

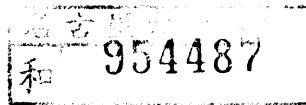
島弧における山岳地域の重力異常  
— 中部山岳とペルーアンデスの場合 —

Gravity Anomaly of Mountain Ranges in the Island Arc System  
— with special reference to Central Ranges and Peruvian Andes —

山 本 明 彦

島弧における山岳地域の重力異常  
—中部山岳とペルーアンデスの場合—

Gravity Anomaly of Mountain Ranges in the Island Arc System  
-- with special reference to Central Ranges and Peruvian Andes --



博士学位論文

山本明彦

名古屋大学理学部地球科学教室

1985年9月1日

報告書 甲第 1783 号

(目次)

要旨.....	iv
はじめに.....	vii
<b>(第 1 章) 重力測定及びその精度.....</b>	<b>1</b>
(1-1) 精密重力測定.....	1
(1-2) 御岳山付近における実例.....	3
(1-3) 一般の重力測定とその精度.....	8
<b>(第 2 章) 重力補正.....</b>	<b>11</b>
(2-1) フリーエアリダクションとブーゲ補正.....	11
(2-2) 球面上での地形補正.....	16
(2-3) ブーゲ密度の推定.....	25
<b>(第 3 章) 不規則分布データの処理.....</b>	<b>32</b>
(3-1) B r i g g s の方法による自動格子化.....	32
(3-2) S O R 法による収束の加速と初期値.....	41
(3-3) 数値実験と実例.....	43
(3-4) 2次元データ処理.....	56
<b>(第 4 章) 中部・近畿山岳地域の重力異常</b>	<b>63</b>
(4-1) 地質.....	63
(4-2) 重力データと出典.....	67
(4-3) フリーエア異常とブーゲ異常.....	69
(4-4) 堆積盆地の補正.....	100
(4-5) 重力の鉛直勾配異常.....	103
(4-6) ブーゲ異常各論.....	111
(4-6-1) 阿寺断層.....	111
(4-6-2) 中央構造線.....	116
(4-6-3) 赤石裂線.....	121
(4-6-4) 設楽陥没盆地.....	124
(4-6-5) 紀伊・東海異常帯.....	129

<b>(第 5 章)</b>	<b>ペルーアンデスの重力異常.....</b>	<b>134</b>
(5-1)	ペルーアンデスの地質.....	134
(5-2)	過去の重力測定.....	139
(5-3)	アンデス山脈での重力測定.....	143
(5-4)	ドリフト、感度検定、及び重力値.....	143
(5-5)	アンデス山脈の重力異常.....	153
(5-6)	地下構造の断面.....	167
謝辞.....		180
参考文献.....		182

(要旨)

中部・近畿山岳地帯は、標高3,000m級の山々をすべて擁する日本の大山脈地帯である。またアンデス山脈は、南アメリカ大陸の西縁に位置する総延長10,000kmの大山脈であり、中央アジアの諸山脈を除いては、7,000m級の山々をすべて擁する唯一の山脈地域である。これら二つの山脈は、規模の違いはあっても、それぞれ代表的な島弧帯に属する世界有数の活動帯である。重力のデータはこれらの山脈の形成メカニズムやテクトニクスを議論する上で重要な資料であるが、従来、山岳地域での測定は、極めて不十分であった。そこで、我々は1978年に赤石山脈、1979年に飛驒山脈、1980年に木曾山脈、1982年に養老・鈴鹿山脈、そして、1983年には比良・丹沢山地を中心とした稠密な重力測定を行い、5,100点にのぼるデータを蓄積してきた。さらに、1984年にはペルー南部の中部アンデス山脈においても重力測定を実施した。

測定値からブーゲ異常値を求める際、従来はとりいれられていなかった以下の点を考慮した。すなわち、①球面の効果を取りいれたブーゲ補正、及び、地形補正を行う、②領域分割に基づいた最小二乗法により地殻密度を推定する、③重力の鉛直勾配異常の補正を行う、及び、④可能な限り第四紀堆積盆地の影響を補正する。これら四点は以下の結果となった。①地形補正の相対精度は約3.2 mgal、②中部・近畿山岳地域に対して得られた最適補正密度は2.62 g/cm<sup>3</sup>、③重力の鉛直勾配異常を求める最適メッシュサイズは8'であり、鉛直勾配異常の最大値は飛驒山脈付近の約3.5 μgal/m、④最大補正量は濃尾平野における約28mgal、である。また従来、主に計算時間の制限から非常に困難であった数万点に及ぶ資料の格子化を、最小曲率の概念を取り入れることにより可能とし、図形処理、2次元filtering等のソフトの開発もあわせて行った。これらの補正とデータ処理により、詳細な重力異常の分布を求めた。

飛驒山脈では、ブーゲ異常は、明らかに、地形とは逆の相関をもつことがわかった。このことは、飛驒山脈下の地殻には、山体に対応した地殻の”根”の存在する可能性を示唆する。しかし、その根はアイソスタティックなバランスから期待されるほど厚くはない。一方、山体の規模では飛驒山脈と同程度の赤石山脈では、ブーゲ異常は地形とは、ほとんど無相関であり、木曾山脈ではやや正の相関を示すことが判明した。赤石山脈・木曾山脈は、山体に対応した地殻の”根”を持たず、木曾山脈などはむしろテクトニックな力によってブロック的に持ち上げられた形になっていることがわかる。これらの

事実、及び地震学的・地形地質学的データから、中部山岳地帯は、飛驒山脈も含めて、主に、プレートテクトニクスに由来する水平圧縮力によって隆起したものと結論することができる。

赤石裂線では、東に向かって約15mgalのブーゲ異常値の急減が明瞭に認められ、爆破地震動の解析から得られた6km 東落ちのモデルをよく説明できた。また、佐久間以北の中央構造線の東側に、巾の狭い、相対的に正の重力異常帯が認められた。この異常帯は、三波川変成帯に多く分布する蛇紋岩に対応すると思われる。設楽盆地では、南東側、及び西側で顕著な重力勾配の異常が見られ、重力異常の減少率は2 mgal/kmを越えた。この局所的重力異常は、二つのブロックに分かれ、それぞれが、新第三紀の火山活動の場所に一致し、爆破地震から得られた地下構造も合わせると陥没カルデラとしての特徴をよく示した。また、日本有数の活断層である阿寺断層を境にしては、北東側と南西側で、ブーゲ異常のコンターの走向が異なる。これは阿寺断層が地形的な境界となっているばかりでなく、地下構造の境界となっていることを示すものである。また、断層直下の破砕帯の影響と思われる局所的な負のブーゲ異常を検出した。東海～紀伊半島（琵琶湖南部）へかけて、巾30～50km、重力差30～50mgalの帯状の重力勾配の異常が認められた。この異常帯は、地質とは、ほとんど相関がなく、一種の構造境界となっており、コンラッド面の深さに南北で密度構造が急変していることが示唆される。

アンデス山脈における重力測定は、山体としての規模が最も大きいアンデス山脈主要部（ペルー南部）で行った。測定ルートは総延長は6,600km、総測定点数は413点に達した。重力値の決定には、三点の絶対重力値既知の測定点を利用し、それら三点間のドリフト変化率から求められた閉環誤差は、最大で±0.2 mgalであった。また、各重力測定とともに行った重力計の感度検定により、重力値と重力計の感度変化の間に明瞭な相関が認められ、精密重力測定の手法に重要な知見を得た。アンデス山脈においては地形の標高データが完備していないため、一部地域で地形補正量の推定を行った。最も急峻な地形上にあると思われる測定点付近で読み取った標高データをもとにして見積もった地形補正量は高々40mgalであった。アンデス山脈主要部における地形と重力異常は、以下の特徴を示す。①地形は、西アンデス山脈と東アンデス山脈とで、標高に大きな差はなく、全体として、台地地形（altiplano）をなしている、②ブーゲ異常は、地形とは異なり、西アンデス山脈と東アンデス山脈とで著しく非対称である、③負のブーゲ異常値は、西アンデス山脈で約-400 mgalの最大値をとり、60kmを越す厚さの地殻の存在が示唆され

る、④東アンデス山脈の地殻は、西アンデス山脈に比べてずっと薄く、明らかにアイソスタティックなバランス状態にはない、⑤ブーゲ異常が負の最大値をとる位置は、鮮新世の火山分布地域と比較的よく一致し、火山活動と地殻の生成活動との関連を示唆する。得られたデータをもとに、アンデス山脈の下の地殻構造を推定した。ペルー北部では約50 km、ペルー中部では約55 km、そして、ペルー南部では約62 kmの厚い地殻が存在すると思われる。ペルー北・中部においては、得られた地殻モデルのモホ面はプレート上端とはかなり離れており、ウェッジマントルがかなり浅部まで入り込んでいることを示唆する。ペルー南部では、モホ面はかなりプレート上端に近い位置にあることが判明し、ナスカ海嶺が重要な役割を果たしていると考えられる。



(はじめに)

中部・近畿山岳地域やアンデス山脈は、代表的な島弧帯に存在する山岳地域である。 山体の規模からすれば、圧倒的にアンデス山脈のほうが大きいですが、両者の存在する地域のテクトニクスについては、非常に興味深い共通点も多く、また未解決の問題点も多く残されている。 この両山脈地域を代表として、一般には、山岳地帯における重力測定は、特定の場所以外は、ほとんどなされていない。 その理由は、言うまでもなく、測定に多大な困難が伴うからである。 中部・近畿山岳地域を含めた日本の重力異常の解析については、H a g i w a r a ( 1 9 6 7 ) のPioneering work があるが、国土地理院のデータをもとにしていることもあって、中部・近畿山岳地域についてみれば、測定点は非常に少ない。 regionalな特徴をつかむ目的では、測定点の密度は、あまり問題にはならないかもしれない。 しかしながら、アイソスタシーのような、山岳地域特有の、興味ある問題点や、その周辺のテクトニクスを論じようとする場合には、十分な測定点密度が必要になるだろう。

本研究では、1978年、名古屋大学理学部地震予知観測地域センターに導入されたラ・コスト重力計G484によって、1978年以来、名大を中心とした多くの人々の手で測定された重力データをもとにして、解析を行い、中部・近畿山岳地域を中心とした重力異常とテクトニクスを論ずる。

また、アンデス山脈においては、従来、信頼のおける重力データは、ほとんど皆無といってもよい状態であった。 1984年に行われた第2次アンデス学術調査の際得られた、アンデス山脈横断の重力データは、この意味で、非常に貴重であり、アンデス山脈の真の重力異常分布自体を知るだけでも心躍るといえよう。 本論文では、1981年の第1次アンデス学術調査によって得られた重力データもあわせて解析し、さらにいろいろな情報をかみあわせて、アンデス山脈の重力異常とテクトニクスを論ずる。

本論文は以下のような構成になっている。 第1章では、重力測定の種類とその精度が論じられる。 中部・近畿山岳地域やアンデス山脈で行うような一般重力測定とは異なり、精密重力測定は、 $1 \mu\text{gal}$  の桁の精度を目標としており、プレートの潜り込みに伴った地震の予知や、火山の噴火の予知など、島弧地帯ならではの問題点と、別な角度から密接につながっている。 第2章では、重力異常を求める時の、基本的な重力補正が論

じられる。この基本的である筈の重力補正は、案外基本的でないところが多く、通常は見過ごされている点も含めて、重力補正の方法を考えてみる。第3章は、重力データのように、2次元に不規則に分布するデータのGrid化と数値実験、及びその後のデータ処理について論じられる。第4章では、中部・近畿山岳地域を中心とした重力異常が論じられる。この中では、特に、通常は重力補正には含まれない堆積盆地の補正や、重力の鉛直勾配異常の補正についても詳しく述べられている。また、中部・近畿山岳地域に存在する第1級の構造線についての詳細な重力異常と地下構造の関係が述べられている。第5章では、1984年の中部アンデス山脈における重力測定の結果と、1981年の北部アンデス山脈における重力測定の結果とがあわせて議論される。また潜り込むナスカプレートの影響や、地震のデータも考慮した地殻構造解析が行われる。

## 第1章 重力測定及びその精度

一般に重力の測定はその目的により、使用機種、測定方法、解析方法などが、すべて異なる。大きく分けると、①重力潮汐のように、長期間にわたって定点で連続的に行う観測、②精密重力結合、あるいは、水準測量との併用・代用とするための精密重力測定 (Nakagawaら, 1983) のように、重力計の能力を極限まで引き出す測定、③広域的な重力異常調査のような地学的調査を主目的とした一般の重力測定、の3種類に分けることができる。本研究で行った②、③のうち、本章では、まず②の精密重力測定の概観とその精度を簡単に述べ、御岳山付近における精密重力測定による重力の時間的変化を調査した実例について述べる。大地の高低差を測るのには欠かせない水準測量は、一般に多大な労力と時間を必要とする。それに比べて、精密重力測定は、短時間で簡便であるためにしばしば用いられる。しかもそれを繰り返し、回数をかせぐことによって、一歩でも水準測量の精度に近づけることができる。したがって、精度こそ水準測量には及ばないものの、精密重力測定は広域にわたって短期間に地盤の沈降や隆起などを調査するのに適している。最後に、③の一般の重力測定の概観とその精度について述べる。

### (1-1) 精密重力測定

精密重力測定の目的は、複数の地点の重力差のみを、純粹にしかも精度よく結合させることを除けば、あくまでも、地盤の沈降・隆起に伴う微小重力変化の検出、地震予知・噴火予知をめざした微小重力変化の検出である。現在、この精密測定は、ラ・コスト重力計によって広く実施されている。得られた重力変化を地殻の上下変動に読み替えるには、重力の鉛直勾配をもちいる。重力の鉛直勾配は、ブーゲ勾配の場合、 $-0.197\text{mgal/m}$ 、フリーエア勾配の場合、 $-0.3086\text{mgal/m}$ 、水のブーゲ勾配の場合、 $-0.267\text{mgal/m}$  であるので、 $10\mu\text{gal}$  の重力変化があるときには、ブーゲ勾配、水のブーゲ勾配、そしてフリーエア勾配のそれぞれについて、約 $5.08\text{cm}$ 、約 $3.75\text{cm}$ 、約 $3.24\text{cm}$ の地殻の上下変動が予想されることになる。また、地下 $5\text{km}$  地点に直径 $500\text{m}$ 、密度差 $0.2\text{g/cm}^3$ のマグマ溜りが生じた場合は、約 $30\mu\text{gal}$  程の重力変化が観測されることになる。実際に、

地震に伴った重力変化の例は、Hagiwara (1977) にまとめられている。それによれば、1964年以降、ラ・コスト重力計により検出された地震に伴う重力変化は、最小 $30\mu\text{gal}$  から、最大 $380\mu\text{gal}$  に達することが報告されている。重力計による測定精度を向上させるための研究は、1970年代頃から数多く試みられるようになり（例えば、中川ら、1974）、この結果、 $1\mu\text{gal}$  の桁の測定精度を得ることも不可能ではないという見通しも出てきて、地殻変動の検出にとって、水準測量に比肩すべき手段となり得るものとして注目されるようになった。この目標精度を達成するには、測定そのものとデータ処理の双方に注意をはらわなければならない。後者は、測定後、得られたデータの処理方法に改良を加えることによって達成されるものであり、Scale Constantの改訂、地球潮汐観測より得られるTidal factorの改訂、気温・気圧についての補正、海洋潮汐の補正などが、それにあたる。測定精度を向上させるためには、こうしたデータ処理技術もさることながら、第一義的に前者の測定そのものの信頼性をたかめる必要がある。

そのために、考えられる項目として考慮に入れなければならないのは、①クロスヘアによる眼視法を採用し、測定の前後には、必ず、重力計の検定と調整を毎回厳密に実施すること（志知、1985）、②往復測定を基本とした重力結合方法の工夫と改良、③当該測定地域において、少なくとも、同一の機械で年に数回以上のくりかえし測定を行うこと、④可能ならば、複数の重力計で往復測定を行うこと、また、⑤可能ならば、Reference Station（例えば、名古屋大学理学部内の一等重力点）と等重力値の測定点をえらんで、測定をくりかえすこと、が重要である。また、最近明らかになった、測定点の絶対重力値と重力計のドリフトとの間の逆相関関係（中川ら、1983）や、測定点の絶対重力値と重力計の感度との関係（Nakagawaraら、1983）も考慮にいれる必要があるだろう。これらの条件に加えて、さらに同時に水準測量が実施されている場合には、地殻の上下変動、マグマの上昇に伴う重力変化などが、格段に確かめやすくなることは言うまでもない。山岳地域における精密重力測定は、これまでも伊豆大島（井内ら、1972）、阿蘇山（久保寺ら、1978）、浅間山（田島ら、1978）、伊豆半島（萩原ら、1980）などで行われている。一般に、こうした山岳地域での精密重力測定は、平坦地での測定に比べると測定精度が低くなる傾向にある。それは重力計運搬の際の気温、気圧の急激な変化が重力計のドリフトをはじめとする重力計の諸特性に微妙な影響を及ぼすためであろうと考えられている。中川ら（1974）は、外部気温の変化と重力計の読み取り値の関係を調べ、（a）すべての重力計は、同じ傾向の、外気温による効果を示

すが、その量は重力計ごとにかなり異なる、(b) 外気温による効果は30分から1時間の位相のずれをもって生ずるので、重力計を取り出して10分以内に測定を完了すれば、外気温の影響からは逃れることができる、と結論した。また、気圧と測定値の間に存在する逆相関は、 $0.4 \sim 0.5 \mu\text{gal} / \text{mb}$ 程度の大きさをもつことが確かめられている(中井、1975; Yamamoto、1980)。しかしながら、完全な往復測定である精密重力測定では、同一地点(重力差は当然ゼロである)での気圧差が問題になるので、よほどの条件(往と復の間の気圧差が例えば100mb)下で測定しない限り、気圧変化による測定誤差はあまり大きくなることはないであろう。特に、G484では、1980年、1981年の海外学術調査(Nakagawaら、1983)の際に南米アンデス山脈の地形を利用して行われた検定において、気圧変化の影響が全く現れなかったと結論されている。

#### (1-2) 御岳山付近における実例

さて、本研究では、測定精度を向上させるための前項で述べた諸項目を十分考慮した上で、御岳山付近(志知ら、1985a)、及び東海地方(志知ら、1985b)で、精密重力測定を行っている。このうち、periodic errorなど、今後解決すべき問題点が明らかになってきた御岳山付近での実例を次に示そう。1979年10月28日、木曾御岳山が火山活動を再開したのは、まだ記憶にあたらしい。その直後より、木曾御岳山の噴火予知、及び、火山性地震の予知の事業に関連して精密重力測定が始められた(志知ら、1981)。測定は、水蒸気爆発直後の1979年11月10~14日を第1回として、それ以後今日まで、各重力点ごとに最低4回、最高15回の測定をおこなった。測定方法は完全な往復測定であり、各測定点ではリードアウトのゼロドリフトの問題を避けるために、クロスヘアによる眼視法を採用し、最低3回の測定をおこなった。測定のルートを図(1-2-1)に、測定点の位置、重力値、標高を表(1-2-1)に示す。測定点は、木曾福島町内のBM647から田の原に至るまで合計12点であり、可能な限り金属標をうめこんである。このルートの最大重力差は、約 $313.7 \text{mgal}$ 、最大標高差は、約1,450 mに達する。一方、この地域で1984年9月14日に起き

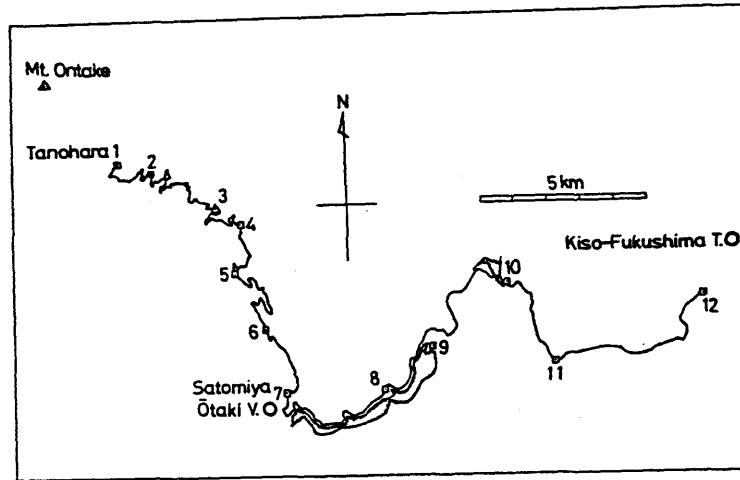


図 (1-2-1) 重力観測網の配置。

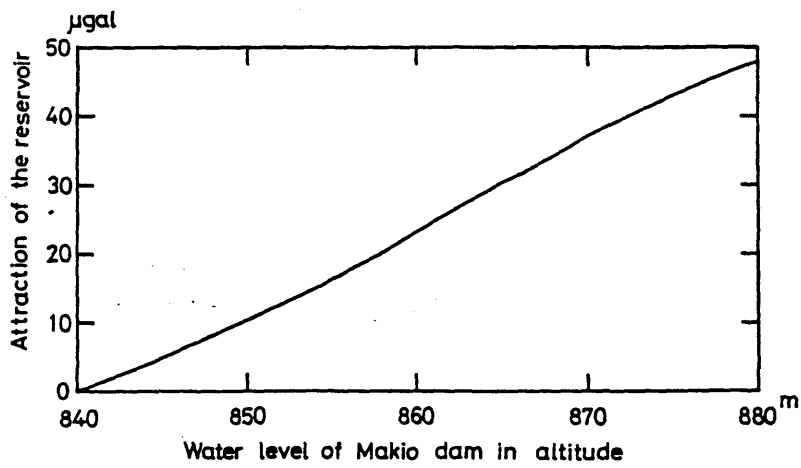


図 (1-2-2) 牧尾ダム地震計室における水位変化による重力補正量。

Station		Location			Gravity value	
No	Name	Lat.	Long.	Altitude	in mgal	SD/N
1	TANOHARA	35° 52.2'	137° 30.3'	Ca 2,195 m	979 296.894	4/5
2	LODGE	52.0	31.2	Ca 1,925	359.084	4/6
3	HAKKAI SHR	51.6	32.1	Ca 1,675	418.969	5/4
4	NAGOYA VV	51.2	32.7	Ca 1,455	467.179	4/9
5	IWAO MONUM	55.3	32.5	Ca 1,360	488.710	4/7
6	SEOTO POOL	49.6	33.1	Ca 1,075	547.211	4/7
7	SATOMIYA	48.6	33.5	Ca 980	566.109	4/10
8	KURAMA TNL	48.7	35.4	Ca 900	578.446	4/7
9	MAKIO DAM	49.3	36.3	885.5	584.668	4/7
10	TP25-463	50.2	37.8	814.6	598.994	4/7
11	TOKIWA BRG	49.0	38.7	Ca 810	606.829	4/6
12	BM647	50.3	41.6	749.13	610.593	3/9

表 (1-2-1) 重力点のリスト。

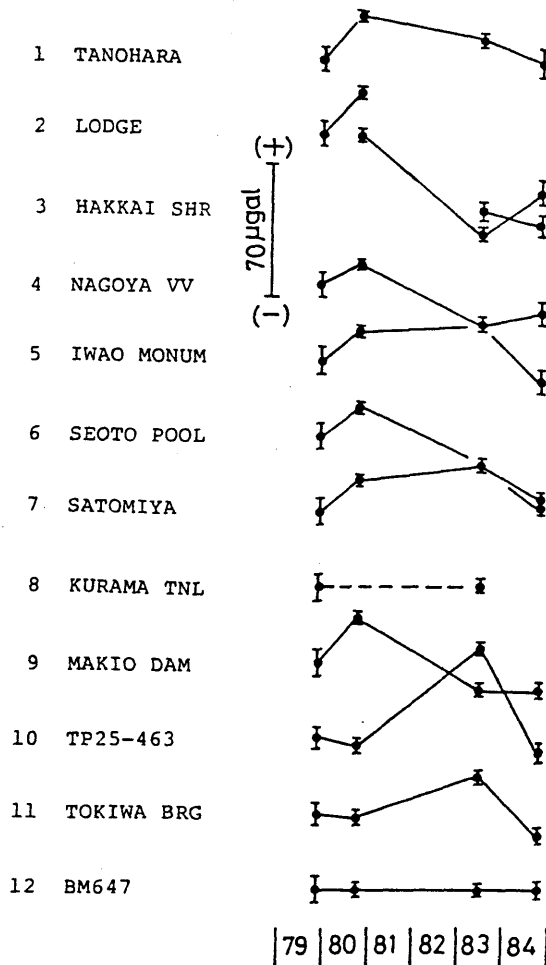
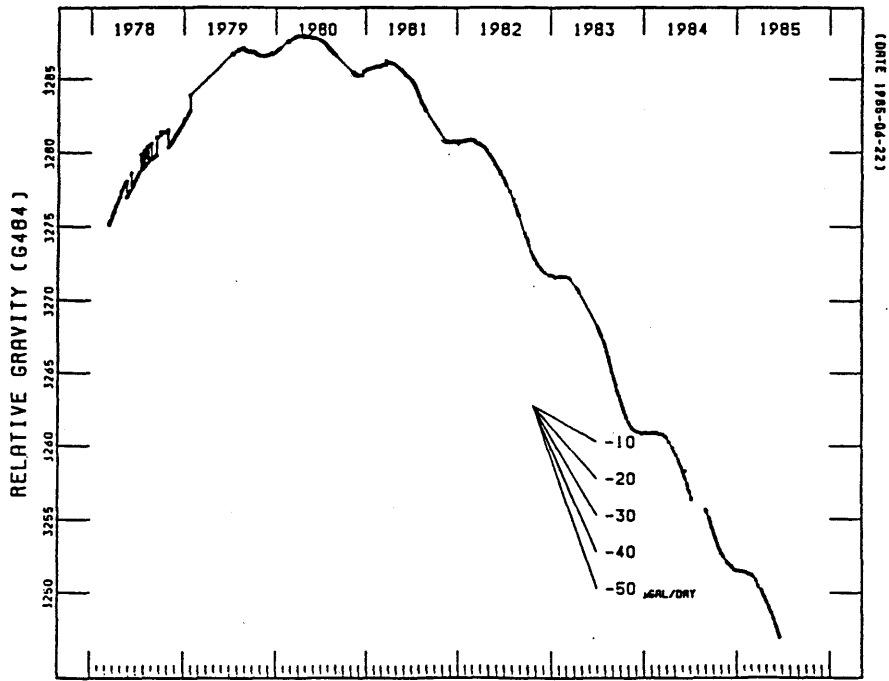


図 (1-2-3) 1979~1984年の  
間の木曾福島町地内BM647を基準に取った  
ときの重力変化。

た長野県西部地震の震源域は、まさに本重力観測網を横切っていることがわかった。余震分布（大井田ら、1985）から予想される推定断層は、図（1-2-1）において重力点番号5番（岩尾明神）と重力点番号6番（瀬音）の間を横切り、ほぼENE-WSW方向のトレンドをもっていると考えられる。つまり重力点番号8番と9番のわずか数km北を通っていることになる。この地震が起きたことで、御岳付近は、地震前後にわたって、地震断層の真上で精密重力測定が行われたという、格好のフィールドとなった。

こうして得られた測定値には、計器高やドリフト等の補正を往と復のペアとなる全データにわたって行い、最小二乗法的に各測定点間の相対重力値を決定した。本測定網のなかでは、牧尾ダム堰堤上にある地震計室内に9番目の測定点が設置してあり、そこでは当然、ダム湖の水位のちがいにより重力測定値に影響がでることが予想される。そこで、Talwani & Ewing (1960)の方法によりダム湖水の引力を補正した。補正には、水資源開発公団より入手した湖底の地形図を使用し、湖水の密度を $1.0 \text{ g/cm}^3$ とした。ダムの貯水量がほとんどゼロになる標高840mを基準にとり、満水時(880m)になるまでの引力の変化をプロットした計算結果を図(1-2-2)に示す。これによれば、ダム湖の水位変化により最大で、 $48 \mu\text{gal}$ の補正が必要になることがわかる。こうして求めた各測定点での重力値の時間変化を、木曾福島のBM647の重力値を不変としてプロットしたのが図(1-2-3)である。図中のエラーバーは、決定された相対重力値の標準偏差である。一見してわかるのは、エラーバーをはるかに越える重力変化が生じていることである。この重力変化がどの程度有意なものか考えてみよう。ラ・コスト重力計の測定原理は、零位法である(志知、1985)。振子をあらかじめ決められたゼロ位置にもってくるように、3個のギアとてこを含んだシステムで測定ダイヤルを回転し、メインスプリングをつりあわせるのだが、このギアによるダイヤルの回転量と、メインスプリングの伸長量の間関係が非直線的であるため、測定ダイヤルの回転量にはいくつかの周期性があることが知られている(Becker, 1981; Harrison & LaCoste, 1978)。こうした周期性から生ずる誤差はperiodic errorと呼ばれ、最大振幅で $35 \mu\text{gal}$ を越える(Becker, 1981)こともある。このperiodic errorを見積もるためには、(1)重力計が、あらかじめ予想される周期をとらえられるだけ十分にドリフトをしている、(2)ドリフト検定のための信頼のおける測定値が、十分に存在することが条件となる。実際のところ、図(1-2-4)に見られるように、G484は、1983年と19





図(1-2-4) 1978年~1985年間の重力計G484のドリフト曲線。

84年の測定時には、ギヤの回転に換算して、それぞれ14回、33回半分のドリフトがあったものの、その間に本観測網での十分な数の測定がないために、現在のところ、この御岳における精密重力測定では、periodic errorの振幅を求めるのは不可能である。しかし、Becker (1981)によれば、いくつかの周期性のうち、実際に確認されているものは、ほとんどが10~20  $\mu$ gal程度の振幅であるので、これらの点を考慮にいと、図(1-2-3)より次のことが結論される。

(a) 図(1-2-4)にみられるように、ドリフトが小さかった1979年と1980年の間の重力変化は、ある程度有意なものである。なぜならば、重力計のドリフトが全くない場合には測定ダイヤルはいつも同じ位置に再現されるはずなので、periodic errorは、存在しえないからである。ゆえに、この期間では、全体的に、重力値が15~20  $\mu$ gal増加したとあってよい。この事実が単に、さきに述べたフリーエア的な地殻の上下変動の結果であるとすれば、田の原から里宮あたりまでが、木曾福島町に対して相対的に、49~65 mm程沈降したことになる。

(b) 1980年以降の期間は、G484のドリフトが非常に大きく、相対重力変化の振幅は、periodic errorからくる誤差と同程度と考えられるので、明解なことは言えない。

(c) 1984年9月14日の長野県西部地震によって、その前後で有意な重力変化があったかどうかは、はっきりしない。仮にもしあったとしても、periodic errorの振幅を越える35  $\mu$ gal程度以上の変化はなかっただろう。

(d) 表(1-2-1)に示した重力値は、periodic errorの補正を行うと最大で35  $\mu$ gal程度の範囲内で改訂されることになるであろう。

### (1-3) 一般の重力測定とその精度

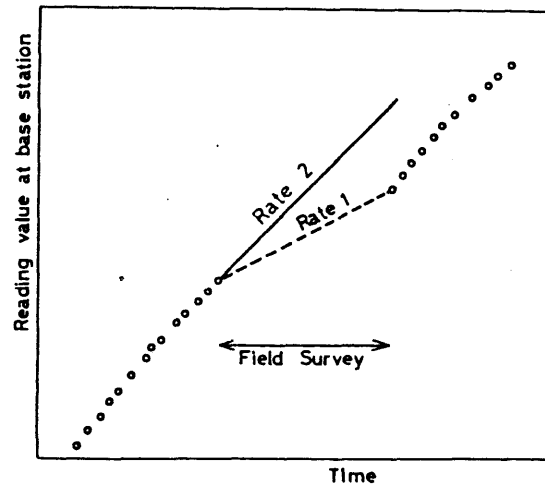
(1-1)、(1-2)で述べた、精密重力測定と対をなすのが、広域的、あるいは、局地的な重力異常を調べるために用いられる一般の重力測定である。測定方法は、重力絶対値既知の基準点を設定し、それをもとにした閉環測定(closure loop method)がもっとも広く用いられている。そもそも目的が重力異常の調査であることが多いので、一般には、それほど測定精度は要求されず、高々0.1 mgalである。その理由は、第

2章で述べるように、重力補正の精度自体、数mgalにおよぶためである。したがって、測定そのものは、1地点1回のみが普通であり、場合によっては、読み取り値の最後の桁（1  $\mu$ gal）を全く無視して行われることもあるくらいである。また、測定にも独立標高点（独標点）が、よく用いられる。諸補正を除いて、一般の重力測定から重力値を決定する時に生ずる誤差の要因としては、

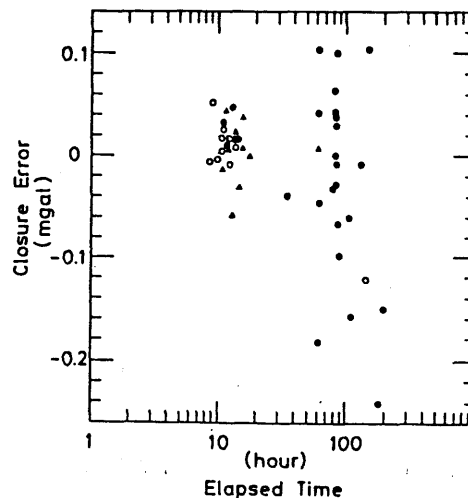
- (a) 独標点自体のもつ標高誤差、
- (b) 独標点などの同定まちがえからくる誤差、
- (c) drift rateの見積りからくる誤差、
- (d) 重力計に生ずるtareによる相対重力値のとびからくる誤差、

が、主なものである。国土地理院の独標点は、条件により、1～5 mの誤差がある（海津、1979、personal communication）ので、(a)の誤差はブーゲ異常に換算して、0.2～1.0 mgalとなりうる。(b)はもっとも重大な誤差原因である。本研究では独標点を用いる場合、できるだけ傾斜の急な場所は避けるようにした。また、(c)の誤差は一般にはそれほど大きくはならないが、フィールドに出ている測定期間が長くなった場合、かなり大きくなることがある。(d)のtareは、普通、重力計に外部からショックをあたえた場合に発生し、場合によっては、読み取り値が1 mgal以上もとぶこともあるが、その量が大きいときには、発見は比較的容易である。図(1-3-1)は代表的な重力計のドリフト曲線であり、横軸に時間の経過を、縦軸に相対重力値（生の読み取り値を換算表によって相対値に直し、それに計器高補正、潮汐補正などを加えたもの）をとってある。フィールドに出る前と後では、図(1-3-1)にしめされているようにドリフト曲線が変化するのが一般的である。とくに、急峻な地形などにおける測定の前後ではドリフト曲線の変化がおきやすい。この中で、変化率1 (rate 1) は、フィールド出発時と帰着時の測定より得られるドリフト変化率、変化率2 (rate 2) は、フィールド出発時以前に測定されたものから最小二乗法的に求められた平均的なドリフト変化率である。変化率1と変化率2は一般に系統的に異なり、しかも実際は、変化率2はフィールドに出ている測定期間が長ければ長い程不規則に変化する。本研究では重力値の決定には、変化率1を用い、閉環の誤差 (closure error) の見積りには、変化率2を用いた (Yamamotoら、1982)。1978～1980年の中部山岳地域の重力測定における閉環誤差を図(1-3-2)に示す。1978、1979、1980年の最大の閉環誤差はそれぞれ、0.15、0.24、そして0.18 mgalであった。0.24 mgalともっとも大

きな閉環誤差を示すのは、3,000 mを越す測定点（南アルプス・塩見岳、3047 m）を含んだloopである。この誤差は、(d)のtareによる誤差もある程度含んでいると考えられる。図(1-3-2)を見ると、短期間の閉環誤差と、長期間の閉環誤差の間に系統的な差があることがわかる。この差は、図(1-3-1)で示したフィールドにおけるみかけ上のdrift rateと、フィールドにでる前のdrift rateが系統的に異なったためと解釈できる。図(1-3-2)から中部山岳地域での測定の場合、閉環誤差は $\pm 0.2$  mgal程度であったと結論できる。したがって、本研究における中部山岳地域の場合、重力補正を除いた、重力値のもつ誤差として、 $\pm 0.4$ （場合によっては、 $1.0$ ）mgal程度であると結論した。



図(1-3-1) ドリフト変化率を決定するための2種類の方法。rate 1は、各測定点の重力値をきめるために、rate 2は、重力基準点の閉環誤差を決めるために使用される。



図(1-3-2) 時間の経過に対して閉環誤差をプロットしたもの。黒丸、白丸、黒三角は、それぞれ、名古屋、高山、松本に重力の基準点をとったときの閉環誤差を示す。

## 第2章 重力補正

前章で述べた一般の重力測定で得られたデータをもとにして、我々は、山岳地域や活断層周辺のテクトニクスを議論することができる。そのためには、(1-3)で述べた手続きにしたがって重力値を決定した後、ブーゲ異常値を求めなければならない。ブーゲ異常値を算出するときには、必ず重力補正が必要である。なかでも、とりわけ重要な補正は、地形補正と補正に使用する密度の推定ではないだろうか。中部・近畿山岳地域のような急峻な地形の地域では、独立峰もかなり多く、実際に地形補正量が優に60mgalをこえることがあるので、ブーゲ異常の微細構造を知るためには、地形補正は不可欠であろう。また、補正に使用する密度も解析者の主観の入り込む要素の大きいものであるが一般には、 $2.67 \text{ g/cm}^3$ がよく用いられている。本章では、重力補正の基本であるフリーエアリダクション、ブーゲ補正、地形補正、そして密度の推定法について、従来の方法の是非を再検討し、また、新しい方法についても考えてみる。

### (2-1) フリーエアリダクションとブーゲ補正

(1-3)で述べたように、一般の重力測定の場合、重力値は、本章で述べる重力補正を施す以前にすでに $\pm 0.4 \text{ mgal}$ 程度の誤差をもっている。しかし、誤差そのものとしては本章で述べる重力補正の方が大きく、かつ重要である。補正項目をのべるまえに重力値の決定について述べる。中部・近畿山岳地域における重力測定の場合、閉環測定の基準点として、名古屋大学理学部の一等重力点 ( $\phi = 35^\circ 9.1'$ 、 $\lambda = 136^\circ 58.3'$ 、 $h = 45 \text{ m}$ 、 $g = 979,732.54 \text{ mgal}$ ) を用いた。特に、1979年の北アルプス(飛騨山脈)における測定の際は、松本・高山を副基準点とし、あらかじめ名古屋大学理学部の一等重力点と結合させるための精密重力測定を実施し、絶対重力値を決定しておいた。測定した値を換算したあと計器高補正、潮汐補正(中井、1979; Tamura、1982)、そして(1-3)で述べたドリフト変化率1を用いて重力値を求めた。

さて、本題にもどろう。まず、フリーエアリダクションについて述べる。いま回転楕円体上に、一点 $Q_0$ をとり $Q_0$ を通る垂直線に沿って $z$ 軸(高さ)をとる(上が正

)。  $Q_0$ における正規重力を  $r_0$ 、 $Q_0$ から高さ  $h$ にある点  $Q$ の正規重力を  $r$ とすると、 $r_0$ と  $r$ の間には、

$$\begin{aligned} r &= r_0 + h \left[ \frac{\partial r}{\partial z} \right]_{z=0} \\ &= r_0 - \beta h \end{aligned} \quad (2-1-1)$$

が成り立つ。  $\beta = - \left[ \frac{\partial r}{\partial z} \right]_{z=0}$  は一般に、 $0.3086 \text{mgal/m}$ をとる。 (2-1-1)式は、 $Q_0$ における正規重力値を  $Q_0$ から  $Q$ に引き上げる手続きとして、フリーエアリダクションと呼ばれている(萩原、1981)。フリーエアリダクションは従来、高度補正として、重力補正の一部として行われてきたが、4章で述べるように重力補正の一部とすると、リアルブーゲ異常の位置づけがなくなってしまう(萩原、1981)ので、現在では、高度補正とは呼ばれていない。しかし、今は、単純に重力補正の一部としておこす。(2-1-1)式で得られた  $r$ を使って  $g - r$ をとれば、フリーエア異常となる。

次に、ブーゲ補正について述べる。ブーゲ補正はジオイド上の点  $Q_0$ と測定点  $Q$ との間にある物質の重力場への影響をとりさる補正である。このときは、当然、補正に使用する平均密度を仮定しなければならないが、それについては、(2-3)節で述べる。補正密度が見積もられたとして  $Q$ 、 $Q_0$ の間にある物質の影響を見積もる方法を考えてみよう。一般には、このブーゲ補正  $B_i$ は、次式であらわされる無限平板による引力で近似される。

$$B_i = 2 \pi \rho G h \quad (2-1-2)$$

ところが、実際の地球は平板ではなく、しかも、曲率の無視できない範囲では、(2-1-2)式を使用することは不合理である。後に述べる地形補正が有限の範囲で行われるにもかかわらず、(2-1-2)式は無限の範囲で補正するので、過剰補正となる恐れがある。こうした理由で無限平板によってブーゲ補正を行うことには、問題がある(萩原、1975)。このことを考慮して田島ら(1978)は無限平板を用いるかわりに、有限の範囲による四角柱近似でブーゲ補正を行った。一方、Karl(1971)は全球殻による引力( $4 \pi \rho G h$ )によりブーゲ補正を行うべきであると主張した。また、萩原(1975)は、有限の範囲における球殻の引力を利用してブーゲ補正を行うこと

を提案した。では、これらの補正方法の間には、いったいどの程度の差があり、どのように使い分けたらよいのだろうか？ここで (a) 無限平板による引力  $B_i$ 、(b) 有限円柱による引力  $B_c$ 、(c) 有限の球殻による引力  $B_s$  を定量的に比較してみよう。

$B_c$ 、 $B_s$  は、それぞれ次のような式で表すことができる。

$$B_c = 2\pi\rho G \cdot (a+h - \sqrt{a^2+h^2})$$

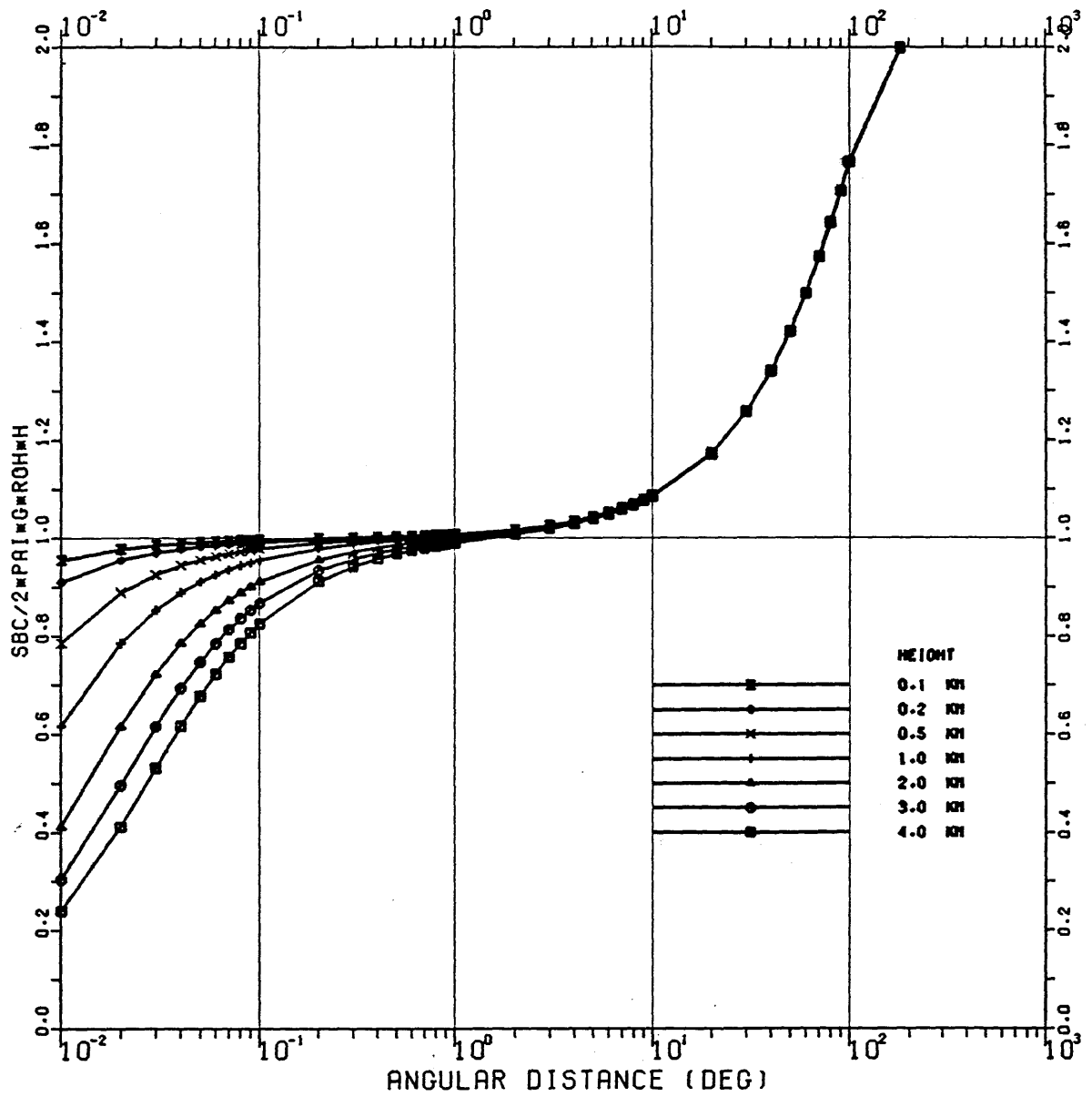
$$B_s = \frac{2\pi\rho Gr}{3} \left\{ 1 - t^3 - \sqrt{2(1-\mu)} (1-\mu-3\mu^2) \right. \\ \left. + (2-3\mu^2 - \mu t - t^2) \sqrt{1-2\mu t + t^2} \right. \\ \left. - 3\mu(1-\mu^2) \ln \frac{1-\mu + \sqrt{2(1-\mu)}}{t-\mu + \sqrt{1-2\mu t + t^2}} \right\} \quad (2-1-3)$$

ただし、球殻の半径を  $\phi$ 、球殻の厚さを  $h$ 、地球の平均半径を  $R$  とし、 $a=2R \sin(\phi/2)$ 、

$\mu = \cos(\phi)$ 、 $r=R+h$ 、 $t=R/r$  である。図(2-1-1)は、 $B_s$

と  $B_i$  の比を  $\phi$  (度) にたいしてプロットしたものである(萩原、1975に加筆)。

この図をみてまず気がつくのは  $\phi \sim 1^\circ$  では、比の値が1に近いことである。このことは、 $1^\circ$  付近では、 $B_s$  を  $B_i$  で近似してもよいことを示している。 $\phi \rightarrow$  小にすれば当然  $B_i$  のほうが大きくなり、 $\phi \rightarrow$  大にすれば、 $B_s$  のほうが大きくなるが、補正量の差としては、 $\phi \rightarrow$  大のほうが大きくなる。1例をあげてみよう。 $h=3\text{km}$ 、半径  $50\text{km}$  ( $\phi \sim 0.45^\circ$ ) での補正を行う場合、密度  $2.67\text{g/cm}^3$  とすると、 $B_i$  と  $B_s$  の間には  $10\text{mgal}$  の差が生ずる。同じことを  $h=1\text{m}$  で行ってみると、その差は  $10\mu\text{gal}$  つまり、 $0.01\text{mgal}$  以下である。つまり、無視できない大きさの相対差が生ずることが重要となる。 $B_c$  と  $B_s$  を比較した時にも同じことが言える。図(2-1-2)は  $B_s$  から  $B_c$  をさし引いたものを  $\phi$  にたいしてプロットしたものである(山本、1984)。ここでも、 $\phi \sim 1^\circ$  では、 $h=3\text{km}$  で約  $3\text{mgal}$ 、 $h=100\text{m}$  で約  $0.1\text{mgal}$  の差が生じ、結果的に数  $\text{mgal}$  の相対差となっている。本研究で扱う  $\phi$  は、 $2 \sim 3^\circ$  であり、また、測定点の標高も  $0\text{m}$  から  $3,000\text{m}$  付近まで広く分布している。しかも、次節で述べるように、地形補正が有限で行われることも合わせて考えると、上記の相対誤差を無視して、ブーゲ異常の議論を行うことはできない。これらのことを考慮して本研究では、ブーゲ補正式は、有限の球殻による引力  $B_s$  を使用した。



図(2-1-1) 有限球殻のブーゲ補正 $B_s$ と無限平板によるブーゲ補正 $B_i (= 2\pi\rho Gh)$ の比を弧長(度)に対してプロットしたもの。(萩原、1975に加筆)。



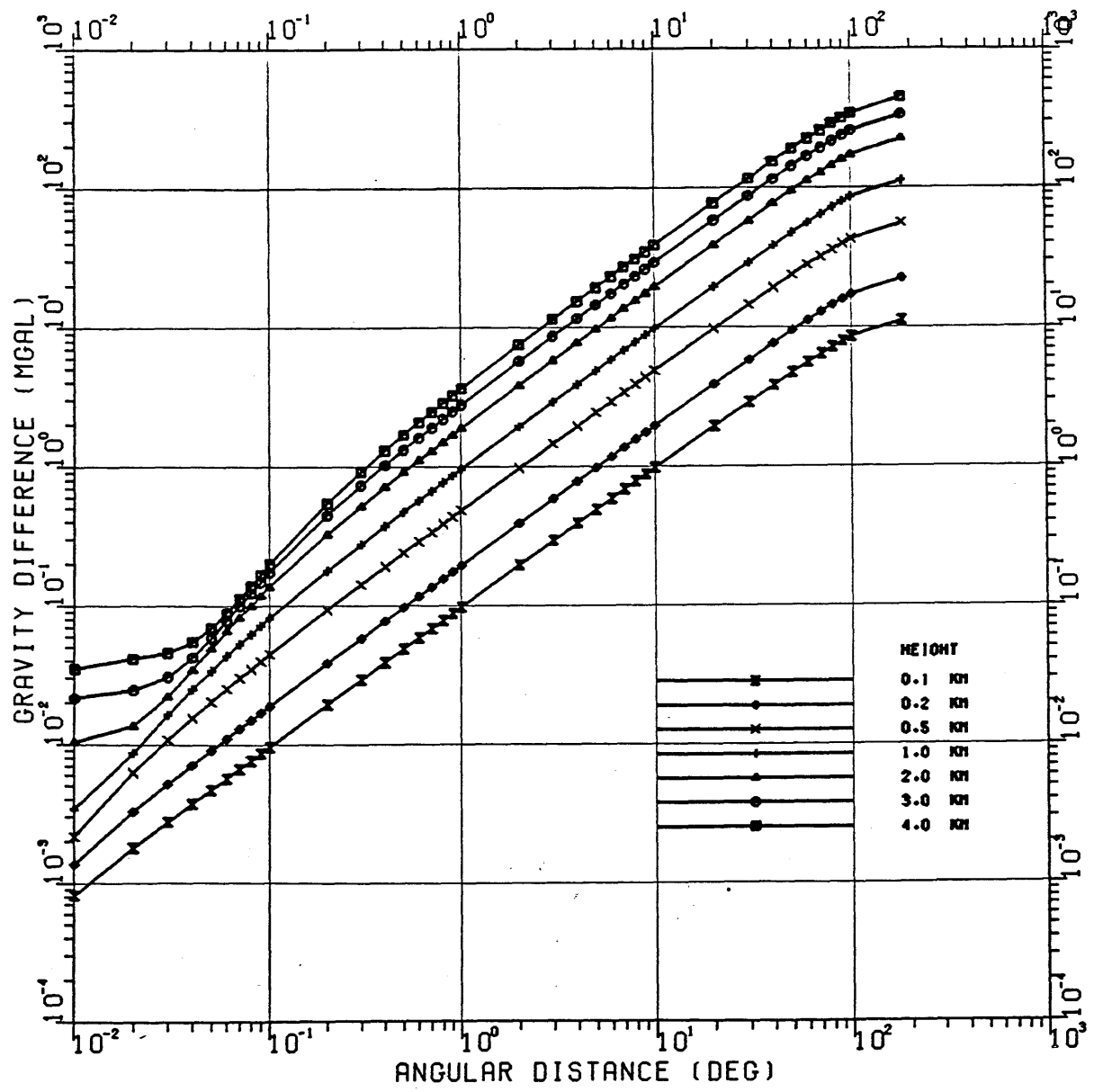
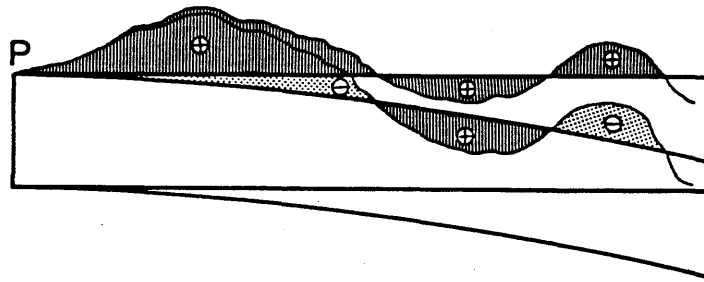


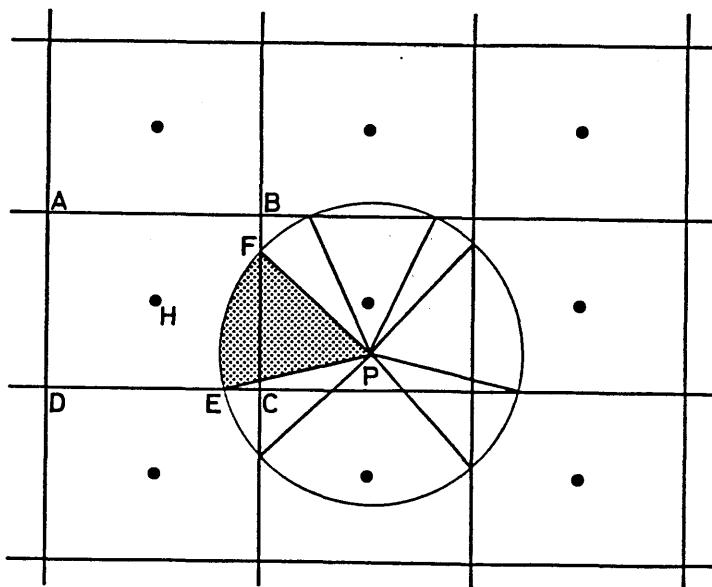
図 (2-1-2) 有限球殻のブーゲ補正  $B_s$  と有限平板によるブーゲ補正  $B_c$  の差を弧長 (度) に対してプロットしたもの。

## (2-2) 球面上での地形補正

(2-1)でのべた球面上での有限球殻によるブーゲ補正(以下有限球面ブーゲ補正)と対をなすのが、球面上における地形補正である。古くは、Jung(1927)、Hammer(1939)、淵田(1948)から始まった同心円状の平板による地形補正は、最近では、Bott(1959)、Kane(1962)、Hagiwara(1967)により大型計算機を用いて定量的に行われるまでになったが、地球の曲率を考慮した地形補正が行われるようになったのは、まだ、つい最近のことである(野崎、1981; Yamamotoら、1982b; 石井、1983; 河野・久保、1983)。基本的にはブーゲ補正と地形補正は球面上での同じ範囲でおこなわなければ、必ず、補正の過不足を生ずる。野外、特に中部山岳地域などで得られた貴重な重力データを最も有効に利用するためには、測定精度にみあうだけの十分な精度で補正を行わなければならない。今までに、萩原(1975)、玉田(1979)らによって、球面ブーゲ補正・球面地形補正の重要性を指摘されながら、実際には、殆どの場合、平板が用いられているのが実情である。特に、球面地形補正の場合、計算の式や手続きが複雑になる上、使用する地形メッシュが細くなり、角柱近似などによる計算が多くなればなるほど、計算時間は、幾何級数的に増加するからである。スーパーコンピュータを除く現在の汎用コンピュータをもってしても、1地点での地形補正量を1秒以内のcpu時間で求めるのは相当困難である。こうした点を考慮して現在行われている球面地形補正は、補正すべき地点からの距離に応じて引力の計算式を簡略化する方法である。野崎(1981)は、国土地理院による約 $230 \times 280$ mの地形メッシュデータ(KS-110)を用い80kmの補正範囲を、20km、7km、0.75kmを境に4個のブロックにわけ、近いものほど、角柱、角錐などの厳密解を用いた。国土地理院(石井、1983)でも、40kmの補正範囲を10km、5km、0.25kmを境に4個のブロックにわけて計算している。また河野・久保(1983)も約 $500 \times 500$ mの地形メッシュデータに対応した球面地形補正用のプログラムを開発した。本研究では、基本的には、野崎(1981)の方法を採用し、中心部のみ、独自の円錐近似による方法で球面地形補正を行った。図(2-2-1)は、球面と平面における地形補正のちがいを図示したものである(山本、1984)。通常行われる平面地形補正では、よく知られているように、補正量はす



図(2-2-1) 平面と球面における地形補正の概念の違いを示したもの。平面地形補正の場合はすべて正の補正になるのに対し、球面の場合は、正・負に分かれる。



図(2-2-2) 測定点Pの近傍における9個の地形データH(標高:h)の分布する例。ABCDが約230m×280m×hmの角柱である。し、球面の場合は、正・負に分かれる。

べて正である。しかし、球面上での地形補正では、測定点近傍では、地形が測定点Pを含む接平面より上にあれば正、接平面より下にあり、かつ、測定点Pを含む球面より高ければ負、低ければ正の補正量になる。つぎに補正を行う範囲について考えてみよう。

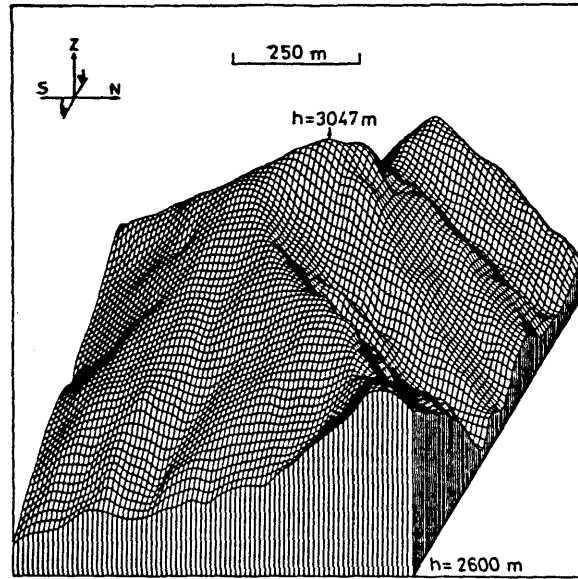
理想的には、球面地形補正は、球面ブーゲ補正とともに、全地球上にわたって行うのが望ましいが、有限の地形データや計算時間の制限のため、実際は数十kmという範囲で行われている。このこと自体はそれほど致命的ではない。なぜならば、ブーゲ異常値そのものには絶対的意義はなく、測定点全体を含む領域内で生ずる相対誤差が問題となるからである。本研究の中部・近畿山岳地域における測定点の分布は、ほぼ $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ の範囲であり、中心部と端部間の距離は最大約200kmと考えられる。いま、地球上の陸地が、仮に、測定点近傍にすべて集まっているとすると、約150mgal、測定点の反対側の極に集まっている場合には、約15mgalの引力がかかることになる。したがって、200kmはなれた2地点では、この差からみて高々、約1.35 ( $\sim (150-15) / 20000 * 200$ ) mgal程度の相対誤差しか含まないとみてよいだろう。

補正範囲と計算方法について、本研究では、次の5個の領域において、球面地形補正を行った(Yamamotoら、1982b; 山本、1984)。

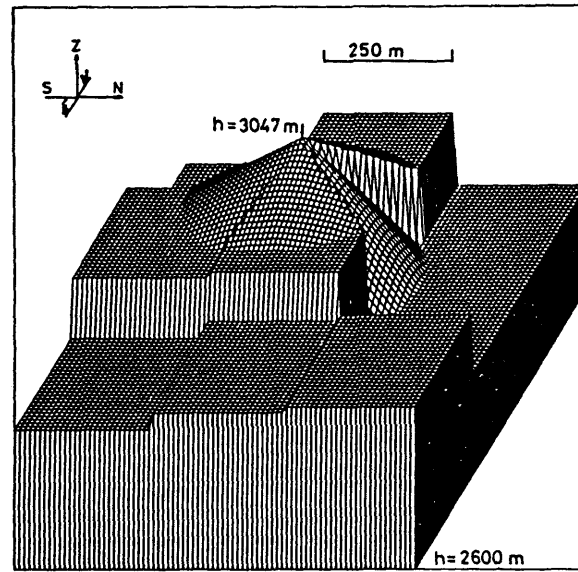
(1) 測定点より半径200m以内の領域では、地形を共有した最大8個の部分円錐で近似する。図2-2-2に示されているようにHで表されるのが、測定点P(高さp)を含む極近傍の9メッシュであり、1個の地形データH(高さh)を中心とした長方形領域ABCD( $\sim$ 約 $230 \times 280 \times h$ の角柱)が、平面上でPを中心とした半径200mの円と交わったとき、PEFにより部分円錐を形成する。ここで、円錐の高さは、PとHの標高差である。この様子を立体的に示したものが、図2-2-3である。図2-2-3aは、実際によみとった南アルプスの塩見岳付近の地形であり、図2-2-3bが地形補正計算の際、近似される地形である。ここで、 $p < h$ ならば、部分円錐による引力を計算し、 $p > h$ ならば、部分円筒から部分円筒を取り去ったものによる引力を計算する。部分円錐による引力 $\Delta G_1$ は、

$$\Delta G_1 = 2\pi \rho G h (1 - h / \sqrt{r^2 + h^2}) \theta \quad (2-2-1)$$

であらわされる。ここで、h:部分円錐の相対標高、r:底面の半径、 $\theta$ :部分円錐の中心角(図2-2-2の角FPE)である。また部分円筒による引力 $\Delta G_2$ は、



(a)



(b)

図(2-2-3) 測定点近傍における9個のメッシュにおける (a) 実際の地形 (塩見岳、3046.9 m)、及び、(b) 地形補正計算に用いられた仮想地形。

$$\Delta G 2 = 2\pi\rho G(r+h-\sqrt{r^2+h^2})\theta \quad (2-2-2)$$

により得られる。ここで、 $r$ 、 $h$ 、 $\theta$ は、(2-2-1)式と同じ意味をもつ。

(2) 測定点近傍の9個のメッシュのうち、領域(1)を除く領域は、1地形メッシュを角柱として近似、あるいは、円柱によって切り取られた角柱で近似する。計算式は次の通りである。

$$\Delta G 3 = f(x_2, y_2, H) - f(x_1, y_2, H) - f(x_2, y_1, H) + f(x_1, y_1, H) \quad (2-2-3)$$

ここで、

$$f(x, y, h) = G\rho \left\{ x \cdot \ln \frac{\sqrt{x^2+y^2}+y}{\sqrt{x^2+y^2+h^2}+y} + y \cdot \ln \frac{\sqrt{x^2+y^2}+x}{\sqrt{x^2+y^2+h^2}+x} - h \cdot \tan^{-1} \frac{h\sqrt{x^2+y^2+h^2}}{xy} \right\} \quad (2-2-4)$$

である。角柱は原点よりX方向に距離  $x_1$  から  $x_2$ 、Y方向に距離  $y_1$  から  $y_2$  にわたって存在するものとする。また円柱によって切り取られた角柱による引力  $\Delta G 4$  は次式で表すことができる(萩原、1978)。

$$\Delta G 4 = f(x_2, y_2, H) - E_1(x_1, y_2, H) - E_2(x_2, y_1, H) + g(x_1, y_1, H) \quad (2-2-5)$$

ここで、

$$g(x, y, h) = G\rho \left\{ x \cdot \ln \frac{\sqrt{r^2-x^2}+r}{\sqrt{r^2-x^2}+\sqrt{r^2+h^2}} + y \cdot \ln \frac{\sqrt{r^2-y^2}+r}{\sqrt{r^2-y^2}+\sqrt{r^2+h^2}} + (\sqrt{r^2+h^2}-r) \tan^{-1} \times \frac{\sqrt{(r^2-x^2)(r^2-y^2)}-xy}{x\sqrt{r^2-y^2}+y\sqrt{r^2-x^2}} + h \cdot \tan^{-1} \times \frac{h\sqrt{r^2+h^2}(x\sqrt{r^2-y^2}+y\sqrt{r^2-x^2})}{h^2\sqrt{(r^2-x^2)(r^2-y^2)}-xy(r^2+h^2)} \right\} \quad (2-2-6)$$

であり、角柱は半径  $r (= 200 \text{ m})$  の円柱によってきりとられるものとする。ここで (2-2-5) 式の  $E_1$ 、 $E_2$  は、きりとられ方で  $g(x, y, z)$  か  $f(x, y, z)$  のいずれかとなる。

(3) 測定点より 7 km までの距離で領域 (1)、(2) を除く領域は、地形として、ひとつの標高データを含んだメッシュを角柱で近似し、(2-2-3) 式で計算する。

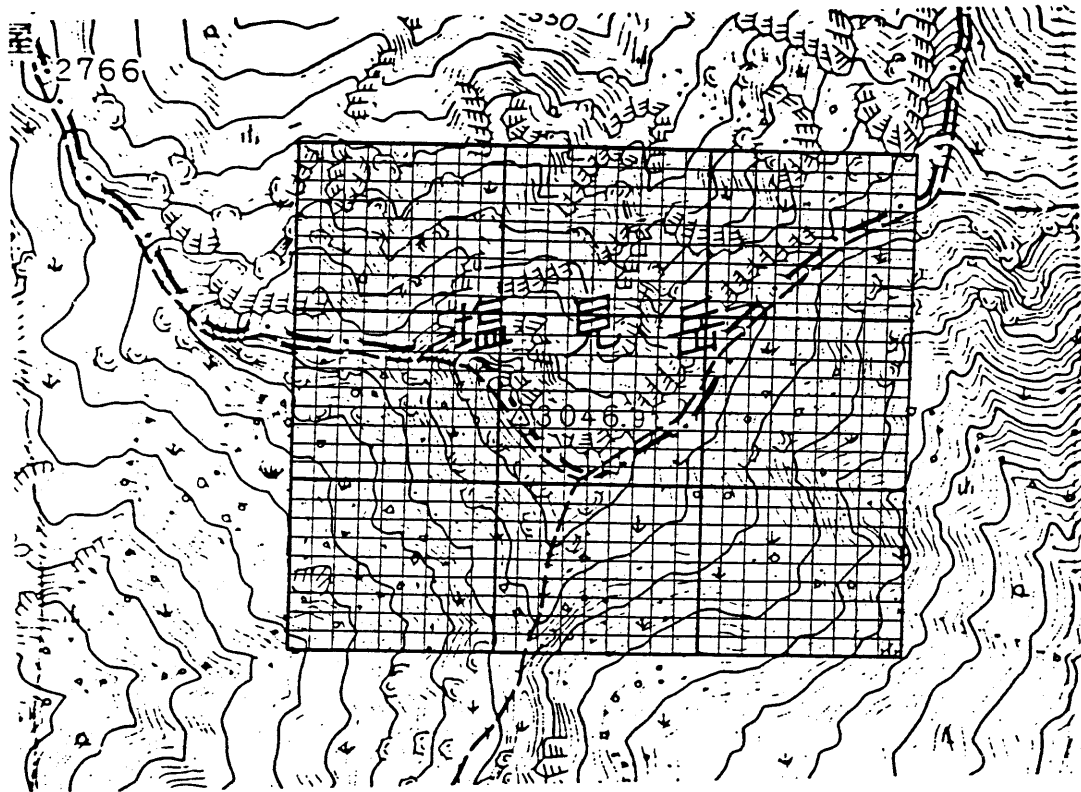
(4) 測定点より 7 km から 20 km までの範囲は、ひとつの標高データを含んだメッシュを線質量で近似する。その引力  $\Delta G_5$  は、次式で与えられる。

$$\Delta G_5 = 4\rho G D_1 \cdot D_2 (1/S - 1/\sqrt{S^2 + H^2}) \quad (2-2-7)$$

ここで、 $D_1 = (x_2 - x_1)/2$ 、 $D_2 = (y_2 - y_1)/2$ 、 $S = \sqrt{\left(\frac{x_1 + x_2}{2}\right)^2 + \left(\frac{y_1 + y_2}{2}\right)^2}$  とし、座標系は (2-2-3) 式と同じものを使用する。

(4) 測定点より 20 km 以遠は、使用した標高データ (KS-110) の読み取り都合上、16 個の地形メッシュをひとつの線質量として近似し、2-2-7 式により引力を計算する。

さて、領域 (1) と (2) においては、次のような確認を行った。まず塩見岳付近の 9 メッシュ (～約  $690 \times 840 \text{ m}$ ) を  $30 \times 30$  の大きさで、国土地理院提供による 2 万 5 千分の 1 地形図より直接読み取り、さらにそれらを、エルミート補間し、全体で  $271 \times 271$  個の標高データとした (図 2-2-4 参照)。そして、全体を  $72, 900$  個 ( $270 \times 270$ ) の角柱として引力を計算した結果を厳密解 T1 とする。一方、実際の球面地形補正計算のアルゴリズムにしたがって領域 (1)、(2) で計算した結果を T2 とし、野崎 (1981) による方法 (5 角柱近似) で計算したものを T3 とする。表 (2-2-1) は、実際の測定点 3 点と仮想測定点 1 点において、T1 と T2 を比べたものである。測定点は、山頂及び急峻な地形を選んだ。No. 722、740 は  $h = 1,070 \text{ m}$  (藤島沢橋)、No. 994 は、 $h = 3,047 \text{ m}$  (塩見岳) である。これをみると、T1 と T2 の差が一番著しいのは、塩見岳の例であり、その差は、 $1.2 \text{ mgal}$  である。さらに、塩見岳の場合 T3 =  $12.2 \text{ mgal}$  であったので、実際に読み取った地形に比べると、実に  $5 \text{ mgal}$  の差になってしまうことがわかった。No. 722、740 では、高々  $0.6 \text{ mgal}$  程度の差になっている。これらのことから、領域 (1)、(2) の



図(2-2-4) 測定点近傍の9個のメッシュ(約690m×840m)の範囲で実際の地形をよみとった例。各メッシュを9等分してよみとり、計算機の内部で、さらに10等分して、全体で、(271×271)個の格子データになるようにした。

	T 2 (mgal)	T 1 (mgal)	Difference (mgal)
No. 722	2.2	2.4	-0.2
No. 740	2.3	1.7	+0.6
No. 994	8.4	7.2	+1.2
No. —*	7.3	7.3	0.0

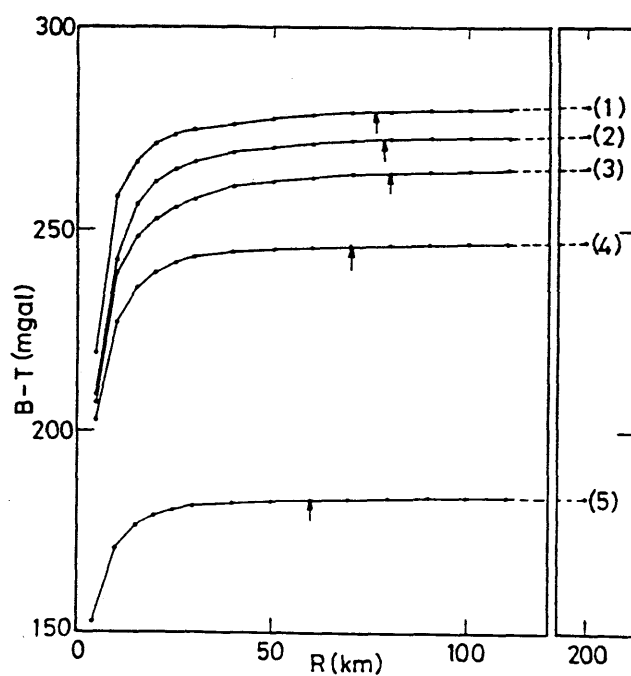
\* Hypothetical measuring point.

