

## 16. 南部フオッサマグナの地殻構造 に対する地質学的推定

地震研究所 松田時彦

(昭和 37 年 1 月 23 日発表——昭和 37 年 3 月 31 日受理)

### ま え が き

日本各地の地殻構造に対する研究は、近年、爆破地震動の観測その他地球物理学的手段によつて著しく進められ、地殻の厚さや構造に対していくつかのモデルが得られつつある。これに対して、通常的地質学的方法による地下構造の推定は、地下数百米ないしせいぜい数千までであつて、地球物理学的な地殻構造のモデルの作製やその解釈に現在の所必ずしも十分な貢献を行つていない。

本稿は、地質学的な面から地殻構造の推定を行うにはどのような方法が適当であり、どんな仮定や地質学的資料が必要であるかを考慮し、南部フオッサマグナ地域の地殻構造の推定を試みたものである。

### 地下構造の推定方法

地下構造の地質図学的推定の仕方には、第1表のようなものがある。

Table 1. Kinds of Geological Profile.  
第1表 地質学的断面図の種類と作図法

主 な 材 料	(通 常 用 い ら れ て い る 作 図 法 ・ 仮 定)	断 面 図 の 種 類	特 徴
① 地 質 図 → (または地層の 走向・傾斜など)	(平 行 褶 曲 図 法) → 厚さ不変 切り面は地層面に 平行	地 質 断 面 図	地下浅所の推定に 有効・精確
② 等 層 厚 線 図 → (または時代別の 地層の厚さ)	(垂 直 切り 面 褶 曲 図 法) → 最上部地層を水平に・ 切り面は鉛直面に平行	層 序 断 面 図	地層堆積後の地殻 変形・侵蝕が表現 されない
③ 層 序 断 面 図 →	(本 稿 参 照)	推 定 断 面 図	層序断面図の欠点 を補う
④ 地 質 学 的 資 料 と 地 質 観	→ (主 に フ リ ー ハ ン ド)	推 定 また は 概 念 的 断 面 図	個人のイメージに 負う点が多い

**地質断面図** これは地表の資料(地層の走向・傾斜など)から、ある種の作図法(バスク図法など)によつて地下の構造を導き出すもので、実際上最も広く用いられ、また、ある範囲内では十分信頼し得るものである。たんに「地質断面図」とよばれるものの大部分はこの種のものである。

しかし、この方法では試錐その他による地下の資料を併用できない場合には、どんなに

詳しく地表調査を行つても深度とともに急速に精度が落ち、さらにある深度以深に対しては作図が不可能になる。縮尺五万分の一の地質図において、その地質断面図が通常 0.5~2 km 以浅しか描かれていないことは、主としてこの事情による。このような図学的に描き得る深度の限界は、縮尺のより大きな地質図を用いても小さな地質図を用いてもあまりかわらない。

**層序断面図** 層序断面図は本来その地域の地質構造の実体を示すものではなく、時代を通じての堆積作用の変遷や地層群の空間的關係をやや概念的に示すものである。しかし、同時にこの図から、ある時代の地層が堆積し終つた時にそれ以前の地層がその地下でどのように横たわっているかを大略知ることができる。たとえば、Fig. 3(c) は南部フォッサマグナの南北断面における F 層堆積終了時の層序断面図である。基準にした F 層 (F 層が存在しない所は M 層) の上面 (堆積面) を水平におき、地質調査によつて得られた F 層の堆積時の分布と厚さに従つて F 層の断面を書けば、その基底面の位置・形が得られ、次に同様にして M 層の分布・厚さから F 層堆積終了時における M 層基底の深さが得られる。

この方法は適度に褶曲していて地表の各所で厚さを求めることができ、しかもそれらの地層の厚さの合計が大きい場合には、地質断面図よりもずっと深所まで容易に描くことができる。しかしこの方法によつては基準にした地層の堆積以後その地域が受けた地殻変形や侵蝕が表現されない。したがつて、扱う地層が第三紀後期や第四紀の水平に近い水成岩層である場合には、この欠点は大きくあらわれないが、時代の古い地層たとえば古生代の地層しかない地域に対してはそれ以後長期間の変形と侵蝕を受けているために、その層序断面図は現在の姿からほど遠いものとなる。(その代り、古生代末の状態をある程度復元しているので、その意味で層序断面図は復元断面図 *Restored profile* と呼ばれる)。

**本稿で用いる方法** 以上述べたように、地質断面図にも層序断面図にも一長一短があるが、層序断面図の方法は、地層が厚く、しかも褶曲した地帯では深所まで描くことができること、および地殻の形成の段階毎の状態をあらわす点で貴重なものである。そこで本稿では、まずこの地域の層序断面図をつくり、次に層序断面図のもつ欠点つまり地層堆積後の地殻変形と侵蝕が表現されていない点を補つてゆくことにする。その地域の地殻の変化の歴史 (地史) が明らかならば、それによつて層序断面図を修正し、現在の地質 (地殻) 断面図に近似させることができる。

このような地殻断面図の作製に際して考慮すべき主な事項は次のようである。

A) 地殻の区分と、それらの厚さ・分布に関する事項。

B) 地殻変形に関する事項

- a) 地殻表面の変形の形...地層堆積終了時の地殻表面はその後どんな形に変つたか。褶曲の形・波長・振巾など。
- b) 変形のメカニズム...その地表変形は地殻のどんな形式の変形によるのか。変形した地表形態が決まつても変形のメカニズムを考慮しなければその時の地殻下部の形態は決まらない。shear fold なら shear plane の方位や地層ののびの程度など。

## C) 地殻の質変化に関する事項

- a) 花崗岩質マグマの起源や侵入機構
- b) モホ不連続面の性質

以上の各項に対して Tab. 2 右欄のような事実ないし仮定を与えた時, 南部フオッサマグナの地殻断面図は Fig. 5(b) のようになる. 以下これらについて説明する.

