

南極域におけるブーゲー異常分布とそれに基づく地下構造

松本 剛*・瀬川爾朗**・神沼克伊***

Distribution of Bouguer Gravity Anomaly and Crust and Upper Mantle in the Antarctic Region

Takeshi MATSUMOTO*, Jiro SEGAWA** and Katsutada KAMINUMA***

Abstract: Bouguer gravity anomaly south of 45°S was derived from the newly provided data of free-air anomaly and topography, and its implications in the crust and upper mantle structure of the land and its marginal ocean area were discussed from the viewpoint of gravity anomaly.

Bouguer anomaly in the Antarctic Continent presents negative anomaly, showing that the land area is in isostatic equilibrium with the thick crust supporting the load of both thick ice sheet and bedrock topography. In the surrounding ocean area exists the zone of relatively negative anomaly corresponding to the mid-oceanic ridges. The result of further analysis shows that there is some relationship between the sub-bottom structure of the Ross Sea and that of mid-oceanic ridges, and that no clear boundary of lithosphere and asthenosphere is recognized, which suggests that the asthenosphere reaches up to the bottom of the crust in this place.

要旨: 南緯 45 度以南の南極域のフリーエア異常および地形の最新のデータを用いてブーゲー異常分布を求め、大陸域およびそれと隣接する海域の地下構造に関して重力異常の立場から考察を行った。

大陸域は全体が負の異常を示す。これは厚い氷床と基盤地形との荷重を厚い地殻がアイソスタティックに支えていることを示している。大陸の周辺部の海域には、大洋中央海嶺に対応して、周囲に比べて相対的に負の異常を示す地帯が存在する。

また、さらに詳しい解析を行った結果、ロス海の地下構造は中央海嶺と関連性があり、しかもこの地域ではリソスフェアとアセノスフェア境界面が明瞭でなく、アセノスフェアが地殻下面まで達していることを示唆する結果が得られた。

1. はじめに

南極域（大陸域、海洋域を含む）の地殻、上部マントル構造を知る上において、詳細な重力分布を知ることは極めて重要である。しかし、これまで南極域全体のテクトニクスを論ずる資料として、十分な重力情報を与える報告は皆無であった。この原因としては、

* 海洋科学技術センター。Japan Marine Science and Technology Center, 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka 237.

** 東京大学海洋研究所。Ocean Research Institute, University of Tokyo, 15-1, Minamidai 1-chome, Nakano-ku, Tokyo 164.

*** 国立極地研究所。National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

- 1) 陸域において、その面積の割に測定点数が少なく、十分に精度の良い重力分布図が得られていなかった、
 - 2) 陸域は厚い氷に覆われているために、基盤岩の地形が詳しく求まっていなかった。したがって、重力の実測が行われた場所であってもブーゲー異常の計算は不可能であった、
 - 3) 海域における重力の実測は陸域に比べて極端に少なく、大陸部と海洋部との関連性を論ずる資料に欠けていた、
- などがあげられる。

大陸上の重力については、1960年代に得られたものを GROUSHINSKY *et al.*, (1972) がまとめた報告に加えて、フランスの BUREAU GRAVIMETRIQUE INTERNATIONAL がまとめた格子点データ (1974)、日本隊による諸測定 (YANAI and KAKINUMA, 1971; YOSHIDA and YOSHIMURA, 1972; ABE, 1975; 神沼ら, 1980; KAMINUMA and NAGAO, 1984; そのほか未発表データ) が揃っている。これら現在利用可能な陸上データ (海域の潜水艦による測定を含む) の分布している地域を図1に示す。この図からわかるとおり、大陸上、特に東南極において、まだデータの不十分な地域が多い。

南極大陸では氷床下の基盤地形が求まっていない時代は、ブーゲー異常を計算することができないので、重力から直接地下構造を推定することが不可能であった。そこで、KAMI-

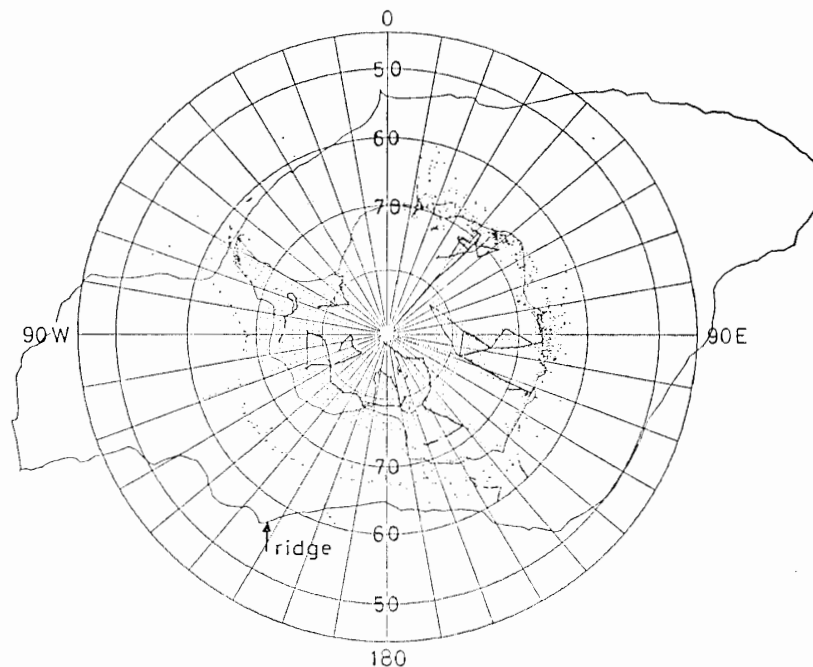


図1 南極およびその周辺の重力測定点分布。GROUSHINSKY *et al.* (1972), BGI. によるメッシュデータおよび日本隊によるデータよりなる。南極周辺の中央海嶺すなわち南極プレートの境界の位置も同時に示す

Fig. 1. Distribution of gravity stations in and around Antarctica, including data compiled by GROUSHINSKY *et al.* (1972), BGI. mesh data and the data obtained by JARE. The position of mid-oceanic ridges around Antarctica, i.e., the boundary of the Antarctic plate is also drawn.

