

重力変動観測による地下流体モニタリングに関する研究

西島, 潤
九州大学工学地球資源システム

<https://doi.org/10.11501/3150835>

出版情報：九州大学, 1998, 博士（工学）, 課程博士
バージョン：
権利関係：

第4章 火山地域における重力変動観測および解析例

—大分県九重火山における重力変動観測—

4.1 概要

火山地域においては、火山活動に伴うマグマの移動、火山の噴気地域地下に存在する地下流体の状態変化、地殻の上下変動等により地表における重力値の変化が生じることが考えられる。

そこで、このような火山活動に伴う重力変動を検出するために、重力変動観測が多くの火山地域において行われている。特に伊豆大島における重力変動(小泉他, 1988)では、時間分解能の高い議論が可能となり、火山地域における重力変動観測の有効性が認められた。最近では雲仙火山噴火に伴う重力変動とマグマの運動の検討(植木他, 1995)において、重力変動に地下水位変化が影響している可能性が明らかにされた。

九州中北部の九重火山群を構成する火山体の一つ星生山の北東斜面に位置する活動的な噴気地域である九重硫黄山は1995年10月11日に噴火活動を開始し、噴火後3年以上経過した1998年12月現在でも依然として水蒸気噴出活動は続いている。本地域では、重力変動観測を噴火後、月に約1回の頻度で行ってきた。ここでは検出された重力変動の原因について検討を行い、また噴火口周辺の地下水流動を明らかにして噴火過程の解明を試みた。

4.2 地質構造

本地域の地質構造及び火山活動は、江原(1998)で次のように考えられている。火山活動の開始は今から20~30万年前からと考えられているが、大規模な火砕流の噴出は今から、約14万年前、約8万年前、約4万年前に起きたと考えられる。おそらく、最後の火砕流噴出後、地下に存在しているマグマはゆっくりとした冷却過程に入ったのではないかと考えられる。九重火山下の熱構造解析の結果からは、冷却開始当時は熔融マグマの上面深度は3~4km深であったが、現在では固化が進行し、熔融部分はさらに深くなり、7km深程度ではないかと考えられる。それを裏付けるように、九重火山下の5km以深には地震波の減衰ゾーンが存在する。

上述した大規模な火砕流噴出後は溶岩ドームを形成する活動が発生している。今から1万5000年前からはおよそ1000年に1度の割合で主として溶岩ドームを形成する活動があった。溶岩を始めとする火山噴出物の噴出量は1000年あたり、 0.7km^3 といわれ、実はこの値は同期間の雲仙火山の活動よりも1桁大きい。17世紀半ば以降、火山活動の発生が古文書などから知られているが、いずれも水蒸気爆発あるいは噴煙活動の活発化のようなもので、マグマを噴出することはなかった。

4.3 観測

図4-1に本地域の重力変動観測点の配置図を示す。図4-1において、1995年10月の噴火によってできた新火口域を赤の楕円で示している。

重力測定の基準点は、測定コースの中ほどに位置する独立標高点(PEAK)を用いている。通常、基準点は測定対象地域からもっとも離れた地点に選ばれるべきであるが、本地域の場合、山麓では地下水の利用がなされており、基準点としては不適切であると考えられるため、山腹の独立標高点を基準とした。測定は、長者原に置いた観測点を基点にして、往きと帰りにそれぞれ1回ずつ測定を行う往復測定法で行った。

また、本研究で使用した重力計(CG-3)の問題点としてドリフトレートが大きいことがあげられるが、特に本地域では、車、徒歩などの運搬方法の違いによってドリフトレートが変化し、測定精度の悪化を招くという問題が観測初期に生じた。この問題を解決するために、本地域での観測は、山麓に位置する長者原にある観測点(BM1)からすべての観測点を徒歩による移動で行った。このことにより、測定精度を向上することができた。

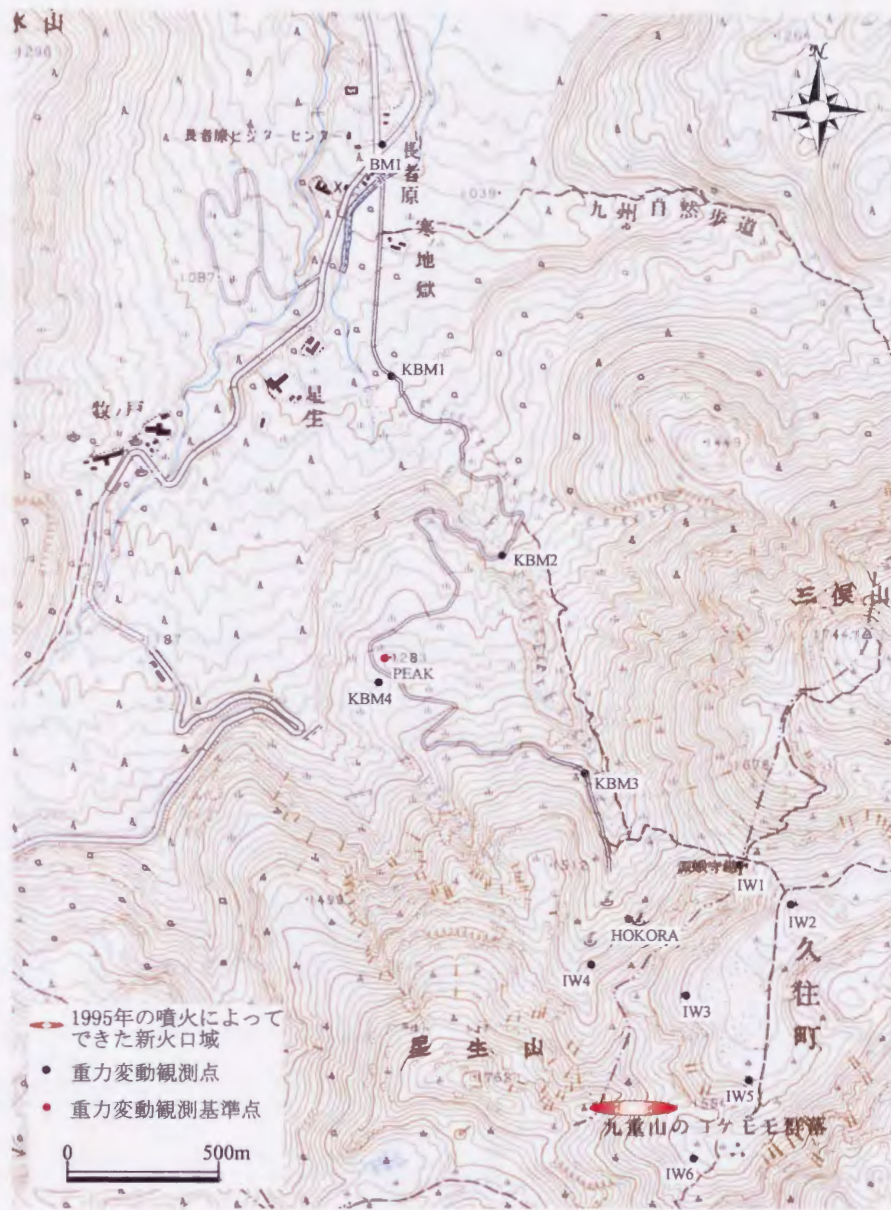


図 4-1 九重硫黄山地域重力変動観測点配置図

4.4 観測結果

本調査地域の各観測点の経時変化図を図4-2, 4-3に示す。図4-2を見ると、新火口域から約3km離れた長者原に近い山麓側地域と、新火口に近い山頂側地域との2タイプに分けることができる。特に山頂側地域の観測点では、経時変化の傾向が似ており、噴火活動の影響を受けていると考えられるため、ここでは山頂側地域の観測点について議論する。この地域の観測点にはHOKORA、IW1、IW2、IW3、IW4、IW5、IW6が挙げられるが、この7点の経時変化の傾向は、全体的に似ていて山麓側地域の観測点の重力変動とは異なる。この地域の経時変化の傾向とは「1995年10月の噴火直後に急激に重力値が増加し、次は逆に急激に減少し、それから緩やかな減少が続き、1996年6月頃からゆっくりと増加に転じている」というものである。

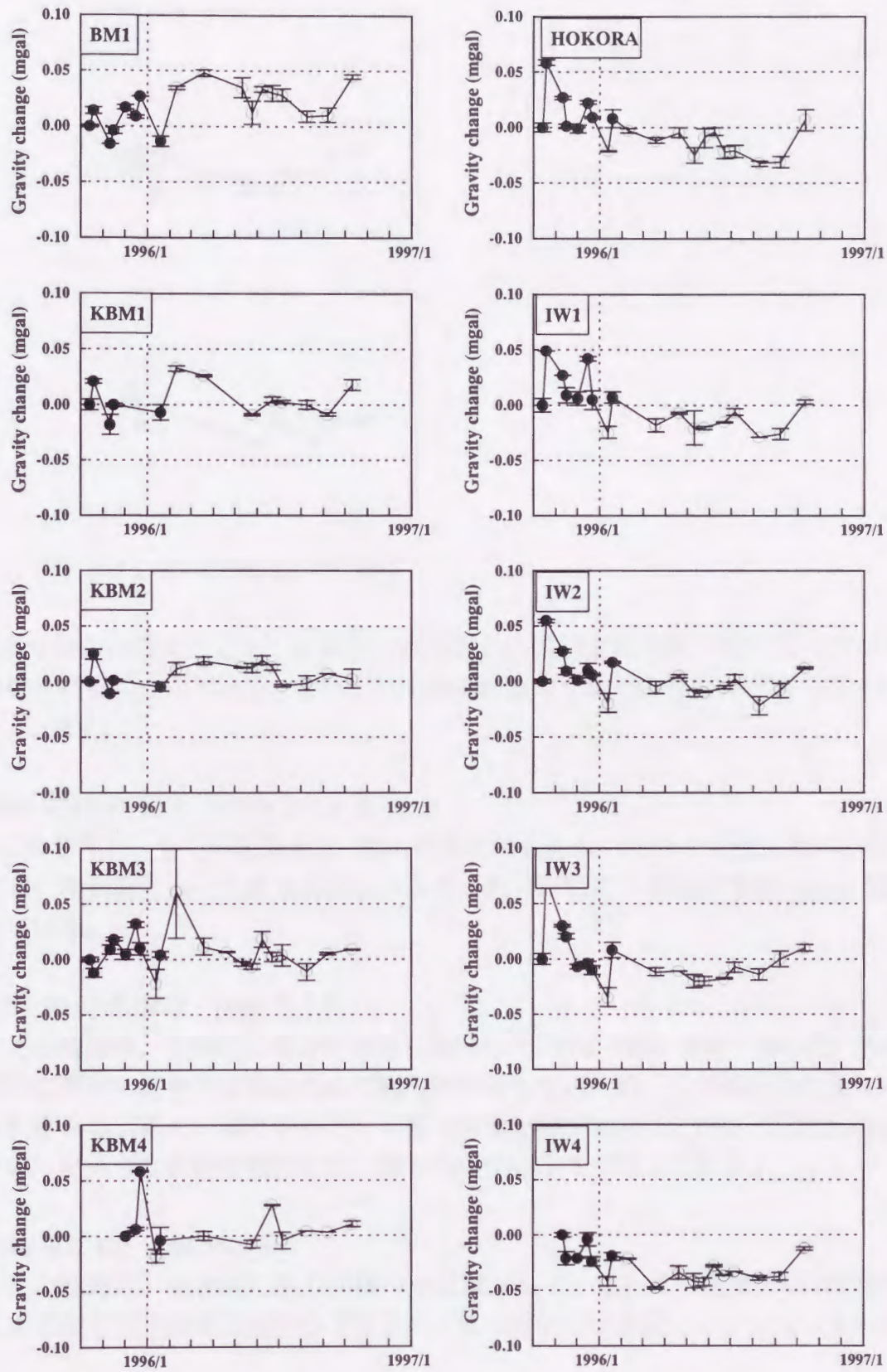


図 4-2 重力経時変化 (BM1-IW4)