Table 2. Data and assumptions adopted in preparing Fig. 5.

A) Components of the crust	
1) Members of the crust .....	F, M, G, B and q-diorite stocks (F..Fujikawa series, M..Misaka series, G..pre-Misaka rocks, B..Basaltic layer)
2) Distribution .....	F; only in subsiding belts. M·G·B; in whole region
3) Thickness .....	F { 5 km in Ashigara belt 2 km in Katsuragawa belt M { 10 km in uplifted belts 7 km in subsiding belts 7 km in Izu platform G { 15 km in northern part 2 km in southern part B..5 km Quartz-diorite bodies..their subsurface shape is drawn for the most part with no definite evidence
B) Crustal deformation	
4) Surface feature of the deformed crust .....	Amplitude of the fold 12km (max.), asymmetrical as shown in line s-s in Fig. 4; displacement by faulting is neglected.
5) Mechanism of crustal fold .....	Shear fold with shear plane dipping 70° toward NNW; no extension along the shear plane.
C) Change of crustal composition	
6) Origin of batholithic magma ....	Melting of the crust; volume of the crust unchanged.
7) Nature of the Moho-discontinuity..	Boundary between two different materials.

## 南部フオッサマグナの層序断面図

南部フオッサマグナはその西縁を赤石山地に, 北縁を関東山地に, 東縁を房総半島から三浦半島につづく嶺岡山地に囲まれた太平洋沿いの若い変動帯である. 次に述べる地質的資料および推定によつて, 各時代の層序断面図を描くと, Fig. 3 a,b,c のようになる. 各断面図は, 南部フオッサマグナ内部の帯状構造にほぼ直角になるように, この地域の北西端附近(甲府盆地)から南々東へ河口湖・山中湖を経て伊豆台地北部にいたるものである.

この地域の地質は, 表層をなす第四紀火山岩をのぞけば中新世の御坂統とその上位にある富士川統である.

これらの地層の分布状態や厚さは, 南部フオッサマグナ内の地質区によつて異なつてい

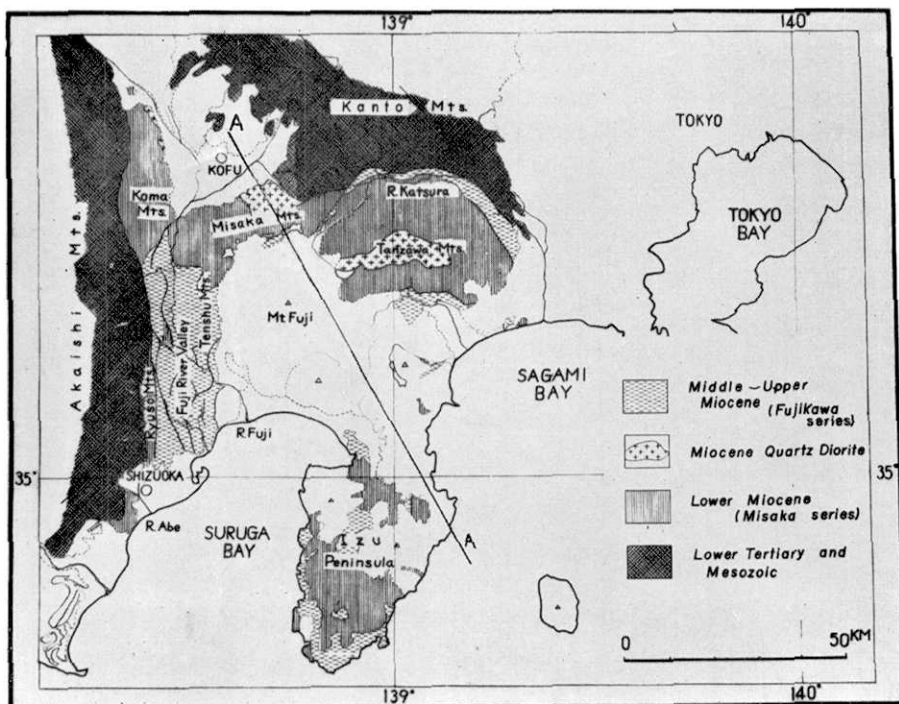


Fig. 1. Geologic sketch map of the South Fossa Magna (Matsuda, 1962)<sup>1)</sup>.