NUMA and MIZOUE (1982) によって、ある高さの所まで氷に覆われていると仮定した時の重力異常 (reduced gravity anomaly) が提案され、これをもとに地下構造の推定が行われていた。その後、この重力異常は高レベル重力異常 (high level gravity anomaly) と名づけた方がよいことが瀬川 (私信) により提唱された。この量は、基盤地形およびモホ面 (またはそれより深い不連続面) による重力効果を同時に含むものであり、短波長成分と長波長成分とに分けて議論することができる。

海上重力については、SEASAT および GEOS-3 の海面高データからの変換法が開発されたため (MATSUMOTO *et al.*, 1985), 世界の海域の重力分布が間接的に求められ、しかも実測値と比較して十分な精度が確保されていることが明らかとなった。

これまでにも大陸域については重力分布図が発表されているが (GROUSHINSKY and SAZHINA, 1982a), これにその後のデータを加え、さらに飛躍的に増加した海域データを加えて SEGAWA *et al.* (1984) によって南緯 45 度以南の南極域のフリーエア異常図がまとめられた。これには付録として、現在までに得られている陸域・海域の最も詳しい地形図が含まれている。

本研究においては、これらの最新の重力・地形データを用いて、南極域全体のブーゲー異常を計算してその分布を求め、また地下構造の推定とそのテクトニクスとの関係を考察する。

2. ブーゲー異常計算法

今回重力異常図を作成した地域は大陸域および海洋域の両域を含むが、そのおのおのについてブーゲー異常 $\Delta g''$ の意味が異なる。

大陸域のブーゲー異常は、観測点とその直下のジオイドとの間の物質による重力効果を補正した重力異常という意味を持つが、南極大陸は厚い氷床に覆われているため、この影響を考慮する必要がある、

$$\Delta g'' = \Delta g' - 2\pi G\{\rho_i(H-h) + \rho_c h\} \quad (1)$$

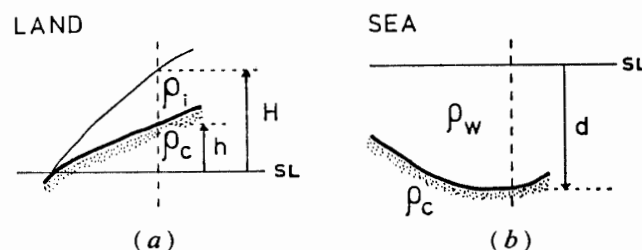


図 2 陸域および海域のブーゲー補正計算に用いる量を示す。 ρ_i は氷の密度、 ρ_w は海水の密度、 ρ_c は地殻密度、 H は標高、 h は基盤岩の高さ、 d は水深を表す

Fig. 2. Notations for the Bouguer correction in both land and sea areas. ρ_i is density of ice, ρ_w is that of sea water, and ρ_c is that of crust. H is surface height, h is height of basement and d is water depth from the mean sea level (SL).

によって与えられる (図 2a). ここで, $\Delta g'$ はフリーエア異常, ρ_i は水の密度, ρ_c は地殻密度, H は観測点の標高, h は基盤岩の平均海水面からの高さ, G は万有引力定数である. ρ_i, ρ_c についてはすべての地点で一様であると仮定し, それぞれ 0.9 g/cm^3 および 2.67 g/cm^3 とした. 基盤岩の露出している所については氷の厚さは 0 であるから, $H=h$ となり, 式 (1) は通常のブーゲー異常の計算式となる.

一方, 海域については, ブーゲー異常は, 海水を地殻物質に置き換えた場合の重力異常と定義される. したがって,

$$\Delta g'' = \Delta g' + 2\pi G(\rho_c - \rho_w)d \quad (2)$$

となる (図 2b). ここで, ρ_w は海水密度であり, いたる所で 1.03 g/cm^3 であると仮定する. また, d は水深である.

式 (1), 式 (2) の形が示すとおり, 本研究においてはブーゲー補正として 1 次元近似 (すなわち無限平盤近似) 法により計算を行った. これは, 地形および氷厚分布が密に与えられてはいないため, また数 10 km 以上の波長の重力変化を問題にするため, 1 次元補正で十分であるからである.

地殻密度は陸域・海域共に 2.67 g/cm^3 と仮定した. この値は陸域については花崗岩の密度に相当し, また海域については堆積層からモホ面直上までの物質の密度の平均値としての意味をもつ.

大陸域における標高 (基盤岩の高さ+氷厚) については, BUDD *et al.* (1971) により分布図が与えられている. また, 地形については, 陸域の基盤地形は, 1/10 000 000 Karta Kornnogo Rel'efa Antarktity (1977) に詳しく, また海底地形図は General Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO) に詳しいので, フリーエア異常の与えられている地点の位置における標高, 基盤岩の高さまたは水深の値を求めるためにこれらの地形図を数値化し, グリッドデータとした.

すでに述べたとおり, 陸域と海域とではブーゲー異常の計算法が異なるのであるが, これらを自動的に選択するために, 次のような方法を用いた.

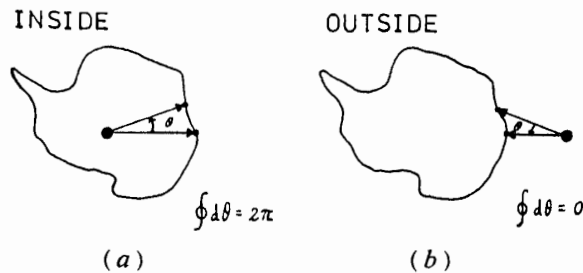


図 3 ある点が大陸の海岸線の内側にあるか外側にあるかを判定する手続きを示す. 詳細は本文に記す

Fig. 3. Procedure to judge whether a point is inside or outside the shoreline loop of a continent. Details are given in the text.