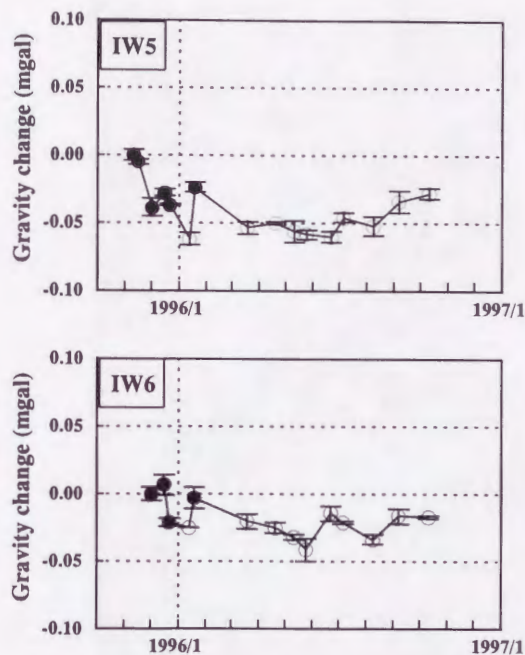


図 4-3 重力経時変化(IW5, IW6)

本地域の経時変化をもとに観測された重力の経時変化を以下に示す 4 つの時期に分けることができる。それぞれの時期の重力変動量の空間分布図を図 4-4～4-7 に示す。

1995 年 10 月 14 日～1995 年 10 月 19 日

この時期は、全ての観測点で、他の時期にみられないほどの急激な増加がみられる。変動量については 5 日間というごく短い期間に大きな所で約 $70\mu\text{gal}$ 増加している。

1995 年 10 月中旬～1996 年 1 月

この時期は、全体的に重力が急激に減少している。IW4、IW5、IW6 についてはこの期間の途中で設置したので観測回数が少ないため、この傾向を捉え難い。これをみると新火口域を中心として重力の変化率が大きく、IW3 では約 $-90\mu\text{gal}$ といった大きな変動が確認され、離れるに従い小さくなっている。

1996 年 2 月～1996 年 5 月

この時期は、全体的に重力が緩やかに減少している。この変動分布は前時期とよく似ており新火口域中心であるが、重力変化率は格段に小さくなっている。

1996 年 6 月～1996 年 10 月

この時期は、全体的に重力が増加しているもののその変化率はあまり大きくなく、緩やかである。この変化の中心は、新火口地域周辺ではあるものの東方の北千里付近にあるものと推定される。

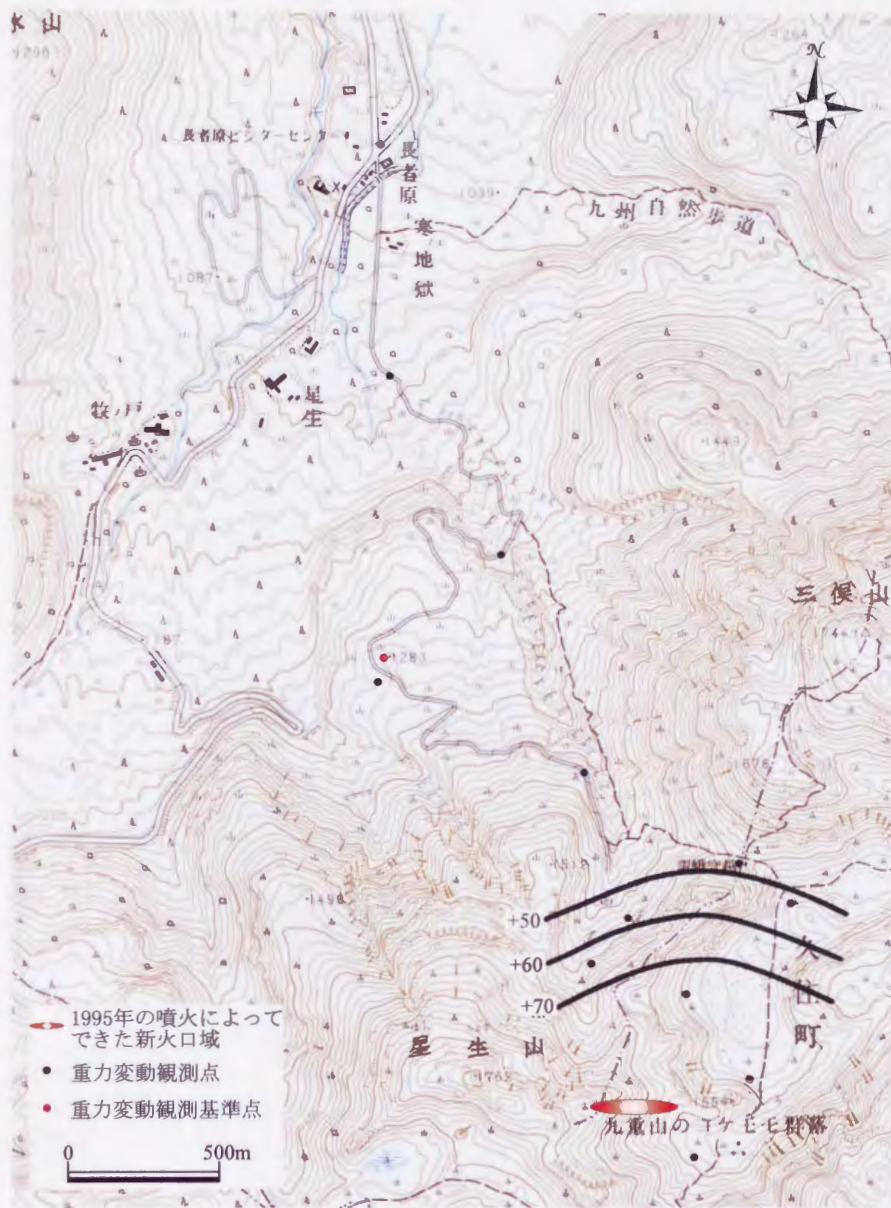


図 4-4 1995年10月14日から1995年10月19日までの重力変動量の空間分布図
 (単位は μgal)

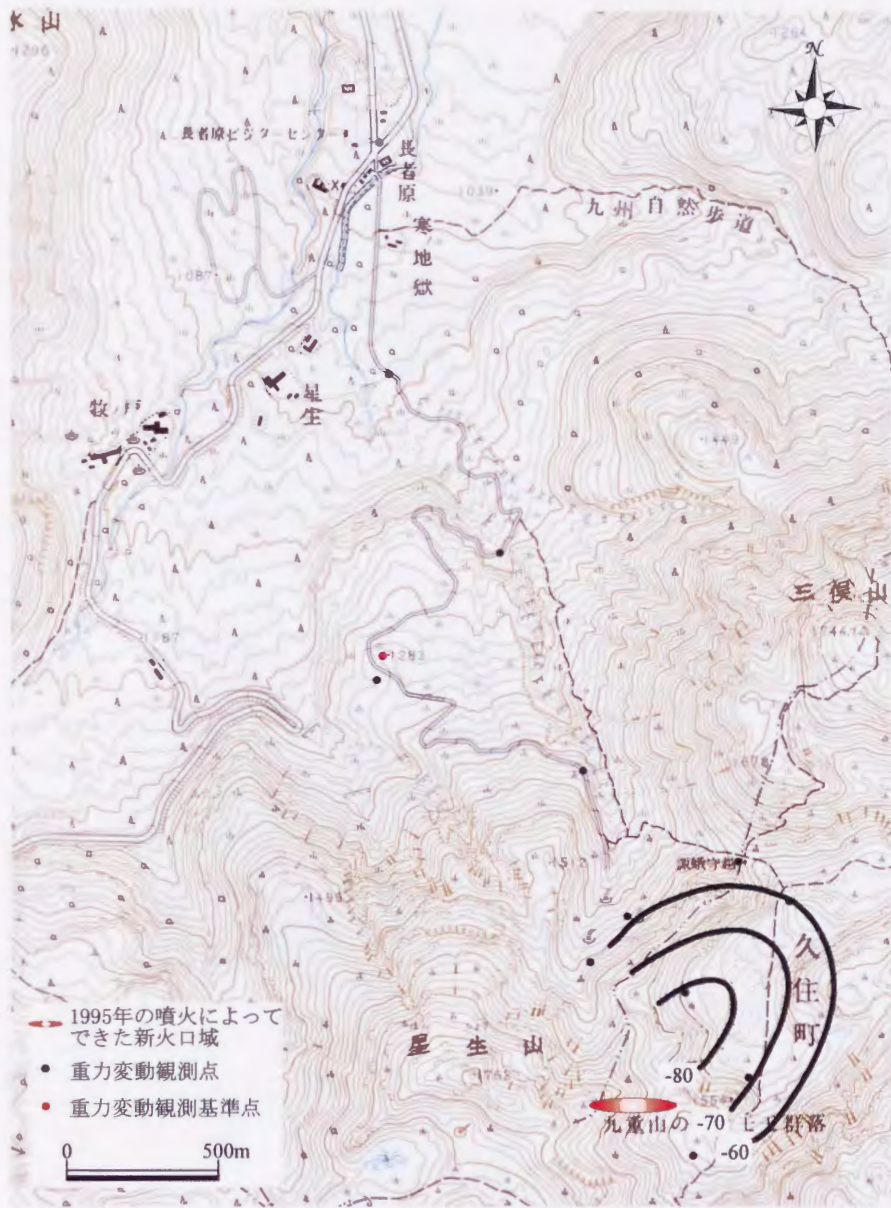


図4-5 1995年10月19日から1996年1月までの重力変動量の空間分布図
(単位は μgal)



図4-6 1996年2月から1996年5月までの重力変動量の空間分布図
(単位は μgal)



図4-7 1996年6月から1996年10月までの重力変動量の空間分布図
(単位は μgal)