表(2-2-1) 測定点近傍の9個のメッシュ内において、地形データを利用した球面地形補正量(T2)と、実際によみとった細かい地形データを角柱近似して求めた厳密量(T1)とを比較したもの。



計算による誤差は、大きくとも高々  $1.2 \text{ mgal}$  程度であり、しかもそれは、特別の場合に限られるということが結論される。次に、領域 (3) についても同様に、No. 722 の測定点において、実際に  $7 \text{ km}$  までの地形を読み取って、check を行った。その結果 T1 と T2 の間に生じた差は  $0.5 \text{ mgal}$  のオーダーであった。また、角柱を線質量で近似した場合、密度を  $2.67 \text{ g/cm}^3$  とし、相対標高  $500 \text{ m}$  の地形が、 $5 \text{ km}$  以上離れると、引力の効果は、 $1.0 \text{ E}^{-9} \text{ mgal}$  以下である。したがって、領域 (4)、(5) 内の地形データ ( $\sim 32$  万個) すべての総和をとっても、誤差は、 $3.0 \text{ E}^{-4} \text{ mgal}$  程度であり殆ど無視できる。

さてこうした球面地形補正をどの程度まで広くとるかということは、目標とする精度と計算時間とのかねあいできまる。本研究で行った地形補正の収束の判定は、球面地形補正值 T と球面ブーゲ補正值 B の差 (B-T) で見積もった。その理由は、B、T と同じ範囲で補正を行っているため、一方のみの収束だけでは、絶対収束とは言えず、整合性が保たれないためである。図 (2-2-5) は、半径  $R \text{ km}$  の補正範囲にたいして、(B-T) がどのように変化するかを示したものである。図中の矢印は半径  $200 \text{ km}$  まで補正を施したときの値を収束値とし、その値の差が  $1.5 \text{ mgal}$  以下になる補正範囲の下限を示している。だいたい  $80 \text{ km}$  程度を半径とする領域で補正を行えば、 $1.5 \text{ mgal}$  以内の相対誤差で球面地形補正が可能であることがわかる。上記の議論により、本研究でおこなった球面上での地形補正は、最大で  $3.2 \text{ mgal}$  程度の相対誤差以内で求められているといえる。



図(2-2-5) 測定点近傍の9個のメッシュ(約690m×840m)の範囲で実際の地形をよみとった例。各メッシュを9等分してよみとり、計算機の内部で、さらに10等分して、全体で、(271×271)個の格子データになるようにした。

### (2-3) ブーゲ密度の推定

ブーゲ異常を求める時の重力補正には、密度の仮定が必要である。この密度をどう仮定するかについては、古くよりいろいろな方法が提案されている。現在広く用いられているのは、相関法、 $g-h$ 法、地形補正值法(萩原、1978)である。相関法(Nettleton、1939)は、いろいろな密度でブーゲ異常値を計算したとき、地形との相関が最も小さくなるように選んだ密度を採用する方法である。 $g-h$ 法は、ブーゲ異常の定義より得られる、

$$g - \gamma = B - h (\beta - 2 \pi \rho G) \quad (2-3-1)$$

を利用するものである。縦軸に $g - \gamma$ 、横軸に高さ $h$ をとり、それを最小二乗法で直線近似して、傾き $(\sim \beta - 2 \pi \rho G)$ より密度を求める方法である。地形補正值法(Rikitakeら、1965)は、 $g-h$ 法に地形補正值を加味したものといえる。(2-3-1)式のブーゲ異常値 $B$ に、ある密度で行った地形補正值を加えたものを考える。そのときの最適密度が地形補正の密度とは独立に $g-h$ 法で決まる。こうして地形補正の密度を変化させたときに $g-h$ 法より得られる密度が地形補正密度と等しくなったものをブーゲ密度とする方法である。これらの方法は、非常に広い範囲にわたって地下の密度構造を強制的に一定とおいて得られるものであるといえる。したがって、その適用には十分な注意が必要である。

一方、本研究で用いた密度推定方法(Fukaoら、1981)は、これらとは、全くことなるもので、過去の研究でいえば、Parasnis(1952、1979)、Jung(1953)らの流れをくむものである。今、ある領域 $W$ 内のブーゲ異常値を次のように表す。

$$b(\rho) = g - \gamma + FC - BC(\rho) + TC(\rho) \quad (2-3-2)$$

ここで、 $FC$ はフリーエア補正項、 $BC$ はブーゲ補正項、 $TC$ は地形補正項を表し、 $\rho$ のついたものは密度の関数とする。次に領域 $W$ を $J$ 個のメッシュ領域に分ける。 $j$

番目のメッシュは $K_j$ 個の測定点を含んでいるものとし、各メッシュの領域内で地下の密度構造が水平方向に一様であると見なせるものとする。すると各メッシュ内の領域ではブーゲ異常値はほぼ一定となるはずである。したがって領域 $j$ 内では、

$$S_j = \sum_{k=1}^{K_j} (b_{jk} - \bar{B}_j)^2 \quad (2-3-4)$$

を最小にする密度が領域 $j$ 内の最適密度と考えることができる。ここで $b_{jk}$ は領域 $j$ 内の $k$ 番目の測定点のブーゲ異常値、 $\bar{B}_j$ は領域 $j$ 内のすべてのブーゲ異常値の平均値である。そこで領域 $W$ を、上述の仮定が成立すると思われる程度にまで細分化し、(2-3-4)式で表される各メッシュの総和 $S_j$ の総和 $S$ を求めると、

$$S = \sum_{j=1}^J (S_j) \quad (2-3-5)$$

となり、 $S$ を最小にする密度がそのときのメッシュサイズに対応する高度差分の地下の平均的な最適密度と考えることができる。上記の議論からわかるように、この方法では測定点の分布がある程度以上密であることを前提としている。今、メッシュ領域 $j$ 内の $k$ 番目の測定点で定義されているブーゲ異常値を、

$$b_{jk}(\rho) = F_{jk} - H_{jk} \cdot \rho \quad (2-3-6)$$

とする。ここで、

$$\begin{aligned} F_{jk} &= g_{jk} - r_{jk} + FC_{jk} \\ H_{jk} &= BC_{jk}(1) - TC_{jk}(1) \end{aligned} \quad (2-3-7)$$

であり、2-3-7式の $BC_{jk}(1)$ 、 $TC_{jk}(1)$ はそれぞれ密度=1.0 g/cm<sup>3</sup>の場合のブーゲ補正、地形補正に対応する。つまり(2-3-4)～(2-3-7)式より、

$$S = \sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^{K_j} (F_{jk} - H_{jk} \cdot \rho - \bar{B}_j)^2 \quad (2-3-8)$$

に対して、

$$\delta S / \delta \rho = 0, \delta S / \delta \bar{B}_j = 0 \quad (2-3-9)$$

を解けばよいことになる。実際にこれを解いてみると次式がえられる。

$$[\rho] = \frac{\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^{K_j} (F_{jk} - \bar{F}_j) (H_{jk} - \bar{H}_j)}{\sum_{j=1}^J \sum_{k=1}^{K_j} (H_{jk} - \bar{H}_j)^2} \quad (2-3-10)$$

$$[B_j] = \bar{F}_j - \bar{H}_j \cdot [\rho] \quad (2-3-11)$$

ここで  $\bar{F}_j = \sum_{k=1}^{K_j} F_{jk} / K_j, \bar{H}_j = \sum_{k=1}^{K_j} H_{jk} / K_j$  である。次にこの方法により得られる  $[\rho]$  がメッシュサイズによってどう変わるか考えてみる。領域  $W$  が全体としてアイソスタシ-的平衡状態にあるとする。この場合領域  $W$  内ではフリーエア異常と地形との間には、相関関係は全く存在しない。つまり、

$$\sum_{k=1}^{K_j} (F_{jk} - \bar{F}_j) \cdot (H_{jk} - \bar{H}_j) = 0 \quad (j = 1) \quad (2-3-12)$$

となるはずである。(2-3-12) 式を (2-3-10) 式に代入すると  $[\rho] = 0$  となる。したがって広い領域を単一のメッシュと考えた場合、 $[\rho]$  は最小の値を示すことが予想できる。逆にメッシュサイズを小さくしていった場合はどうなるであろうか。

適当に小さいメッシュサイズにおける各領域内ではブーゲ異常値は地形との相関を示さないと考えれば、

$$\sum_{k=1}^{K_j} (B_{jk} - \bar{B}_j) (H_{jk} - \bar{H}_j) = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, J) \quad (2-3-13)$$

が成立する。ここで、 $B_{jk} = F_{jk} - H_{jk} \cdot \rho$  である。(2-3-13) 式を (2-3-10) 式に代入すると、そのメッシュサイズに応じた最適密度  $[\rho]$  が得られる。このようにしてメッシュサイズの変化に対する最適密度  $[\rho]$  のおおよその変化の様子がわか

った。実際にこの方法を中部・近畿山岳地域にあてはめた結果を(2-3-1)図に示す。この図によればメッシュサイズが2' ~ 10'の間では最適密度はほぼ一定でありその値は2.62 g/cm<sup>3</sup>である。メッシュサイズが大きくなるに従って最適密度[ρ]は急速に小さくなり、240' × 240'のメッシュサイズ(単一メッシュ)で最小値1.69 g/cm<sup>3</sup>をとる。この結果は先の理論的考察とよく一致している。領域の選びかた(例えば、中部山岳地域周辺のみを対象とした場合など)によっては、メッシュサイズをかなりより小さく(~2'以下)した場合、[ρ]が大きくなることがある(Yamamotoら、1982b)。この場合は地下の密度構造の一様性が保たれないため生じた見掛け上の不安定さの結果であると解釈される。従って本研究では、この結果をもとにして中部・近畿山岳地域の最適補正密度として2.62 g/cm<sup>3</sup>を採用した(Yamamotoら、1985d)。

さて、この方法でJ = j = 1にした場合というのは、全領域を1個のメッシュとして取り扱うわけであるから、本質的にRikitakeら(1965)による方法に一致する可能性がある。このことを確かめるために両方法を数式の上で比較してみる。Rikitakeら(1965)による方法では、全領域を単一のメッシュと考え、まずブーゲ異常値を、

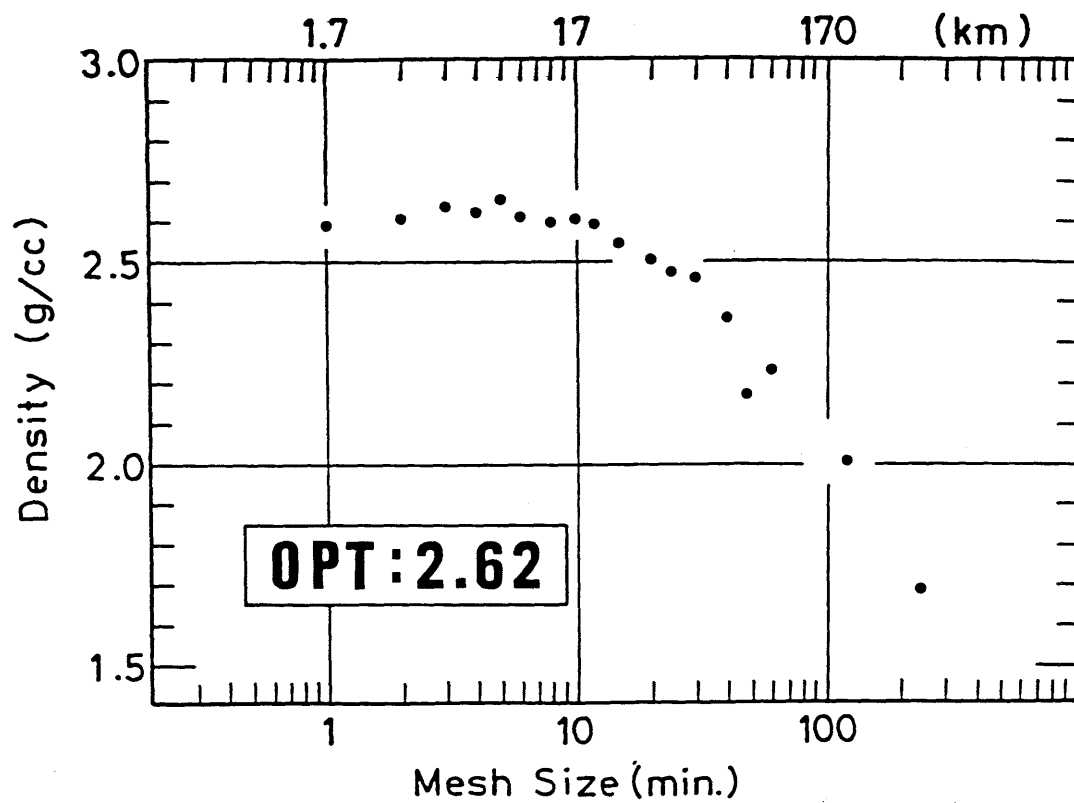
$$\begin{aligned} b &= (g - r + T \rho_t) + (\beta - 2 \pi \rho_b G) h \\ &= Q + \alpha h \end{aligned} \quad (2-3-14)$$

と表してみる。ここで、ρ<sub>t</sub>は地形補正時の密度、ρ<sub>b</sub>はブーゲ補正時の密度を表し、ブーゲ補正項を2πρ<sub>b</sub>Ghにした。最適補正密度を求めるためには(2-3-14)式の定義を使用して、

$$S = \sum_{k=1}^K (b_k - \bar{b})^2 = \sum_{k=1}^K (Q_k + \alpha \cdot h_k - \bar{b})^2 \quad (2-3-15)$$

を最小にすればよい。すなわち、最適密度ρ<sub>R</sub>はδS/δb̄ = 0、δS/δα = 0を解き、ρ<sub>t</sub> = ρ<sub>b</sub> = ρ<sub>R</sub>とすることにより次式のように得られる。

$$\rho_R = \frac{\sum_{k=1}^K (F_k - \bar{F})(h_k - \bar{h})}{\sum_{k=1}^K (H_k - \bar{H})(h_k - \bar{h})} \quad (2-3-16)$$



図(2-3-1) 中部・近畿山岳地域に対して、Fukaoら(1981)の密度推定法を適用したもの。メッシュサイズが2'~10'程度の範囲で、密度はほぼ一定の値2.62 g/cm<sup>3</sup>をとる。

ここで  $F_k, F, H_k, H$  は、(2-3-12) 式と同じものであり、 $h$  は  $h_k$  の平均値をあらわす。また (2-3-10) 式で  $J = j = 1$  としたものが (2-3-16) 式に対応するはずなので、それを  $\rho N$  とすると、

$$\rho N = \frac{\sum_{k=1}^{K_1} (F_k - \bar{F})(H_k - \bar{H})}{\sum_{k=1}^{K_1} (H_k - \bar{H})^2} \quad (K=K_1) \quad (2-3-17)$$

となる。ここで求めた (2-3-16) 式と (2-3-17) 式とを比べると R i k i t a k e ら (1965) の方法による結果  $\rho R$  と、F u k a o ら (1981) の方法の  $J = j = 1$  に対する結果  $\rho N$  には若干の違いが認められる。また、(2-3-16) 式、(2-3-17) 式の右辺における  $H$  に関する項で地形補正項  $T$  を無視した場合、 $\rho R = \rho N$  となり両者は一致する。中部・近畿山岳地域における実際の計算結果は (2-3-16) 式による推定値  $\rho R$  が  $1.67 \text{ g/cm}^3$ 、(2-3-17) 式による推定値  $\rho N$  が  $1.69 \text{ g/cm}^3$  であり、両者は非常によく一致している。一方、J u n g (1953) は、N e t t l e t o n (1939) による方法 (相関法) から図形的な要素を排除して密度推定式を定式化した。また、P a r a s n i s (1952) が、最小二乗法的に導いた式は、やや形が異なるが、(2-3-16) で導いた密度の推定式に一致する。本節でのべたように、従来の密度推定法はいずれも、対象とした領域を単一のものとしてとらえ、その上で、最小二乗法的に密度を推定しているので、その結果は必ず、平均的な最適密度よりも小さくなると考えられる。したがって、広い範囲で、 $g-r$  法、地形補正值法などにより得られた低い密度 (たとえば、 $2.0 \text{ g/cm}^3$ ) を使用してブーゲ異常を求めると、相対的にかなり歪んだブーゲ異常図になってしまうので注意が必要である。

本研究では、以上 (2-1) ~ (2-3) で述べた各種の補正により、ブーゲ異常値  $\Delta G$  を次式で算出することにした。

$$\Delta G = g - r + \beta h - BC + TC + AC - h \left[ \frac{\delta \Delta G}{\delta z} \right] \quad (2-3-18)$$

ここで、 $g$  は重力値、 $r$  は正規重力値、 $\beta$  は正規重力値の鉛直勾配、 $h$  は測定点の標高、 $BC$  は有限球殻によるブーゲ補正值、 $TC$  は球面地形補正值、 $AC$  は気圧補正值 (International Association of Godesy (IAG)、1967)、 $h \left[ \frac{\delta \Delta G}{\delta z} \right]$  は、各測



定点に対応した重力の鉛直勾配異常（4—5節で詳しく述べる）の補正項である。

## 第3章 不規則分布データの処理

一般に重力のように2次元に不規則に分布するデータを取り扱う場合、それらを格子点データに変換してからデータ処理を継続するのが通例である。ところが、過去に行われた重力・地磁気に関する研究では、こうした不規則に分布するデータをいざ格子点のデータに変換（あるいは補間）しようとしても、データ数が多い場合などは、なかなかうまく格子化する方法がなかった。本章では、この不規則分布データの格子化を効率よく実施するBriggs (1974)の方法について述べ、その特徴、応用などについて述べる。そのあと、格子化について行われるfilteringなどの2次元データ処理について述べる。

### (3-1) Briggsの方法による自動格子化

不規則分布データの自動格子化という問題が、現れ始めたのは研究者の間でわりに自由にコンピューターが利用できるようになった1960年代の後半からである。これまでに多くの方法が提案されてきた（例えば、Peltoら、1968; Briggs、1974; Akima、1975; Bolodiら、1976; Doolley、1976; MacLain、1980; Sabin、1980; Barnhill & Nielson、1984）。これらを含めた多くの方法の中で、

- ① 目でみて自然なfittingを行い、不自然な振動をしない、
- ② CPU時間が少ない、
- ③ 内挿のみならず、外挿も可能である、

などの条件を満たす方法は、あまり存在しない。実際に日頃取り扱う例を考えてみる。データ点は、5000程度が普通であり、ときには30,000を越えることもある。これらのデータを使って最大(300×300)程度のGridデータに変換することがまず基本となり、そのあとcontouring, filteringなどを行う。データ数が高々100から200程度であれば、どんな方法でもそれなりの結果を与えてくれるはずであるが、データ数、Grid数ともに数万から数十万程度になるcaseに適用できる方法は、筆者の知る限りで

はここに紹介するBriggsの方法のみである。比較的最近になって、Preliminaryではあるが、Inoue(1985)の方法を試みた結果、データ~2万、Grid数~2万でも、実用的なCPU time(100秒程度)内で①~③を一応満足する結果が得られている。本研究では、Briggsの方法だけでなく、この方法も同時にシミュレーションを行ったので、その結果を(3-3)節で述べる。さて、データ数、Grid数ともに数万になると適用できる方法がほとんど存在しないことの最大の理由は、計算時間の問題である。たとえば、米国でひろく普及しているAkima(1975)やDoolley(1976)の方法を例にとると、これらの方法では、各データ点から構成される三角領域をもとにしてbivariate補間を行うので、100点程度のデータから(50×50)のGrid値を求めるのに10秒以上のCPU時間(以下、本研究では、富士通のFACOM M-382によるCPU時間を意味する)を必要とする。しかもデータ数・Grid数に比例してCPU時間がふえるので実用的には、データ数・Grid数ともに数千点が限度だろう。また、求めたいGridから一定の距離にあるデータを選びだし、それから最小二乗法的にGrid値を求めるPeltola(1968)の方法などでは、補間したいGridごとにデータのsortingと最小二乗法の計算が必要となるので、やはり膨大なCPU時間を必要とする。これらの方法にくらべるとBriggsの方法は、確実に1.5~2桁速く格子化ができる。

Briggs(1974)の方法は、基本的には金属などの弾性板の曲げ剛性をあらかず重調和の偏微分方程式がもとになっている。いま均質等方の薄い平板を平らに張り、この平板の上の任意の場所に不規則に分布するZ方向の応力によって平板が変位をおこすものとしよう。与える垂直方向の力 $P_n$ の位置を $(X_n, Y_n)$ 、ポアソン比を0、Z方向の変位を $u$ とすると、変位は、

$$\frac{\partial^4 u}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 u}{\partial x^2 \partial y^2} + \frac{\partial^4 u}{\partial y^4} = \begin{cases} P_n/D : (X_n, Y_n) \\ 0 : \text{それ以外} \end{cases} \quad (3-1-1)$$

を満足する(Dは定数)。この方程式は弾性論では、Airy方程式、あるいは、重調和方程式と呼ばれており、これを満たす $u$ はAiryの応力関数、あるいは、重調和関数と呼ばれており、調和関数を含む最も広い関数族である。(3-1-1)式の解、つまり、 $P_n$ が与えられている点以外の点の変位は、1次元で表すと、

$$u = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + a_3 x^3, \quad (3-1-2)$$

の形となる。これは区間ごとに異なったcubic spline関数の形となっている。2次元の場合でも、同様な3次の多項式でfitできる。一方、spline補間の理論(市田・吉本、1979)では、曲率最小化の性質(minimum curvature property)といわれる重要な性質がある。これは、ある区間内でそれぞれ決められるspline関数は、1次元では、

$$C = \int \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \right)^2 dx. \quad (3-1-3)$$

2次元では、

$$C = \iint \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)^2 dx dy. \quad (3-1-4)$$

と表される曲率の二乗総和を最小にし、しかもそのspline関数が、(3-1-3)式、(3-1-4)式のCを最小にするただひとつの関数であるという性質である。できる限りなめらかであるという要請を満たすこの性質があるため、3次splineによる補間は、不必要な振動がない補間法として広く用いられている。(3-1-4)式の積分が極値をとることは、(3-1-1)式の必要十分となることもよく知られている。つまり、(3-1-1)式を満たすような平板の変位uを求めるということは、平板の曲率の二乗総和を最小にするような(できるだけなめらかな)面をさがすことと等価である(萩原、1978)。(3-1-1)式を解く時の境界条件は、境界上で、

$$u(x_n, y_n) = w_n, \quad (3-1-5)$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0 \quad (3-1-6)$$

x軸に平行な境界上で、

$$\frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3-1-7)$$

y軸に平行な境界上で、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = 0 \quad (3-1-8)$$

である(萩原、1978)。(3-1-5)式は観測点そのものを通る条件、(3-1-6)式は境界上で曲率=0の条件、(3-1-7)式、(3-1-8)式は境界上で曲率の変化率=0の条件である。

いま観測される離散量をGrid上に限定して考えてみる。Grid間隔もわかりやすいようにx, y方向ともにhとする。この時観測される値(関数値)を

$$u_{i,j} \equiv u(x_i, y_j), \quad (3-1-9)$$

ただし、

$$\begin{aligned} x_i &= (i-1)h, y_j = (j-1)h, \\ i &= 1, \dots, IX, j = 1, \dots, JY \end{aligned} \quad (3-1-10)$$

であらわすと、曲率Cは、

$$C(x, y) = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \quad (3-1-11)$$

であるので、格子点(X<sub>i</sub>, Y<sub>j</sub>)上の曲率C<sub>i,j</sub>は、有限差分式を用いて、

$$\begin{aligned} C_{i,j} &= (u_{i+1,j} + u_{i-1,j} + u_{i,j+1} \\ &\quad + u_{i,j-1} - 4u_{i,j})/h^2. \end{aligned} \quad (3-1-12)$$

と書くことができる。また、(3-1-1)式は、

$$\left( \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) = \begin{cases} P_n/D \\ 0 \end{cases} \quad (3-1-13)$$

と等価であるので、(3-1-11) ~ (3-1-13)式より、点(X<sub>n</sub>, Y<sub>n</sub>)以外では、C<sub>i,j</sub>について、

$$C_{i+1,j} + C_{i-1,j} + C_{i,j+1} + C_{i,j-1} - 4C_{i,j} = 0. \quad (3-1-14)$$

が得られる。すると、(3-1-12) 式を (3-1-14) 式に代入することにより

$$\begin{aligned} & u_{i+2,j} + u_{i,j+2} + u_{i-2,j} + u_{i,j-2} \\ & + 2(u_{i+1,j+1} + u_{i-1,j+1} + u_{i+1,j-1} + u_{i-1,j-1}) \\ & - 8(u_{i+1,j} + u_{i-1,j} + u_{i,j+1} + u_{i,j-1}) \\ & + 20u_{i,j} = 0. \end{aligned} \quad (3-1-15)$$

という差分式が得られる。(3-1-15) 式は、 $i = 3 \sim IX-2$ ,  $j = 3 \sim JY-2$  で  $U_{ij}$  を決めるために使用される。境界に近い他の領域では、当然異なった差分式がえられるが、その導出はここでは省略し、Briggs (1974) による結果のみ示すことにする。

(a)  $i = 3 \sim IX-2$ ,  $j = 3 \sim JY-2$ 、

$$\begin{aligned} & u_{i+2,j} + u_{i,j+2} + u_{i-2,j} + u_{i,j-2} \\ & + 2(u_{i+1,j+1} + u_{i-1,j+1} + u_{i+1,j-1} + u_{i-1,j-1}) \\ & - 8(u_{i+1,j} + u_{i-1,j} + u_{i,j+1} + u_{i,j-1}) + 20u_{i,j} = 0. \end{aligned}$$

(b)  $i = 3 \sim IX-2$ ,  $j = 1$  を代表とする一番端の列、

$$\begin{aligned} & u_{i-2,j} + u_{i+2,j} + u_{i,j+2} + u_{i-1,j+1} + u_{i+1,j+1} \\ & - 4(u_{i-1,j} + u_{i,j+1} + u_{i+1,j}) + 7u_{i,j} = 0 \end{aligned}$$

(c)  $i = 3 \sim IX-2$ ,  $j = 2$  を代表とする端より 2 列目、

$$\begin{aligned} & u_{i-2,j} + u_{i+2,j} + u_{i,j+2} + 2(u_{i-1,j+1} + u_{i+1,j+1}) \\ & + u_{i-1,j-1} + u_{i+1,j-1} \\ & - 8(u_{i-1,j} + u_{i,j+1} + u_{i+1,j}) - 4u_{i,j-1} + 19u_{i,j} = 0. \end{aligned}$$

(d)  $i = 1$ ,  $j = 1$  を代表とするコーナー、

$$\begin{aligned} & 2u_{i,j} + u_{i,j+2} + u_{i+2,j} \\ & - 2(u_{i,j+1} + u_{i+1,j}) = 0. \end{aligned}$$

(e)  $i = 2$ ,  $j = 2$  を代表とする、diagonal上のコーナーより 2 番目の点、

$$\begin{aligned}
& u_{i,j+2} + u_{i+2,j} + u_{i-1,j+1} + u_{i+1,j-1} + 2u_{i+1,j+1} \\
& - 8(u_{i,j+1} + u_{i+1,j}) - 4(u_{i,j-1} + u_{i-1,j}) \\
& + 18u_{i,j} = 0.
\end{aligned}$$

(f)  $i = 2, j = 1$  を代表とする、edge上にあつてコーナーより2番目の点、

$$\begin{aligned}
& u_{i,j+2} + u_{i+1,j+1} + u_{i-1,j+1} + u_{i+2,j} - 2u_{i-1,j} \\
& - 4(u_{i+1,j} + u_{i,j+1}) + 6u_{i,j} = 0 \quad (3-1-16)
\end{aligned}$$

ここで、(3-1-16)式の(a)は、(3-1-15)式と同一である。したがつて、観測点がGrid上ではあるが、不規則に分布している場合には、

$$u_{i,j} = w_n : i = i_n, j = j_n \quad (3-1-17)$$

とし、それ以外のデータの無いGrid上の $U_{ij}$ としては、たとえば0でもよいし、2次曲面でもよいから、それらを初期値として(3-1-16)式を使ってiterationを行うわけである。

次に、観測される離散量が全く不規則に分布している場合を考えてみる。今、図(3-1-1)の中で、離散点 $Z_k$  ( $k = 1 \sim N$ )が不規則に分布しており、図中の4角形領域を(I X, J Y)個の格子データ(Grid間隔はh)でfittingを行うとしよう。

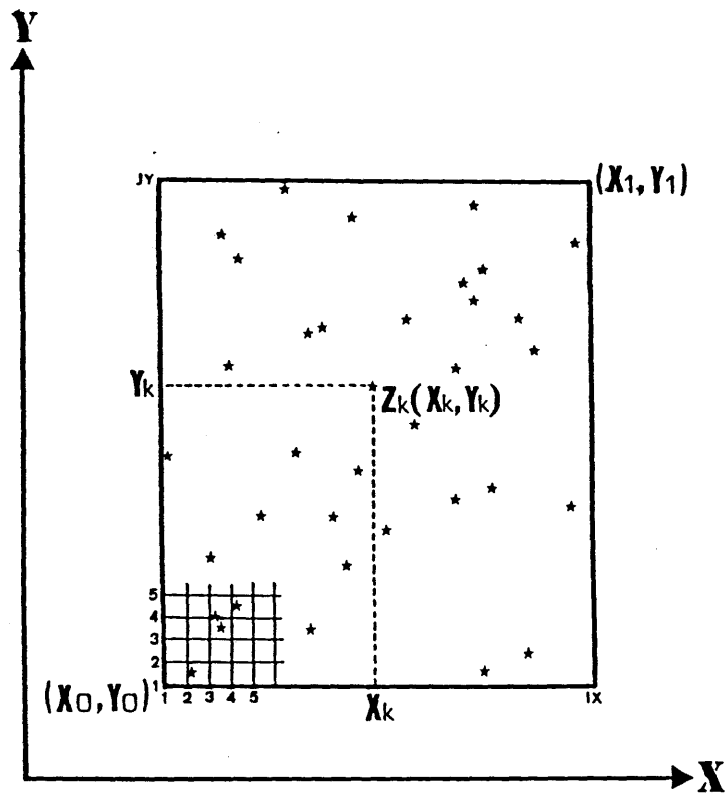
この図中のこれからfitすべき、あるGrid上の点を $A_0(X_i, X_j)$ とし、そこでの変位を $U_{ij} (= U_0)$ とする。いまGrid間隔以下の値をもつ $\xi_m, \eta_m$  ( $m = 1 \sim 5$ )を使用して $A_0$ からすこし離れた点 $A_m(X_i + \xi_m, Y_j + \eta_m)$ での変位 $U_m$ を求めてみる(図3-1-2)。2階微分までのテーラー展開をとれば、 $U_m$ は、

$$\begin{aligned}
U_m = U_0 + \xi_m \left( \frac{\partial U}{\partial x} \right)_0 + \eta_m \left( \frac{\partial U}{\partial y} \right)_0 + \frac{1}{2} \xi_m^2 \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \right)_0 \\
+ \xi_m \eta_m \left( \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y} \right)_0 + \frac{1}{2} \eta_m^2 \left( \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right)_0 \quad (3-1-18)
\end{aligned}$$

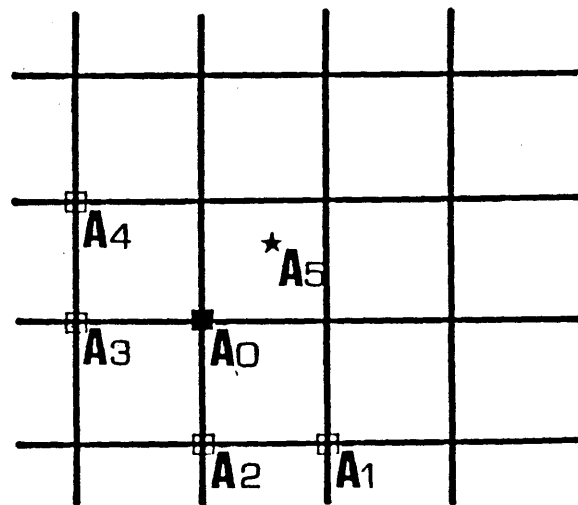
と近似される。

次に(3-1-18)式から(3-1-11)式であらわされる曲率を抽出するために、

(3-1-18)式の両辺に実数 $B_m$ をかけ、 $m$ についての総和をとってみると次式がえられる。



図(3-1-1) 不規則分布データ $Z_k$  ( $k = 1 \sim N$ ) から、 $(IX \times JY)$  個の格子データを作るときの位置関係。



図(3-1-2) Briggsの方法において、格子点 $A_0$ 上でのGrid値を求める時に使用するまわりのデータとの位置関係。



$$\sum_{m=1}^5 B_m U_m = U_0 \sum_m B_m + \left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_0 \sum_m B_m \xi_m + \left(\frac{\partial U}{\partial y}\right)_0 \sum_m B_m \eta_m$$

$$+ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}\right)_0 \sum_m B_m \xi_m^2 + \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y}\right)_0 \sum_m B_m \xi_m \eta_m + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial y^2}\right)_0 \sum_m B_m \eta_m^2 \quad (3-1-19)$$

もし、(3-1-19)式で

$$\sum_m B_m \xi_m = 0, \quad \sum_m B_m \eta_m = 0, \quad \sum_m B_m \xi_m \eta_m = 0,$$

$$\sum_m B_m \xi_m^2 = 2, \quad \sum_m B_m \eta_m^2 = 2 \quad (3-1-20)$$

となるように  $B_m$  をきめれば、 $U_{ij}$  での曲率  $C_{ij}$  は、

$$C_{ij} = \sum_m B_m U_m - U_0 \sum_m B_m \quad (3-1-21)$$

で近似されることになる。このとき、 $B_m$  をきめる連立方程式を、行列であらわすと、

$$\begin{pmatrix} \xi_1 & \xi_2 & \xi_3 & \xi_4 & \xi_5 \\ \eta_1 & \eta_2 & \eta_3 & \eta_4 & \eta_5 \\ \xi_1^2 & \xi_2^2 & \xi_3^2 & \xi_4^2 & \xi_5^2 \\ \xi_1 \eta_1 & \xi_2 \eta_2 & \xi_3 \eta_3 & \xi_4 \eta_4 & \xi_5 \eta_5 \\ \eta_1^2 & \eta_2^2 & \eta_3^2 & \eta_4^2 & \eta_5^2 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} B_1 \\ B_2 \\ B_3 \\ B_4 \\ B_5 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 2 \\ 0 \\ 2 \end{pmatrix} \quad (3-1-22)$$

であり、(3-1-22)式が解をもつためには、 $\xi_m, \eta_m$  を含む係数行列は、non-singular でなければならない。目的は、 $A_0$  より少し離れた点を使って、 $A_0$  での曲率を求めることになるので、 $(\xi_m, \eta_m)$  ( $m=1 \sim 5$ ) として、

$$(h, -h), (0, -h), (-h, 0), (-h, h), (\xi_5, \eta_5), \quad (3-1-23)$$

と選ぶことにする。5点の座標を  $A_1 (X_i+h, Y_j-h)$ ,  $A_2 (X_i, Y_j-h)$ ,  $A_3 (X_i-h, Y_j)$ ,  $A_4 (X_i-h, Y_j+h)$ ,  $A_5 (X_i+\xi_5, Y_j+\eta_5)$  と選ぶことになる(図3-1-2参照)。そしてこれら5点での変位を、 $U_1, U_2, U_3, U_4, U_5$  とすると、 $U_1=U_{i+1, j-1}$ ,  $U_2=U_{i, j-1}$ ,  $U_3=$

$U_{i-1,j}$ ,  $U_4=U_{i-1,j+1}$ ,  $U_5=W_n$  (観測点) となる。(3-1-22)式、(3-1-23)式より、 $B_m$ は求められ、その $B_m$ を使って $A_0$ の曲率は、

$$\begin{aligned}
 C_{ij} &= \sum_m B_m U_m - U_0 \sum_m B_m \\
 &= B_1 \cdot U_{i+1,j+1} + B_2 \cdot U_{i,j+1} + B_3 \cdot U_{i,j} \\
 &\quad + B_4 \cdot U_{i,j+1} + B_5 \cdot W_n - U_{ij} \sum_m B_m
 \end{aligned}
 \tag{3-1-24}$$

と書くことができる。データの存在するメッシュについては、iterationに入る前にこれら $B_m$ をきめておく必要がある。このプロセスをデータのreductionとよぶことにする。こうしてGrid上にない点 $A_5$ を使って、 $A_5$ に一番近い(本当は左下隅の)Grid上の点 $A_0$ における曲率が(3-1-24)式より決定されるので、データのreduction後、(3-1-16)式と(3-1-24)式を組合せてiterationを行えばよい。(3-1-24)式で $C_{ij}$ を決めるには、1点の観測点のみ使用したが、実際には1個のメッシュ内に1点だけが入っているという理想的な状態は存在しない。したがって観測値がひとつのメッシュ内に複数含まれている場合、原理的に1点しか許されない観測値( $A_5$ )をどうとるかで、結果が異なることもある。山本(1985)は、左下隅のGridに一番近いもののみを選ぶ方法(アルゴリズム1)と、ひとつのメッシュ内に複数ある場合はそれらの平均値をもつデータがそれらの中心の位置に1点あるとして、計算をおこなう方法(アルゴリズム2)の2種類の方法で計算を行った。したがって、アルゴリズム1では、メッシュ内で左下隅のGridに一番近いもの以外は使用されず、不良データが入っているような場合でも、気がつかない場合があるので、データが正常かどうかを確かめるにはアルゴリズム2の方がよいと言える。

(3-2) SOR法による収束の加速と初期値

(3-1-16)式、(3-1-24)式を組み合わせると単純にiterationを行うのが本来のBriggsの方法といってもよい。しかし、そのままでは収束がおそいため、本研究で使用したアルゴリズム(山本、1985)は、収束を加速させるための手段をとっている。いま(3-1-16)式、(3-1-24)式より、P回目のiterationで決められたGrid値を代表的に $U_{ij}^P$ と表せば、一般に $U_{ij}^P$ は(3-1-16)の差分式より、

$$U_{ij}^P = F(U^{P-1}) \quad (3-2-1)$$

と表される。ここで $F(U^{P-1})$ には、 $U_{ij}^{P-1}$ が含まれていないことに注意する。たとえば(3-1-16-d)式の場合、

$$F(U^{P-1}) = \{ 2(U_{i,j+1}^{P-1} + U_{i+1,j}^{P-1}) - U_{i,j+2}^{P-1} - U_{i+2,j}^{P-1} \} / 2 \quad (3-2-2)$$

となる。(3-2-1)式の差分式のままでiterationを行うことは、偏微分方程式論では、Gauss-Seidel法とよばれている。ところがこのGauss-Seidel法では、発散こそしないものの、すでに差分の終わった最新のデータを使っても収束までにかかり時間がかかるため、本研究で用いたアルゴリズム(山本、1985)では、Young-Frankelの考案したSOR(Successive Over Relaxation)法を採用している。SOR法は次のように表される。

$$U_{ij}^P = U_{ij}^{P-1} + \Omega \{ F(U^{P-1}) - U_{ij}^{P-1} \} \quad (3-2-3)$$

ここで、 $\Omega$ は収束加速パラメータ、あるいは、緩和係数とよばれるもので、 $1 < \Omega < 2$ をとることが知られている。(3-2-3)式で $\Omega = 1$ とした時は、(3-2-1)式のGauss-Seidel法と一致する。最適の $\Omega$ は問題とする偏微分方程式の型、形式、階数などで異なり、ある程度予測可能であるが、Briggsの方法の場合、点の分布がかなり重

要な要素となるのであらかじめ正確に知ることはできない。通常は一応全く経験的に $\Omega$ を与える方法をとっているが、よほど $\Omega$ が2に近くない限り、どんな $\Omega$ でも(3-2-3)式は収束する。しかし、 $\Omega$ が2に近づくにつれて、収束はさらに加速されるが、発散する場合が多くなる。経験的に言えば、 $\Omega = 1.5$ あたりを使用すれば、まず発散することはない。実際 $\Omega = 1$ (全く加速しない場合)と $\Omega = 1.7$ の場合を比べた時、後者のほうが、1.5桁速く収束する場合があった。したがって、Briggsの方法では、収束させるアルゴリズムを無視してiterationの回数のみで収束を判断することは全く無意味なことである。また、収束の判定は、以下のように行った(山本、1985)。まずP回目のiteration終了時の修正量の総和 $E_p$ を

$$E_p = \sum_{i,j} |U_{ij}^p - U_{ij}^{p-1}| \quad (3-2-4)$$

と表す。このとき十分小さな正の数を $\varepsilon$ として、

$$E_p / E_1 \leq \varepsilon \quad (3-2-5)$$

が成立したとき、収束したとみなしている。もちろん、 $\varepsilon$ が十分小さい値をとるときには、何万回iterationを行っても(3-2-5)式の状態にはならないので、そのときには、あらかじめ指定したiteration回数で計算をうちきるようにした。また、

$$\begin{cases} E_p / E_1 \geq 1 \\ E_{20} / E_1 \geq 0.5 \end{cases} \quad (3-2-6)$$

のうち、いずれかをみたした場合には、発散するとみなし、異常終了として計算をうちきる。 $U_{ij}^0$ 、つまり初期状態は、次の5つの場合から選択可能とした。その理由は、後で述べるように、Briggsの方法では、初期値が結果を決めてしまうような重大な要素となることがあるからである。

- (a) 入力データの平均値、
- (b) 入力データより最小二乗的に求めた一次平面、

(c) 入力データより最小二乗的に求めた二次曲面、

(d) すべて0. 0、

(e) 前回の計算で収束した結果、

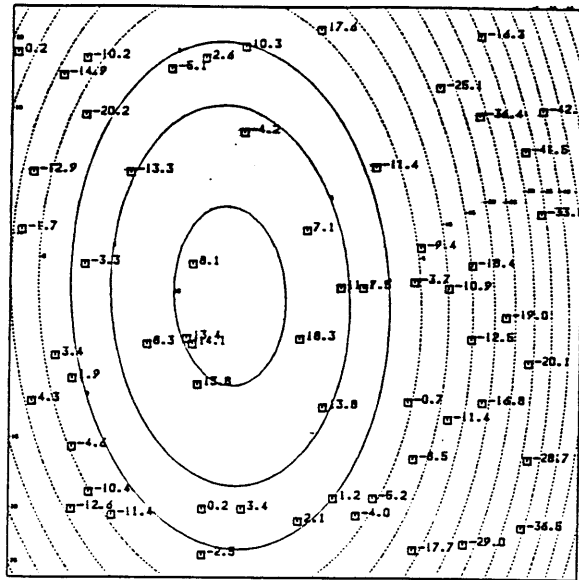
このうち、(e) はiteration の途中経過をcheck するためのものである。分割数に対してデータの分布が均質なときには、どんな初期状態でもほとんど結果に影響しない。しかし、分割数に比べてデータの分布が非常に疎な場所がある時には、SOR法でも収束の伝播が非常におそくなる。これは、結果的にみると、初期値がいつまでものこってなかなか収束せず、目玉になるという欠点であり、Briggsの方法のもつ最大の欠点である。アルゴリズム3は、この点を考慮したもので、便宜上、分割収束と名づけたiteration 法を行っている。アルゴリズム3では、初期値から始まってiteration が一定回数に達するたびごとに2のべき乗で領域を分割し、その分割された各領域の中でそのつど、初期値の変更とiteration が行われる。これにより、上記の欠点は殆ど克服されるが、アルゴリズム1、2に比べて計算時間が、20~30%程多くなった。ただし、このアルゴリズム3は、メッシュ内のデータ選択という意味では、アルゴリズム1、2のうちのいずれかを用いているので、アルゴリズム1、2と独立ではない。

### (3-3) 数値実験と実例

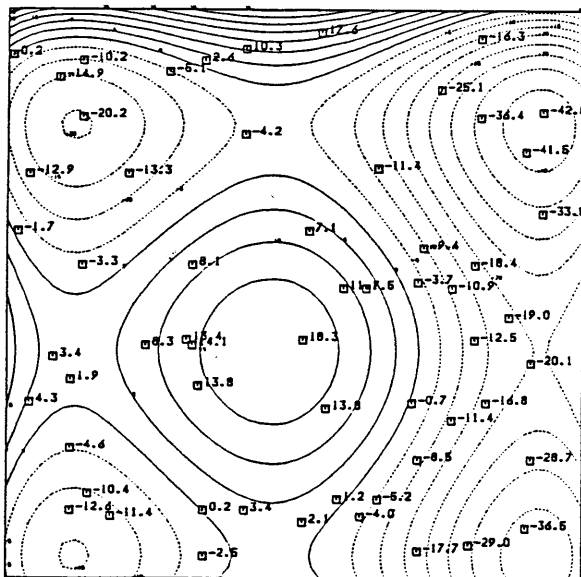
実例を述べる前にパラメータを定義する。N: データ数、OM: 収束加速の緩和係数、IT: iteration 回数、JS: 初期値パラメータ、IX, JY: 分割数、とする。図(3-3-1 a) は、多項式による理論的曲面からデータをランダムサンプリングしたもので、IX=JY=51の理論曲面がコンターで、データ点がシンボルで示されている(N=60)。図(3-3-1 b) は、図(3-3-1 a) のデータのみをもとにして作成した $U_{ij}^0$ 、つまり初期状態であり、最小二乗的に作成した二次曲面である。

図(3-3-1 c) には、図(3-3-1 b) で示した初期状態からiteration をはじめIT=200、OM=1.6で得られた結果がコンターで示されている(図中のシンボルは、図(3-3-1) 中で共通)。図(3-3-1 a) と図(3-3-1 c) を比べてみると、データのあるところは勿論、データのないところでもかなり、もとの理論曲面に近いことがわかる。図(3-3-2 a) ~ (3-3-2 c) は、N=40、図(3-

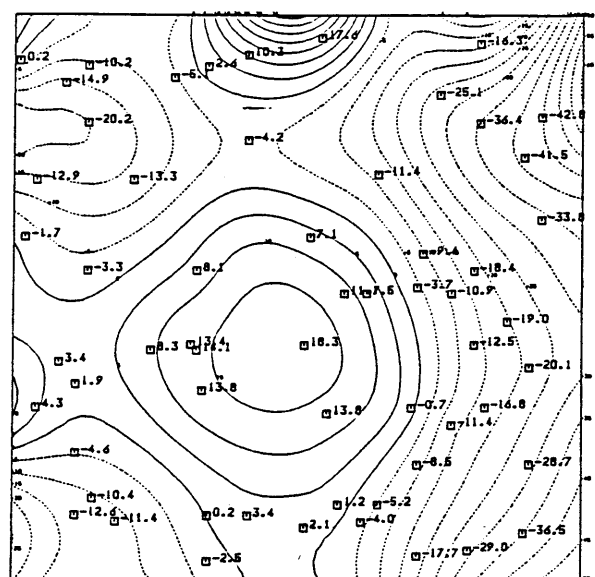
3-3 a) ~ (3-3-3 c) は、 $N=20$ であり、それぞれ図(3-3-1 a) ~ (3-3-1 c) と対応した図である。これらを比べると、 $N$ を減らした時にどの程度理論曲面からずれてくるか、あるいは、どのようにずれるかをみることができる。図(3-3-1 c)、(3-3-2 c)、(3-3-3 c)のGrid Fittingに要した時間は、それぞれ約0.8秒である。このCPU時間は、ITについてはほぼ1乗で、IX, JYについてはほぼ2乗で増減する。また(3-1-24)式のB1~B5を決めるのに必要な、データreductionのCPU時間は、 $N=1,000$ で約0.1秒であり、 $N$ についてもほぼ1乗で増減する。次にデータ数 $N$ が非常に多い場合の実例をいくつかあげてみよう。図(3-3-4)は、実際に測定した重力のデータを中心にして、アルゴリズム1でGrid fittingを行った近畿地方のブーゲ異常図であり、測定点がシンボルで示されている。この場合、 $N=3,300$ 、 $OM=1.6$ 、 $IT=100$ 、 $JS=2$ (2次曲面近似)、 $IX=JY=101$ である。図(3-3-5)は、図(3-3-4)と同じデータを使って、アルゴリズム2で $JS=3$ (初期値が0.0)の場合の結果である。これを図(3-3-4)と比べると著しく異なる場所があることがわかる。それは、データの分布が粗なところであって、たまたま、収束予想値に比べて、0.0の初期値がかなり異なっていたことと、分割が細かすぎるため、収束の伝播が遅くなっていることに原因している。つまり、データ点の分布に対し、分割を細かくしすぎる( $IX$ 、 $JY$ が大)と、点の分布が疎なところでは、初期値からまわりのデータの値に収束するまでにかかなり時間がかかるわけである。したがって、ほとんど初期値のまま変化しないところが目玉状となって残ってしまうことになる(勿論、はじめから初期値が収束値に近い場合には、全く問題はない)。この例の場合、少なくとも、陸地のGrid値が収束するまでには、iterationが1000回必要であった。これを避けるためには、先に述べたように、分割収束法を用いているアルゴリズム3で計算を行えば、ほとんどこの欠点は解決できる。図(3-3-6)は、 $IX=JY=101$ で、アルゴリズム3を用いた場合の結果である(iterationは、100回)。図(3-3-5)に比べてかなり改善されているのがわかる。iteration回数をもっと多くすれば、海の部分もかなりなめらかな面に収束すると考えられる。図(3-3-7)は、第4章で取り扱う中部日本のブーゲ異常図であり、 $N=21,000$ 、 $OM=1.6$ 、 $IT=200$ 、 $JS=2$ (2次曲面近似)、 $IX=JY=201$ である。図中のシンボル(小さな点として見える)が測定点である。使用した計算法はアルゴリズム2であり、CPU時間は、約10秒であった。一応、目でみて不



(b)

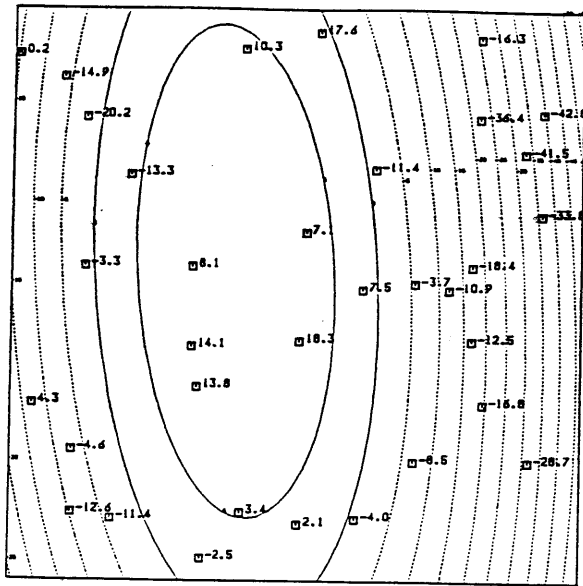


(a)



(c)

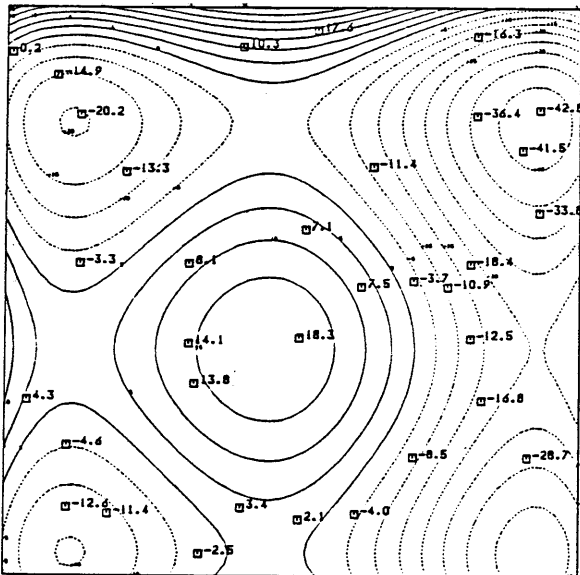
図(3-3-1) Briggsの方法の適用例。(a)多項式であらわされる理論的な曲面(コンター)から、不規則に70点をサンプリング(シンボル)したもの、(b)サンプリング(シンボル)したデータをもとに、初期値として最適な2次曲面を、最小二乗法的にfitしたもの(コンター)、(c)サンプリング(シンボル)したデータをもとにして、Briggsの方法で格子化したもの(コンター)。ここで、格子化したものと(a)で与えられた理論的な曲面とを比較する。サンプリングの点数が多ければ、当然もとの理論曲面に近くなる。



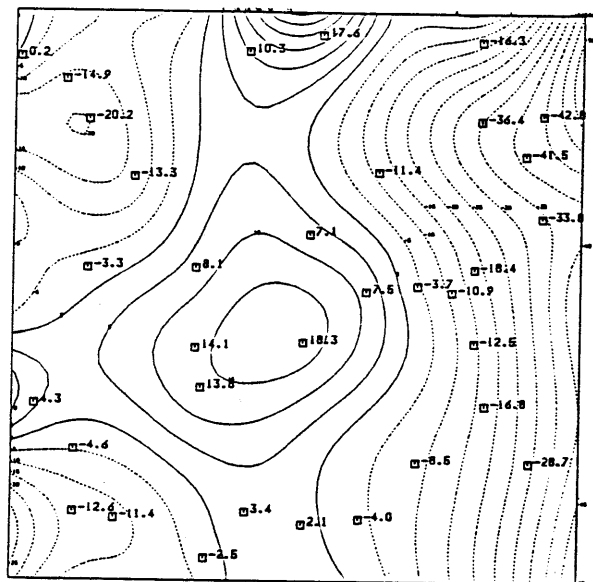
(b)

\*\*\* ORIGINAL SURFACE \*\*\* N=45

\*\*\* GRID-FITTED SURFACE \*\*\* N=45



(a)

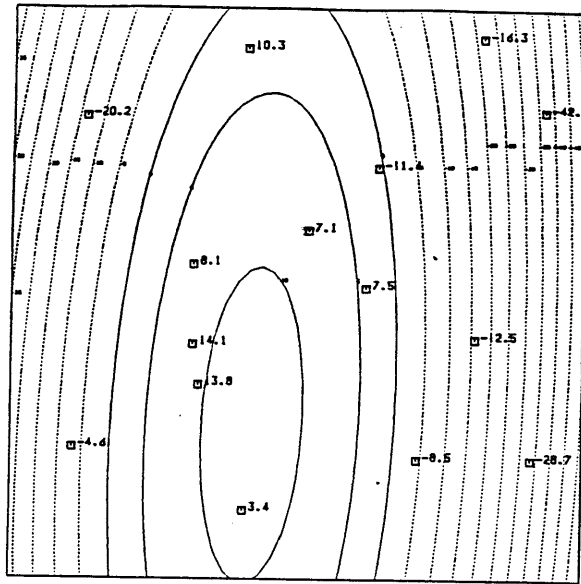


(c)

図(3-3-2) Briggsの方法の適用例。(a)多項式であらわされる理論的な曲面(コンター)から、不規則に45点をサンプリング(シンボル)したもの、(b)サンプリング(シンボル)したデータをもとに、初期値として最適な2次曲面を、最小二乗法的にfitしたもの(コンター)、(c)サンプリング(シンボル)したデータをもとにして、Briggsの方法で格子化したもの(コンター)。ここで、格子化したものと(a)で与えられた理論的な曲面とを比較する。サンプリングの点数が少なくなった分だけ、もとの理論曲面からずれてくる。

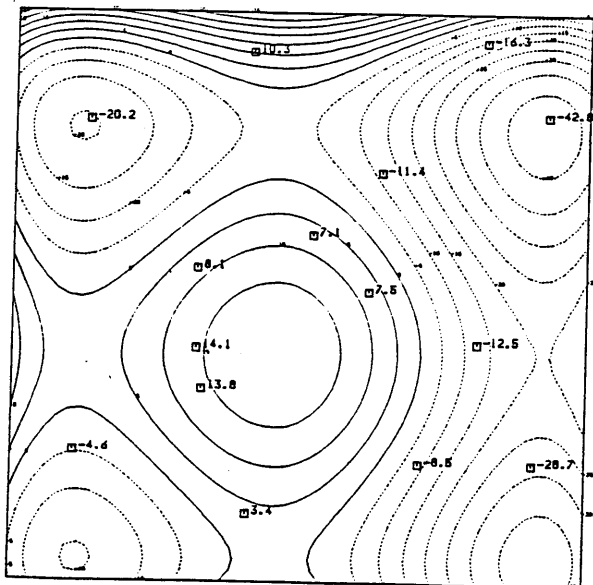


\*\*\* 2ND ORDER SURFACE \*\*\* N=25



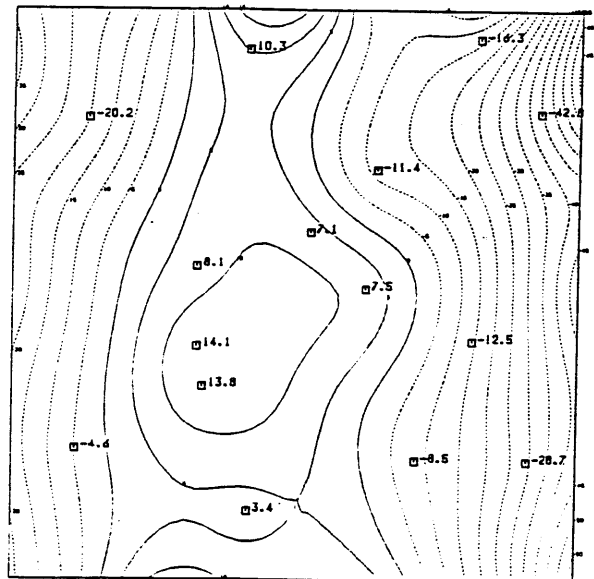
(b)

\*\*\* ORIGINAL SURFACE \*\*\* N=25



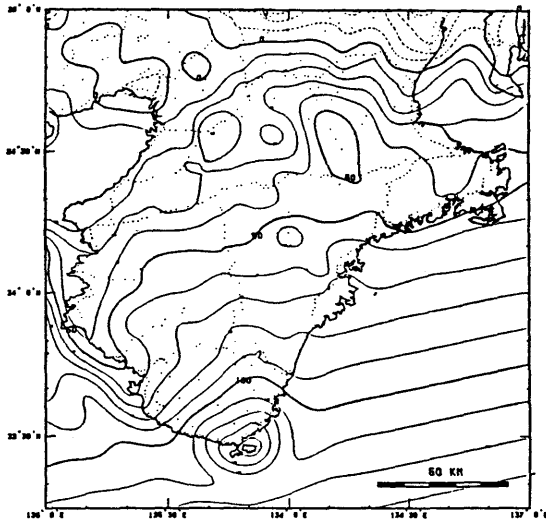
(a)

\*\*\* GRID-FITTED SURFACE \*\*\* N=25

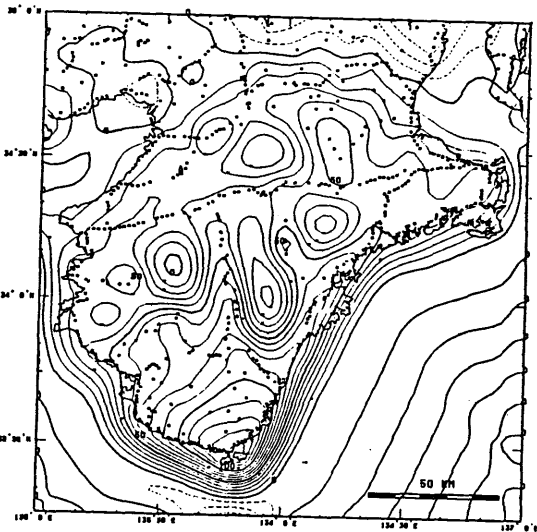


(c)

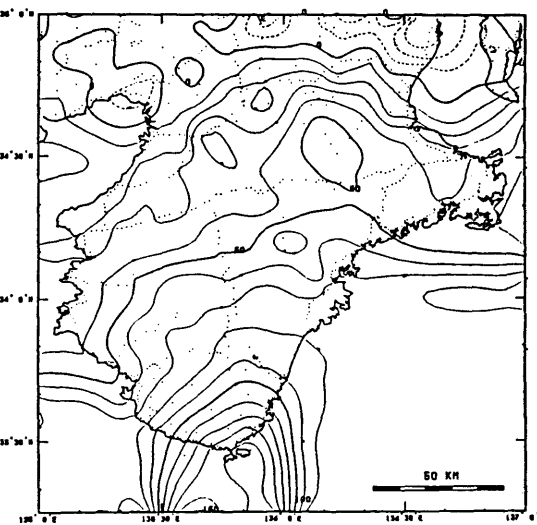
図 (3-3-3) Briggsの方法の適用例。 (a) 多項式であらわされる理論的な曲面 (コンター) から、不規則に25点をサンプリング (シンボル) したもの、 (b) サンプリング (シンボル) したデータをもとに、初期値として最適な2次曲面を、最小二乗法的にfitしたもの (コンター)、 (c) サンプリング (シンボル) したデータをもとにして、Briggsの方法で格子化したもの (コンター)。ここで、格子化したものと (a) で与えられた理論的な曲面とを比較する。サンプリングの点数が少なくなった分だけ、もとの理論曲面からずれてくる。



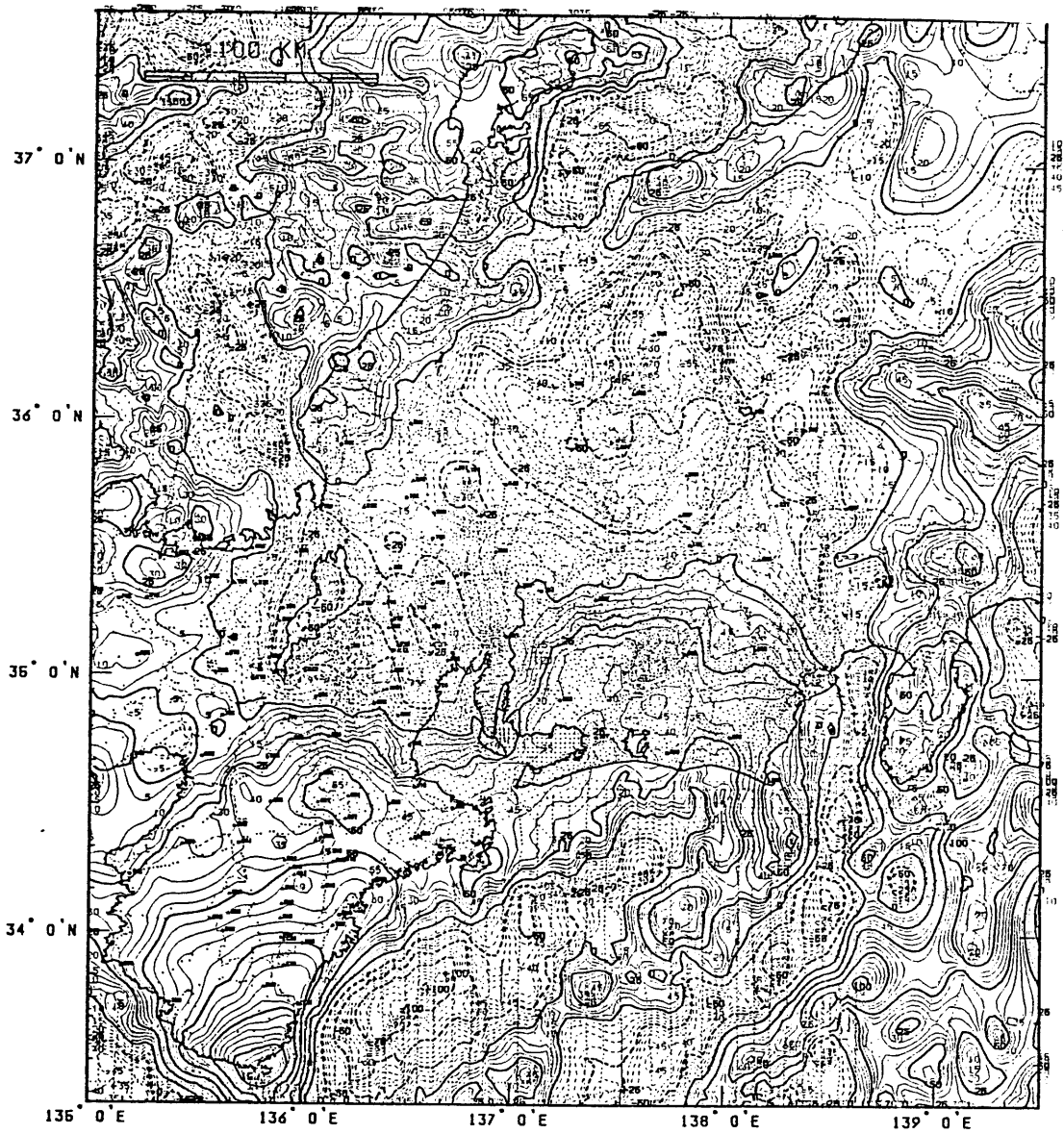
図(3-3-4) Briggsの方法を近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は3300、格子数は(101×101)、iterationは100回であり、2次曲面を初期値としたもの。



図(3-3-5) Briggsの方法を近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は3300、格子数は(101×101)、iterationは100回であり、ゼロを初期値としたもの。



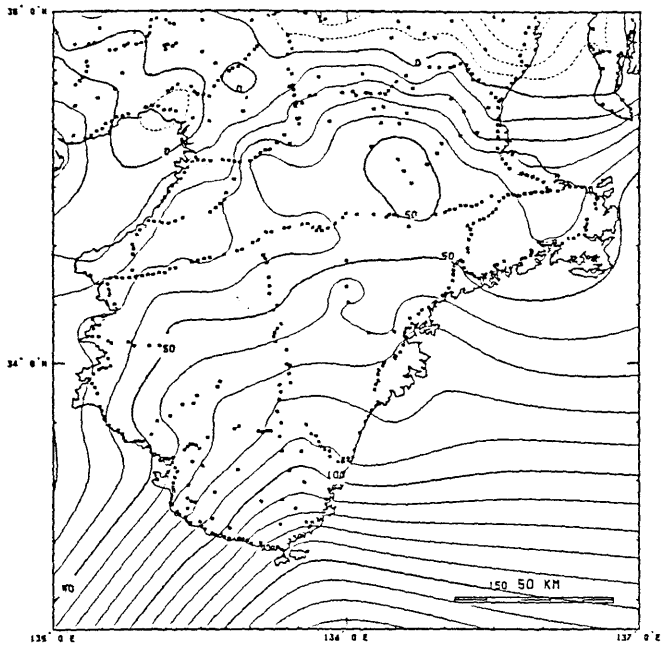
図(3-3-6) Briggsの方法を近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は3300、格子数は(101×101)、iterationは100回であり、ゼロを初期値とし2分割アルゴリズムでiterationを行ったもの。



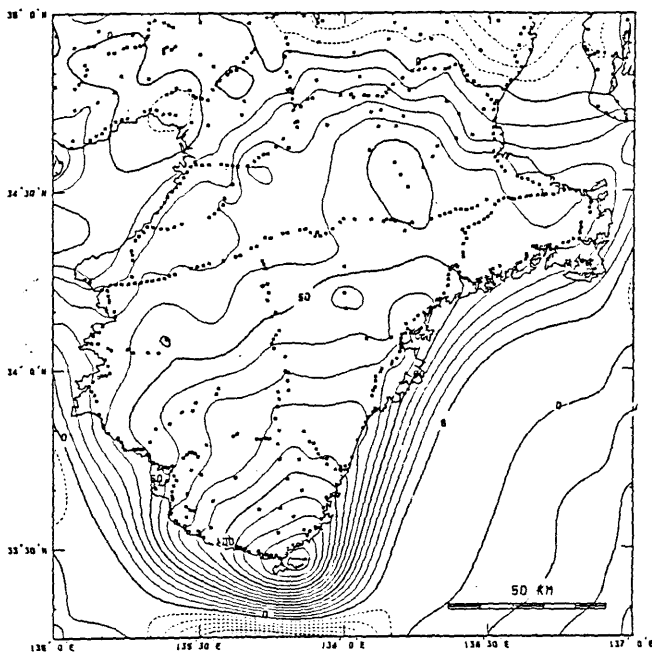
図(3-3-7) Briggsの方法を中部・近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は約21000、格子数は(201×201)、iterationは200回であり、2次曲面ゼロを初期値としたもの。cpu時間は約10秒。細かい点が重力測定点。

自然なところはまったくなく、hand contouring の感覚と殆どかわらない。 海域でコンターが乱れているのは、海のデータの整合性がよくないためであり、 逆に言えば、こうしたデータの整合性（つまり、データの中に不良なものがあるかどうか）の check にも威力を発揮する。 筆者が通常取り扱うのはこの程度のデータ数、Grid数のことが多く、他のGrid fitting 法を適用するのは、ほとんど絶望的に不可能である。 Briggs (1974) は、実用的な計算時間内で行ったと思われるもので、データ数、Grid数とも最大で、 $N=260,000$ 、 $IX * JY=60,000$ まで行ったことを報告している。 筆者の試みたものなかでは、 $N=35,000$ 、 $IX=JY=300$  ( $IX * JY=90,000$ ) が最大であり、 $IT=300$ で約60秒のCPU 時間を要した。 実際、 $IX$ 、 $JY$ を大きくとる必要がある時は、計算時間節約のため、Nyquist 周波数とのかねあいに注意しながら、 小さな $IX$ 、 $JY$ で一旦Grid fitting を行いその結果えられたGridデータを内挿してさらに細かいGridデータに変換 ( $IX$ 、 $JY$ を大きくとる) した。 Briggsの方法に関して、山本(1985)の考案した上記3種類のアルゴリズムのうち、どれが一番よいかは、対象とするデータの分布状況、分割数、CPU 時間からの制限など多くの要素によるが、一般にデータ分布が均質な時は、アルゴリズム1、2、分割数 $IX$ 、 $JY$ に比べてデータ分布があらい(特定の場所のみあらいという意味である)所が存在する場合は、アルゴリズム3を用いるのがよいだろう。 分割数 $IX$ 、 $JY$ に比べてデータ分布があらい場所があるかどうかを判定する目安は、 $IX$ 、 $JY$ の数分の1の大きさの各領域内に殆どデータが存在しない場所がある時は、あらいと判断すべきである。 もっとも、データが存在しない非常にあらい部分があっても、それが外挿部分ならば(たとえば図(3-3-4)~(3-3-6)の海の部分のデータがまったく存在しない場合)、 結果はどうなってもあまり重要でないといえるが、一応、目でみて自然なコンターをひく方が望ましいだろう。 いずれにしても、これらのことは定量的に判断できることではないので、Grid fitting を行ってみて、どうも結果が思わしくないならば使用ルーチンをかえたり、 $IX$ 、 $JY$ などを調節したりすることが必要になる。

さて、比較的最近になって、Inoue(1985)は、張力をうけた板の変形問題を、Cubic B-スプラインを用いた有限要素法で解くアルゴリズムを考案した。 この方法は、地球物理学で広く使われているインバース理論に基づいており、力学的にみると、板の曲げ剛性と張力で面のなめらかさを制御する方法である。 Inoue & Yamamoto(1985)は、この方法に基づいた数値実験の結果をBriggsの方法



図(3-3-8) Inoueの方法を近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は3300、格子数は(101×101)であり張力がゼロの場合である。理論的には、Briggsの方法による収束結果と一致する。



図(3-3-9) Briggsの方法を近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は3300、格子数は(101×101)、iterationは2000回であり、ゼロを初期値としたもの。iterationを多くしても海洋部では収束していない。

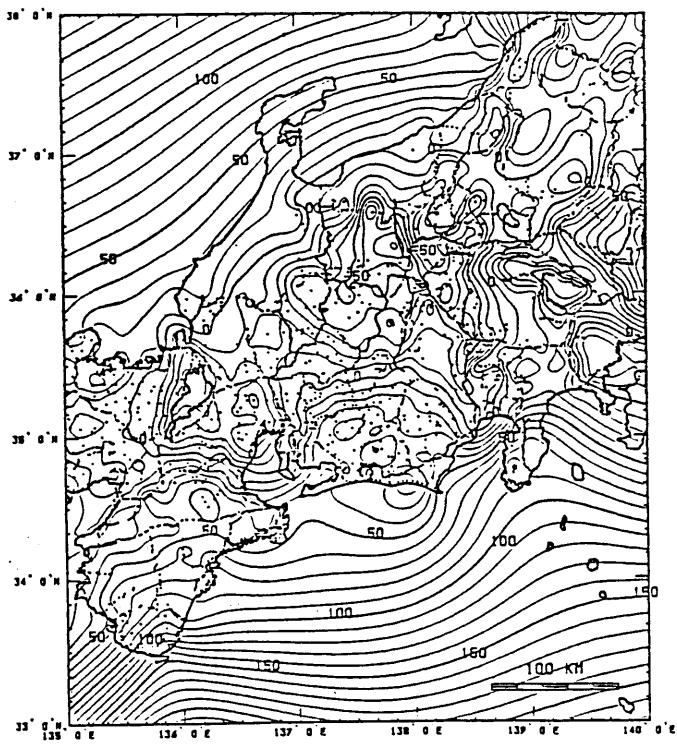
によるものと比較した。図(3-3-8)は、図(3-3-4)と同じ重力データを用いたものであり、張力(T)がゼロの場合である。この場合、原理的には、Briggsの方法で得た結果と等しいものがえられるはずであるが、図(3-3-4)と図(3-3-8)を細かく比べると、かなりの部分でちがいがめだつのがみえる。特に、海の部分で著しく異なっている。この理由は、とりもなおさず、Briggsの方法によるiteration回数が十分でなかったことによると考えられる。図(3-3-9)は、IT=2,000とした時のBriggsの方法による結果であるが、この場合でも、図(3-3-8)と比べると、収束は十分とは言えないことがわかる。しかしながら、図(3-3-4)、図(3-3-8)、図(3-3-9)を求めるのに要した計算時間は、それぞれ、2、20、60秒であることを考えると、つぎのことが言える。

(i) Briggsの方法では、収束は十分とは言えないが、非常に短時間である程度のfittingを行うことができる。

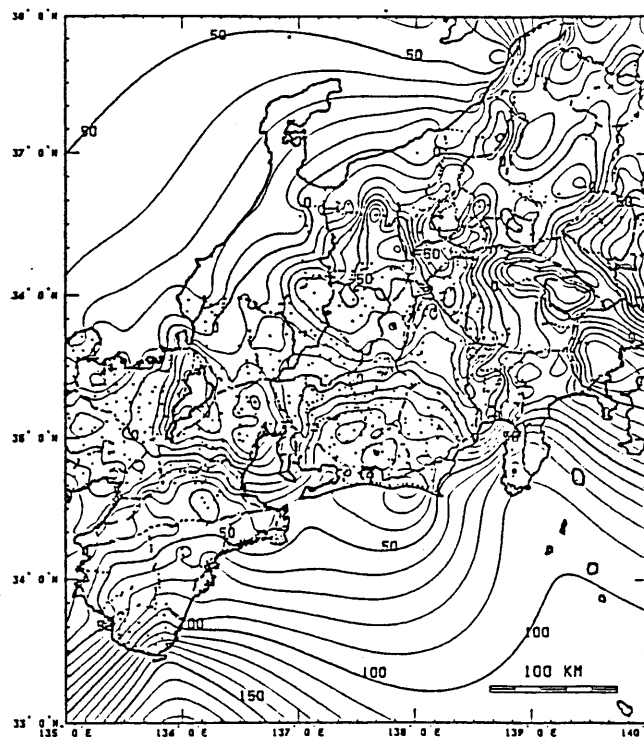
(ii) 同程度の計算時間でみた場合、Inoue(1985)による方法の方が収束が速い。

これらの結論は、結局は、差分(Briggsの方法)と有限要素法(Inoueの方法)の違いであると考えられる(Inoue & Yamamoto, 1985)。したがって、データが均質に分布している場合には、その分だけ、絶対収束が速いので、Briggsの方法がはるかに有利であるといえる。図(3-3-10)は、Inoueの方法で張力(T)をくわえた場合の収束のちがいを、多少粗い測定点の分布からみたものである。(a)は、 $T=0$  (~Briggsの方法)、(b)  $T=0.02$ 、(c)  $T=0.2$ 、(d)  $T=1$ である。(a)から(d)へ行くほど強い張力がかかるので、データのない海の領域では、より平坦なコンターになっているのがわかる。一方、内陸部では、(a)のほうがなめらかであるが、むしろ、なめらかすぎるきらいがある。また(d)では、 $T=1$ のため、張力のみのもつりあいでのなめらかさを制御しているため、特定のデータのまわりに短波長成分が目立つところが生ずる。ゆえに、Inoue(1985)の方法で実際に格子化する場合には、 $T=0$ と $T=1$ の間の適当なパラメータによって、hand contouringに近い、理想的な結果となるはずだが、そのパラメータを定量的に求める手段は、いまのところ存在しない(Inoue & Yamamoto, 1985)。

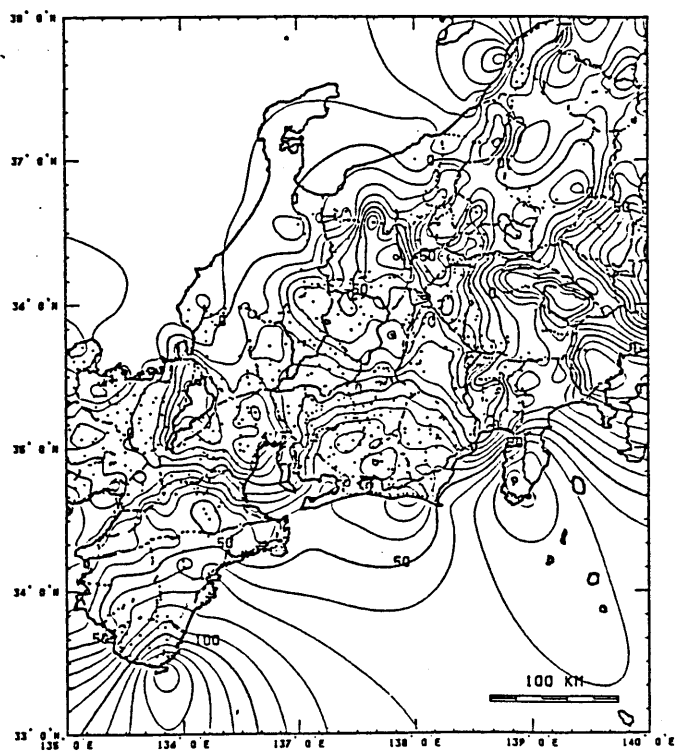
Inoue(1985)の方法は、fittingだけでなく、その時のデータの持つ誤



