで述べたような身延断層のブーゲー異常分布の特徴、すなわち断層の両側でブーゲー異常のレベルに異りがなく、断層の軸でブーゲー異常の最も低い部分があらわれる例としては阿寺断層があげられる。Ezaka (1981) および Yamamoto et al (1982)は阿寺断層では断層線に沿って負の重力異常帯が存在し、その帯が 60 km 以上も延長することを報告している。よく知られているように阿寺断層は第一級の活動層であり、彼等は阿寺断層軸に沿う負のブーゲー異常帯を断層破碎帯による低密度帯であると考えた。身延断層もブーゲー異常分布の類似性から推定するならば、阿寺断層より規模は小さいが、同様な性質をもつ活断層と考えられる。

この調査では身延断層の西側から赤石山地にかけては、東側に比較して測定点数はそれほど多くはないが、ブーゲー異常は身延断層から西側に向って徐々に増大することが認められる (Fig. 2 および Fig. 3)。Fig. 2 に示すように糸魚川-静岡構造線 (ISL) を越えた西側の測線は大城の西側と早川上流の二本しかない。データは少しいが、この二本の測線ではブーゲー異常はゆるやかに増加するだけで急激な変化のないことが判る。このことから糸魚川静岡構造線を隔て、その両側では地表近傍での岩石の密度にそれ程大きな差がないことが推定できる。同じ糸魚川-静岡構造線の北への延長である長野県大町北方の仁科三湖近傍では西から東にかけて急激なブーゲー異常の減少があることが知られている (Nishida et al 1980)。彼等はこのブーゲー異常の減少をその両側の地塊の構造運動の結果であると解釈している。糸魚川静岡線北部ではその両側で中新世のいわゆるグリーンタフと先新第三紀層が接していてその両側の密度差が急激なブーゲー異常の減少をもたらしているのに対して本調査地域ではその両側の地表での岩石の密度分布に大きな差がないと考えられる。またここでは中新