問題はある地点が南極大陸の海岸線のループの内側にあるか否かを判定することである。ループの内側にあるならば、その点からループ上のある一点を結んだベクトルとこの点からループ上の隣の点を結んだベクトルとのなす角（符号を含む）の和は $|2\pi|$ となる。すなわち図 3 で、

$$\oint d\theta = |2\pi| \quad (\text{または } \sum_i \Delta\theta_i = |2\pi|) \quad (3)$$

となる。またループの外側にあるならば、

$$\oint d\theta = 0 \quad (\text{または } \sum_i \Delta\theta_i = 0) \quad (4)$$

となる。ここで \oint または \sum は南極大陸の海岸線を 1 周するループについて計算を行うものとする。2つのベクトルのなす角が、正負いずれの符号をとるかはこれらのベクトルの外積の符号による。右手系を採用すれば図 3a の例は正の値をとり、図 3b の例は負の値をとる。

南緯 80 度以南や南緯 60 度以北のように、海岸線との位置関係が明らかな領域は別として、いずれを選択するかを自動的に判定することは計算の効率を高めるのに非常に役立つ。

3. 南極域におけるブーゲー異常の特徴

図 4 には、このようにして求められたブーゲー異常分布図を示す。フリーエア異常の精度が 10 mgal 程度である (MATSUMOTO *et al.*, 1985) ことを考慮すると、本図に示したブーゲー異常の精度も同程度であると思われる。

大陸部分については +50 mgal から -250 mgal の間にあり、ほぼ全域が負の異常を示す。これは南極大陸の厚い地殻を反映しているものと思われる。南極大陸のアイソスタシーを考えた場合、平均 2000 m もの厚さの氷の存在を無視することはできない。フリーエア異常の値が平均してほぼ 0 であるにもかかわらずこのような大きい負のブーゲー異常を示すことは、大陸全体が氷の荷重も含めて、厚い地殻によって均衡を保っていることを意味する。地震観測と重力との測定結果を用いてモホ面の深さを求めた報告 (GROUSHINSKY and SAZHINA, 1982b) によれば、南極大陸においては大半が 40 km より深く、東南極中央部では 65 km に達する。このような厚い氷とそれに伴って起こったアイソスタティックな沈降の結果生じた厚い地殻という点が、他の大陸に見られない特徴である。

一方、海洋域においては、ブーゲー異常はすべて正の値を示す。特に深海底では、その値は +300 mgal 以上である。海域においては、フリーエア異常は平均して 0 と見てよいから、ブーゲー異常の値はおおむね水深に依存する。海水密度を 1.03 g/cm^3 、地殻密度を 2.67 g/cm^3 とおくと、300 mgal というブーゲー異常の値は水深約 4400 m に相当する。

大洋域において 300 mgal より大きい部分にはさまれた相対的に低ブーゲー異常の地帯が見られるが、これは中央海嶺に相当する (図 1 参照)。すなわち、太平洋南極海嶺、南東イ

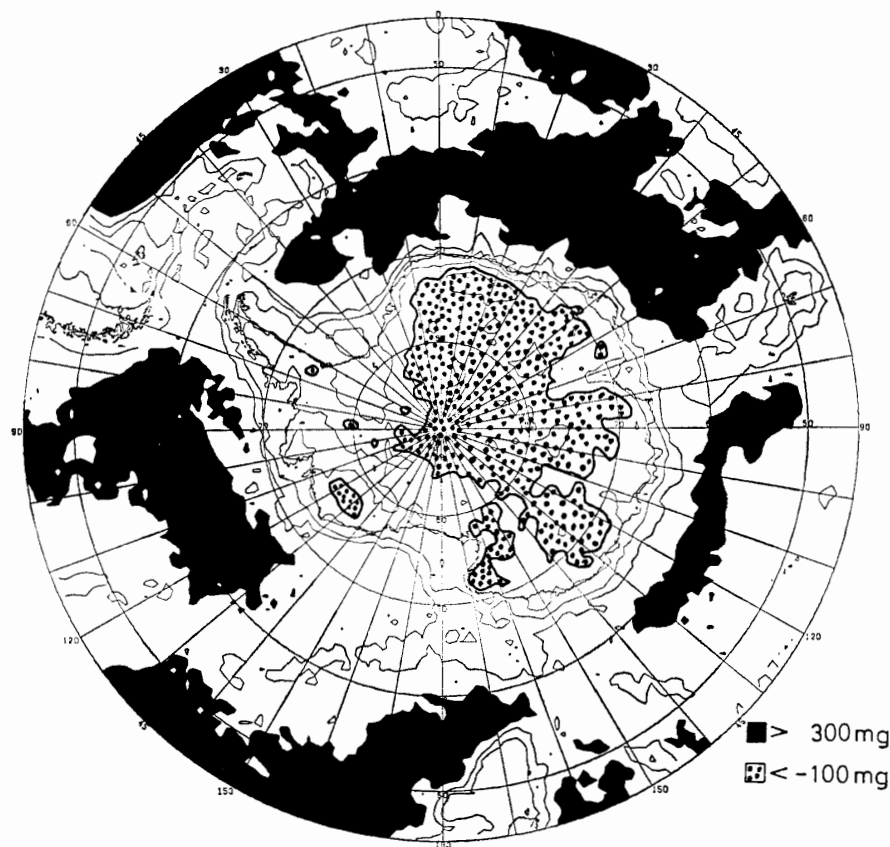


図4 南極45度以南の領域のブーゲー異常分布図。コンター間隔は50 mgal
 Fig. 4. Simplified map of Bouguer anomaly in the area south of 45°S. Contour interval is 50 mgal.

インド洋海嶺，南西インド洋海嶺に沿って，ブーゲー異常値は約100 mgal程度低くなっている。これをモホ面の凹凸で説明しようとするれば，地殻密度 2.67 g/cm^3 ，上部マントル密度 3.30 g/cm^3 として，周囲から約4 km深くなっていることになる。

図1には，南極プレートの境界も示してある。このプレート境界は，南極半島周辺を除いて，すべて生産型境界（大洋中央海嶺）である。大部分の場所では，中央海嶺（すなわちブーゲー異常の値が200–300 mgalの地帯）と大陸との間に深海底（ブーゲー異常300 mgal以上）が存在する。しかしながら，一カ所だけ，中央海嶺から大陸へ向かうにつれてブーゲー異常値が単調に減少する所がある。それがロス海である。このことは，ロス海と中央海嶺との地下構造に連続性があることを示唆していると見ることができる。ロス海については，上部マントルの湧き出しを示唆する測定結果が報告されており（例えば DECKER and BUCHER, 1982），重力の面でもこの考えを裏付けることになる。この点については，後に考察を行う。

また，南極半島についても同様に，大洋部から大陸部に向かうにつれてブーゲー異常値が単調に減少している。そして，このブーゲー異常値が300 mgalより小さく-100 mgalより大きい地帯は，ロス海から南極半島まで連続している。この場所に構造境界があるとする