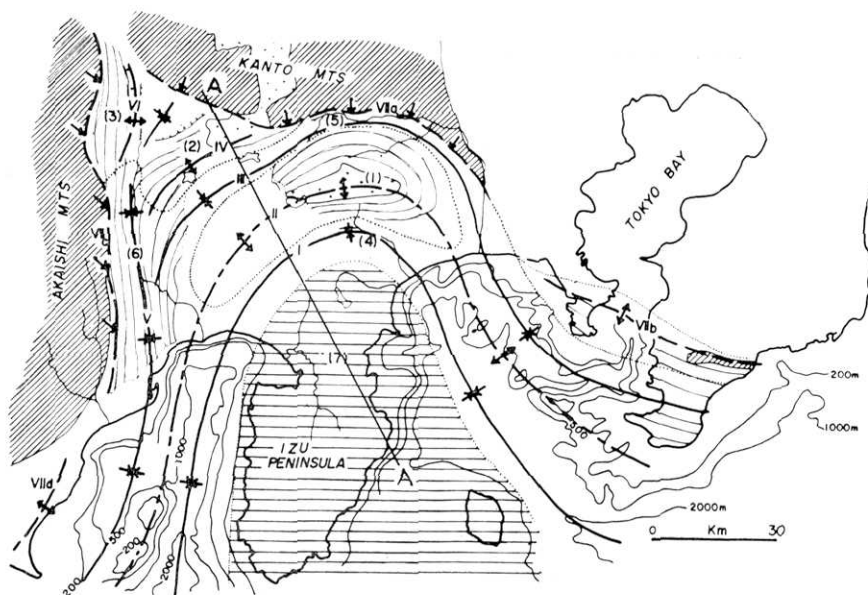


Fig. 2. Tectonic map of the South Fossa Magna (Matsuda, 1962)<sup>1)</sup>.

- I · III · V..Belts of subsidence since middle Miocene time.  
 (I : Ashigara belt, III : Katsuragawa belt, V : Fujikawa belt)  
 II · IV · IV..Belts of uplift since middle Miocene time.  
 (II : Tanzawa belt, IV : Misaka belt, IV : Koma belt)  
 VII..Marginal thrusts and axes of uplift since early Miocene time.  
 (7)..Izu platform.  
 A-A: Profile line of Figs. 3, 4, 5, 7, and 8.

る。南部フォッサマグナは駿河湾から御坂丹沢山地を経て相模湾に至る、南部フォッサマグナ褶曲帯と、それに半ば囲まれた伊豆台地からなり、前者はさらに3つの隆起帯とそれにほぼ平行する3つの沈降帯からなり<sup>1)</sup>。隆起帯は中新世中期以後著しく隆起したことで、それに伴った石英閃緑岩の貫入で特徴づけられる。沈降帯は隆起帯が隆起しはじめた頃著しく沈降し、厚い堆積物で満されている。伊豆台地にはそのような著しい帯状の沈降も隆起も起らなかった。

御坂統は、全域に広く厚く分布する中新世初期の主に海底噴出の火山岩類で、この地域の基礎をなすものである。この地域内にはその基底部は露出していないが、露出しているだけでもその厚さは丹沢隆起帯で10 kmに達する。地層の厚さは地域的にかなり変化する(たとえば御坂山地では東西方向で約3.5 km、丹沢山地では南北方向で2.5 kmに達する厚さの変化が知られている)。その変化の様子は隆起帯の中心から沈降帯にむかつて薄くなる傾向であるとみられるので、層序断面図では御坂統の厚さを隆起帯で10 km、沈降帯で7 kmとする。伊豆台地では著しい褶曲構造がないために御坂統は厚さ2~3 kmしか露出していないが、仮に沈降帯と同様とみて7 kmとする。

富士川統 御坂統にひきつづいて堆積した主に中新世中期後期の海成層である。地層の厚い所ではその厚さは御坂統に匹敵するが、その分布は沈降帯だけに限られる。伊豆台地にも分布するが薄いので図では無視する。沈降帯では各累層の厚さの合計は、最大6 km(足柄沈降帯)~10 km(富士川沈降帯)に達するが、この時代の地層は厚さの最大部が時期毎に移動しているので、富士川統全体としての厚さはこれ以下である<sup>2)</sup>。層序断面図において、丹沢隆起帯の南側の沈降帯(足柄沈降帯)で4 km、北側の沈降帯(桂川沈降帯西部)で2 kmとする。

富士川統より若い岩石は、主に第四紀の火山岩と堆積物である。これらの第四紀層の大部分は海水準上にあり、地殻の構成員としては無視する。

御坂統より古い地層(先御坂統)は、この地域の周辺山地には露出しているが、南部フォッサマグナ地域内での厚さは露出がないために不明である。しかし、次に述べるように南部フォッサマグナの構造地質学的位置からみて、先御坂統はこの地域の西・北・東の縁で厚く(15~25 km)、南にむかつて薄くなり伊豆半島で5 km以内と考えられる。層序断面図ではそれぞれ15 km、2 kmとした。

西南日本外帯の太平洋沿いの海域は、中生代の初期以来北方の陸地(本州脊稜部)から土砂の供給を受け、順次その主堆積地帯が太平洋側へ移ってきた。南部フォッサマグナの陸側にある現在の赤石山地東部-関東山地南部は、中生代から古第三紀までそのような太平洋沿いの堆積地帯であつた。当時の南部フォッサマグナは、そのさらに太平洋側に位置した沖合帯であつたと考えられるので、当時の南部フォッサマグナにおける堆積物は、現在

1) MATSUDA, T, "Crustal deformation and igneous activity in the South Fossa Magna, Japan", *Geophys. Monogr. Ser., Amer. Geophys. Union* (1962 in press).