BOUGUER ANOMALY MAP

CONTOUR INTERVAL: 2 MGAL DENSITY: 2.67 G/CC

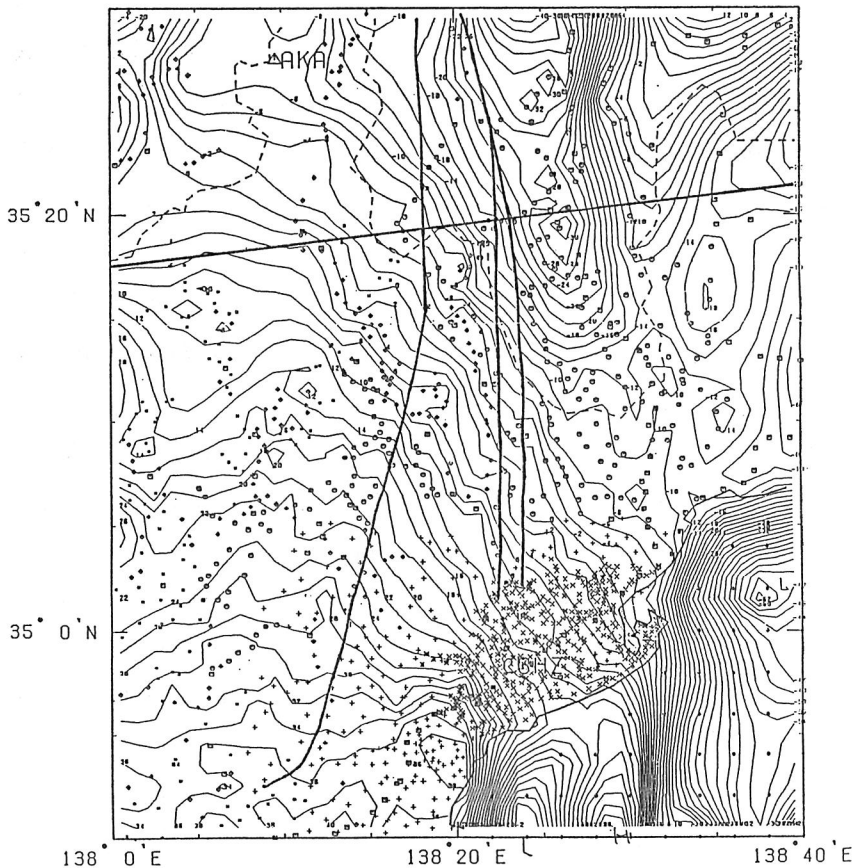


Fig. 4 The distribution of Bouguer anomaly around Suruga Bay (Satomura et al., 1984).

世以降に御坂山脈や天守山脈が付加したと考えるならば糸魚川静岡構造線の性格は南部と北部では異なると考えられる。Fig 4 には里村等 (1984) の広域測定結果を示すが、彼等の赤石山地の重力測定結果からも、富士川谷から赤石山地

にかけての重力異常の増加はかなりゆるやかであることが読みとれる。

天守山脈の西側から富士川にかけての急激な重力異常の減少が本調査の大きな特徴である。この重力異常の減少の割合は 3~4 km の中で約 20 mgal という急激なものであり、その傾向は甲府盆地入り口から身延町を通り、南部町南部にまで続く。このブーゲー異常の分布は富士川の東側に大きな密度をもつ基盤がその西側に対して相対的に段差をもって上昇しているモデルを考えることによって説明できる。ここでは富士川をはさむその両側での重力異常の差が約 20~30 mgal であり、もしも基盤岩と表層部の密度の差を 0.3 g/cm^3 と仮定するならば、その相対落差は約 1.5 km となる。ここで仮定した 0.3 g/cm^3 の密度差は前述の直接測定した富士川層群の岩石の密度と大陸地殻の平均密度の差よりも大きい、測定した岩石が固結した岩石のみであることから富士川層群全体の平均密度はそれよりかなり低いと考えてこのような密度差を仮定している。このような基盤の落差は垂直な断層によるものであり、地表地質には記載されていないがここでは富士川谷断層とよぶことにする。なおこの断層は恒石 (1983, 1984) が提唱している駿河湾から富士山に向かう富士川断層とは異った断層であり混同しないように注意したい。

3-2 重力値と地形高度

Fig. 5 にはこの地域全部の測定点の重力値から重力の緯度効果を除くために標準重力値を差し引いた値 ($g-\gamma_0$) を縦軸に、地形高度を横軸に落した図を示してある。いま調査地域の地表に分布する岩石の平均密度を ρ 、万有引力定数を G とすれば、ブーゲー異常や地形補正項は相対的に小さいので $g-\gamma_0$ は高度に対して $(2\pi G\rho - 0.3086)$ の傾きで比例すると考えられる。従って Fig. 5 に示す傾きを最小二乗法によって求めるならば、この地域の地表に分布する岩石の平均密度を求めることができる。ところがこの方法で求めたこの地域の地表