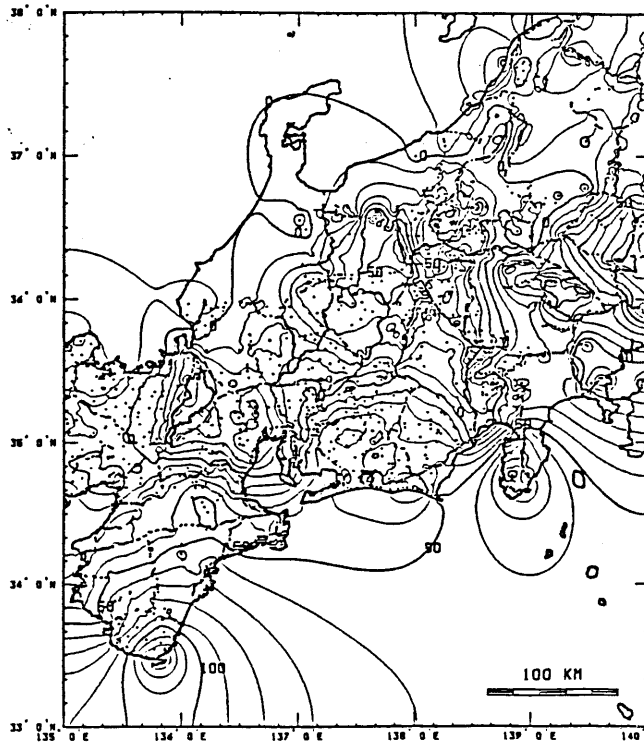
(a)



(b)

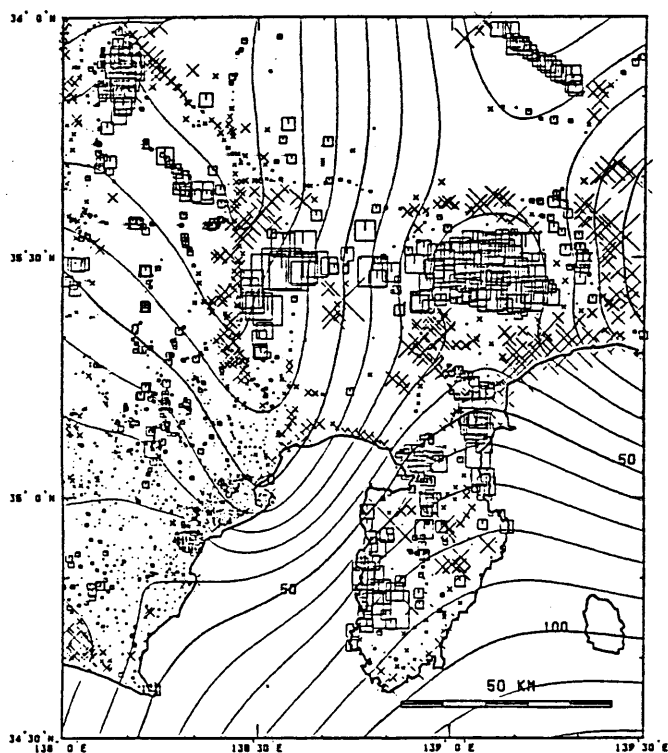


(c)

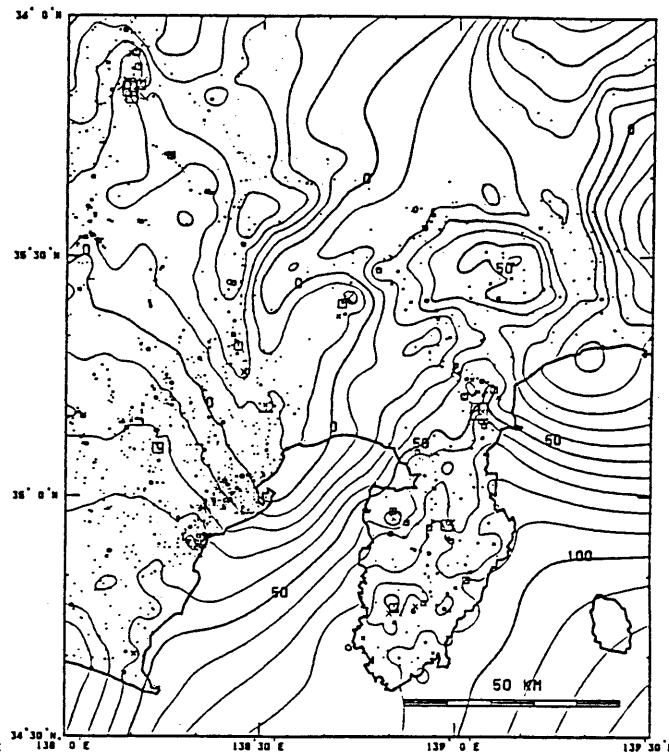


(d)

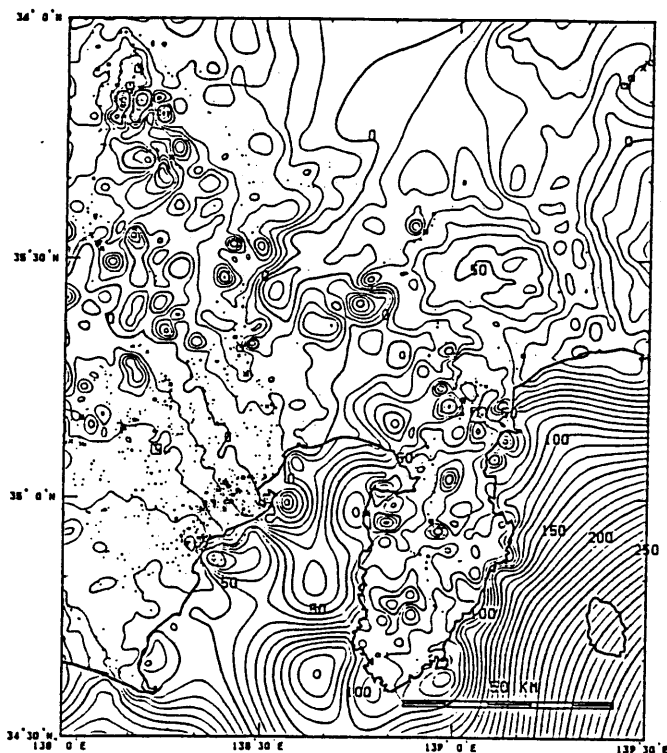
図(3-3-10) Inoueの方法を中部・近畿地方の重力データに対して適用した例。データ数は約2000であり、(a)張力がゼロ、(b)張力が0.02、(c)張力が0.2、(d)張力が1.0、の場合である。張力が少ない程、面のたわみ具合が少なく(なめらか)、張力が多くなると、面のたわみ具合が多くなり、局所的に目玉ができる。



(a)



(b)



(c)

図 (3-3-11) Inoueの方法で、データの重みを (a) 1、(b) 100、(c)  $1.0E6$ 、と変化させた時の最適曲面 (コンター) と誤差。□が正の誤差、×が負の誤差をしめす。シンボルが大きい程誤差も大きい。



差の評価が可能である。図(3-3-11)は、伊豆近辺において、陸地のデータのみ使用し、データにかかる重みを変化させたときに、各データの持つfitting error とその時fitした最適な面を示したものであり、□のシンボルが正、×のシンボルが負の誤差を示し、シンボルが大きいほど、誤差も大きいことを示している。(a)をすべてのデータにたいして重みが1とすると、(b)は、100、(c)は、 $1.0 \times 10^6$ という大ききで重みをかけたことに相当する。重みが小さいということは、データに対しての束縛が少なすぎることを意味しており、最適な面をfitしたときは、当然歪んだLow-pass filterをかけた面がになってしまい、誤差も非常におきくなる(図3-3-11a)。また、重みが大きすぎると、最適な面に対するデータの振る舞いの自由度がへるため、各データの持つ誤差は非常に小さくなるが、fitした最適面をみると、各データのところに沢山の目玉ができることになる(図3-3-11c)。(図3-3-11b)がその中間の出力であり、誤差解析のためには、これくらいの重みが丁度よいといえるだろう。これらの中で、大きな誤差を示すデータは、ほとんどが、地形の等高線から読み取ったもの、あるいは、重力値決定時の系統的誤差を含んだものである。Briggsの方法でも、誤差の定量化はある程度可能だが、計算時間上、実用的でなくなる。

本節では、不規則分布データの格子化を、データ数が多い場合に限って議論してきた。データ数が少ない時には、用いる方法に制限はなく、どんな方法でも、一応それなりのfittingが行えるだろう。

### (3-4) 2次元データ処理

(3-1) から (3-3) で述べた格子化をおこなうと、通常の2次元のデータ処理が可能となる。本節では、おもに、filtering についての議論をおこなう。ここでは、本研究で用いた、

- ① 重み関数を用いた上方接続、微分フィルター、
- ② box car 型のフィルター、
- ③ 漸化式 (recursive) 型のフィルター、

の、3種類のフィルターについて簡単に述べ、いくつかの例とともに、適用上の問題点について議論する。

もともと、重力など、ポテンシャル・データのfilteringは、regional成分(広域的trend)とresidual(局地的)成分の分離を行うために利用されてきた。Gupta & Ramani (1980)は、

- ① パワー・スペクトルにより、regional成分とresidual成分を周波数に応じて推定し、両者を分離できる適当な周波数をもとに、regional成分とresidual成分の分離をおこなう、
- ② 上方接続フィルターにより、ある高度での重力異常を求めて、regional成分とし、残差をresidual成分とする、
- ③ 図形的に、判断(地質構造、断層など)して、regional成分とresidual成分を分離する、

という、3種類の方法を提案した。このうち、③は、もっとも、解析者の主観の入り込む要素が多い。また、一般に、ポテンシャル・データのパワー・スペクトルは、明確な分岐点をもたないのが普通であるので、①もそれほど簡単ではない。②の上方接続フィルターは、一種の重み演算である(駒沢ら、1982)。いまブーゲ異常値  $g(x, y)$  に、適当な重み関数を考えて、convolution をとり、

$$f(x, y) = \iint_{-\infty}^{\infty} g(x-\xi, y-\eta) \omega(\xi, \eta) d\xi d\eta \quad (3-4-1)$$

が、得られたとする。駒沢ら(1982)は、この時、 $\omega(x, y, z)$  は、一般には、 $Z$  についての関数なので、 $Z=0$  のときにデルタ関数になるように、 $\omega(x, y, z)$  をきめることを提案した。彼らは、

$$\omega(x, y, z) = \frac{1}{4\pi z} \iint \exp(i m x + i m y - \sqrt{m^2 + n^2} z) dm dn \quad (3-4-2)$$

を、上方接続フィルターの重みとした。このフィルターの特性は、 $F = \exp(-2\pi fh)$  であらわされ、Low-passになっている。また、このフィルターを2回用いることにより、

$$F = e^{-af} - e^{-bf}, \quad (a=2\pi h_1, b=2\pi h_2) \quad (3-4-3)$$

といった、Band-pass にもできる。この場合、中心周波数は、

$$F_1 = \left(\frac{a}{b}\right)^{\frac{a}{b-a}} - \left(\frac{a}{b}\right)^{\frac{b}{b-a}} \quad (3-4-4)$$

であらわされる。この型のフィルターの欠点は、(3-4-2)式で表される重み係数の計算に非常に時間がかかることである。この方法で実際にfilteringを行う場合は、当然、距離空間領域で、(3-4-2)式で求めた重みをかけるのだが、Low-passのcut-off周波数が長くなればなるほど、convolutionのlagを大きくとる必要があるので、係数の計算とは、別に、convolutionの計算だけでもかなり時間がかかる。図(3-4-1)をoriginal(元図)とした時、この上方接続法を用いて、東海地方のブーゲ異常のfilteringを実行した結果が図(3-4-2)である。Low-passのcut-off周波数は、40kmとしてあるが、convolutionのlagが少ないため、かなり短波長がもれている。図(3-4-3)は、図(3-4-2)に比べて、lagを2倍にしたものであり、望んだcut-off周波数のfilteringとなった例である。ただし、この場合、convolutionの計算時間も4倍になる。

次に、ブーゲ異常の2次元フーリエ変換を利用したbox car型でfilteringを行ったものをみる。この場合、2次元フーリエ変換した係数のうち、特定の周期をあらわす係数を無視して、逆変換する方法なので、さきに述べた上方接続フィルターに比べて

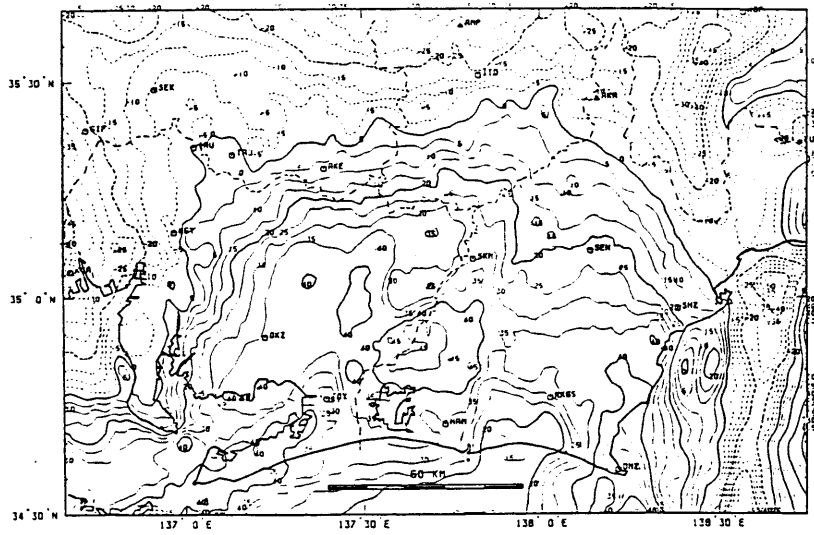


図 (3-4-1) 上方接続フィルターを行う元の図。

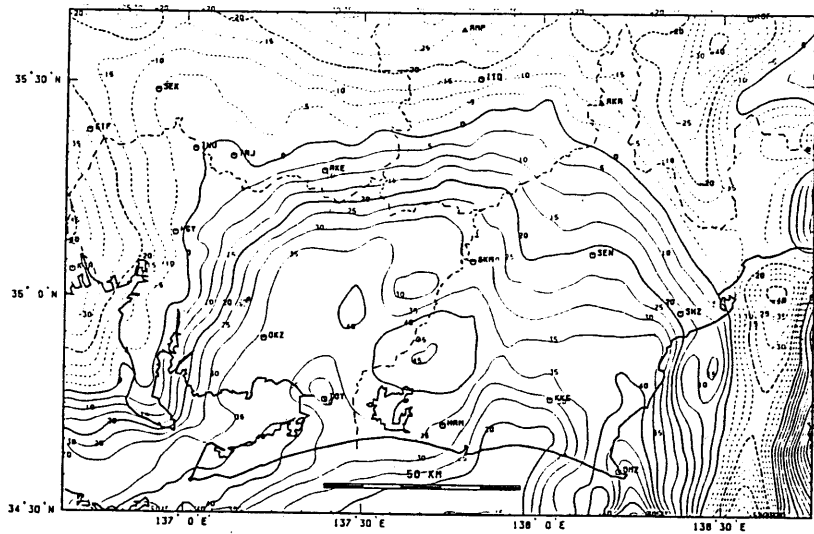


図 (3-4-2) 上方接続フィルターの例。移動平均の項数が少ないため、指定した周期 (40 km) のLow-pass filter になっていない。

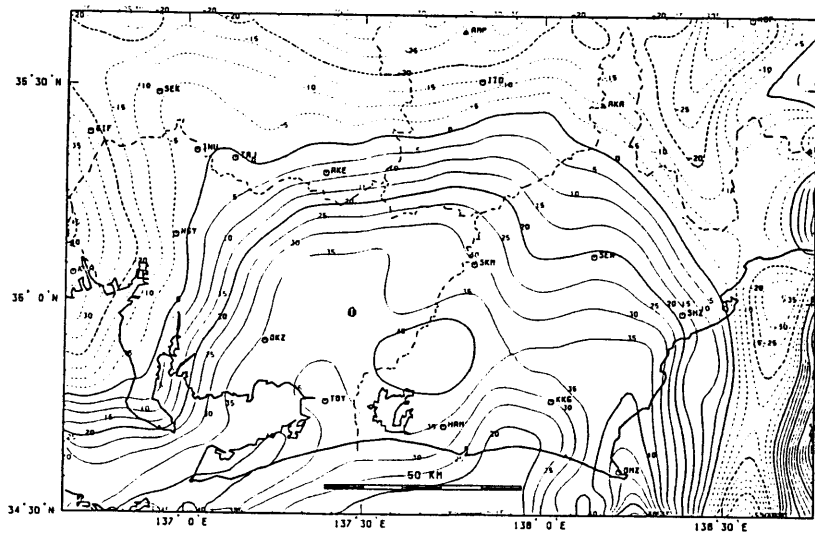
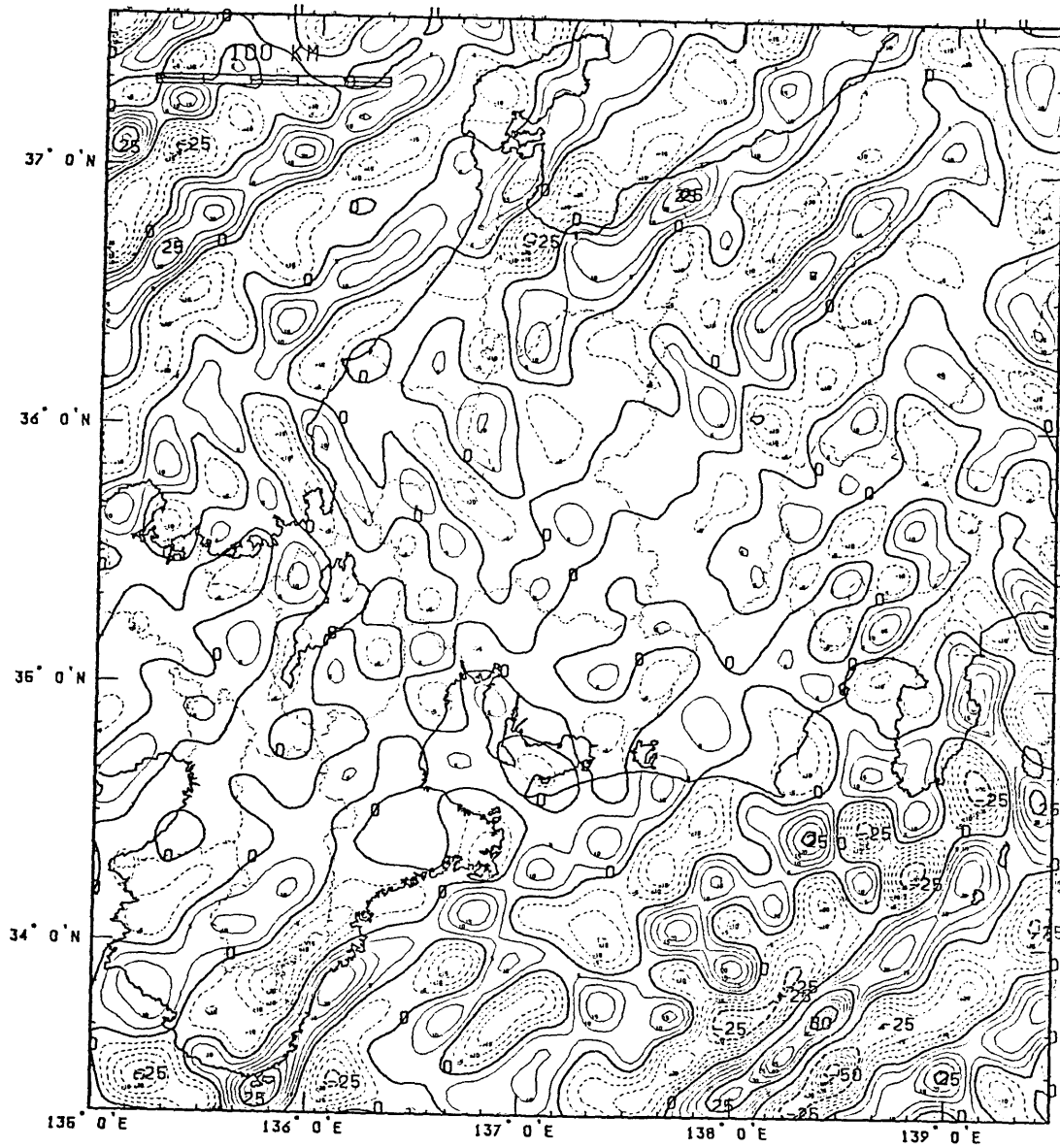


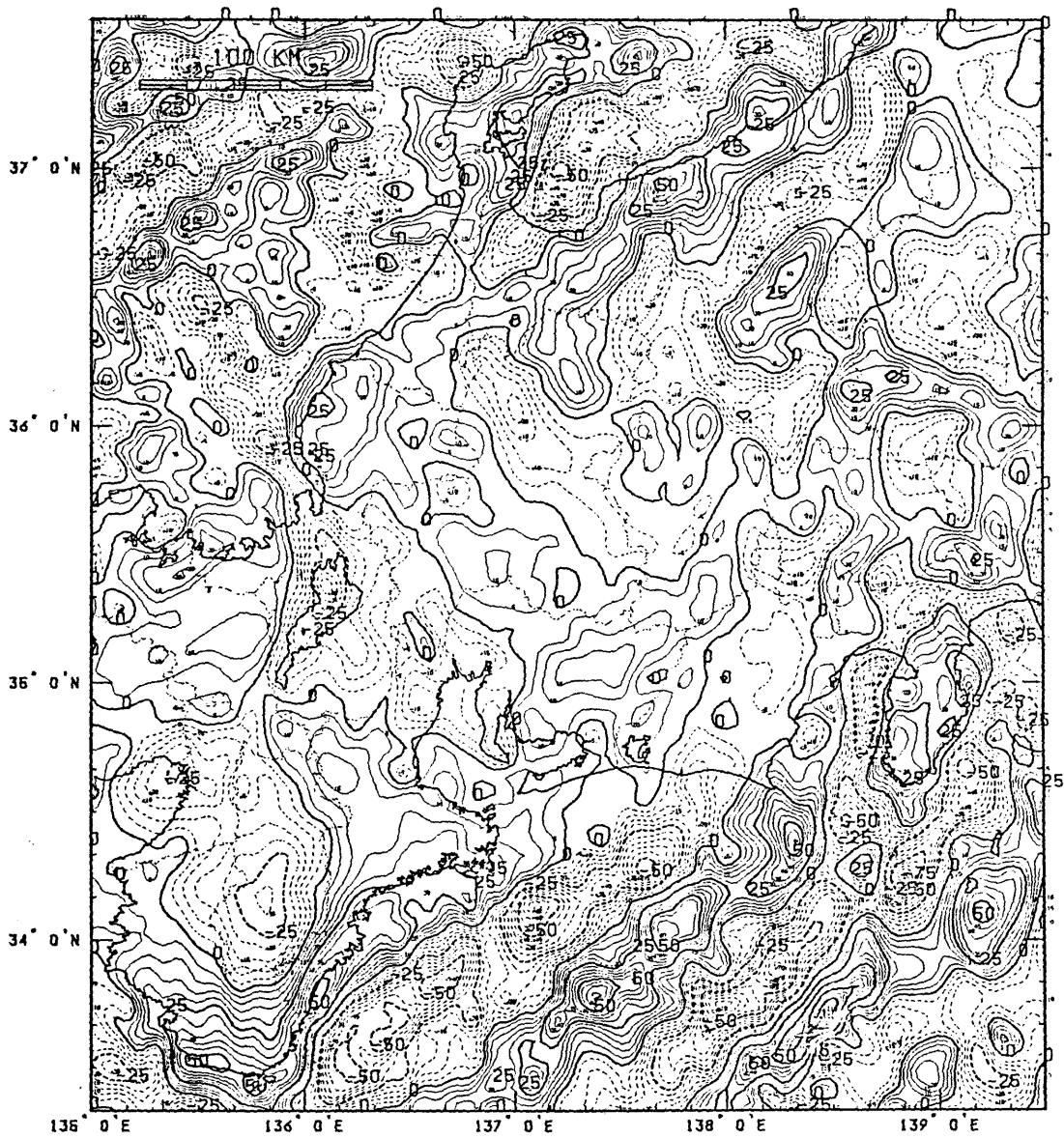
図 (3-4-3) 上方接続フィルターの例。移動平均の項数を図 (3-4-2) の場合の2倍にしたもの。指定した周期 (40 km) のLow-pass filter になっている。

、かなり短い時間ですむ。しかも、FFTが可能なようにデータ (Grid) 長を調整すれば、さらに計算時間が短くなる。Low-passのfiltering は、上方接続の結果とほとんど差がないが、図 (3-3-7) の元図より、20~80 kmの波長で求めたBand-passの結果 (図3-4-4) をみると、図の対角方向にきわだって強いtrendをもつことがある。一種のringingが生じていると考えられる。2次元フーリエ変換は、一旦X (or Y) 方向ですべての変換を行い、ついで、Y (or X) 方向で変換を行うという操作を繰り返すので、必ず、方向性をもつ。つまり、XとY方向でしか波の波長をみることができないので、狭い範囲のBand-pass filteringを行った場合、対角方向の波の波長を大きく見えてしまう効果が強く現れる。この理由でringingが生ずると考えられる。2次元で行うフーリエ変換を利用したBand-pass filteringのもつ欠点である。

漸化式 (recursive) 型のフィルターは、物理的に実現可能なフィルターとして知られており、2のべき乗に限ったFFTと同程度に高速でfilteringを行える方法である (Shanks、1969; Bhattacharyya、1976; 高橋・辻井、1977; 斎藤、1978)。このタイプのフィルターは、入力と出力が、漸化式で結ばれており、その特性は、ARMA過程で表される漸化式の係数によって決められる。本研究で用いた斎藤 (1978) によるフィルターでは、このARMA次数が3であるものを基本フィルターとし、希望する特性によっては、それを複数回かけあわせる手法をとっている。しかもpass-band 周波数とstop-band 周波数だけでなく、rippleをも指定することにより、十分な特性を引き出している。しかしながら、本研究でこのフィルターを2次元に拡張して使用してみると、Band-pass の場合は、やはりbox carの時と同じ、ringingが生じた。図 (3-4-5) は、30~100 kmの範囲のBand-passを行ったものである。元の図 (3-3-7) にはない紀伊半島南部に強い負の領域が生じている。このことは、さきのbox carの場合と同じく、X (or Y) 方向にfilteringを行い、次いで、Y (or X) 方向にfilteringを行うことの影響が強くてたものであろう。こうしたringingの影響は、2次元で、方向性のあるフィルターによるfilteringを行う場合、特に、Band-pass filteringで強く現れることがわかった。Low-pass, High-passの場合は、殆ど問題はなかった。したがって、狭い周波数帯のBand-pass filteringを行う時は、convolution typeで方向性のないもの (例えば、瀬谷 (1960) のフィルター) や漸化式 (recursive) 型のフィルターで方向性のないもの (例えばCosta & Venetsandopoulos (1974)、Harrison & Mereu (1979) など) を用いる必要がある。



図(3-4-4) フーリエ変換によるBox-car 型のBand-pass filterの例。 指定した周期(20~80 km)に対して、対角成分のトレンドが目立つ



図(3-4-5) 漸化式型フィルターによるBand-pass filterの例。指定した周期(30~100 km)に対して、対角成分のトレンドが目立つ

萩原（1984）は、box car 型、漸化式（recursive）型を含めた6種類の方法を選び、単に、Low-passとHigh-passを比較した時、どの方法でも、ほとんど同じ結果を与えるので、重力のゾーニングを行う場合など、box car 型のような単純なものでもよいと結論している。先に述べたように、一般の2次元フーリエ変換をした時のbox car 型フィルターに比べて、漸化式型のフィルターは、かなり計算時間が速いので、これらのことを考慮して、本研究では、全く単純なLow-passフィルターとして、漸化式型のフィルターを用いた。

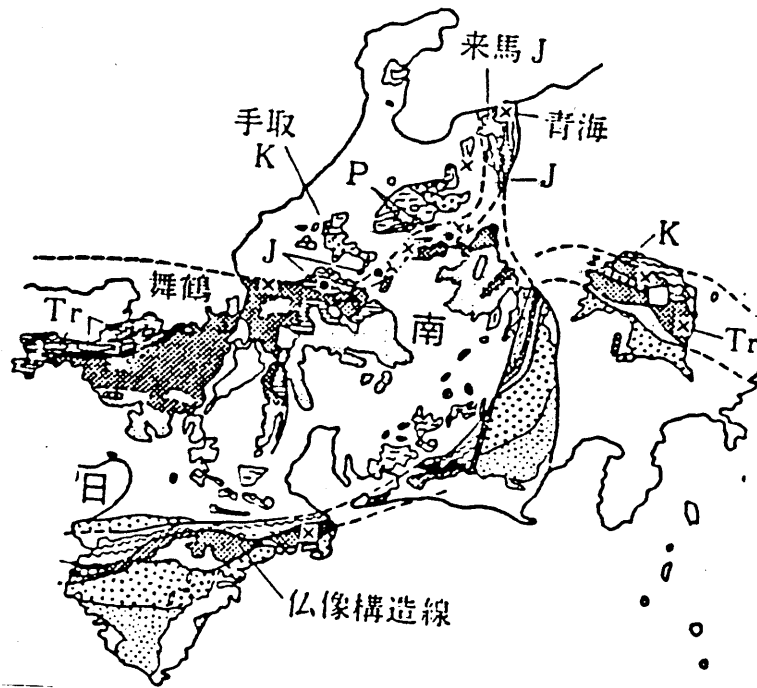


## 第4章 中部・近畿山岳地域の重力異常

中部・近畿地方には、富士山を除く日本の3,000 m級の山々をすべて擁する大山岳地帯の飛騨山脈、赤石山脈、そして木曾山脈が存在する。また、中央構造線、糸魚川—静岡構造線をはじめとして、阿寺断層、跡津川断層などの第1級構造線も数多く存在している地域でもある。しかも、この地域では、潜り込むフィリピン海プレートが複雑に折れ曲がっていることも最近わかってきた。こうした地域での重力異常を大局的にみることと、局所的にみることとは、どちらも非常に意義のあることである。本章では、まず、中部・近畿地域の地質の概観をのべ、前章までに述べた補正方法でブーゲ異常図、フリーエア異常図を作成し、それらの特徴をのべる。そして、第四紀の堆積盆地の補正や重力の鉛直勾配異常の補正をとりいれて、局所的な特徴やテクトニクスを本章の(4-6)の各論で述べる。

### (4-1) 地質

中部・近畿地方の地質は非常に入り組んでいるので、その地質学的特徴をひとことと述べることはできない。ここでは、後期中生代以降、特に、島弧の変動帯として明確になった新第三紀以降を中心として述べる。図(4-1-1)は、新第三紀以前の堆積岩と広域変成岩の分布を示している。中央構造線の外帯はいわゆる西南日本の外帯で、第三紀の火成活動の行われた地域であり、東のグリーンタフ地域とは、糸魚川—静岡構造線で境をなしている。この中央構造線と糸魚川—静岡構造線にはさまれた四万十帯は、白亜紀から古第三紀にかけての厚い堆積物が分布している。また図(4-1-2)から中央構造線の内帯(領家変成帯)では、中生代後期の花コウ岩~新生代前期の流紋岩(いわゆる濃飛流紋岩)が広く分布しているのが見られる。一方、高山から丹波山地にかけての三群変成帯には、ジュラ紀~三畳紀の堆積岩・変成岩が広く分布している(図4-1-1)。糸魚川—静岡構造線の東側や北陸地方、つまり、グリーンタフ地域では、新第三紀の堆積岩や噴出岩が多く分布している(図4-1-3)。特に、四万十帯とグリ















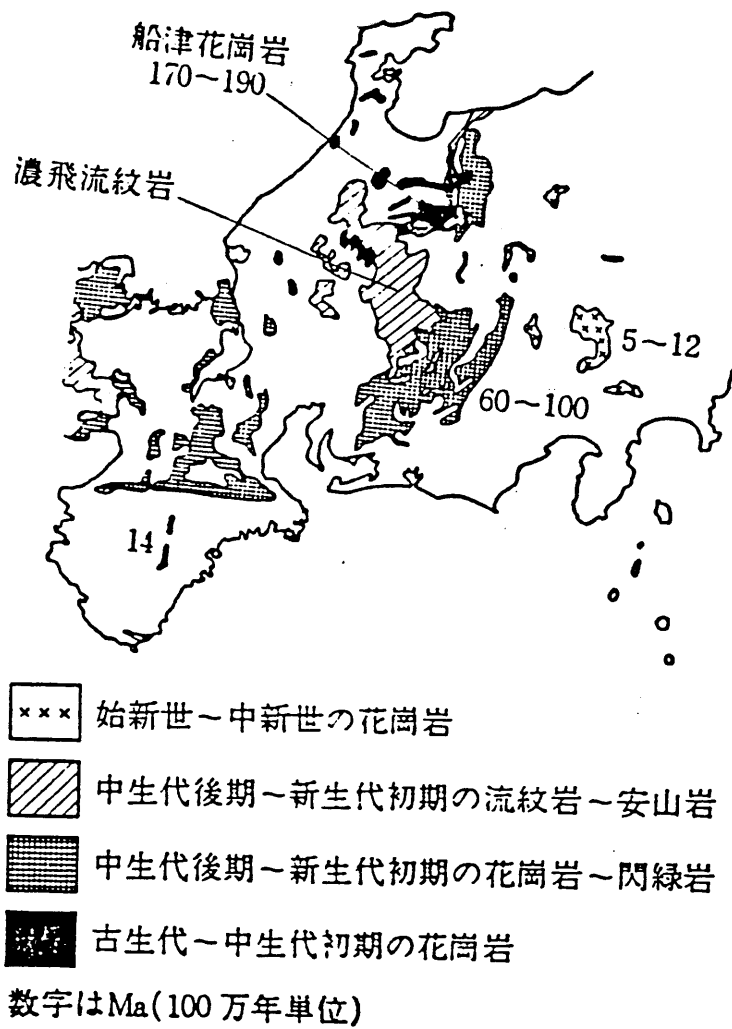
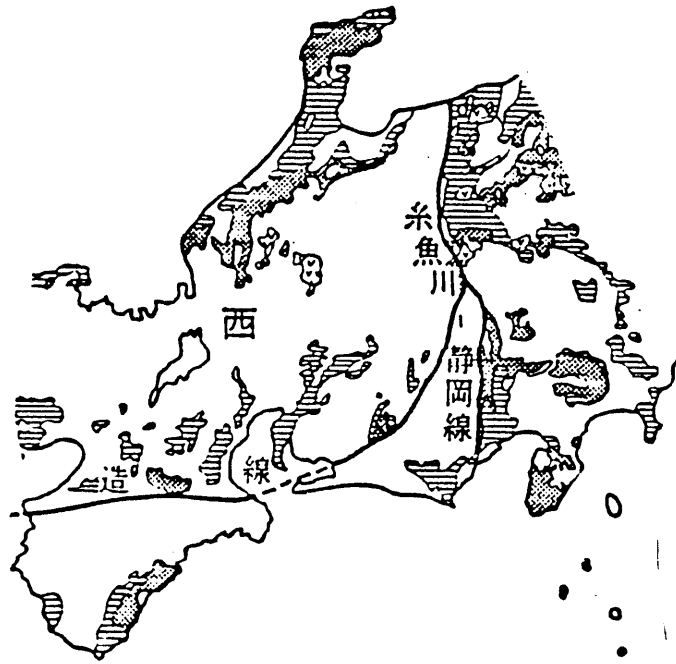



- 
高 F/T 型変成岩 (母体-松ヶ平, 青海, 三郡, 三波川, 神居古潭帯, 長崎)
- 
低 P/T 型変成岩 (飛騨, 領家, 阿武隈, 日高帯)
- 
古第三系(T) (四万十帯では一部下部中新統を含む)
- 
白亜系(K)
- 
三畳系~ジュラ系
- 
ジュラ系(J)
- 
ペルム系~三畳系 (日高帯ではペルム系~三畳系~ジュラ系)
- 
三畳系(Tr)
- 
ペルム系(P)
- 
オフィオライト (西南日本, 東北日本ではペルム紀, 北海道ではジュラ紀)
- 
石炭系 (主な分布地)
- 
シルル系・デボン系 (主な分布地)

図 (4-1-1) 先新第三紀の堆積岩と広域変成岩の分布 (勘米良ら、1980)。






図(4-1-2) 花崗岩と流紋岩の分布(勘米良ら、1980)。



-  新第三紀堆積岩
-  鮮新世～更新世前期噴出岩
-  中新世噴出岩



-  第四紀堆積物
-  第四紀噴出岩
-  地形等高線

図(4-1-4) 第四紀の堆積物の分布と火山・地形(勘米良ら、1980)。

図(4-1-3) 新第三紀の堆積岩と噴出岩の分布(勘米良ら、1980)。

ーントラフ地域の交差部、つまり、南部フォッサマグナ地域は、深成岩類が広くみられる地域である。そして、南部フォッサマグナ地域には、最大、厚さ5,000~6,000 mの堆積層が存在しており、西側の四万十帯とは、衝上断層で接している。領家変成帯と三波川変成帯の境界に位置する中央構造線は、第四紀後期には、0.5~1.0 cm/y rの速さで右ずれの変位をしている(Kaneko、1966;岡田、1973;岡田・安藤、1979)。この右ずれ変位は、南海トラフの走行に対して、中央構造線が斜向しているために生じたものらしい(Shiono、1974)。また、東北日本と西南日本を分かつ糸魚川-静岡構造線は、東日本島弧系の内帯が、古い西南日本弧の帯状構造を南北に横断する地域に位置している。この部分は、島弧の特徴である、火山活動と局地的な沈降活動を伴っており、図(4-1-3)に示される糸魚川-静岡構造線の東側にある第三紀の堆積岩は、糸魚川-静岡構造線を横断する隆起帯より生じた、局地的な沈降地域である。現在の糸魚川-静岡構造線は、赤石山脈の方に40~90°傾いた衝上断層である(松田、1961)。図(4-1-4)は、第四紀の堆積物(網目の部分)と地形の接峰面をあらわしており、これをみると、中部・近畿地域の第四紀堆積盆地は、関東平野などと異なり、比較的せまい面積で海岸沿いにひろく分布しているのが特徴である。地質学的にみると、赤石山脈は、そのほとんどが白亜紀から古第三紀にかけて堆積した四万十層群であり、飛騨山脈は、槍が岳を境にして、北が白亜紀後期の花コウ岩類、南が三畳紀の堆積岩が分布している。また、木曾山脈は、南部が、白亜紀の花コウ岩、北部が三畳紀の堆積岩でしめられている。

#### (4-2) 重力データと出典

本研究で使用した中部・近畿山岳地域の重力データの数、分布地域、及びその出典を、表(4-2-1)に示す。なお、点数は、北緯33°20'~37°35'、東経135°~139°30'に入っているものの総数である。また、以下の出典のなかには、緯度、経度、標高そして重力値が完全な形で与えられていないもの、重力データそのものは未公表のもの、も含まれている。

表(4-2-1) 重力データの出典一覧

機関	年度	点数	地域名
Iida & Aoki	1958	539	名古屋周辺
壇原	1962*	461	静岡周辺
国土地理院	1962	18	箱根
GSI	1964、65	2749	中部・近畿地方
中条・須田	1971、72	992	伊勢湾・三河湾
清水ら	1973	100	亀岡盆地
実川ら	1974	153	伊豆・丹沢山地
村上ら	1975	90	京都盆地南部
Nishimuraら	1976、77	750	近江盆地
Satomura	1976	50	琵琶湖周辺
Nishidaら	1978**	400	近江盆地
田島ら	1978**	31	浅間山周辺
海上保安庁・水路部	1982*	6238	海上部
河野ら	1982**	2816	能登・北陸
西田・横山	1982	166	京都市東北部
Yamamotoら	1982	2214	中部山岳地域
阿部	1983*	35	琵琶湖湖底
Takeuchiら	1983	154	福井平野
里村	1985*	282	静岡周辺
Furumotoら	1985	1388	鈴鹿・養老地方
Shichiら	1985	962	東海地方
Yamamotoら	1985**	1006	中部・近畿地方

---

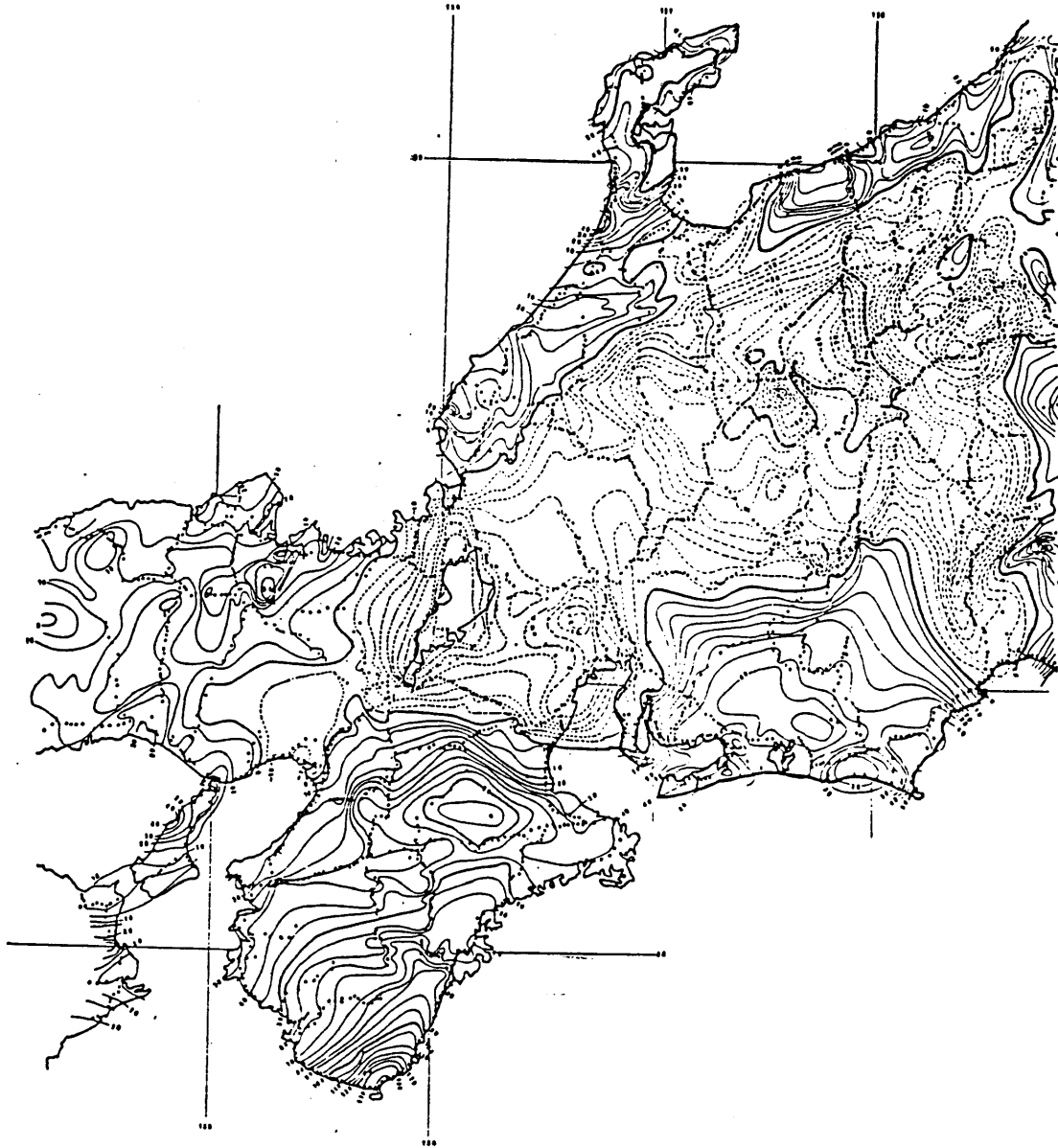
合計 21594

(注) \*は、原著論文・測定点(重力値)ともに未公表のものを示す。

\*\*は、原著論文は公表されているが、測定点(重力値)は未公表のものを示す。

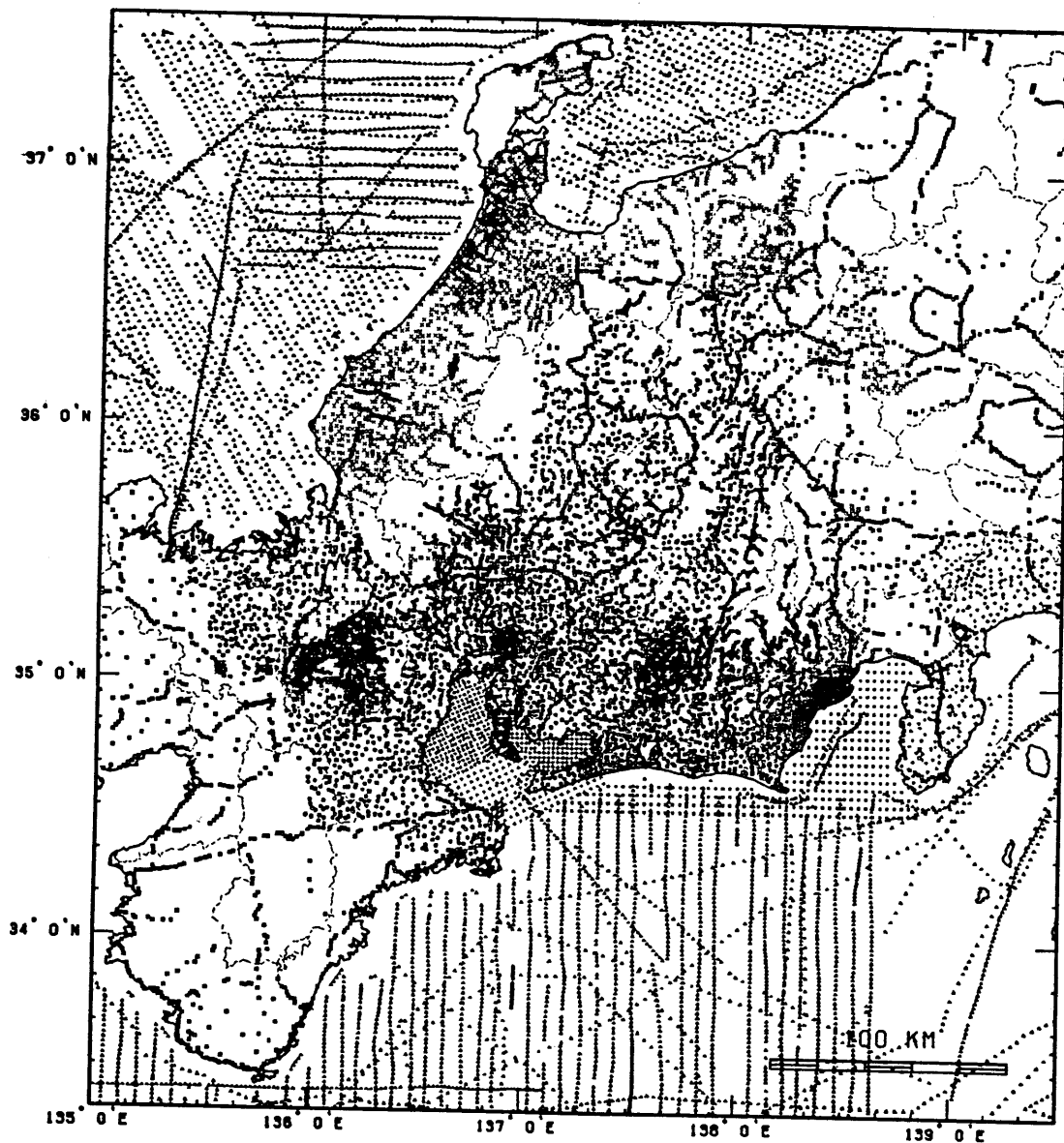
#### (4-3) フリーエア異常とブーゲ異常

本節では、第2章で述べた重力補正を行った結果得られた、中部・近畿山岳地域の重力異常について議論する。図(4-3-1)は、Hagiwara(1967)による中部・近畿地方のブーゲ異常図である。図中の黒い点が測定点である。国土地理院のデータを基本にしているため、一見して山岳部のデータの少ないことがわかる。このような荒い分布からわかる山岳地域のブーゲ異常の大規模な特徴は、中部山岳地域から琵琶湖にかけて強い負の領域が存在することである。しかしながら、赤石山脈、飛驒山脈、木曾山脈における測定点は数えるほどしかなく、このままでは、山脈の形成メカニズムを論ずることができないばかりか、各山脈に対応した重力異常の特徴を、こまかく知ることができない。本研究で測定された重力データは、一部の山地を除き、ほとんど完全に中部山岳地域～近畿山岳地域を網羅している。図(4-3-2)は、本研究で使用した重力データの分布図である。総数は、21000点余である。ここでは、まず、後に述べる第四紀の堆積物や重力の鉛直勾配異常の補正を考えず、通常の意味で作成したブーゲ異常図、フリーエア異常図、そして地形の関係をfilteringを通して得られた結果も含めて議論することにしよう。フリーエア異常は、ジオイド面上での重力値と、ジオイド面と測定点との間に引力物質がないとした時に測定点上で予想される重力値との差であり、ジオイド面上より高いところにある土地による引力の影響があるため、フリーエア異常は、より高い地点では、より正の値をとる。長波長のフリーエア異常は、地形が理想的にアイソスタティックにささえられている時には、ゼロになるものであり、定性的には、アイソスタシーからのずれを与えると考えられる。したがって、長波長のフリーエア異常が正であることは、地形がアイソスタシー的なつりあい状態よりも高いところで支えられていることを意味している(負の場合は逆である)。またブーゲ異常は、地下の質量の分布を直接表わす量であり、地下にある物質が、まわりの物質に比べて重い場合は正、軽い場合は負の値をとる。図(4-3-3a)～(4-3-3c)をみてみよう。これらは、すべて前章で述べたBriggsの方法で、Grid化したものであり、Gridの大きさは、緯度・経度方向に約 $1.5' \times 1.5'$ (フリーエア異常図のみ $1.3' \times 1.3'$ )である。コンターの間隔は、ブーゲ異常図が5mgal、フリーエア異常図が10mgal、そして、地形図が250mである。図(4-3-3a)の地形は、国土地理院、水路



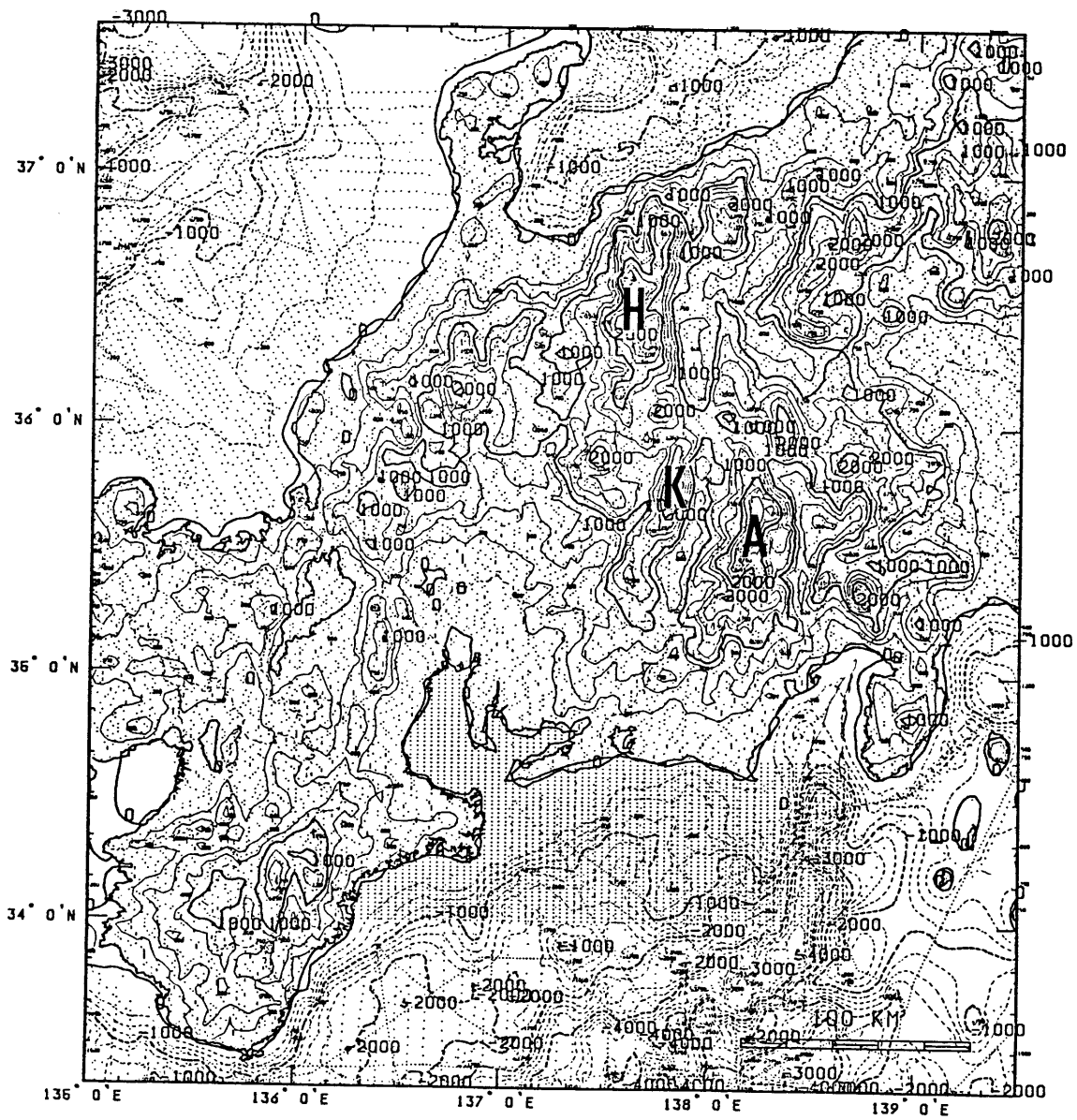
図(4-3-1) Hagiwara (1967) による中部・近畿地方のブーゲ異常図





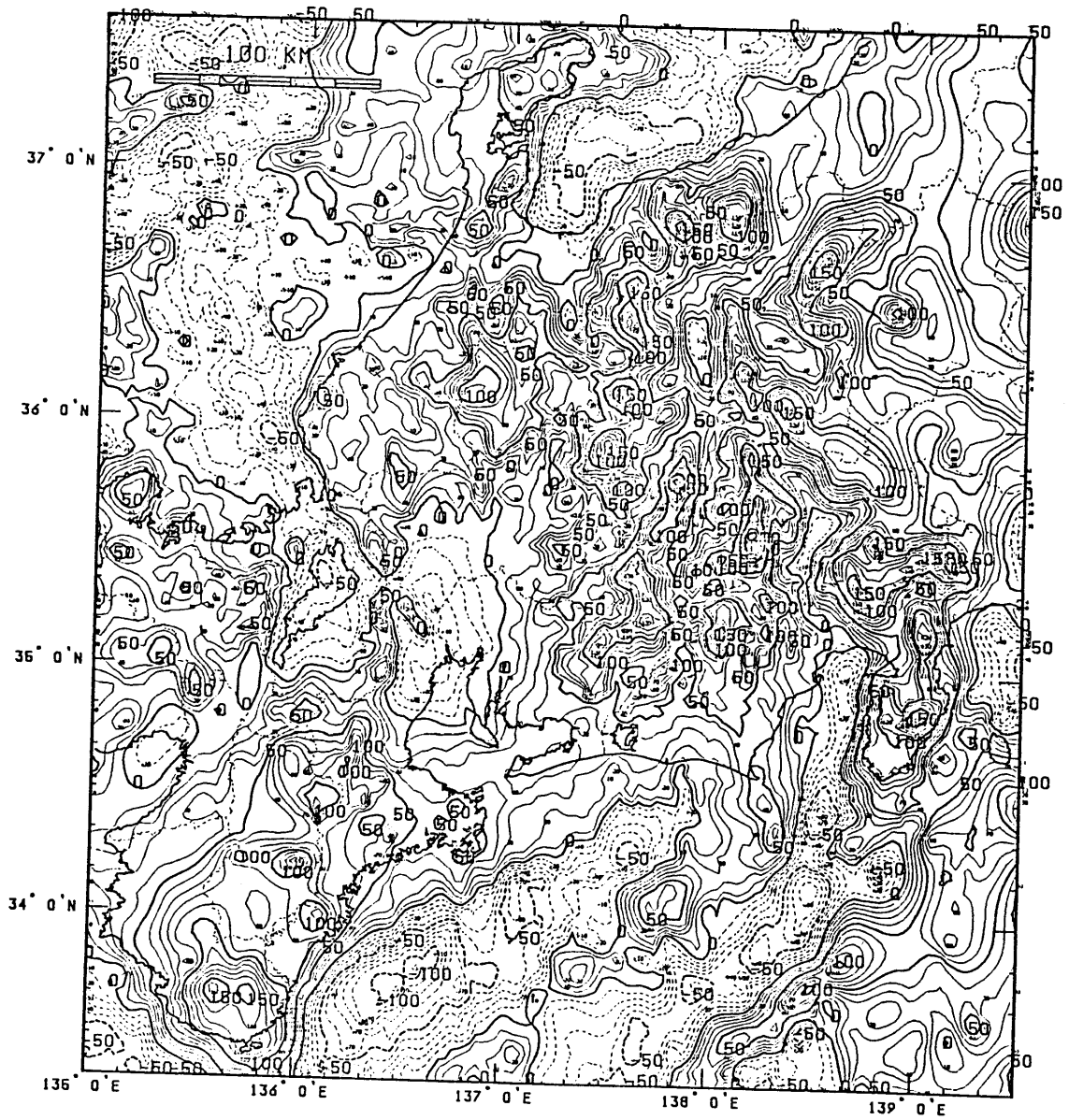
図(4-3-2) 本研究で使用了重力データの分布。 点数は、21,594点。

# \*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*



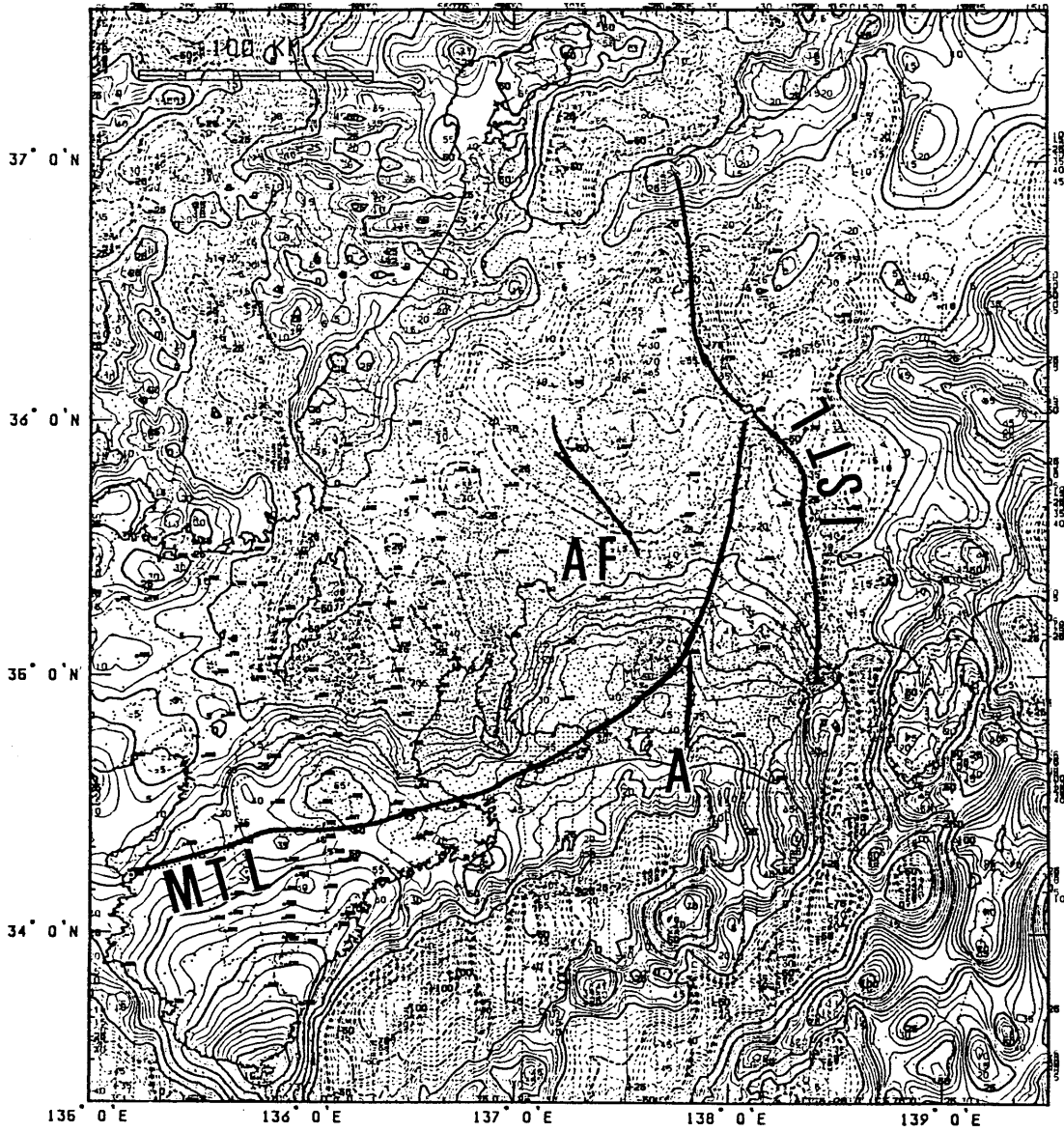
図(4-3-3 a) 標高データと重力データの標高から作成した中部・近畿地方の地形図。コンターは250 m間隔であり、図中の小さな点がサンプリング点。Hは飛騨山脈、Kは木曾山脈、Aは赤石山脈。

# FREEAIR GRAVITY ANOMALY



図(4-3-3b) 中部・近畿地方のフリーエア異常図。コンターは10mgal間隔。

# BOUGUER GRAVITY ANOMALY



図(4-3-3c) 地形補正後の中部・近畿地方のブーゲ異常図。コンターは5mgal間隔。密度は $2.62\text{ g/cm}^3$ 。第四紀の堆積物の補正、重力の鉛直勾配異常の補正はふくまれていない。ISTLは糸魚川-静岡構造線、MTLは中央構造線、AFは阿寺断層、Aは赤石裂線。

部などの標高・水深データをもとにして作成した中部・近畿地方の地形である（図中の黒い点がGrid化に使用したデータを示す）。Aが赤石山脈、Hが飛驒山脈、Kが木曾山脈である。これら中部・近畿山岳地域の輪郭がはっきりと示されており、北アルプスから南アルプスにわたって、echelon状に並んだ山体がみられる。これに対応したフリーエア異常が図（4-3-3b）である。一見して、短い波長では、ほとんど地形とのよい相関をもっているのがわかる。この図のように短波長が卓越している場合には、テクトニックな議論はむずかしい。図（4-3-3c）は、ブーゲ異常図であり、密度 $2.62\text{ g/cm}^3$ であり、地形補正済である。図中のMTLは中央構造線、ISTLは糸魚川-静岡構造線、ATLは赤石裂線、そして、SBは設楽盆地（カルデラ）である。Hagiwara（1967）による図（4-3-1）と図（4-3-3c）を比べてみよう。両者ともに、測定点がしめされており、コンターもともに $5\text{ mgal}$ である。細かい様子がかなり異なっていることがわかる。また、図（4-3-3c）では、微細な地質・構造線との対応もかなりはっきりわかる。この図から、重力の鉛直勾配異常、堆積盆地の影響をさしひいたブーゲ異常とその細かい特徴については、（4-6）節で議論する。ここで図（4-3-3c）からわかる特徴を列举してみよう。

① 飛驒山脈山体の負の異常が明瞭な形になってあらわれた。また同時に、松本盆地を中心とする負の異常が、飛驒山脈のそれと同程度の大きさで存在する。従来は、槍ヶ岳以北のデータがまったくなかったため、飛驒山脈の山体の負の異常ははっきりせず、むしろ松本盆地を中心とする負の異常の方が大きかった。このことから、飛驒山脈がアイソスタティックに支えられている可能性があることが判明した。

② ①で述べた松本盆地を中心とする負の異常帯の中心軸は糸魚川-静岡構造線とは、ややずれている。

③ 従来、全く測定点のなかった赤石山脈では、山体に対応した負のブーゲ異常は、全く存在しない。このことは、赤石山脈がアイソスタティックな状態にない、つまり山体に対応した根をもたない、のっぺりした構造であることを意味する。

④ 飛驒山脈を中心とした負の異常を $-2.5\text{ m gal}$ の等重力線で囲まれる領域とすれば、木曾山脈は、そのなかで、相対的に正の重力異常になっている。つまり、木曾山脈も山体に対応した根をもたないどころか、むしろブロック的に押し出された形になっている。

⑤ 近畿地方の琵琶湖を中心とする負の異常は $-6.5\text{ m gal}$ に達する。これは、

琵琶湖の湖水、近江盆地の影響も含んではいるが、値だけからみると、中部山岳地域での最大値とはほぼ同程度である。この盆地の影響については、(4-4)節でのべる。

⑥ 阿寺断層付近で、ブーゲ異常が急変し、相対的に負の異常となっている。

⑦ 豊橋以北の中央構造線より、やや東にずれた位置に、明瞭な、相対的に正の異常帯が存在する。

⑧ 赤石裂線において、ブーゲ異常が急変し、東側が相対的に負の異常帯となっている。

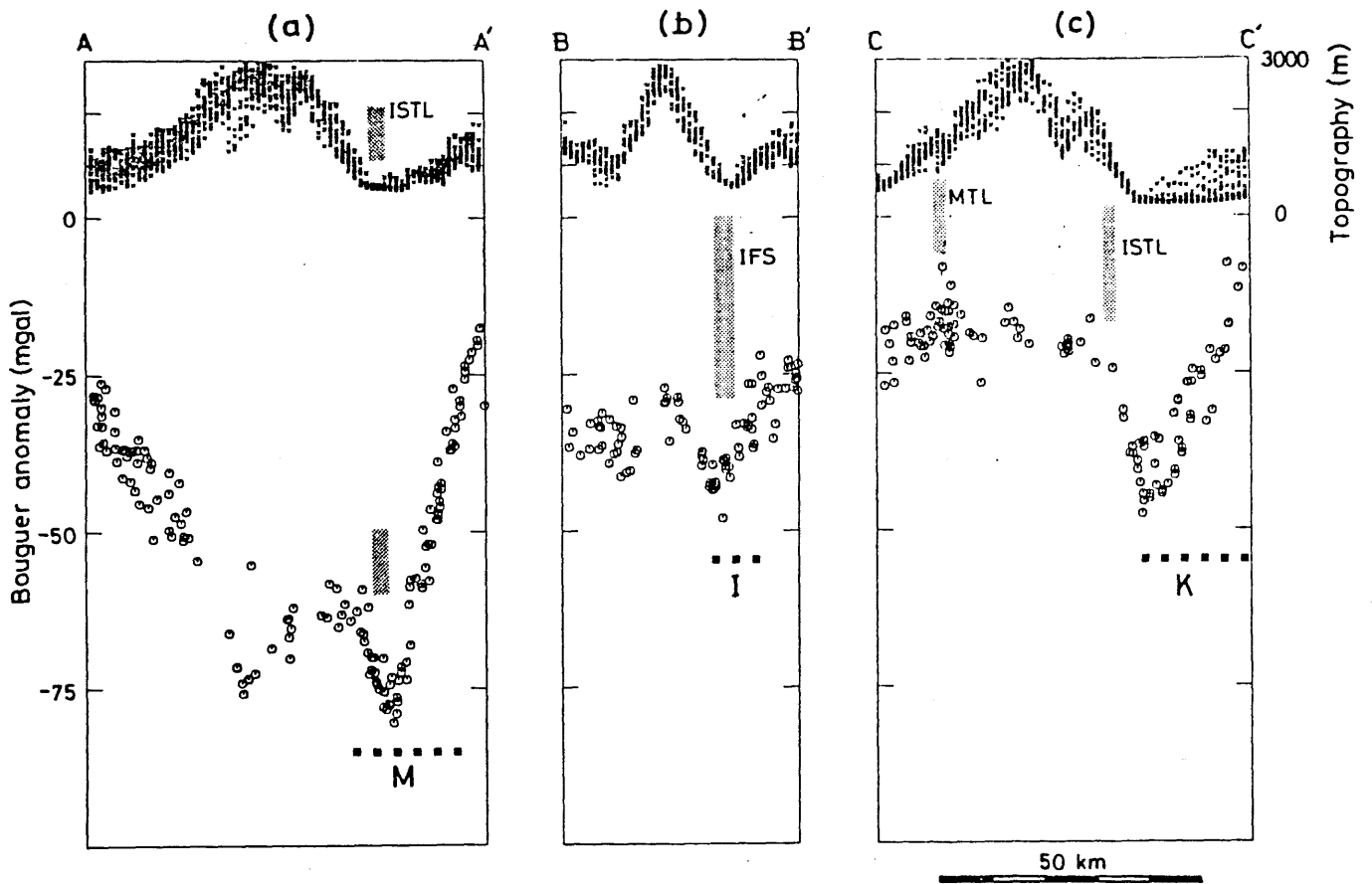
⑨ 設楽盆地の火山岩類分布地域に、強い負の異常帯が存在する。これは、地質学的にみて、陥没構造を示す設楽盆地が、カルデラとしての構造史をもっていたこととよく一致する。

⑩ 東海地方～近畿地方にかけてのブーゲ異常分布において、非常に顕著な重力勾配の異常帯がみられる。この異常帯は、0 mgalと25 mgalの等重力線で挟まれた領域でよく表され、駿河湾～知多半島～奈良へとぬける明瞭な帯である。

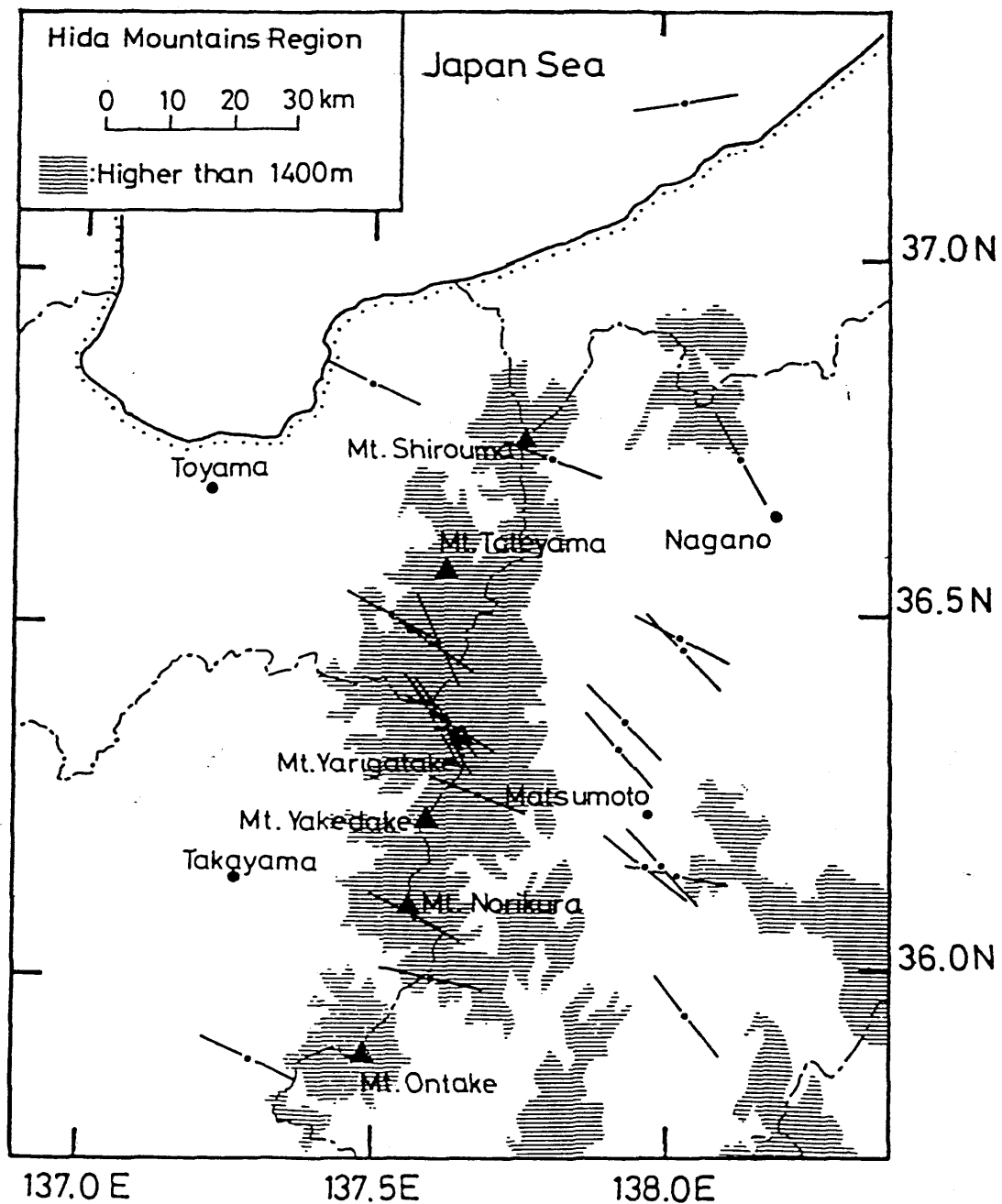
⑪ 一般に第四紀の堆積盆地では、大きな負のブーゲ異常が現れており、長野盆地、静岡平野など一部の盆地を除いて、すべて負のブーゲ異常で占められている。逆に言えば、これらの堆積盆地の影響が現れているため、より正確なブーゲ異常を定義しなおす必要がある。ここまで述べてきたブーゲ異常図にみられる特徴は、(4-6)節の各論でくわしく論ずることとする。

さて、ここで飛驒山脈、木曾山脈、赤石山脈にしぼってもう少し議論をする。

図(4-3-3c)のブーゲ異常図で、これら3個の山脈の地形・ブーゲ異常のプロファイルをみてみよう。図(4-3-4)の左から、飛驒山脈、木曾山脈、赤石山脈の東西断面である。飛驒山脈では、あきらかに山体とは逆の対応をしたブーゲ異常を伴うのに対し、木曾山脈では、やや正の相関、赤石山脈では、ほとんど無相関であることがわかる。山体の規模でいえば、飛驒山脈と赤石山脈は同程度である。それにもかかわらず、このような非常に異なったブーゲ異常のプロファイルをしめすのはなぜだろう。テクトニックにみて全く別の原因が両山脈を高くしているのだろうか。この場合、もっとも考えやすいのは、水平方向の圧縮力であろう。実際、飛驒山脈では、いまでも、年間1～3 mmの速さで隆起をしており、さらに、赤石山脈でも、年間4 mmという隆起速度が測地学的調査から判明している(Research Group for Quaternary Tectonic Map、1969; Danbara、1971)。Fukao & Yamaoka (1983)は、飛