4.5 考察

4.5.1 観測点の標高変化

本地域では、GPS観測および光波辺長測量 (EDM) が行われており (京都大学理学部火山研究施設, 私信)、1995年11月17日から1996年10月9日までの標高変化は、全体的に沈降しており、最も変化の大きい部分で約8cmであり、基準点においても約3cm沈降しているので、重力鉛直勾配を0.3086mgal/mとすると約15 μ gal増加したことになる。しかし重力変動の経時変化図をみても、単調な重力増加傾向は示しておらず、本地域において観測された重力変動のうち標高変化の影響はあまり大きくないと考えられる。

4.5.2 マグマの移動

地下に存在するマグマの上昇または下降に伴って、地殻内部の質量が変化し地上での重力も変動すると考えられる。一般にマグマの移動は地震の発生を伴うことが多いので、1日当たりの地震発生回数のデータが参考になる。九重硫黄山地域の地震発生回数 (京都大学理学部火山研究施設, 1996) を図4-8に示す。この図によると、1日の地震の回数が噴火後には、ほとんど変化していない。また、時々、群発地震が起きているが、それによって影響を受けて、著しく重力値が変動ところは見られない。これらのことにより、噴火後マグマが移動したとは考えにくく、本地域の重力変動がマグマの移動に起因したものであるとはいえない。

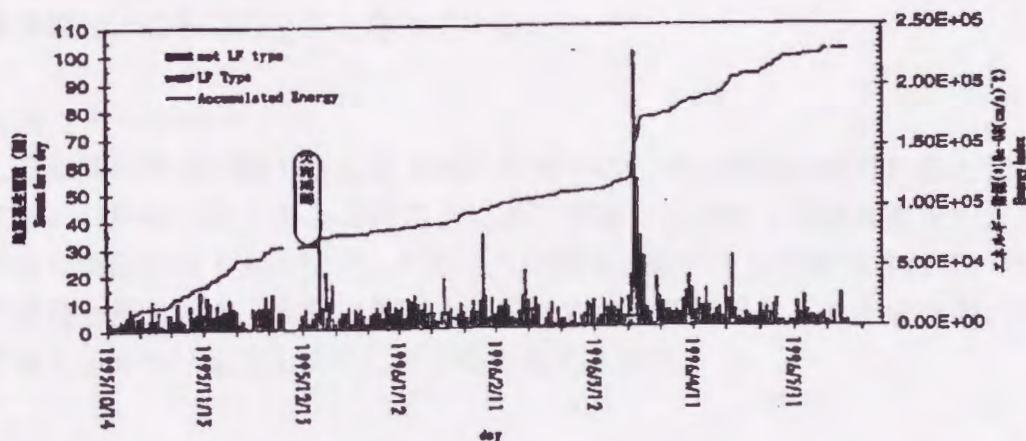


図4-8 九重硫黄山地域における1日あたりの地震発生回数 (京都大学理学部阿蘇火山研究施設)

4.5.3 重力変動から推定される質量変化

図 4-4~4-7 を見ると噴火後の一定期間は重力変動は新火口域を中心に分布している。噴火以降、新火口からは大量の水蒸気が噴気として大気中に放出されつづけ、周辺の浅層地下水にも何らかの影響を与えていると考えられる。このことから今回観測された重力変動は質量変動に起因するところが大きいと考えられる。

山頂側地域に存在する HOKORA、IW1、IW2、IW3、IW4、IW5、IW6 についてはそれぞれの経時変化が同じような傾向であり、以下の 4 つの期間に分けることができる。

1995 年 10 月 14 日~1995 年 10 月 19 日

この期間は噴火数日後であるが、ここでは大きな重力増加がみられ、新火口域に近辺が最も増加している。これは噴火により噴火口周辺の地下水が噴気水蒸気として大量に放出され、その周辺の地下水が急激に不足し、それを補う作用としてその周辺地域から大量の水が供給され、一時的に重力が増加したと考えられる。

1995 年 10 月中旬~1996 年 1 月

この期間には急激な重力減少がみられ、最も減少率の大きい観測点は新火口周辺の IW3 で $-1.03\mu\text{gal/day}$ である。変動分布は、新火口域を中心に楕円状に広がっている。この現象は大量の火山ガスが地下から供給され、新火口周辺の地下水を加熱し蒸気化させ、大気中に噴気として放出した結果であると考えられる。また、火山ガスの分析(平林他, 1996)によると、噴火当初火山ガスに大量に地下水の混入があったが、次第にその割合が減少してきたという推定もこの現象を裏付けるものの 1 つとなっている。

1996 年 2 月~1996 年 5 月

この期間は非常に緩やかな重力減少がみられ、その変動分布は以前と同じように新火口中心といえる。このことは地下深部から供給される高温火山ガスによる火口周辺の地下水の気化、大気中への放出は依然として継続されているが、若干活動も落ち着き、次第に地下水流動系内の流体活動により水収支のバランスを保ち始めていることを示していると考えられる。

1996 年 6 月~1996 年 10 月

この期間は緩やかな重力増加傾向がみられる。前期間の傾向と一転した現象が起き出したのには、前期間と異なるある要因が影響を与えているからであると考えられる。その要因とは 6 月からの急激な降水量の増加が挙げられる。前期間は、流動系内の水収支バランスが保たれつつある状態であったと考えられたが、この期間は、降水の地下浸透量が増加し、浅層地下水位の上昇につながり、重力値が増加したのではないかと考えられる。

次に、前述の4つの期間における地下水の変化量について論じる。本研究で測定したのは重力値であり、この重力変動より未知の質量変動量を以下に示すガウスの定理を用いることにより算出する。

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \iint \Delta g(x, y) dx dy = \frac{1}{2\pi G} \sum \Delta g \Delta a$$

ΔM : 地下の質量変化量(Mt)

G : 万有引力定数

Δg : 重力変動量(μgal)

Δa : 重力変動が生じた面積(km^2)

一方水蒸気放出量は、最大噴気直径による水蒸気放出量測定法（神宮司・江原, 1996）によって算出し、この方法によって見積もられた水蒸気放出量のうち、火山ガスの化学分析の結果（平林, 私信）から約30%がマグマ性、残り70%が天水起源であると推定されている。

以上各時期ごとの推定結果を表4-1に示す。水蒸気放出量は、噴火後2~3ヶ月は非常に多かったが、それ以降はその半分以下と減少しており、噴火活動が弱まったことを示している。1996年2月から1996年5月までの期間は水蒸気放出量と周りの地域からの供給量との差が他の時期に比べて最も少ない。これは大気中に放出される地下水の量と周りの地域からの供給量とが平衡状態に近づきつつあると考えられる。周りの地域からの供給量は1996年6月から1996年10月までの期間に最も多く、火口周辺の地下水量の欠損を補うように降水により周囲から地下水が補給されたと考えられる。

表4-1 各時期の水蒸気放出量と質量変化量

	1995年10月中旬 ~1996年1月	1996年2月 ~1996年5月	1996年6月 ~1996年10月
水蒸気放出量	82000	18000	28000
天水起源	57400	12600	19600
マグマ起源	24600	5400	8400
重力変動より算出された質量変化量	-48000	-5800	+3300

但し、各数値の単位は t/day である。

つぎに4つの時期についてそれぞれ質量バランスについて考察する。

1995年10月14日~1995年10月19日

この期間は噴火が起こった 1995 年 10 月 11 日の 3 日後からまでの 5 日間である。この噴火直後の急激な重力増加により質量変化を求めることは大変意義あることであるが、山頂側地域の観測点が HOKORA、IW1、IW2、IW3 の 4 点しかないので、これらだけで重力変動量分布のコンターマップを描き、ガウスの定理を用い議論することは困難である。

1995 年 10 月中旬～1996 年 1 月

この期間の重力変動量より見積もった地下質量変化量は -48000t/day である。また最大噴気直径による水蒸気放出量測定法（神宮司・江原, 1996）によると、水蒸気放出量は 82000t/day と算出されており、火山ガスのうち 7 割が天水で 3 割が火山性のもの（平林他, 1996）であると考えられているので、天水起源の地下水の大気への放出量は 57400t/day となった。

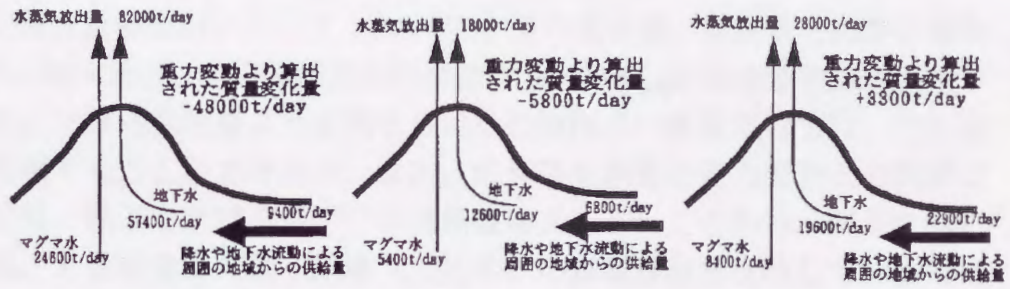
重力変動より算出された質量変化量と、最大噴気直径による水蒸気放出量測定法により算出された天水起源の水蒸気放出量とを比較すると両者は一致せず、その差の 9400t/day は周りの地域からの地下水流動や降水による供給と考えることができる。この期間の九重硫黄山の水収支モデルを図 4-9(a)に示す。

1996 年 2 月～1996 年 5 月

同様に、この期間の水蒸気放出量は 18000t/day であり、そのうちの 3 割である 5400t/day が山体深部から常時供給される火山ガスであり、7 割である 12600t/day が山体下の地下水起源のものである。重力変動より算出された質量変化量は -5800t/day であり、大気へ放出された地下水が 12600t/day であるので、その差である 6800t/day は降水や地下水流動による周りの地域からの供給と考えることができる（図 4-9(b)）。

1996 年 6 月～1996 年 10 月

同様にして、この期間の水蒸気放出量は 28000t/day であり、そのうち $8,400\text{t/day}$ が山体深部から常時供給される火山ガスであり、 $19,600\text{t/day}$ が山体下の地下水起源のものである。重力変動より算出された質量変化量は $+3300\text{t/day}$ であり、大気へ放出された地下水が 19600t/day であるので、その差である 22900t/day は降水や地下水流動による周りの地域からの供給と考えることができる（図 4-9(c)）。



(a) (b) (c)

図 4-9 九重硫黄山地域の質量バランスの見積もり

4.6 まとめ

本研究では九重硫黄山において 1995 年 10 月の噴火後、精密重力測定を繰り返し行った。噴火後は、九重硫黄山山頂付近で 20~100 μ gal の有意な重力変動が観測された。光波辺長測量より見積もられた地盤沈下の影響だけでは、この重力変動を説明することができない。また、地震発生回数と重力変動との関連に注目した結果、地下におけるマグマの移動は考えにくいことから、観測された重力変動は、九重硫黄山の地下流体（主に水）の質量移動を反映している可能性が高いと考えられる。