2) 富士川沈降帯では、上下整合に重なる各累層の最大層厚の合計の70%程度が正味の地殻沈降量であるとみられる。

の周辺山地寄りでは比較的厚いが南方にむかつて著しく薄くなつていたと考えられる。伊豆半島は当時の推定陸地から 100 km 以上の沖合にあたるので、堆積物の厚さは数 km を越えなかつたであろう。中生代より古い時代の陸地はさらに北方または西方遠くにあつたと推定されるから、古生代層やそれ以前の岩石はさらに薄く、おそらくこの場合無視できる程度であろう。

先御坂統が堆積した当時の地殻は、このように海洋性の地殻であつたと思われるので、仮に 5 km の玄武岩層をもつて代表させる。この基底面をモホ不連続面と考える。

Fig. 3 a, b, c はそれぞれ、御坂統堆積直前、御坂統堆積終了時、富士川統堆積終了時の層序断面図で、各時期の堆積面を水平におき、各層の厚さが鉛直線上にあらわれるように描いてある。

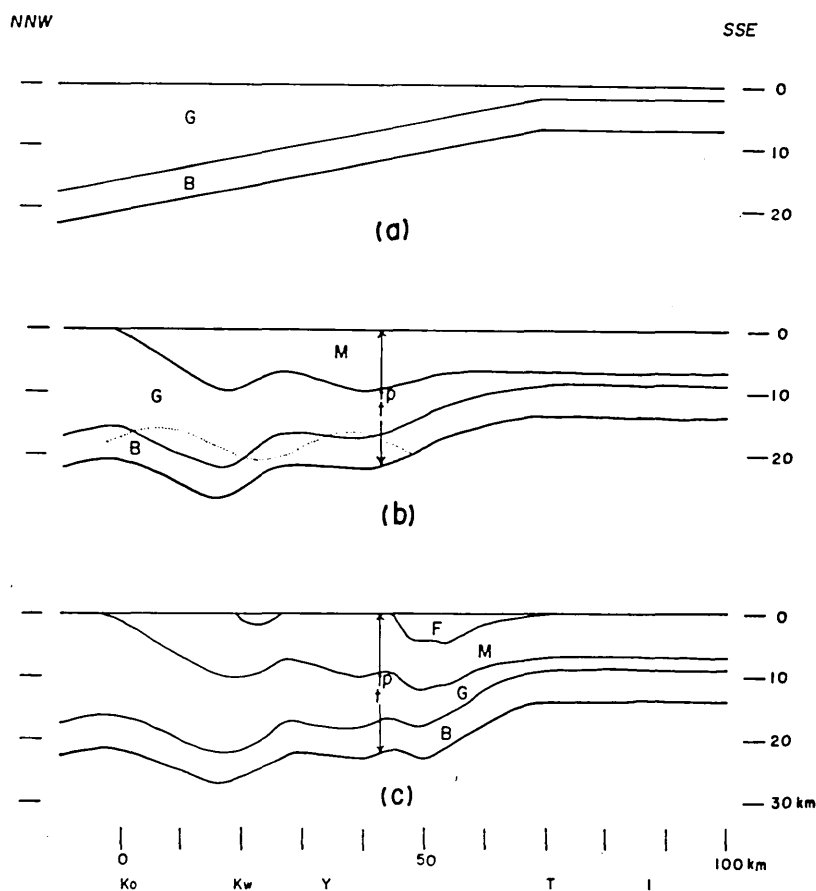


Fig. 3. Stratigraphic profiles.

(a) at the beginning of deposition of the Misaka series (early Miocene);

G: pre-Misaka rocks B: Basaltic crust.

(b) at the end of deposition of the Misaka series (M)

(c) at the end of deposition of the Fujikawa series (F) (later Miocene)

The profile is along line A-A in Fig. 1. (Ko: Kofu, Kw: Kawaguchi-ko, Y: Yamanaka-ko, T.: Tanna, I: Ito).