考え方 (KADMINA *et al.*, 1983) は現在定着しているが、重力の立場からもこれを支持することになる。

ほかに、局所的な低ブーゲー異常の場所として、ケルゲレン=ガウスバーグ海台、レナ海台、キャンベル海台にともなうものがあげられる。

南極大陸は大陸斜面での水深のこう配が急であることが知られているが、ブーゲー異常もそのことを反映して、大陸縁でそのこう配が急になっている。

4. ブーゲー異常解析法

ブーゲー異常分布から地下構造を推定する方法としてはいくつか考案されているが、本研究においては2次元白色雑音スペクトル法を適用した。これは、地下のある深さに白色雑音の質量異常（すなわち密度の異なる物質の境界面での起伏に全く規則性がない場合と考えられる）がある場合に、地上で観測される重力分布のパワースペクトラムの傾きからその深さが推定されるという方法である（図 5a）。すなわち、この方法で求められた質量異常の深さ（すなわち不連続面の深さ）は、境界面の起伏に全く規則性がないと仮定した場合の深さであり、重力分布から考えられる最大の深さとみなすことができる。

図 5a のように、2次元的な地下質量分布およびブーゲー異常のパワースペクトラム P_n と波数 n との関係が与えられた場合、これが直線で近似されるならば、

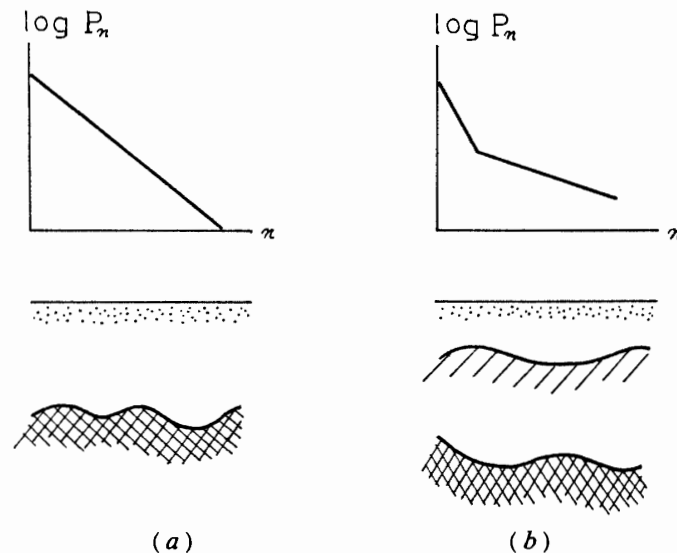


図5 白色雑音スペクトル法を用いてブーゲー異常のスペクトラムの傾きから地下の不連続面の深さを求める手法。(a) 不連続面が1個の場合、(b) 不連続面が2個の場合

Fig. 5. Principle of detecting depth of sub-bottom disturbing surfaces from the gradient of power spectrum curve of Bouguer anomaly by means of white noise spectrum method. (a) Case of one disturbing surface. (b) Case of two disturbing surfaces.

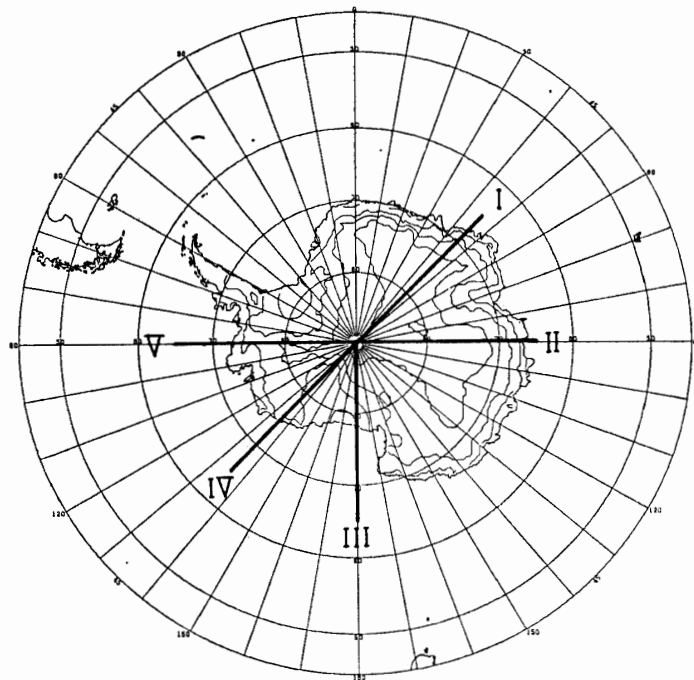
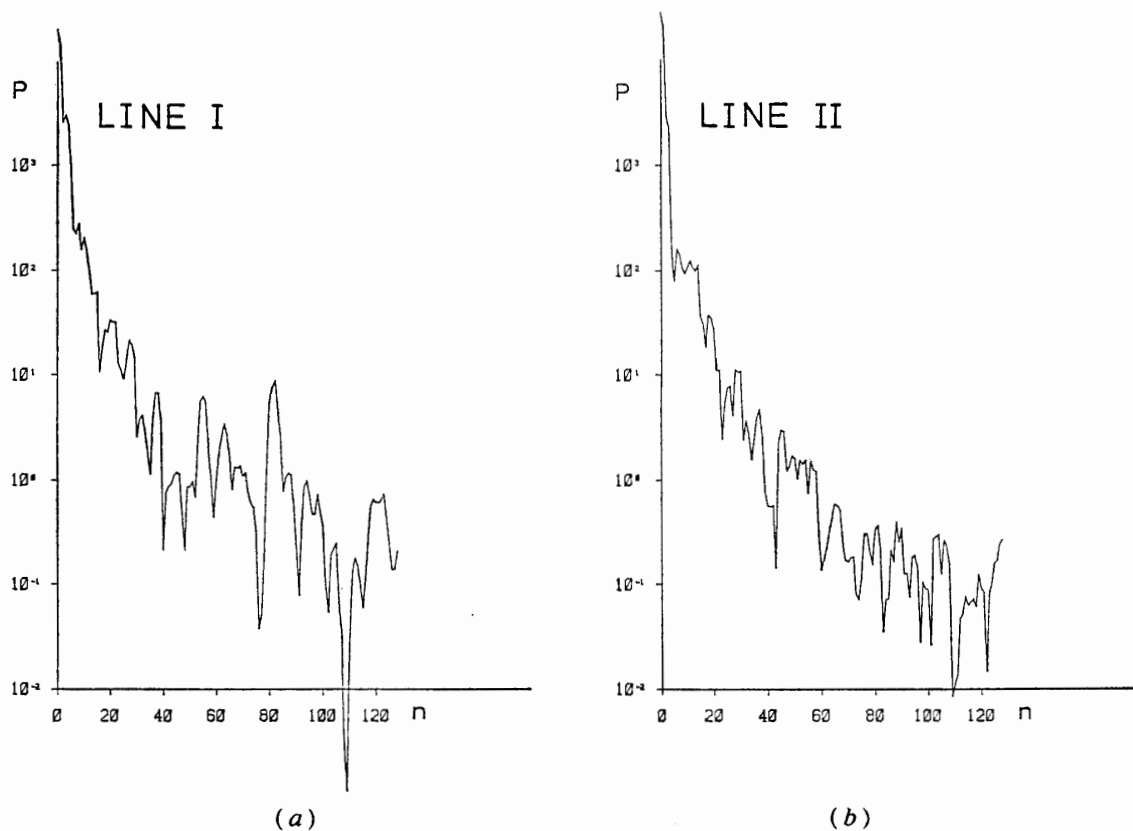