そこで、ガウスの定理を用いて、重力変動より地下の質量変化を算出し、また、他調査により観測された水蒸気放出量を参考にして、九重硫黄山の水収支モデルを作成し、考察した。観測された重力変動が九重硫黄山の地下流体（主に水）の質量移動を反映していることは、定性的に説明がつくことがわかったが、定量的な議論になると、本調査地域には観測井等なく、参考にする地下水位データに乏しいため、確認はできないのが現状である。

今後は、重力変動観測と伴に、地下水位分布や変動を知ることができるような観測、研究も行うべきと考えている。

第5章 地下水利用地域における重力変動観測および解析例

—福岡市西区九州大学新キャンパス予定地における重力変動観測—

5.1 概要

地下水を生活用水として利用している地域において新たな地下水採取用井戸が掘削されたり、地形など周辺環境が改変されるような場合、それに伴って新たな地下水位の変化が予想されるため、地下水位変化を適切にモニタリングすることは環境維持の観点から非常に重要である。従来はこのモニタリング手法として、地下水位観測井の水位変化を観測することが行われてきた。しかし、この方法では、広域的な地下水の変動を捉えるために、多数の水位観測井を必要としたり、観測井の水位が局所的な変化を示す場合があり、水位変動の解釈に混乱を来すなどの問題があった。このような地域において空間的に密な重力変動観測を繰り返し行うことによって、地下水位の変化を面的に捉えることが可能になってきた (Torge, 1989, 福田ほか, 1996)。

重力変動と地下水位変化との関係を明瞭にするためには、対象地域内に、ある程度の数の水位観測井が必要であるが、このような条件を満たす地域として、九州大学移転予定地である福岡市西部の元岡地域が挙げられる。本地域では、1995年3月より11本の坑井で地下水位の観測が行われており、地下水位変化と重力変動の関係を研究するには格好のフィールドとなっている。

また新キャンパス造成によって引き起こされる可能性がある地下水流動系の変化による周辺地下水への影響のモニタリングは重要な課題となっている。そのためには、キャンパス移転前から背景的な地下水位変化を把握することが必要となる。

5.2 地質構造

九州大学新キャンパス予定地およびその周辺地域は、福岡市の西端に位置する (図 5-1)。新キャンパス予定地は、福岡市の元岡、桑原地区 (約 243 ヘクタール)、志摩町の桜井、馬場地区 (約 30 ヘクタール) 及び前原市の泊地区 (約 1 ヘクタール) の合計 275 ヘクタールで、九州大学の現在の敷地の約 5 倍に相当する広大な丘陵地である。



图5-1 元岡地域位置图

本地域は、地質的に大きく3つに区分され、北部の桑原地区丘陵地に変成岩類（三郡変成岩）が、中・南部の元岡地区丘陵地に花崗岩類（糸島花崗閃緑岩）が分布し、低地部にはこれらを基盤として沖積層を主体とする未固結堆積物が分布している（図 5-2）。三郡変成岩は緑色片岩や泥質片岩を主体とし、花崗岩類の貫入によって一部熱変成作用を受けている。糸島花崗閃緑岩は後期白亜紀に貫入したものであり、岩質は含輝石角閃黒雲母花崗閃緑岩で、片状構造がみられる。対象地域内では風化が進み、表層部は全域にわたってマサ化が著しい。沖積層は、上記の変成岩や花崗閃緑岩を基盤として低地部に堆積しており、粘土、シルト、砂などの未固結な堆積物からなっている。沖積層の下には洪積層と考えられる砂質な未固結堆積物が薄く存在している（福岡市大学移転対策局,1996）。



図 5-2 元岡地域地質図.

5.3 観測

本地域では、1994年7月に重力変動観測を開始し、1997年12月までに11回の観測を行った。観測は、前原市高田にある一等水準点3201を基準とし、大学移転予定地の中央部から東部にかけて現在20点の観測点を設けた(図5-3)。

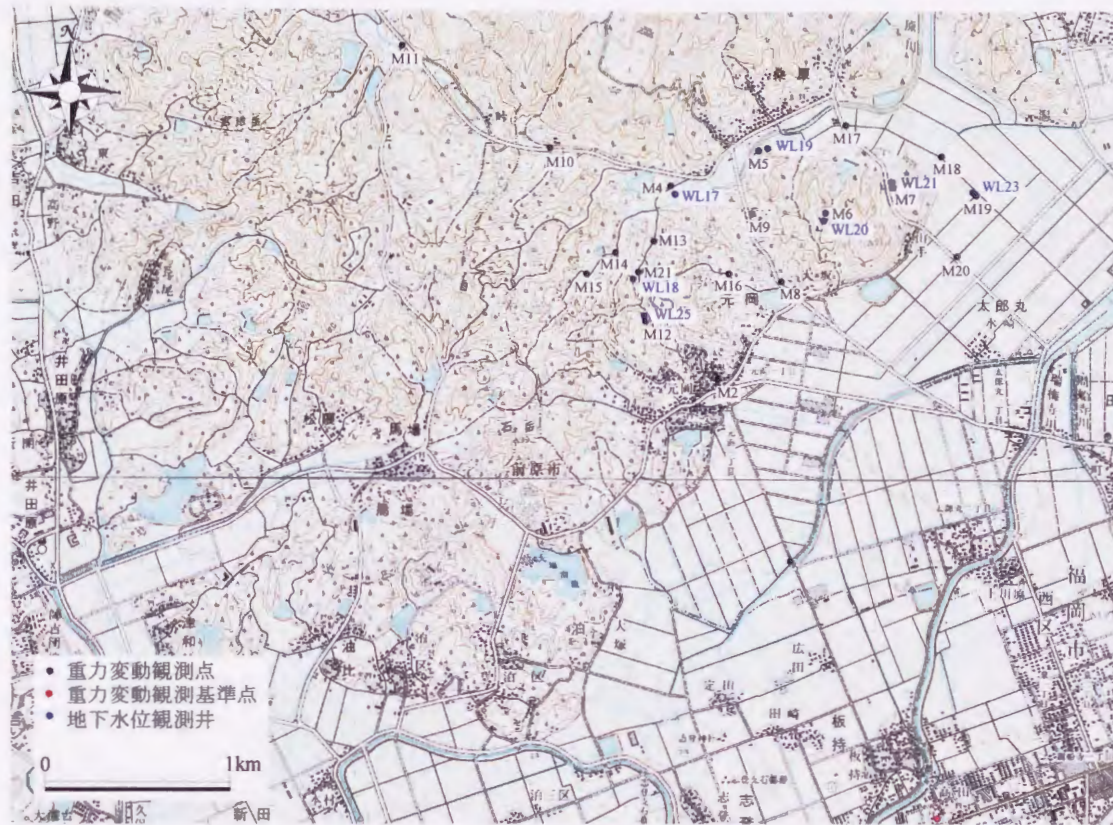


図5-3 元岡地域重力変動観測点配置図

5.4 観測結果

図5-4～5-6に本地域の重力経時変化を示す。1994年7月から1997年12月まで約3年間の間に本地域で観測された重力変動は、最大で約 $80\mu\text{gal}$ であり、比較的標高の高い丘陵地にある観測点では変動量が大きく、平地部ではあまり変動が見られない。

重力経時変化のパターンに注目すると、次の3つのタイプに分類され(図5-7)、それぞれ次の地域に分布している。

- A 東部の丘陵地 (観測点 M6, M7)
- B 西部の丘陵地 (観測点 M10, M11, M12, M13, M14, M15, M16, M21, M9)
- C 平野部 (観測点 M17, M18, M19, M20)

まず、A,Bのグループに属する丘陵地については、観測開始当初全体的に変動幅が大きい、1996年以降変動幅が小さくなる傾向が見られる。春の終わりに重力値が最低になり、秋に最大となる季節変化を示しているという点で両地

変化が見られるという点でAのグループと異なっている。

一方、Cのグループに属する平野部については、これまで述べてきた丘陵地に比べて重力変動幅は小さい。また、東部の平野については、1995年以降増加する経年変化が見られる。



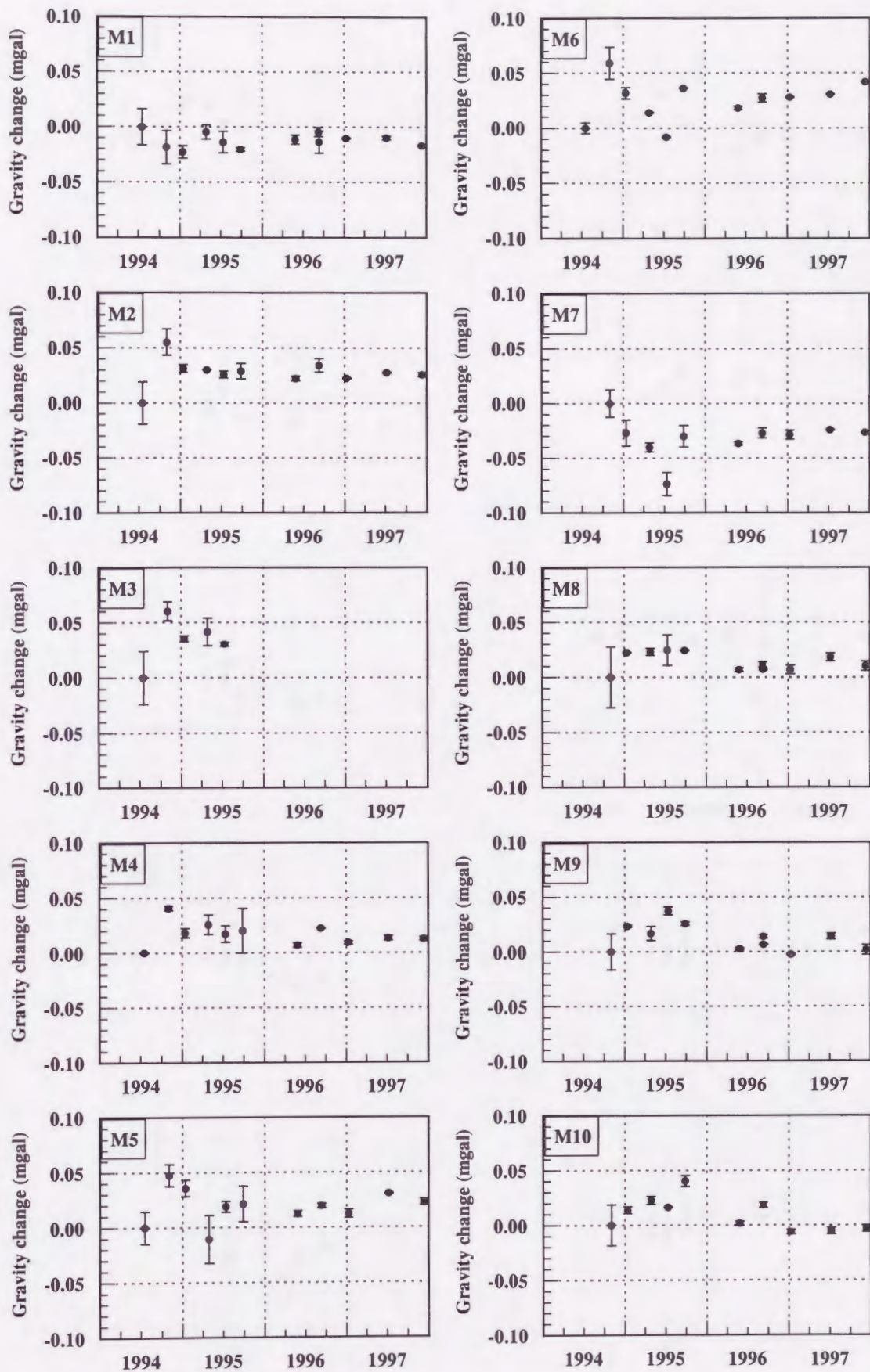


図 5-4 重力経時変化図 (M1-M10)