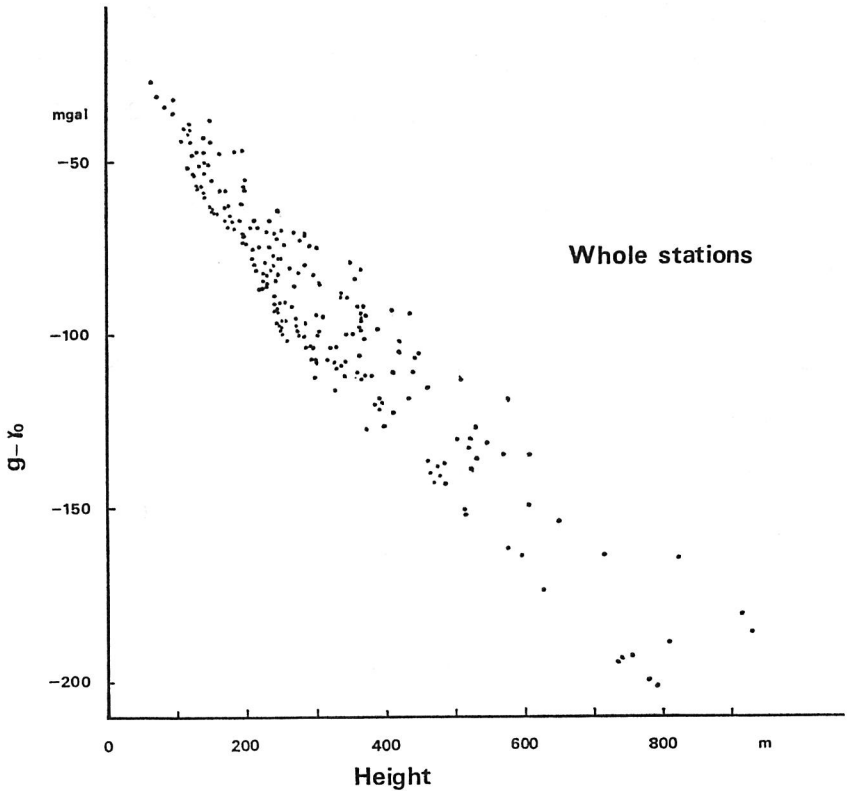


Fig. 5 ($g-g_0$)- H relation.

の岩石の平均密度は 3.1 g/cm^3 となり、地殻の平均密度と比較してあまりに大きすぎる。地表に分布する岩石試料の密度測定結果が地殻の平均密度 2.67 g/cm^3 にほぼ近い (Table 1 参照) ことと考え合わせるとこの結果はどのように考えられるだろうか。次の2つの可能性が考えられる。

まず最初の可能性としては、南部フォッサマグナの基盤として大陸性の地殻がなく、直接海洋地殻が存在することが考えられる。その場合には地表に分布する岩石の下層には基盤岩として塩基性の岩石層があり、その影響が ($g-g_0$)

-H の関係に直接出ていることになる。事実西南日本から続く四万十層群の基盤は糸魚川静岡構造線の東側にはまだみつかっていない。しかし調査地域の基盤岩として塩基性岩が地表に見出されたという報告はない。さらに御坂山地や天守山脈が伊豆半島と同じように中新世にはフィリピン海にあったテレンであったとしても、それらは軽い大陸地殻の性質をもっていたために沈み込まずに本州に付加したものであると考えるならば、基盤岩としてはもう少し軽い大陸性の地殻が推定されよう。従ってこの考えは可能性としては残されるが、ここでは別の考え方をとるほうがよいように思われる。

ここで地形高度と重力値の相関をとる方法では、ブーゲー異常の影響は高度補正の大きさと比較して小さくかつ地形高度と相関をもたないと考えるならば、適正な密度が得られることになる。ところが南部フォッサマグナでは地殻変動速度がきわめて速く (松田, 1984), 最近の 100 万年間で天守山脈や身延山地が隆起したことが判っている。このようなところでは地形が侵食による開折を受けていないために、地形高度とブーゲー異常が相関すると考えられる。その場合にブーゲー異常の高い天守山脈や御坂山地では $(g-\gamma_0)$ が大きくなり、ブーゲー異常の低い富士川谷ではその逆となる。この結果 Fig. 5 の相関の傾きが小さくなると考えられる。

同じ方法で各重力測定点を地表に分布する地層毎に分けてその平均密度を求めてみるならば、御坂層群、富士川層群および瀬戸川層群でそれぞれ 3.5 g/cm^3 , 1.8 g/cm^3 および 2.70 g/cm^3 となる。ここで御坂層群、富士川層群が平均値から著しい異りを示しているのと同対照的に赤石山地に分布する第三紀の瀬戸川層群がほとんど測定した値に等しいことが指摘できる。松田 (1984) によれば赤石山地北部は鮮新世の曙期には隆起を開始していたようであり、200 年以上のタイムスケールで地形が開折されていたと考えられる。これに対して御坂層群、特に天守山脈の隆起は第 4 紀以降であり、地形の開折が十分に進