図 6 重力異常の波数解析に用いた断面。各断面の距離は $10'$ 間隔のデータ 129 個分の 1290 n.m. とした

Fig. 6. Sections for wave number analysis of Antarctic gravity anomaly. The length of the sections is 1290 n.m. corresponding to 129 gravity data at intervals of $10'$.



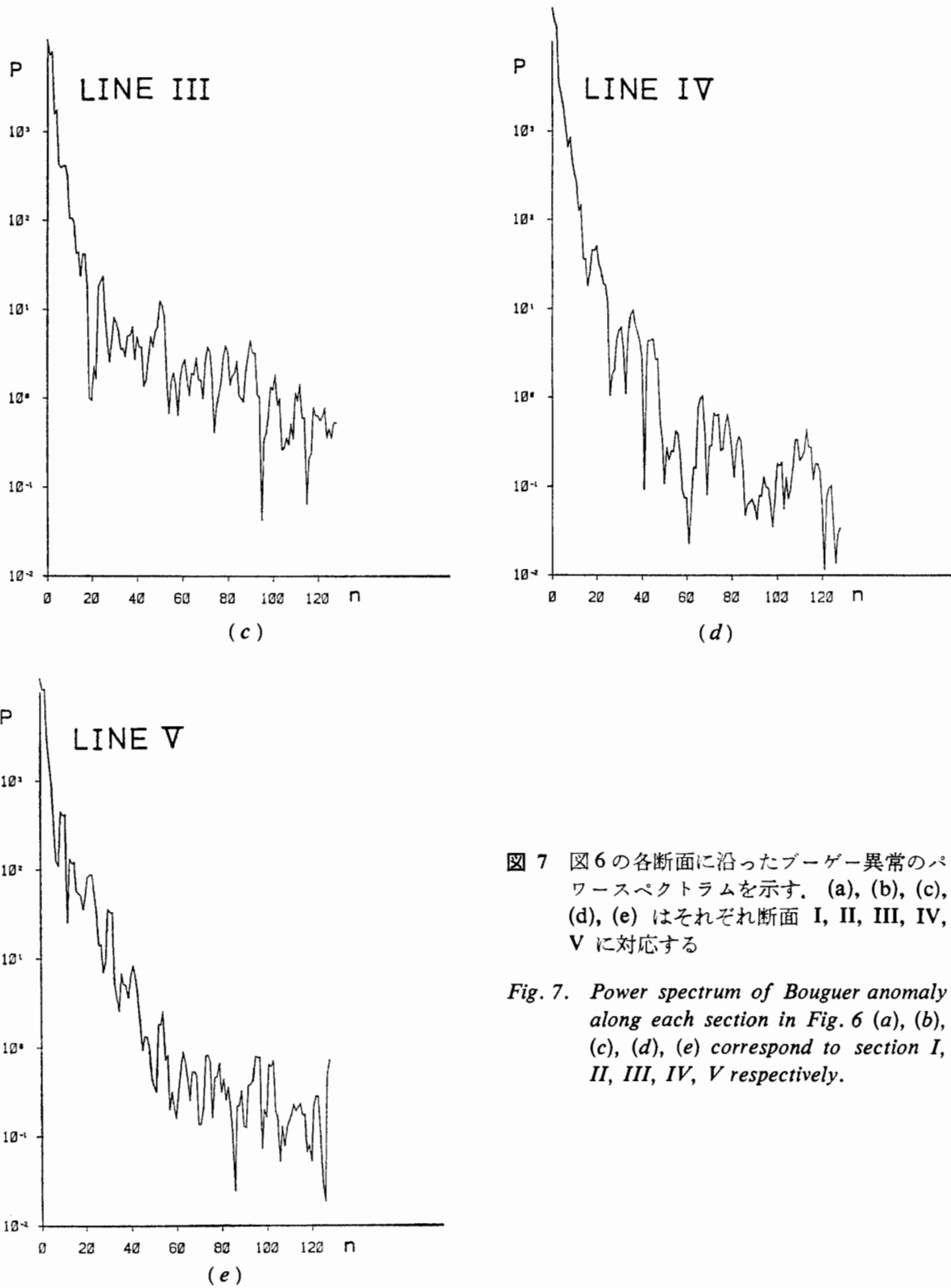


図 7 図 6 の各断面に沿ったブーゲー異常のワースペクトラムを示す。(a), (b), (c), (d), (e) はそれぞれ断面 I, II, III, IV, V に対応する

Fig. 7. Power spectrum of Bouguer anomaly along each section in Fig. 6 (a), (b), (c), (d), (e) correspond to section I, II, III, IV, V respectively.

$$\log_e P_n = C - \frac{2\pi n D}{L} \tag{5}$$

という関係がある。ここで L は波長、 D は不連続面の深さ、 C はある定数である。すなわち、この直線の傾き $-2\pi D/L$ から深さ D が求められる。

不連続面がいくつもある場合には、図 5b に示すとおり、重力分布はその数だけの折線で近似することができる。

計算に用いる断面は図 6 に示す 5 本とした。これらの断面上には重力観測点が豊富にあるため (図 1)、結果の信頼性が高いことが期待されるのであるが、他の場所では観測値が少なく、周囲の値からの内挿によって重力値を求めたため、前者に比べて信頼性は低いと思われる。図 6 に示す断面に沿った ブーゲー異常のパワースペクトラムを図 7a-7e に示す。これらの各図について、横軸は波数であり、縦軸はパワースペクトラムである。