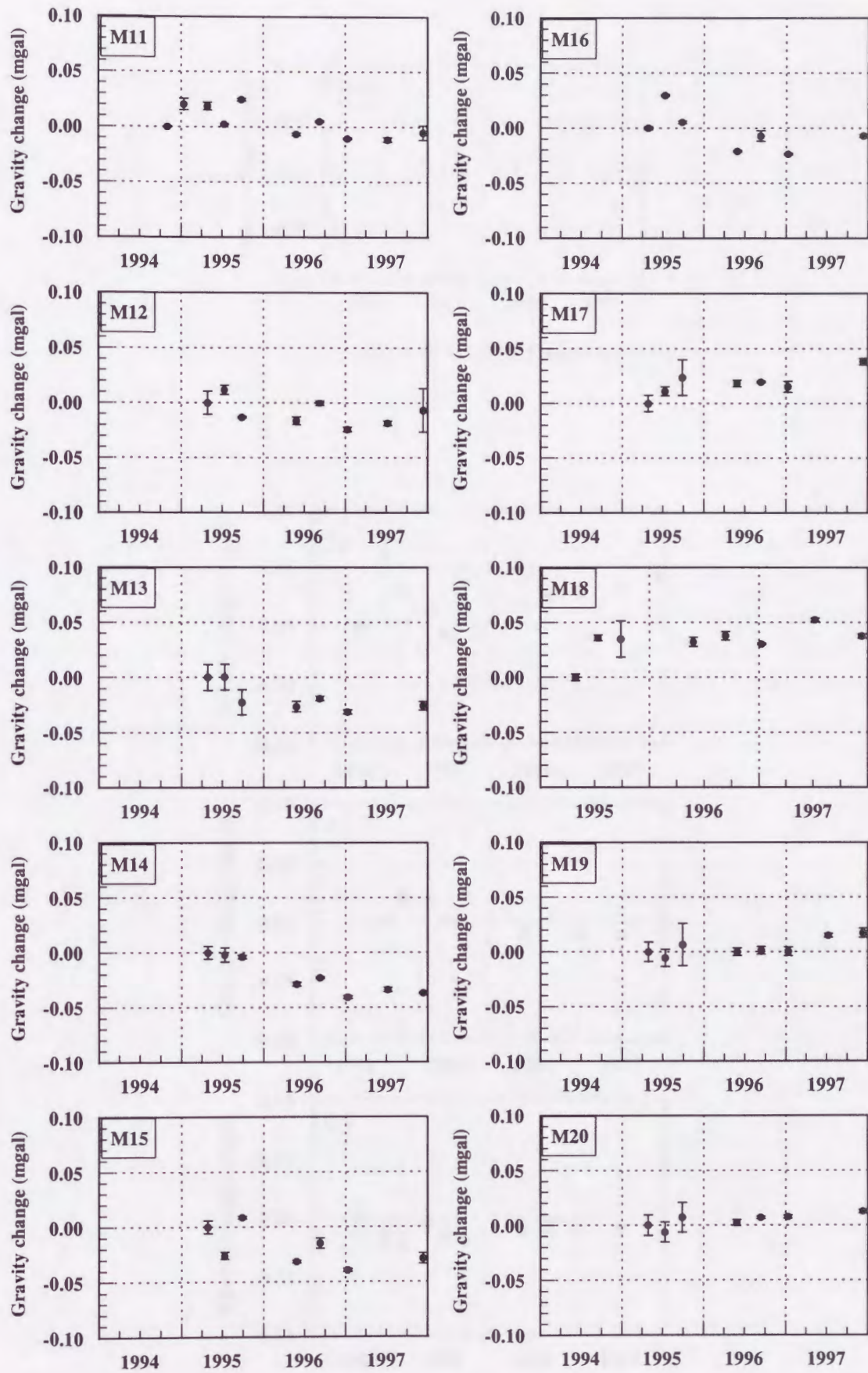


図 5-5 重力経時変化図(M11-M20)

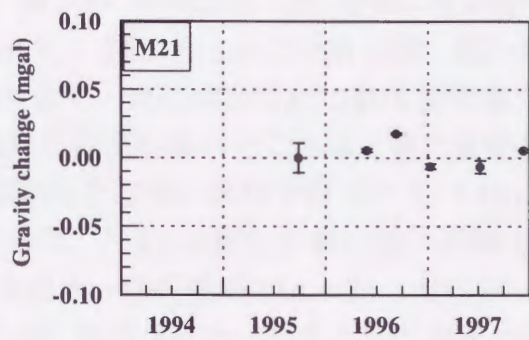


図 5-6 重力経時変化図(M21)

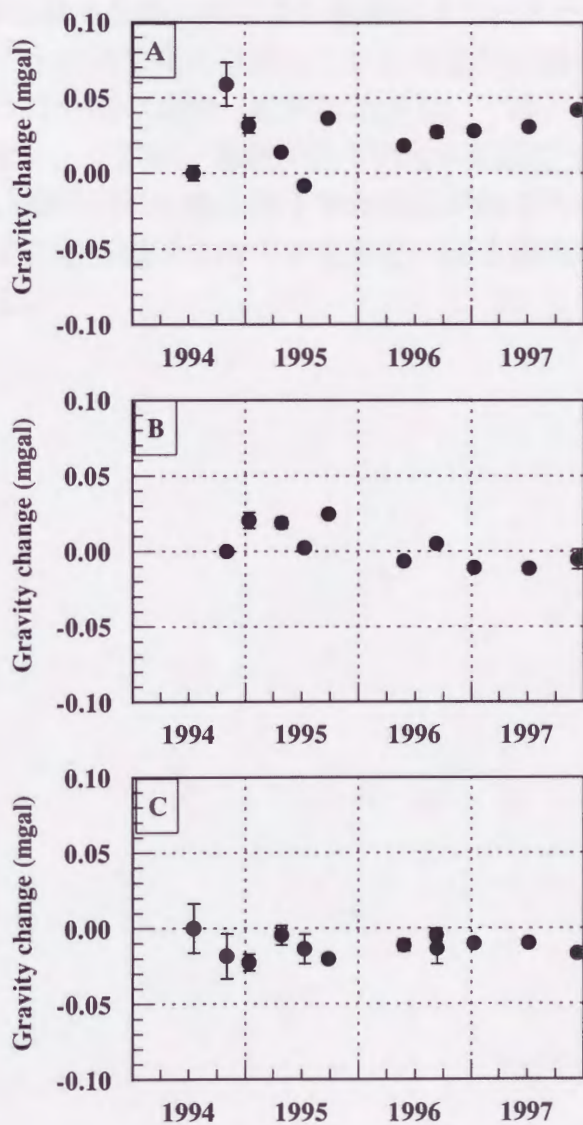


図 5-7 重力経時変化パターン分類図

次に、重力変動量の空間分布についてみる。図 5-8, 5-9 に代表的な増加期 (1996 年 5 月～1996 年 9 月 図 5-8) および減少期 (1996 年 9 月～1997 年 1 月 図 5-9) の重力変動量分布を示す。図 5-8, 5-9 より増加期、減少期ともに、西部の丘陵地において変動量が大きく、東に向かうにつれて変動量が小さくなる傾向が見られる。また、観測点の標高が高いところほど重力変動量が大きくなる傾向が見られたため、重力変動量と標高の比較を行った(図 5-10)。その結果、図 5-10(a) のように、ほとんどの期間で両者の間に非常に高い相関 (相関係数 -0.76) が見られたが、観測開始当初の一部の期間では、図 5-10(b) のように相関が見られないもの (相関係数 -0.14) も存在した。このように標高と重力変動量の間にある高い相関は、すでに述べたように多くの地域 (滝上、小国、八丁原、山川) で見られる。山岳地域においてはより標高が高いところほど地下水位変化が大きい (従って重力変動が大きい) ことは一般に知られた事実であり、これは本地域のような丘陵地においても同様なことが生じていると考えられる。

このように標高と重力変動の間により相関が見られるということは、観測された重力変動が地下水位の変化を反映している可能性が高いと考えられる。ただし、上述したように一部の期間 (観測開始当初) では、標高と重力変動量の間に関係が見られない。これは、相関が見られない期間に 1 週間に合計 500mm の集中豪雨があり、局所的に急激な地下水位変化が起きたことが予想され、この急激な地下水位変化から通常の地下水位変化へ戻る過渡期にあったためではないかと考えられる。