んでいないため、上述の偏った推定密度が与えられたと考えられる。

4. 考 察

以上述べたことから、赤石山地から富士川を経て天守山脈に到る富士川谷には三本の並行した構造線があり、それらの性格は重力異常の分布の異りとなって現れていることが指摘できる。

糸魚川静岡構造線は本州を東西に分ける大きな構造線であるが、ブーゲー異常の分布からみるならば、地表面近傍の岩石の密度にはあまり差はなく、地下深部に不連続があると考えられる。身延断層は富士川の西にあり、重力異常の負の中心となり垂直落差はほとんどないが、断層沿いに巾 1~2 km の破砕帯をもっていると推定される。

これに対して富士川谷断層はその両側で極めて大きなブーゲー異常の落差をまし、この落差はその両側での地下の岩石密度分布に大きな異りを考えないと説明できない。

Fig. 6 には Fig. 2 の A-A' に示す早川から本栖湖へ向うほぼ東西の断面でのブーゲー異常のプロファイルを示す。地表に分布する岩石の密度として地質図上の岩相分布の他に Nishimura et al. (1986) の ELF. MT 法による地下の電気抵抗を参考にした。富士川沿いでは抵抗値が低く、沖積平野と考えて密度を 2.0 g/cm^3 および身延断層沿いに推定される破砕帯の密度を 2.3 g/cm^3 とし、その他の地表の岩石の密度を 2.6 g/cm^3 と仮定した。また基盤岩の密度を全地域で 2.9 g/cm^3 と仮定してある。以上の仮定の下で Talwani 法 (Talwani et al. 1959) を用いてブーゲー異常から推定される基盤深度を求めて Fig. 6 に示す。ここで基盤深度を Talwani 法によって求めるためには、どこかで固定された基盤深度が必要とされるが、調査地域内ではボーリングや地震波の解析から決まった基盤深度のデータは報告されていない。ここでは前記

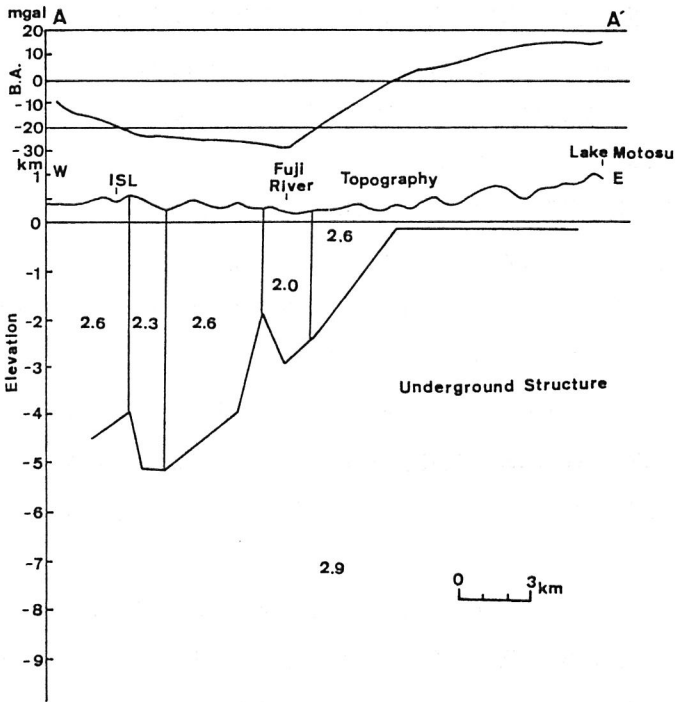


Fig. 6 Computed profile model along A-A' line in Fig. 2

ELF. MT 法によって明瞭に表層と基盤が識別できる場所での深度を固定点にした。このような固定点として、本栖湖の近くで基盤深度が浅く明瞭に深さの決まる場所を選んだ。