図(4-3-4) 地形とブーゲ異常値のプロファイル。(a) 飛騨山脈中央部を東西にきる断面、(b) 木曾山脈中央部を東西にきる断面、(c) 赤石山脈中央部を東西にきる断面。糸魚川-静岡構造線 (ISTL)、中央構造線 (MTL)、伊那谷断層系 (IFS) はハッチで、松本盆地 (M)、甲府盆地 (K)、伊那盆地 (I) は■ ■ ■で示されている。



図(4-3-5) 中部地方の地震のメカニズム解析より得られた最大圧縮軸の方向を投影したもの (Fukao & Yamaoka, 1983)。地震のマグニチュードは4以下、震源の深さは10 km未満。



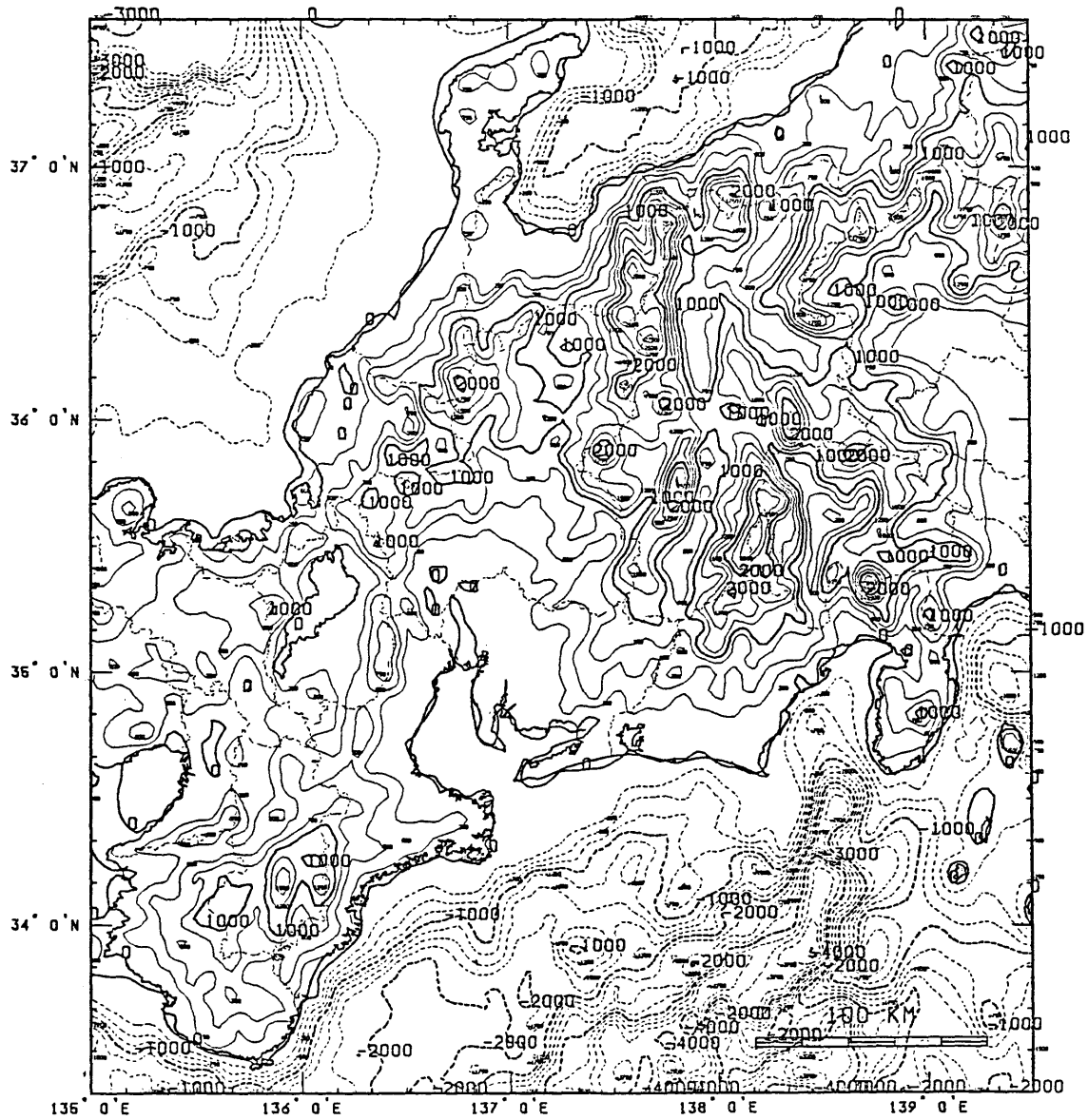
驛山脈付近の地震の発震機構の研究より、飛驒山脈下では、NW-SE方向~WNW-ESE方向にP軸を持った *strike skip* 型の地震が卓越していることをしめした (図4-3-5)。この方向は、山体のトレンドとほぼ直交する方向であり、日本列島の地殻内の地震を引き起こしているテクトニックな力 (水平方向の圧縮力) の方向とよく一致している。この結果と重力データから、Fukao & Yamaoka (1983) は、地殻の浮力は、地形による荷重をささえきれほど大きいものではなく、他に、何も力が働かない場合は、飛驒山脈は、*inelastic* な変形を起こしてつぶれてしまう。したがって、テクトニックな力、つまり、NW-SE方向の水平圧縮力で、山体の隆起が支えられているはずであると結論した。また、赤石山脈の東側に存在する南部フォッサマグナは、 $40^\circ$  以上の高角をもった衝上断層で、赤石山脈と接している (松田、1961) ため、赤石山脈も、上記のテクトニックな水平圧縮力によって、隆起が支えられていると考えると話がよくあう。

次に、ここでは、Low-pass filtering により、cut-off 周波数を徐々に変化させたどのような特徴が見いだされるかについて議論する。図 (4-3-6 a~c) は、15 kmの波長でcutしたLow-pass filterの出力であり、aが地形、bがフリーエア異常、cがブーゲ異常に対応している。これら図では、原図 (図4-3-3) に比べて殆ど変化がなく、ほとんど表層物質による非常に短波長の成分のみがとり除かれている。

図 (4-3-7 a~c) は、30 kmの波長でcutした場合である。地形 (a) とフリーエア異常 (b) を見比べると全般的に正の相関があり、よく一致しているが、紀伊半島の先端では、地形が高々数百mであるのに対し、フリーエア異常は、150 m gal にも達している。図 (4-3-8 a~c) は、同じく、50 kmの波長でcutした場合である。この波長では、飛驒山脈付近のフリーエア異常 (b) は、120 m gal になっているのに対し、紀伊半島の先端では、依然として、140 m gal 程度の振幅をもっている。この異常帯は、プレートのもぐりこみによる質量過剰を示しているのかもしれない。また、50 km以上の波長で、地形 (a) とブーゲ異常 (c) をみても、飛驒山脈のブーゲ異常と地形との強い負の相関が、両白山地の方にまで広がっているのがわかる。

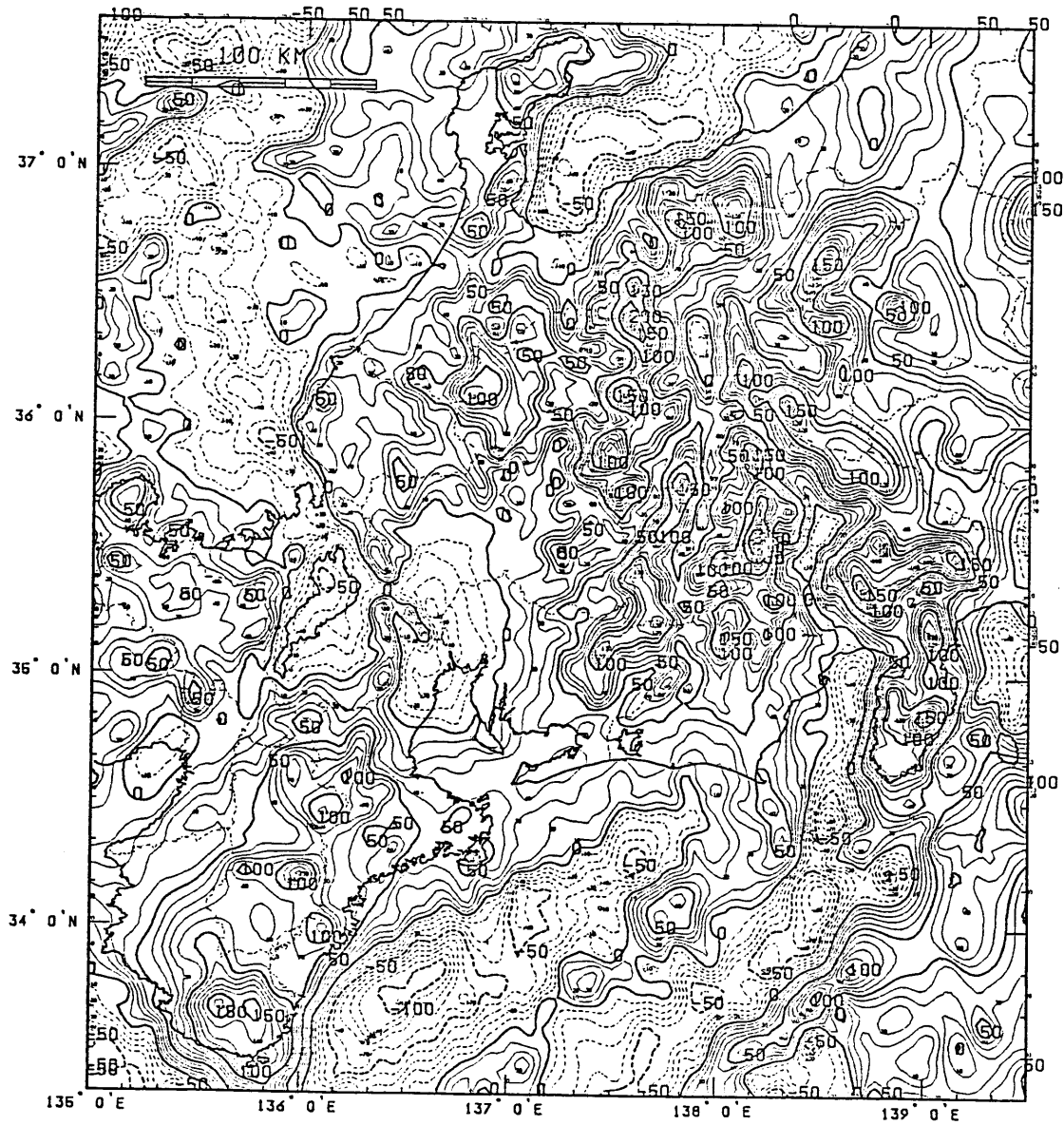
図 (4-3-9 a~c) は、同じく、75 kmの波長でcutした場合である。この程度の波長になってはじめて、飛驒山脈付近の負のブーゲ異常の中心部と地形の高まりの中心部がほぼ一致する。この波長でブーゲ異常 (c) とフリーエア異常 (b) を、図 (4

\*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*  
 LOW-PASS (CUT OFF = 15/10 KM)



図(4-3-6 a) 図(4-3-3 a)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方の地形。 cut-off 周期は 15 km。 コントアは 250 m 間隔。

# FREEAIR GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 15/10 KM)



図(4-3-6b) 図(4-3-3b)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のフリーエア異常。 cut-off 周期は15 km。 コンターは10mgal間隔。

BOUGUER GRAVITY ANOMALY  
LOW-PASS (CUT OFF = 15/10 KM)

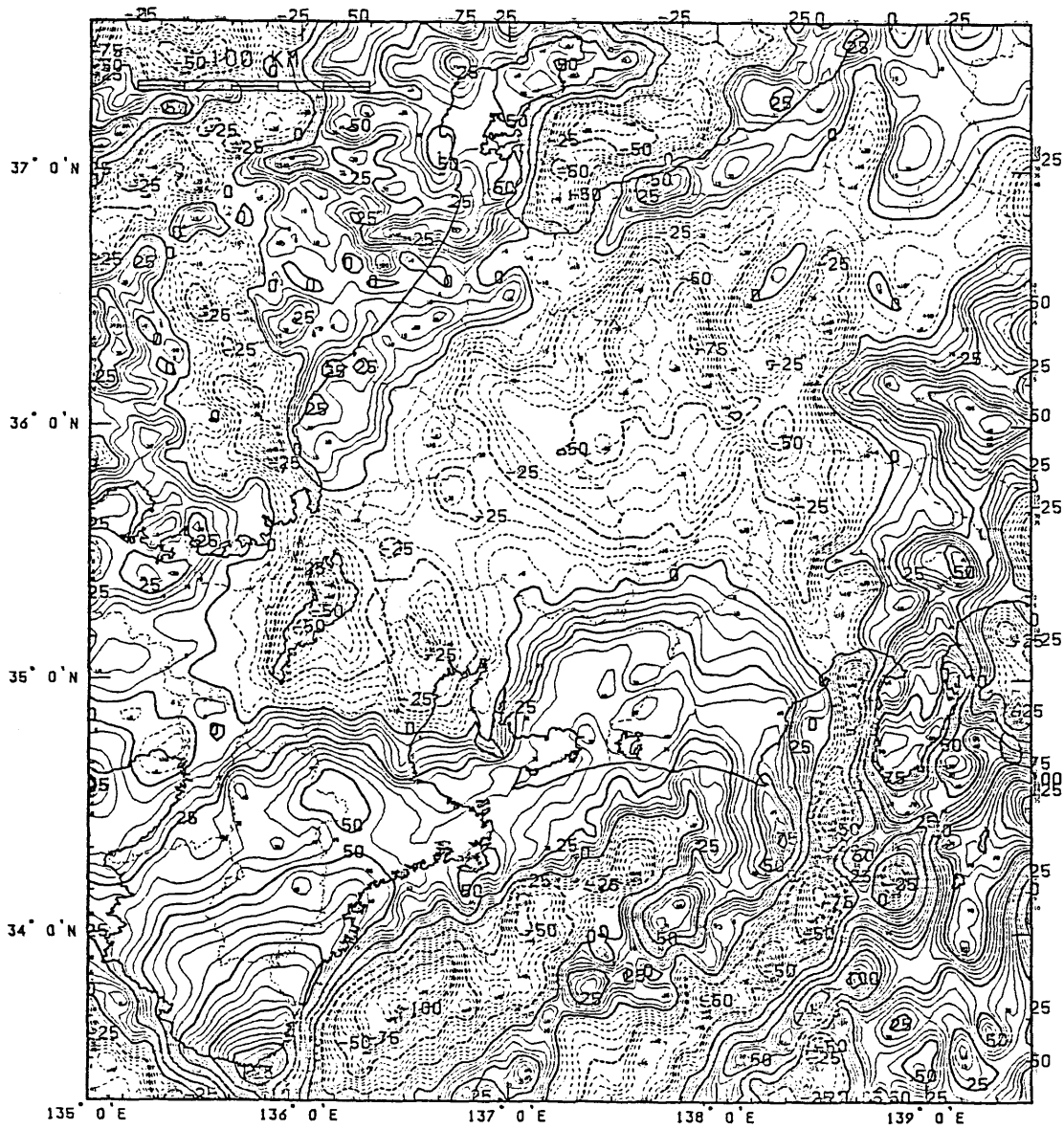
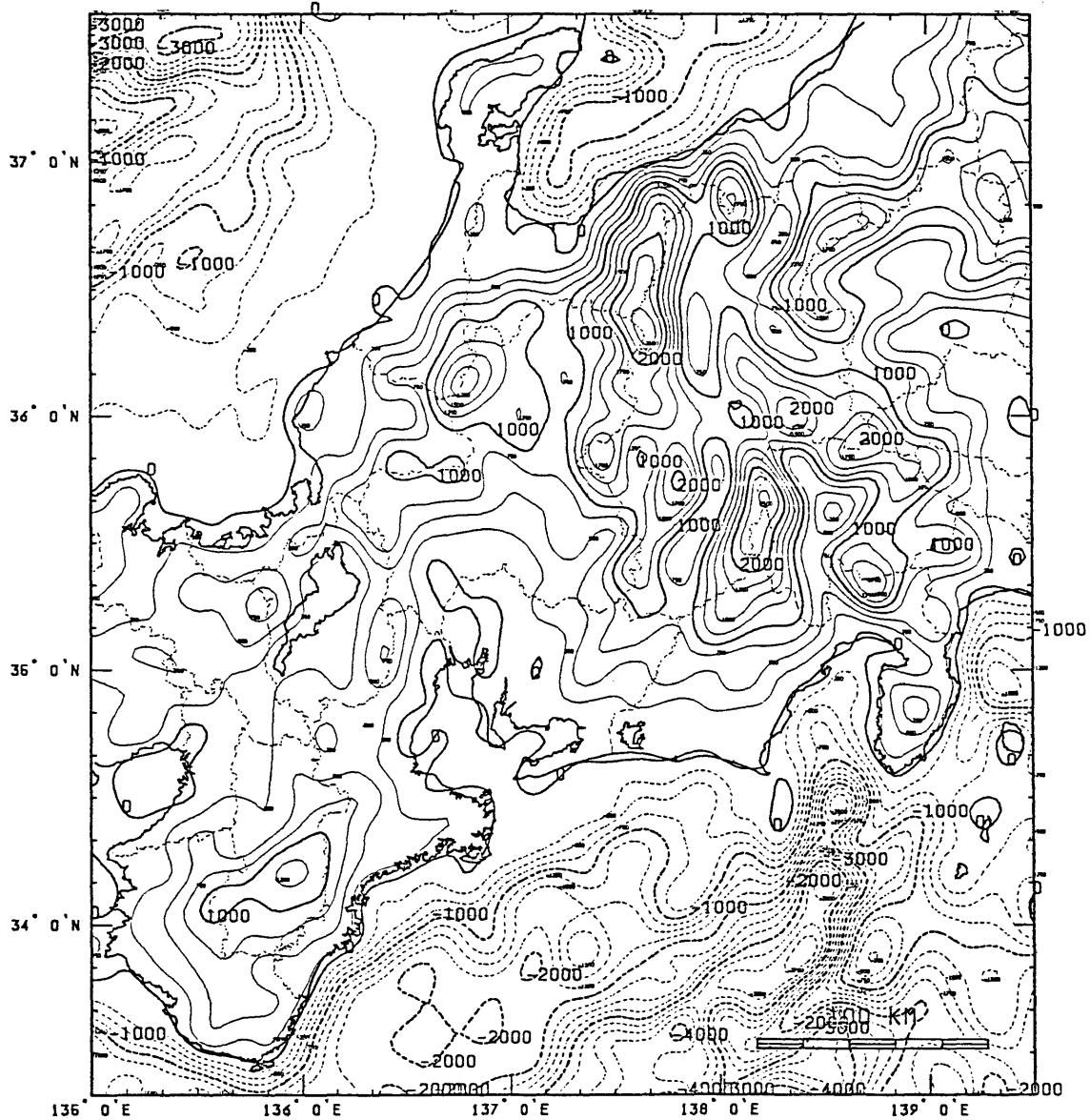


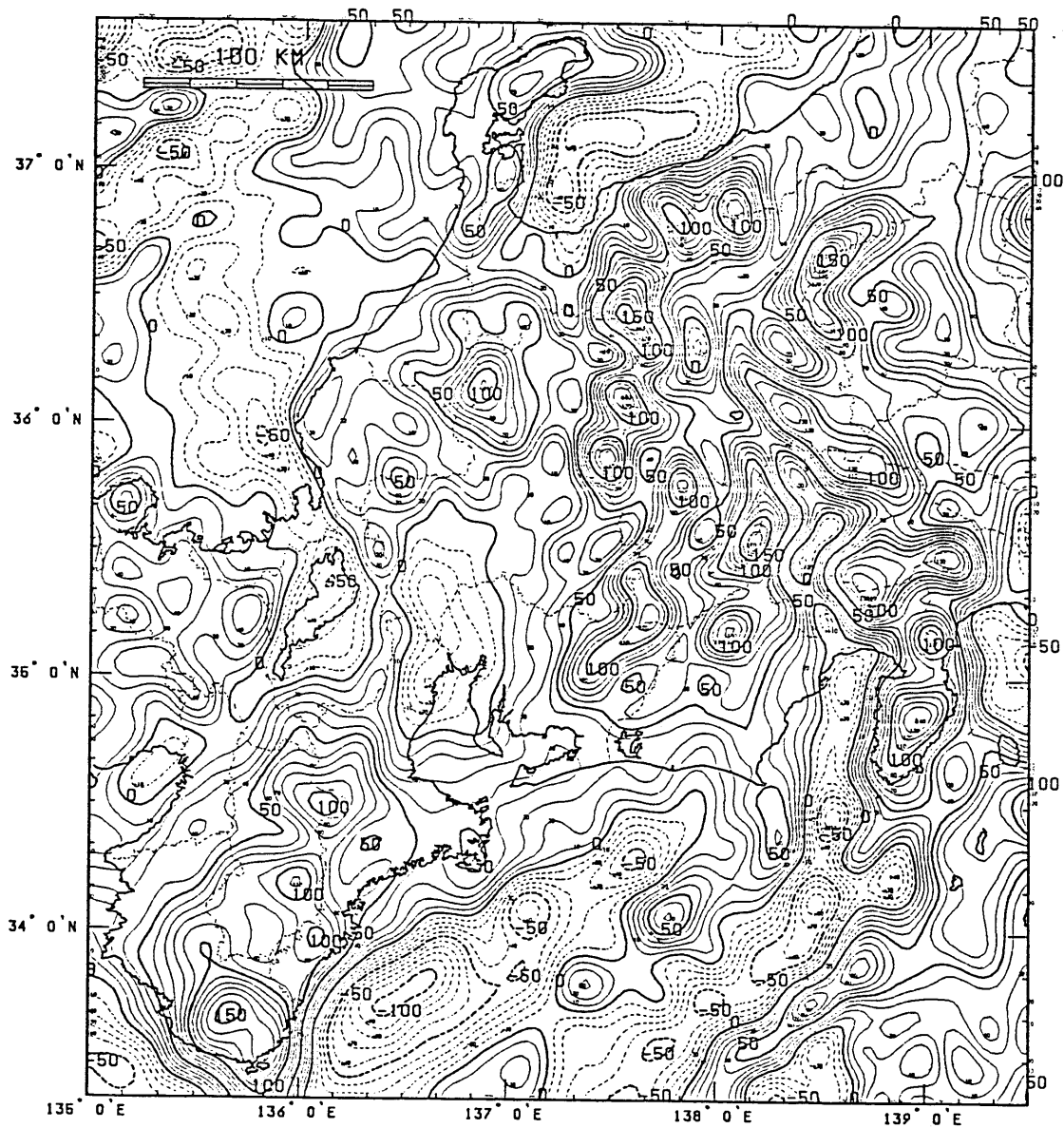
図 (4-3-6 c) 図 (4-3-3 c) をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のブーゲ異常。 cut-off 周期は 15 km。 コントアは 5 mgal 間隔。

\*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*  
 LOW-PASS (CUT OFF = 30/25 KM)



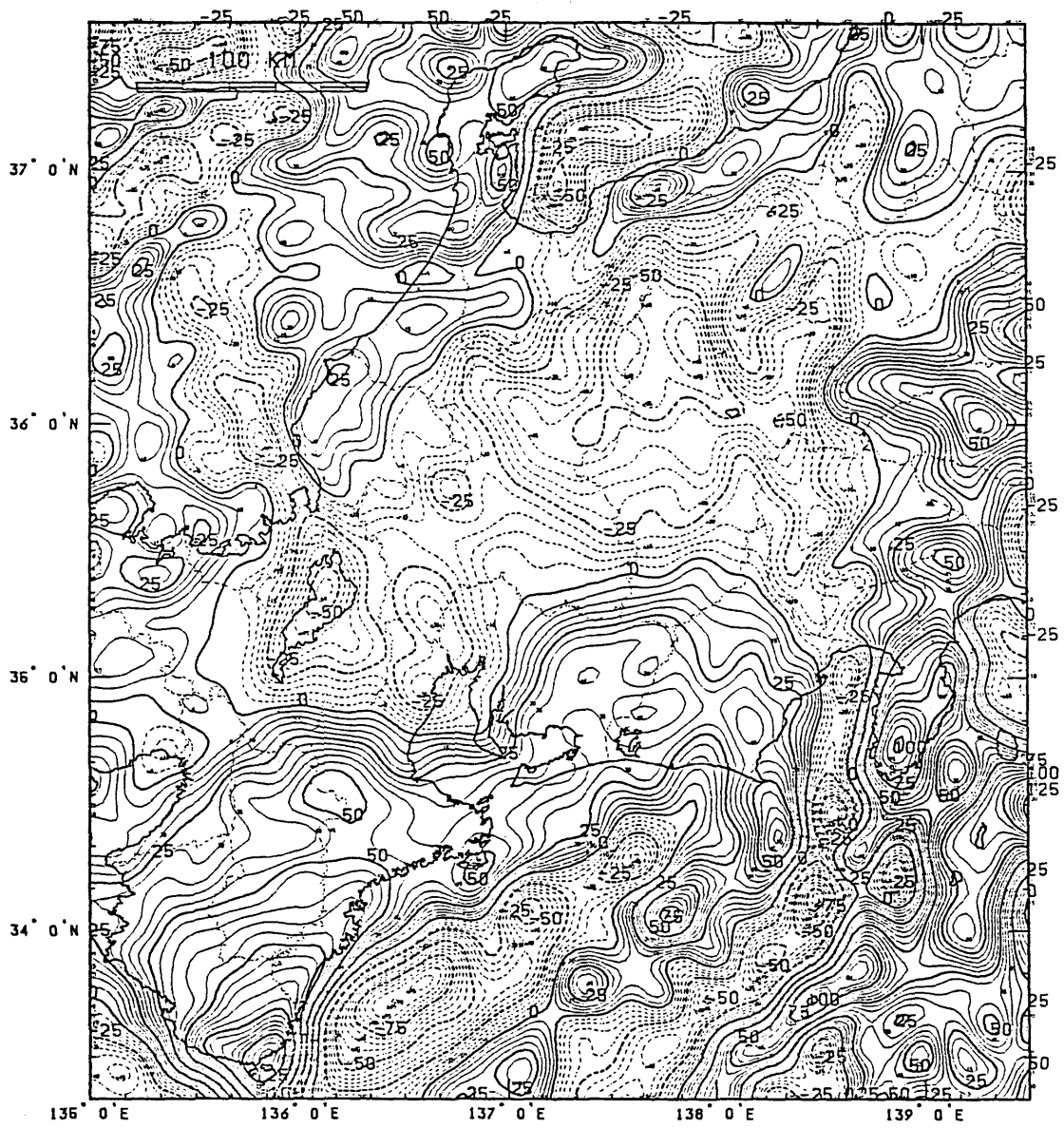
図(4-3-7 a) 図(4-3-3 a)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方の地形。 cut-off 周期は30 km。 コンターは250 m 間隔。

# FREEAIR GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 30/25 KM)



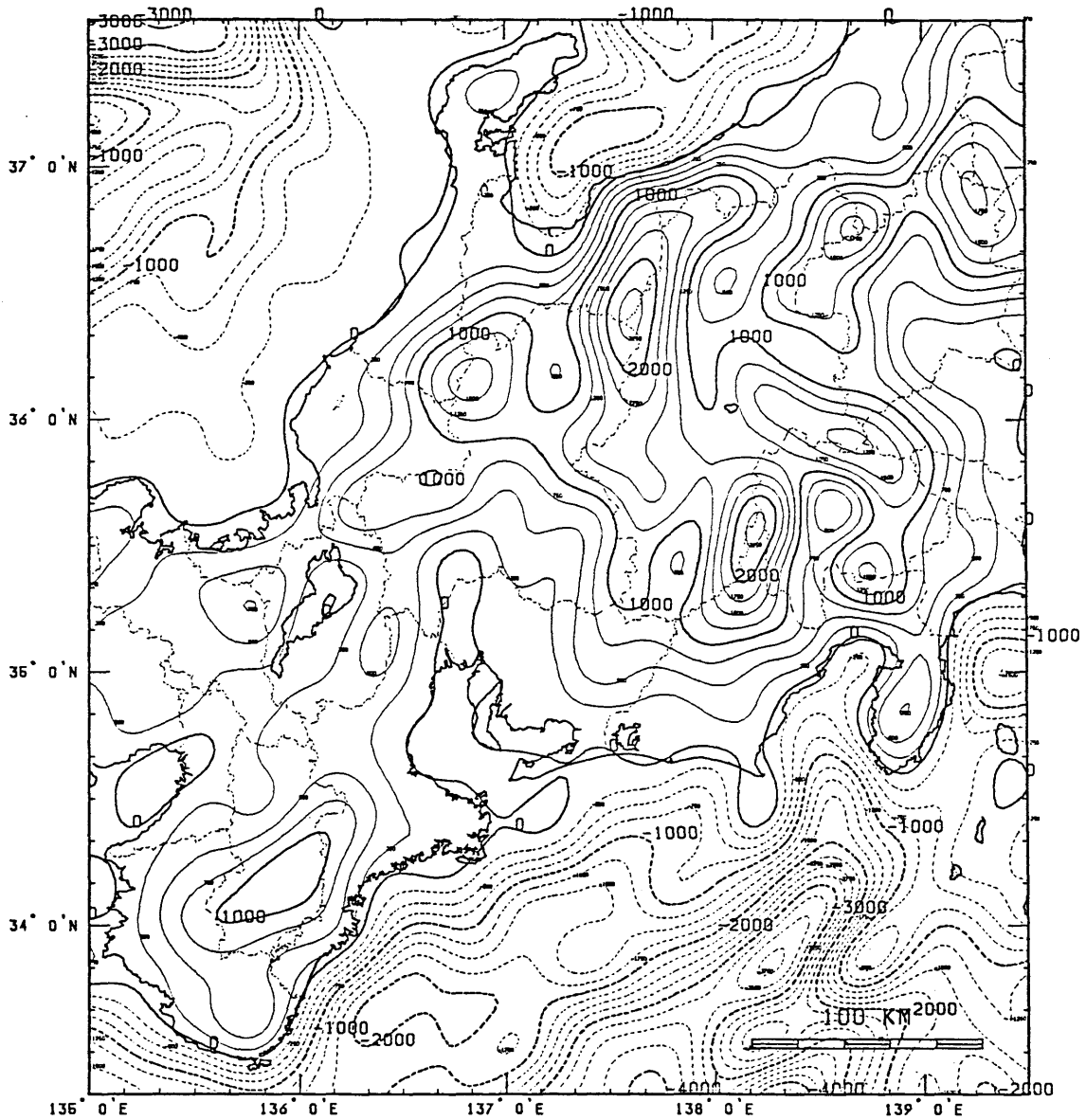
図(4-3-7b) 図(4-3-3b)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のフリーエア異常。 cut-off 周期は30 km。 コンターは10 mgal間隔。

# BOUGUER GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 30/25 KM)



図(4-3-7c) 図(4-3-3c)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のブーゲ異常。 cut-off 周期は30 km。 コンターは5 mgal間隔。

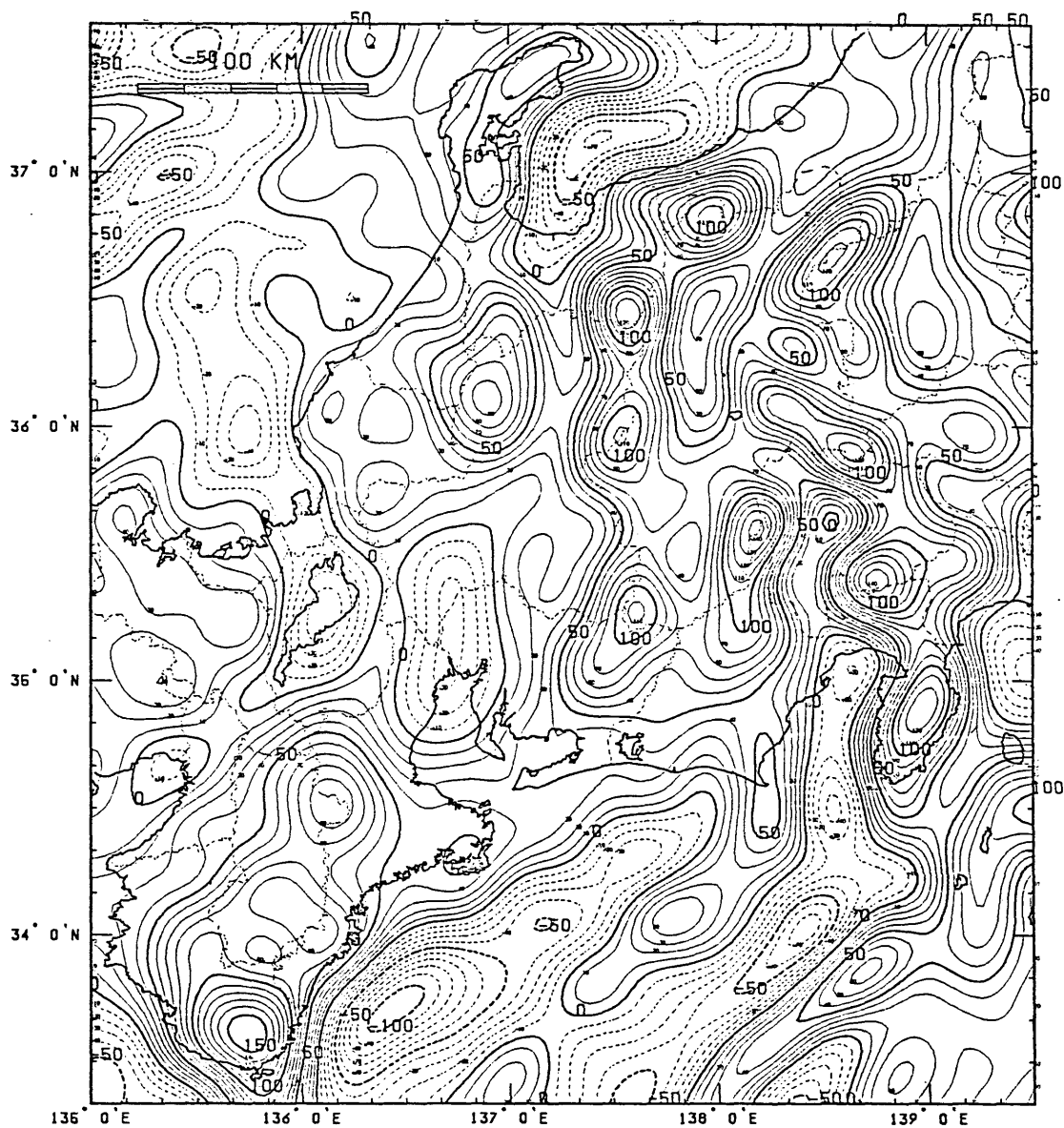
\*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*  
 LOW-PASS (CUT OFF = 50/40 KM)



図(4-3-8 a) 図(4-3-3 a)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方の地形。 cut-off 周期は50 km。 コンターは250 m 間隔。

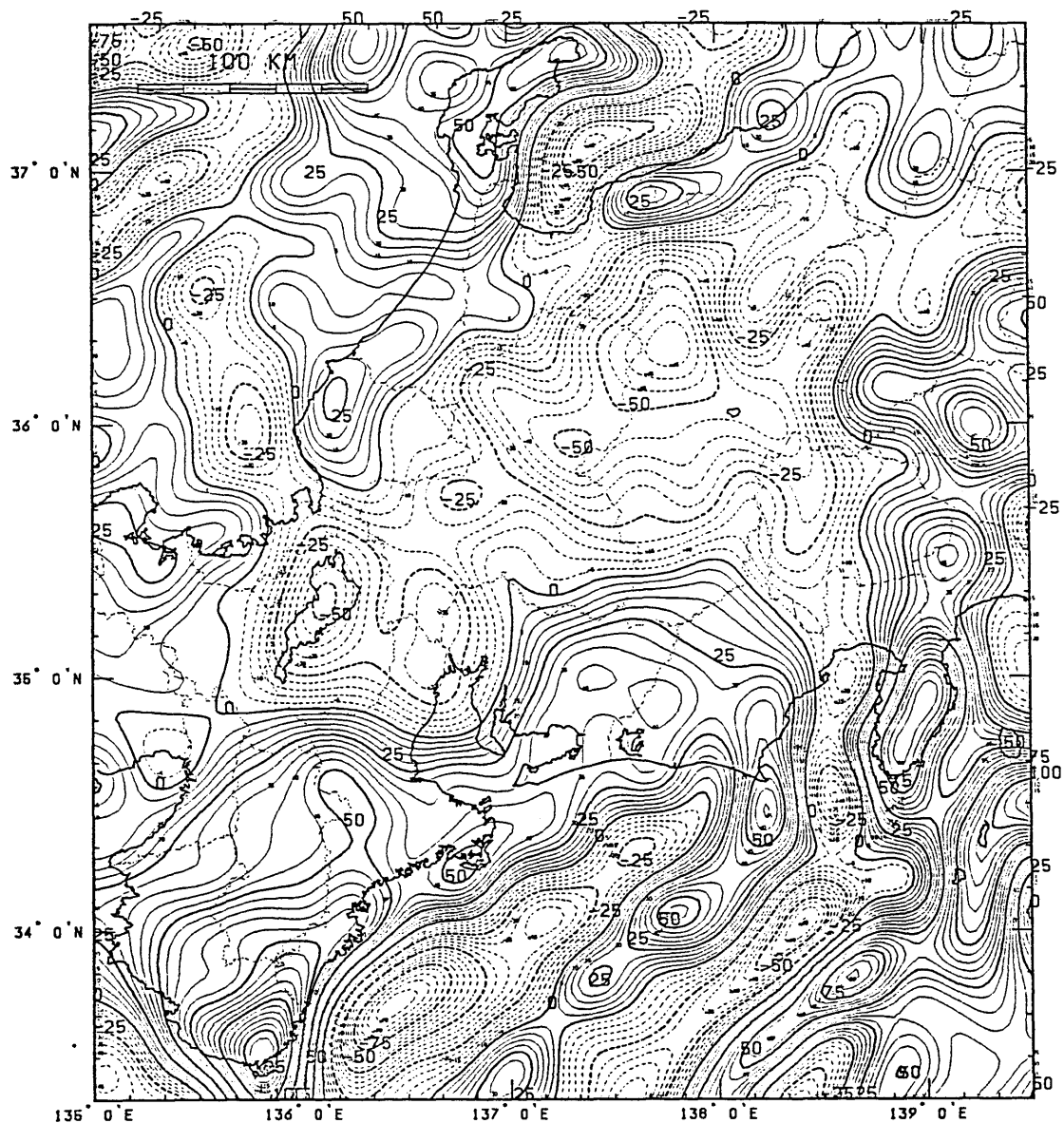


# FREEAIR GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 50/40 KM)



図(4-3-8b) 図(4-3-3b)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のフリーエア異常。 cut-off 周期は50 km。 コンターは10mgal間隔。

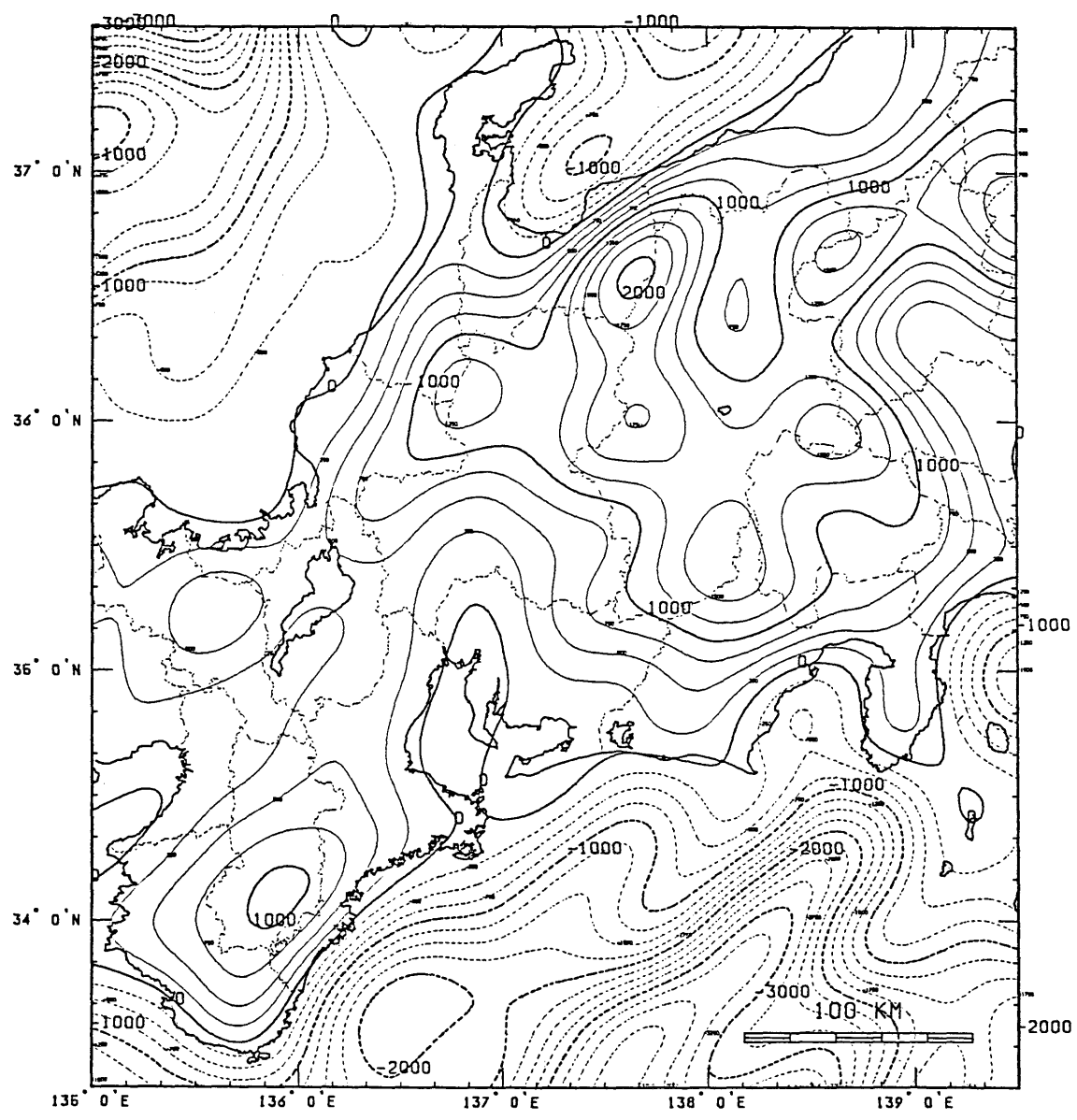
# BOUGUER GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 50/40 KM)



図(4-3-8c) 図(4-3-3c)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のブーゲ異常。 cut-off 周期は50 km。 コンターは5 mgal間隔。

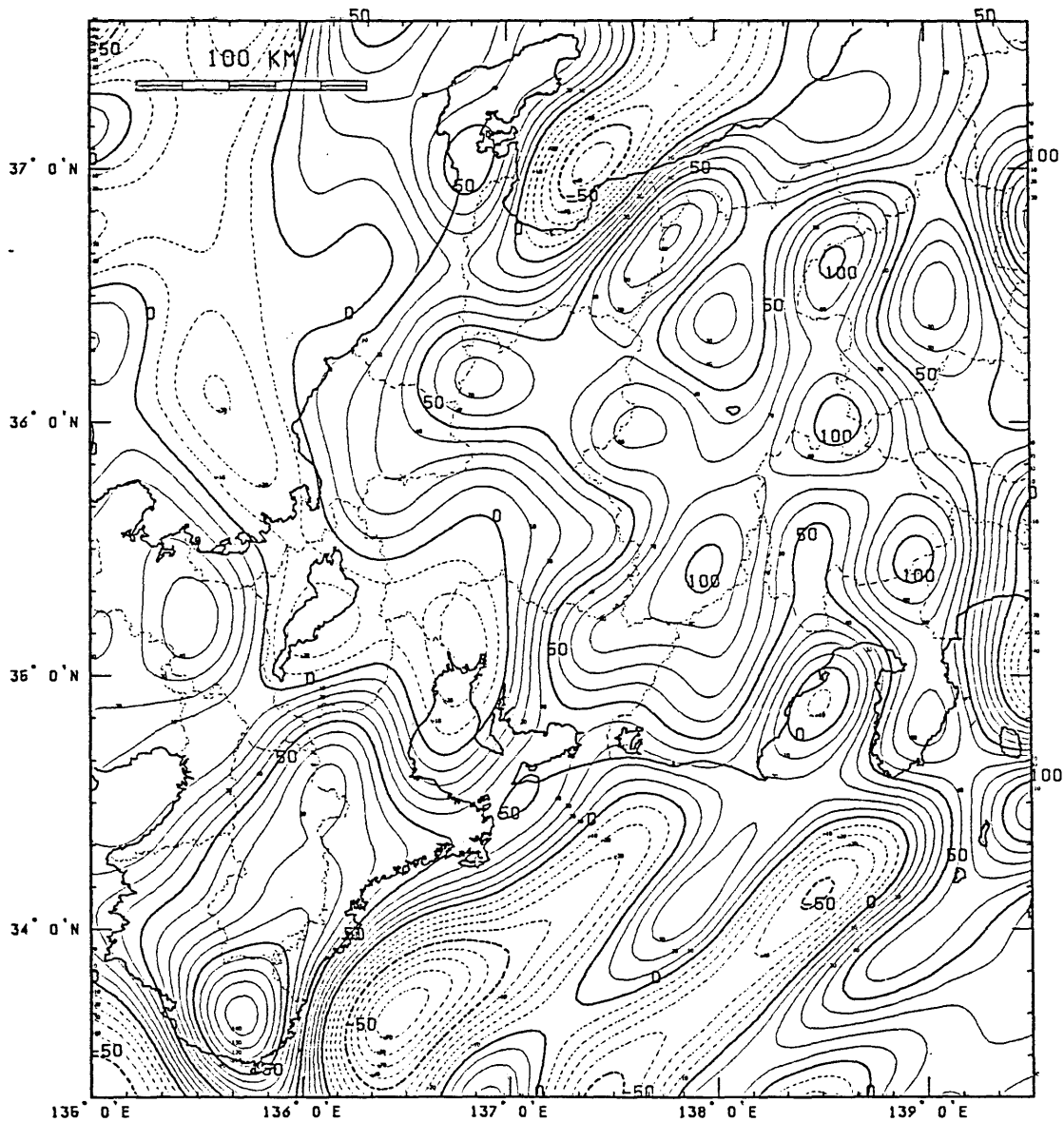
—3—3) の原図と比べてみると、飛驒山脈付近では、フリーエア異常のほうは、原図に比べて、振幅がほぼ半分程度になっているのに対し、ブーゲ異常のほうは、もとの振幅の90%を維持している。このことは、フリーエア異常と異なり、飛驒山脈でのブーゲ異常の値が非常に長波長の成分が卓越していることを示している。図(4—3—10a~c)は、100kmの波長でcutした場合である。ブーゲ異常をこの波長でみると、中部山岳地域から近畿地方、特に、琵琶湖付近にかけての広大な負のブーゲ異常領域が現れてくるのが見られる。飛驒山脈では、-60mgalがbaseの振幅であり、近江盆地では、-45mgalがbaseの振幅である。Hagiwara(1967)は、東北から中部山岳地域にかけてのブーゲ異常の谷の部分と、地形の尾根の部分の中心軸が一致せず、ブーゲ異常の谷の部分の軸が日本海側にずれていることを指摘したが、この波長では、あまり、明瞭にそれをみることはできない。図(4—3—11a~c)は、160kmの波長でcutした場合である。Tsuboi & Yamaguchi(1941)は、汎世界的な重力異常の解析から、アイソスタシーの成立する波長の下限として、100~200kmであることを指摘している。一方、これをもとに、Hagiwara(1967)は、150km以上の波長でみた場合、ブーゲ異常の谷の中心軸を、今の位置より南東側へずらせて、地形に一致するように並べると、両者が、アイソスタティックなバランス状態にあるのがわかると述べている。しかしながら、地形の長波長の起伏が、モホ面の凹凸のみで補償されているとしたら、このモホ面から理論的に予想されるブーゲ異常は、観測値よりも、かなり小さい値を示す(Fukao & Yamaoka, 1983; 古瀬・河野, 1984)ことが知られている。古瀬・河野(1984)は、Dorman & Lewis(1970, 1972)、Lewis & Dorman(1970)のアドミッタンス法を利用して解析し、中部山岳地域は、300km以上の波長では、地形と地殻は、アイソスタティックなバランス状態にあると結論した。図(4—3—11b)のフリーエア異常図では、中部山岳地域を中心とした正の異常が顕著にみられる。潜り込んでいるフィリピン海プレートの影響が中部山岳を中心として局地的にでているのかもしれないが、非常に長波長でフリーエア異常をみた場合は、アイソスタシー状態からのずれをあらわしていると考えられるので、フリーエア異常からみた場合、中部山岳地域は、アイソスタティックなバランス状態からずれていると言ってよい。つまり、中部山岳地域で完全にアイソスタシーが成り立っているかどうかは、いまのところ、はっきりとは結論をだせないが、先にも述べた地形による荷重と地殻の浮力の釣り合い

\*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*  
 LOW-PASS (CUT OFF = 75/70 KM)



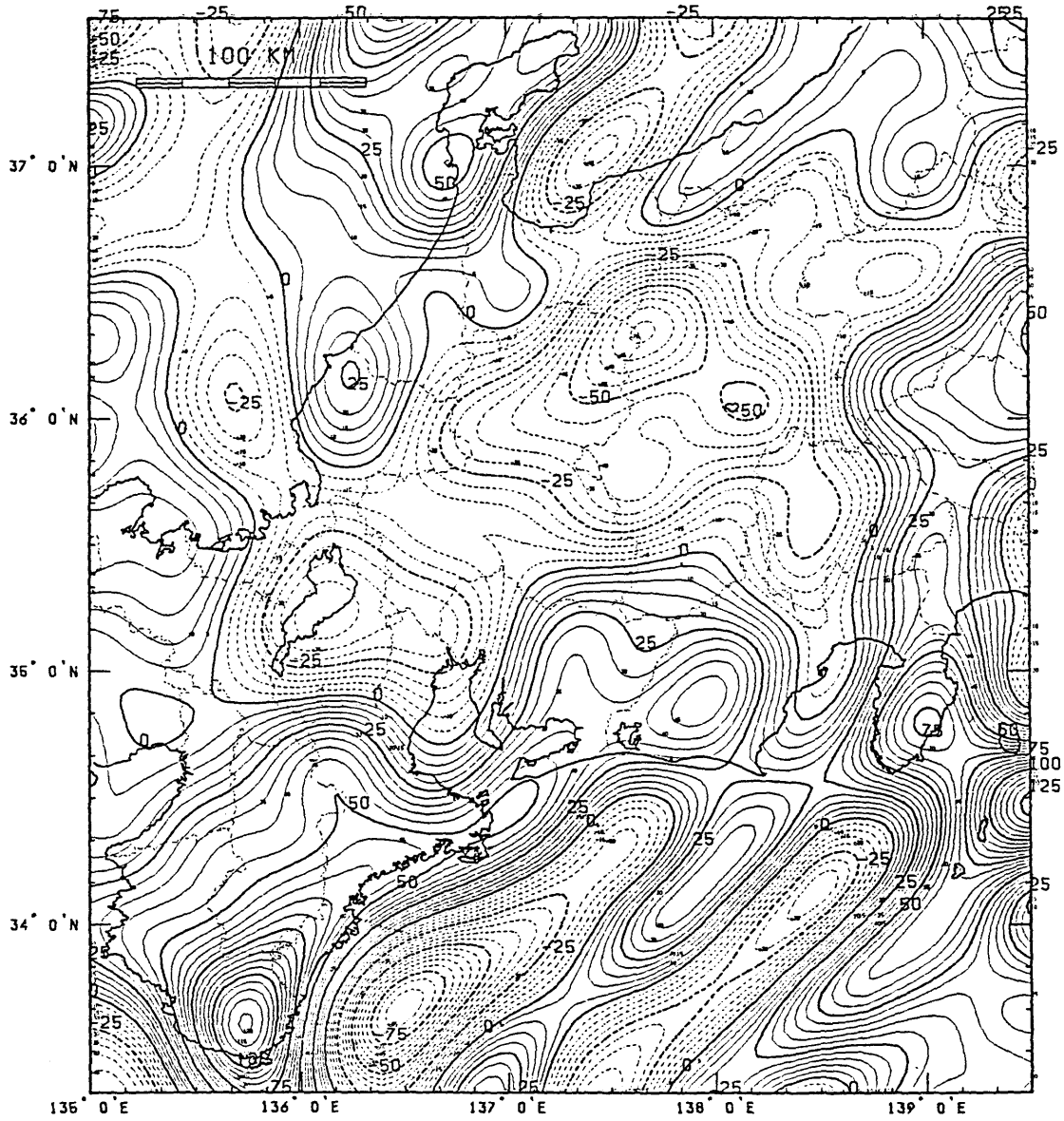
図(4-3-9 a) 図(4-3-3 a)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方の地形。 cut-off 周期は75 km。 コントアは250 m 間隔。

# FREEAIR GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 75/70 KM)



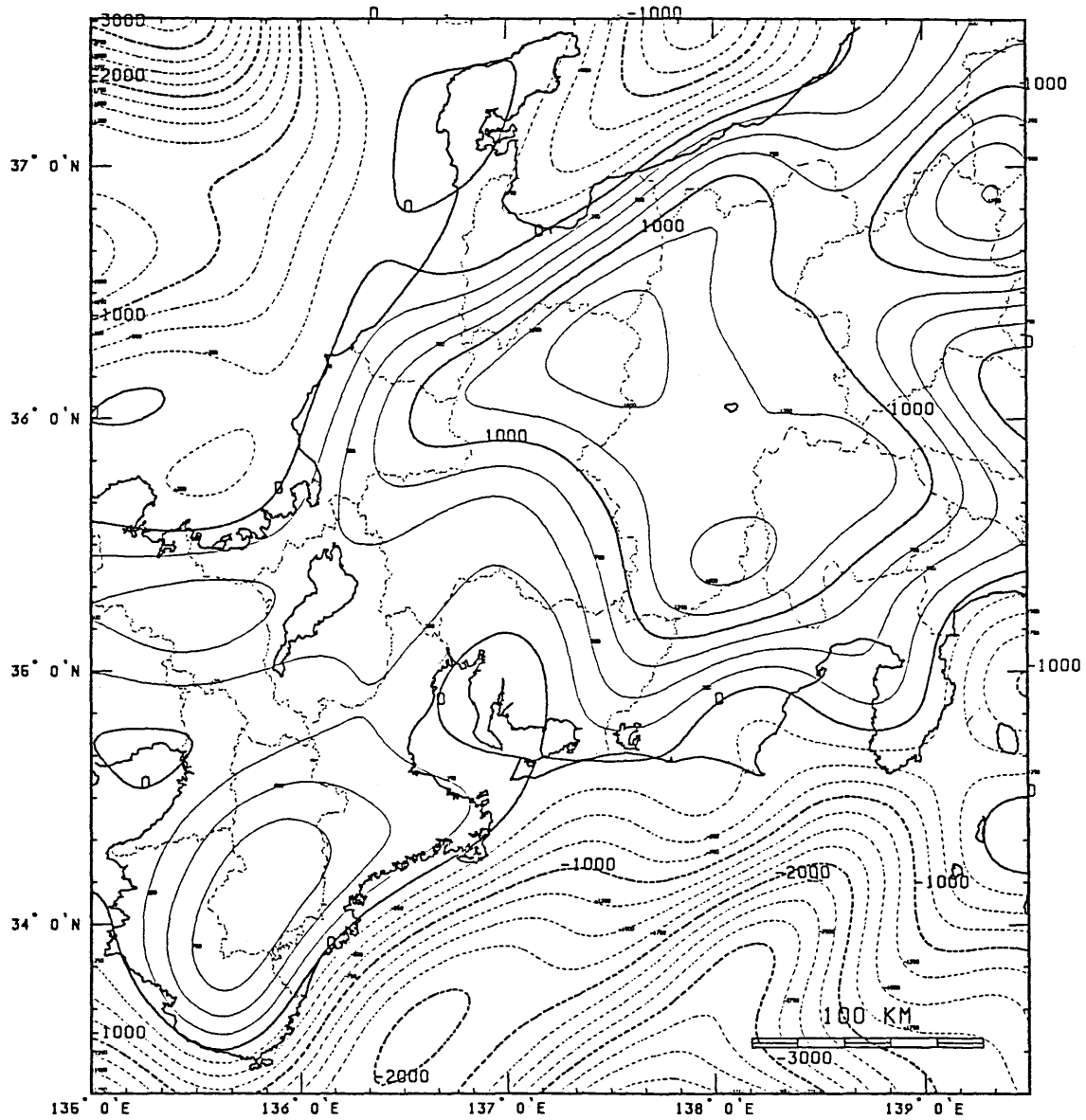
図(4-3-9b) 図(4-3-3b)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のフリーエア異常。 cut-off 周期は75 km。 コンターは10 mgal間隔。

BOUGUER GRAVITY ANOMALY  
LOW-PASS (CUT OFF = 75/70 KM)



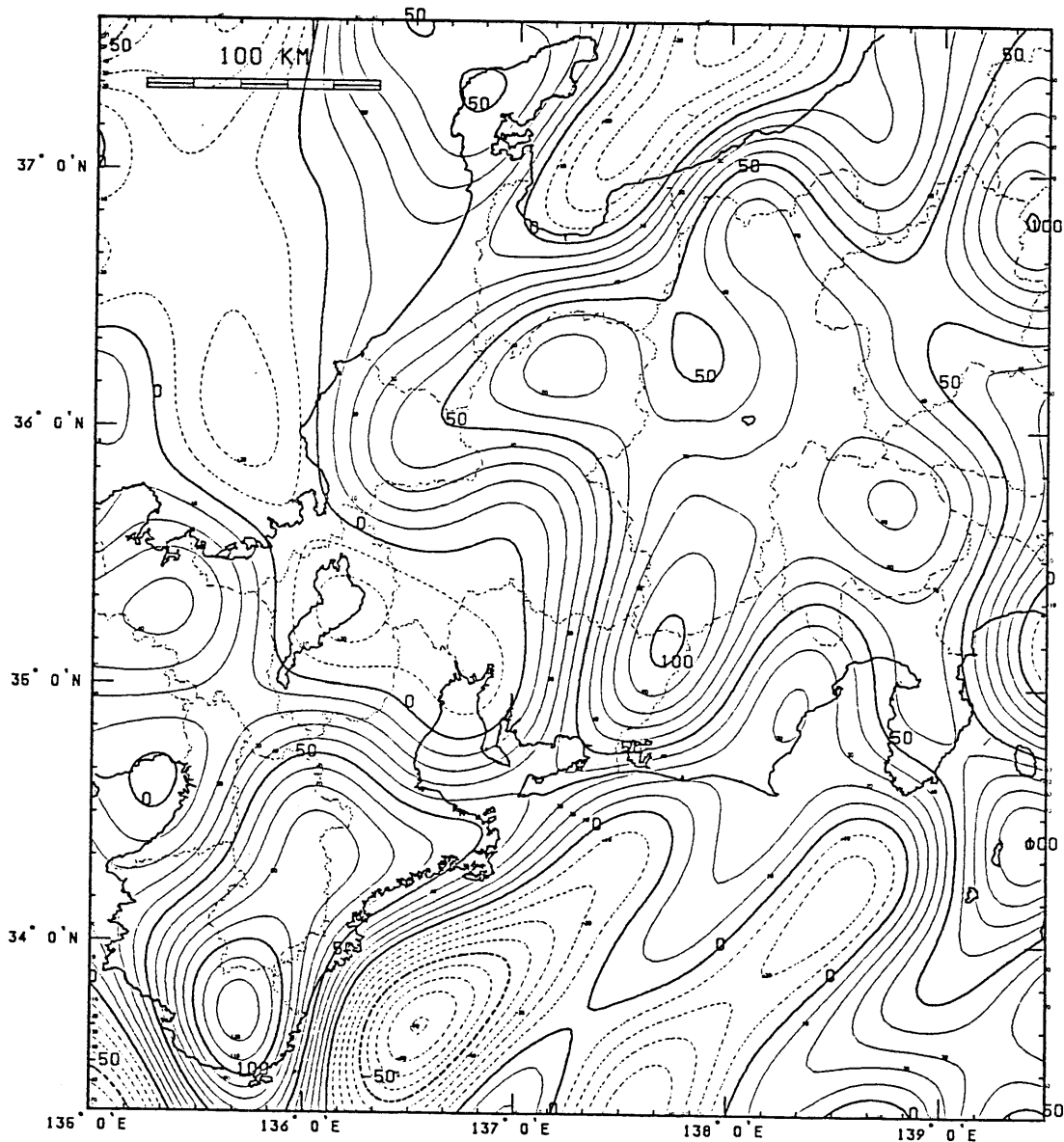
図(4-3-9c) 図(4-3-3c)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のブーゲ異常。 cut-off 周期は75 km。 コンターは5 mgal間隔。

\*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*  
 LOW-PASS (CUT OFF = 100/90 KM)



図(4-3-10a) 図(4-3-3a)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方の地形。 cut-off 周期は100 km。 コンターは250 m 間隔。

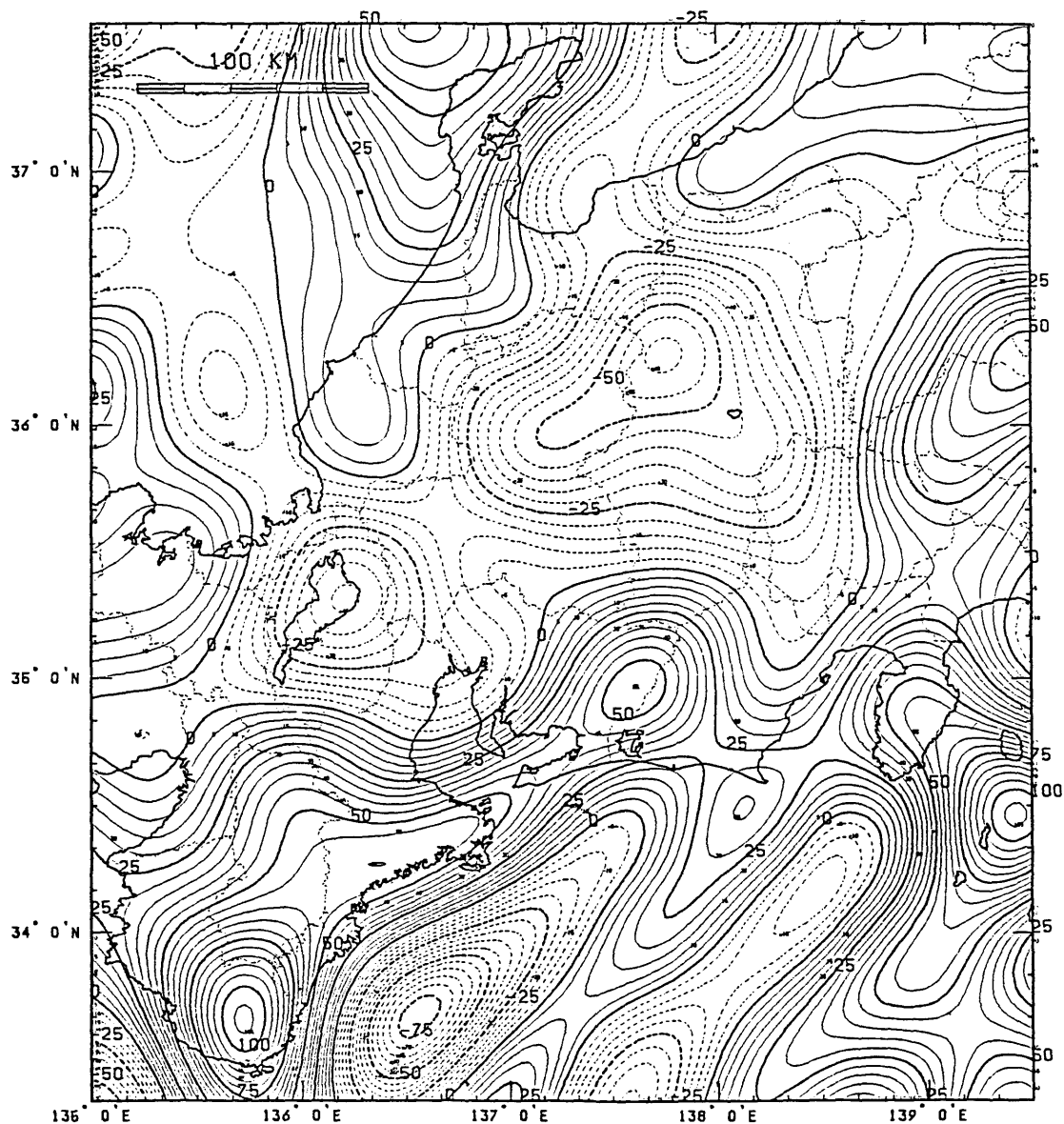
# FREEAIR GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 100/90 KM)



図(4-3-10b) 図(4-3-3b)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のフリーエア異常。 cut-off 周期は100 km。 コントアは10 mgal間隔

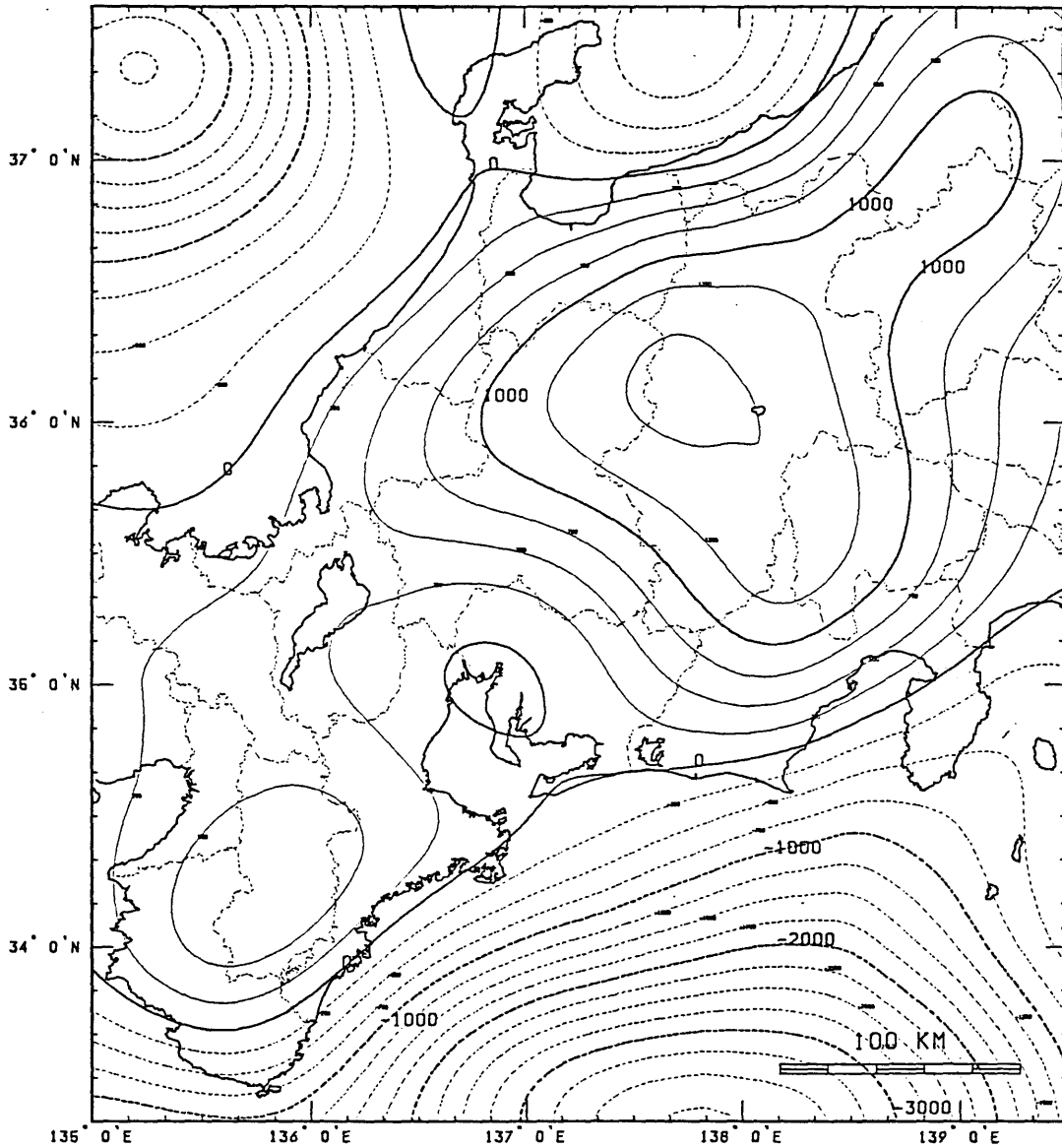


# BOUGUER GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 100/90 KM)



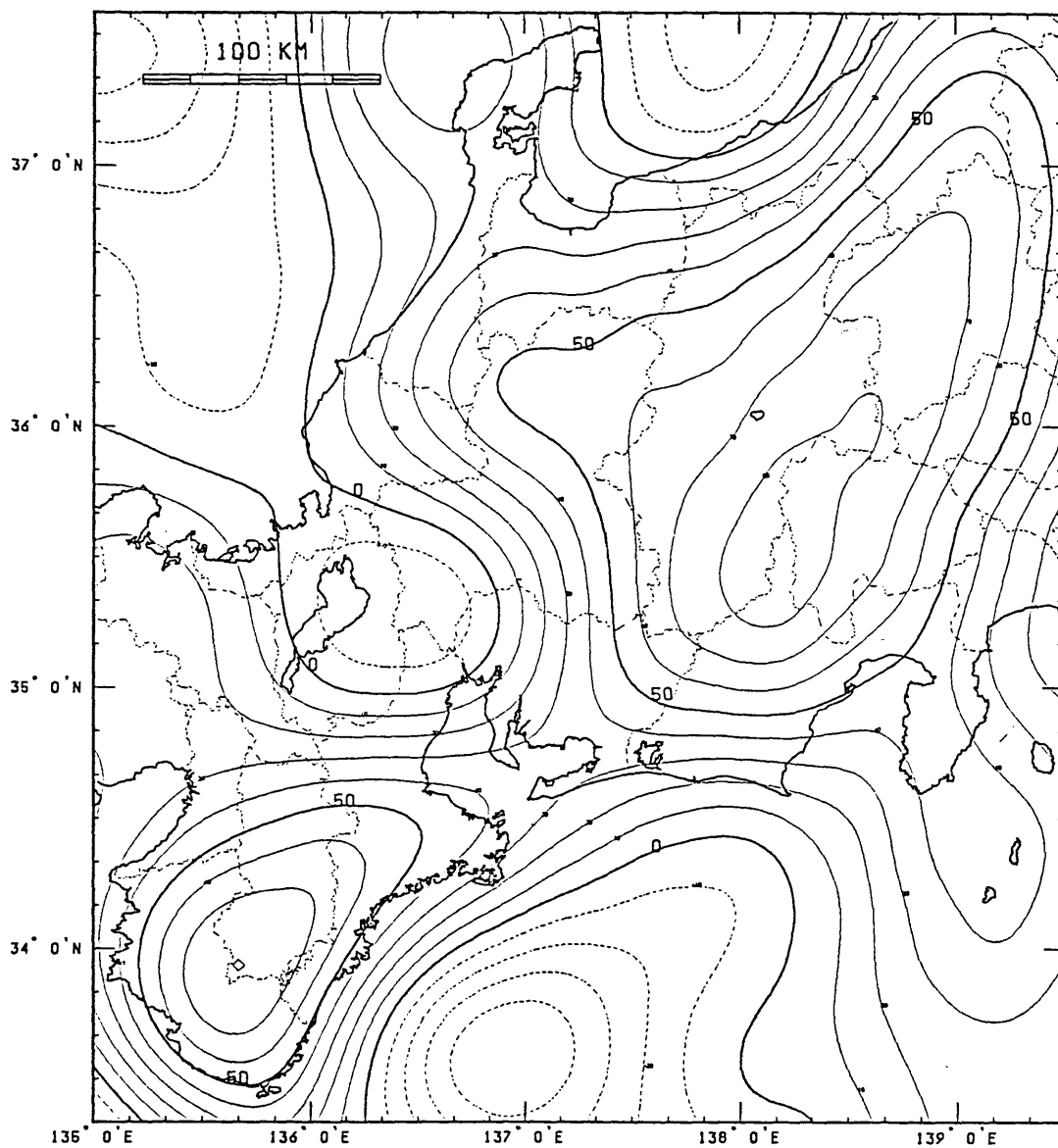
図(4-3-10c) 図(4-3-3c)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部  
・近畿地方のブーゲ異常。 cut-off 周期は100 km。 コンターは5 mgal 間隔。

\*\*\* TOPOGRAPHY \*\*\*  
 LOW-PASS (CUT OFF = 160/150 KM)