ここで、ブーゲー異常のパワースペクトラムが何本の折線で近似できるかは、その分布の形による。図 7a-7e の分布を見る限り、全体を 1 本で近似することに無理があることは明らかである。しかしながら、2 本で近似すべきか、3 本で近似すべきかという点で、判断がつきにくいものが多い。そこで本研究では次のようにして近似直線の本数を決定した。

与えられた分布を N 本の直線で近似するための函数、

$$y = a_j x + b_j \quad (x_{j-1} \leq x \leq x_j) \quad (6)$$

を推定する問題を考える (ただし、 $j=1 \sim N$)。すなわち、まず N を与え、いろいろな x_j について $x_{j-1} \leq x \leq x_j$ の範囲で与えられた分布が $y = a_j x + b_j$ で近似されると仮定し、最小自乗法によって a_j , b_j の値を求める。これを j が $1 \sim N$ について行い、残差の和が最小となる組み合わせを選ぶ。これが N 本で近似する場合の解となる。

以上を N が 2 の場合と 3 の場合について行った。その結果、3 本で近似した場合には、最も浅い層に当たる部分の近似直線の傾きが正となる解が得られたものがあった。これは物理的に明らかにおかしいので、この場合には 2 本の直線で近似した結果を採用することとした。

表 1 には、この方法で得られた近似直線の傾きから求められた不連続面の深さを示す。I, III については 2 本の直線の近似が最適であり、その他については 3 本の近似が最適であると

表 1 図 6 の各断面に沿って波数解析により得られた不連続面の平均的な深さ (単位 km)。D₁, D₂, D₃ はそれぞれ、アセノスフェア・メソスフェア境界、リソスフェア・アセノスフェア境界、モホ面に対応する。— は値が求まらないことを示す。

Table 1. Average depth of disturbing surfaces (unit in km) along each section in Fig. 6 by the wave number analysis. D₁ corresponds to the boundary of asthenosphere and mesosphere, D₂ the boundary of lithosphere and asthenosphere and D₃ Moho surface. “—” means no estimation.

	D ₁	D ₂	D ₃
I	—	137	29
II	447	123	28
III	296	—	22
IV	321	99	23
V	330	100	15

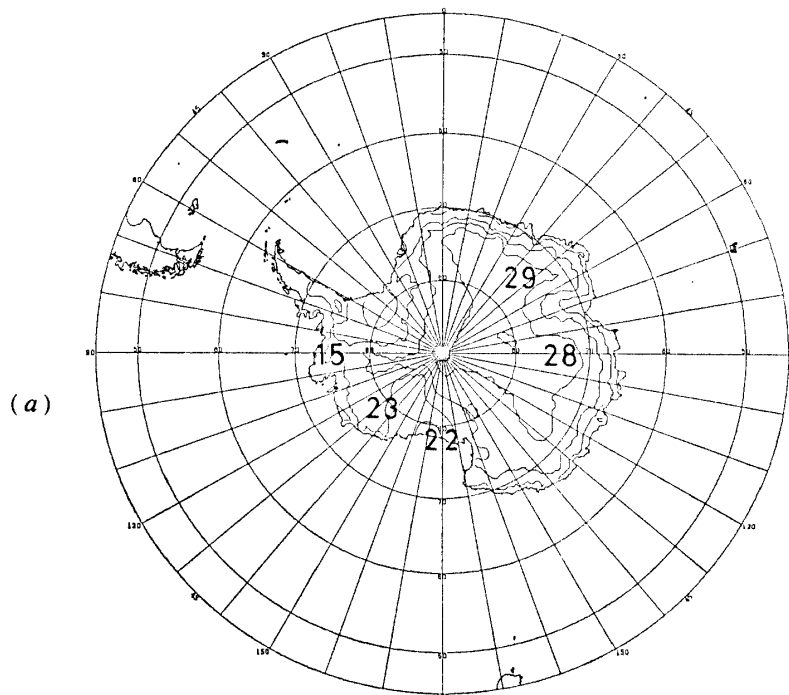
いう解が得られた。この場合、パワースペクトラムの残差二乗平均は1.0以下であった。不連続面の深さの推定誤差は、浅いところで数 km、深いところで 30-40 km であると考えられる。

ただしここで、本研究において重力から求められたものは単に不連続面の深さであり、どの層が地殻にあたるか、どの層がリソスフェアに当たるかなどが直接求められるわけではないことに注意しなければならない。しかし地球上の他の地域における値と比較した場合に、 D_3 はモホ面に相当する深さ、 D_2 はリソスフェア・アセノスフェア境界に相当する深さ、 D_1 はアセノスフェア・メソスフェア境界に相当する深さであると考えられる。2本の直線で近似される I, III については、I は D_1 に当たる部分が欠けており、III は D_2 に当たる部分が欠けている。これらの結果の意味について、次に考察を加える。

5. ブーゲー異常分布から求められた地下構造に関する考察

表1の結果を用いて、南極大陸およびその周辺海域の各地域ごとに不連続面の深さを地図上に示したものが図 8a-8c である。図 8a はモホ面の深さ、図 8b はリソスフェア・アセノスフェア境界の深さ、図 8c はアセノスフェア・メソスフェア境界の深さを示す。この順に、浅い方から考察を加えていく。

東南極と西南極の違いについては、これまで多くの研究者によって指摘されているとおりである (例えば DEMENITSKAYA, 1982)。人工地震から求められたモホ面の深さに限ってみれば、昭和基地周辺で約 40 km (IKAMI *et al.*, 1984)、クィーンモードランドのノボラザレ