Fig. 6 の計算結果にみられるように富士川東側のブーゲー異常の急変は富士川の沖積層とその東側の岩石の密度差のみの仮定では一致せず、基盤深度が急激に深くなるモデルを仮定しなければ説明できない。この計算結果では富士川の東から西にかけて 2~3 km 基盤深度が急激に深まることになる。徐 (1985) によれば身延山地の堆積物は中新世の古海峡チャンネルのものであるとされるので、身延山地の堆積物は中新以降 2~3 km 上昇したことが推定できる。富

土川東側に推定される基盤の高まりはこのような地史の観点到に調和的である。

このような考えにたつならば、ブーゲー異常の分布からは本州と本州に付加したテレン(ここでは身延山地)の物質境界は糸魚川静岡構造線ではなく、富士川谷断層であることが考えられる。

この富士川谷断層を示す等重力異常線の密な構造は南部町を境として不明瞭になる。渡辺・岡田(1979)によるこの調査地域周辺の微小地震分布図から、この近傍では震央が南部町南部を通り東西に分布することが判る。このことから南部町南部を隔てて、その南北では地下構造が変化していると考えられる。同様な低重力異常のパターンは駿河トラフの北、富士市から富士宮市にかけて認められる(Kono et al 1982, 駒沢等 1985)。この構造線が伊豆半島と本州の物質境界であると考えれば、各テレンの境界に沿って等重力線の密な地域がでてくると考えられる。

このような考えの上に立って南部フォッサマグナの活構造は次のように考えられる。丹沢山地が本州と衝突して本州を北へ押し上げ、同様に伊豆半島は第4紀にその南へ衝突付加したと考えられる。この結果その物質境界には富士川谷断層のようなブーゲー異常があらわれる。身延断層のような活構造はその後の運動に支配された副次的な活構造として出現したと考えられる。

謝 辞

本研究は南部フォッサマグナの活構造研究の一部として京都大学理学部西村進助教授、九州大学工学部茂木透助手とともに行ったものであり両氏に深く感謝する。また京都大学理学部桂都雄氏には重力の地形補正計算を行って頂いたことを感謝する。

参考文献

阿部悦夫(1971) 日本の国際重力基準点における重力値, 九十九地学, 第6号, pp 21~27.