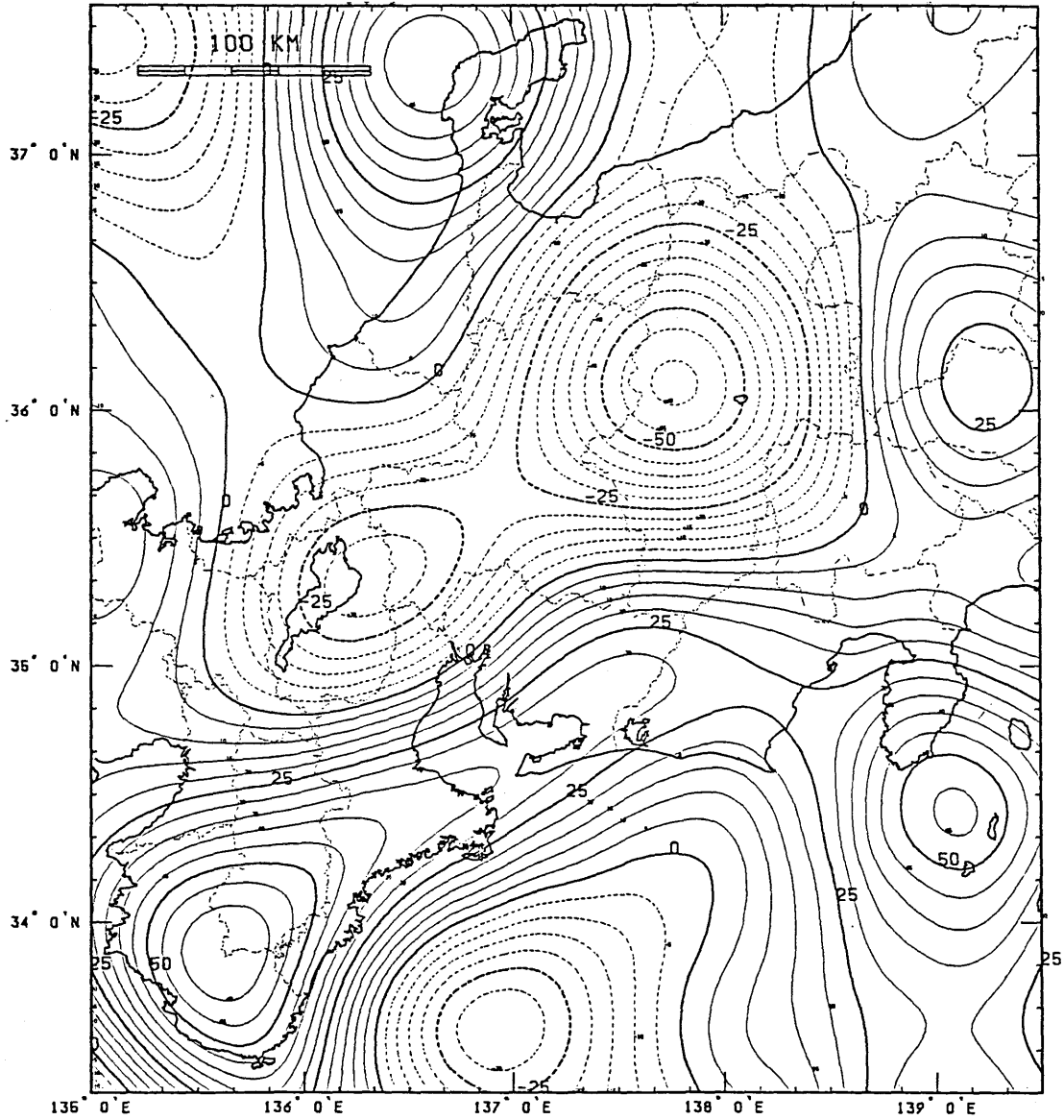
図(4-3-11a) 図(4-3-3a)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部  
 ・近畿地方の地形。 cut-off 周期は160 km。 コンターは250 m 間隔。

# FREEAIR GRAVITY ANOMALY LOW-PASS (CUT OFF = 160/150 KM)



図(4-3-11b) 図(4-3-3b)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のフリーエア異常。 cut-off 周期は160 km。 コンターは10 mgal間隔

BOUGUER GRAVITY ANOMALY  
LOW-PASS (CUT OFF = 160/150 KM)

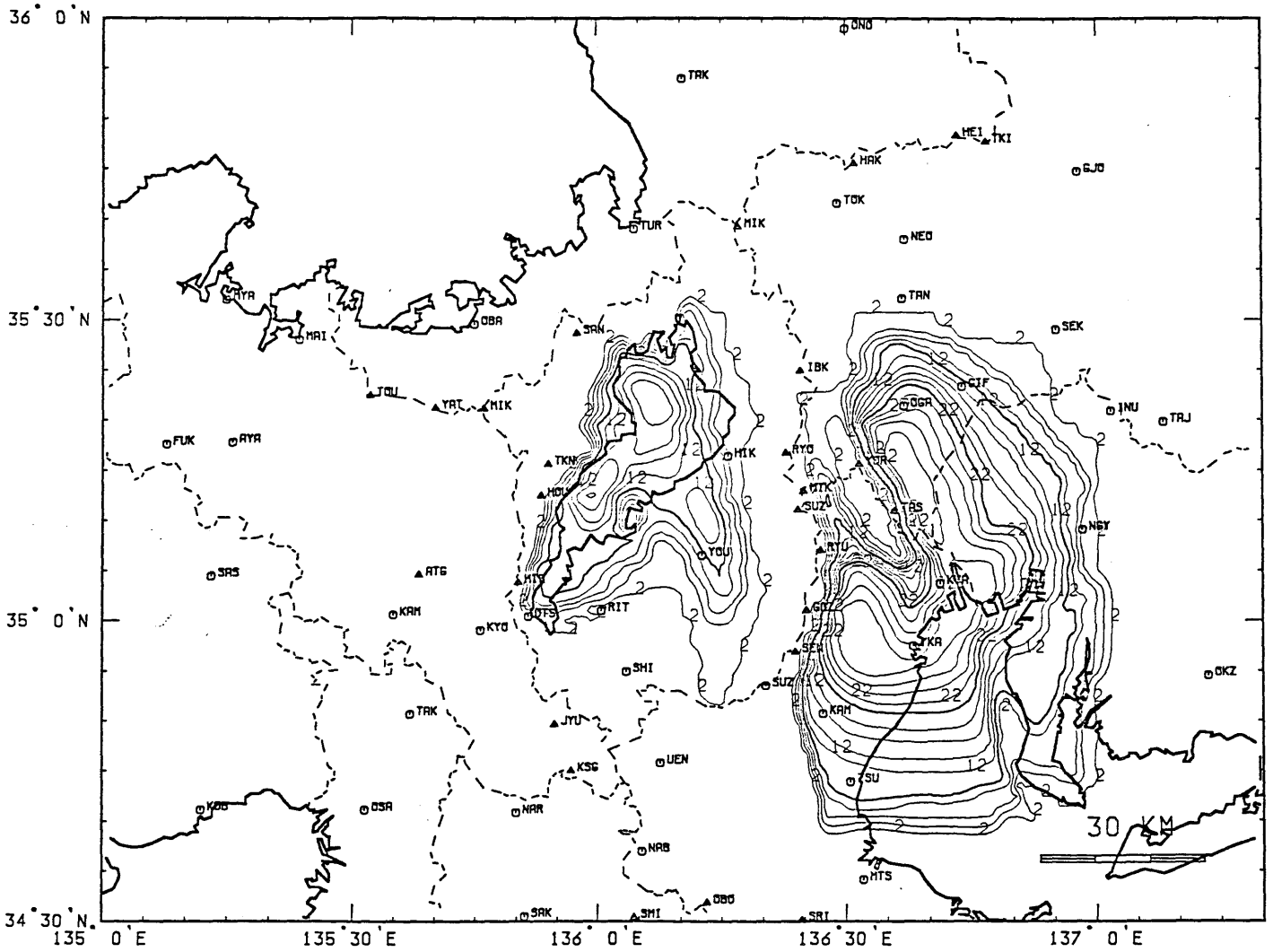


図(4-3-11c) 図(4-3-3c)をもとにして、Low-pass filter をかけた中部・近畿地方のブーゲ異常。 cut-off 周期は160 km。 コンターは5mgal間隔。

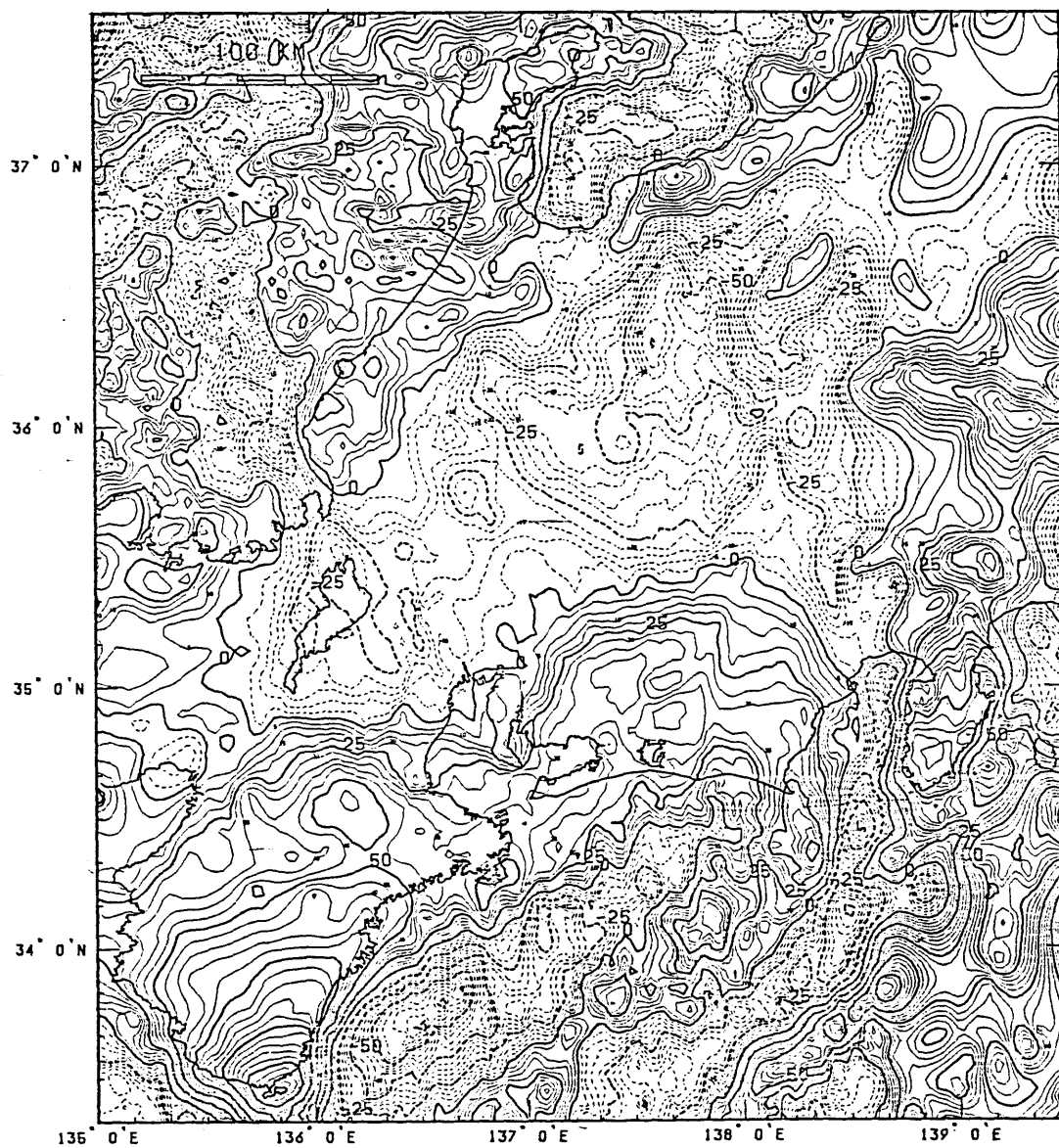
の研究・震源メカニズムの研究 (Fukao & Yamaoka, 1983) からは、中部山岳地域の高い地形とその隆起をささえているのは、水平方向のテクトニックな圧縮力によるものと結論できる。この問題については、さらに、よりテクトニックな観点から議論する必要があるだろう。

#### (4-4) 堆積盆地の補正

さて、第2章で述べた重力補正のほかに本研究では、第四紀の堆積物と重力の鉛直勾配異常に関する補正を行った。本節では第四紀の堆積物の補正、(4-5)節では、重力の鉛直勾配異常に関する補正について述べる。図(4-3-3c)と図(4-1-4)に見られるように実際、場所によって、厚い第四紀の堆積物がある所は、(4-3)節で指摘したように、通常の意味で求めたブーゲ異常では、強い負になって現れる。このことは、近江盆地、濃尾平野などで特に顕著である。白木(1985)は、これらの第四紀の堆積物のうち、松本盆地、伊那盆地、近江盆地、濃尾平野において、堆積物の影響を差し引いたブーゲ異常をもとめた。本研究では、琵琶湖から濃尾平野にかけての強い負のブーゲ異常が第四紀の堆積物によって、どの程度説明されるかをみるために、特に、近江盆地と濃尾平野についてはジオイド下の物質の影響も考慮して、residualブーゲ異常を求めた。松本盆地などのほかの第四紀の堆積盆地については、ボーリングのデータが少ないため、ジオイド上の補正のみとし、白木(1985)の結果をそのまま用いた。近江盆地、濃尾平野の3次元地下構造は、現在までに得られているボーリングのデータ、地質の境界などを利用して白木(1985)が決めたものをもとにし、坂本ら(1984)を参考にして修正したものを使用した。また引力の計算には、T a l w a n i & E w i n g (1960)による方法を用いた。モデルの最深点は、濃尾平野で1600m、近江盆地で1500mである。また、琵琶湖の湖水による影響については、滋賀県立琵琶湖研究所提供の湖底データをもとにして計算を行った。図(4-4-1)は、密度差 $0.5\text{ g/cm}^3$ としたときの、近江盆地、濃尾平野のlocal anomalyである。濃尾平野では、 $28\text{ mgal}$ をこえるlocal anomalyが得られ、近江盆地の場合も $18\text{ mgal}$ をこえるlocal anomalyとなった。これらをもとの、ブーゲ異常(図4-3-3c)から差し引いたものが図(4-4-2)である。補正後の結果(図4-4-2)を見ても、まだ依然として、琵琶湖を中心とした強い負の異常が残っているのがわかる。濃尾平野では、完全に補正しきれないregional anomalyが、 $-25\text{ mgal}$ 程度の振幅で残っている。この量を密度差のみで説明しようとしても、かなり無理があるので、基盤構造そのもの(モデル)を変化させて説明をすることが考えられる。ところが、ここで使用した3次元構造は、先に述べたように、ボーリングの結果をもとにしたものであり、最深部よりさらに、数



図(4-4-1) 3次元構造モデルの引力計算 (Talwani & Ewing、1960) による近江盆地・濃尾平野のブーゲ異常のLocal anomaly。



図(4-4-2) 図(4-3-3c)から、図(4-4-1)のLocal anomalyを補正(さしひいた)した後の中部・近畿地方のブーゲ異常図。



百m深い第三紀層を考慮しても、高々6mgalの改善しかみこまれない。したがって、琵琶湖から濃尾平野にかけての強い負のブーゲ異常は依然として、残ることがわかった。

(4-5) 節で最終的に示すブーゲ異常図(Yamamotoら、1985d)には、松本盆地、伊那盆地、甲府盆地についてはジオイドより上の、近江盆地、濃尾平野については、本節で述べたジオイドより下の物質の影響の補正、及び、重力の鉛直勾配異常の補正も含まれている。

#### (4-5) 重力の鉛直勾配異常

中部・近畿山岳のような地域では、一般に重力の鉛直勾配異常を無視することはできない(萩原、1981)。また、ブーゲ異常図では、よく見えなかった地学情報を重力の鉛直勾配異常の分布から引き出せる可能性もある。ここでは、まず、萩原(1981)にしたがって、重力の鉛直勾配異常とは何か、よりはじめて、中部・近畿山岳地域における実際の重力の鉛直勾配異常分布について議論する。

測定点Pにおけるブーゲ異常値 $\Delta G$ は、通常、

$$\Delta G = g - \gamma_0 + \beta h - BC + TC \quad (4-5-1)$$

で表される。ここで、BCは、ブーゲ補正、TCは、地形補正をあらわす。一方、

$$\gamma = \gamma_0 - \beta h \quad (4-5-2)$$

は、測定点Pにおける正規重力値と考えることができる。ここで、 $\beta$ は、回転楕円体上で定義される、正規重力の鉛直勾配の値であり、 $0.3086 \text{ mgal/m}$ の一定値をとる。

(4-5-1)式、(4-5-2)式をあわせると、ブーゲ異常値 $\Delta G$ は、

$$\Delta G = g - \gamma - BC + TC \quad (4-5-3)$$

とかける。ここで、 $\Delta G$ は、ジオイド上の量ではなく、測定点P上の量である。とこ

ろで、ジオイド上の点P<sub>0</sub>での重力値をg<sub>0</sub>とすると、近似的に、

$$g_0 = g - BC + TC - \beta' h \quad (4-5-4)$$

としてもよい。ここで、 $\beta'$  は、重力の鉛直勾配の値であるが、場所によって異なる量である（この点で $\beta$ と区別する必要がある）。さらに、ブーゲ異常値をジオイド上にひきおろした時のことを考えると、

$$\Delta G_0 = g_0 - \gamma_0 \quad (4-5-5)$$

でなければならない。（4-5-5）式を（4-5-1）式、（4-5-4）式を使って書き直すと、

$$\begin{aligned} \Delta G_0 &= g - BC + TC - \beta' h - \gamma_0 \\ &= g - \gamma_0 + \beta h - BC + TC + (\beta' - \beta) h \\ &= \Delta G + (\beta' - \beta) h \\ &= \Delta G + \Delta \beta h \end{aligned} \quad (4-5-6)$$

となる。ここで、 $\Delta \beta = \beta' - \beta$ が重力の鉛直勾配異常である。つまり、測定点Pで観測されたブーゲ異常値 $\Delta G$ をジオイド上にもってくるためには、 $\Delta \beta h$ だけの、補正が必要になるわけである。（4-5-6）式を、 $h$ の二乗以上の項を省略した場合の重力のフリーエアリダクションと考えると、

$$\Delta G_0 = \Delta G - h \left[ \delta \Delta G / \delta z \right] \quad (4-5-7)$$

となり、重力の鉛直勾配異常は、ブーゲ異常の垂直勾配と等価であるという重要な結論が得られる（萩原、1981）。次に、ポテンシャル理論にしたがって、

$$\Delta g(x, y) = \frac{h(x, y)}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta g_0(x', y')}{\{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2(x, y)\}^{3/2}} dx' dy' \quad (4-5-8)$$

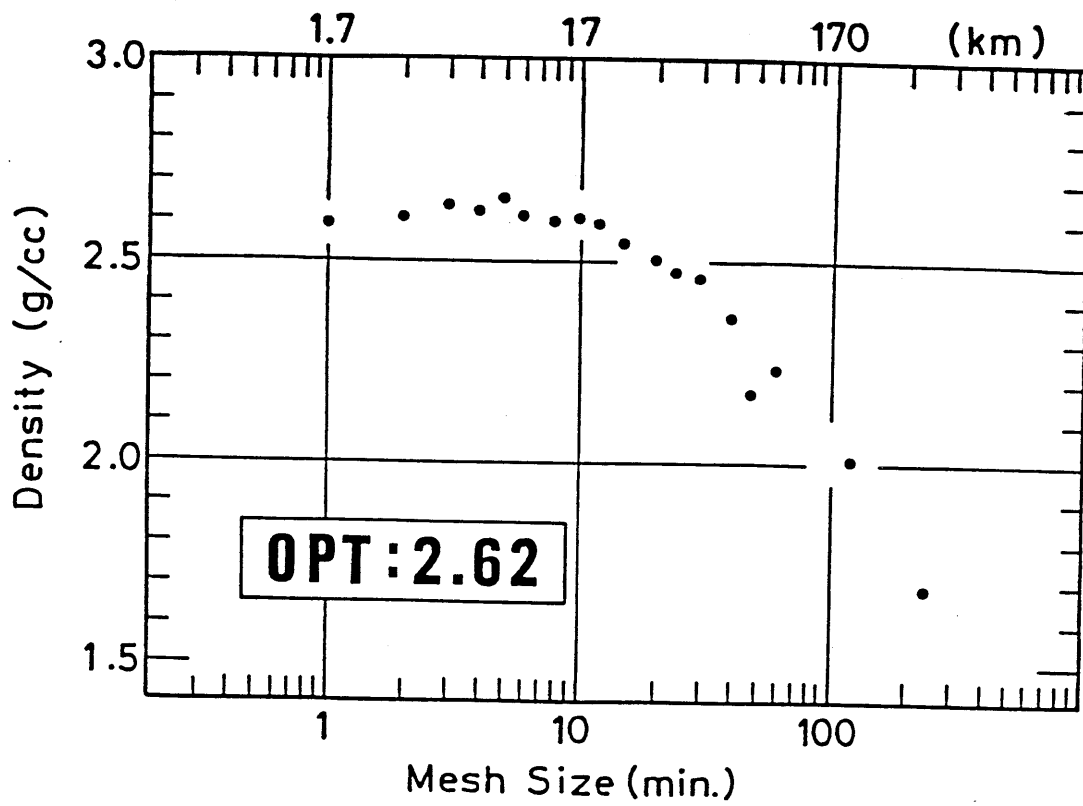
$$\frac{h(x, y)}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{dx'dy'}{\{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2(x, y)\}^{3/2}} = 1 \quad (4-5-9)$$

より、

$$\Delta g_0(x, y) = \Delta g(x, y) - \frac{h(x, y)}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta g_0(x', y') - \Delta g_0(x, y)}{\{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2(x, y)\}^{3/2}} dx'dy' \quad (4-5-10)$$

が得られる。あとは、適当なメッシュサイズをきめて、観測された $\Delta G$ を使い、(4-5-10)式の数値積分を実行すればよい。最終的な重力の鉛直勾配異常は、(4-5-10)式の右辺第2項より係数 $h(x, y)$ を取り去ったもので与えられ、また、最終的なブーゲ異常値は、左辺の $\Delta G_0$ で与えられる。ところで、上記の数値積分を実行する際に採用するメッシュサイズは、どのようにして決めるべきであろうか。つまり、我々の欲しい重力の鉛直勾配異常の分布は、測定点密度にみあうだけ十分細かい方がよい。ところが、この積分は、ジオイド上に存在する物質の密度の不均質性などによる短波長のノイズを非常に強調する性質を持っている。この意味では、メッシュサイズは、大きい方がよいことになる。そこで、本研究では、これらの条件をみたすために、(2-3)節で述べたFukaora(1981)による密度推定法を適用してスムージングを行う最適メッシュサイズをさがすことにした。

図(4-5-1)は、(2-3)節で示した図(2-3-2)と同じものであり、Fukaora(1981)による密度推定法を、中部・近畿山岳地域に対して適用した結果得られたものである。最適密度は、メッシュサイズが10'より大きいところでは、メッシュサイズが大きくなるとともに、急激に減少する。一方、メッシュサイズが10'より小さいところでは、メッシュサイズによらず、最適密度は、ほぼ $2.62 \text{ g/cm}^3$ をとる。この結果は、中部・近畿地方全体にわたってひとつの密度値を適用する場合、 $2.62 \text{ g/cm}^3$ が、最適であることを示している。ここで、メッシュサイズを10'より大きくとると、地形とブーゲ異常とは、全体として負の相関をとるようになる。逆に、10'より小さくすると、地形とブーゲ異常は、全体として、無相関になる。重力の鉛直勾配異常は、地形とブーゲ異常が負の相関をとるときに大きな値をもつので、重力の鉛直勾配異常の計算に、10'より大きなメッシュサイズを使った場合、regionalに重要な信号までスムージングしてしまう恐れがある。一方、地形とブーゲ異常が無相関のと



図(4-5-1) 中部・近畿山岳地域に対して、Fukaoら(1981)の密度推定法を適用したもの。メッシュサイズが2'~10'程度の範囲で、密度はほぼ一定の値2.62 g/cm<sup>3</sup>をとる。

きは、重力の鉛直勾配異常は、非常に小さな値をとるので、メッシュサイズを10'以下にすれば、regionalに重要な信号をスムージングしてしまう恐れはなくなる。しかし、メッシュサイズが小さすぎるとノイズがスムージングされきれずに残ってしまうことになり、積分自体無意味になってしまう。したがって、10'程度のメッシュサイズが一番適当らしいということがわかる。もちろん、この10'という値は、対象とする領域の広さや、点の分布などにより、多少異なるだろう。

(4-5-10)式を使ってiteration法により $\Delta\beta$ を求めた結果を図(4-5-2)に示す。これは、メッシュサイズを6'にとったときの重力の鉛直勾配異常図である。コンターの間隔は、 $0.5\mu\text{gal}/\text{m}$ である。細かい目玉がたくさん並んでいるのがわかる。この場合、メッシュサイズが小さすぎてノイズがスムージングされきれしていないのがよくわかる。localなものをみたい時以外は、あまり意味がないといえる。この意味で6'というメッシュサイズは、小さすぎると言えるだろう。そこで、つぎにメッシュサイズを8'にした時の重力の鉛直勾配異常が図(4-5-3)である。重要なregional成分を忠実に反映しており、かつ、ノイズのスムージングも行われているのがわかる。さらに、メッシュサイズを大きくし、10'にして $\Delta\beta$ を求めた結果が図(4-5-4)である。こんどは、スムージングされすぎてregionalに重要な信号が、すくなくならずなくなってしまう。この図より、メッシュサイズをもう少し小さくした方がよいことがわかる。結局、本研究では、最終的なメッシュサイズとして、8'を採用した。

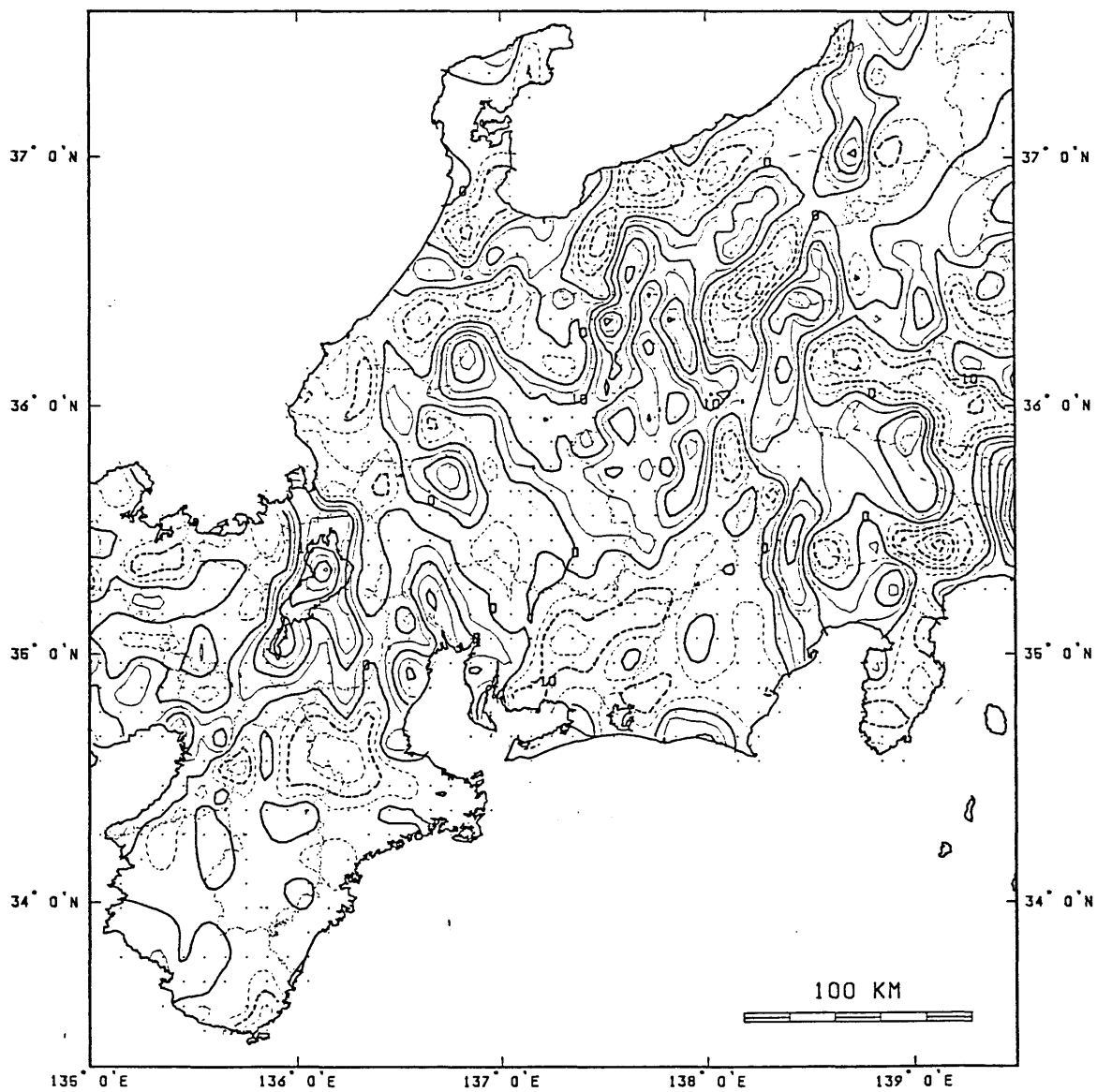
メッシュサイズを8'として、(4-5-10)式を使ってiteration法により求めた重力の鉛直勾配異常の分布(図4-5-3)の特徴を列挙する。

① 糸魚川-静岡構造線の東側(フォッサマグナ)に広大な重力の鉛直勾配異常帯が存在する。その大きさは、 $-3\sim+3\mu\text{gal}/\text{m}$ である。このようにフォッサマグナの特異性は、重力の鉛直勾配異常でみるときわめて顕著であることがわかる。

② フォッサマグナのすぐ西隣の北アルプス付近では、最も大きな重力の鉛直勾配異常を示しており、その値は、 $+3.5\mu\text{gal}/\text{m}$ である。しかも、その異常域は、御岳山から北西に向きをかえ、飛騨山地にまでつながっているのがわかる。

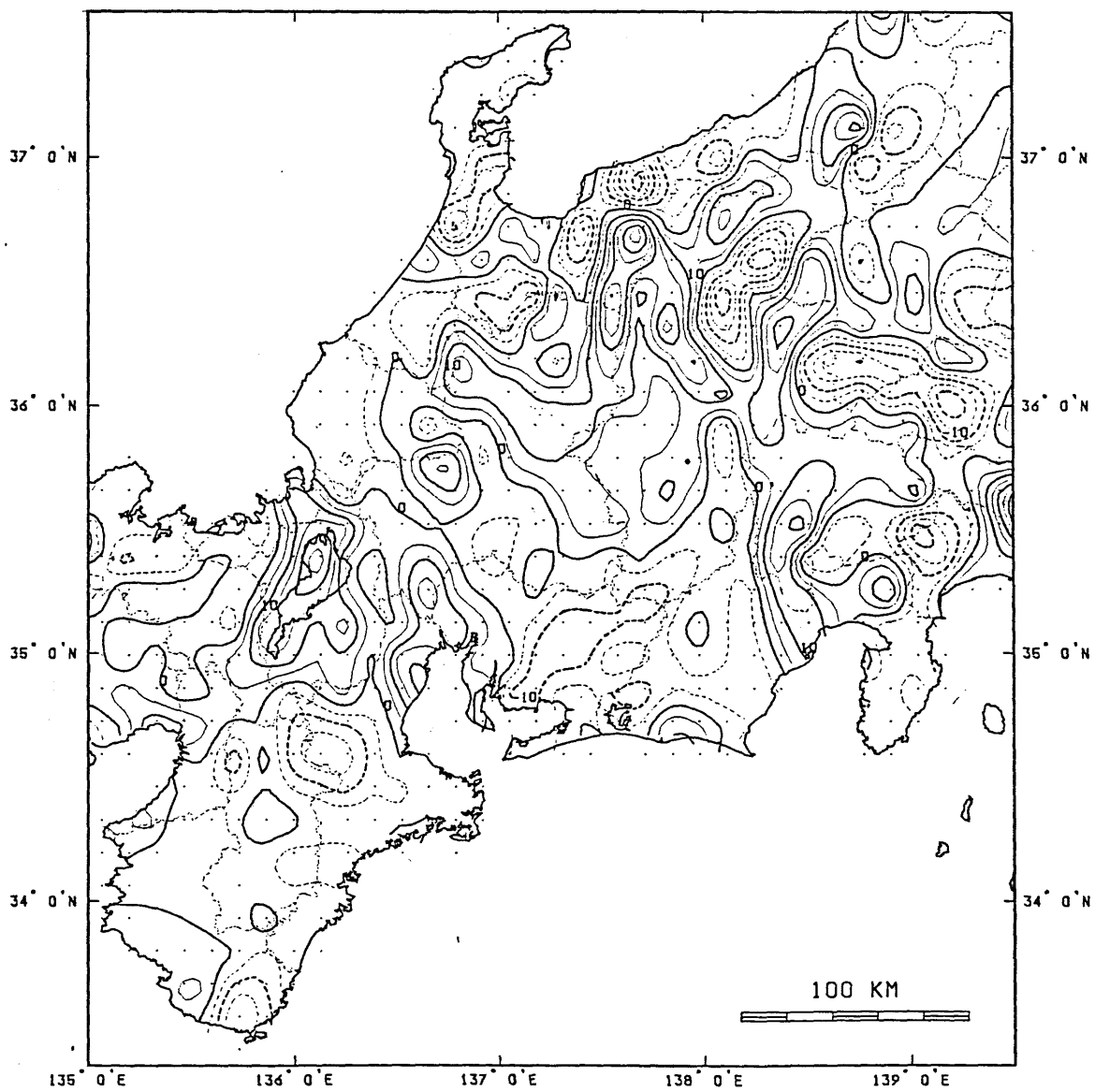
③ 琵琶湖北部から近江盆地をぬけ、伊勢湾にかけても非常に強い正の異常帯が存在する。

ここでみたように、重力の鉛直勾配異常は、ブーゲ異常に比べて、地下の構造異常

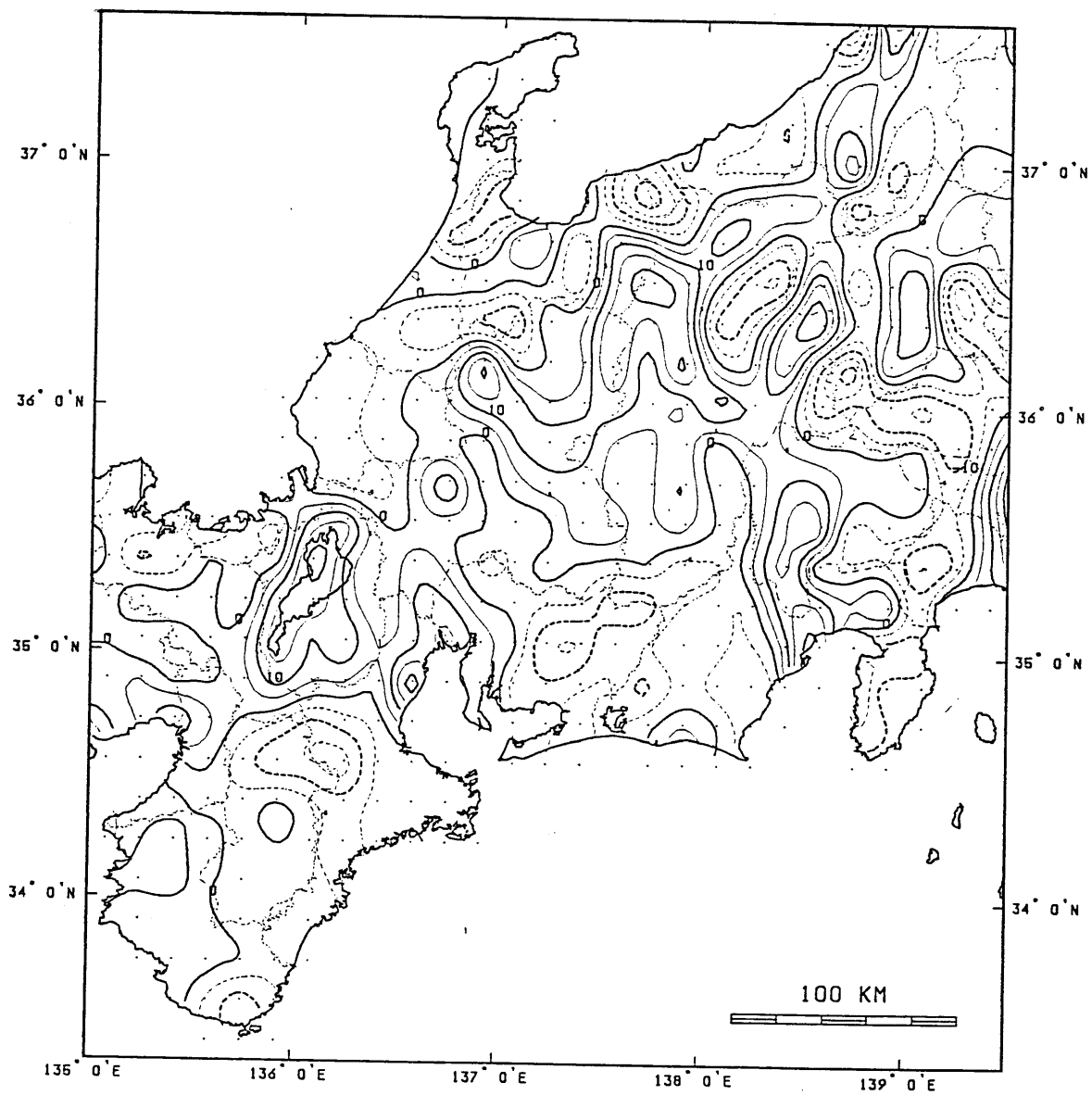


図(4-5-2) メッシュサイズを6'とした時の中部・近畿地方の重力鉛直勾配異常図。コンターは、 $0.5 \mu\text{gal}/\text{m}$ 。

実線は正、破線は負の異常領域を表す。



図(4-5-3) メッシュサイズを8'とした時の中部・近畿地方の重力鉛直勾配異常図。コンターは、 $0.5 \mu\text{gal}/\text{m}$ 。  
 実線は正、破線は負の異常領域を表す。



図(4-5-4) メッシュサイズを10'とした時の中部・近畿地方の重力鉛直勾配異常図。コンターは、 $0.5 \mu\text{gal}/\text{m}$ 。

実線は正、破線は負の異常領域を表す。

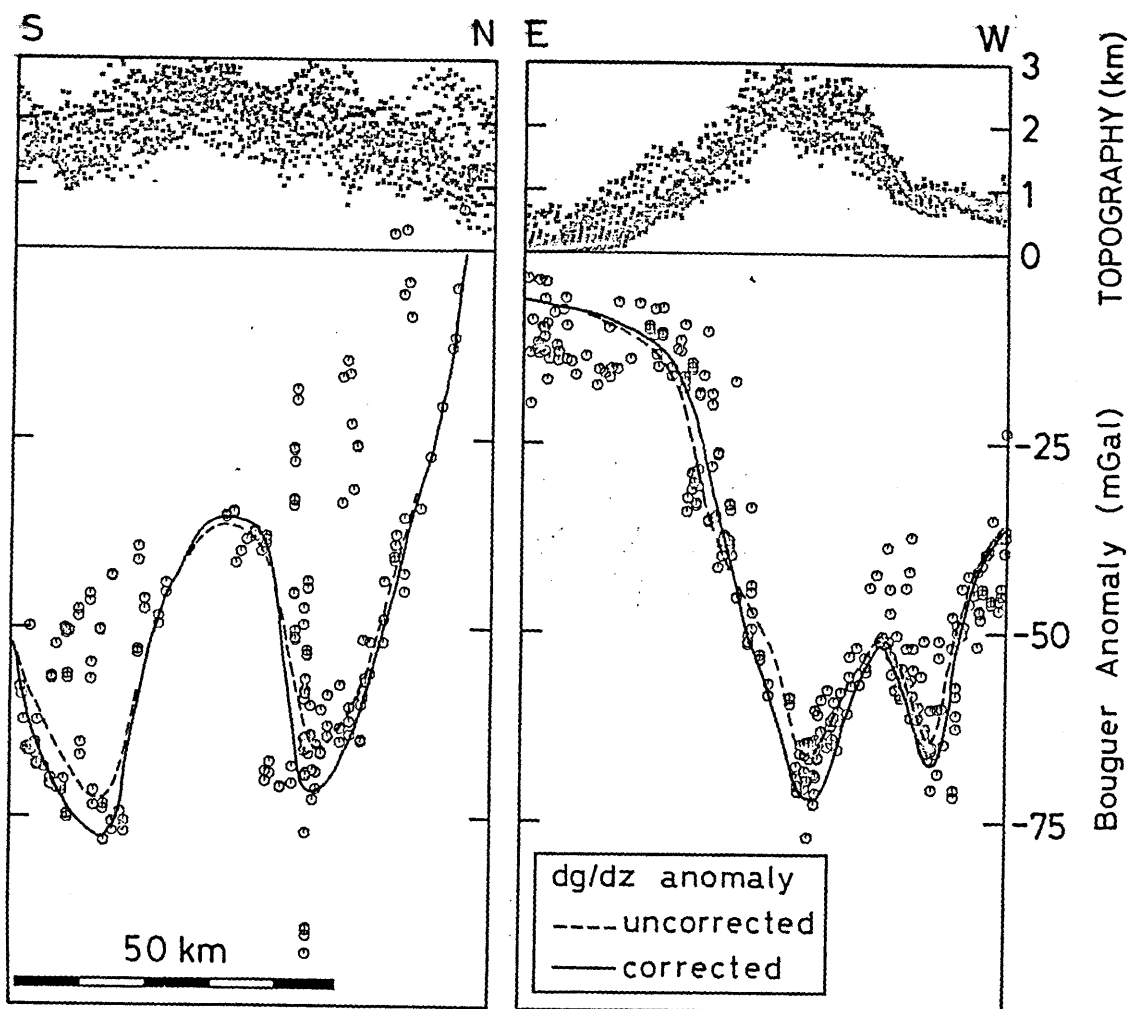


をよりシャープに反映するように見える。 つぎに、補正量の最も大きくなる北アルプスを例として、重力の鉛直勾配異常の補正前と補正後のブーゲ異常図を、断面の形で、図(4-5-5)に示す。 図(4-5-5)左は、南北断面、右は、東西断面であり、シンボルは、巾20 km内に入った補正前の重力データである。 点線と実線は、それぞれ、補正前、補正後の断面中心線上のプロファイルである。 重力の鉛直勾配異常の補正によって、9 mgal程度、負のブーゲ異常が強調されているのがわかる。 しかもこの傾向は、負のブーゲ異常が大きいところほど顕著である。 図(4-5-6)は、各測定点の重力の鉛直勾配異常値を横軸に、補正前のブーゲ異常値をたて軸にとってプロットしたものである。 負のブーゲ異常が大きいものほど重力の鉛直勾配異常も大きくなる傾向がよくわかる。 得られた結果の中で、最も重要なことは、中部山岳地域の3000 m級の山といえども、重力の鉛直勾配異常による補正量が、高々10 mgal程におさまることである。 この事実は、平野部における重力探査では、ほとんど重力の鉛直勾配異常の補正をする必要がないことを示している。 本節の最後に、密度を $2.62 \text{ g/cm}^3$ とし、(4-4)節で述べた堆積物の補正、及び、重力の鉛直勾配異常の補正を施した中部・近畿山岳地域のブーゲ異常図(Yamamotoら、1985d)を図(4-5-7)にしめす。

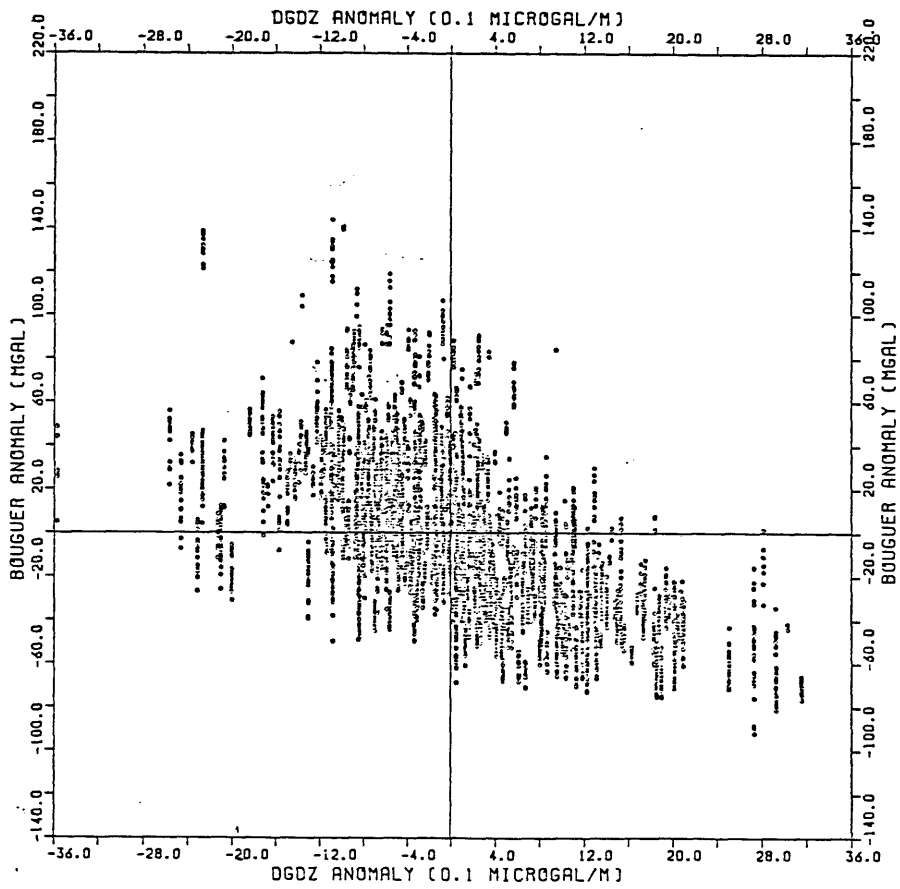
#### (4-6) ブーゲ異常各論

##### (4-6-1) 阿寺断層

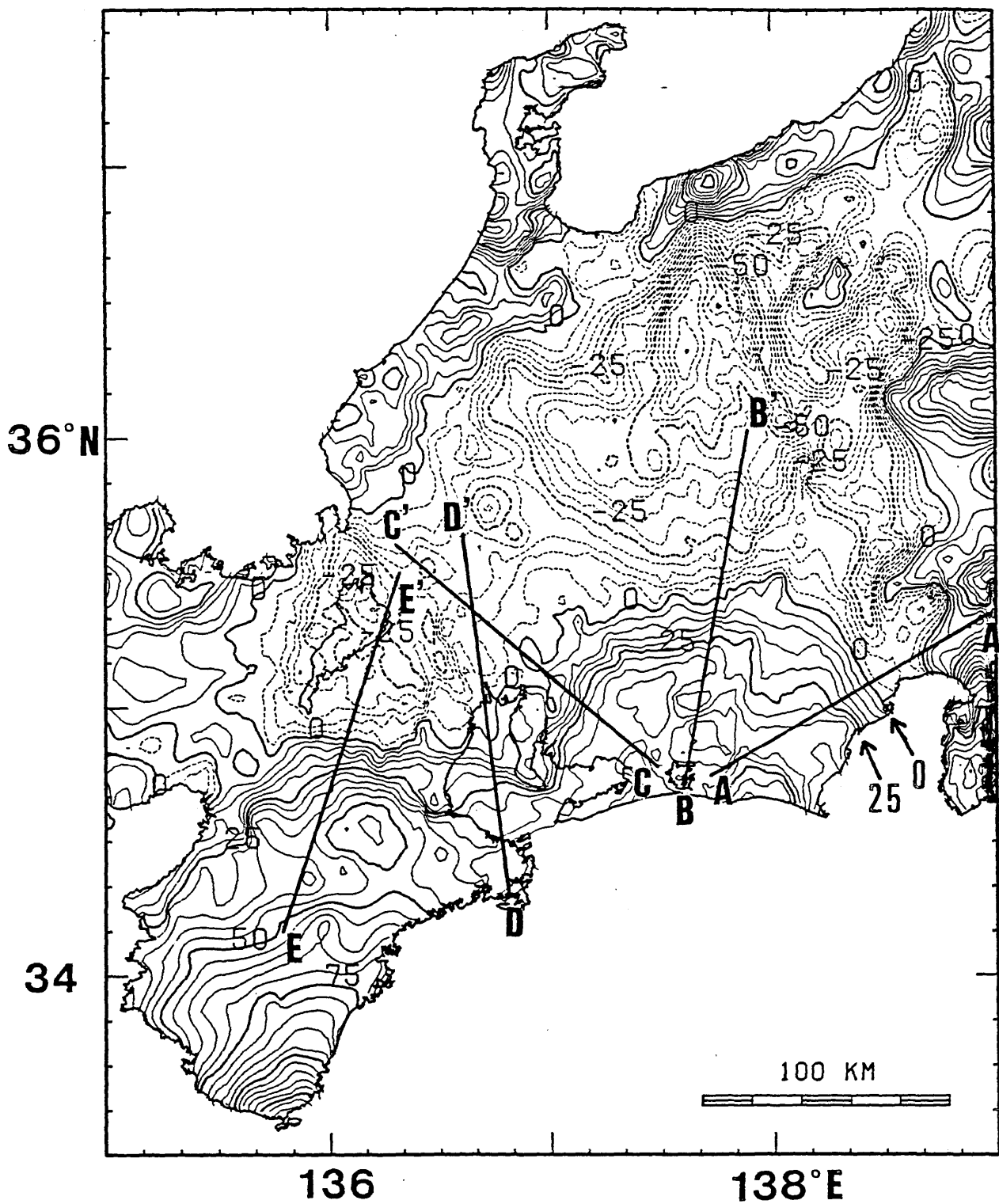
阿寺断層は、飛騨山脈の南縁を形成しており、後期白亜紀の濃飛流紋岩の岩体の中央部に位置する日本有数の第1級活断層である。 全長は、約60 kmであり、阿寺山地を美濃・飛騨高地から分離し、比高約700~800 mの左ずれ断層で、北東へ $75 \sim 85^\circ$ 傾斜している(Ui、1973; 山田、1978a, 1978b)が、歴史的にみて、大地震の記録はない。 北アルプスを境するこの阿寺断層でのブーゲ異常が、どのようなパターンになっているかを調べるために、特に、稠密な測定を行った。 図(4-6-1)は、中部日本の活断層分布と接峰面をあらわした図(Huzita、1973)であ



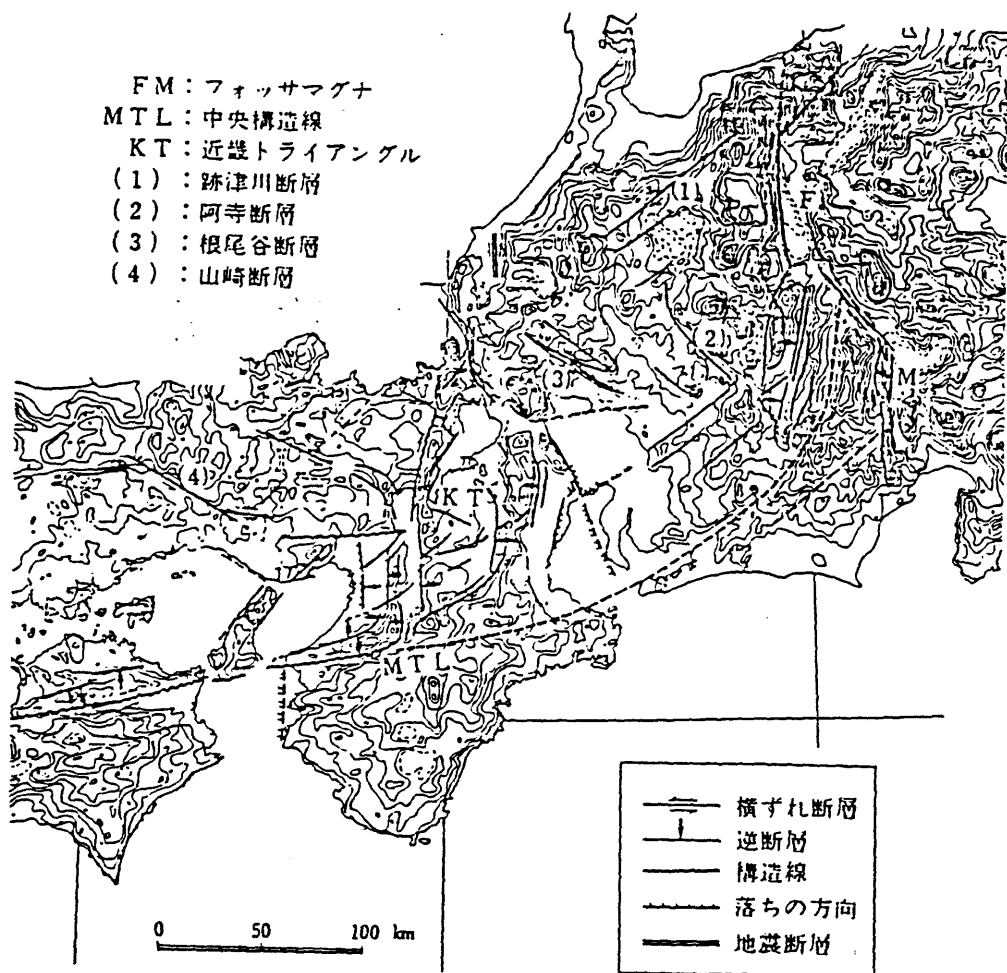
図(4-5-5) 重力鉛直勾配異常の補正前(点線)と補正後(実線)の様子を飛驒山脈を(a)南北、(b)東西にきる断面でみたもの。図中のシンボルは、巾20kmの断面内に入った補正前のブーゲ異常値。



図(4-5-6) 中部・近畿地方の重力鉛直勾配異常値を横軸、ブーゲ異常値を縦軸にとってプロットしたもの。ブーゲ異常と重力鉛直勾配異常は、ほぼ逆相関をしめす。



図(4-5-7) 地形補正、第四紀の堆積物の補正、重力の鉛直勾配異常の補正をすべて行った後の中部・近畿地方のブーゲ異常図。密度は $2.62 \text{ g/cm}^3$ 。コンターは5 mgal間隔。図中の5本の断面については、図(4-6-14)で述べられる。

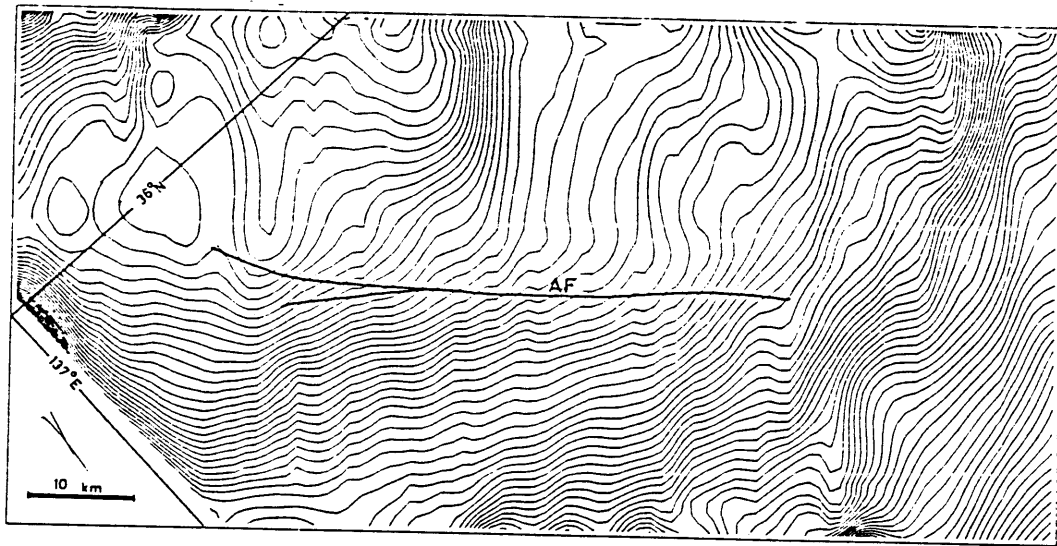


図(4-6-1) 中部・近畿地方の構造線と断層 (Huzita、1973)。

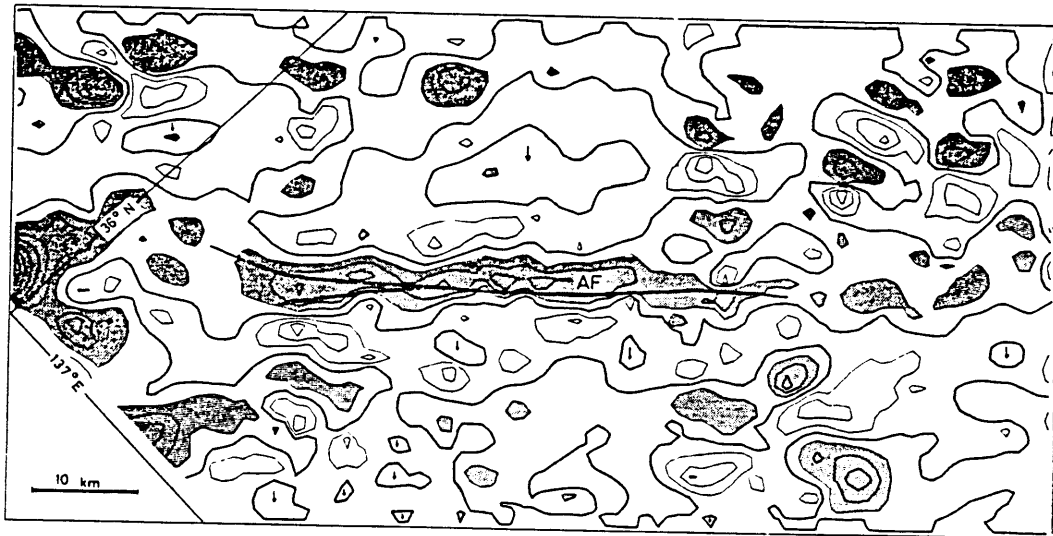
る(図中の2が阿寺断層)。5mgalのコンターでみると、阿寺断層を境にして、ブーゲ異常のパターンがかなり変化していることは、(4-3)節で述べた。図(4-6-2a)は、阿寺断層(AF)近傍の重力異常を1mgalのコンターであらわしたものである。阿寺断層の南西側では、コンターは、断層の走向に沿った西北西~東南東の方向にtrendをもつのに対し、断層の北東側では、コンターは、断層に直交しており、阿寺断層を境にしてはっきりとパターンが異なっているのがみられる。このことは、阿寺断層が地形的な境界となっているばかりでなく、地下構造の境界にもなっていることを示している。図(4-6-2b)は、阿寺断層に直交する北東~南西方向のみスムージングを行ったものをもとの図(4-6-2a)から差し引いたresidualであり、断層に直交する方向の短波長成分をとりだしたものである。局所的な負のブーゲ異常が、阿寺断層(AF)によく一致しているのがわかる(ハッチの部分は-1mgal以下)。図(4-6-3)は、阿寺断層を南西から北東の方向に直交するブーゲ異常のプロファイルの一例であり、この図でも、巾の狭い負のブーゲ異常が阿寺断層の直下に顕著に認められる。Ui(1973)によれば、幅500mの破碎帯中にあるこの断層と節理は、ひとつの応力場から発生した割れ目であり、その割れ目は、剪断節理であることがわかっているので、観測された短波長の負のブーゲ異常帯は、阿寺断層を中心とした幅500mの破碎帯によるものと考えられる。江坂・古本(1981)は、図(4-6-3)中の短波長成分を取り出し、幅6km、深さ0.7km、密度差0.26g/cm<sup>3</sup>の構造が観測値をよく説明することを示した。また、ガウスの定理を利用して質量欠損を計算した結果、阿寺断層の形成過程で約1.0E16g程度の質量を失ったと結論した。

#### (4-6-2) 中央構造線

中央構造線は、領家変成帯と三波川変成帯の境界に位置する大断層であり、第四紀後期には、0.5~1.0cm/yの速さで右ずれの変位をしている(Kaneko、1966;岡田、1973;岡田・安藤、1979)。この中央構造線の白亜紀~第四紀にかけての構造形成史については、市川(1980)がくわしく述べている。また、Huzita(1980)は、第四紀のテクトニクスにおける中央構造線の役割について細かく議論している。ここでは、中央構造線の地史はこれらにゆずり、現在の中央構造線の地質学的な特徴をのべよう。Huzita(1980)によれば、中部・近畿山岳

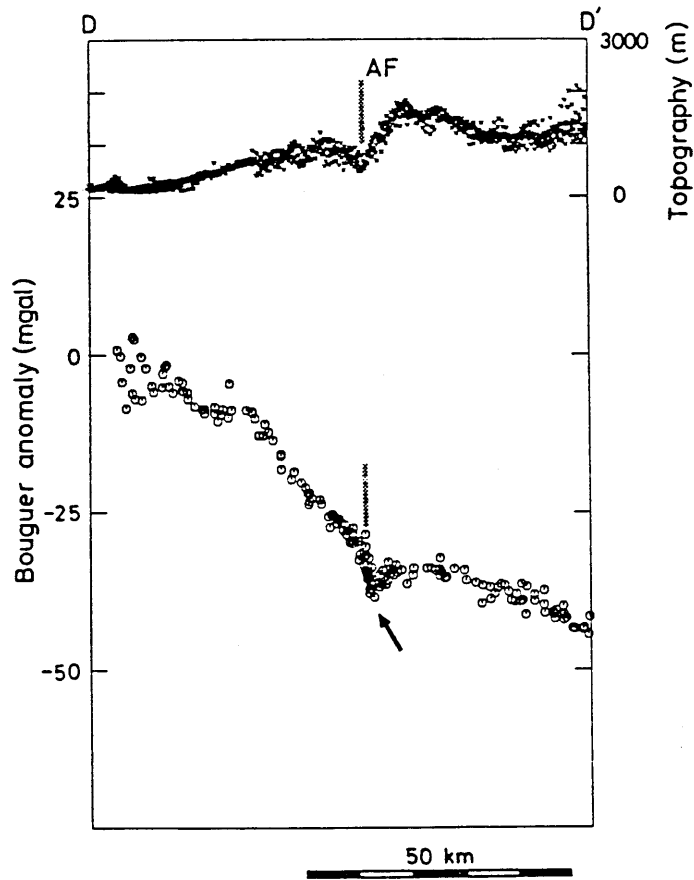


(a)

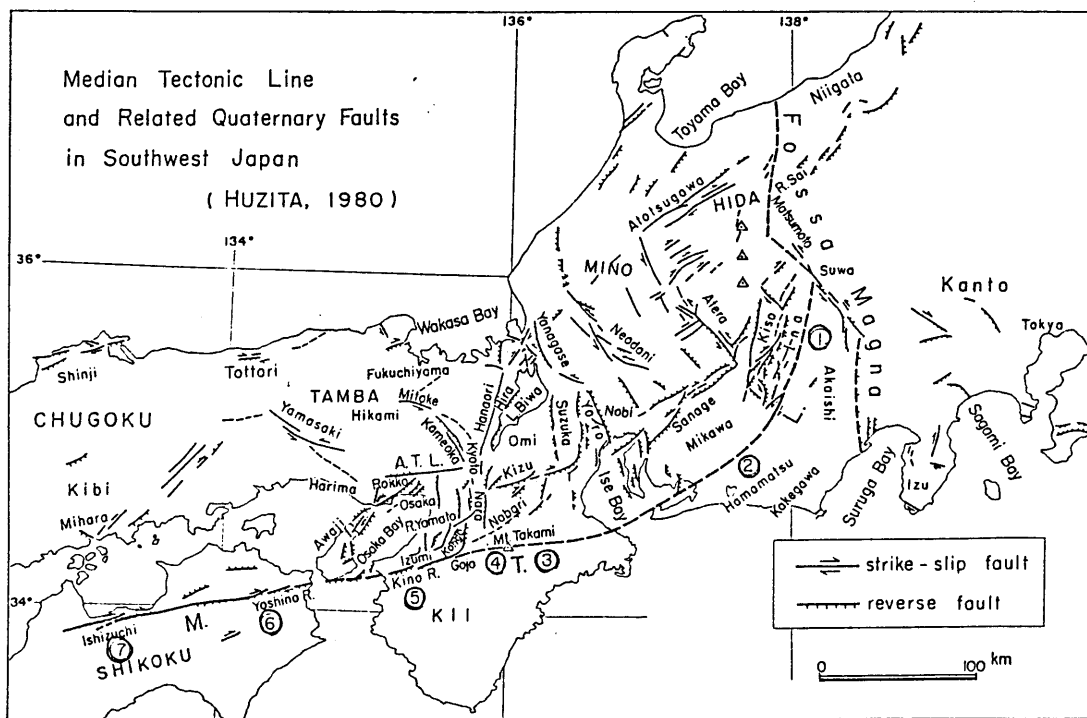


(b)

図(4-6-2) 阿寺断層(AF)付近のブーゲ異常を示したものであり、  
 (a) smoothingしたブーゲ異常図(1 mgalコンター)、  
 (b) 阿寺断層に直交する北東-南西方向のみsmoothingしたものを、(a)から差し引いて得られたresidualブーゲ異常図。  
 (b)で、太く示されているコンターは0 mgalであり、ハッチは-1 mgal以下の領域を示す。



図(4-6-3) 阿寺断層(AF)に直交する北東-南西方向断面の地形とブーゲ異常値のプロファイル。矢印は、阿寺断層付近の破碎帯に対応すると思われる負の局所的ブーゲ異常。



図(4-6-4) 地質と構造線の境から決められた中央構造線の分割(Huzita, 1980)。



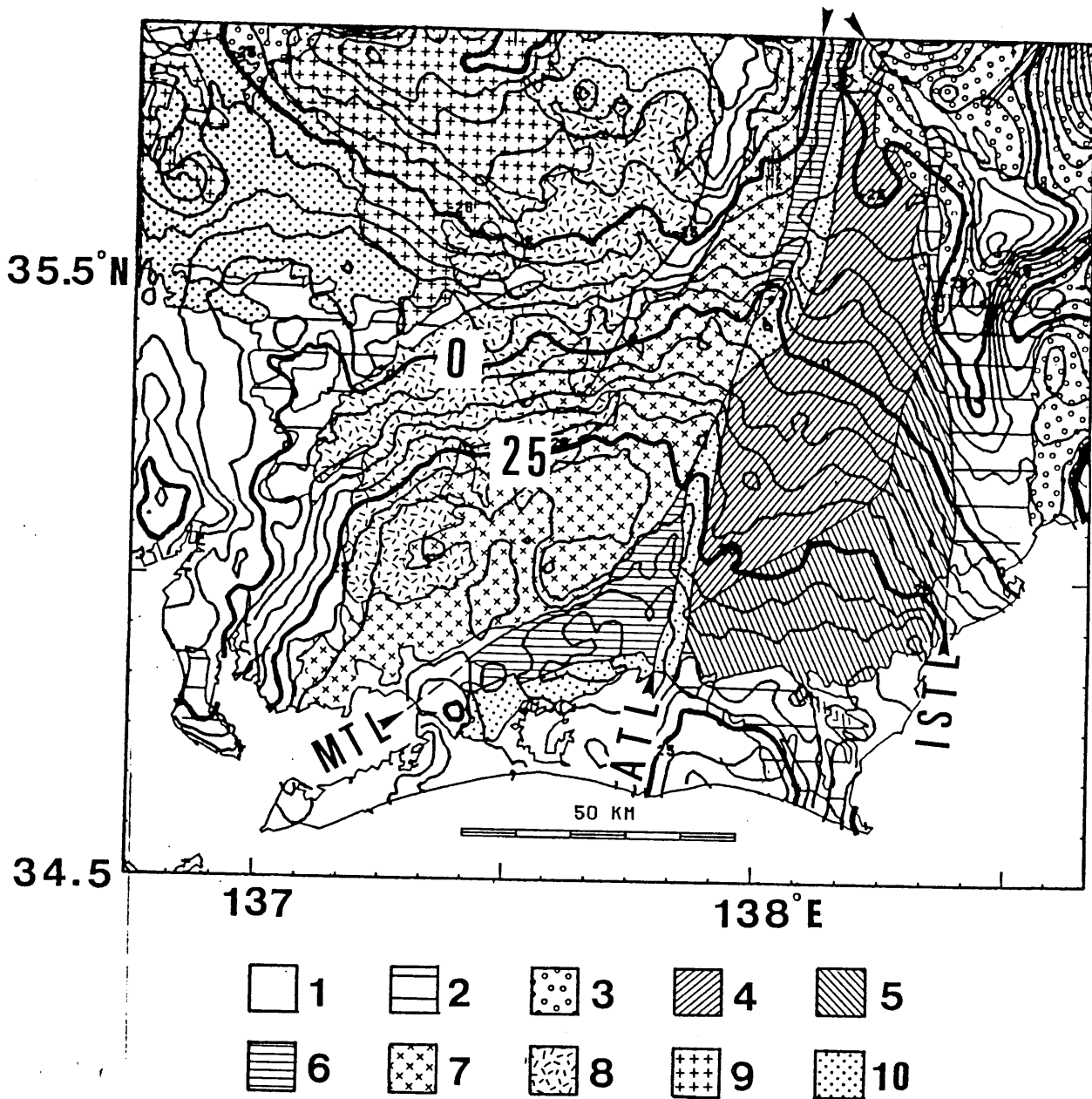
地域における中央構造線は、第四紀の断層運動からみて5個のブロックに分けられる（図4-6-4）。図中、①では、中央構造線が、断層線谷を形成しており、伊那盆地を中心とした第四紀の断層が数多く集まっている地域である。②は、中央構造線が南西に方向をかえつつある地域であり、中央構造線の南部では、いわゆる右横ずれ運動が認められている地域である。③で、中央構造線は、紀伊半島の中心部に向けて、東西に向きを変えている。この地域では、中央構造線がリニアメントとしてはっきり確認できる。④は、高見山と五条市の間にある地域であり、thrust型の断層が多くなっている地域である。⑤は、strike slip 型の断層が卓越してくる地域である。この地域を境にして、中央構造線は、strike slip 型となっている。

さて、観測されたブーゲ異常が、中央構造線付近でどうなっているのかをみてみよう。ここで、紀伊半島での中央構造線におけるブーゲ異常については、本研究における測定密度が、Hagiwara (1967) のものとほとんどかわっていないため、基本的に上記の(1)、(2)の領域について、その特徴を述べる。図(4-6-5)は、上記の(1)、(2)に相当する地域（主に東海地方）におけるブーゲ異常分布と簡略化した地質（広川、1978）をかさねたものである（Yamamotoら、1985d）。

ここで、図中の番号は、地質と以下のように対応する。

1. 第四紀の堆積物。
2. 新第三紀の堆積物。
3. 新第三紀の花こう岩。
4. 白亜紀の厚い堆積物。
5. 古第三紀の堆積物。
6. 中生代後期の変成岩（三波川変成帯）。
7. 白亜紀前期の花こう岩（古領家帯）。
8. 白亜紀後期の花こう岩（新領家帯）。
9. 白亜紀後期の流紋岩（濃飛流紋岩帯）。
10. 三畳紀の堆積物。

図中の太い線は、ブーゲ異常の5 mgalコンターであり、25 mgalごとにさらに、太さを強調してある。これによれば、中央構造線沿いというよりは、中央構造線の東側に存在する三波川変成帯（図中の6）と三宝山帯（図中の10）の境界沿いにブーゲ異常



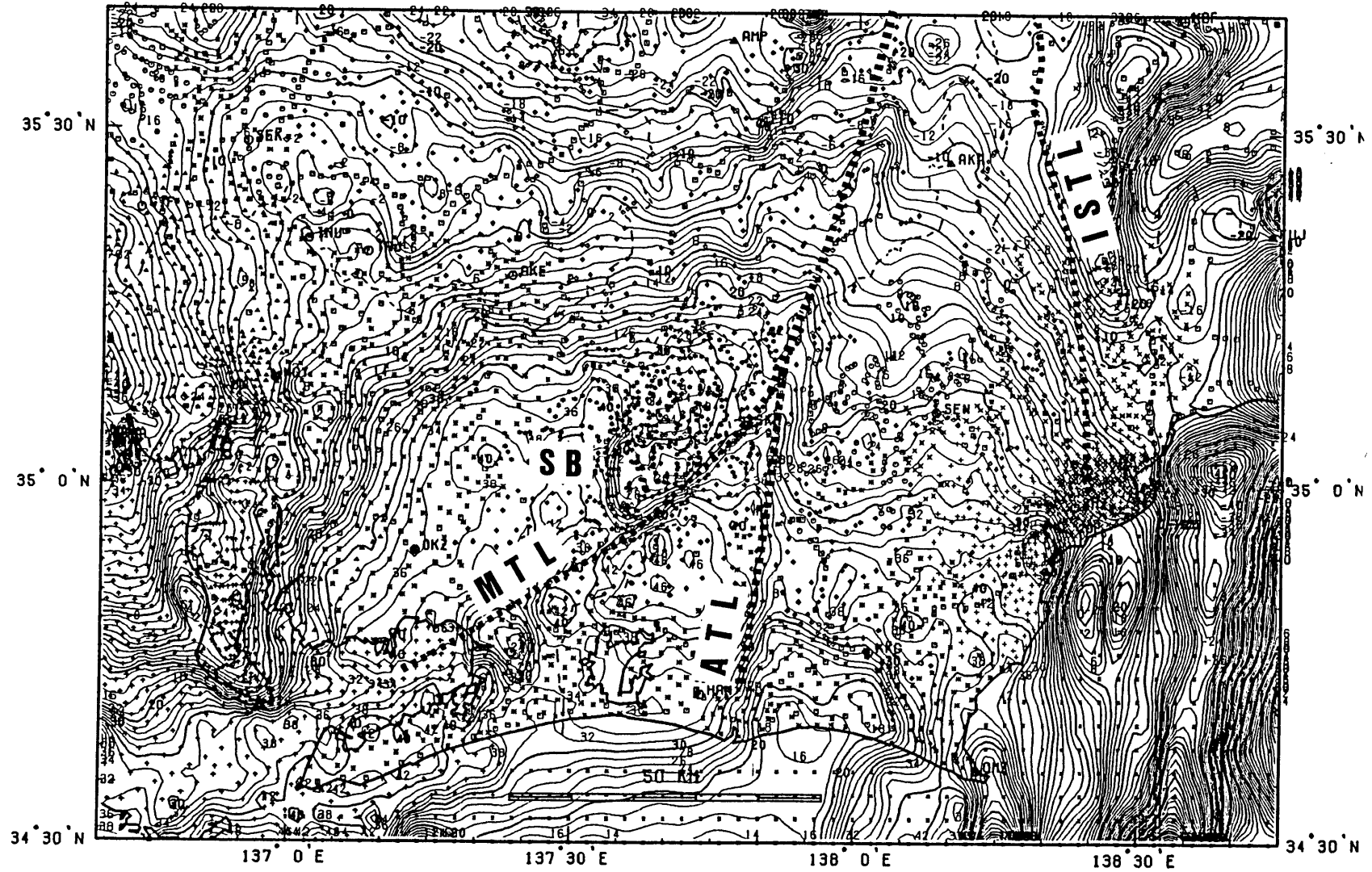
図(4-6-5) 第四紀の堆積物の補正、重力の鉛直勾配異常の補正を含まない東海地方のブーゲ異常と簡略化した地質(広川、1978)をかさねたもの。ブーゲ異常の密度は $2.62 \text{ g/cm}^3$ 、コンターは $5 \text{ mgal}$ 間隔。太いコンターは $25 \text{ mgal}$ 間隔。

- |               |                       |
|---------------|-----------------------|
| 1. 第四紀の堆積物.   | 6. 中生代後期の変成岩(三波川変成帯). |
| 2. 新第三紀の堆積物.  | 7. 白亜紀前期の花コウ岩(古領家帯).  |
| 3. 新第三紀の花コウ岩. | 8. 白亜紀後期の花コウ岩(新領家帯).  |
| 4. 白亜紀の厚い堆積物. | 9. 白亜紀後期の流紋岩(濃飛流紋岩帯). |
| 5. 古第三紀の堆積物.  | 10. 三畳紀の堆積物.          |