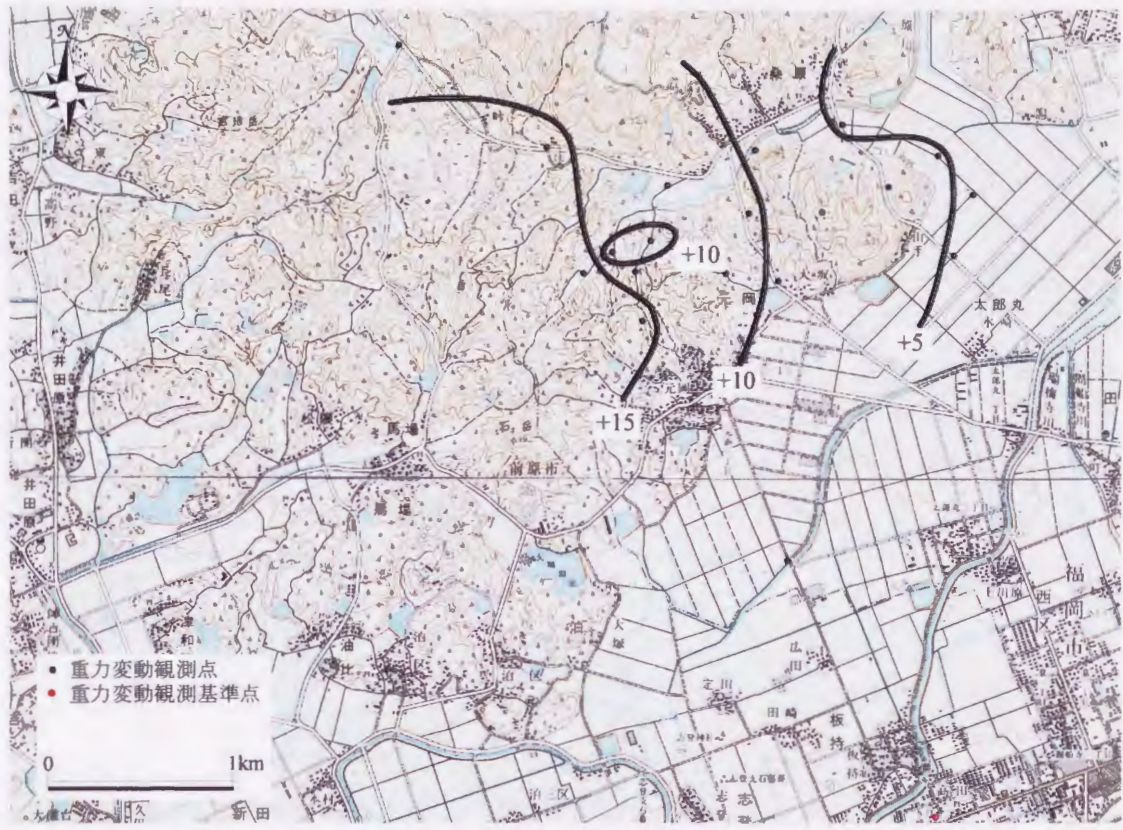
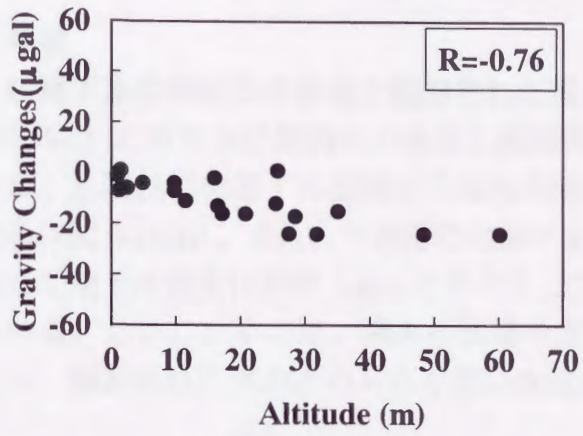


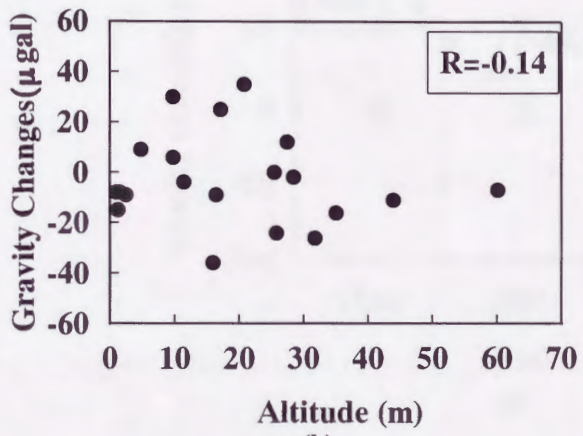
図 5-8 1996 年 5 月から 1996 年 9 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)



図 5-9 1996 年 9 月から 1997 年 1 月までの重力変動量の空間分布図 (単位は μgal)



(a)



(b)

図 5-10 標高と重力変動量の比較

5.5 考察

5.5.1 地下水位観測井の水位と観測された重力の比較

図 5-11 に地下水位観測井の水位と観測井近傍の重力変動観測点の重力値を示した。丘陵部に位置する観測井の水位と重力変動の間には概ねよい対応が見られる(図 5-11(a))。また、平野部に位置する観測井(図 5-11(b))では、全期間を通じて地下水位変化が数 10cm と小さく、これに対応して重力変動も小さくなっている。しかし、中には、降水の影響を直接受けて、短時間に大きく水位が変化し、観測された重力との対応が悪い水位観測井も存在した。

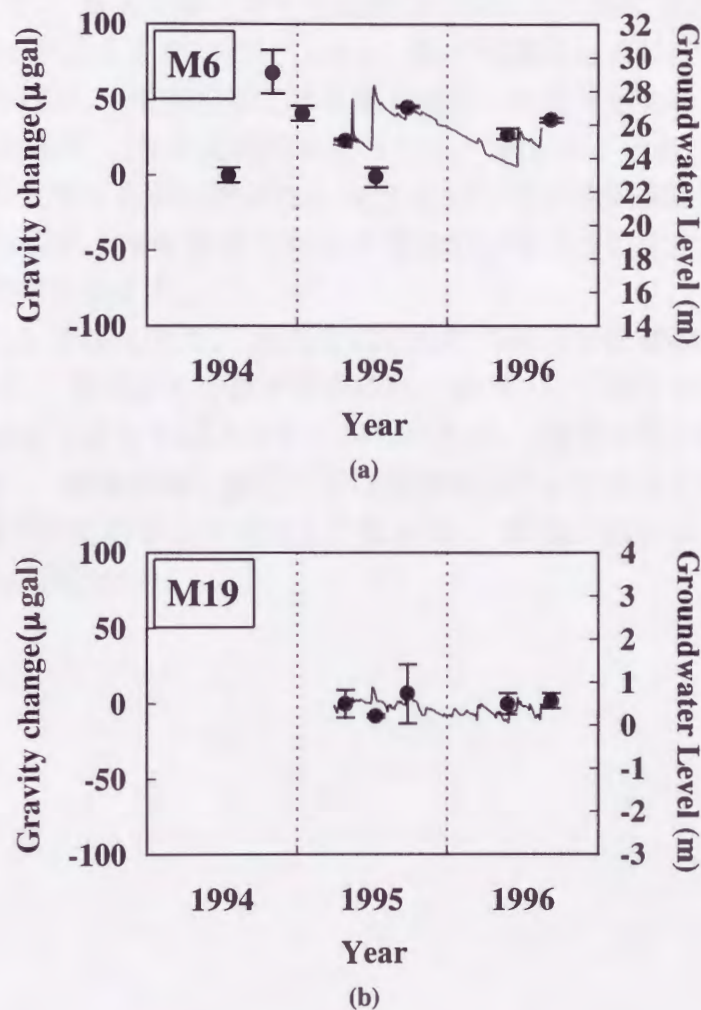


図 5-11 重力値と地下水位の比較

(a) 丘陵部に位置する観測点 (b) 平野部に位置する観測点

このように、本地域において観測された重力変動の原因として定性的には、地下水位変化によるものと考えられるが、次に量的な考察を行う。

地下水帯水層を半無限平板と仮定した場合、地下水位変化と重力変動の間には一般に次の関係が成り立つ。ただし、水の密度は 1.0g/cm^3 としている。

$$\begin{aligned}\Delta g &\leq 2\pi G\phi\Delta h_w \\ &= 0.419\phi\Delta h_w\end{aligned}$$

ここで g : 重力変動量(μgal)

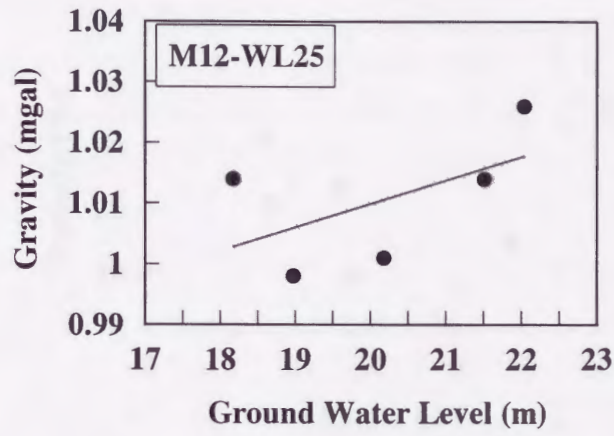
G : 万有引力定数

ϕ : 地下水帯水層の孔隙率(%)

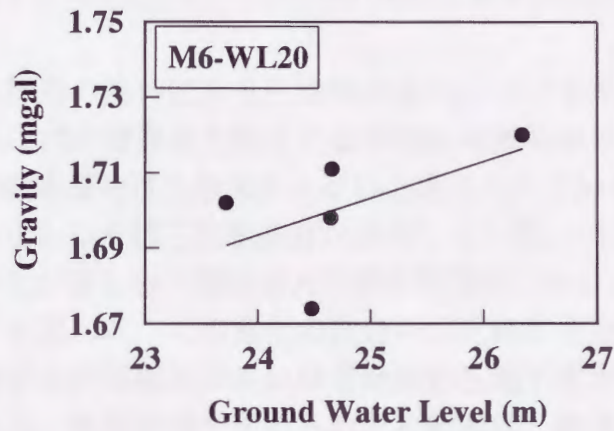
Δh_w : 地下水位変化(m)

上式において、重力変動と地下水位変化の関係を決定するために、測定回数の少ない M21 を除く 5 測定点について、重力観測日における地下水位変化と重力値の比較を行い、直線回帰により地下水位に対する重力の変動率を求めたものを図 5-12 に示す。なお直線回帰を行う際、明らかに両者の傾向が異なり、かつ測定誤差が大きなもの除いた。M21 については全期間に関する変動率が求まらなかったため、1996 年 5 月から 9 月までの地下水位変化量と重力変動量より重力の変動率を求めた。

以上のようにして得られた、各測定点における地下水位変化に対する重力の変動率を用いて、上式より孔隙率を求めた(表 5-1)。地下水位に対する重力の変動率は測定点によってばらつきがみられるが、標高が低い観測点では変動率が大きくなり、標高が高い測定点では変動率が小さくなるという傾向がみられる。故に重力の変動率より求めた孔隙率は、標高が高いほど小さくなるという結果になる(図 5-13)。



(a)



(b)

図 5-12 重力値と地下水位の比較.