Banerjee, B. and S.P.D. Gupta (1977) Gravitational attraction of a rectangular

- paralleiped. *Geophysics*, Vol. 42, pp 1053~1055.
- Burrett, C.F. (1974) Plate tectonics and the fusion of Asia. *Earth Planet. Sci. Letters*, Vol. 21, pp 181~189.
- Ezaka, T. (1981) Bouguer anomalies around the Atera fault and along the eastern part of Median Tectonic Line. Master Thesis, Nagoya University
- Geographical Survey Institute (1964) Gravity survey in Japan, Part III, Gravity survey in Kanto and Chubu district. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, Vol. 9.
- Hagiwara, Y. (1967) Analysis of Gravity values in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 45, pp 1091~1228.
- 活断層研究会 (1980) 「日本の活断層—分布図と資料」東京大学出版会
- Katsura, I., J. Nishida and S. Nishimura (1986) Computed analysis of terrain reduction, *Butsuritanko (Geophys. Explor.)* in press.
- 駒沢正夫, 長谷川功, 須田芳郎 (1985) 駿河湾沿岸における重力異常について(1), 測定と編集, 地調月報, 第36巻, pp 53~84.
- Kono, Y., T. Hibi., M. Kubo., O. Michigami., K. Shibuya., M. Sunami., K. Suzuki. and N. Furuse (1982) Gravity anomaly over the northern part of central Japan (1). *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, Vol. 27, pp 71~83.
- 河野芳輝, 久保昌之 (1983), 重力調査における地形補正, 月刊地球, 第5巻, pp 190~193.
- 河野芳輝, 久保昌之 (1983) メッシュ状平均標高データを用いた地形補正計算, 測地学雑誌, 第29巻, pp 101~112.
- 松田時彦 (1984) フォッサマグナ—南部フォッサマグナ, その彎曲構造発達史—, アジアの変動帯, 藤田編, 海文堂, pp 127~146.
- 新妻信明 (1982) プレートテクトニクスを試金石—南部フォッサマグナ—, 月刊地球, 第4巻, pp 326~332.
- Nishida, J., K. Yaskawa and E. Abe (1980) Gravity survey in the district of Nishina Three Lakes, Nagano Prefecture, Japan, *Jour. Geod. Soc. Japan*, Vol. 26, pp 241~249.
- Nishimura, S., J. Nishida and T. Mogi (1986) Gravity and magnetotelluric interpretation of the southern Fossa Magna region, central Japan, *Jour. Phys. Earth*, Vol. 34, pp 171~185.
- 野崎京三 (1981) 球面地形補正の計算プログラム, 測地学雑誌 第27巻, pp 23~32.
- 岡田篤正 (1980) 中央日本南部の第四紀地殻変動, 第四紀研究, 第19巻, pp 263~276.
- 大塚弥之助 (1938) 静岡県庵原郡東部の地質構造, 震研彙報, 第16巻, pp 415~451.

28 南部フォッサマグナ富士川周辺の重力異常から推定される活構造について (西田)

- 里村幹夫, 安間秀明, 中山和男, 遠山忠昭, 志知龍一, 白木秀明(1984) 糸魚川静岡構造線南端部(身延山地)の重力異常, 日本測地学会第62回講演要旨。
- 里村幹夫, 安間秀明(1986) 糸魚川静岡構造線南部地域の重力異常, 静岡大学地球科学研究報, 第12号, pp 55~74.
- Seno, T. (1977) The instantaneous vector of the Phillipine Sea plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, Vol. 42, pp 209~226.
- Seno, T. and S. Maruyama (1984) Paleogeographic reconstruction and origin of the Phillipine Sea, *Tectonophysics*, Vol. 102, pp 53~84.
- 徐 垣(1985) 富士川層群身延累層中にみられる古海底チャンネル堆積相とその形成過程, *地質学雑誌*, 第91巻, pp 87~107.
- 杉村新(1972) 日本付近におけるプレートの境界, *科学*, 第42巻, pp 192~202.
- Talwani, M., J.L.Worzel and M. Landisman (1959) Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Jour Geophys. Res.*, Vol. 64, pp 49~59.
- 玉田収(1979) 重力補正の計算機プログラム, *九十九地学*, 第14号, pp 23~32.
- Tsубoi, C., A. Jitsukawa, H. Tajima and A. Okada (1955) Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of a Worden gravimeter, Part VI, Chubu District, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 4, pp 199~310.
- 恒石幸正(1983) 富士川断層, 第四紀学会巡検案内書, pp 17~23.
- 恒石幸正(1984) “東海地震”に関連する超A級断層, *第四紀研究*, 第23巻, pp. 145~150.
- 宇津徳治(1979) 1885~1925年の日本の地震活動—M 6 以上の地震および被害地震の再調査—, *震研彙報*, 第54巻, pp 253~308.
- 渡辺茂, 岡田義光(1979) 山梨県最南部周辺の極微小地震変動(1), *震研彙報*, 第54巻, pp 317~327.
- Yamamoto, A., K. Nozaki, Y. Fukao, M. Furumoto, R. Shichi and T. Ezaka (1982) Gravity survey in the central ranges, Honshu, *Jour. Phys. Earth*, Vol. 30, pp 201~243.
- 山梨県地質図編集委員会(1970) 山梨県地質図