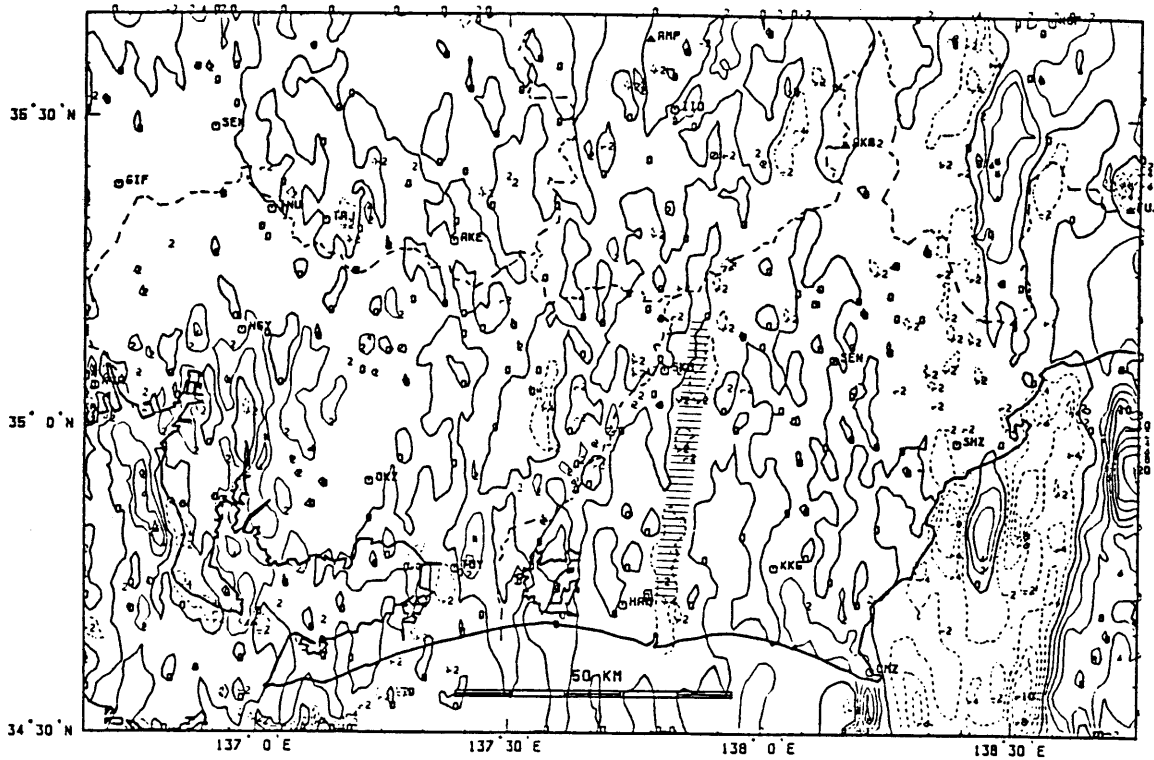
のせまい正の尾根が走っているのがわかる。この正の帯は、三宝山帯の南端である佐久間付近から顕著になり、中央構造線と糸魚川—静岡構造線の会合点あたり（図の上端部）まで続いている。この正の異常帯が幅10 kmに満たないことを考えると、かなり浅いところに帯状に、重いものが集まっていることを示している。実際、中央構造線の外帯の三波川変成帯（図中の6）では、超塩基性岩である蛇紋岩を多産している地域であることが知られて（下伊那群誌編集委員会、1976）おり、この影響がブーゲ異常に現れていると考えられる。この付近では、他の地域（例えば東海地方）ほど測定点の密度が高くない（図4-3-3参照）、佐久間より北の測定点は、多くは、谷筋で測定されたものが多いので、重力補正（例えば地形補正）の系統的な誤差などが原因となっていることも考えられるので、即断はできないが、場所によっては、相対的に20 mgalの正の異常もみられることを考慮すれば、図（4-6-5）にみられるパターンは現実のものであろう。

#### （4-6-3） 赤石裂線

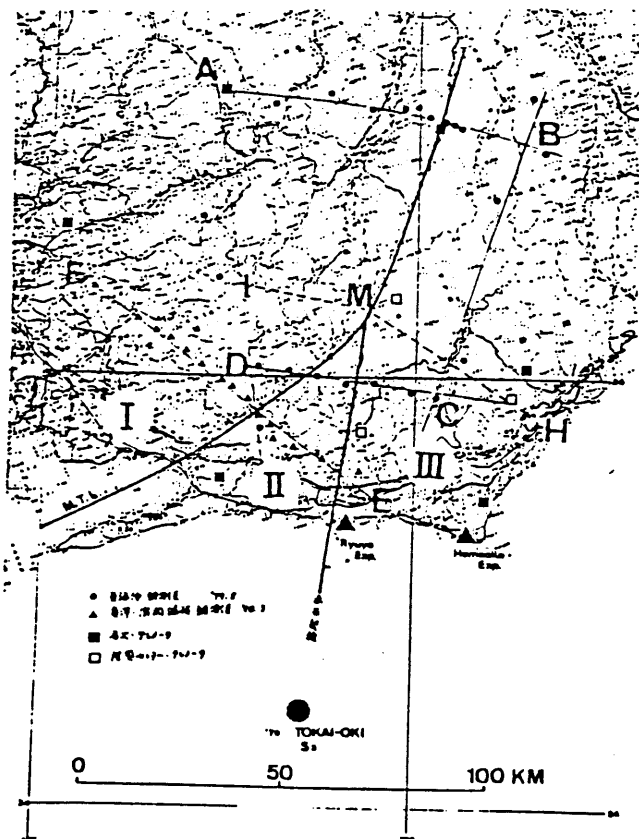
赤石裂線は、赤石山脈の南西部をほぼ南北に走る大断層である。古くは、ナウマン氏が、大地形から赤石フェノロイドの存在を推定し、その西縁に、上諏訪から天竜河口にいたる構造線があることを推定したことが最初である（木村、1983）。現在の赤石裂線は、北では、中央構造線に合する。中央構造線東側では、三波川帯・秩父帯が南北に走向をもち、赤石裂線にはさまれている（図4-6-5）。さらに、赤石裂線の東側には、光明断層が南北の走向をもっており、両者の間には、幅3～4 kmの三宝山帯（図中の10）と四万十帯が位置している。地球物理学的にみると、この付近では、伊神（1978）、Aokiら（1972）、井上・山田（1980）によるV<sub>p</sub>構造が得られている。まず、図（4-6-5）をみてみよう。赤石裂線のところでブーゲ異常が急変しており、相対的に東側が負になっているのがわかる。しかも幅7～8 kmの距離にたいして、15 mgalの変化が認められる。コンター間隔を狭くして、このことをさらに詳しくみてみよう。図（4-6-6）は、東海地方のブーゲ異常（2 mgalコンター）と重力測定点（総計約6000点）の分布を重ねたものである。この図は、図（4-6-5）に比べて、メッシュサイズを小さくして、Briggsの方法でGrid化したも



図(4-6-6) 第四紀の堆積物の補正、重力の鉛直勾配異常の補正を含まない東海地方のブーゲ異常を2mgalコンターで細かくしたもの。Briggsの方法における分割も細くなっている。密度は、 $2.62 \text{ g/cm}^3$ 。図中のシンボルは重力データ。  
 ISTLは糸魚川-静岡構造線、MTLは中央構造線、ATLは赤石裂線、SBは設楽陥没盆地を示す。



図(4-6-7) 図(4-6-6)をX(経度)方向に微分したもの。コンターは、 $2 \text{ mgal/km}$ 。ハッチは赤石裂線

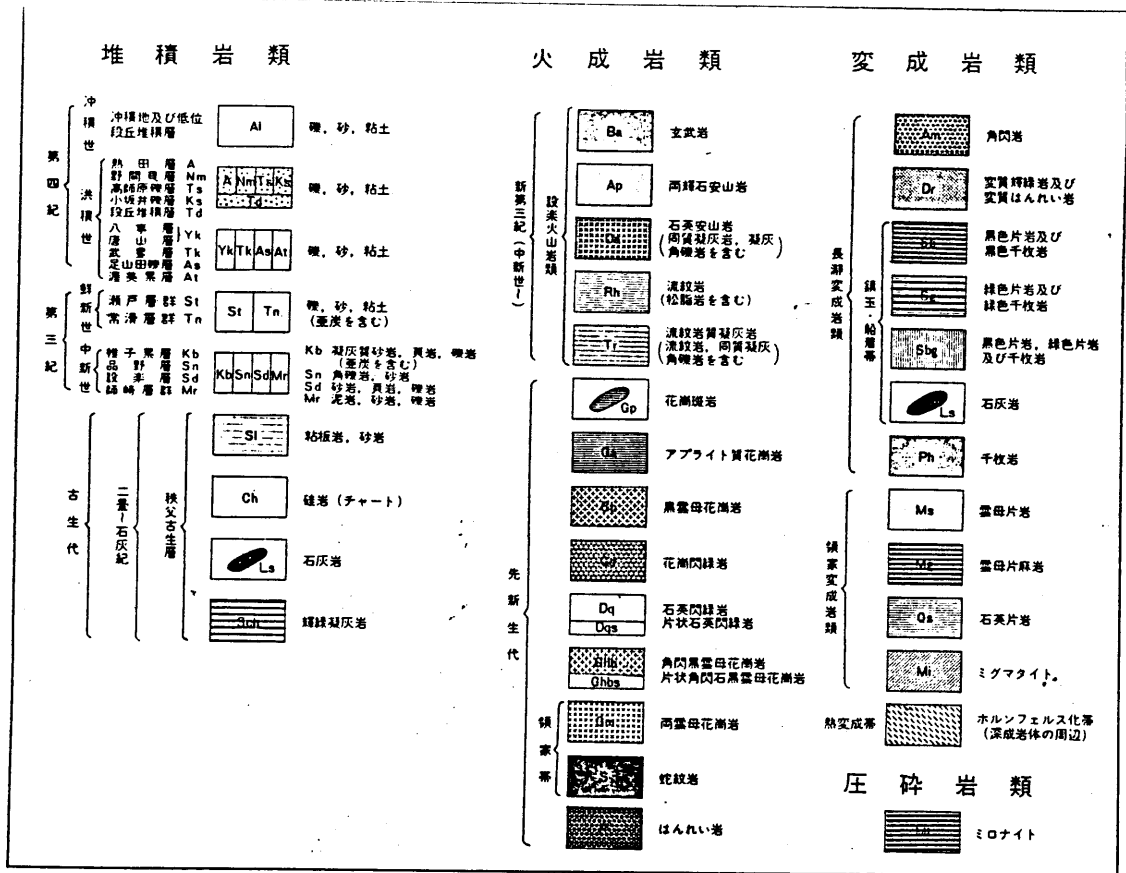


図(4-6-8) 東海地方において、過去に実施された爆破地震動観測の主な測線。A-B、C-D、E-F測線が井上・山田(1980)、I-M測線が伊神(1978)、M-HがAokiら(1972)によるもの。MTLは中央構造線、Mより南に延びる線が赤石裂線。Dの付近が設楽陥没盆地。

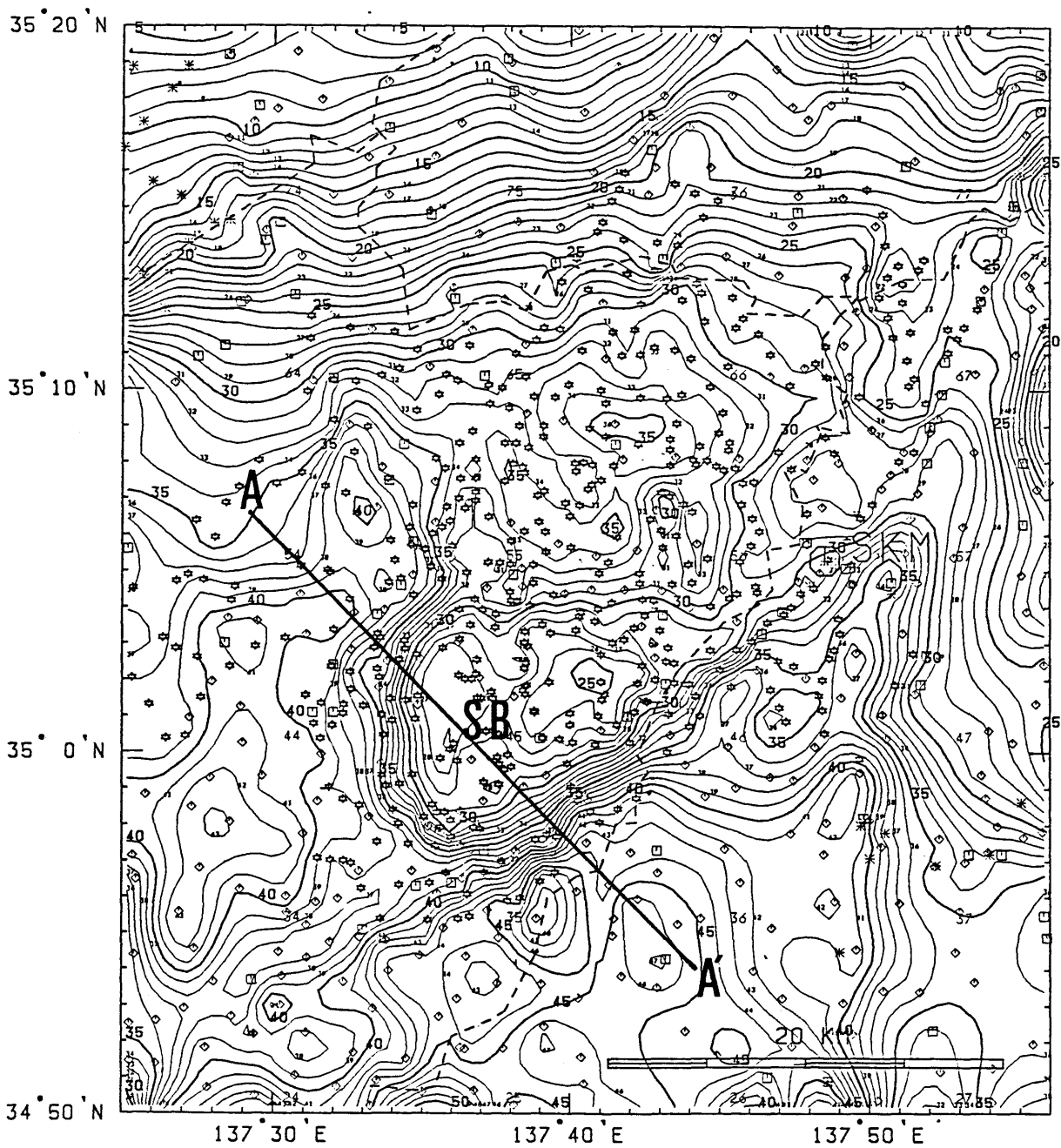
のである。この2 mgalコンターの図では、ブーゲ異常が、赤石裂線 (ATL) に沿ってはっきりとした線になっているのが認められる。図 (4-6-7) は、図 (4-6-6) を経度 (X) 方向について微分したものであり、経度方向の重力異常の変化をとりだしたものである (コンターは、2 mgal/km)。この図でも、赤石裂線に沿って、負の帯が続いているのがわかる。これらの図から、赤石裂線は、経度方向に2 mgal/kmを越えるrateで、ブーゲ異常が急変する地域であるのがわかる。図 (4-6-8) は、過去に行われた爆破地震動の観測のための測線であり、A-B、C-D、E-Fが井上・山田 (1980) によるもの、I-Mは、伊神 (1978) によるもの、M-Hが、Aokiら (1972) によるものである (図中のMから下にのびている線が赤石裂線)。赤石裂線に直交しているC-D、E-FでえられたV<sub>p</sub>構造をもとに、井上・山田 (1980) は、赤石裂線を境にして、東側が約6 km落ちていることを結論した。伊神 (1978) によれば、I-M測線から決められた地下構造は、中央構造線 (ここでは赤石裂線とみる) の西側が5.7 km/s層、東側が5.3 km/s層でありやはり、6 kmの東落ちで接するモデルである。Ludwigら (1963) のV<sub>p</sub>-ρ曲線より、5.7 km/s層の密度を2.75 g/cm<sup>3</sup>、5.3 km/s層の密度を2.60 g/cm<sup>3</sup>とすると、密度差は、0.15 g/cm<sup>3</sup>程度になる。この密度差をもった、厚さ6 kmの層より理論的に見積られる重力異常は、約20 mgalとなる。この値は、観測された値 (~15 mgal) とよい一致を示す。

#### (4-6-4) 設楽陥没盆地

明確な形で、設楽盆地に負のブーゲ異常の目玉が現れたのは、本研究が最初である (Yamamotoら、1982b; Yamamotoら、1985b)。設楽盆地は、地質学的にみる (図4-6-9) と、第三紀から第四紀にかけての火山岩の多く分布している地域である。図中のRhは、流紋岩、Trは、新第三紀の流紋岩質凝灰岩であり、Trが最も多く分布している。また、Daは新第三紀の石英安山岩であり、これらが設楽火山岩類と呼ばれるものである。そして、その周囲には、Sdで表される中新世の砂岩などの堆積物が多くみられる。しかも、図中の丸い線で囲まれているように、この地域は、構造地質学的にみて、陥没構造をなしていることが知られている。前節の図 (4-



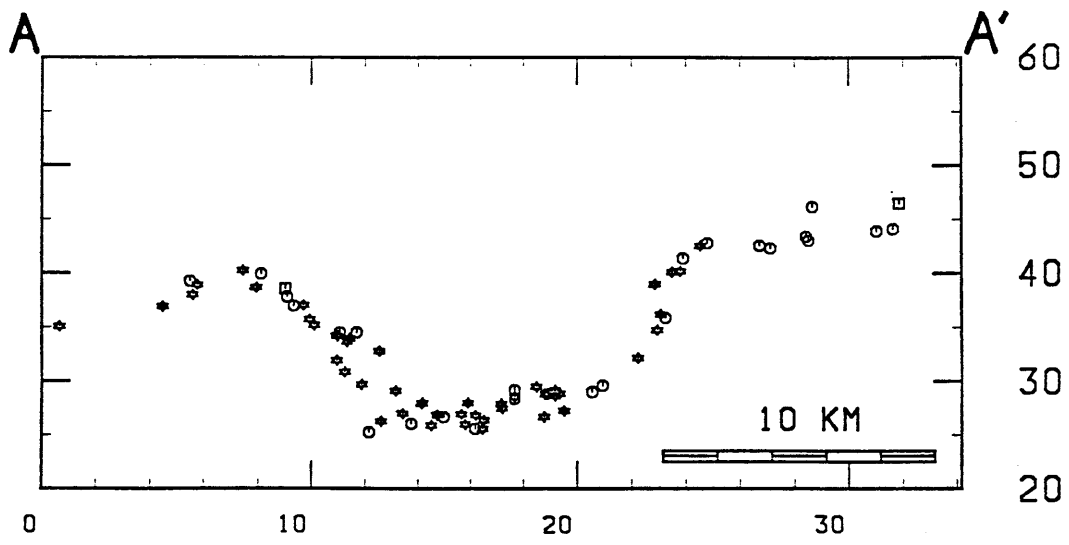
図(4-6-9) 設楽盆地を中心とした地質図(深田・糸魚川、1962)。中央部で丸く、区切っている線は確認された陥没構造を示し、南東側では、中央構造線と接している。



図(4-6-10) 第四紀の堆積物の補正、重力の鉛直勾配異常の補正を含まない設楽盆地付近のブーゲ異常を1mgalコンターで細かくしたもの。Briggsの方法における分割も細くなっている。密度は、 $2.62\text{g/cm}^3$ 。SBが設楽盆地。SKMは佐久間町。図中のシンボルは重力データ。設楽盆地の輪郭部で非常に鋭いブーゲ異常の落差がみられる。A-A'に沿う断面は図(4-6-11)に示される。

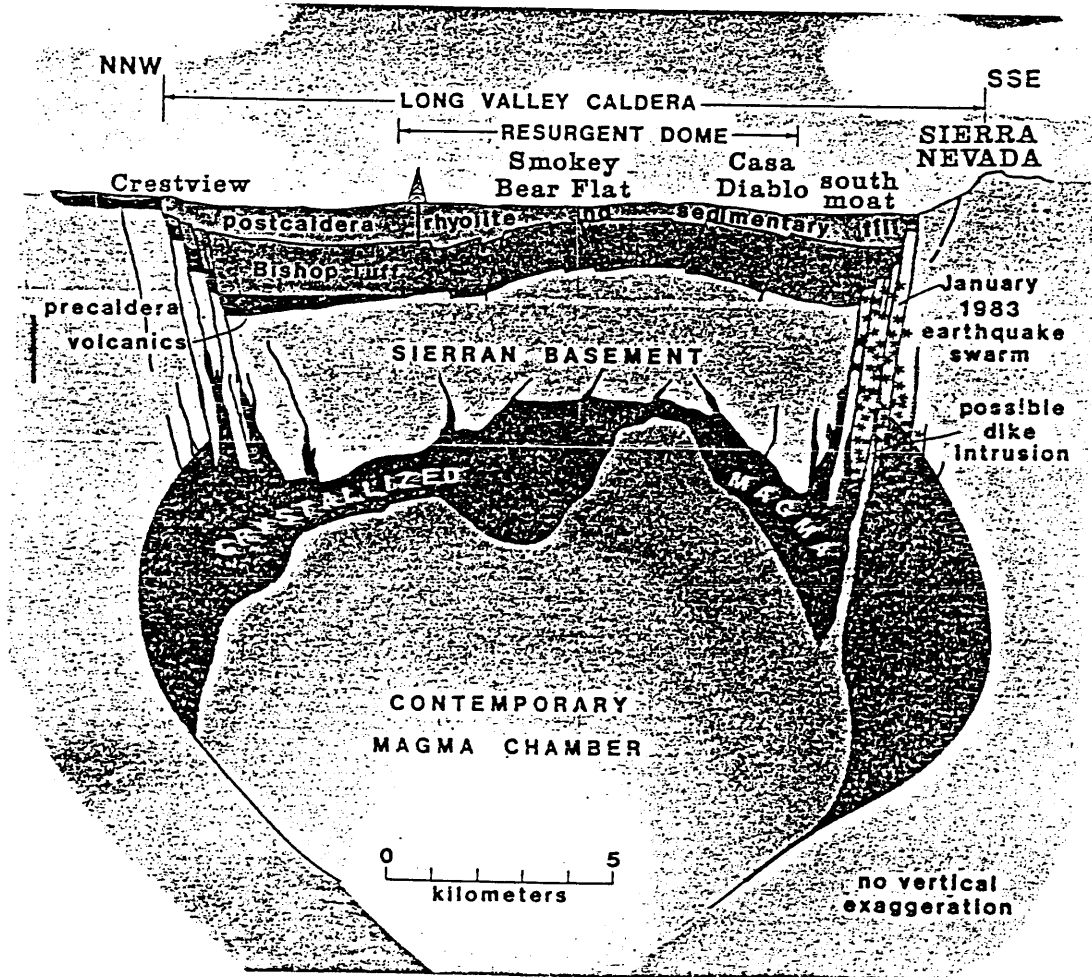


6-6) を再びみてみよう。この図のほぼ中心部に存在する、SBで示される負のブーゲ異常の目玉がこの設楽陥没盆地に、非常に良く対応している。さらに、細かくみてみよう。図(4-6-10)は、設楽盆地を中心としたブーゲ異常図(コンターは1mgal間隔)であり、図中のSKMは佐久間町である。この負の異常帯は、5kmの距離で約10mgalの減少、つまり、赤石裂線とほぼ同じ2mgal/kmのrateでブーゲ異常が急減する地域である。図(4-6-11)は、この設楽盆地の中央部をNWからSE方向に走るプロファイル(図4-6-10中のAA')である。盆状構造のブーゲ異常のパターンがはっきりとみられ、ブーゲ異常の相対差が、15mgalをこえていることがわかる。また、図(4-6-10)を細かくみると、設楽盆地の負のブーゲ異常帯が、2個のブロックにわかれているように見える。この地域に分布しているのが火山岩類であることを考えると、ここに述べた負の局所的ブーゲ異常は、逆センスであり、全く調和的でないように思えるが、おそらく、この地域に分布している火山岩類は、噴出したものであり、地下深部にまで達しているのは、軽い凝灰岩ではないかと推定される。一方、地質学的研究から、この地域は、10~15my前に、かなり活発な火山活動があったことが知られている(沢井、personal communication)。この地域の負のブーゲ異常帯が2個のブロックにわかれていることも、過去10~15my前に起きた火山活動の場所と対応づけて説明できる(沢井、personal communication)。このような観点から、本設楽地域は、陥没カルデラである可能性が非常に強い。陥没カルデラは一般的に、クレーターレイク型とバイアス型に分かれる(Smith & Barley、1968; 荒牧、1979; 村岡・長谷、1980)。ブーゲ異常からみると、クレーターレイク型では、逆円錐のパターン、バイアス型では、鍋底状のパターンとなって現れる。アメリカのロングバレー、イエローストーンなどのカルデラはバイアス型、日本のほとんどのカルデラはクレーターレイク型であるといわれている。設楽盆地の場合には、ブーゲ異常のコンターが、本陥没地域の周囲で非常に密になっているため、どちらかと言えば、バイアス型に属するだろう。ロングバレーなどでは、爆破地震動の研究により微細な地下構造が求められている(図4-6-12)。設楽盆地は、地質学的にみると、周囲の断裂帯のほとんどが、70~80°の高角度の断層であるので、図(4-6-12)に示したロングバレーカルデラとよく似た構造をもっていると考えられる。井上・山田(1980)の爆破地震動の研究結果によれば(図4-6-8)、本地域(図4-6-8のDであらわされる地域)では、中央構造線を境にして、段差がないか、あっても西側が落ちていることがわかっ



BOUGUER ANOMALY (MGAL)

図(4-6-11) 図(4-6-10)のA-A'に沿ったブーゲ異常のプロファイル。

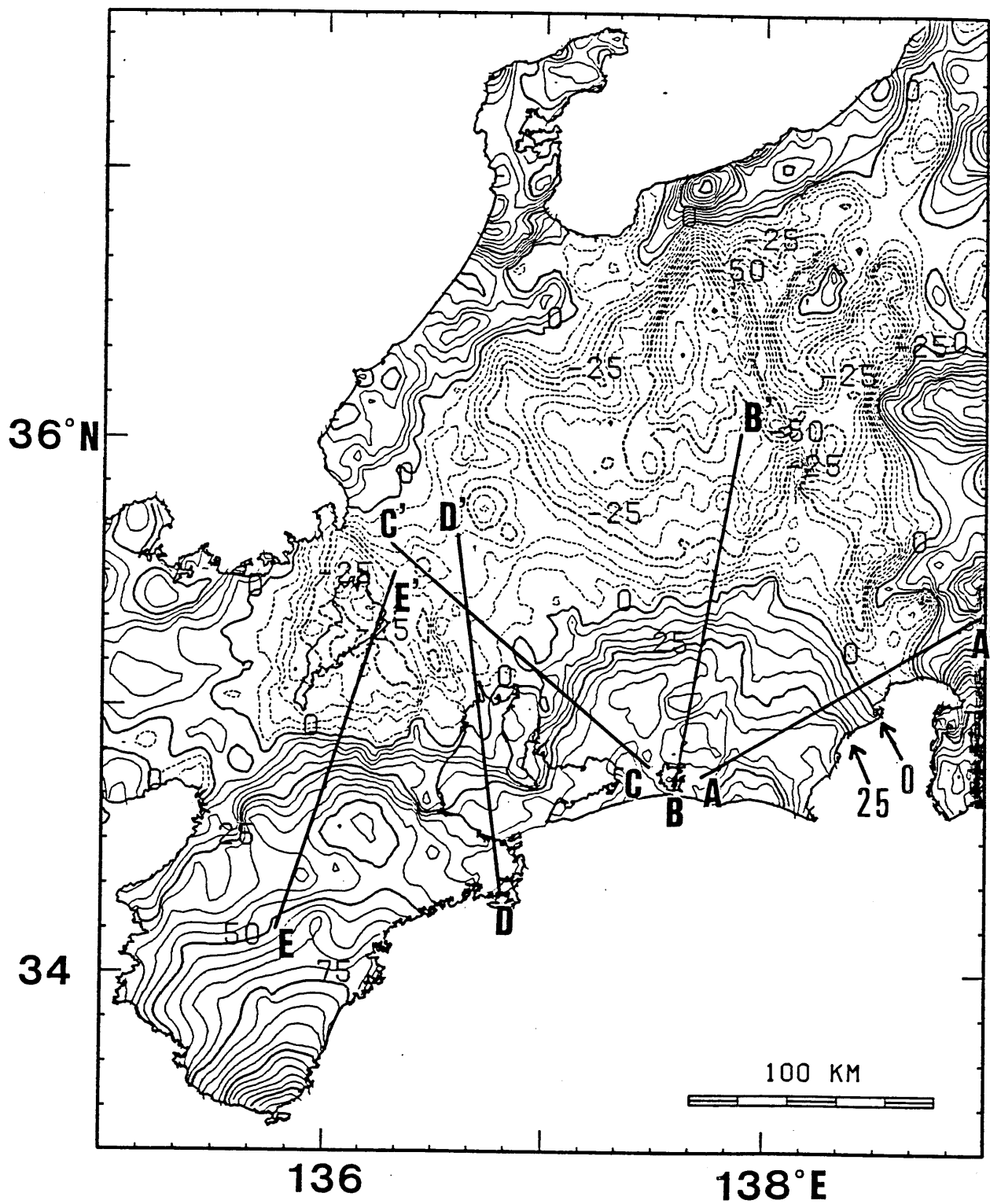


図(4-6-12) ロングバレー・カルデラの構造図 (Rundleら、1985)

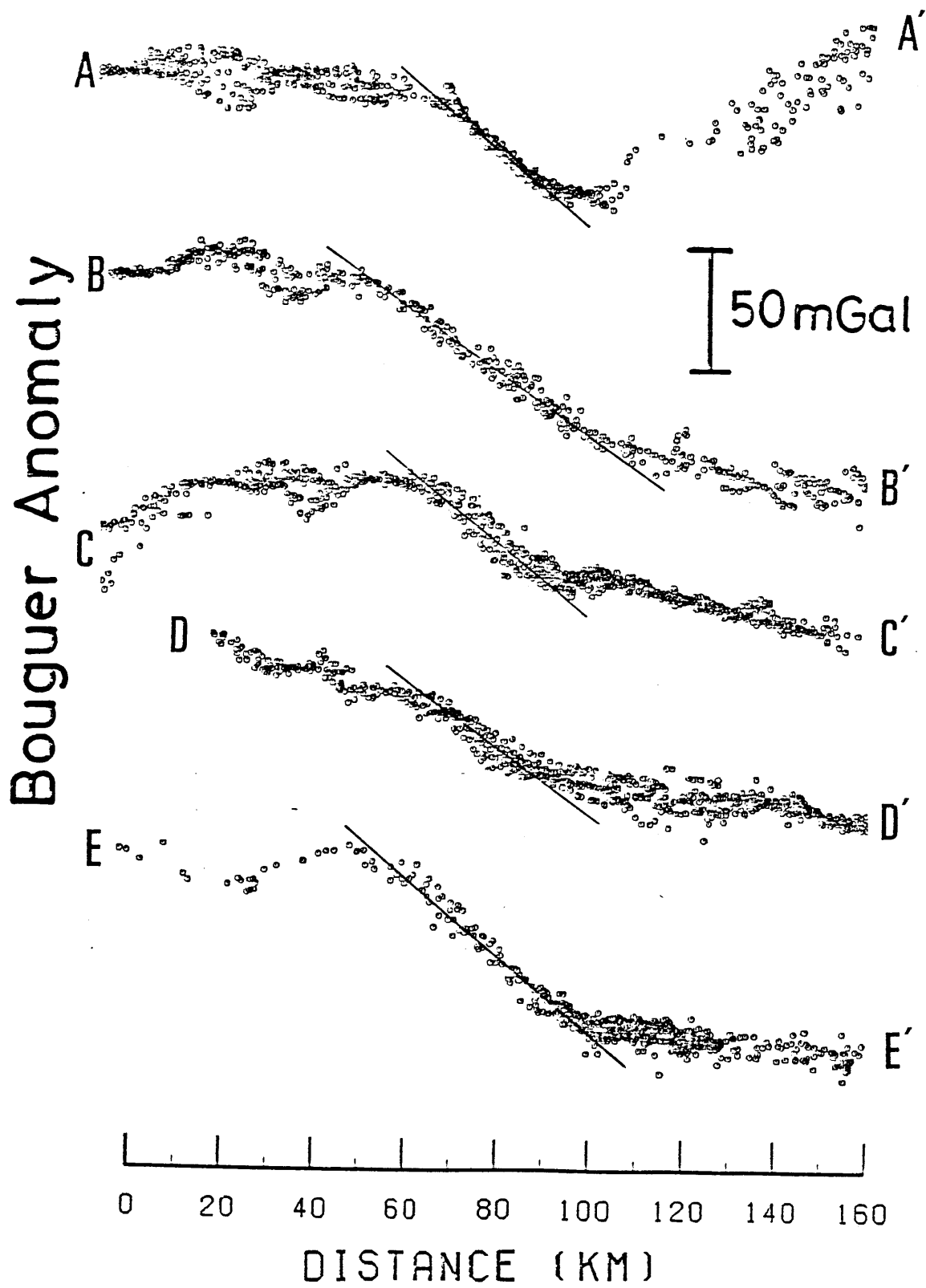
ている。このことは、観測される負のブーゲ異常のパターンとよくあっている。いずれにしても、この地域における詳細な爆破地震動の研究が望まれる。

#### (4-6-5) 紀伊・東海異常帯

図(4-6-13)は、(4-4)節と(4-5)節でのべた堆積盆地の補正、重力の鉛直勾配異常の補正を行ったブーゲ異常のうち、陸上部と伊勢湾のみ示したものである(Yamamotoら、1985d)。東海地方から知多半島を通して、琵琶湖南部へとぬける重力勾配の異常帯が顕著にみられるのがわかる。この異常帯は、30~50kmの幅をもっており、総延長は300kmにも達する。この特徴は、Tsuboiら(1954)、国土地理院(1964、1965)にもみられるが、本研究では、測定点の密度が飛躍的に増大しているため、微細なブーゲ異常の構造を議論することができる。測定点数が増えるにつれて、この異常帯はより明確になってくる。これを紀伊・東海異常帯とよぶことにする(Yamamotoら、1985d)。紀伊半島で太平洋側からブーゲ異常の負が徐々に強くなっていくのは、地殻が厚くなる効果と、紀伊・東海異常帯による効果にわけて考えることができる。図(4-6-5)をもう一度みてみよう。図中の太い線がブーゲ異常である。図中の0mgalと25mgalの線によく表される紀伊・東海異常帯は、一見して、地質との間には、ほとんど相関をもっていないことがわかる。しかも、この異常帯は、地質とは、直交する方向に走っているのである。このパターンは、紀伊半島にぬけてもかわらない。東海地方では、この異常帯がブーゲ異常のシャープな境界となっており、この異常帯より南部では、ブーゲ異常のパターンは比較的平坦になっている。この紀伊・東海異常帯の北側には、琵琶湖付近の近江盆地、伊勢湾付近の濃尾平野が存在するが、図(4-6-13)では、すでにこれらの影響は補正済みであるため、紀伊・東海異常帯は、こうした第四紀の堆積物の影響がでていないものではない。図(4-6-14)は、図(4-6-13)中の5本の測線に沿う幅20kmのベルト内のブーゲ異常のプロファイルである。巾30~50kmで、30~50mgalの急激なブーゲ異常の変化が顕著にみられる。こうした顕著なブーゲ異常は、たとえば、密度差0.3g/cm<sup>3</sup>、深さ6kmの落差のある構造を考えれば説明がつく。しかしその変化の中

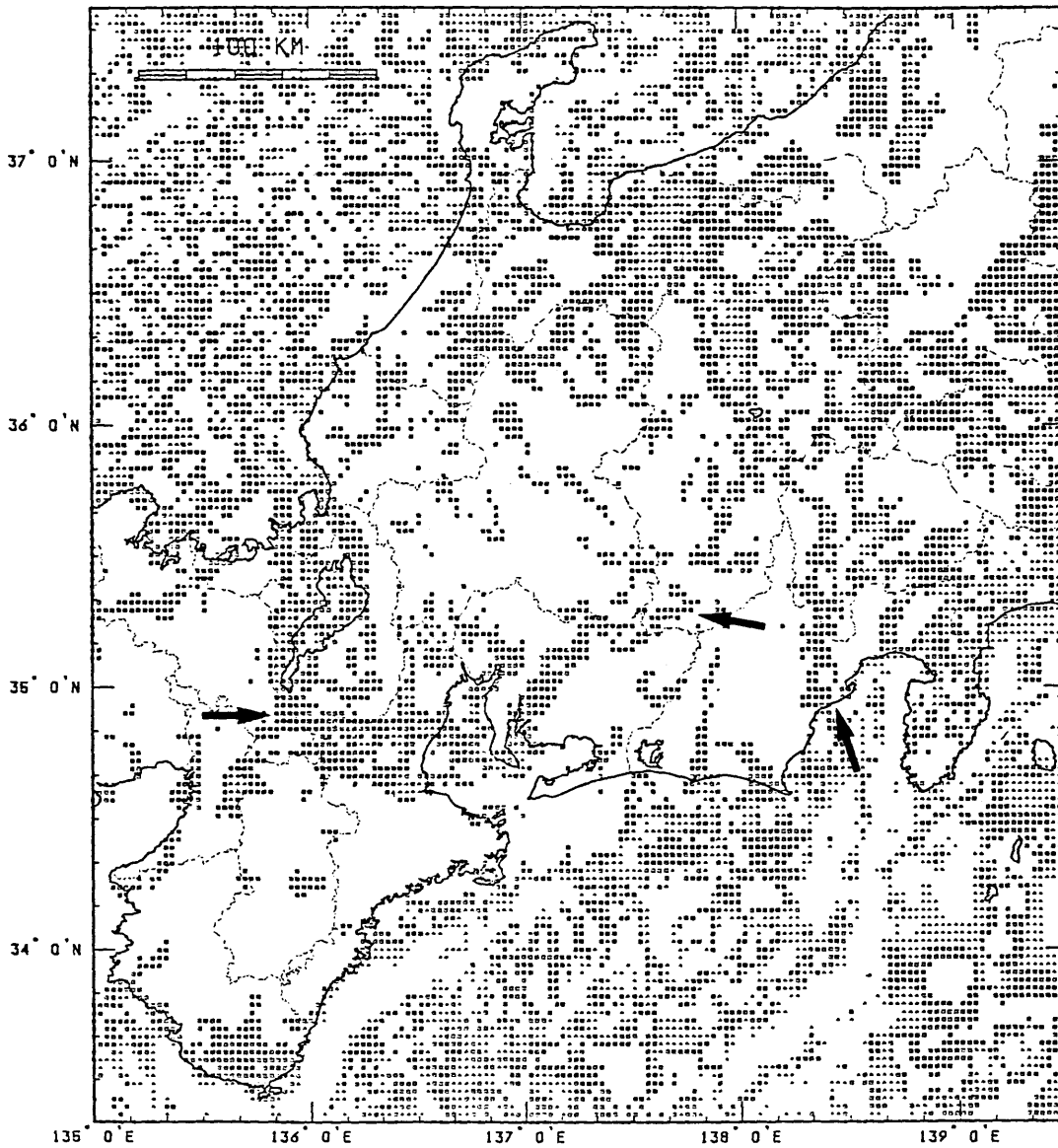


図(4-6-13) 地形補正、第四紀の堆積物の補正、重力の鉛直勾配異常の補正をすべて行った後の中部・近畿地方のブーゲ異常図。密度は $2.62 \text{ g/cm}^3$ 。コンターは $5 \text{ mgal}$ 間隔。図中の5本の断面については、図(4-6-14)で述べられる。



図(4-6-14) 紀伊・東海異常帯をよこぎる5本の測線(図4-6-13)におけるブーゲ異常のプロファイル。測線の巾はすべて20 km。各プロファイルに引いてある実線は、紀伊・東海異常帯を示す。

からみて、紀伊・東海異常帯の原因として、深くても、せいぜい10～15 kmの深さ、つまりコンラッド面あたりで、密度構造が急変していることが考えられる。しかしながら、このように比較的浅い密度異常域を考えると、逆に、表層物質にその影響が現れないのは非常に不自然である。爆破地震動のデータ(Aokiら、1972; Ikami、1978)は、コンラッド面にかかなりの落差のあることを示しているが、300 kmにも及ぶ横方向につらなった構造は、過去に報告されていない。図(4-6-1)と図(4-6-13)を比べると紀伊・東海異常帯の北側には、活断層が数多く分布しているのに対し、南側では、活断層の密度が小さいことがわかる。つまり、紀伊・東海異常帯は、第四紀の活断層の構造境界になっている可能性がある。しかも、紀伊・東海異常帯は、フィリピン海プレートのもぐりこみに伴った深発地震面(Ukawa、1982; 山崎・大井田、1985)の前縁の境界にもなっているのは興味深い。図(4-6-15)は、図(4-6-13)のブーゲ異常値の経度方向と緯度方向のそれぞれの微分をとり、それらの二乗の平方根をとったものである。つまり、ブーゲ異常の急変地域を方向性を考えずにとりだしたものである。この図でも、紀伊・東海異常帯が顕著にみられる。しかしながら、この紀伊・東海異常帯が、種々の重力異常のソースが種々の深さにあって、互いに影響しあっているという、全く偶然の産物である可能性もすてきれない。



図(4-6-15) ブーゲ異常の勾配の分布。 図(4-6-13)のブーゲ異常図を、それぞれX(緯度)方向、Y(経度)方向に微分したものの平方和のルートをプロットしたもの。 □は1.5~3mgal/km、△は3~4.5mgal/kmを示す。

矢印は紀伊・東海異常帯の場所を示す。

## 第5章 ペルーアンデスの重力異常

アンデス山脈は、南アメリカ大陸の西縁に位置する総延長10000 kmの大山脈であり、中央アジアの諸山脈を除いては、7000 m級の山々を擁する唯一の山脈である。島弧のもつ必要十分条件を①海溝の存在、②深発地震の発生、③活火山列の存在、の3つの条件としたとき、ペルーアンデスは、これらの条件をすべて満たしている。島弧と区別して陸弧と呼ばれることもあるが、本研究では、ペルーアンデスも島弧として、取り扱う。この島弧としてのアンデス山脈の形成メカニズム、及び、南米大陸の移動のメカニズムなどを調べる目的で、1980年に予備調査、1981年に第1次本調査、そして、1984年に第2次本調査が行われた。筆者は、このうち、1984年の第2次本調査隊（隊長：河野 長・東工大教授、副隊長：深尾良夫・名大助教授）の隊員として、1984年7月～9月の2ヵ月間、ペルーに滞在し、ペルー南部の中部アンデスにおける重力測定、及びその解析を担当した（Konoら、1985；Yamamotoら、1985a、1985c）。本章では、1981年度の本調査の結果もあわせて、これらの解析結果を中心に述べる。

なお、本章では、以下の慣用語を使用する。

Costa . . . . . 太平洋側の海岸砂漠地帯

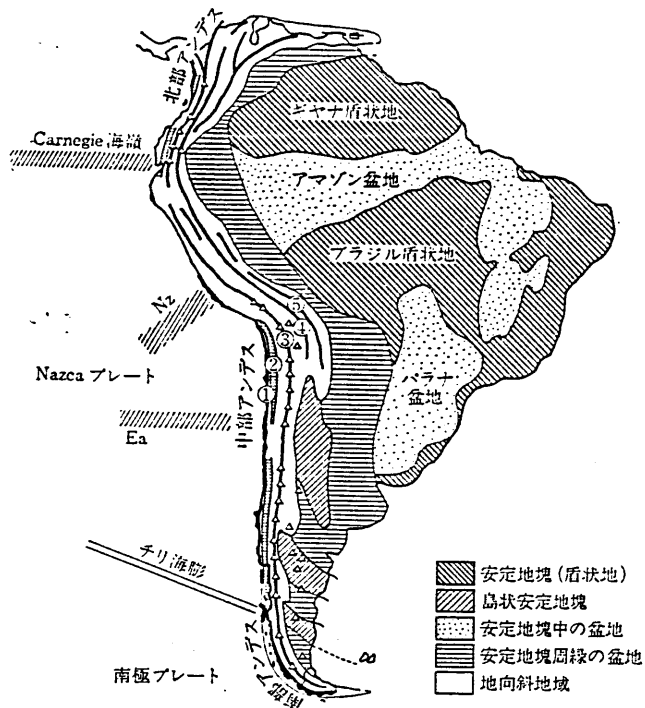
Altiplano . . . アンデス山脈上の、平均標高4200 mを越える高原地帯

Selva . . . . . アンデス山脈の東側内陸部に広がるアマゾンジャングル地帯

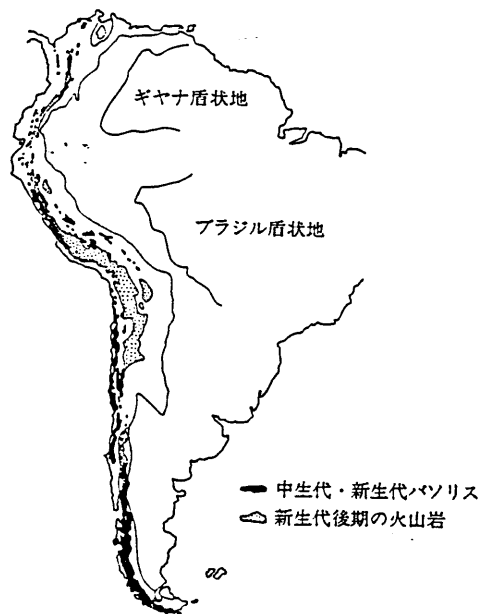
### (5-1) ペルーアンデスの地質

図(5-1-1)は、都城(1979)による、大局的な南米大陸の地質構造である。基本的には、アンデス山脈は、南米大陸東側の大陸塊の下に、太平洋プレートが西から潜り込んでできる大陸縁の造山帯である。図中の①～⑤は、アンデス山脈の地形区分を表しており、①海岸山脈、②中央谷、③西コルディレラ、④中コルディレラ、⑤東コルディレラ、である。この南北につらなる比較的単純なアンデス山脈の地形自体は、





図(5-1-1) 南アメリカ大陸の構成(都城、1979)。西縁部のアンデス山系は、地形的に、次のような南北にはしる地帯に分けられる。①海岸山脈、②中央谷、③西コルディレラ、④中コルディレラ、⑤東コルディレラ。△は、鮮新世～第四紀の火山、Nz は、ナスカプレート、Ea はEaster火山列を表す。



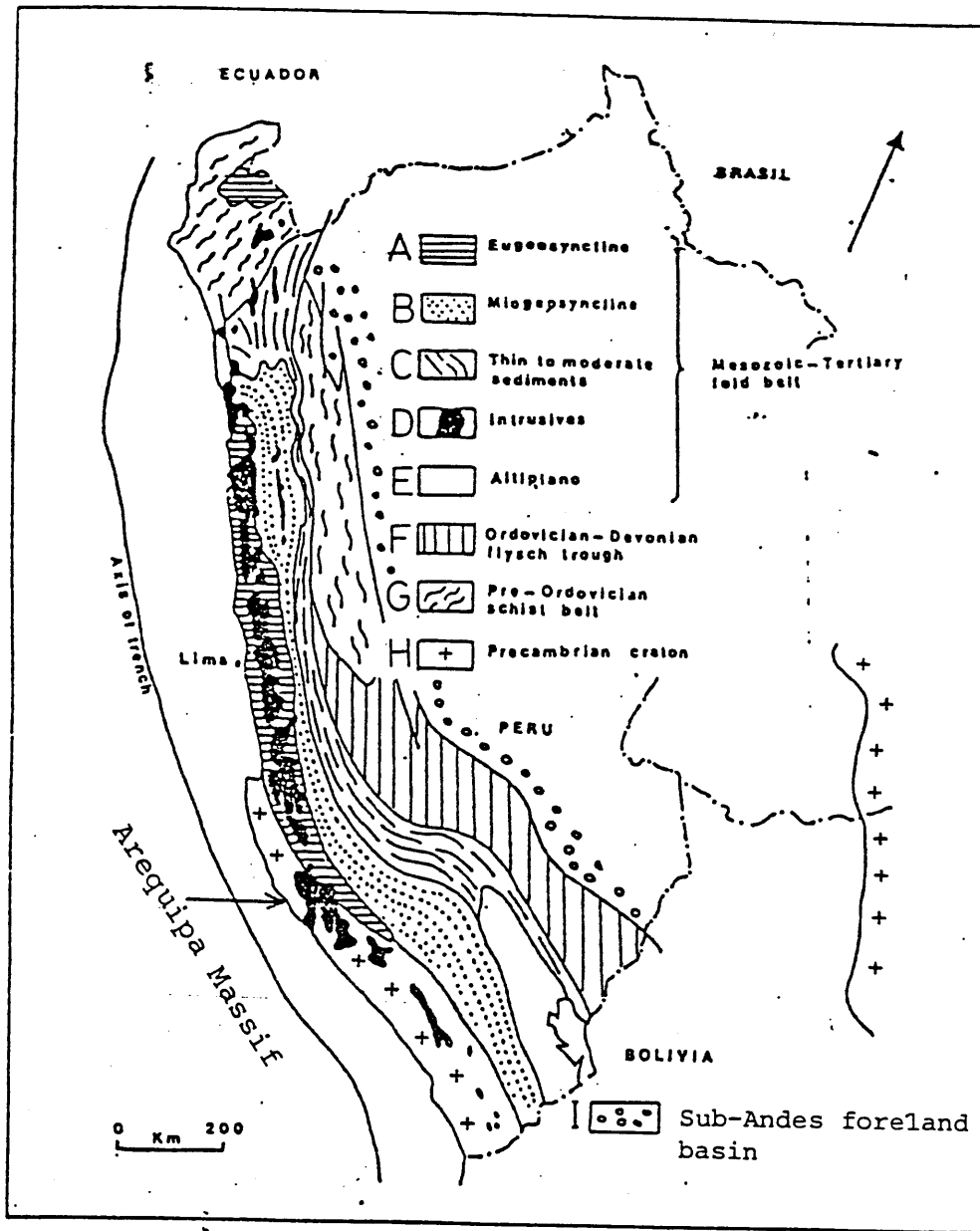
図(5-1-2) アンデス山脈における中生代～新生代の火成岩の分布(都城、1979)。

第三紀から現在までの隆起によってできたものだといわれている。しかし、アンデス山脈の地質は、先カンブリア紀にまでさかのぼる複雑な変遷の歴史をもっている。特にペルー付近における中部アンデス山脈（ペルーアンデス）の地質については、平・宇井（1982）にくわしく述べられており、以下、平・宇井（1982）にしたがって、ペルーアンデスの地質を概観してみよう。アンデス山脈は環太平洋をとりまく中生代以降の造山帯のひとつであり、巨大なバソリスのベルトが特徴である。アンデス山脈自体は、エクアドル以北の北部アンデス、ペルー・チリ中北部の中部アンデス、そして、チリ南部の南部アンデスに大別できる。本研究で調査の行われた中部アンデス山脈では、オフィオライトなどからなる付加プリズムや縁海起源の中生代の島弧・海溝系の地質体などは、全く存在しない特異な場所である。図（5-1-2）は、アンデス山脈における中生代～新生代の火山岩・深成岩の分布のみをぬきだしたものである（都城、1979）。図からわかるように、ペルー南部では、新生代後期（新第三紀～第四紀）の火山岩が広く分布している。中部アンデス山脈では、隆起した地域に分布しており、6000mを越える火山が30個以上存在する。図（5-1-3）は、ペルーの地質図（Cobbins & Pitcher、1972）である。ペルーの地質は大きく分けて、海岸から内陸へ向けて次のような6個のブロックに分けられる。

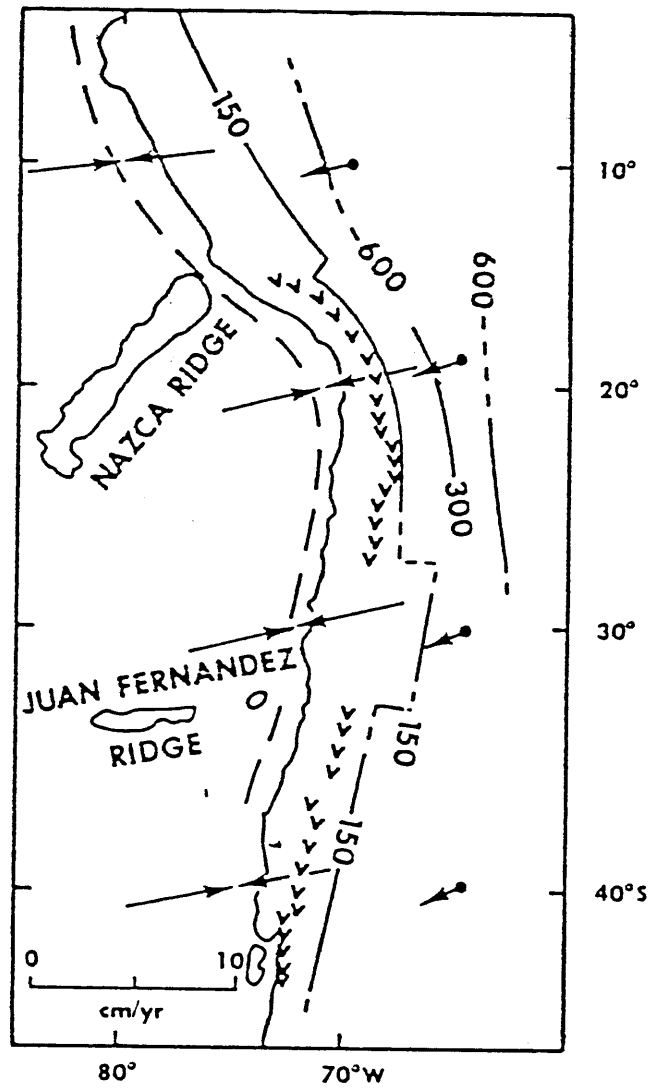
- ① 先カンブリア紀系基盤岩地帯（Arequipa Massif）（図中のH）
- ② 中生代の火山岩地帯（図中のA）
- ③ 中生代～新生代のバソリス地帯（図中のD）
- ④ 中生代の堆積岩地帯（図中のB、C）
- ⑤ 先カンブリア紀系基盤岩地帯（Eastern Cordillera）（図中のF、G）
- ⑥ アンデス東縁部の中生代～新生代のバソリス地帯（図中のI）

図（5-1-4）は、第四紀の火山と深発地震面のコンターをプロットしたものである。この図からペルー南部～チリ北部、チリ南部に火山が集中しているのがわかる。

しかも、火山の存在しない地域には、ナスカ海嶺、ファン・フェルナンデス海嶺、さらに図の上端では、カーネギー海嶺がせまっていることが興味深い。



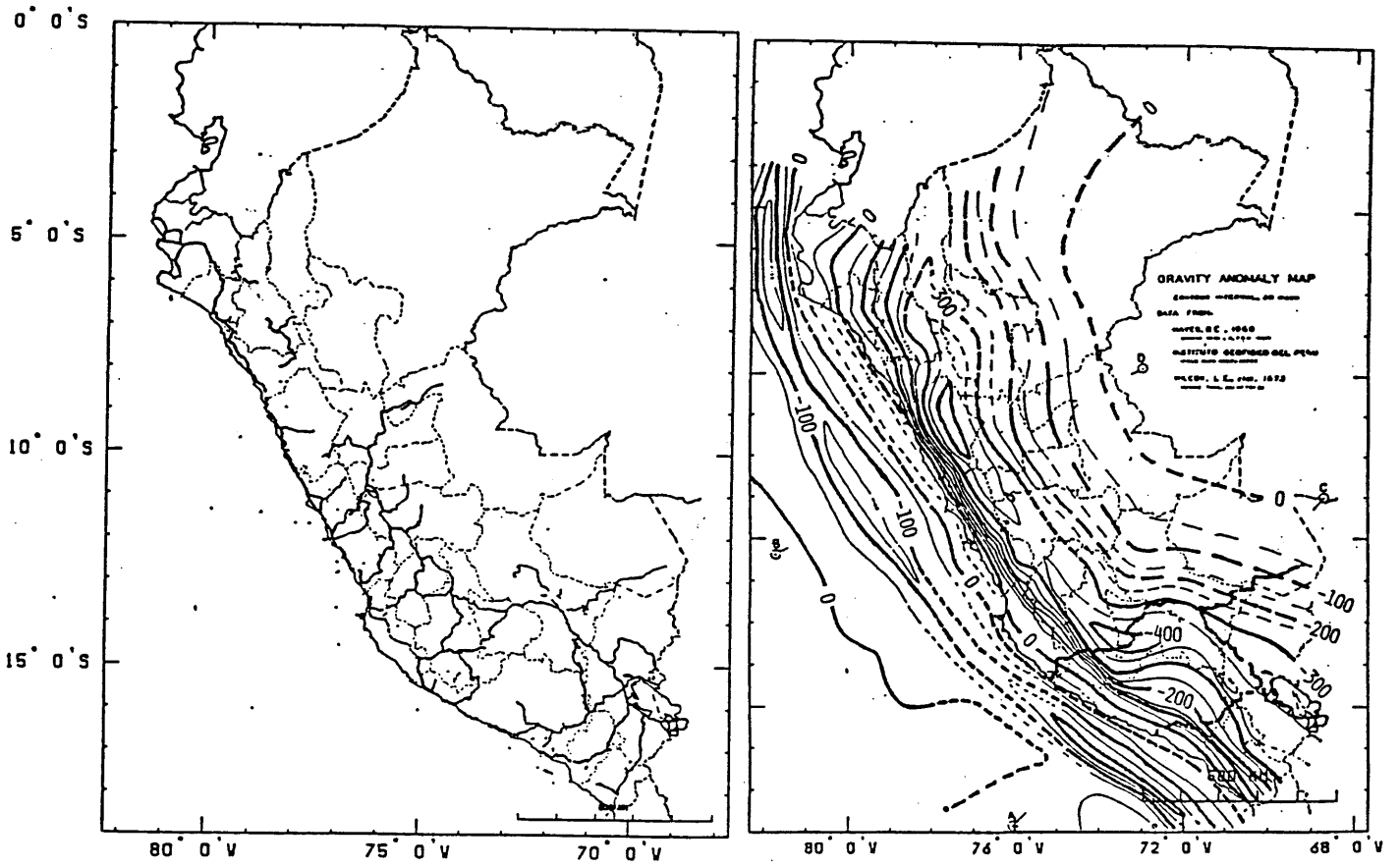
図(5-1-3) ペルーの簡略化した地質図 (Cobbin & Pitcher、1972)



図(5-1-4) ペルー・チリ付近の等深発地震面のコンターと鮮新世～第四紀の火山分布 (Pilger、1981)。 矢印はプレートの相対運動方向。

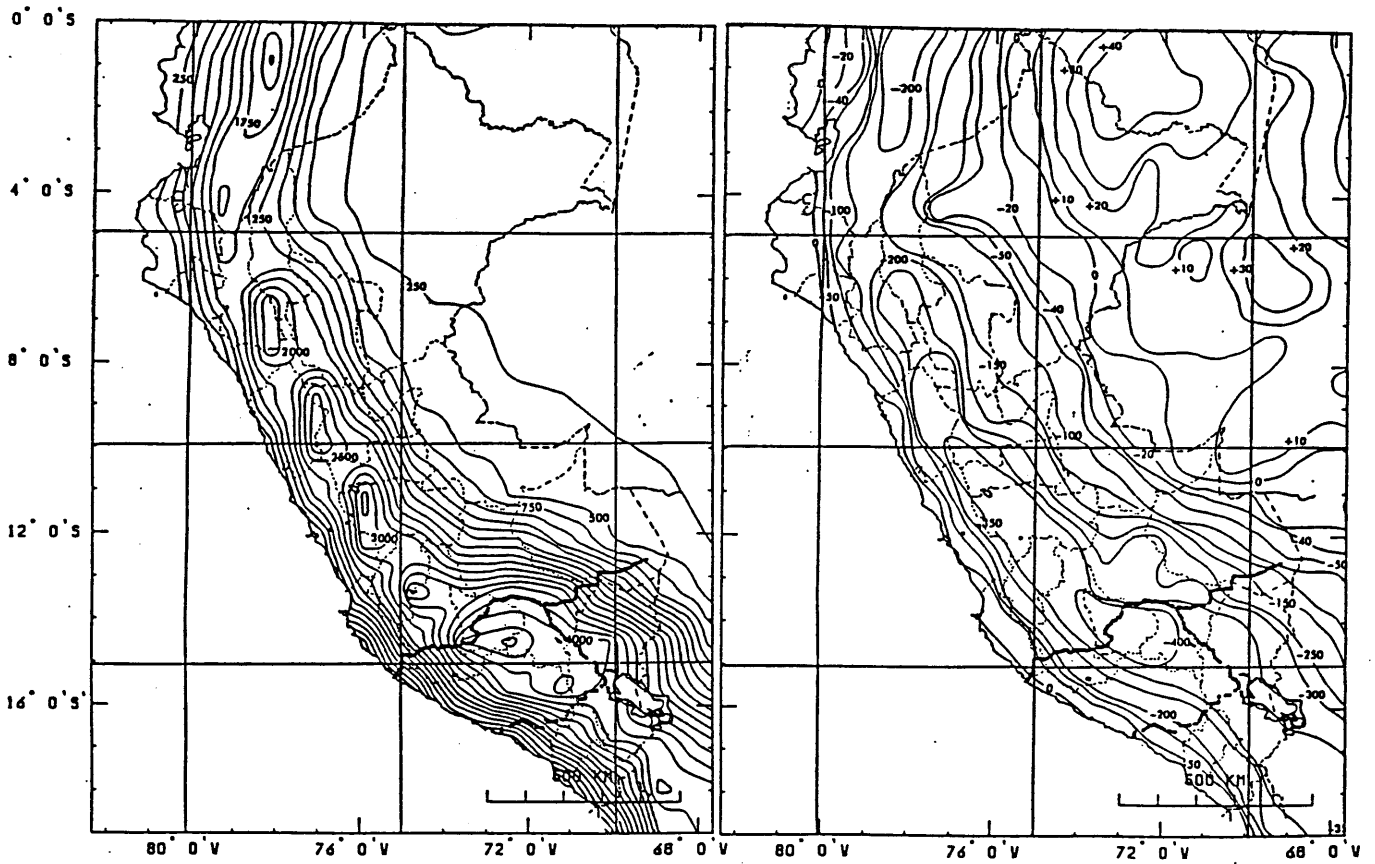
## (5-2) 過去の重力測定

本研究で重力測定を行った地域では、過去にペルー国立地球物理学研究所 (IGP) により、測定された重力データがすでに存在している。また、ペルー北部においては、Kono & Kono (1983) により重力測定が行われている。図 (5-2-1) は、IGPによる重力測定点の分布 (黒く線状に見えるもの) である。これらの重力データをもとにして、Ocola (1980) は、図 (5-2-2) に示すブーゲ異常図を作成した。また、カナダのDefence Mapping Agency of Aerospace Centre (DMAAC) は、Selvaもふくめた南米全体の詳細なブーゲ異常図、フリーエア異常図、及び地形図を作成した (DMAAC、1977)。図 (5-2-3)、図 (5-2-4) は、それぞれ、DMAACによる地形図、ブーゲ異常図でペルー付近のみをぬきだしたものである。Kono & Kono (1983) は、IGPのブーゲ異常図 (図5-2-2) と1981年本調査の結果を比較して、IGPの重力データには、かなり問題があることを指摘した。図 (5-2-5) は、IGPのブーゲ異常図 (図5-2-2) から読み取ったもの (実線) を、1981年本調査の結果 (シンボル) と重ねたものである。この図から、Kono & Kono (1983) は、IGPの重力データには、ルートによっては、150 mgal以上の誤差を含んでいると結論した。1983年に、ペルーから、L. Ocolaが重力データを名古屋大学に持参して、生の重力データからブーゲ異常を求め直す作業を行った。その結果、これらのデータは、予想以上に系統的な誤差をもっており、非常に信頼性の低いものであることがわかった (深尾ら、1983)。また、DMAACの重力データは、さらに信頼性の乏しいものであった。このような訳で1984年の第2次本調査の行われる以前の段階では、信頼できる重力データは、Kono & Kono (1983) によるもののみであった。こうした背景のもとに、第2次本調査が行われ、河野 長・東工大教授 (隊長)、深尾良夫・名大助教授、そして筆者は、ペルー南部の中部アンデス山脈を横断するルートで、重力測定を行った。解析に際して、本研究では、1981年に行われた第1次本調査の結果 (Kono & Kono、1983) と1984年の第2次本調査の測定結果をあわせて使用した。



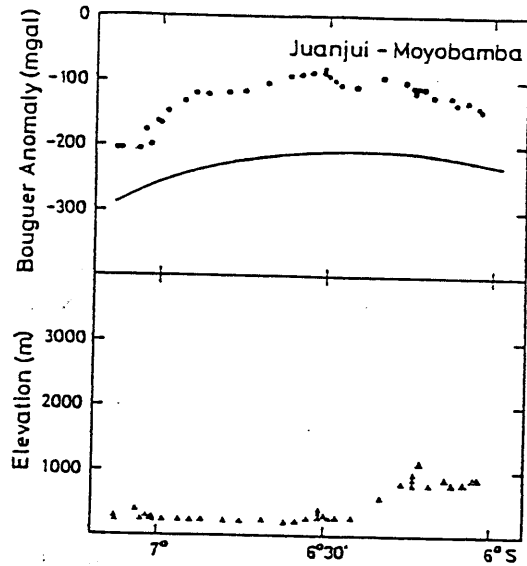
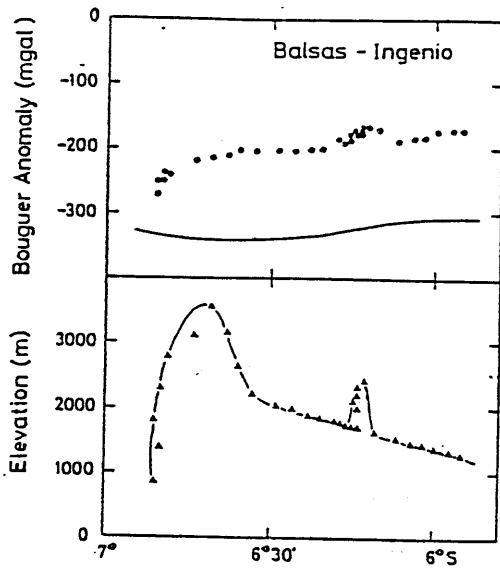
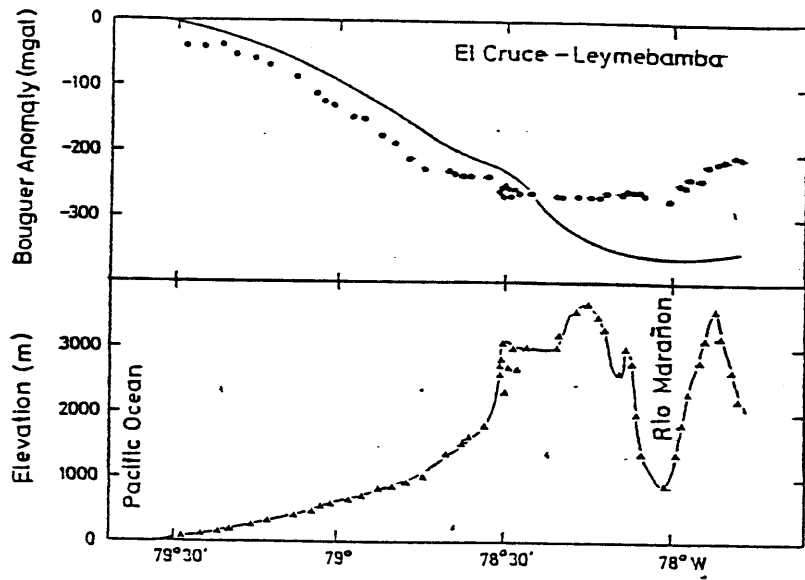
図(5-2-1) ペルー国立地球物理学研究所 (IGP) による重力測定点の分布図。

図(5-2-2) Ocola (1980) をもとにしたペルー付近のブーゲ異常図。コンターの間隔は50 mgal。密度は $2.67 \text{ g/cm}^3$ 。南部ペルーに示されるシンボルは、1984年第2次調査で得られた重力測定点の分布 (図5-3-1 a 参照)。



図(5-2-3) DMAAC(1977)をもとにしたベルー付近の地形図。コンター間隔は250m。  
 南部ベルーに示されるシンボルは、1984年第2次調査で得られた重力測定点の分布(図5-3-1a参照)。

図(5-2-4) DMAAC(1977)をもとにしたベルー付近のブーゲ異常図。コンターの間隔は、一部を除いて50mgal間隔。  
 密度は $2.67\text{ g/cm}^3$ 。  
 南部ベルーに示されるシンボルは、1984年第2次調査で得られた重力測定点の分布(図5-3-1a参照)。



図(5-2-5) ペルーアンデス北部におけるブーゲ異常値(シンボル)と同地域のOcola(1980)によるブーゲ異常図からよみとった値(実線)をかさねたもの(Kono & Kono, 1983)。両者の間には、場所によっては、100 mgal以上の差がある。



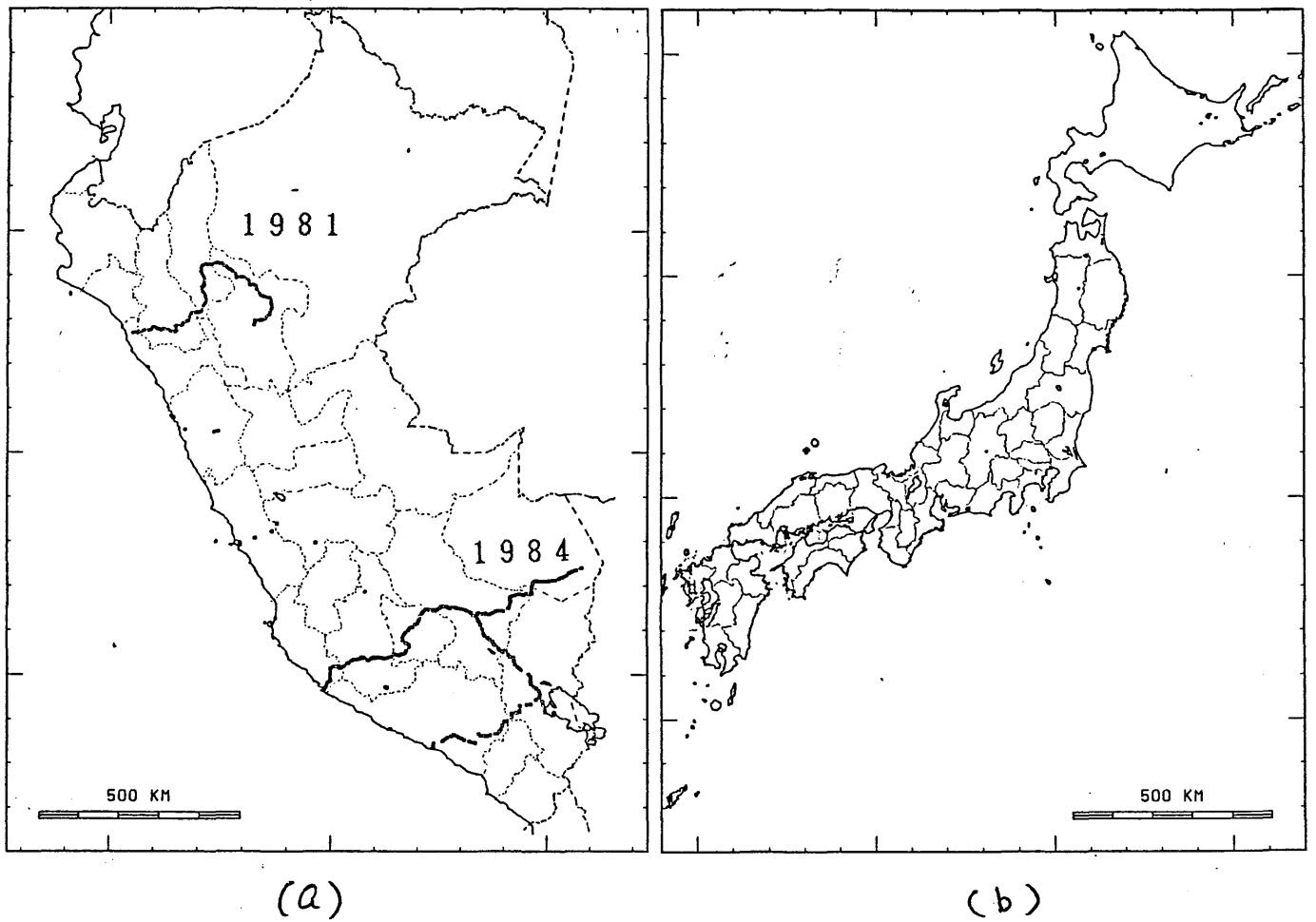
### (5-3) アンデス山脈での重力測定

アンデス山脈において、第1次(ペルー北部)、第2次本調査(ペルー南部)で得られた重力データの測定点を図(5-3-1)に示す。図には、比較のため同縮尺の日本ものせた。測定は、すべてIGPにより設置された水準点(ベンチマーク)を利用して行った。その際、IGPによって、平均2 km間隔で与えられたベンチマークのいわゆる“点の記”をあらかじめ準備して行った。また、次節で述べるように測定の際、重力計(G484)の感度と重力値の関係を見積もるために、簡単な検定を行った。図(5-3-2)は、第2次本調査(ペルー南部)で行った重力測定点とルートを示したものである。このうち、①Nazca (NAZ) ~ Pto. Maldonado (PMA)、及び、②Arequipa (ARE) ~ Juliacaは、アンデス山脈を横断するルートであり、③Puno (PUN) ~ Cuzco (CUZ)は、縦断するルートである。

以後、①をナスカ・ルート、②をアレキバ・ルート、③をクスコ・ルートと呼ぶことにする。測定は、1984年7月26日より8月23日にかけてのほぼ1ヵ月間をかけ、TOYOTA-HILUX(4WD)を駆使して、約6600 kmを走破した。得られた重力測定点は、413点である。測定には、(1-3)で述べたように、できるだけ閉環する測定点が多くなるように、②→③→①のルートの順で測定を行った。また、測定は、重力計のリードアウト出力のドリフトを考慮して、すべて重力計内のクロス・ヘアを用いて行った。AltiplanoやSelvaでは、電源を望めないで、その時には重力計のバッテリーの充電は、すべて車の定格電源(約13ボルト)を用いて行った。これら3つの測線の中では、ナスカ・ルートは、アンデス山脈を横断するルートとしては、最も側線の長い理想的なルートである。このナスカ・ルートは、CostaからAltiplanoを経て、Selvaに入り、ブラジルとの国境近くまで延びる、総延長約1000 kmの大横断ルートである。