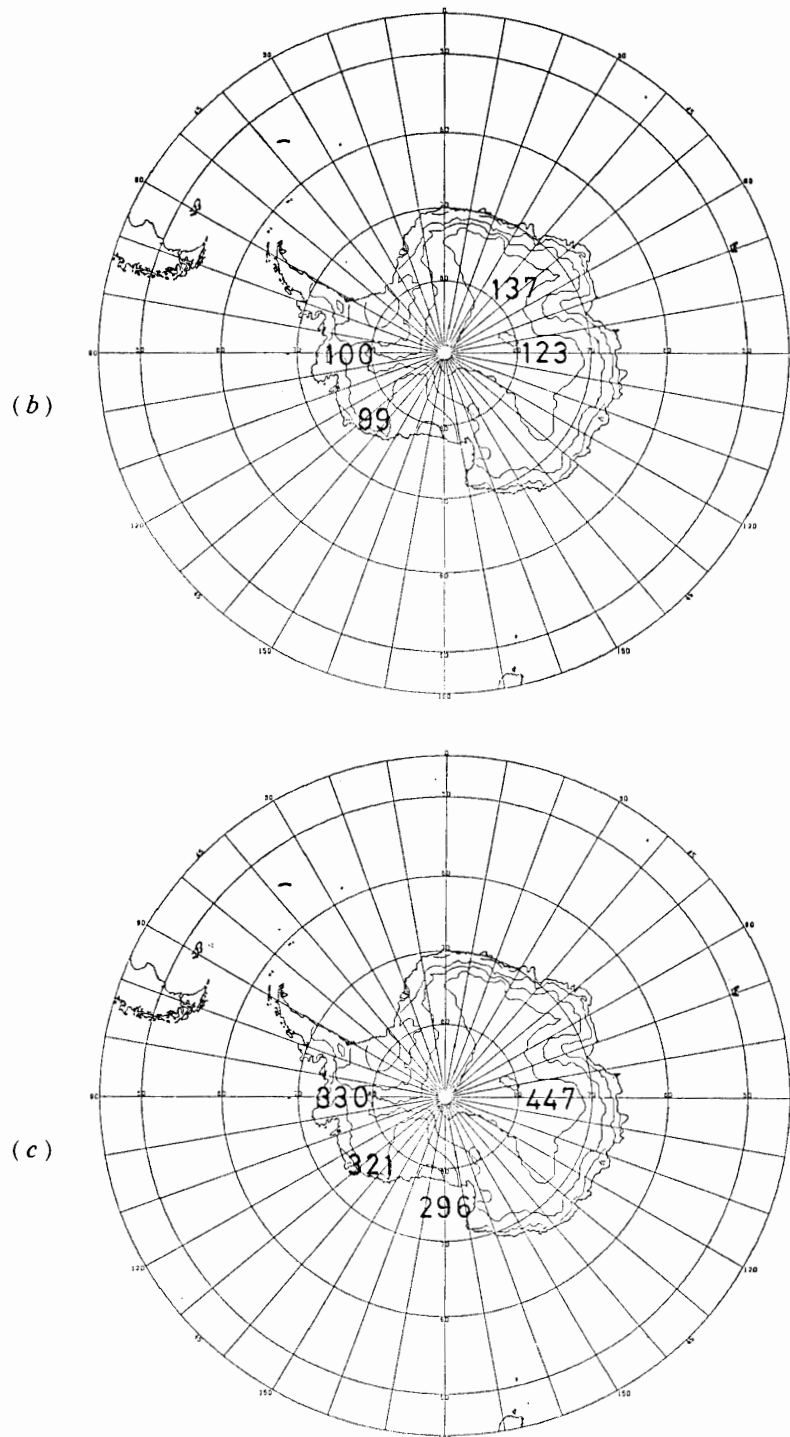


図 8 波数解析によって求められた不連続面の平均的な深さ (単位 km). (a) モホ面, (b) リソスフェア・アセノスフェア境界, (b) アセノスフェア・メソスフェア境界. 断面Ⅲの (b) に相当する深さは対応する最適直線がないために求まらないことに注目する必要がある

Fig. 8. Average depth of the disturbing surfaces (unit in km) obtained by the wave number analysis. (a) Moho. (b) Boundary of lithosphere and asthenosphere. (c) Boundary of asthenosphere and mesosphere. Note that the depth of (b) is not determined in section III since the best-fit curve lacks the corresponding line.

フスカヤ基地周辺で 30-40 km (KOGAN, 1972), ランバート氷河付近で 30-40 km (KURININ and GRIKUROV, 1982) という結果が得られている。また, 人工地震と重力異常とを用いて求められた例として, マクマードサウンドにおけるモホ面の深さが約 30 km という報告がある (McGINNIS *et al.*, 1983)。表面波から地殻の厚さを求めた例としては KOVACH and PRESS (1961) による報告があり, これによると, 東南極の平均の地殻の厚さは 40 km, 西南極においては 30 km と求められている。

以上のように, 地震学的に見た場合には, 西南極は東南極よりも 10 km 程度地殻が薄いと見られる。この点については, 本研究において重力分布から求めた結果と調和的である。ただし値は双方共 10 km 程度浅く求まっており, 東南極において 30 km 弱 (断面 I, II), 西南極において 20 km 前後 (断面 III, IV, V) となっている。図 6 に示すとおり, 各断面は南極点から海域まで経線に沿って定めてあり, これらの値は一部海域のデータも含めた平均的な値を与えるということがその原因と考えられる。陸上だけでは重力の精密解析を行うに足るデータが与えられていないため, 海域まで考察領域を拡大することは止むを得ないが, いずれにしても東南極と西南極とで本質的な地殻構造の違いがあることが重力の立場からも確かめられたわけである。

次に, リソスフェア・アセノスフェア境界の深さについて考察する。南極大陸において地震波の低速度層が存在するという事は表面波の解析結果からも知られており (KOVACH and PRESS, 1961), これをアセノスフェアと考えるならば上下の境界面の深さはそれぞれ約 50 km および約 200 km となる。これに対して本研究において得られた結果は, 東南極について 120-140 km (断面 I, II), 西南極について約 100 km (断面 IV, V) となっている。結果を見ると, 東南極と西南極とで深さに明らかな違いが見られ, 西南極の方が 20-40 km 程度浅くなっていることは確かである。値だけからは確たる結論を述べることはできないが, 東南極は安定した大陸であり, 西南極は海洋性リソスフェアを含む比較的新しい地塊であるという考え方を裏付ける結果であるとみることができよう。

表面波の結果と比べて値が全体的に深く求まっているが, これは 1 つには白色雑音の仮定によるものと思われる。本研究によって求められた不連続面の深さは, 可能な最大の深さであることに注意する必要がある。