## 御坂統堆積後の地殻変形（層序断面図から地殻断面図へ）

次に、御坂統堆積以後（中新世中期以後）にこの地域が受けた地殻変化、および、それらを地殻断面図に表現する際の資料処理について記す。

## 1) 御坂統の波状変形（沈降帯と隆起帯の形成）

御坂時代の比較的一様な堆積盆地は、周辺の古期山地の構造にほぼ調和的な方向の波状の地殻変形によつて、3つの隆起帯と3つの沈降帯に分れたが（Fig. 2）、この隆起軸（または沈降軸）間の距離はおよそ 20 km であり、隣り合う隆起帯頂部と沈降帯底部の御坂統表面の変形による高度差は富士川統堆積終了時には 5 km ないし 10 km 以上に達した。この値は、沈降帯における堆積物の厚さから推定される沈降量\*と隆起帯における侵蝕の深さから推定される隆起量との和として大略求められる。丹沢隆起帯では御坂統堆積末期ないし終了後まもなく地下数メートルで石英閃緑岩の貫入と結晶片岩の形成があつたが、富士川統堆積の後期にはこれらの地下深所で生じた岩石はすでに地表に露出し侵蝕を受けていたので、その隆起量を Fig. 5(a)では最大約 5 km, (b) では 7 km とした。沈降量は前項で述べたことから、丹沢隆起帯の北側で 2 km, 南側で 5 km とした。

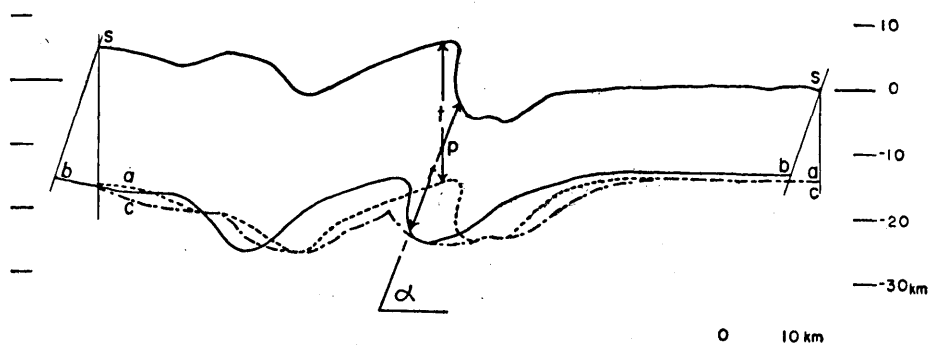


Fig. 4. Surface and bottom of the pre-Fujikawa crust at the Fujikawa time.

s-s: deformed surface of the Misaka series and older rocks inferred from the geological data.

a-a, b-b, c-c: bottom of the crust drawn by assuming

a-a: shear fold with the vertical shear plane.

b-b: shear fold with the northward-inclined shear plane with angle  $\alpha$ .

c-c: parallel fold.

(b-b is adopted in Fig. 5 (b))

この地殻変形の波形は、丹沢隆起帯周辺では、その地表の変形は Fig. 4 s-s に示すような、軸面が南に倒れた非対称褶曲であつた。このことは次の事実から推定される。この背斜構造の南脚部の御坂統は直立ないし北に急傾斜（すなわち逆転）しているのに、北脚ではこれに反して地層は一般に北にゆるく傾いている。また、この隆起帯からの侵蝕産物は

\* 脚註 2) 参照。

南側の沈降帯では富士川統中に多量に見出され、しかも粗粒であるのに、北側の沈降帯では稀である。これらのことはこの隆起帯の隆起の中心が南に偏っていたことを意味する。

以上のことから、御坂統の表面は富士川統堆積終了時には Fig. 4 の太実線 s-s のように変形したものとする。

また、この地域の主要断層は、その変位量が一般に 5 km 以下であり、しかもその生長は富士川統堆積終了後（鮮新世以後）なので断層による地殻の変位は作図に際して原則として無視した。

## 2) 丹沢隆起帯南部における結晶片岩の形成

丹沢隆起帯の背斜の南側脚部には、御坂統の火山岩から変成した結晶片岩がある。この結晶片岩は隣接の沈降帯の堆積物の上部に露になって出現するので、御坂統堆積終期頃から富士川統堆積初期(中新世中頃)に結晶片岩の形成があつたと考えられる。この時期は、御坂統下部の沈降が最大に達した時期から上述の地殻の波状変形の初期にかけての時期に

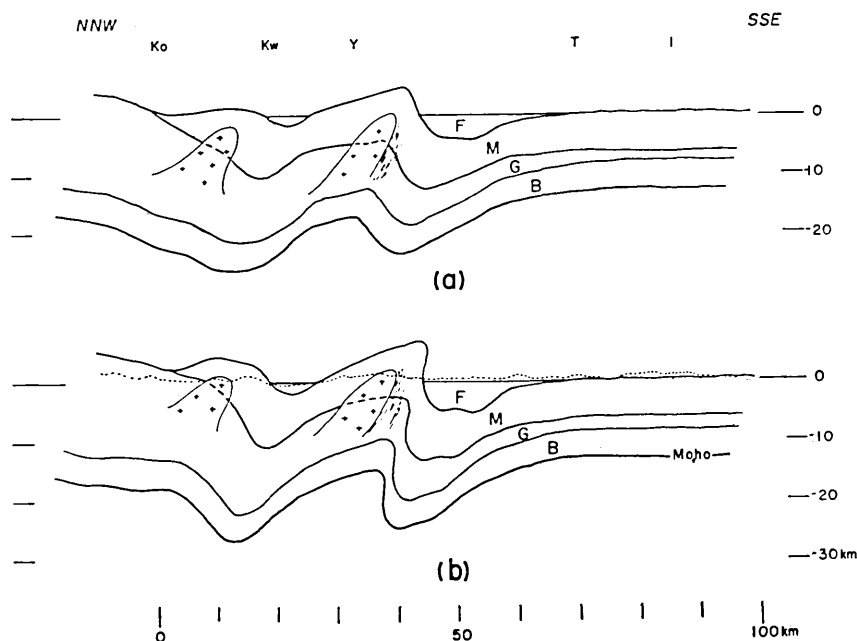


Fig. 5. Crustal structure of the South Fossa Magna.