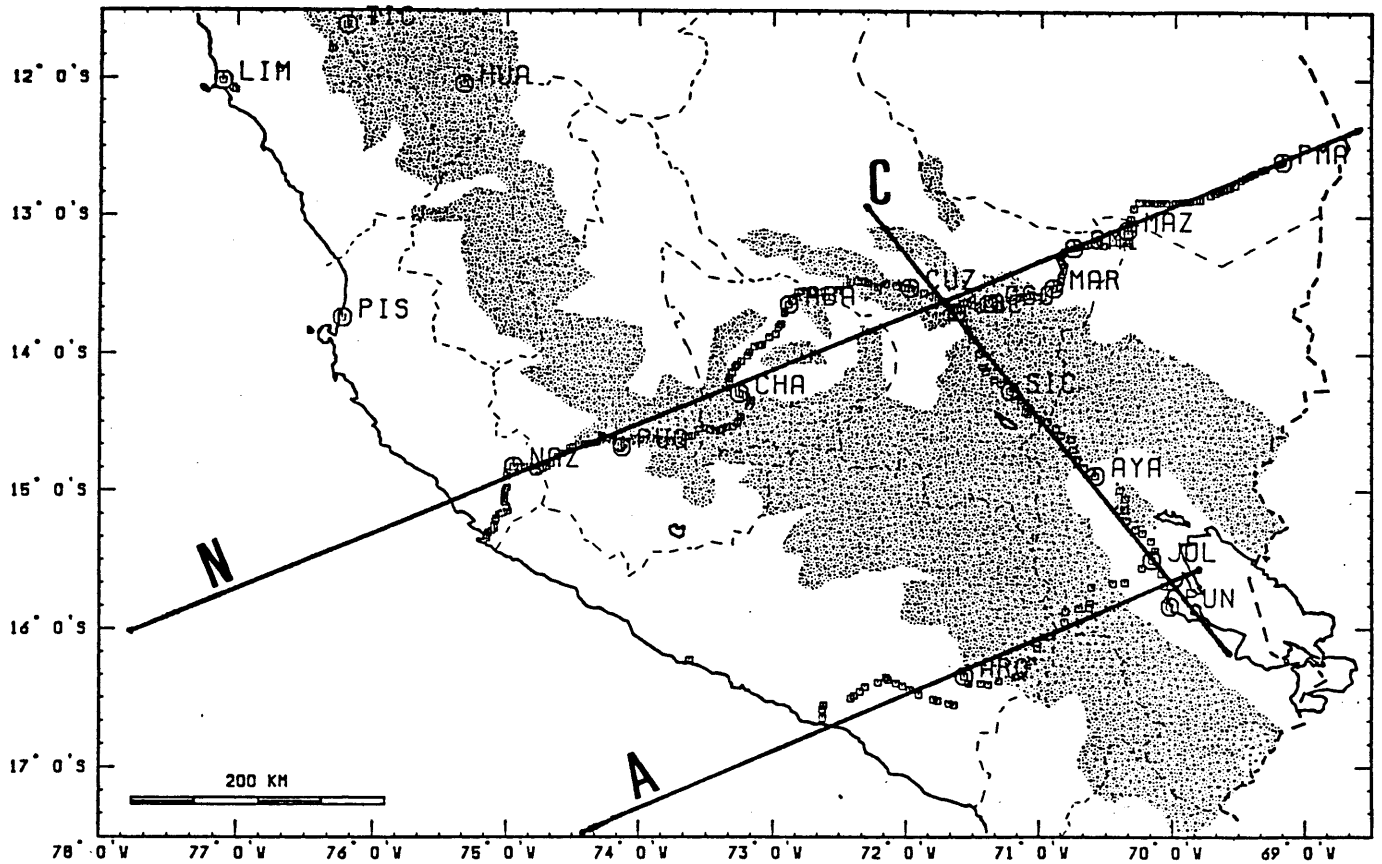
### (5-4) ドリフト、感度検定、及び重力値

今回の重力測定は、一般的な閉環測定法を用いて行ったが、その際非常に不規則な



図(5-3-1) アンデス山脈において、1981年第1次調査(北部ペルー)、1984年第2次調査(南部ペルー)で得られた重力データの分布図(a)と、ほぼ同じ縮尺の日本(b)。

※※ 1984 PERU GRAVITY STATIONS ※※



図(5-3-2) 1984年の第2次調査で行った重力測定点の分布。 砂目は標高4000m以上の地域。 LIM : LIMA、 TIC : TICLIO峠、 HUA : HUANCAYO観測所、 PIS : PISCO、 NAZ : NAZCA、 PUG : PUQUIO、 CHA : CHALHUANCA、 ABA : ABANCAY、 CUZ : CUZCO、 OCO : OCONGATE、 MAR : MARCAPATA、 QMI : QUINCE MILL、 MAZ : MAZUCO、 PMA : PUERTO MALDONADO、 SIC : SICUANI、 AYA : AYAVIRI、 JUL : JULIACA、 PUN : PUNO、 ARE : AREQUIPA。 太い点線は国境、細い点線は県境を示す。 測線Nはナスカ・ルート (NAZ ~ PMA)、測線Aはアレキパ・ルート (ARQ ~ JUL)、測線Cはクスコ・ルート (PUN ~ CUZ)。

重力計のドリフトを生じた。 図(5-4-1)は、名古屋大学の一等重力点(理学部・E164号室、一部E237号室)における重力計のドリフト変化曲線(いわゆるドリフトカーブ)である。 図中右下に注目すると、出発前のドリフト変化率は、ほぼ $-50 \mu\text{gal}/\text{day}$ であったので、約2ヵ月後の読み取り値は、ドリフト変化率が変わらないという仮定のもとに、約3mgal小さくなるはずであると予想できる。 ところが、名古屋帰着時のデータから計算すると、約1.5mgalしか小さくなっていないことがわかった。 図をみてもドリフトカーブは素直につながっていない。 中部・近畿山岳地域における重力測定の際は、このようなことはほとんどなく、あっても、そのずれの量は、せいぜい0.2~0.3mgal程度であった。 こうしたことから、重力計(G484)にtare(重力計に与えられた外的ショックにより、読み取り値に不連続が生ずること)が起きたと判断するのが普通である。 ところが、この測定に関しては、tareの問題は全くなかったことが判明した。 その理由を次に述べる。 図(5-4-2)は、上から順に、(a)全測定期間内におけるドリフトカーブ(同一測定点は、直線でむすんであり、矢印は、絶対重力値が既知の測定点)、(b)各測定点の重力値(厳密な重力値の決定については、本節で後述する)、及び、(c)各測定点の標高の変化を時間の経過とともにプロットしたものである。 この図のドリフトカーブと重力値を見比べてみると、両者の間には、特に、後半のフィールドにでていた期間に、非常に強い逆相関が認められる。 一方、中川ら(1983)は、環太平洋における重力結合(ラ・コスト重力計使用)の際、ドリフトが重力値と逆相関を持つことを示した(図5-4-3)。 これらの事実から、一般にラ・コスト重力計を使用した重力測定では、測定点の重力値によってドリフトカーブが左右されるということが考えられる。 図(5-4-4a~c)は、図(5-4-2a~c)から、フィールドに出ていた約1ヵ月間(LIMA発~LIMA着)のみを抜き出したものである。 図(5-4-4a)、(5-4-4b)では、重力値が大きくなる(標高が低くなる)方向に移動すると、ドリフトカーブ(読み取り値)が小さくなるようにはたっている。 つまり、両者の変化率が逆符合の関係になっている。 この原因は、重力計のスプリングが元の状態にもどろうとする履歴特性があるためと解釈できる。 もっとも、この図では、両者の間には、若干の位相のずれが見られる。 これは、短時間の急激な標高(~重力値)の変化にドリフトが追従できなかったためと考えられる。 図(5-4-2a)の中の直線で結んだドリフトカーブ(同一測定点)以外のドリフトは、以下の手続きで決めた。

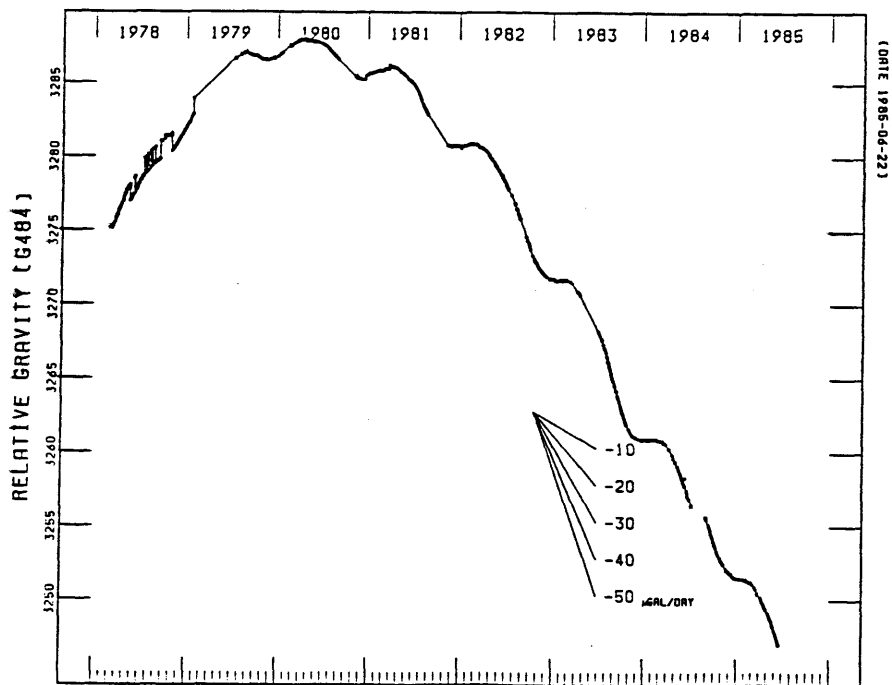


図 (5-4-1) 1978年~1985年間の重力計G484のドリフト曲線。

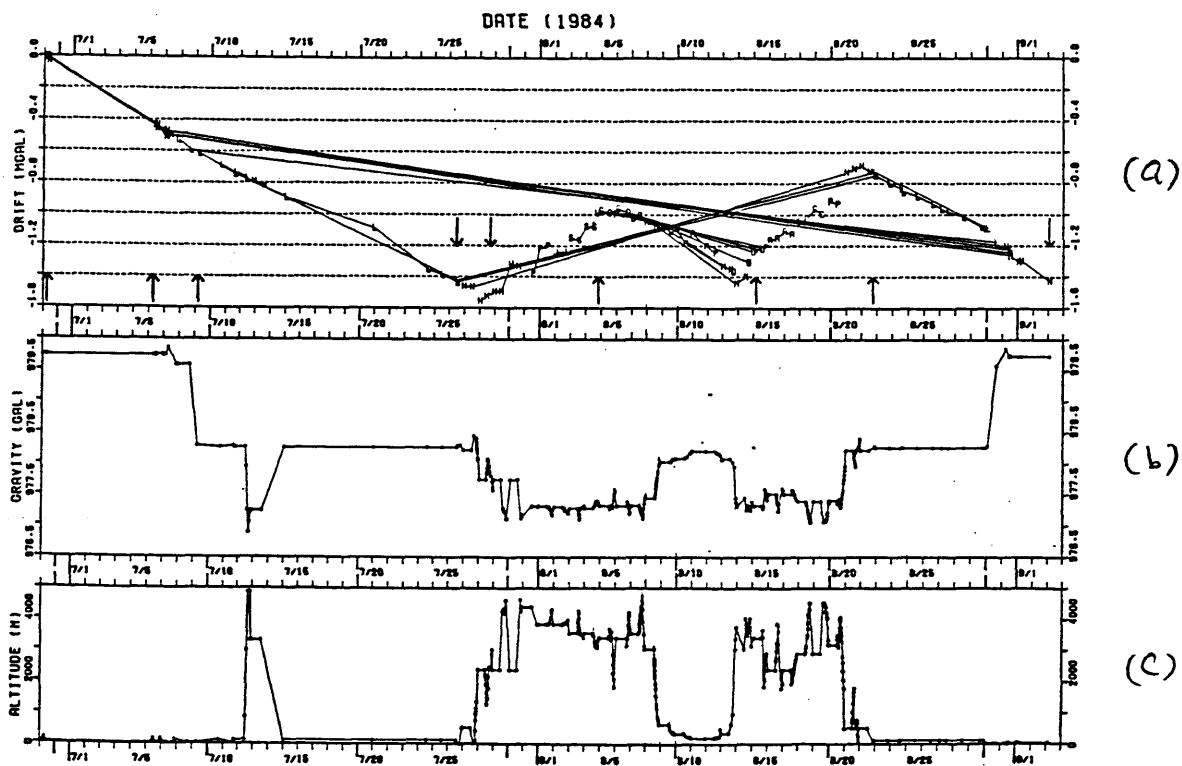
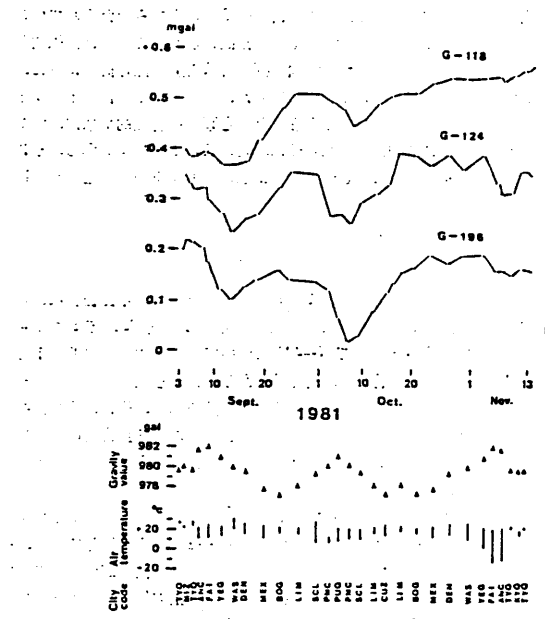
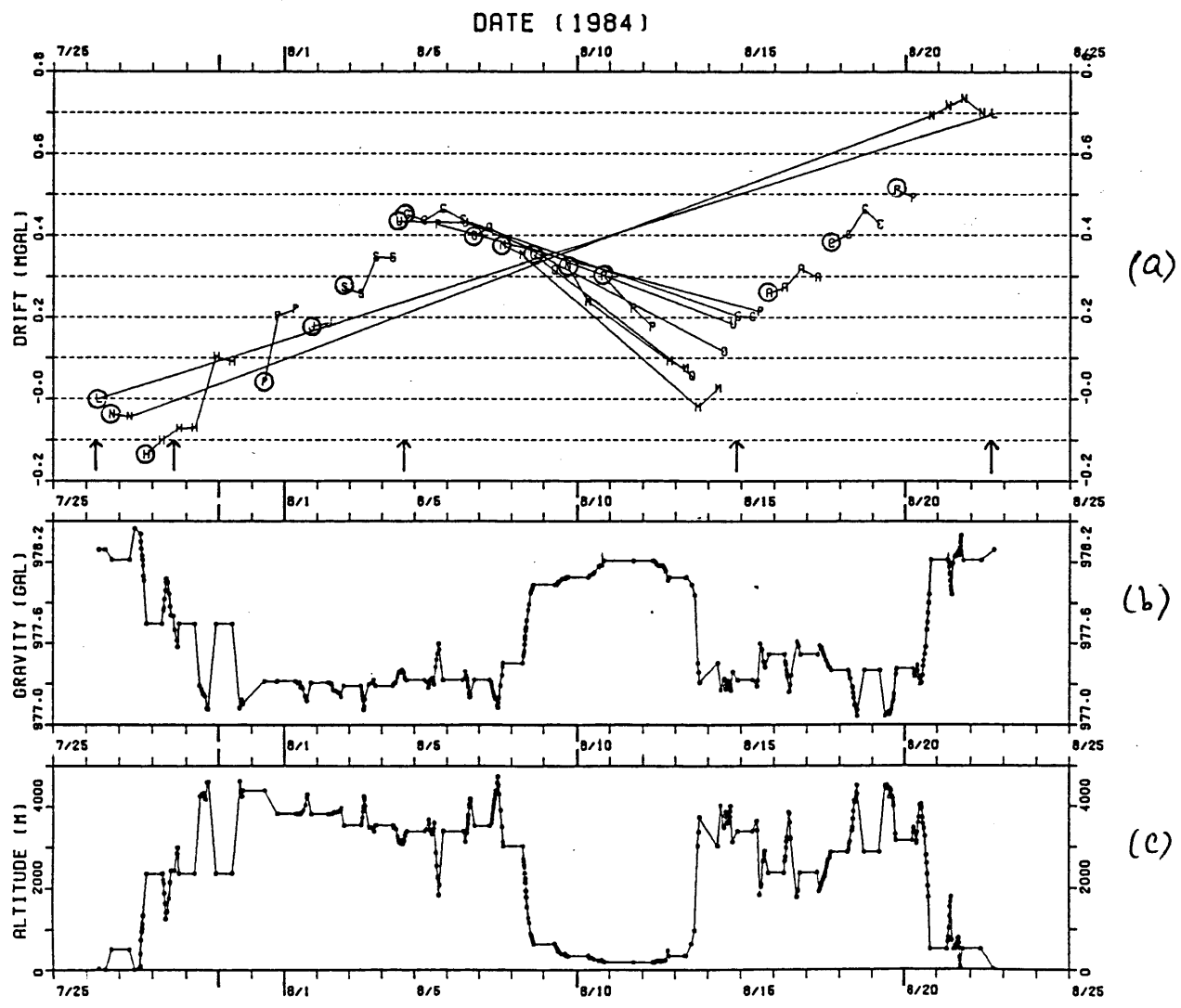


図 (5-4-2) 1984年第2次調査の全期間における (a) ドリフトカーブ (同一測定点は直線でむすんであり、矢印は絶対重力値既知の点)、(b) 各測定点の重力値、(c) 各測定点の標高、を時間の経過とともにプロットしたもの。



図(5-4-3) ドリフトカーブと測定点の重力値が逆相関を示す例(中川ら、1983)。



図(5-4-4) 1984年第2次調査のなかで、フィールドにでていた1ヵ月の期間における(a)ドリフトカーブ(同一測定点は直線でむすんであり、矢印は絶対重力値既知の点)、(b)各測定点の重力値、(c)各測定点の標高、を時間の経過とともにプロットしたもの。

- ①図中の矢印で表される絶対重力値が既知の測定点ではさまれたある期間Wを一定のドリフト変化率とする、
- ②そのときのドリフト変化率を、絶対重力値既知の2測定点から決める、
- ③得られたドリフト変化率を使用して、丸印で示すように閉環する測定点をプロットし、各々のドリフトカーブを描く。(この場合、丸印は一直線上にのる)

したがって、実際、全期間を通して、ドリフトが1.5 mgalの減少(図5-4-2 a)、あるいは、フィールドに出ている期間で、ドリフトが0.7 mgalの増加(図5-4-4 a)を示す事実は、上の述べた各小期間のドリフトの総和と考えることができる。しかも、もし、どこかで有意なtareが生じていた場合には、閉環した複数の測定点の示すドリフトカーブがなめらかな曲線にはのらない筈であり、かならず不連続なドリフトカーブを示すだろう。しかしながら、ここで得た結論を導くための重要な要素は、たまたま、絶対重力値既知の測定点が、ドリフト変化率の変化する地点付近に存在していたことである。もし、LIMA以外に、絶対重力値既知の測定点がなかったとしたら、本来、-1.4 mgalで閉環[ $\sim -50 \mu\text{gal}/\text{day}$  (フィールドに出発する前のドリフト変化率)  $\times 27 \text{ days}$  (フィールドの日数)]するものが、+0.7 mgalで閉環したので、さしひき+2.1 mgalのtareがでたものと考えたかもしれない。しかも、そのまま重力値を決定した場合、図(5-4-4 a)から、最大約0.5 mgal程度の誤差を生じただろう。ともかく、これまで述べたきた理由により、中部アンデス山脈における重力測定では、有意なtareは起こらなかったと結論した。

重力値の厳密な決定は、上記の議論から、絶対重力値既知のすべての測定点を利用して行った。まず、上記の①、②を実行する。そして、②で決めたドリフト変化率を使用して、各期間内で行われた重力測定にドリフトを割り振り、厳密な意味で重力値を決定した。以下にその方法を具体的に述べよう。

まず、絶対重力値既知の測定を次のように選んだ。

測定点番号	測定年月日	時刻	測定点名
No. 42	840726	0910	LIMA-O
No. 73	840728	1550	AREQUIPA-K
No. 152	840804	1712	CUZCO B228
No. 306	840814	2141	CUZCO PLAZA
No. 457	840822	1645	LIMA-O

次に、フィールドに出ていた期間を(1) No. 42~73、(2) No. 73~152、(3) No. 152~306、(4) No. 306~457の4期間にわけた。ここで、No. 306のCUZCO PLAZAには、本来絶対重力値は、与えられていないが、これを使用しないと、非常に長期間(~20日間)にわたる測定点にドリフトをわりふることになるので、それを避けるために、前以って、絶対重力値を決めておいた。使用した測定データは、次の2点である。

測定点番号	測定年月日	時刻	測定点名
No. 152	840804	1712	CUZCO B228
No. 153	840804	1833	CUZCO PLAZA

この2点の時間差は、約1.3時間なので、この間にtareが起きていない限り、CUZCO PLAZAの絶対重力値の誤差は、数十 $\mu$ gal以内に入っているだろう。上記4点における絶対重力値として、以下のデータを採用した。

測定点名	絶対重力値	出典
LIMA-O	978,292.395 mgal	(Nakagawaら、1983)
AREQUIPA-K	977,701.730	(IAG,1971)
CUZCO B228	977,342.171	(Nakagawaら、1983)
CUZCO PLAZA	977,330.092	(Calculated)



また、ある期間  $k$  ( $k = 1 \sim 4$ ) 内のドリフト変化率  $D_k$ 、及び、その期間内に行われた各測定点の重力値  $G_{jk}$  ( $j = 1 \sim N_k$ ) は、次式で、決定した。

$$D_k = \frac{(\gamma_{N_k, k} - \gamma_{1, k}) - (g_{N_k, k} - g_{1, k})}{(T_{N_k, k} - T_{1, k})} \quad (5-4-1)$$

$$G_{jk} = G_{1k} + (\gamma_{jk} - \gamma_{1k}) - (T_{jk} - T_{1k}) * D_k \quad (5-4-2)$$

ここで、 $G$  : 重力の絶対値、 $\gamma$  : 潮汐、計器高などを施した reduced 値、 $T$  : 基準時刻、 $D$  : ドリフト変化率、である。 (5-4-1) 式の結果得られたドリフト変化率  $D_k$  は、以下の通りである。

$$D_1 = -95.1 \mu\text{gal} / \text{day}$$

$$D_2 = +94.5$$

$$D_3 = -24.7$$

$$D_4 = +64.0$$

こうして決められた各測定点の絶対重力値のうち、最大値、最小値は以下の通りである。

① 全測定期間内のデータ ;

最大値 979,853.313 mgal (成田空港)

最小値 976,897.737 (Ticlio 岬、 $h = 4860\text{m}$ )

重力差 2,955.576

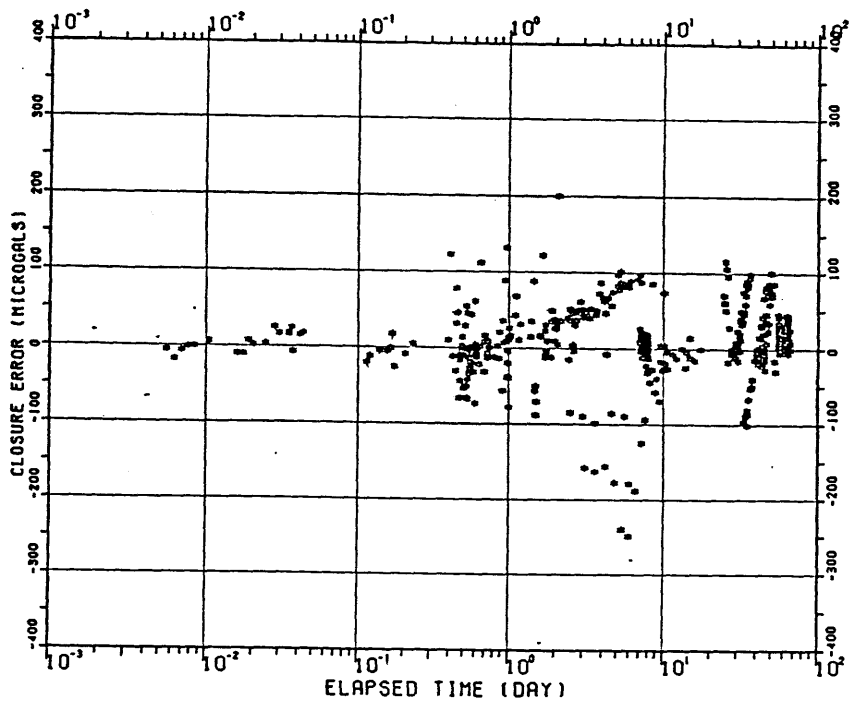
② フィールド内のデータ ;

最大値 978,447.298 mgal (Atico Puente)

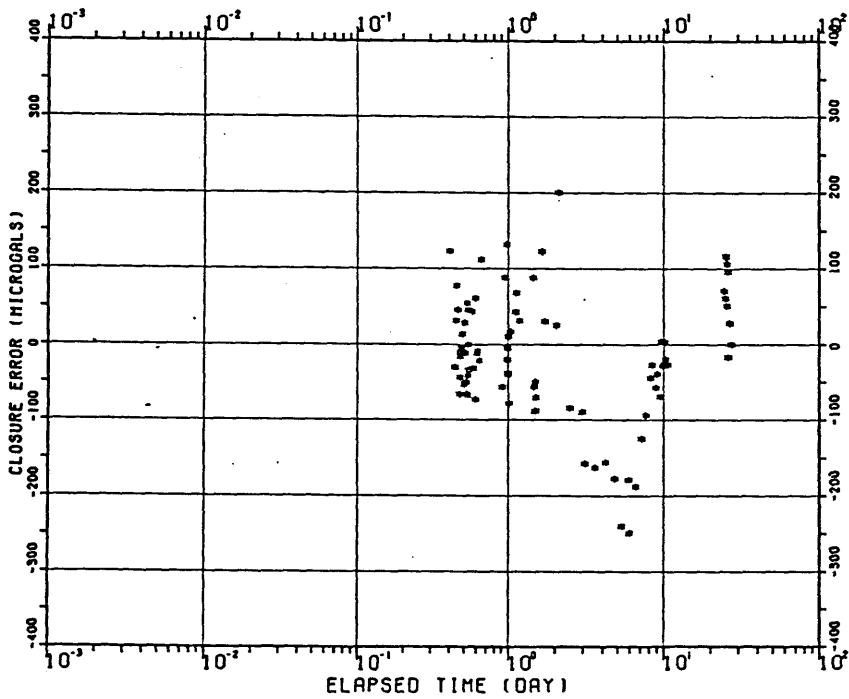
最小値 977,065.276 (BM U219)

重力差 1,382.022

上記の議論より、アンデス山脈における重力測定では、閉環誤差 (closure error) は、(1-3) 節の図 (1-3-1) に示される変化率 1 を用いて決定した。この場合、全測定期間内のデータの場合には、名古屋の閉環誤差が、フィールド内のデータの場合には、LIMA の閉環誤差がゼロになるように決定した。図 (5-4-5) は、図 (5-4-4) から得られた閉環誤差であり、(a) が、全期間に対して、(b) が、フィールドに出ている期間に対して計算したものである。この図により、得られた重力値は



(a)



(b)

図 (5-4-5) 絶対重力値既知の点をもとにして決められた閉環誤差。

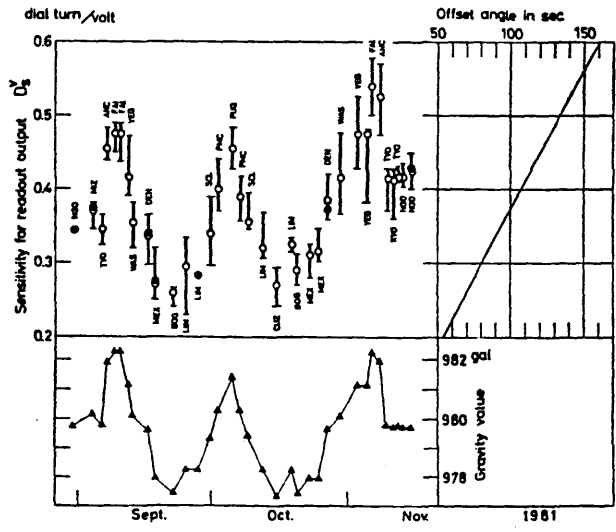
計算の期間は、

(a) 1984年第2次調査の全期間、

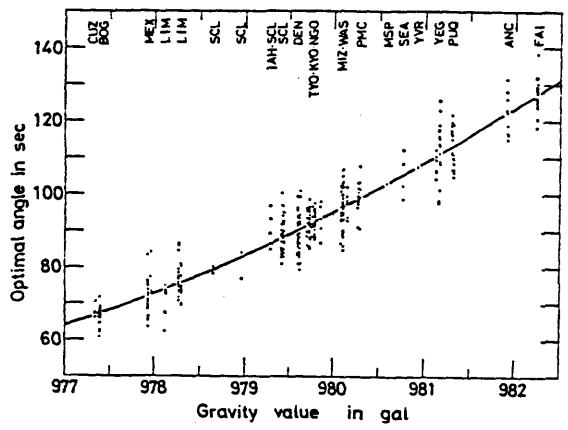
(b) 1984年第2次調査の中で、フィールドに出ている1ヵ月間。

、 $\pm 0.2$  mgal以内の精度をもっていると考えられる。

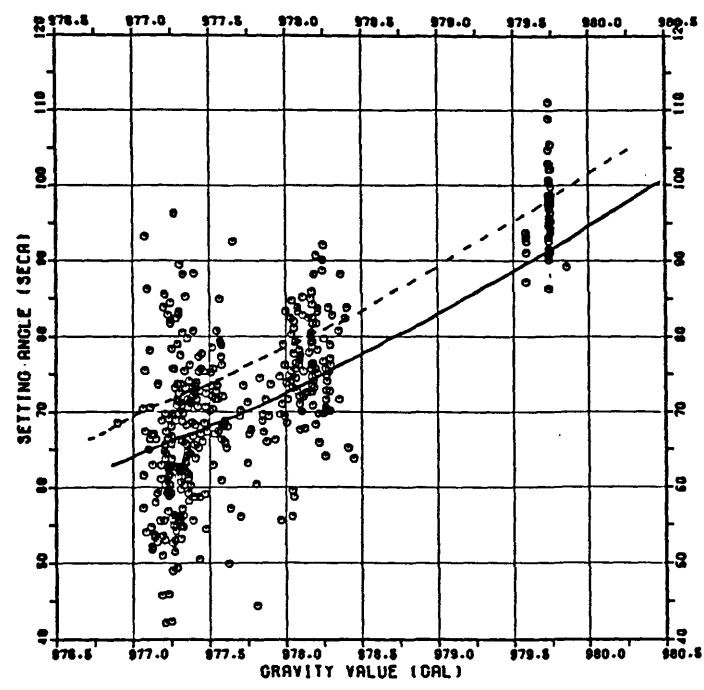
一方、Nakagawaら(1983)は、重力計の設定角(setting angle)は、測定場所の絶対重力値により変化することを示した。このことは、その後の志知(1985)による厳密な理論的取り扱いからも、理由づけがなされた。図(5-4-6)は、重力計の感度の変化と測定点の絶対重力値をプロットしたものである(Nakagawaら、1983)。一見して、両者の間に強い正の相関があるのがわかる。これをもとにして、志知(1985)は、最適オフセット角が重力値に依存し、全地球上の重力値をカバーする範囲で、70秒角程度変化することを示した。図(5-4-7)は、この最適オフセット角と重力値との間の関係を示したものである(Nakagawaら、1983)。この図によれば、重力値が特定の場所に集中してはいるが、最適設定角は、非常になめらかな曲線にのっているのがわかる。ペルー南部の中部アンデスにおける第2次本調査は、ラ・コスト重力計の最適オフセット角が重力値に依存するという特性をさらに調べ、それをもとに測定精度を評価するのに絶好の機会でもあった。このため、はじめから、この図の $g = 977 \sim 979$  gal付近に重力値がかたまることを予想し、可能な限りすべての測定点において、簡単な方法で重力計の感度検定を行って、感度の変化をチェックした。検定は、一定範囲でダイヤルを回転し、そのときの重力計内のクロス・ヘアの読み取りを繰り返す方法で行った。図(5-4-8)は、本研究で得られた重力値と設定角の関係である。破線は、本研究における測定の際に期待される最適設定角(optimal angle : Reading line=2.4)である。実線は、Nakagawaら(1983)の結果(図5-4-7)である。両者(実線と破線)の差は、ランプ交換により生じたクロス・ヘアのイメージの相違によるものである。この図によれば、 $g = 977 \sim 978.5$  galにかけての最適設定角の変化が、はっきりと予想される曲線上にのることが確認できた。この図から、各重力測定時の設定オフセット角の最適オフセット角からのずれは、最大でも30秒角以内であった。このことは、重力計の設定誤差による測定誤差は、高々、 $10 \mu\text{gal}$ 以内(志知、1985)であったことを示している。



図(5-4-6) 重力計の感度変化と測定点の重力値が正の相関を示す例 (Nakagawaら、1983)。



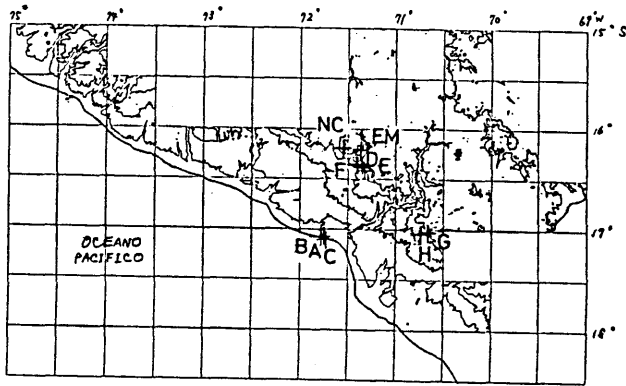
図(5-4-7) 重力計の最適オフセット角と測定点の重力値の関係 (Nakagawaら、1983)。



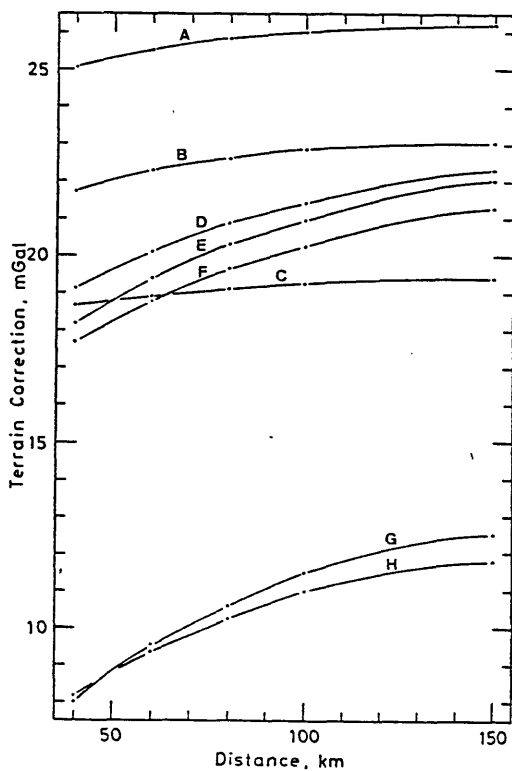
図(5-4-8) 本研究(第2次調査)により得られた重力計の最適オフセット角と測定点の重力値の関係。

### (5-5) アンデス山脈の重力異常

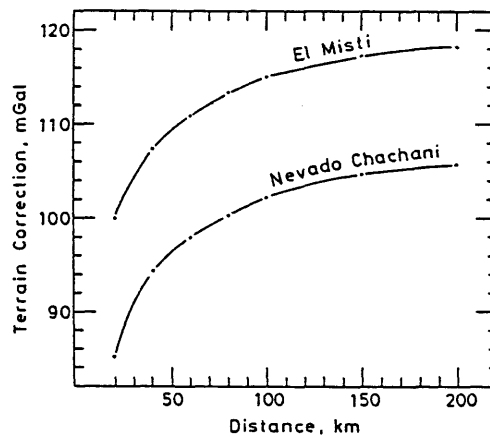
前節で求められた重力値をもとにして、ブーゲ異常を計算するときには、地形補正の見積りは不可欠である。日本の中部・近畿山岳地域においてさえも、最大80mgal近い地形補正量を示すからである。ところが、日本の場合と異なり、ペルーには、いわゆる標高の数値データなるものは、存在しない。そこでまず、地形補正量を実際に地形をよみとって見積もることを行った。図(5-5-1)は、南部ペルーにおいて、10万分の1地形図から読み取ったデータをもとにし作成した地形図(コンターは1000m間隔)である。図中の四角形ひとつが、1枚の10万分の1地形図に相当し、全部で、35枚のよみとりを行った。1枚の10万分の1地形図から約1kmごとによみとったものを、500mメッシュになるように補間した。したがってこの場合、35枚の10万分の1地形図からよみとった地形データは、10万点近い数である。このデータを使用して、図(5-5-1)中のA~H、NC(Nevado Chachani;  $h=6057\text{m}$ )、EM(El Misti;  $h=5822\text{m}$ )において、仮想的に地形補正量を見積もった。これらの仮想測定点は、非常に地形の急峻なところを選んだ。地形補正の計算は(2-2)節で述べた方法(Yamamotoら、1982b; 山本、1984)を用いた。図(5-5-2)に計算結果を示す。EMやNCでは、優に、100mgalを越える地形補正值が得られた。また、A~Hでは、高々、26mgal程度であることがわかった。この違いは、次のような理由による。EMやNCは、いわゆる、独立峰であり、頂上とまわりの間の相対標高は、かなり異なっている。日本でいえば、富士山がこれに相当し、相対標高が大きくなっているために、100mgalを越す地形補正量になっていると考えられる。A~Hでは、相対標高があまり大きくないため、さほど大きな地形補正量にはなっていない。実際、アンデス山脈のAltiplanoでは、標高が4000m以上であるにもかかわらず、地形はかなり先まで見通せるほど非常に平坦な高原であり、はるか地平線のかなたに雪を頂いた独立峰がそびえている。このことを考えると、標高が4000mを越えるアンデス山脈でも、Altiplanoのような地形の場所では、地形補正量はあまり大きくないと言える。地形補正量のみをみれば、日本の中部・近畿山岳地域での値と同程度であろう。図(5-5-3)は、本研究で測定した実際の測定点の中で、一番地形が急峻であろうとおもわれる、ABANCAY(図5-3-



図(5-5-1) 地形補正のために地形データをよみとった例。 図中の1個の四角形が10万分の1地形図に対応している。 読み取った35枚には地形のコンターを示す。 コンター間隔は1000m。 図中の記号は地形補正のモデル計算に使用された仮想重力点。 A~Cは海岸部、D~H、NC、EMは山間部。

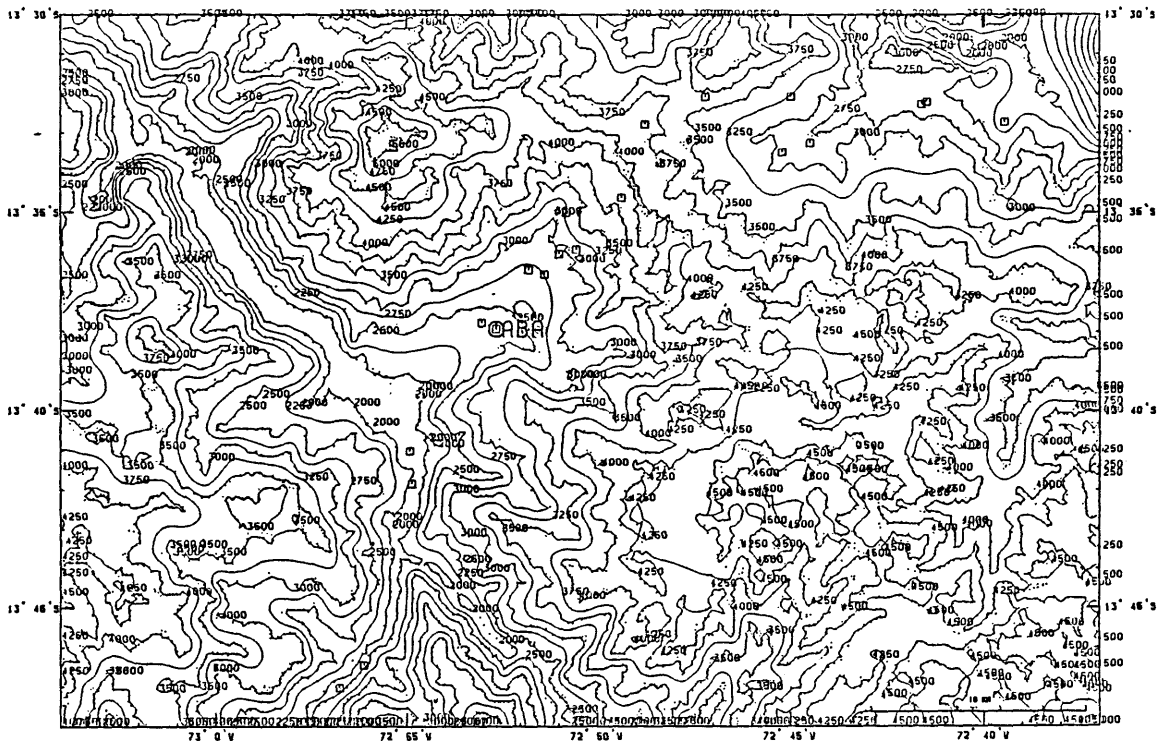


(a)

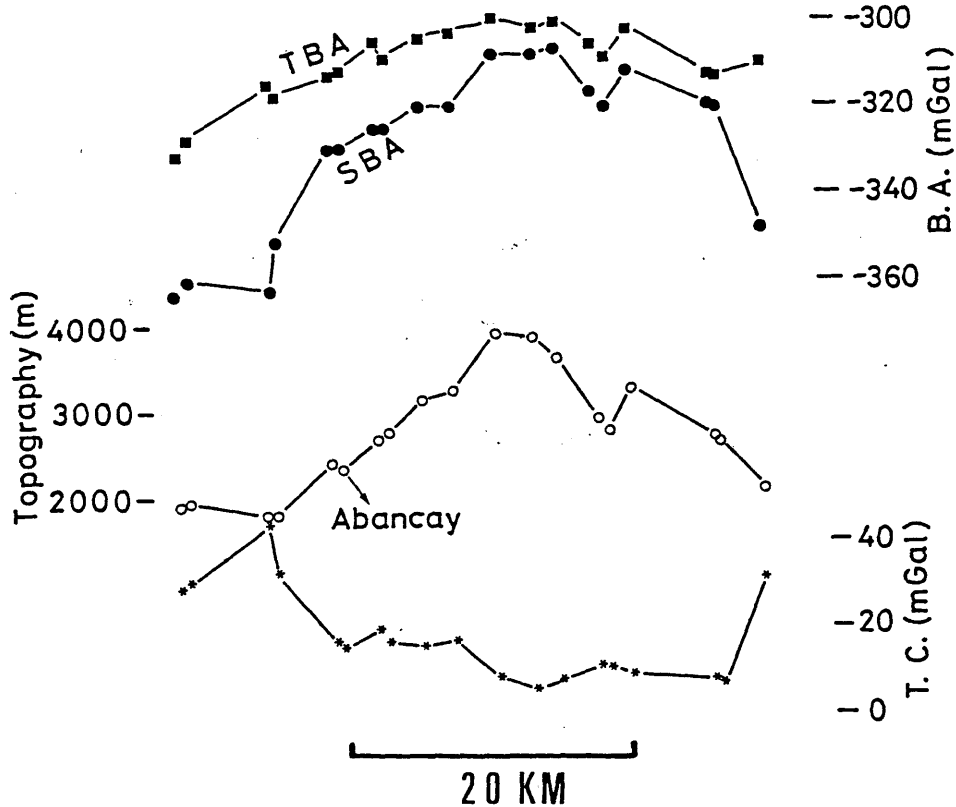


(b)

図(5-5-2) 仮想重力点における地形補正量。 (a) A : 418m、 B : 115m、 C : 702.76m、 D : 3,833m、 E : 4,184m、 F : 4,080m、 G : 4,176.37m、 H : 3,768.94m、 (b) EM : EL MISTI (5,822m)、 NC : NEVADO CHACHANI (6057m)。



図(5-5-3) ABANCAY 付近の地形をよみとった例。黒い点が読み取りデータ。このデータをもとにGrid化してもとの地形を再現したものがコンターで表されている。□が重力測定点。

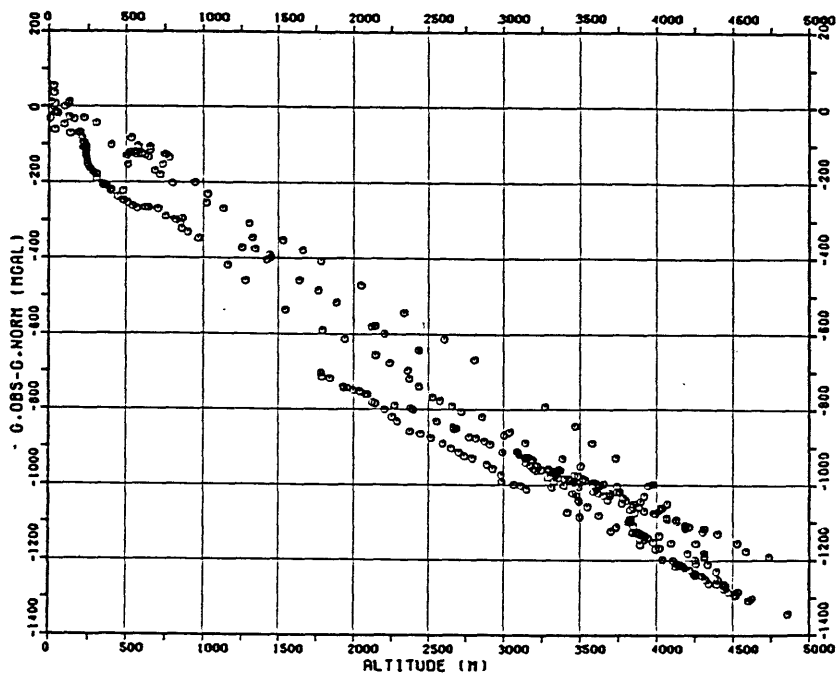
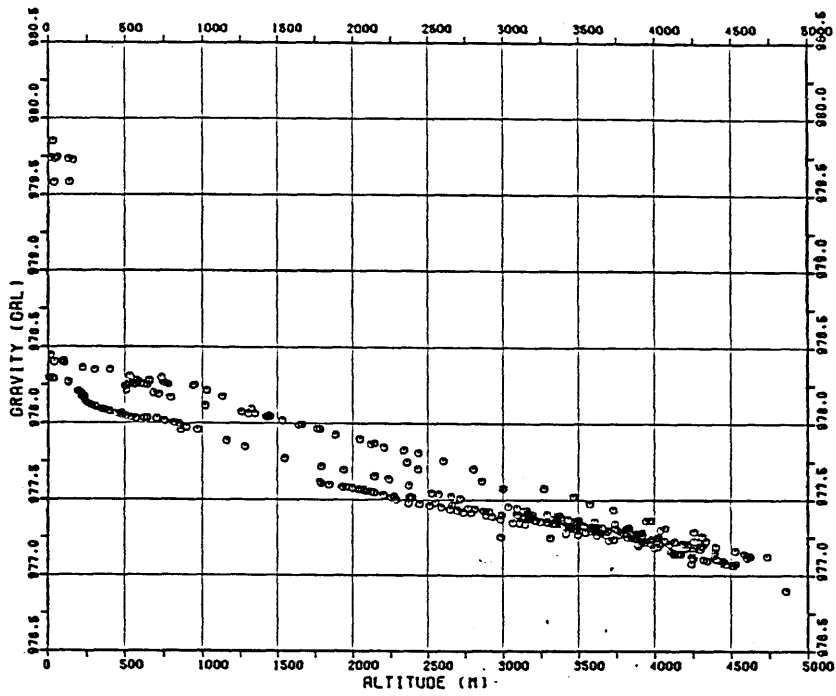


図(5-5-4) 第2次調査(中部アンデス山脈)のなかで比較的、急峻な地形をもつ ABANCAY 付近で行った地形補正の結果。上からTBA (地形補正後のブーゲ異常値)、SBA (地形補正前のブーゲ異常値)、地形、地形補正量、が、距離(横軸)に対してプロットされている。

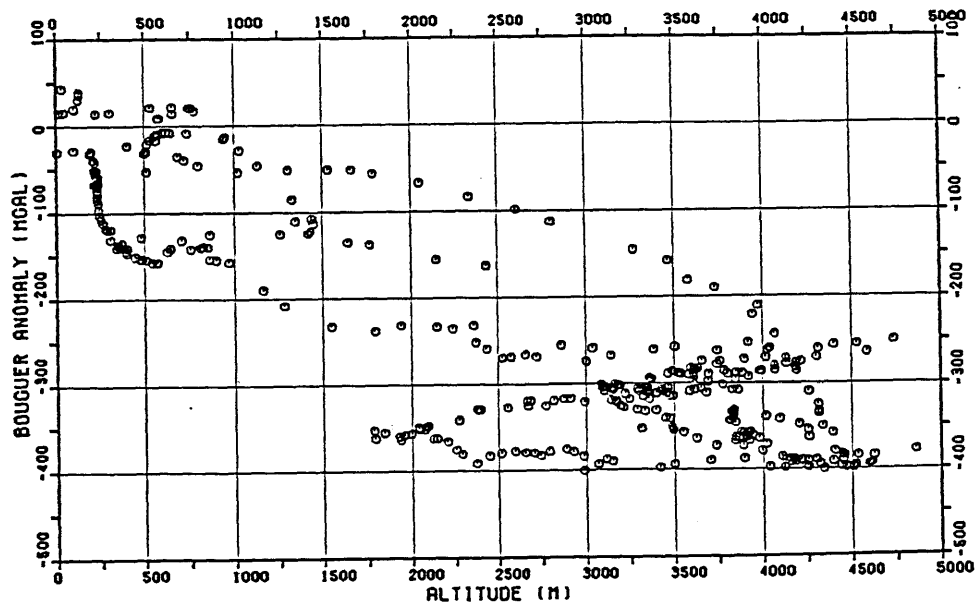
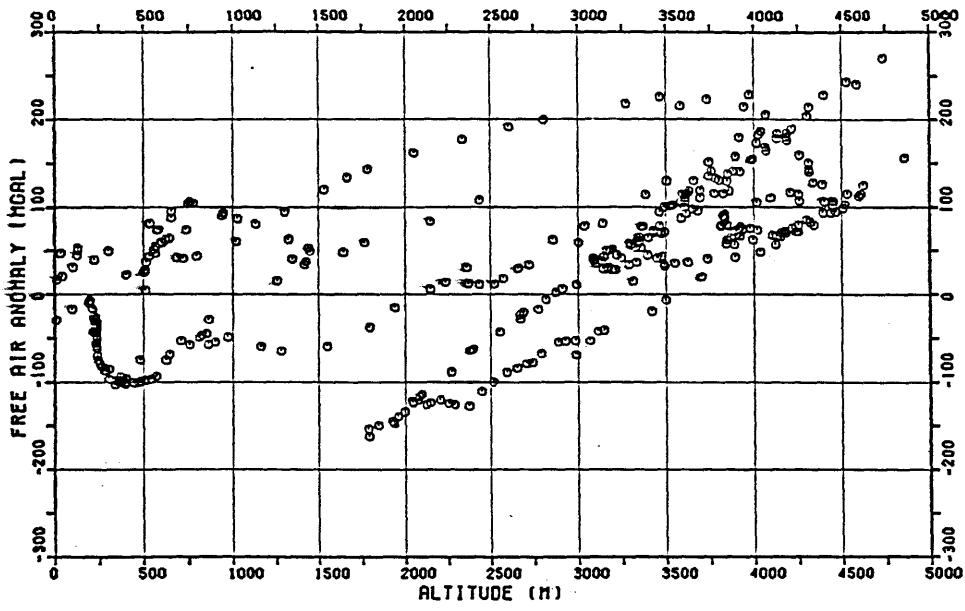
2中のABA)周辺で精密な地形補正を行うために読み取った標高(図中の小さな点)とそれをもとにして、Gridデータとして再現した地形を示す。格子化した地形が、かなり微細なところまで、もとの地形を再現しているのがよく見える。この図中の□印が、実際の測定点である。この図の地形データをもとに、ABAを含めた図中の10点あまりの測定点で地形補正を行った結果を図(5-5-4)に示す。横軸は、各測定点を、縦軸は、上から、TBA(地形補正済みのブーゲ異常値)、SBA(地形補正を含まないブーゲ異常値)、各測定点の標高、地形補正量がプロットしてある。地形が一番急峻で、変化の激しいABAでも、地形補正量は、40mgalに満たないことがわかる。すべての測定点に対して、一律に適用できる標高データが完備されていないため、本研究では、次節以降に示すブーゲ異常には、地形補正を含んでいないが、上記の議論から考えると、中部アンデス山脈において行った重力測定点の地形補正量は、高々、40mgalであるといえるだろう。日本の中部・近畿山岳地域では、地形補正量は最大70mgalをこえることを考えると、この量は驚くほど小さい。また、40mgalというこの値は、日本の中部・近畿山岳地域では、単純ブーゲ異常値と同程度であるので、無視することはできないが、中部アンデス山脈の場合は、単純ブーゲ異常値でみると負の最大値が-400mgalを越えているので、いまのところ考慮にいれなくとも、以降の議論にはさしつかえないと考えられる。

さて、こうして、中部アンデス山脈での重力測定により、絶対重力値、ブーゲ異常値、フリーエア異常値などが得られた。ここで、これらの諸量の間を測定点の標高も含めてみてみよう。図(5-5-5)は、測定点の標高に対して、(a)絶対重力値、(b)絶対重力値-正規重力値をプロットしたものである。どちらも非常にきれいな線上にのっているのがわかる。ルートの違いによって、その減少率が微妙に異なっている。図(5-5-6)は、測定点の標高に対して、(a)フリーエア異常値、(b)ブーゲ異常値をプロットしたものである。ブーゲ異常の場合、太平洋岸(標高500m以下)のデータでは、ブーゲ異常が急変しているのに対し、500m以上のところでは、ゆるやかな勾配になっている。さらに標高が高くなると、地形とブーゲ異常の間には、ほとんど相関がなくなっているのがわかる。このことは、地殻の底部(モホ面)に、あまり凹凸がないことを示している。一方、ある程度以上の標高では、フリーエア異常は明瞭に地形と正の相関を示す。図(5-5-7)は、Kono(1974)による東ネパール・ヒマラヤ山脈におけるブーゲ異常と標高の関係を示している。図(5-5-6





図(5-5-5) 第2次調査(中部アンデス山脈)の結果得られた各測定点の(a)重力値、(b)重力値-正規重力値、を各測定点の標高に対して、プロットしたもの。



図(5-5-6) 第2次調査(中部アンデス山脈)の結果得られた各測定点の(a)フリーエア異常値、(b)ブーゲ異常値、を各測定点の標高に対して、プロットしたもの。

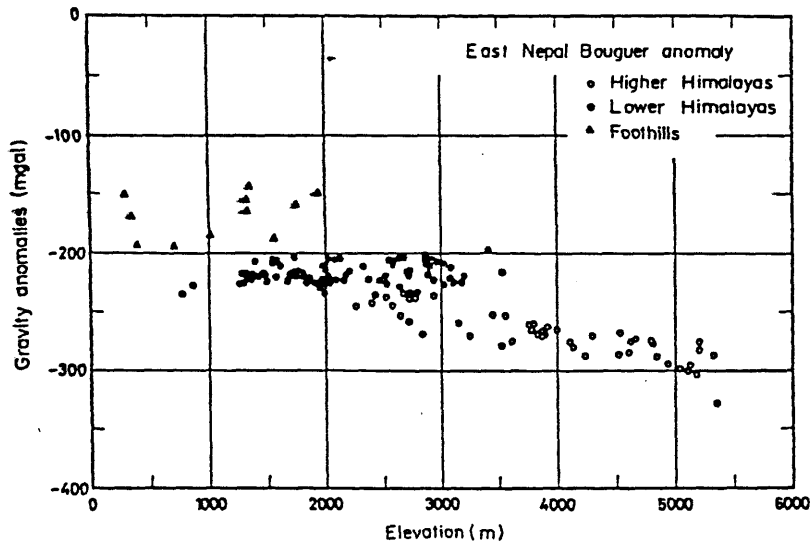


図 (5-5-7) 東ネパール山脈におけるブーゲ異常値を各測定点の標高に対して、プロットしたもの。

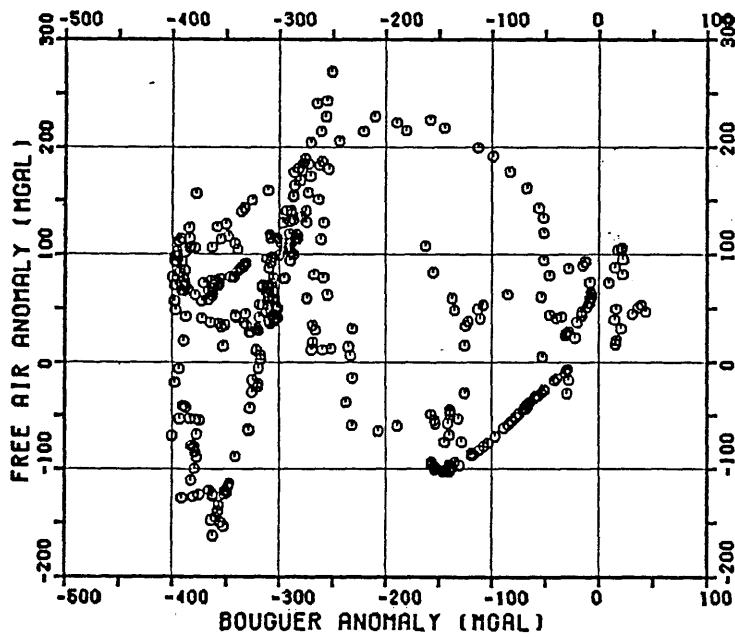
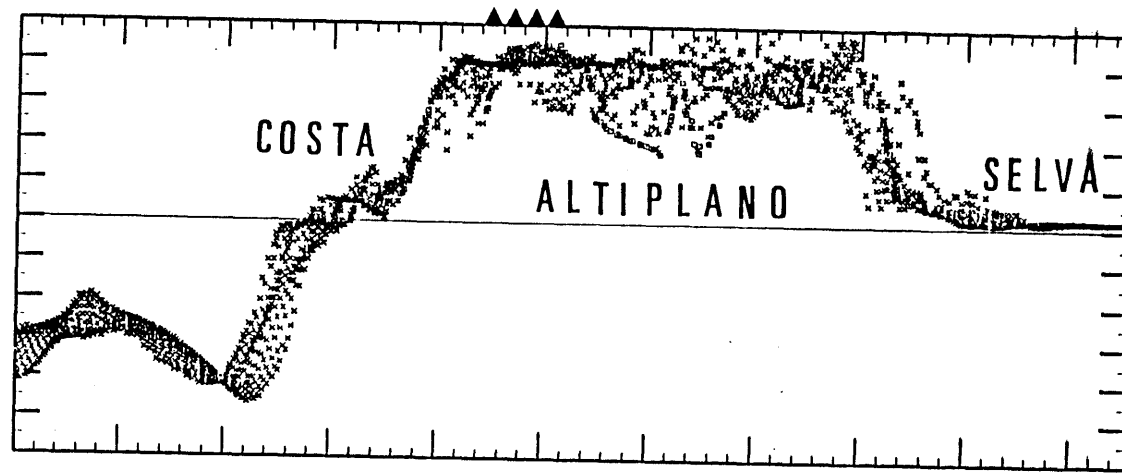
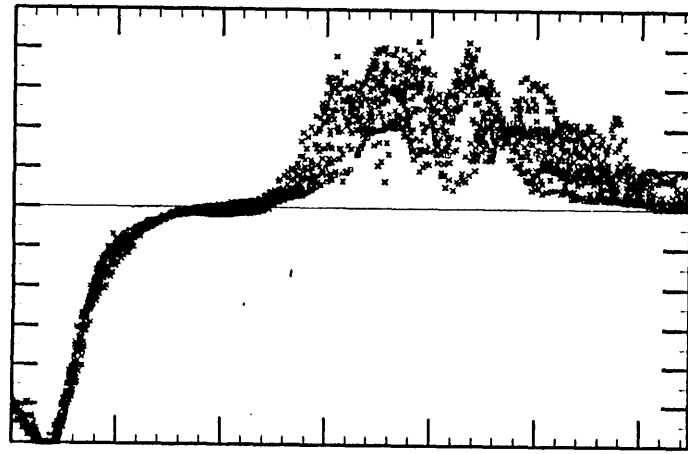


図 (5-5-8) 第2次調査 (中部アンデス山脈) の結果得られた各測定点のフリーエア異常値を各測定点のブーゲ異常値に対してプロットしたもの。

b) のアンデス山脈の場合と比べると、まず、負のブーゲ異常そのものの大きさは、中部アンデス山脈のほうが大きな値をとることがわかる。また、ヒマラヤでも、標高がある程度より高いところでは、標高とブーゲ異常が無相関になっているのは、アンデス山脈でもヒマラヤ山脈でも同じである。しいていえば、ヒマラヤでは、標高が高くなるにつれて、負のブーゲ異常が大きくなっているのが、やや異なる点である。この変化は、モホ面が深くなっていることを示していると考えられる。図(5-5-8)は、横軸に測定点のブーゲ異常値を、縦軸にフリーエア異常値をとってプロットしたものである。ブーゲ異常が $-300 \sim -400$  mgal付近を変化する間にフリーエア異常は、 $-200 \sim +200$  mgalの範囲の値をとる。これは、ブーゲ異常のもつ成分が非常に長い波長であるのに対し、フリーエア異常は地形の短波長成分を反映しているためであり、やはり、地殻の底部に、あまり凹凸がないことを示している。

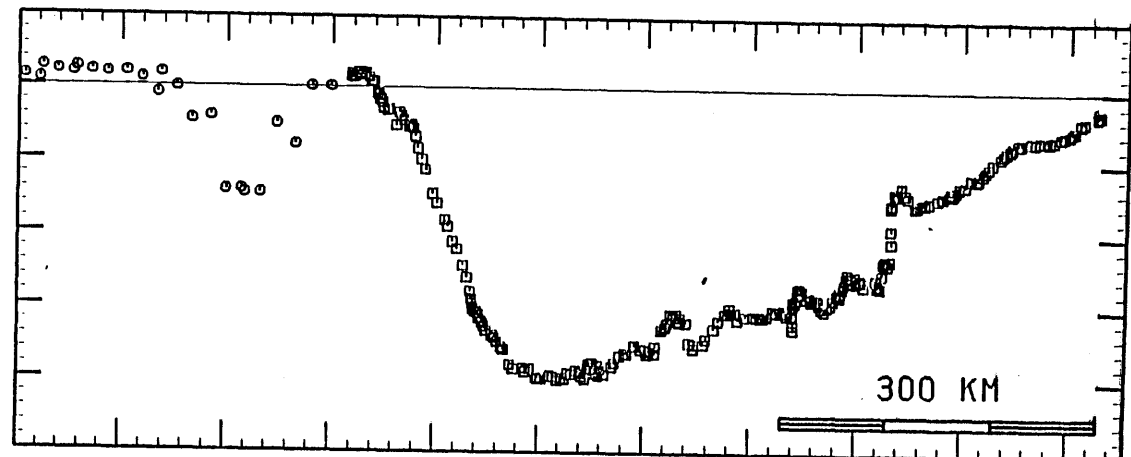
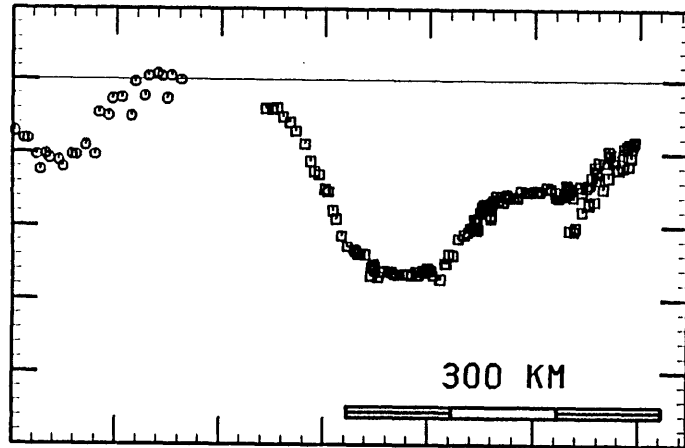
図(5-5-9)は、最終的にえられたブーゲ異常、フリーエア異常のプロファイルである。補正密度は $2.67 \text{ g/cm}^3$ であり、海域は、Hayes (1966)によるフリーエア異常である。図(5-5-9-a)は、北部アンデス山脈の第1次本調査(Kono & Kono, 1983)の測定結果、図(5-5-9-b)は、本研究におけるアンデス山脈主要部(中部アンデス山脈)の第2次本調査(Konoら, 1985; Yamamotoら, 1985a, 1985c)の結果得られたナスカ・ルートのブーゲ異常と地形のプロファイルである。図(5-5-9-b)にみられる特徴を列挙しよう。

- ① 地形は西アンデスと東アンデスとで、標高に大きな差はなく、上が真平らであり、全体として台地地形をなしている。
- ② ブーゲ異常は地形とは異なり、西と東で、著しい非対称性を示す、
- ③ ブーゲ異常は、西アンデスで負の最大値をとる。その値は、約 $-400$  mgalであり、西アンデスの山体を支えるのに十分な厚さの地殻の存在が推定される、
- ④ 東アンデスの地殻は、西アンデスに比べて、ずっと薄いと考えられる。東アンデスは、明らかに、アイソスタティックなバランス状態にはない、
- ⑤ ブーゲ異常が負の最大値をとる位置は、鮮新世の火山の分布する地域と比較的よく一致する。このことは、火山活動と地殻の生成活動との関連を示唆する、
- ⑥ 後述のように、東アンデスのふもとは、逆断層型の地震が頻発している。このことから、東アンデスの隆起には、逆断層を伴う水平方向の圧縮力が重要な役割をは



5000  
4000  
3000  
2000  
1000  
0  
-1000  
-2000  
-3000  
-4000  
-5000  
-6000

TOPOGRAPHY (M)



100  
0  
-100  
-200  
-300  
-400  
-500

BOUGUER ANOMALY (MGAL)

0 100 200 300 400 500 600

(a)

(b)

図(5-5-9) 地形とブーゲ異常のプロファイル。(a)は第1次調査(北部アンデス山脈)の結果(Kono & Kono, 1983)得られた測線(図5-6-4のAA')、(b)は本研究における第2次調査(中部アンデス山脈)の結果、得られたナスカ・ルート(図5-3-2)の測線。▲は、鮮新世~第四紀の火山を示す。海域はHayes(1966)によるフリーエア異常値。

たしているものと考えられる、

次に図(5-5-9-a)の北部アンデス山脈にみられる特徴を列挙しよう。

⑦ 山体の規模は、中部アンデス山脈のそれと比べるとかなり小さく、いわゆる、Altiplanoの規模も小さいか、存在しない、

⑧ 負のブーゲ異常の最大値は、 $-280 \text{ mgal}$ であり、中部アンデス山脈のものに比べると $100 \text{ mgal}$ 以上小さくなっている、

⑨ 北部アンデス山脈と中部アンデス山脈では、地殻の厚さがかなり異なっている可能性がある、

⑩ 北部アンデス山脈でも、中部アンデス山脈でも、Costaから内陸部にかけてのブーゲ異常の急減する率( $\sim 3 \text{ mgal/km}$ )は殆ど変わらない。

図(5-5-10)は、(a)アレキパ・ルート、(b)クスコ・ルート、に沿った、ブーゲ異常と地形のプロファイルである。図(5-5-9b)と本図(a)を比べると、ほとんど両者は、重なるといってもよいことがわかる。つまり、ナスカ・ルートとアレキパ・ルートでみる限り、地下構造はほとんど同じにみえる。また、本図(b)のアンデス山脈を縦断するプロファイルを見ると、地形、ブーゲ異常ともに、非常に一定に近い値をとっている。これらの事実は、中部アンデス山脈の地下構造が、山脈の軸方向については、ほとんど変化がないことを意味している。ここで、示したいいくつかのプロファイルを日本の中部・近畿山岳地域でのプロファイル(図4-3-4)と比べてみよう。日本アルプスの場合、山体の規模は、横方向に、 $30 \sim 40 \text{ km}$ であるのにたいし、中部アンデス山脈では、 $400 \text{ km}$ をこえている。またブーゲ異常について、日本アルプスの場合、負のブーゲ異常が $-75 \text{ mgal}$ で最大値をとるのに対し、中部アンデス山脈では、 $-400 \text{ mgal}$ である。中部アンデス山脈の規模がいかに大きいかかわかる。次に、フリーエア異常のプロファイルをみてみよう。図(5-5-11)は、ナスカ・ルート上のフリーエア異常と地形のプロファイル、図(5-5-12)は、(a)がアレキパ・ルート、(b)がクスコ・ルート上のフリーエア異常と地形のプロファイルである。なお、ここでは、地形は、測定点の標高そのものをプロットした。図(5-5-11)では、地形とフリーエア異常との間に非常に強い正の相関がみられる。また、東アンデス、西アンデスともに、おおきな正の値をしめすのは、アイソスタシーのバランス状態よりも地形が高いところにあるのか、地下にもぐりこむナスカ・プレートの影響なのかは、は