次に, 断面 III の結果について, この深さに不連続面が求まっていないことに注目しなければならない。この断面は南極点からロス海までの範囲が含まれており, この部分の平均的な地下構造としては, リソスフェア・アセノスフェアの明確な境界が存在しないことになる。ロス海の海底で上部マントルの湧き出しが起こっているという説が確かであるならば, 本研究の結果は, アセノスフェアが地殻下面まで達していることを示唆するという点で, この説を支持するとみて良いであろう。

アセノスフェア・メソスフェア間の境界についても, 重力から得られた結果では東南極と

西南極とで明らかな違いが見られる。西南極を通る断面IV, Vにおいては 321-330 km とほぼ一致した値を示すのに対し, 東南極を通る断面IIでは 447 km と, 西南極に比べて 100 km 以上も深い値が示されている。また, 同じ東南極である断面Iについては, 値が求められていない。ロス海を通る断面IIIについては, 296 km とやや西南極より浅く出ているが, 構造としては西南極に近いと思われる。

6. ま と め

本研究においては, 南極大陸の従来の重力・地形データに加えて, 飛躍的に増加した海上重力・海底地形データを用いて, 南極域全体のブーゲー異常を求め, 地下構造に関する考察を行った。結果を要約すると次のようになる。

1) 東南極と西南極とで明らかな構造の違いがあることを裏付ける証拠が, 重力の面からも得られた。

2) さらにその違いは, 単に地殻構造にとどまらず, 確認できる限りにおいては 300-400 km 程度の深さにまで達していることが明らかになった。

3) ロス海およびこれに続く陸域においては, リソスフェアが存在せず, 拡大が起こっているらしいという考えを支持する結果が得られた。

今後はさらに, 陸域の空白となっている部分の測定を充実して, より精密な解析を行う必要がある。また, 海域データについても, 衛星から得られた重力値を実測値により検定するなど, より質の良い重力分布を求めるための努力を続けることが重要である。

References

- ABE, Y. (1975): Gravity data. JARE Data Rep., 28 (Glaciol. 3), 114-119.
- BUDD, W. F., JENSSEN, D. and RADOK, U. (1971): Derived physical characteristics of the Antarctic ice sheet. ANARE Interim Rep., Ser. A, 120, 178 p.
- BUREAU GRAVIMETRIQUE INTERNATIONALE (1974): Anomalies moyennes a l'air libre et de Bouguer en mGal dans l'Antarctique. Paris.
- DECKER, E. R. and BUCHER, G. J. (1982): Geothermal studies in the Ross Island-Dry Valley region. Antarctic Geoscience, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 887-894.
- DEMENTITSKAYA, R. M. (1982): Some problems of crustal geodynamics in Antarctica. Antarctic Geoscience, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 903-906.
- GROUSHINSKY, N. P. and SAZHINA, N. B. (1982a): Gravitational field in Antarctica. Antarctic Geoscience, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 913-917.
- GROUSHINSKY, N. P. and SAZHINA, N. B. (1982b): Some features of Antarctic crustal structure. Antarctic Geoscience, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 907-911.
- GROUSHINSKY, N. P., KORYAKIN, E. D., STROEV, P. A., LAZAREV, G. E., SIDOROV, D. V. and VIRSKAJA, N. F. (1972): Katalog gravimetricheskikh punktov Antarktiki (The catalogue of the gravity stations in Antarctica). Tr. Gos. Astron. Inst., 42, 115-311.
- IKAMI, A., ITO, K., SHIBUYA, K. and KAMINUMA, K. (1984): Deep crustal structure along the profile between Syowa and Mizuho Stations, East Antarctica. Mem. Natl. Inst. Polar Res., Ser. C (Earth Sci.), 15, 19-28.

- KADMINA, I. N., KURININ, R. G., MASOLOV, V. N. and GRIKUROV, G. E. (1983): Antarctic crustal structure from geophysical evidence; A review. *Antarctic Earth Science*, ed. by R. L. OLIVER *et al.* Canberra, Aust. Acad. Sci., 498-502.
- 神沼克伊・国見利夫・大滝 茂 (1980): 南極・竜宮岬と昭和基地付近での重力観測. *南極資料*, **70**, 149-157.
- KAMINUMA, K. and MIZOUE, M. (1982): Modes of gravity anomaly distributions in relation to crustal structure in the Antarctic continent. *Antarctic Geoscience*, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 925-929.
- KAMINUMA, K. and NAGAO, T. (1984): Gravity survey in Lützow-Holm Bay and the Mizuho Plateau, East Antarctica, 1981. *JARE Data Rep.*, **89** (Earth Sci.), 59-87.
- KOGAN, A. L. (1972): Results of deep seismic soundings of earth's crust in East Antarctica. *Antarctic Geology and Geophysics*, ed. by R. J. ADIE. Oslo, Universitetsforlaget, 485-489 (Int. Union Geol. Sci., Ser. B, 1).
- KOVACH, R. L. and PRESS, F. (1961): Surface wave dispersion and crustal structure in Antarctica and the surrounding oceans. *Ann. Geofis.*, **14**, 211-224.
- KURININ, R. G. and GRIKUROV, G. E. (1982): Crustal structure of part of East Antarctica from geophysical data. *Antarctic Geoscience*, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 895-901.
- MATSUMOTO, T., SEGAWA, J. and KAMINUMA, K. (1985): Algorithm of the conversion from sea surface topography to gravity anomalies. *J. Geodetic Soc. Jpn*, **32**, 352-365.
- MCGINNIS, L. D., WILSON, D. D., BURDELIK, W. J. and LARSON, T. H. (1983): Crust and upper mantle study of McMurdo Sound. *Antarctic Earth Science*, ed. by R. L. OLIVER *et al.* Canberra, Aust. Acad. Sci., 204-208.
- SEGAWA, J., MATSUMOTO, T. and KAMINUMA, K. (1984): Free air gravity anomaly of Antarctic region. *Spec. Map Ser. Natl Inst. Polar Res.*, No. 3.
- YANAI, K. and KAKINUMA, S. (1971): Measurement of gravity along the traverse route Syowa-South Pole. *JARE Sci. Rep.*, Spec. Issue, **2**, 131-150.
- YOSHIDA, M. and YOSHIMURA, A. (1972): Gravimetric survey in the Mizuho Plateau-West Enderby Land area, East Antarctica, 1969-1971. *JARE Data Rep.*, **17** (Glaciol. 1), 168-203.

(1986年7月21日受理; 1986年9月6日改訂稿受理)