表 5-1 地下水位変化に対する重力の変動率を用いて求めた孔隙率

測定点名	観測井名	標高 (m)	孔隙率 (%)
M 4	WL17	16.5	21
M 5	WL19	9.8	44.2
M 6	WL20	25.8	23.6
M 7	WL21	16	31.4
M12	WL25	27.5	9.1
M21	WL18	48.4	15.1

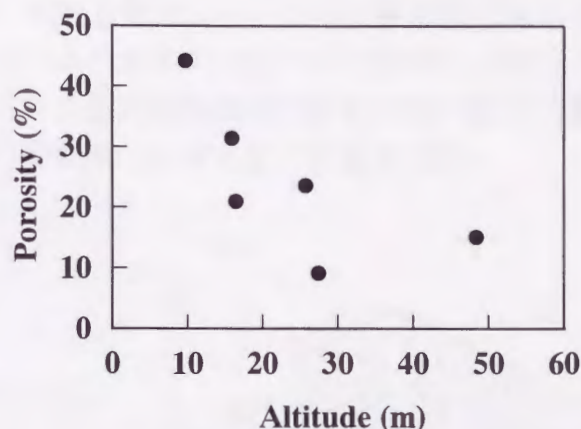


図 5-13 重力変動率から求めた帯水層の孔隙率と標高の比較

次にこのような標高の違いによる孔隙率の変化について考えてみる。本地域の地質は、低地部には沖積層を主体とする未固結堆積物が分布しており、一般にこのような未固結堆積物は孔隙率が大いと考えられている。また、丘陵地には糸島花崗閃緑岩もしくは三郡変成岩が分布している。しかし、表層部では風化が進み、マサ化が著しい（福岡市大学移転対策局, 1996）。風化の影響は浅いところほど強いと思われ、この風化の度合いが孔隙率を支配していると考えられる。一方、地下水位は標高が高いほど地表から地下水面までの深さは深くなる傾向がみられる。各測定点で求められた孔隙率は、地下水面付近のものであるから、標高の高い測定点ほど、より深部の孔隙率を示していると考えられる。

以上述べたように、標高の高い測定点ほど、より深部の孔隙率を示し、孔隙率が深度による風化の度合いの違いに支配されていることから、結果として各測定点での孔隙率が標高に依存している（標高がより低いところほど空隙率が大い）と思われる。

5.5.2 地下水位面変化から推定される本地域の重力変動

本地域では、連続観測用の坑井のほかに約 400 本の井戸で定期的に水位観測が行われており、詳細な地下水位面変化が明らかにされている（福岡市大学移転対策局, 1996, 福岡市大学移転対策局, 1997）。この地下水位データより作成した本地域の地下水位面変化を図 5-14 に示す。この図 5-14 の地下水位面の変化（1996 年 3 月～8 月）から予測される重力変動を三次元角柱モデル（Cordell, et al., 1968）を用いて算出し、1996 年 5 月～9 月において観測された重力変動との比較を行った。

計算においては、新キャンパス予定地の中央から東部にかけて横 2.25km、縦 1.5km の領域をとり、この領域を、横方向を 18 ブロック、縦方向を 10 ブロックにそれぞれ分割して計算を行った（図 5-15）。なお、三次元角柱モデルでは、地下水位面変化量のほかに帯水層の孔隙率が必要であるが、本地域の帯水層の詳細な孔隙率分布は知られていないので、(1)式から推定された平均的な

値の範囲から 10、20、30%と仮定した。この計算結果を図 5-16 に示す。計算結果は、地下水位面に見られた局所的な凹凸が全体的に平滑化されている。地下水位面変化から推定される重力変動量は孔隙率 30%の場合で最大 30~40 μ gal であり、観測された重力変動量とかなり近い結果を得た。

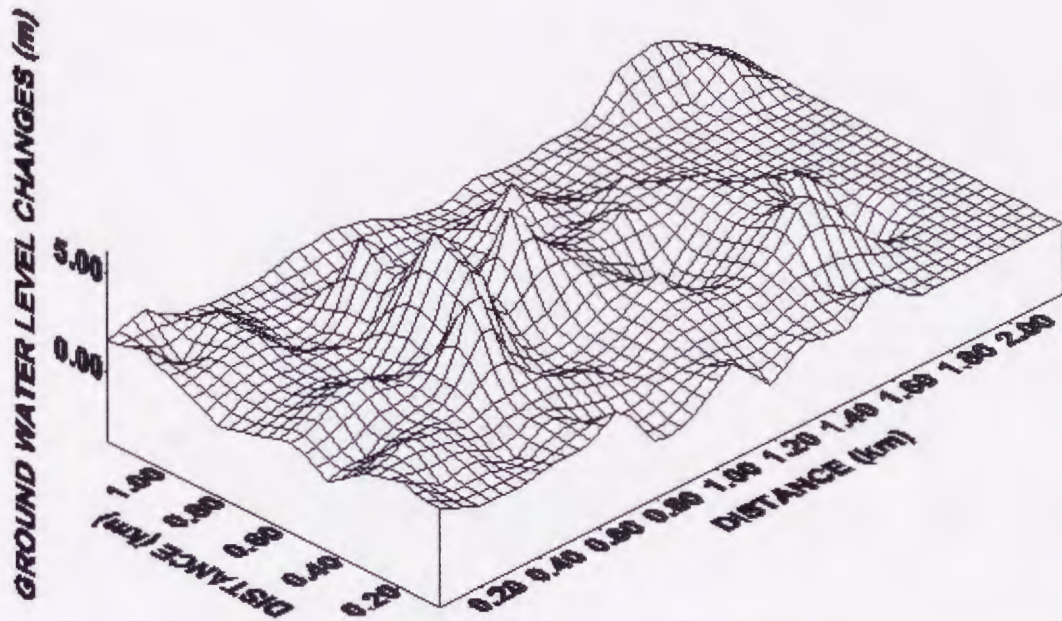
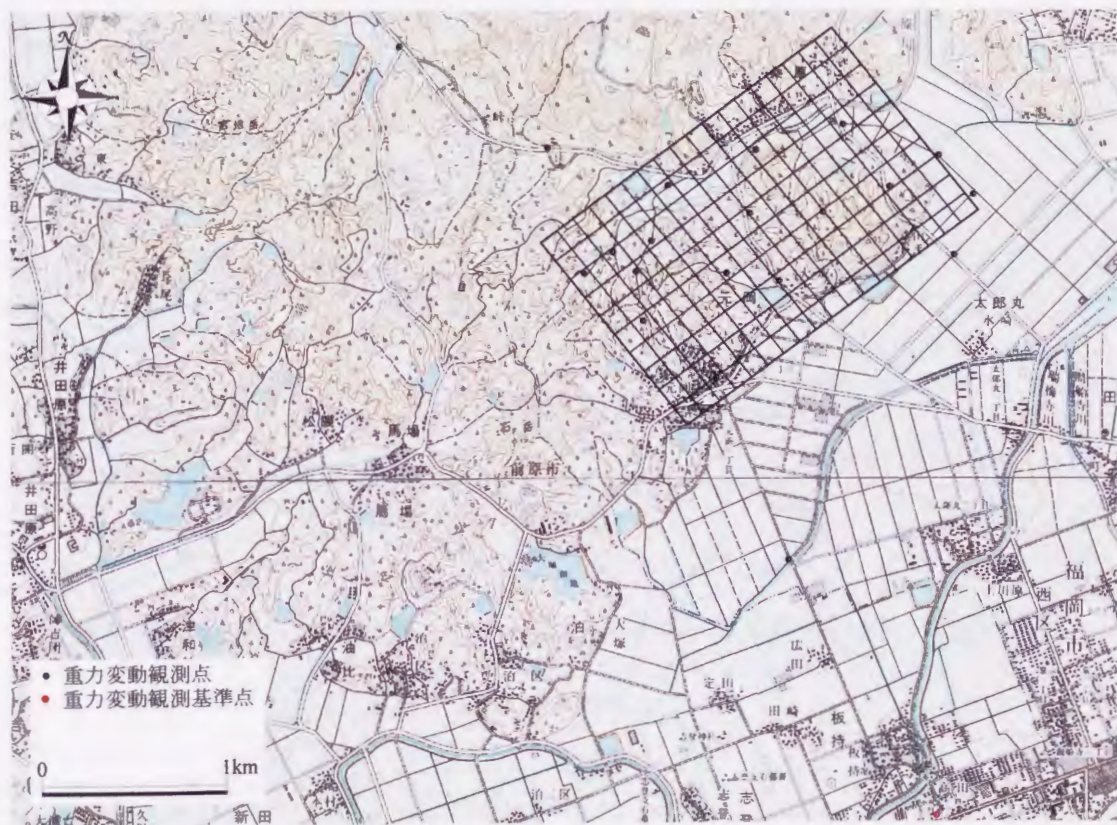