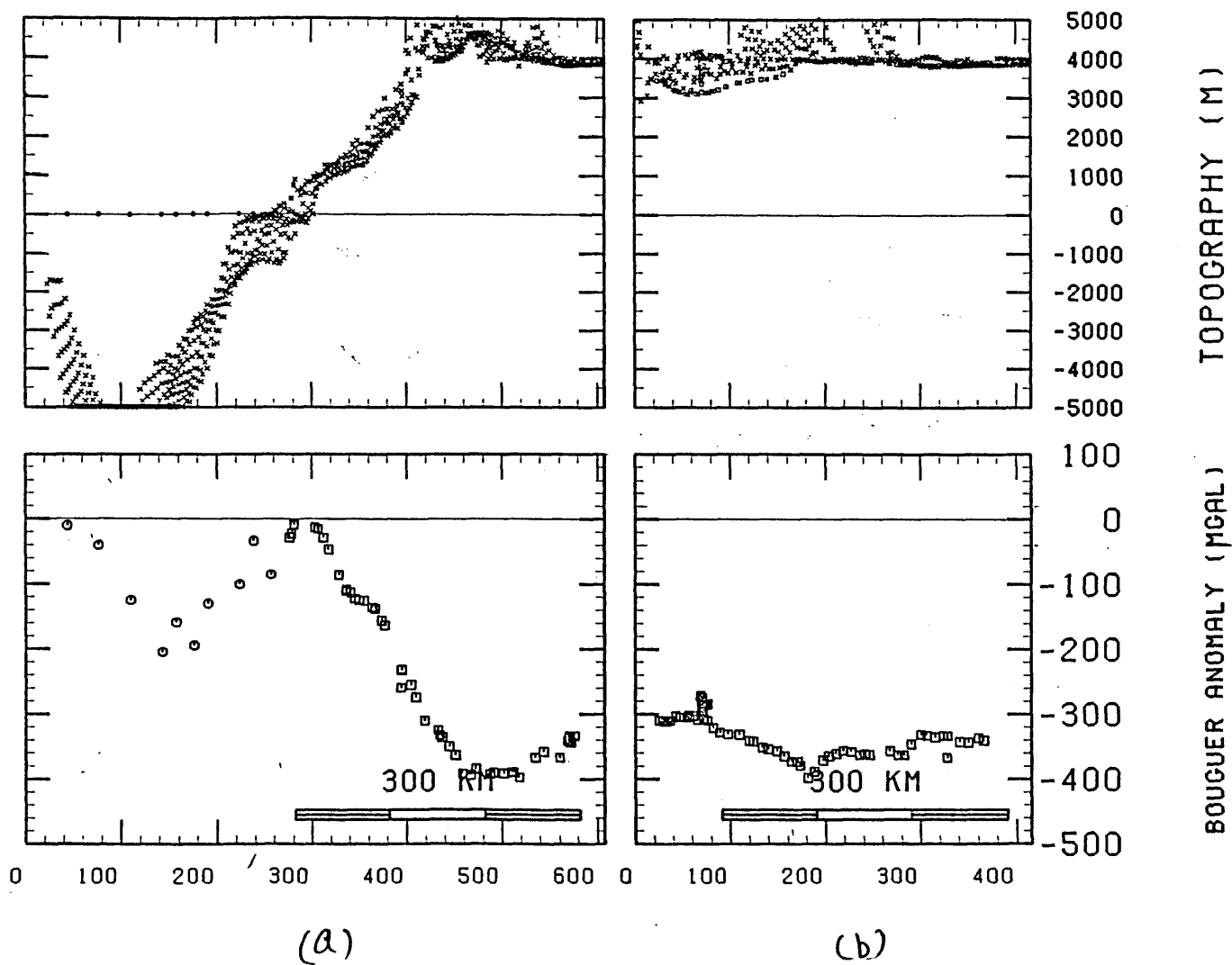


図 (5-5-10) 地形とブーゲ異常のプロファイル。(a) はアレキパ・ルート (図 5-3-2)、(b) はクスコ・ルート (図 5-3-2) の測線。

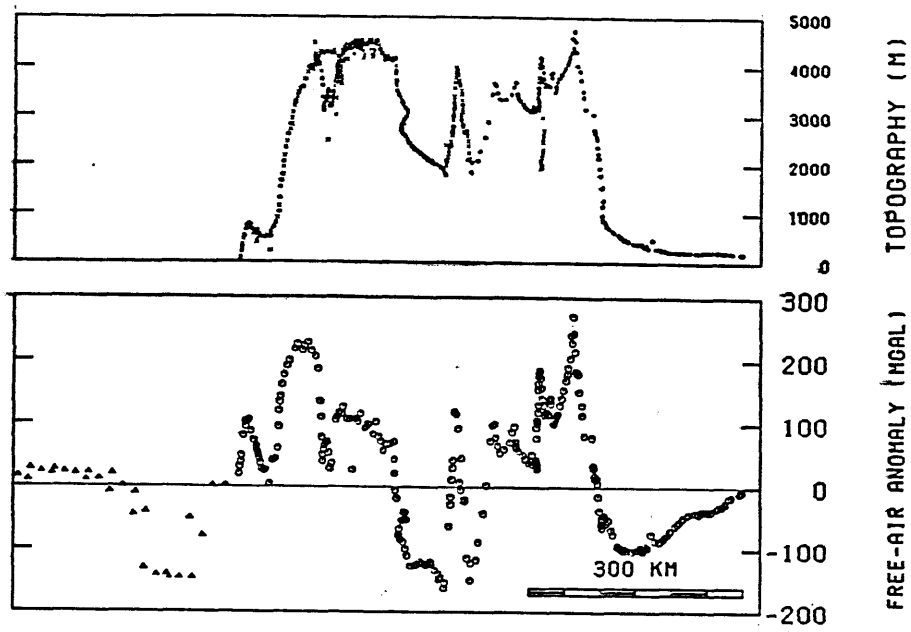


図 (5-5-11) ナスカ・ルート測線における地形とフリーエア異常のプロファイル。

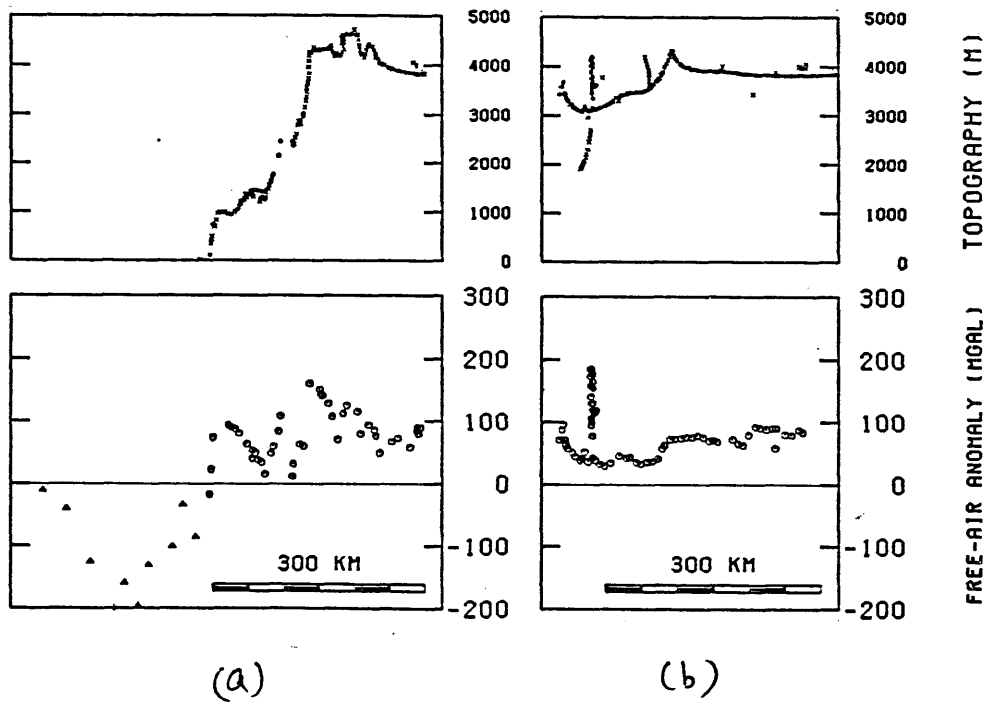


図 (5-5-12) 地形とフリーエア異常のプロファイル。(a) はアレキパ・ルート (図5-3-2)、(b) はクスコ・ルート (図5-3-2) の測線。

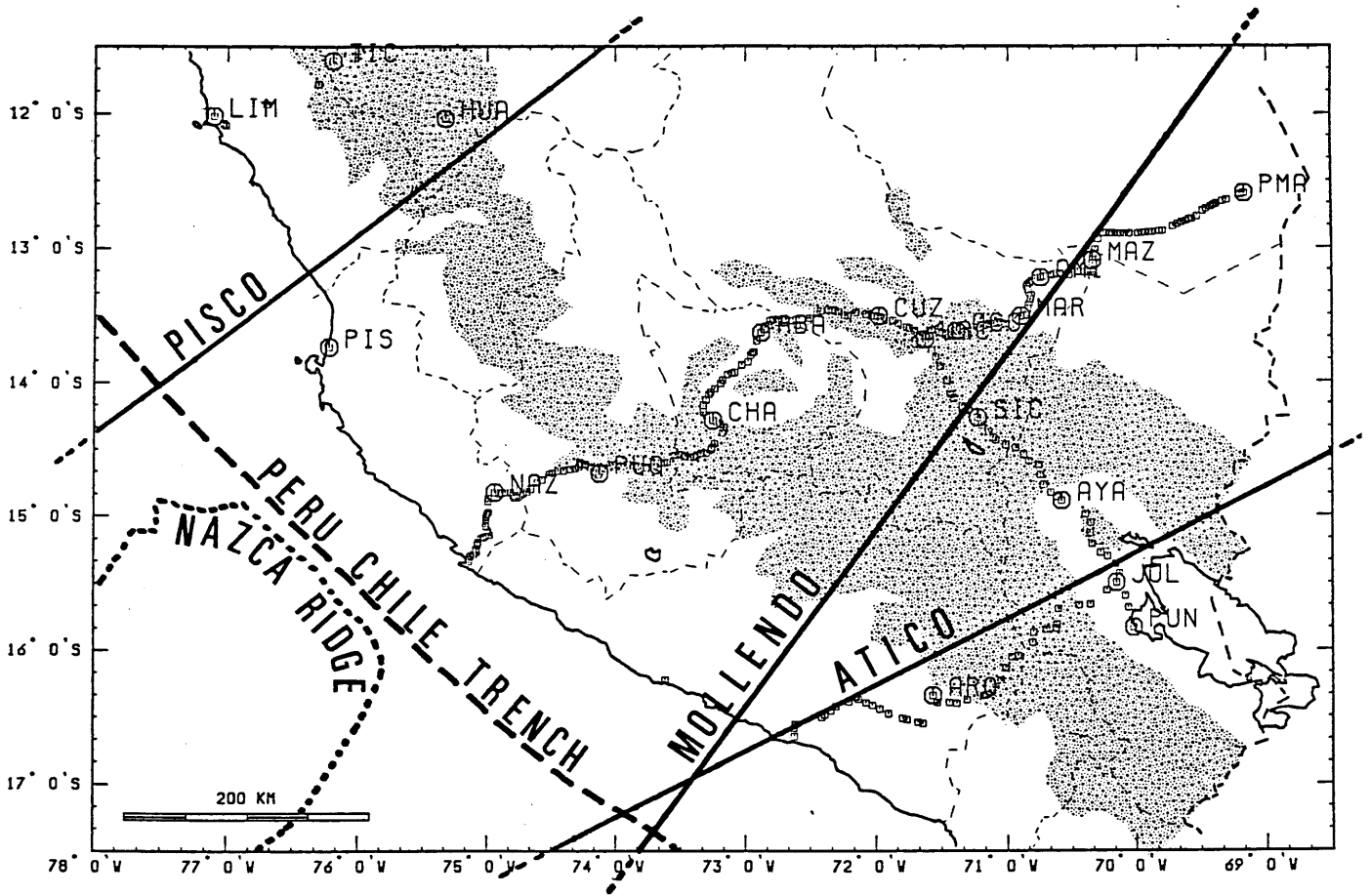


っきりしない。また、海溝部とSelvaに移る部分では、非常に大きな負の値になっている。このことは、海溝部や、AltiplanoからSelvaに移る地域では、地下に、drasticな構造の変化があることを示している。実際、Selvaに移る地域では、比較的、浅い(10 km程度)所で、逆断層型の地震が多く発生している。

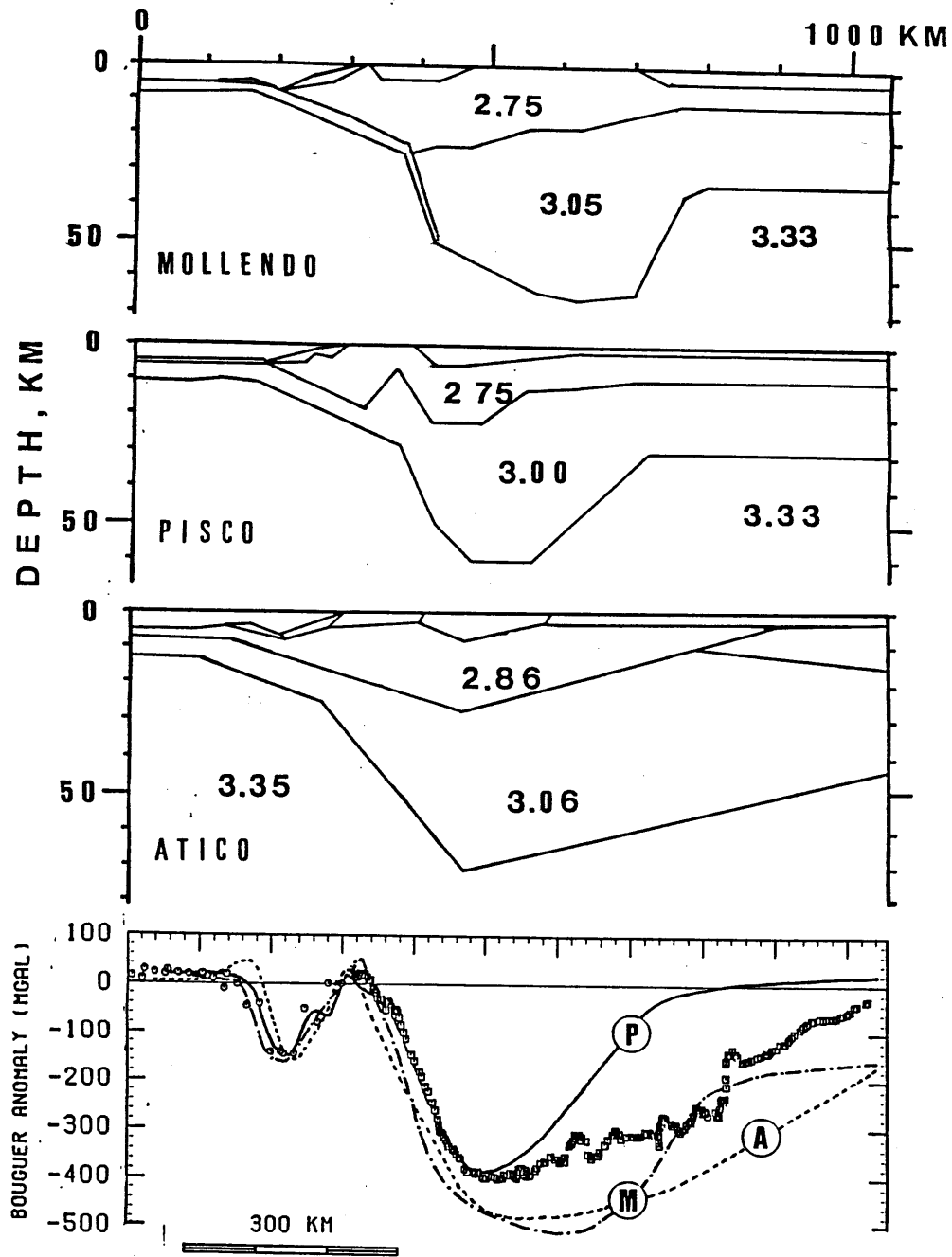
#### (5-6) 地下構造の断面

アンデス山脈の地下構造を求める研究は、過去に、Ocola & Meyer (1973)、Couch & Whitsett (1981)、Couchら(1981)などがある。またJames (1971)は表面波の解析からアンデス山脈の地下構造を推定した。図(5-6-1)に、中部アンデス山脈の地下で求められた構造断面のプロファイルの位置をしめす。北から、ピスコ・モデル、モジェンド・モデル(以上Couchら、1981)、そして、アティコ・モデル(Ocola & Meyer、1973)である。主に、爆破地震動の研究から得られたこれらの構造断面と、Talwaniの方法(Talwaniら、1959)で、その構造による重力異常を求めた結果を図(5-6-2)にしめす。ピスコ・モデルとモジェンド・モデルは、ともに、海溝部に重点をおいてフリーエア異常を主に合わせるために、作成されたものであり、陸上の重力データはほとんど使われていない。また、アティコ・モデルは、本測定地域からすこし、南にあたるが、このモデルのみ、爆破地震動のデータをもとに、IGPの重力データも考慮されている。P(ピスコ・モデル)とM(モジェンド・モデル)が、観測値(図中のシンボル)と、かなり異なるのは、先にのべた理由にもよるが、A(アティコ・モデル)がこのように、観測値と異なるのは、爆破地震動のデータからモホ面を、深さ70 kmあたりにおいている(Ocola & Meyer、1973)からであろう。しかしながら、どのモデルでも、Costaから火山フロントにいたるブーゲ異常の急傾斜は、よく説明している。第1近似としては、この急傾斜とSelva地帯でのゆるやかな傾斜は、モホ面の形と一致すると考えてよい。したがって、爆破地震動のデータがさらにふえることにより、構造モデルで束縛できる点が増え、より完璧に近いモデルが作られる筈である。これら3つのモデルを参考にし、さらに、ナスカプレートの潜り込みも

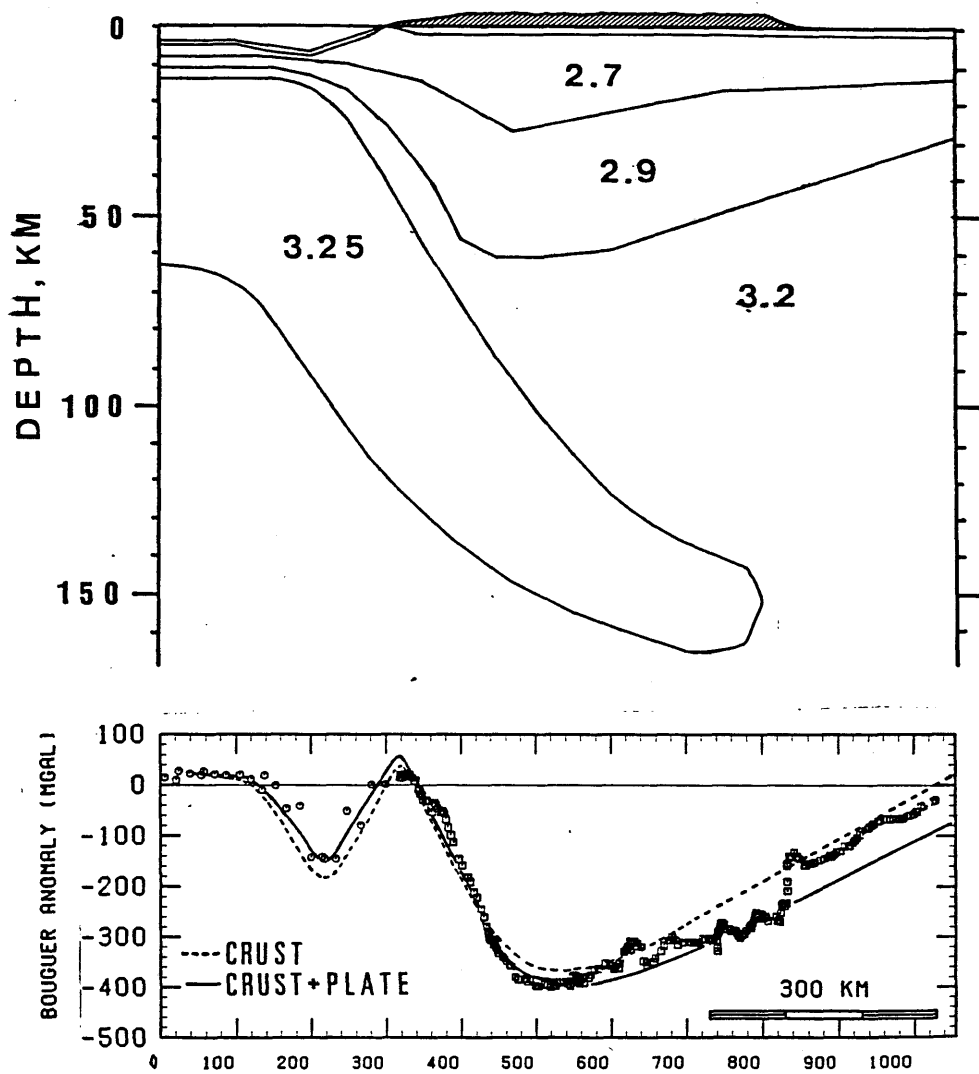
\*\* 1984 PERU GRAVITY STATIONS \*\*



図(5-6-1) 本研究における第2次調査(中部アンデス山脈)の重力測定点の分布と過去に行われた地下構造解析の断面の位置。



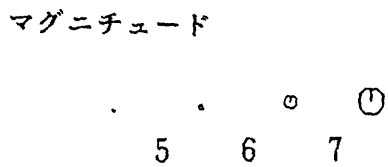
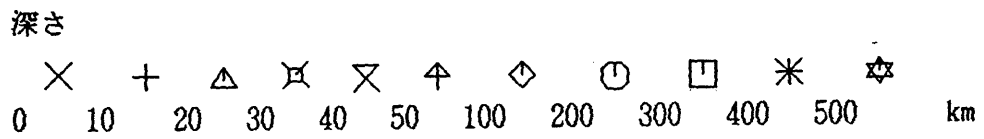
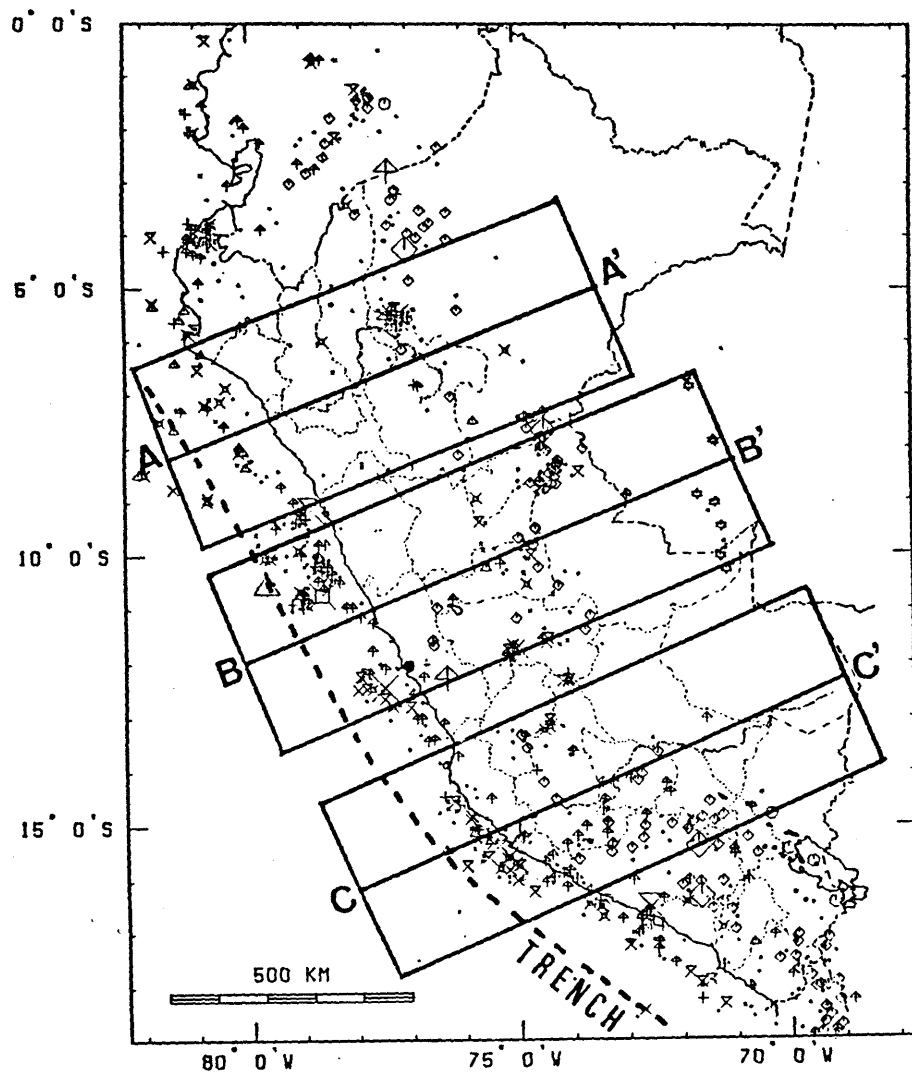
図(5-6-2) 図(5-6-1)で示された各測線において、提唱された地下構造モデルとそれによる重力異常。シンボルはナスカ・ルートでの観測値(図5-5-9b)。各構造モデル内の数字は平均密度。



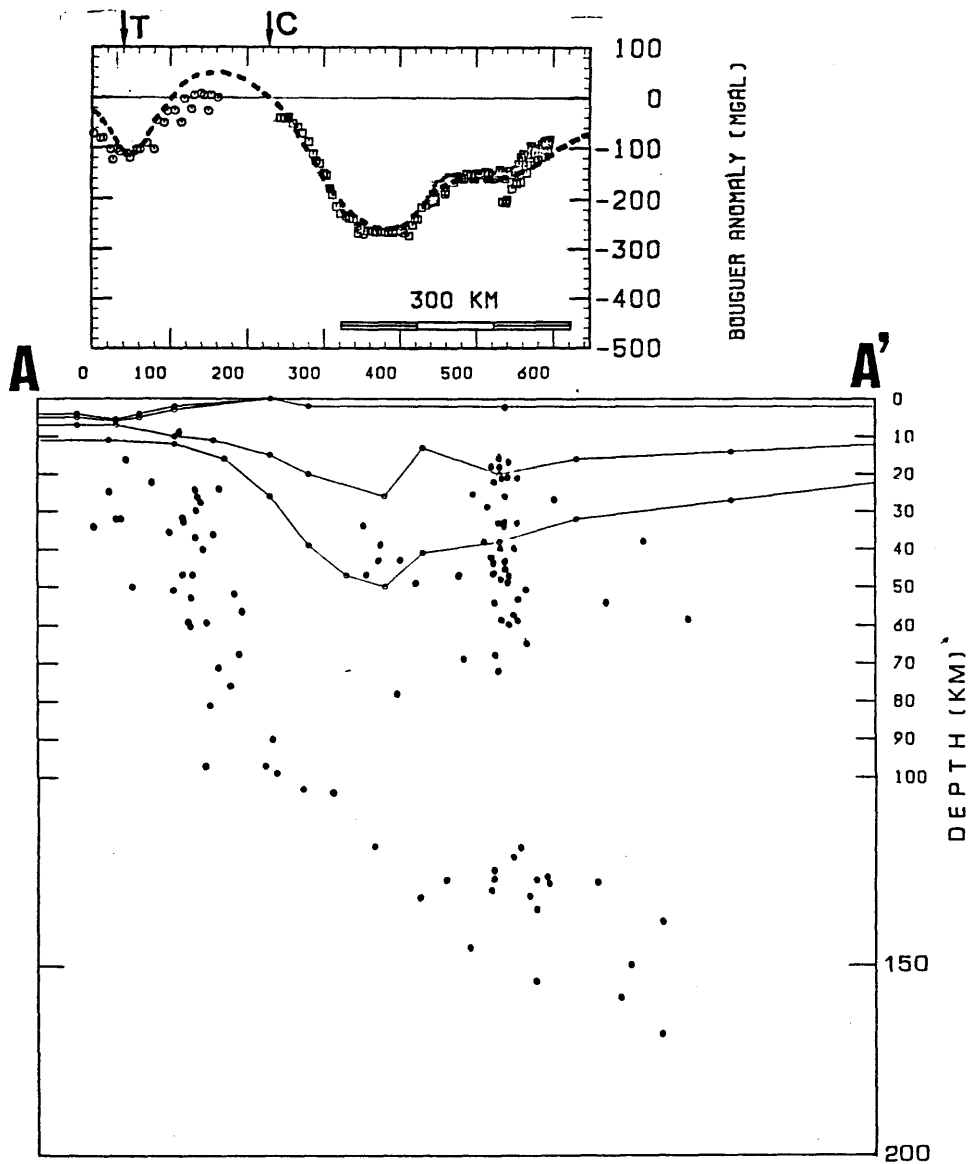
図(5-6-3) 本研究で作成したナスカ・ルートにおける3層の地下構造モデルとそれによる重力異常。構造モデル内の数字は平均密度。点線は地殻のみの、実線は地殻とプレートの両方の影響が入っている。

考慮に入れて、観測されたブーゲ異常の説明を試みた。図(5-6-3)は、trial and errorの結果求めたモデルと、それによる重力の影響を計算したものである。図中のCはCosta、Tは海溝を示す。また、ここでは、表層、上部地殻、下部地殻、そして上部マントルという単純な構造モデルとした。使用した密度は、上部地殻 $2.7\text{ g/cm}^3$ 、下部地殻 $2.9\text{ g/cm}^3$ 、上部マントル $3.2\text{ g/cm}^3$ であり、プレートの密度は、上部マントルより、 $0.05\text{ g/cm}^3$ だけ重い $3.25\text{ g/cm}^3$ とした。いまのところ、定性的にも、定量的にも、ほぼ観測値を満足している。このモデルではOcola & Meyer (1973)のモデル(厚さ72 kmの地殻)と異なり、モホ面の最深点は、約60 kmであり、コンラッド面の深さは、モホ面の深さにほぼ比例するようにとった。この図の下部に、このモデルをもとにした重力異常の計算結果を示す。点線は、プレートの影響を無視したもの、実線は、プレートの影響も含めたものである。プレートの断面は、深発地震の分布より推定した。しかしながら、モホ面の形には、かなりの任意性が含まれている。便宜上、海溝の西側での計算値が、フリーエア異常値の観測値によく一致するように決めた。このモデルだと図(5-6-2)のモデルより、かなり観測値をよく説明することができる。Costaから火山フロントに向かってのブーゲ異常の急傾斜を説明するためには、モホ面の傾斜を大きくとる必要がある。次に、さらに、このモデルと地震の分布との関係を論ずる。図(5-6-4)は、ISCの1964年から1981年のカタログから、観測点が30点以上あり、深さをPp-Pにより決定した震源の分布図である。この震源分布図から図中のAA'、BB'、CC'で表された枠内の地震データを抜き出し、深発地震の断面図をプロットし、同時に、各セクション内の重力データとそれを最も良く説明する構造モデル、及び、重力異常の計算値を図(5-6-5)~(5-6-7)に示した。AA'内の重力データは、1981年の第1次本調査で得られたもの(Kono & Kono, 1983; □印)、BB'内の重力データは、Kono & Kono (1983; □印)と本研究でえられた若干の重力データ(○印)を重ねたものであり、CC'は、すべて本研究でえられた重力データ(○印)を使用した断面である。図(5-6-5)~(5-6-7)で、ブーゲ異常の中の点線は、下部の構造モデルから計算された引力であり、CはCosta、Tは海溝を示す。また、構造モデル中の黒丸(●印)は、図(5-6-4)から選びだされた地震のデータである。まず、AA'をみてみよう。深発地震が潜り込むナスカプレートの上端で起こっているものとするれば、この図から、モホ面とプレート上端は全く接していないことがわか

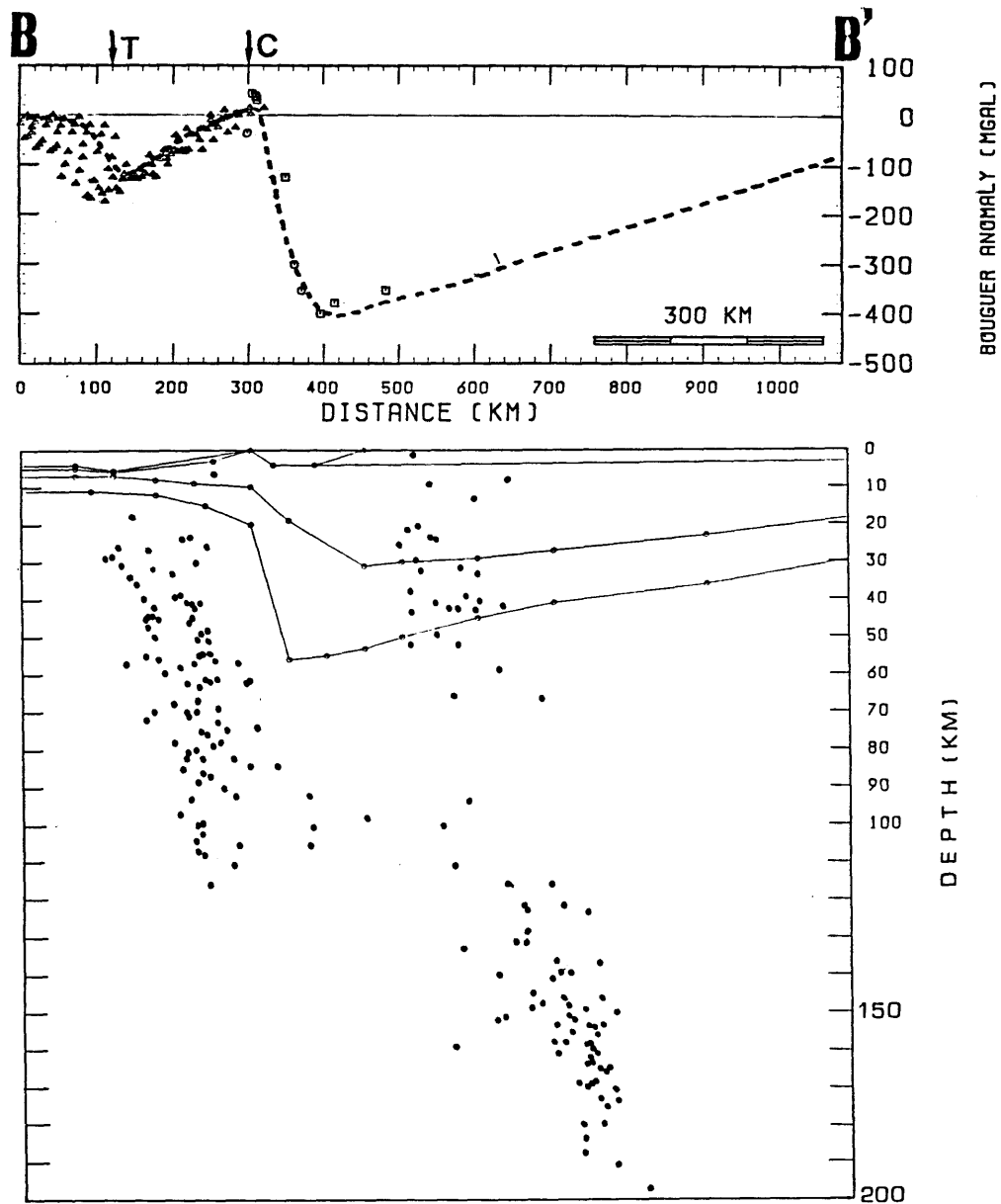
ISC EARTHQUAKE DATA (1964-1981)



図(5-6-4) ISCによる1964~1981年の地震データから作成したペルー付近の震源分布図。AA'、BB'、CC'の断面は図(5-6-5)~図(5-6-7)に示される。

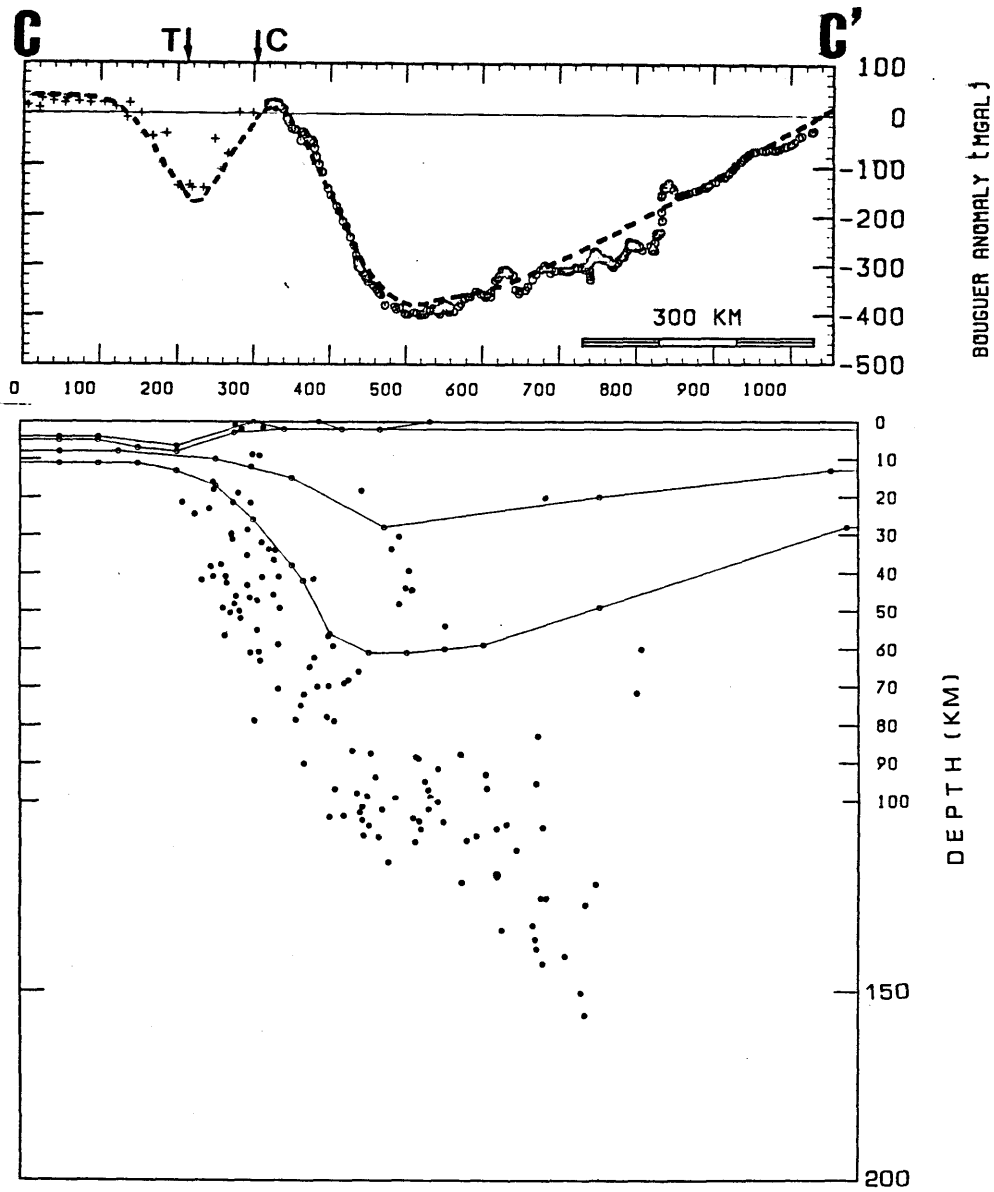


図(5-6-5) 図(5-6-4)のAA'断面における(a)観測されたブーゲ異常と最終的な地下構造モデルによる重力異常、(b)最終的な地下構造モデルと深発地震の分布。



図(5-6-6) 図(5-6-4)のBB'断面における(a)観測されたブーゲ異常と最終的な地下構造モデルによる重力異常、(b)最終的な地下構造モデルと深発地震の分布。





図(5-6-7) 図(5-6-4)のCC'断面における(a)観測されたブーゲ異常と最終的な地下構造モデルによる重力異常、(b)最終的な地下構造モデルと深発地震の分布。

る。モホ面では、Costa直下で、地殻の厚さが約27 kmとなっており、プレート上端の深さは70 kmをこえている。しかも、このモホ面では、地殻の厚さが50 kmなので、さらに厚くしたとしても、とてもプレート上端にまでは到達しえないことがわかる。この傾向は、次のBB' についてのプロファイル (図5-6-6) をみても変わらない。BB' の場合、使用している重力データが、実質7~8点であるが本研究で行った最大標高の測定点 (Ticlio峠; 4860 m) や、Huancayo (IGPの観測施設のある場所) での測定点を含んでおり、Costaから内陸へ、200 kmまでは十分信頼性があると考えられる。しかし、Costaから内陸へ移る時のブーゲ異常の勾配については、このBB' が群をぬいて、傾斜が急になっている。このことは、BB' 断面において、Costa付近でモホ面が非常に高角度になっていないと説明できない。実際、モホ面あるいは、コンラッド面をほぼ垂直に与えないと観測されたブーゲ異常のパターンは現れない。このモデルでも、モホ面の最深点は、55 km程度であり、Costa直下での、プレート上端は、AA' と同じく、やはり70 km程である。Costaの位置は、ペルー北部で海溝から約200 km、ペルー南部で海溝から約100 kmであるので、Costa直下で下部地殻の膨らみが60~70 kmになっていることは、非常に考えにくい。つまり、ペルー北部、ペルー中部では、地震のデータと重力のデータから、モホ面は、プレート上端とはかなり離れており、ウェッジマントルがかなり浅部まで入り込んでいることを示唆する。Granger (1984b) も深発地震の解析から、この事実を指摘している。

図(5-1-4)をもう一度みてみよう。(5-1)節でも述べたように、この図によれば、ペルー北部~ペルー中部では、深発地震面が比較的ゆるやかな傾斜をもっているのに対し、ペルー南部~チリ北部では、傾斜がかなり急になっているのがわかる。このことは、近年、Hasegawa & Sacks (1981)、Barazangi & Isacks (1979)らによって明らかにされた。しかも、その境目には、海嶺が存在し、傾斜が急なところでは、火山活動が活発に起こっている。深発地震面がゆるやかな傾斜をもったところで、火山活動が活発でないのは、プレートの上の付加プリズム体の領域がせまく、高温のアセノスフェアとの接触が十分でないため(安芸、1979)、あるいは、ナスカ海嶺が海溝に達して、サブダクションの進行を妨げ、結果的に火山をできにくくしている、ともいわれている。図(5-1-4)中の深発地震面の等深線は、図(5-6-5)~(5-6-7)でもよみとれるが、逆に、100 km程度

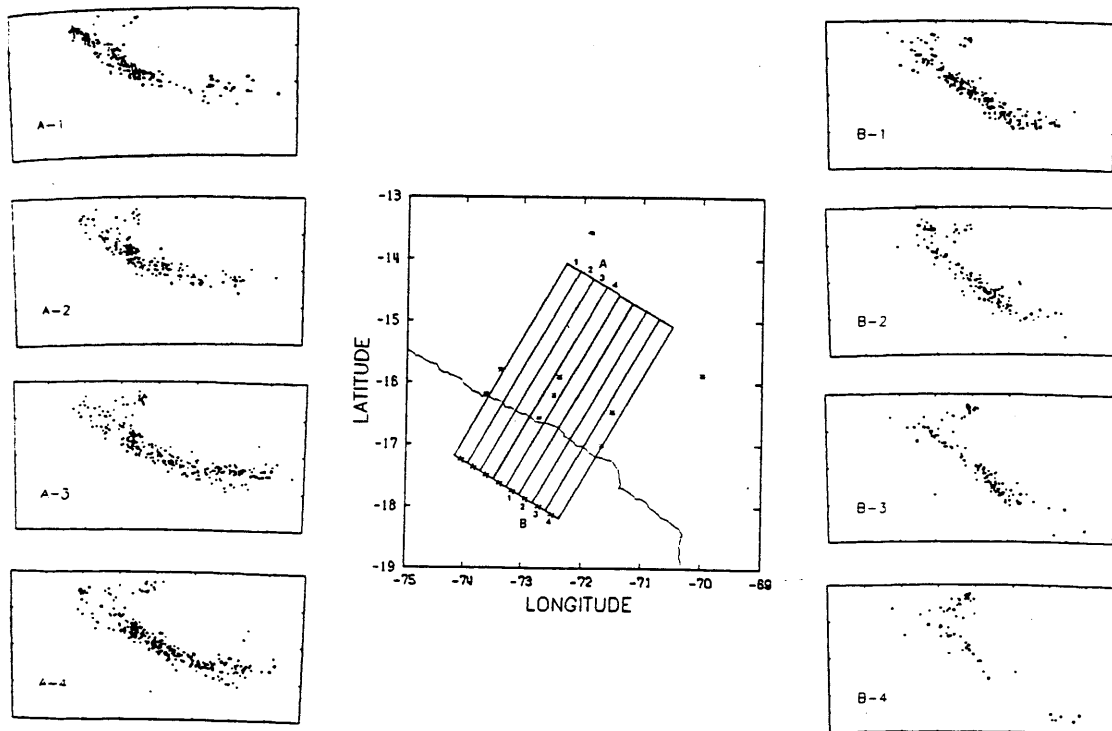
までの深さでは、ペルー南部のプロファイルであるCC'のほうが傾斜がゆるやかにみえる。しかも、AA'、BB'と異なり、CC'の場合では、地殻底部とプレート上端が比較的接近しているのがわかる。この場合、震源分布の平均的な面をプレート上面というならば、モホ面とプレート上面ははなれているというべきだろう。しかし、震源分布の上端でプレート上面を定義するならば、接しているといってもよい。いずれにしろ、AA'、BB'、とCC'では、地下構造がやや異なっているらしい。この地域の深発地震の研究 (Stauder、1975; James、1978; Barazangi & Isacks、1979; Hasegawa & Sacks、1981; Suarezら、1983; Bevis & Sacks、1984; Boydら、1984; Grangeら、1984a、1984b)では、プレート上面がモホ面と接していることを明言しているものはない。しかし、CC'で作成したモデルの構造で、観測重力値に対して一番criticalな要素は、やはりモホ面の形状なので、CC'以外に観測されたブーゲ異常を説明できるモデルが存在するかもしれない。CC'の場合地殻の厚さを最大約61kmとしているので、おおざっぱに言って、モホ面がこの程度の深さをもたないと、観測されるブーゲ異常の長波長成分とその振幅が説明できなくなる。実際、AA'とCC'でモホ面の厚さを比べてみると、AA'では、山体の規模が小さく、それに伴ってモホ面の厚さが50km程度であるのに対し、CC'では、アンデス山脈の規模も最も大きく、モホ面の厚さも61kmとなっており、両者の間には、10km近くのずれがある。基本的には、このずれが、ブーゲ異常で100mgal以上の差になって現れているので、CC'のモデルの地殻の厚さは厚くなりこそすれ、薄くなることは、考えにくい。CC'の領域で、Ocola & Meyer (1973)は、爆破地震のデータをもとに、モホ面の深さを72kmと推定した(図5-6-2)。ところが、このモデルで計算した重力異常は、海溝でのモデルが悪いこともあって、本研究で測定された観測値を満足せず、大陸部で、100mgal以上の差を生じた。そもそも、この図で使用されている重力データも実際に測定したものとは異なっている。たとえば、①海溝部でのフリーエア異常値が実際は、-140mgalであるのに対し、彼等のモデルでは、-200mgalになっている、②0mgalコンターは、実際は、Costaから35kmほど内陸部を走っているが、彼等のモデルでは、Costaの35km海溝よりになっている。彼等の用いた爆破地震のデータの質は、全くわからないが、少なくとも、重力データからみれば、CC'の領域において、彼等の作成した構造モデルは正しくない。図(5-6

—5) ~ (5—6—7) では、まず、海溝部のフリーエア異常の観測値を合わせることを重視したので、海溝部での任意性は少ないと考えられる。この意味では、CC' 領域における構造断面は、O c o l a & M e y e r (1973) のものよりも、本研究で作成したもの (図5—6—7) の方が現実に近いかもしれない。

B o y d ら (1984) は、従来の深発地震の震源分布の研究では、断面をとる時の巾を、数百 km、場合によっては千 km 以上にとるので、あまりにも広すぎて、沈み込みのパターンを精密に決定することは、困難であると指摘した。図 (5—6—8) は、CC' 付近の領域において、それぞれ、巾約 30 km の断面で、200 km までの深発地震面を、ローカルネットを使って精密決定したものである (B o y d ら、1984)。

この図では、縦横比は 1 である。図中の各プロファイルは、左端が海溝に相当するように描かれており、1 目盛は 50 km である。本研究のルートでいえば、図中の A—1 プロファイルがナスカ・ルートに、B—4 プロファイルがアレキパ・ルートに対応している。

A—1 プロファイルを見ると、海溝から 100 km ほど離れた地点 (C o s t a) での、プレート上端の深さは、約 30 km であり、これは、I S C のデータのみから求めた CC' (図5—6—7) の結果と良く一致する。ローカルネットの地震データでもやはり、CC' では、AA' よりもプレート上面がモホ面に近づいていることがいえる。CC' の付近でプレート上面がモホ面に近づいていることは確かだろう。B—4 プロファイル (アレキパ・ルート) では、海溝から 200 km あまりはなれた C o s t a の直下では、プレート上端の深さは、約 50 km となっている。この違いは、H a s e g a w a & S a c k s (1981) など指摘されたように、ペルー南部からチリ北部にかけて、ナスカプレートの潜り込みが急になっていることと良く調和する。P i l g e r (1981) は、地磁気データを利用し、CC' 付近より北の領域でナスカプレートの潜り込みが、低角になっている (図5—6—8 参照) 理由として、南米プレートに潜り込んでいると考えられるナスカ海嶺の浮力によって、ナスカプレートが押し上げられているのではないかと考えた。しかし、この説でも低角であることの説明にはなっていないかも知れないが、プレート上面がモホ面に接しているかどうかについてはふれていない。ナスカ海嶺の衝突する CC' 付近で、プレート上面とモホ面が接しているかどうかを、より詳しく調べるためには、今後さらに、ローカルネットによる多くの地震データで精密な震源分布をもとめる必要があるだろう。



図(5-6-8) CC'の領域においてローカルネットの地震データ(深さ200kmまで)から決められた深発地震面(Boydら、1984)。A-1がナスカ・ルートに、B-4がアレキパ・ルートに対応する。

(謝辞)

名古屋大学・深尾良夫助教授には、本研究のはじめから、アンデス山脈における海外調査を含む最後の段階まで、すべての面にわたって、絶大なる援助と有益な議論をして頂いた。また、名古屋大学・志知龍一助教授には、ラ・コスト重力計G484導入以来、G484を介して、重力測定を含む多くの面で援助して頂いた。東京工業大学・河野長教授には、アンデス山脈における調査に参加する機会を与えて頂き、そして、現地での重力測定やその後の解析にまで、多くの助力を賜った。また、本研究のために、アンデス山脈の重力データの使用を許して頂いた。名古屋大学・古本宗充助手には、重力測定だけでなく、解析上のいろいろな問題点について議論して頂いた。名古屋大学・青木治三教授、および、水谷仁教授には、重力測定をはじめ、本研究をまとめるにあたって、多くの問題点を明らかにして頂き、また、議論して頂いた。応用地質株式会社・野崎京三氏、コンピュータ・サービス株式会社・都築輝昭氏は、本研究初期の段階において筆者の共同研究者であった。東京大学・萩原幸男教授、および、熊沢峰夫教授、京都大学・中川一郎助教授には、本研究遂行にあたって多くの示唆に富んだ議論をして頂いた。静岡大学・里村幹夫助教授には、未公表の重力データを使用させて頂き、また、駿河湾・相模湾の海底地形データもあわせて提供して頂いた。金沢大学・河野芳輝助教授、京都大学・阿部悦夫教授、大谷大学・西田潤一教授、及び、海上保安庁水路部には、未公表の重力データを使用させて頂いた。滋賀県立琵琶湖研究所・大西行雄博士には、琵琶湖の湖底水深データを提供して頂いた。建設省・太島和雄博士、測機舎株式会社・瀬戸孝夫博士、地質調査所・中条純輔博士、および、須田芳朗博士には、重力データについての細かい情報を教えて頂いた。石油公団・白木秀明氏、石油資源開発・江坂照也氏には、データ処理とモデル計算の一部を手伝って頂いた。名古屋大学・山田功夫助手には、重力測定の外に、データ転送などを手伝って頂いた。名古屋大学理学部地球科学教室、名古屋大学理学部地震予知観測地域センター、及び、各観測所の方々には、重力測定などに関して、非常にお世話になった。また、長野営林局、名古屋営林局をはじめとする、中部・近畿地方の各府縣市町村、各営林署の方々にも重力測定の際いろいろと便宜をはかって頂いた。また、北陸電力、中部電力、関西電力、東京電力の方々にも重力測定の便宜をはかって頂いた。地形補正の計算に使用した標高データは、日本地図センターより提

供して頂いた。また、名古屋大学大型計算機センターの方々には、データ処理上の色々な疑問点に答えて頂き、CE・SEの方々も含めて多くの御迷惑をおかけした。これらの方々、並びに、諸機関に対し、心より感謝します。

(参考文献)

- 安芸敬一 (1979) 造山運動のメカニズム、岩波講座地球科学12, 179-216.
- Akima, H (1975) A method of bivariate interpolation and smooth surface fitting for values given at irregularly distributed points, U.S. Department of Commerce, OT report, 75-70, 51pp.
- Aoki, H, T Tada, Y Sasaki, T Ooida, I Muramatsu, H Simamura & I Furuya (1972) Crustal structure in the profile across central Japan as derived from seismic explosion observation, J. Phys. Earth, 20, 197-223.
- 荒牧重雄 (1979) カルデラ、岩波講座地球科学7, 184-192.
- Barazangi, M & BL Isacks (1979) Subduction of the Nazca plate beneath Peru : evidence from spatial distribution of earthquakes, Geophys. J., 57, 537-555.
- Barnhill, RE & GM Nielson (1984) Surface (the forward of the special issue "Surface", Rocky Mountain J. Math., 14, No.1, 1-3.
- Becker, M (1981) Results of circular error studies with LaCoste & Romberg gravity meters, Bull. B.G.I., No.49, 72-94.
- Bevis, M & BL Isacks (1984) Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones, J. Geophys. Res., 89, 6153-6170.
- Bhattacharyya, BK (1976) Recursion filters for digital processing of potential field data, Geophysics, 41, 712-726.
- Bible, JL (1919) Terrain correction table for gravity, Geophysics, 27, 716-718.
- Bolondi, G, F Rocca & S Zanoletti (1976) Automatic contouring of faulted sub-surfaces, Geophysics, 41, 1377-1393.
- Bott, MHP (1959) The use of electronic digital computers for the elevation of gravimetric terrain corrections, Geophysical Prospecting, 7, 45-54.
- Boyd, TM, JA Snoke, IS Sacks, A Rodrigues (1984) High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru, Bull. Seis. Soc. Am., 74, 559-568.
- Briggs, IC (1974) Machine contouring using minimum curvature, Geophysics, 39, 39-48.
- 中条純輔・須田芳朗 (1971) 伊勢湾北部の重力分布とその考察, 地調月報, 22, 415-436.
- 中条純輔・須田芳朗 (1972) 伊勢湾南部と三河湾の重力分布とその考察, 地調月報, 23, 573-594.
- Cobbins EJ & WS Pitcher (1972) Plate tectonics and the Peruvian Andes, Nature Phys. Sci., 240, 51-53.
- Costa, JM & AN Venetsanopoulos (1974) Design of circularly symmetric two-dimensional recursive filters, IEEE, ASSP-22, 432-443.
- Couch, R & RM Whitsett (1981) Structures of the Nazca ridge and the continental shelf and slope of southern Peru, Geol. Soc. Am. Memoir, 154, 569-586.



- Couch, R, RM Whitsett, B Huehn & Bricero-Guarupe L (1981) Structures of the continental margin of Peru and Chile, *Geol. Soc. Am. Memoir*, 154, 703-726.
- 檀原 毅 (1971) 日本における最近70年間の総括的上下変動, *測地学会誌*, 17, 100-108.
- Defence Mapping Agency Aerospace Center (1977) Bouguer anomaly map, Freeair anomaly map and topographic map of south America, 3rd edition, St. Louis Air-Force Station, U.S.A.
- Dooley, JC (1976) Two-dimensional interpolation of irregularly spaced data using polynomial splines, *Phys. Earth Planet. Int.*, 12, 180-187.
- Dorman, LM & BTR Lewis (1970) Experimental isostasy (1) theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load, *J. Geophys. Res.*, 75, 3357-3365.
- Dorman, LM & BTR Lewis (1972) Experimental isostasy (3) Inversion of the isostatic Green function and lateral density change, *J. Geophys. Res.*, 77, 3068-3077.
- 江坂照也・古本宗充 (1981) 重力からみた阿寺断層の破碎帯、月刊「地球」, 3, 211-215.
- 淵田隆門 (1948) 重力の地形補正法について、*物理探鉱*, 1, 14-21.
- 深田淳夫・糸魚川淳二編 (1962) 愛知県地質図、20万分の1縮尺、内外地図KK.
- Fukao, Y & K Yamaoka (1983) Stress estimate for the highest mountain system in Japan, *Tectonics*, 2, 453-471.
- Fukao, Y, A Yamamoto & K Nozaki (1981) A method of density determination for gravity correction, *J. Phys. Earth*, 29, 163-166.
- 深尾良夫・山本明彦・L. Ocola・河野 長 (1983) ペルー全土重力データの解析、*アンデス地学*, 2, 45-57.
- Furumoto, M, A Yamamoto, H Shiraki, Y Fukao & R Shichi (1985) Dense gravity survey in Western-Central Japan, accepted for publication to *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*
- 古瀬慶博・河野芳輝 (1984) 本州中部地域のアイソスタシー, *地震*, 37, 569-578.
- Geographical Survey Institute (1964) Gravity survey in Japan, part 3, Gravity survey in Kanto and Chubu districts, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 9, 155-340.
- Geographical Survey Institute (1965) Gravity survey in Japan, part 4, Gravity survey in Chubu, Kinki, and Chugoku districts, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, 10, 1.
- Grange, F, P Cunningham, J Gagnepain, D Hatzfeld, P Molnar, L Ocola, A Rodrigues, SW Roecker, JM Stock & G Suarez (1984a) The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Peru, *Geophys. Res. Letters*, 11, 38-41.
- Grange, F, D Hatzfeld, P Cunningham, P Molnar, SW Roecker, G Suarez, A Rodrigues & L Ocola (1984b) Tectonic implications of the microearthquake seismicity and the fault plane solutions in southern Peru, *J. Geophys. Res.*, 89, 6139-6152.

- Gupta, VK & N Ramani (1980) Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a precambrian terrain, *Geophysics*, 45, 1412-1426.
- Hagiwara, Y (1967) Analyses of gravity values in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 45, 1091-1228.
- 萩原幸男 (1975) 通常のブーゲ補正と球面ブーゲ補正, *測地学会誌*, 21, 16-18.
- Hagiwara, Y (1977) List of gravity changes induced by earthquakes in Japan, *J. Geod. Soc. Japan*, 23, 119-120.
- 萩原幸男 (1978) 地球重力論、共立出版、242pp.
- 萩原幸男 (1981) ブーゲーリダクションにおける重力鉛直勾配異常の重要性, *測地学会誌*, 27, 61-69.
- 萩原幸男 (1984) 2次元フィルターによる重力ゾーニング, *測地学会誌*, 30, 1-16.
- 萩原幸男・田島広一・井筒屋貞勝・里村幹夫 (1980) 伊豆半島における重力変化, *測地学会誌*, 22, 17-22.
- Hammer, S (1939) Terrain corrections for gravimeter stations, *Geophysics*, 4, 184-194.
- Harrison, CJ & RF Mereu (1979) Two-dimensional recursive filtering using the rotated filter design technique, *Mathematical Geology*, 11, 669-689.
- Harrison, JC & JB LaCoste (1978) The measurement of surface gravity, *Proc. 9th GEOP Conf.*, OSU Report, No.280.
- Hasegawa, A & IS Sacks (1981) Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations, *J. Geophys. Res.*, 86, 4971-4980.
- Hayes, D (1966) A geophysical investigation of the Peru-Chile trench, *Marine Geology*, 4, 309-351.
- 広川 治ほか編 (1978) 日本地質図, 100 万分の1, 第2版, 地質調査所.
- Huzita, K (1973) Neotectonics and seismicity in the Kinki area, southwest Japan, *J. Geosciences, Osaka City Univ.*, 16, 93-124.
- Huzita, K (1980) Role of Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese Islands, *Memoirs of the Geological Society of Japan*, 18, 129-153.
- 市田浩三・吉本富士市 (1979) スプライン関数とその応用, 教育出版.
- 市川浩一郎 (1980) 概論. 中央構造線, 月刊「地球」, 2, 487-494.
- Iida, K & H Aoki (1958) Gravity anomalies and the corresponding subterranean mass distribution, with special reference to the Nobi Plain and its vicinity, Japan, *J. Earth Sciences, Nagoya Univ.*, 6, 113-142.
- Ikami, A (1978) Crustal structure in the Shizuoka district, central Japan as derived from explosion seismic observation, *J. Phys. Earth*, 26, 299-331.
- Inoue, H (1985) A least squares smooth fitting for irregularly spaced data : finite element approach using cubic B-spline basis, submitted to *Geophysics*
- 井上 公・山田功夫 (1980) '79 東海沖爆破, 及び'80 竜洋・浜田爆破による中部地方南部の地下構造, *地震学会講演予稿集*, No.2, 154.

- Inoue, H & A Yamamoto (1985) Fitting and filtering gravity data, submitted to J. Phys. Earth.
- International Association of Geodesy (1967) Geodetic reference system 1967, IAG Special Publ., No.3, IAG, Paris.
- International Association of Geodesy (1971) International Gravity Standardization Net 1971, Special Publ., No.4, IAG, Paris.
- 石井晴雄 (1983) 国土地理院における最近の重力測量—データ処理について—, 月刊「地球」, 5, 218-222.
- 井内 登・加納克己・藤井陽一郎 (1972) 大島における重力変化の研究 (II), 測地学会誌, 18, 104-111.
- James, DE (1971) Andean crustal and upper mantle structure, J. Geophys. Res., 76, 3246-3271.
- James, DE (1978) Subduction of the Nazca plate beneath central Peru, Geology, 6, 174-178.
- 実川 顕・田島広一・井筒屋貞勝 (1974) 伊豆半島・丹沢山地, およびその周辺の重力測定, 地震研究所速報, 13, 43-66.
- Jung, K (1927) Diagramme zur Bestimmung der Terrainwirkung für Pendel und Drehwaage und zur Bestimmung der Wirkung, Zweidimensional Massenordnungen, Zs. f. Geophysik, 3, 201-212.
- Jung, K (1953) Zur gravimetrischen Bestimmung der Bodendichte, Gerlands Beitr. Geoph., 68, 268-279.
- Kane, MF (1962) A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer, Geophysics, 27, 455-459.
- Kaneko, S (1966) Transcurrent displacement along the Median Line, southwestern Japan, New Zealand J. Geol. Geophys., 9, 45-59.
- 勘米良龜齡・橋本光男・松田時彦 (1980) 日本の地質、岩波講座地球科学15.
- Karl, JH (1971) The Bouguer correction for the spherical Earth, Geophysics, 36, 761-762.
- 木村敏雄 (1983) 日本列島, [III・上], 古今書院.
- 国土地理院 (1962) 箱根地方二等重力測量結果報告、測地学会誌、8, 1-6 .
- 駒沢正夫・須田芳朗・中井新二・広島俊男 (1982) 「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」, 昭和55年特別研究調査調整費, 昭和57年3月科学技術調整局, 89-101.
- Kono, M (1974) Gravity anomalies in east Nepal and their implications to the crustal structure of the Himalayas, Geophys. J., 39, 283-299.
- Kono, M & S Kono (1983) Gravity survey across the Peruvian Andes, Andes Science, 2, 58-66.
- Kono, M, A Yamamoto & Y Fukao (1985) Gravity survey across the Central Andes in southern Peru, in preparation.

- 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, 測地学会誌, 29, 101-112.
- Kono, Y, T Hibi, M Kubo, O Michigami, K Shibuya, M Sunami, K Suzuki & N Furuse (1982) Gravity anomaly over the northern part of the Central Japan (1), Sci. Rept., Kanazawa Univ., 27, 71-83.
- 久保寺 章・中川一郎・福田洋一・里村幹夫・田島広一・大島和弘 (1978) 阿蘇火山周辺における重力の精密測定, 阿蘇火山の集中総合観測 (第1回1977) 報告, 23-30.
- Lewis, BTR & LM Dorman (1970) Experimental isostasy (2) an isostatic model for the U.S.A. derived from gravity and topographic data, J. Geophys. Res., 75, 3367-3386.
- MacLain, DH (1980) Interpolation methods for erroneous data, in Mathematical Methods in Computer Graphics and Design (KW Brodlied, ed.), Academic press, New York, 87-104.
- 松田時彦 (1961) 富士川谷新第三系の地質, 地質学雑誌, 67, 79-96.
- 都城秋穂 (1979) プレートテクトニクスにもとづく造山運動, 岩波講座地球科学12, 35-144.
- 村岡洋文・長谷紘和 (1980) 陥没カルデラに由来する環状地形構造の評価, 地質ニュース 311, 7-29.
- 村上寛史・里村幹夫・竹内文明・後藤典俊・吉川賢一 (1975) 京都盆地南部における重力探査, 物理探査, 28, 268-276.
- Nafe, JE & CL Drake (1963) Physical properties of marine sediments, in "The Sea", ed. by MN Hill, 794-815, Wiley Interscience.
- 中川一郎・里村幹夫・中井新二・佐藤範雄・田島広一・萩原幸男・井筒屋貞勝・瀬戸孝夫・塚原弘一・太島和雄・大川史郎・小泉金一郎・藤本博己・須田芳郎・三品正明 (1974) LaCoste & Romberg 重力計 (G 型) の特性について, (第2報), 測地学会誌, 20, 133-142.
- 中川一郎・中井新二・東 敏博・志知龍一・田島広一・井筒屋貞勝・河野芳輝・藤本博己・村上 亮・太島和雄・船木 寛 (1983) 環太平洋における国際重力結合 (IV), ラコスト重力計 (G 型) のドリフト特性, 測地学会誌, 29, 141-149.
- Nakagawa, I, S Nakai, R Shichi, H Tajima, S Izutuya, Y Kono, T Higashi, H Fujimoto, M Murakami, K Tajima & M Funaki (1983) Precise calibration of scale values of LaCoste & Romberg gravimeters and international gravimetric connections along the circum-Pacific zone, "Precise calibration of scale values of LaCoste & Romberg gravimeters and contribution to the reform of the International Gravity Standardization Net 1971", 117pp.
- 中井新二 (1975) LaCoste 重力計G305の特性について, 緯度観測所彙報, 15, 76-83.
- 中井新二 (1979) 実用的な起潮力計算プログラム, 緯度観測所彙報, 18, 124-134.
- Nettleton, LL (1939) Determination of density for reduction of gravimeter observations, Geophysics, 4, 176-183.
- 西田潤一・横山卓雄 (1982) 京都市東北部, 京都大学付近の重力測定結果について一花折断層の影響一, 九十九地学, 17, 7-17.
- Nishida, J, S Hashimoto & S Nishimura (1978) A preliminary report of the gravity survey around Lake Biwa, Shiga prefecture, Japan, Paleolimnology of

Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 6, 115-145.

Nishimura, S, J Nishida, S Hashimoto & T Ikeda (1976) Preliminary report of gravity survey in the district of the southern part of the Shiga prefecture, Japan, *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 4, 125-143.

Nishimura, S, J Nishida, S Hashimoto, S Tamada & T Ikeda (1977) Preliminary report of gravity survey in the district of the western part of the Shiga prefecture, Japan, *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene*, 5, 107-123.

野崎京三 (1981) 球面地形補正の計算プログラム, *測地学会誌*, 27, 23-32.

Ocola, L (1980) Geophysical data and the Nazca--South American subduction zone kinematics : Peru--North Chile segment, preprint.

Ocola, L & RP Meyer (1973) Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian shield between 12° and 30° south latitude, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3387-3404.

岡田篤正 (1973) 中央構造線の第四紀断層運動について, 『中央構造線』, (杉山隆二編), 49-86, 東海大学出版会, 401pp.

岡田篤正・安藤雅孝 (1979) 日本の活断層と地震, *科学*, 49, 158-169.

大井田 徹・山崎文人・山田 守・青木治三・藤井 巖・中村 勝・宮島力雄 (1985) 1984年長野県西部地震とその余震活動、自然災害特別研究突発災害研究成果『1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査』, 研究代表者・飯田波事, 1985年3月、11-20.

Parasnis, DS (1952) A study of rock densities in the English Midlands, *Mon. Not. R. Astr. Soc., Geophy. Suppl.*, 6, 252-271.

Parasnis, DS (1979) *Principles of Applied Geophysics*, 3rd edition, Chapman and Hall.

Pelto, C, R Elkins & HA Boyd (1968) Automatic contouring of irregularly spaced data, *Geophysics*, 33, 424-430.

Pilger, RH (1981) Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 448-456.

Research Group for Quaternary Tectonic Map (1969) the Quaternary Tectonic Map, the National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo.

Riktake, T, S Izutuya, Y Hagiwara, K Kawada & Y Sawai (1965) Gravimetric and geomagnetic studies of Onikobe Area, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43, 241-267.

Rundle, JB, GJ Elbring, RP Striker, JT Finger, CC Carson, MC Walck, WL Ellsworth, DP Hill, P Malin, E Tono, M Robertson, S Kuhlman, T McEvelly, R Clymer, SB Smithson, S Deemer, R Johnson, T Henyey, E Hauksson, P Leary, J McCraney, E Kissking (1985) Seismic imaging in Long Valley, California, by surface and borehole techniques : an investigation of active tectonics, *EOS*, 66, No.18, 194-200.

Sabin, MA (1980) Contouring - A review of methods for scattered data, in *Mathematical Methods in Computer Graphics and Design* (KW Brodlie, ed.), Academic press, New York, 63-85.

斎藤正徳 (1978) 漸化式デジタルフィルターの自動設計, *物理探鉱*, 31, 240-263.

- 坂本 亨・桑原 徹・糸魚川淳二・高田康秀・脇田浩二・尾上 亨 (1984) 名古屋北部地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 64pp.
- Satomura, M (1976) Gravity survey around Lake Yogo-ko (A preliminary report), Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, 4, 144-148.
- 瀬谷 清 (1959) 重力探査における新解析法 (移動平均法), 第1部, 物理探鉱, 12, 65-73.
- 瀬谷 清 (1959) 重力探査における新解析法 (移動平均法), 第2部, 物理探鉱, 12, 166-177.
- Shanks, S (1967) Recursion filters for digital processing, Geophysics, 32, 33-51.
- 志知龍一 (1985) 重力計の原理と特性及び調整法, 名古屋大学理学部地震予知観測地域センター発行, 70pp.
- 志知龍一・古本宗充・深尾良夫・山本明彦・野崎京三・江坂照也 (1981) 御岳山付近における重力測定、御岳山1979年火山活動および災害の調査報告, 101-104.
- 志知龍一・山本明彦・古本宗充・白木秀明 (1985a) 御岳山周辺における重力の精密測定、自然災害特別研究突発災害研究成果「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」, 研究代表者・飯田汲事, 1985年3月, 61-65.
- 志知龍一・山本明彦・古本宗充・野崎京三・都築輝昭・角野由夫 (1985b) 東海地方における重力精密観測網の設定、測地学会誌、投稿中.
- Shichi, R, A Yamamoto, M Satomura & H Shiraki (1985) Fine structure of Bouguer anomaly over Tokai district, central Japan, in preparation.
- 清水欣一・黒川陸生・相場瑞夫 (1973) 農業用地下水調査開発調査・亀岡盆地地区調査報告書, 近畿農政局計画部資源課.
- 下伊那群誌編集委員会 (1976) 下伊那の地質図, 及び説明書.
- Shiono, K (1974) Travel time analysis of relatively deep earthquakes in southwestern Japan with special reference to the underthrusting of the Philippine Sea plate, J. Geosci. Osaka City Univ., 18, 37-59.
- 白木秀明 (1985) 中部・近畿地方のブーゲ異常と大規模地下構造, 名古屋大学修士論文, 71pp.
- Smith, RL & RA Barley (1968) Resurgent cauldrons studies in volcanology, Geol. Soc. Am. Memoir, 116, 613-662.
- Stauder, RE (1975) Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity, J. Geophys. Res., 80, 1053-1064.
- Suarez, G, P Molnar & BC Burchfiel. (1983) Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting, and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador, and southern Colombia, J. Geophys. Res., 88, 10403-10428.
- 平 朝彦・宇井忠英 (1982) 中部アンデスの地質, アンデス地学, 11-27.
- 田島広一・下鶴大輔・大島弘光・横山 泉 (1978) 浅間・草津白根山周辺の重力異常と重力精密測定, 震研彙報, 53, 509-522.
- 高橋・辻井 (1977) 画像処理用2次元巡回型デジタルフィルターのラグール関数による

設計法, 電子通信学会論文誌, J60-A, 521-528.

- Takeuchi, F, N Hirano, M Satomura & Y Kono (1983) Observation of gravity to reveal a buried fault associated with the Fukui Earthquake, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ. 33, 147-162.
- Talwani, M, JL Worzel & M Landisman (1959) Rapid gravity computation for two dimensional bodies with applications to the Mendocino Submarine fracture zone, J. Geophys. Res., 64, 49-59.
- Talwani, M & M Ewing (1960) Rapid calculation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, Geophysics, 25, 203-225.
- 玉田 攻 (1979) 重力補正のプログラム, 九十九地学, 14, 48-58.
- Tamura, Y (1982) A computer program for calculating the tide-generating force, Publications of the International Latitude Observatory of Mizusawa, 16, 1-20.
- Tsuboi, C & S Yamaguchi (1941) Relation between the gravity anomalies and the corresponding subterranean mass distribution (VI), Bull. Earthq. Res. Inst., 15, 26-38.
- Tsuboi, C, A Jitsukawa & H Tajima (1954) Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of a Worden Gravimeter, part VI, Chubu district, Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl., vol. IV, 199-310.
- Ui, H (1973) Fractures in the Atera fault zone and its environs, J. Geol. Soc. Japan, 79, 113-121.
- Ukawa, M (1982) Lateral stretching of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai-Suruga trough, Tectonics, 1, 543-571.
- 山田功夫・山本明彦 (1983) PC8801による大型計算機とのデータ交換, 名古屋大学大型計算機センターニュース, 14, 52-65.
- 山田功夫・山本明彦 (1984) パソコンによるPFD フルスクリーン端末, 名古屋大学大型計算機センターニュース, 15, 260-266.
- 山田直利 (1978a) 阿寺断層をおって, (その1), 地質ニュース, 283, 37-49.
- 山田直利 (1978b) 阿寺断層をおって, (その2), 地質ニュース, 284, 30-36.
- Yamamoto, A (1980) Fundamental experiments on the characteristics of two LaCoste & Romberg gravimeters, Master's thesis, Nagoya University.
- 山本明彦 (1982) TSS コマンド・プロシジャ利用法, 名古屋大学大型計算機センターニュース, 13, 381-406.
- 山本明彦 (1984) 山岳地域の重力データ処理, 月刊「地球」, 6, 373-380.
- 山本明彦 (1985) 不規則分布データの自動格子化, 名古屋大学大型計算機ニュース, 15, (1985年11月発行) 掲載予定.
- Yamamoto, A, Y Fukao, M Furumoto & R Shichi (1982a) Gravity anomaly and contemporary tectonics of the Central Ranges, Japan, Proceedings of the General Meeting of the IAG, Tokyo, May 7-15, 251-259.
- Yamamoto, A, K Nozaki, Y Fukao, M Furumoto, R Shichi & T Ezaka (1982b) Gravity survey in the Central Ranges, Honshu, Japan, J. Phys. Earth, 30, 201-243.

Yamamoto, A, M Kono & Y Fukao (1985a) Drift of gravimeter G-484 and determination of gravity values in gravity survey across the Central Andes, Peru, in preparation.

Yamamoto, A, R Shichi & M Sawai (1985b) Structural implications of Bouguer gravity anomalies over Shidara caldera, central Japan, in preparation.

Yamamoto, A, Y Fukao, M Kono & R Shichi (1985c) Sensitivity change of gravimeter G-484 in gravity survey across the Central Andes, Peru, in preparation.

Yamamoto, A, Y Fukao, M Furumoto, R Shichi & H Shiraki (1985d) A Bouguer anomaly belt in southwest Japan, accepted for publication to Geophys. Res. Letters.

山崎文人・大井田徹 (1985) 中部地方におけるフィリピン海プレート沈み込みの形状, 地震, 38, 193-201.



# 学位論文

山本明彦

名古屋大学理学部地球科学教室  
1985年9月1日

## <論文リスト>

### 主論文

島弧における山岳地域の重力異常—中部山岳とペルーアンデスの場合—  
Gravity anomaly of mountain ranges in the island arc system  
--with special reference to Central Ranges and Peruvian Andes--

### 副論文

4冊

1. Fukao, Y., A. Yamamoto and K. Nozaki (1981) A method of density determination for gravity correction, J. Phys. Earth, 29, pp.163-166.
2. Yamamoto, A., K. Nozaki, Y. Fukao, M. Furumoto, R. Shichi and T. Ezaka (1982) Gravity survey in the Central Ranges, Honshu, Japan, J. Phys. Earth, 30, pp.201-243.
3. Yamamoto, A., Y. Fukao, M. Furumoto and R. Shichi (1982) Gravity anomaly and contemporary tectonics of the Central Ranges, Japan, Proceedings of the General Meeting of the IAG, Tokyo, May 7-15, pp.251-259.
4. Yamamoto, A., Y. Fukao, M. Furumoto, R. Shichi and H. Shiraki (1985) A Bouguer anomaly belt in Southwest Japan, accepted for publication to Geophys. Res. Letters.

### 参考論文

12冊

1. Mikumo, T., M. Kato, H. Doi, Y. Wada, T. Tanaka, R. Shichi and A. Yamamoto (1977) Possibility of temporal variations in earth tidal strain amplitudes associated with major earthquakes, J. Phys. Earth, 25, Suppl., S123-S136.
2. 志知龍一、古本宗充、深尾良夫、山本明彦、野崎京三、江坂照也 (1980) 御岳山附近における重力測定、「御岳山1979年火山活動および災害の調査報告」(No. B-54-3)、1980年3月、pp.101-103.
3. 山本明彦 (1982) TSS コマンドプロシジャ利用法、名古屋大学大型計算機センターニュース、13、No.3、pp.381-406.
4. Yu, Z., S. Chang, M. Kumazawa, M. Furumoto and A. Yamamoto (1983) Presence of periodicity in meteorite falls, Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue, No.30, "Proceedings of the Eighth Symposium on Antarctic Meteorites.", pp.362-366.

5. 山田功夫、山本明彦 (1983) PC8801による大型計算機とのデータ交換、名古屋大学大型計算機センターニュース、14、No.1、pp.52-65.
6. 深尾良夫、山本明彦、L.Ocola、河野長 (1983) ペルー全土重力データの解析、アンデス地学、No.2、(文部省海外学術調査「中部アンデスの地球物理学的調査」報告書、研究代表者・河野長)、pp.45-57.
7. 山本明彦 (1984) 山岳地域の重力データ処理、月刊「地球」、6月号、特集“重・磁力異常と地球(1)”、pp.373-380.
8. 山田功夫、山本明彦 (1984) パソコンによるPFDフルスクリーン端末、名古屋大学大型計算機センターニュース、15、No.2、pp.260-266.
9. 志知龍一、山本明彦、古本宗充、白木秀明 (1985) 御岳山周辺における重力の精密測定、自然災害特別研究突発災害研究成果「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」、研究代表者・飯田汲事、1985年3月、pp.61-65.
10. Inoue, H. and A. Yamamoto (1985) Fitting and filtering gravity data, accepted for publication to J. Phys. Earth.
11. 山本明彦 (1985) 不規則分布データの自動格子化、名古屋大学大型計算機センターニュース、Vol.16、No.5 (1985年11月発行)、掲載予定.
12. Furumoto, M., A. Yamamoto, H. Shiraki, Y. Fukao and R. Shichi (1985) Dense gravity survey in Western-Central Japan, accepted for publication to J. Earth Sci. Nagoya Univ.