(a) at the middle stage of the Fujikawa time (middle Miocene).

(b) at the end of the Fujikawa time (the latest Miocene or early Pliocene)

dotted line: profile of the present topography.

shaded part: metamorphosed part where schistosity is developed.

cross: quartz-diorite body.

Abbreviations and situation of the profiles are the same as in Fig. 3.



あたり、位置的には波長約 20 km の非対称褶曲の急斜脚部にあたる。またこの結晶片岩帯の分布・構造(層理・片理)は、丹沢隆起帯の一般方向にほぼ一致し、がいして東西走向北傾斜である。

これらのことから、結晶片岩帯の形成(とくにその片理)および丹沢隆起帯の変形には、結晶片岩帯の片理面にほぼ平行する面を shear plane とする shear fold を考えるのが妥当であろう。Fig. 5において、この地域の地殻の褶曲形式を、北約 70° に傾き、断面線に直交の平面を shear plane とした shear fold とみなした。またその際の地層ののびはないものとした。御坂隆起帯周辺および伊豆台地には同時代の結晶片岩の形成はなく、また地質構造の非対称性や褶曲程度も丹沢隆起帯ほど著しくないので、丹沢隆起帯をのぞいた他の地区に対しては、shear plane を垂直あるいは層理面に平行と考えて作図した方がより適当かもしれない。比較のために、地殻の同じ表面形に対してこれら異った図法を用いて作図した時の地殻の下底面の形を Fig. 4 に示す。

### 3) 隆起帯における石英閃緑岩の貫入

隆起帯の御坂統を貫ぬく石英閃緑岩は、上述の結晶片岩の礫とともに沈降帯内の堆積物上部にあらわれるので、貫入の時代も同様中新世中頃と推定される。石英閃緑岩体の現在の露出面積は丹沢隆起帯で 30×10 km<sup>2</sup>、御坂隆起帯で 10×10 km<sup>2</sup>、巨摩隆起帯(甲府盆地

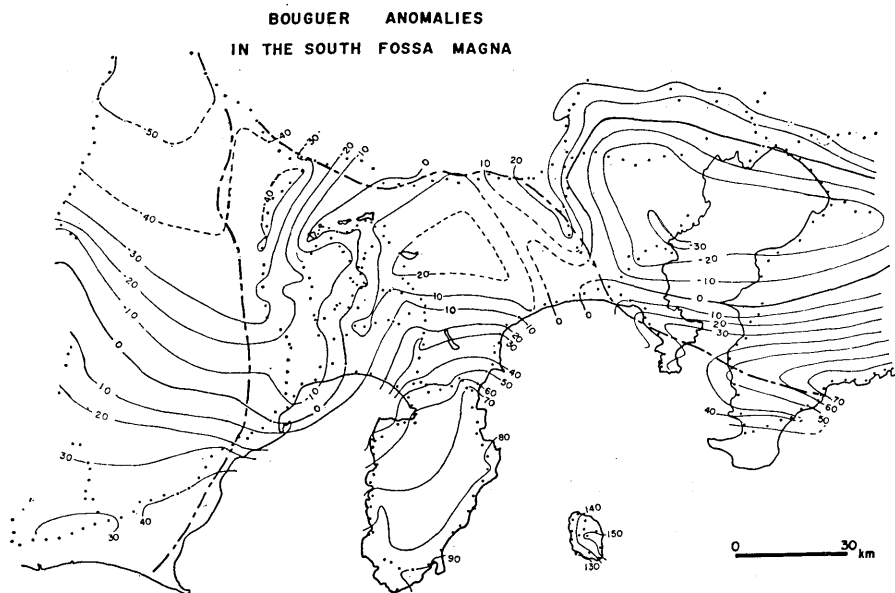


Fig. 6. Bouguer anomalies in the South Fossa Magna and the vicinity (mgal). Isogals are re-drawn after works of Tsuboi, et al<sup>3)</sup> (1955-1956) and Yokoyama & Tajima (1957<sup>4)</sup>・1960<sup>5)</sup>)

Thick chain lines show the margin of the South Fossa Magna.

西側)で  $20 \times 3 \text{ km}^2$  である。丹沢隆起帯の石英閃緑岩体は北に傾いた板状の岩体であろうと推定されるが、一般に地下の形態は不明である。したがって Fig. 4 における岩体の形にはあまり根拠がない。Fig. 3(b) の地殻下部の点線部分以深は、想像されたマグマの発生部分である。石英閃緑岩マグマの由来は地殻の熔融によるとし、その前後における地殻の体積は不変とした。

以上述べた地質学的資料と表現に関する約束に従って御坂統堆積時の層序断面図 Fig. 3(b) を変形させると Fig. 5(a)・(b) を得る。Fig. 5(a) は丹沢隆起帯の中核部に生じた石英閃緑岩と結晶片岩がまだ地表に達しない、隆起の初期(中新世中頃)の状態を示し、(b) は隆起帯の隆起・侵蝕と沈降帯の沈降・堆積がさらに進んだ状態で、石英閃緑岩と結晶片岩は地表に露出し、その礫が南側の沈降帯に堆積した富士川統堆積末期(中新世末期または鮮新世初期)の地殻の状態を示す。この時期以後現在までに、この波状変形は多少強まり、富士川統は数枚の波長で褶曲ないし中程度に傾斜し、断層の数と変位量が増したが、大勢は同様であろう。

### む す び

本稿の結論として、南部フォッサマグナの現在の地殻断面として Fig. 5(b) を示す。この断面図が、地質学的には勿論のこと、近い将来、爆破地震動その他地球物理学的手段によつて検討され、よりよい地殻断面が得られることを期待する。

なお、Figs. 6, 7 は現在までに得られている資料<sup>3), 4), 5)</sup>からつくつた当地域の重力分布図であり、Fig. 8 は浅発地震の観測から推定された地殻断面<sup>6), 7)</sup>である。

**附言** 地殻構造推定の過程でつくられた諸断面図 (Fig. 3a-c, Fig. 5 a-b) はそれぞれの時代における地殻の状態図である。これら過去の地殻の図は、造山時における地殻下部の行動について漠然としていたイメージを明確に示してくれる場合がある。たとえば、ここで試みた復元の方法、仮定に従うと、中新世に花崗岩質地殻の一部がこの地域の地下わずか  $15 \sim 20 \text{ km}$  で熔融したことになる。許容される範囲内で厚さに関する仮定の一部を変更してみても熔融の上限を  $25 \text{ km}$  より深くすることは困難である。このことは、ここで行つた地下推定法の欠陥によるのかもしれないが、同時に、造山時には地殻の深所への埋没のかわりに地下等温線の方が異常に浅所まで上昇するのではないか、と思わせるもの

3) C. TSUBOI, A. JITSUKAWA, and H. TAJIMA, "Gravity Survey along the Lines of Precise Levels throughout Japan by Means of a Worden Gravimeter, Part VI. Chûbu District", *Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl.* **4** (1955), 199~310; Part VIII. Kantô District, *ibid.*, suppl. **4** (1956), 407~474.

4) I. YOKOYAMA and H. TAJIMA, "A Gravity Survey on Volcano Mihara, Oosima Island by Means of a Worden Gravimeter," *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **35** (1957) 23.

5) I. YOKOYAMA and H. TAJIMA, "A Gravity Survey on Volcano Huzi, Japan, by Means of a Worden Gravimeter," *Rev. Geofisica Pura E Applicata-Milana*, **45** (1960), 1~12.

6) I. TAMAKI, "The Crustal Structure Derived from the Travel Time Curves of Shallow Earthquakes," *Zisin (Jour. Seism. Soc. Japan)* [ii], **7** (1955), 226~232.

7) Read by I. TAMAKI at the meeting of the Seismological Society of Japan in Spring, 1959.

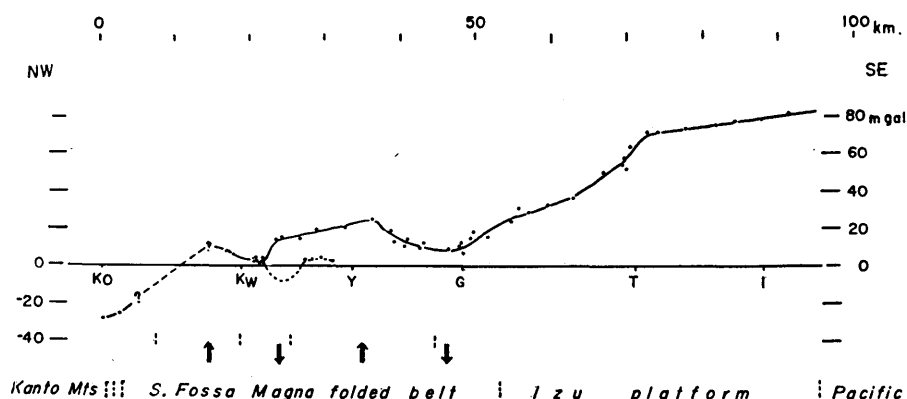


Fig. 7. Gravity profile prepared from the observed data<sup>3) 4) 5)</sup>. Arrows indicate the axes of the subsiding and uplifted belts. The approximate position of the profile line is along A-A in Figs. 1 and 2.

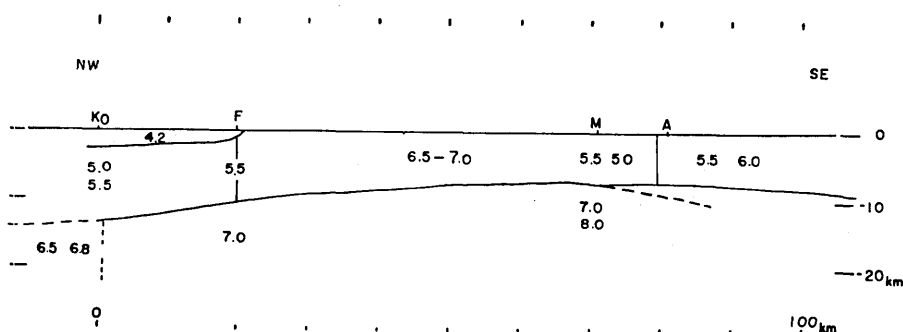


Fig. 8. Crustal structure derived from the travel curves of shallow earthquakes, after Tamaki (compiled from Tamaki 1955<sup>6)</sup> and his unpublished, revised profile<sup>7)</sup>).

The profile line is nearly the same as in Fig. 7.

であり、その原因としてマントル上部の地殻下部に対する積極的な熱的働きかけに注意を向けさせる。

また、西南日本中央部の三波川変成帯の生成深度を考える時、1) その原岩が古生代層でその再結晶作用の時期が中生代後期(たとえばジュラ紀後期—白亜紀初期)だとすると、2) これまでの地質研究の結果では、その当時は、この変成帯の場所は侵蝕を受けていた隆起帯であり、3) 本稿で用いた復元の方法によればこの部分の古生代層の下部が、古生代層自身の層序的な厚さ(10~15 km 程度)にくらべて著しく(たとえば厚さの2倍も)深所にもたらされたとは思えない。(本稿の層序断面図 3b,c と地殻断面図 5a,b とで地殻下底の深さはあまり差はない) 一方最近、4) 変成鉱物の生成に必要な物理条件の研究の進歩からこの変成帯の生成は 30 km より深かつたのではないかといわれている<sup>8)</sup>。上述

8) 都城秋穂「阿武隈、領家および三波川変成帯」地質雑 65 (1959), 624~637.

の 3) と 4) はその生成の深さについて明かに不調和である。1)~4) までのいずれかが正しくない可能性がある。本稿で行った推定法やその基礎にある考え方（たとえば、過去の大きな地殻の沈降は地質学的な実体（堆積物）に表現されている筈だという考え、および地殻下部が沈降する時は地殻表層部も沈降するという考え）も、もちろん検討される必要がある。

原稿を校閲し有益な助言を賜わった地震研究所森本良平博士に厚くお礼申し上げる。

## 16. *Crustal Structure of the South Fossa Magna, Japan, inferred from the Geological Data.*

By Tokihiko MATSUDA,  
Earthquake Research Institute.

In this paper the crustal structure of the South Fossa Magna region, where a Tertiary geosyncline is developed, is inferred geologically under some assumptions.

The method here adopted consists of two steps; 1) preparation of the stratigraphic profiles in every stage of geological development of the region, and 2) modification of the stratigraphic profiles by the subsequent deformation of the crust.

1) Preparation of the stratigraphic profiles. The early Miocene Misaka and the middle to late Miocene Fujikawa series are the main components of the near-surface crust of the region. They vary in thickness in different geological provinces in the region. Their geologic and tectonic maps are shown in Figs. 1 and 2. The pre-Misaka sediments are supposed geologically to have been deposited on the oceanic crust of transitional crust between the main Japanese Islands and the Pacific. These data and assumptions as well as those listed in A) of Table 2 are used for the stratigraphic profiles of the region (Fig. 3).

2) Modification of the stratigraphic profiles. After the deposition of the Misaka series, the following events took place: i) crustal warping with deposition of the Fujikawa series in the downwarping parts and with erosion of the Misaka series in the upwarping parts, ii) intrusions of quartz diorite stocks of the uplifted parts, and iii) formation of the crystalline schist along the southern limb of the Tanzawa upwarping part. (Boulders of the quartz diorite and of the crystalline schists appear in the upper part of the Fujikawa series of the subsiding belts).

Until the end of the deposition of the Fujikawa series, the crustal surface was deformed in a wavy contour as shown in curve s-s of Fig. 4. From the observations of the Tanzawa schist belt, we can assume that the wavy deformation of the crust mentioned above is due to shear fold with the shear plane inclined northward with angle about  $70^\circ$ . Then we get curve b-b in Fig. 4 as the bottom of the crust. Besides, it is assumed that the quartz diorite magma originated due to melting of the crust and the Moho-discontinuity represents a boundary between two different materials (the basaltic and ultramafic), and that the volume change of the crust through the magmatic process which brought the quartz diorite stocks and through other tectonic process is negligible.

Thus, we get Fig. 5(b) as the crustal structure of the South Fossa Magna at the end of the Fujikawa time. Fig. 5(b) is here proposed as the present status of the region.

If the method and data used in this paper are adequate, it is suggested that present Moho-discontinuity lies between the -15 to -20 km level with increasing depth northward. The Moho-discontinuity shows a fairly strong relief (10 km or more), whose troughs and swells correspond to the subsided belts and uplifted belts originated in Miocene. It is also suggested from Figs. 3 and 5 that the quartz diorite magma was generated from the lower crust in 15 to 20 km depth in the orogenetic epoch. The heat sufficient to melt the crust at such a shallow level might have been supplied from the mantle below.

---