図 5-14 1996 年 3 月～1996 年 8 月までの地下水面の変化



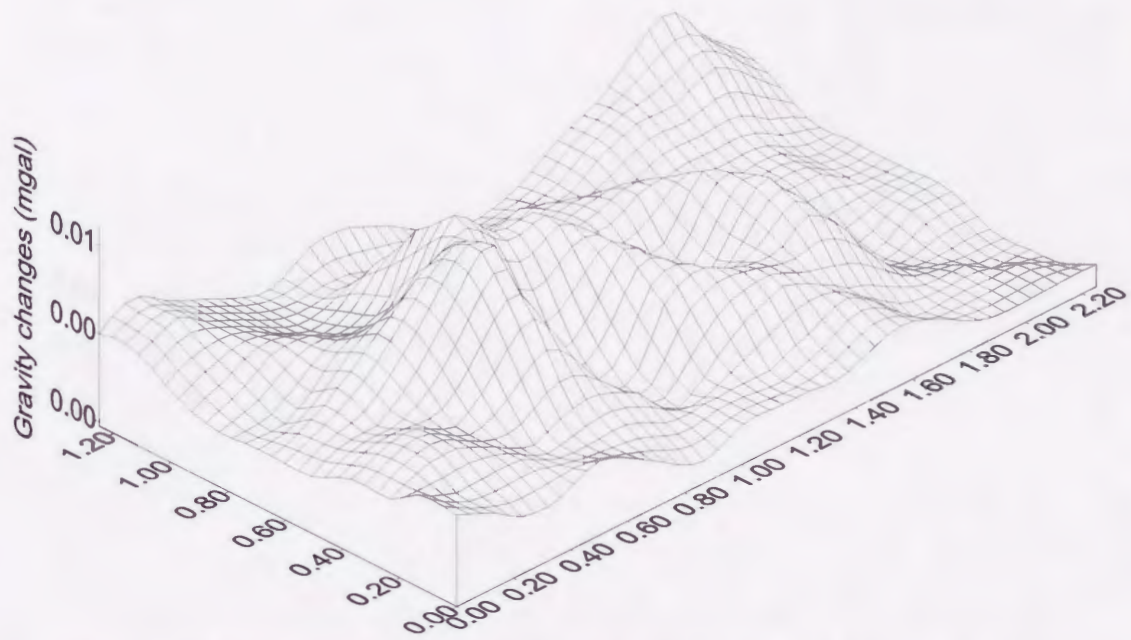


図 5-16 孔隙率を 10% と仮定したときの地下水位面変化量から推定される重力変動量

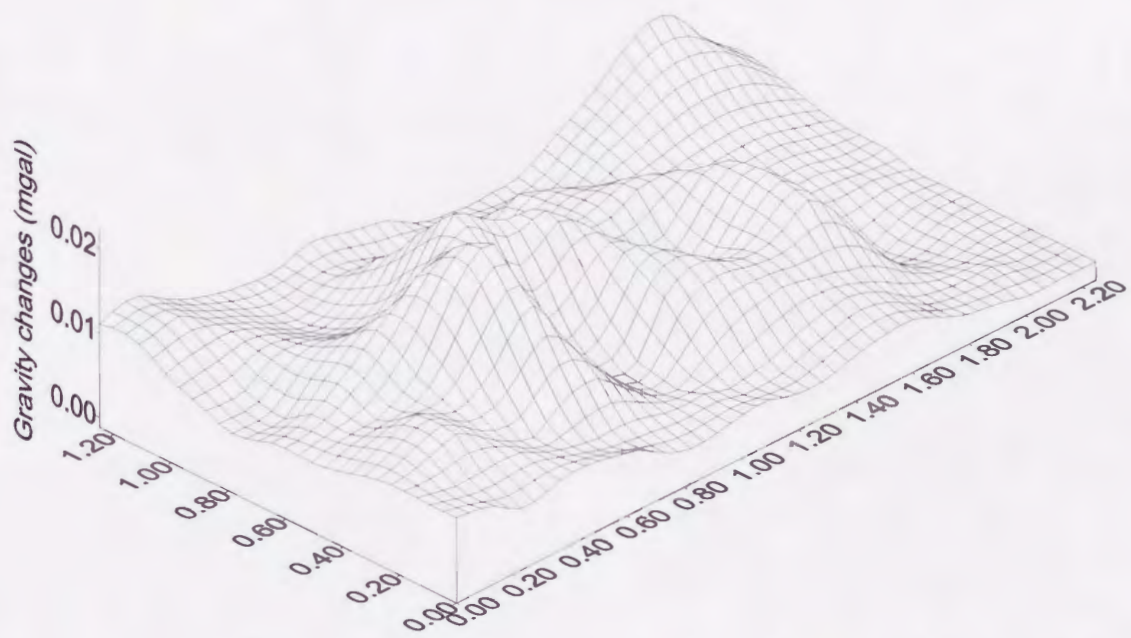


図 5-17 孔隙率を 20% と仮定したときの地下水位面変化量から推定される重力変動量

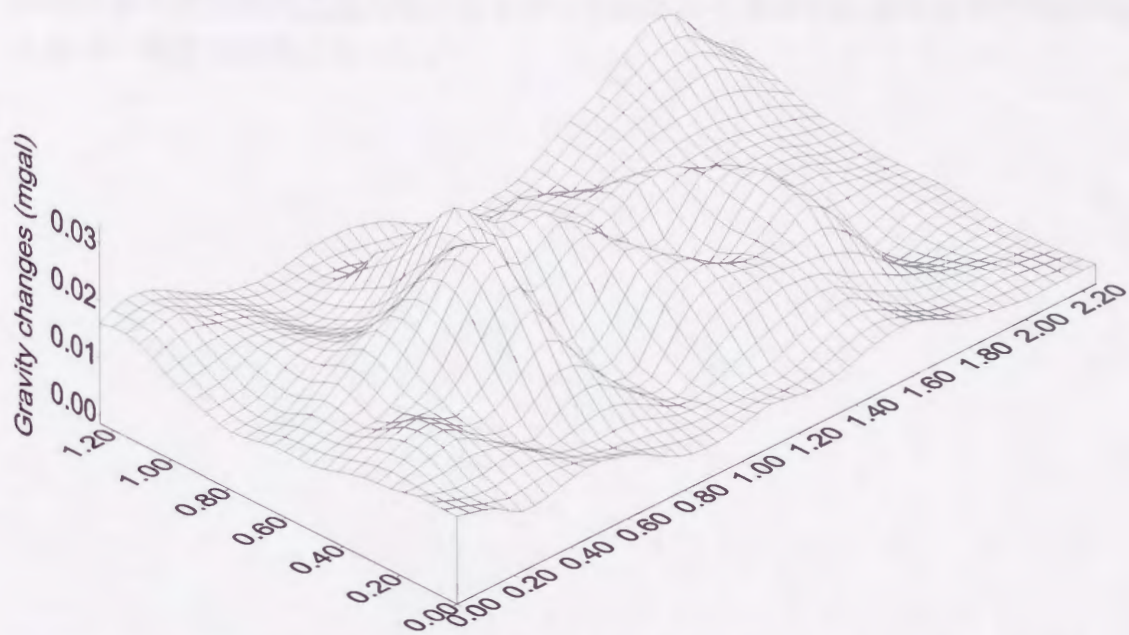


図 5-18 孔隙率を 30% と仮定したときの地下水位面変化量から推定される重力変動量

この計算結果と実測値を比較すると (図 5-19)、孔隙率を 20% と仮定した場合に最も実測値に近い値となった。この孔隙率 20% という値は、地下水位観測井水位と重力変動観測点重力値との 1 対 1 の対応から求めた孔隙率の平均値(24%) とほぼ一致する結果となった。



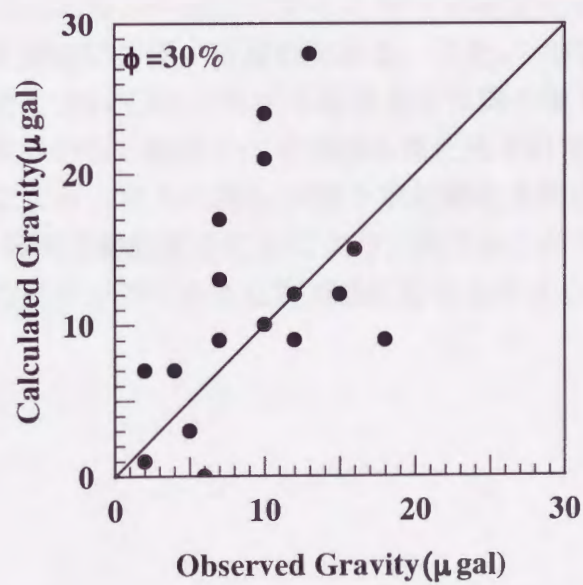
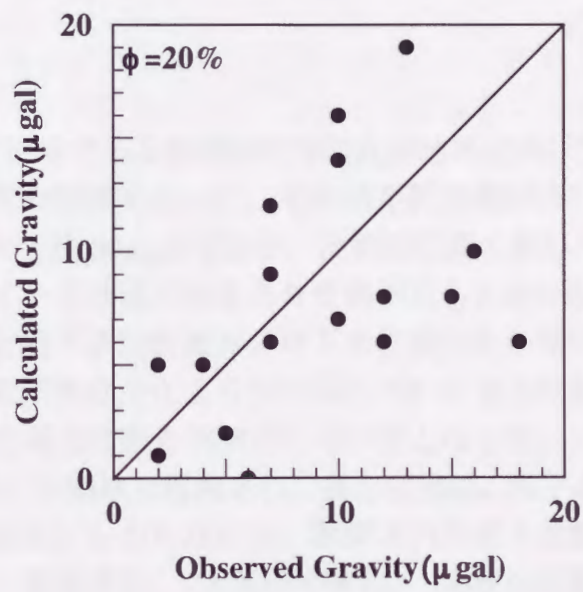
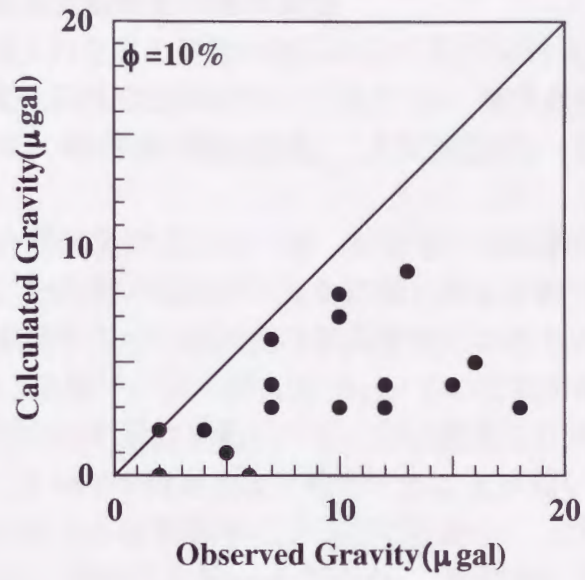


図 5-19 地下水位面の変化から推定される重力変動と実測重力変動量の比較

5.5.3 観測された重力変動のその他の原因

これまで、観測された重力変動の原因として地下水位変化を考えてきたが、ここでは地下水位変化以外の原因について考える。地下水位変化以外の原因として考えられるのは、観測点の標高変化、大気圧変化、地球潮汐、海洋潮汐などが考えられる。

まず、観測点の標高変化については、本地域では定期的な水準測量が行われていないため、どの程度の変動があるかは明らかにされていないが、もし仮に観測された重力変動がすべて観測点の標高変化によるものとし、重力鉛直勾配を 0.3086mgal/m と仮定すれば、最大約 26cm もの変動があったことになる。このことから、観測された重力変動のうち一部は標高変化の影響が含まれることも考えられるが、すべてを標高変化で説明することは難しいと考えられる。

次に、大気圧の変化と海洋潮汐についてであるが、どちらの場合も重力観測値に及ぼす影響は、最大でも数 μgal であり、観測された重力変動を説明することは難しい。

5.6 まとめ

九州大学移転予定地である福岡市西部の元岡地域において、1994年から約3年間にわたり重力変動観測を行った。その結果観測期間内に本地域で観測された重力変動は、最大で約 $80\mu\text{gal}$ であり、比較的標高の高い丘陵地にある観測点では変動量が大きく、平地部ではあまり変動が見られない傾向が見られた。観測された重力変動と地下水位観測井の地下水位変化との間には概ねよい対応が見られた。また、地下水位変化より引き起こされる重力変動は、帯水層の孔隙率を 20% と仮定した場合に最も実測値に近い値となった。

以上のことから、本地域で観測された重力変動は、地下水位変化をよく反映したものと結論される。しかしながら、観測された重力変動の中には、量的には小さいが観測点の標高変化、大気圧の変化、潮汐などのノイズとしての重力変動がまだ含まれており、今後より詳しく地下水位変化を捉えていくためには、これらの要因を厳密に評価する必要がある。また、地下水位面の変化より推定される重力変動については、モデル計算を行う際の地下水帯水層の孔隙率をどのように仮定するかなど解決すべき問題もまだ残されている。これらの問題を解決することにより、さらに詳しい地下水位変化を明らかにすることが可能になり、今後、観測を継続することにより、新キャンパス造成に伴う地下水位変化を適切にモニタリングすることが可能になると考えられる。

第6章 議論

6.1 概要

前章までは各地域における重力変動観測結果及び解析について述べた。その結果、各地域で観測された重力変動には、以下に挙げるような共通の特徴があることが明らかになった。

1. 有意な重力変動の存在

いずれの地域においても有意な重力変動が観測された。

2. 標高変化による重力変動

いずれの地域においても数 mm/year の標高変化が存在するが、観測された重力変動には大きな影響は与えない。

3. 浅層地下水位変化による重力変動

地熱発電所における地熱流体の生産・還元や火山の噴火など特別な事象がなくても重力変動が生じており、この主な原因として浅層地下水位の変化が推定される。

4. 地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出

地熱開発地域において、地熱流体の生産・還元開始前に浅層地下水位の変化と背景的な重力変動との関係を明らかにすることができれば、生産・還元の影響を定量的に評価できることが明らかにされた。

5. 各地域の重力経時変化の共通性

地熱開発地域では、地熱流体の生産・還元に伴い生産地域においては一時的に重力が増加した後減少するパターン、還元地域においては、重力が増加した後ほぼ一定になるという結果が得られた。また、火山の噴火においても地熱流体生産地域と同様な変動パターンを得た。

6. 各地域の重力変動量の空間分布の共通性

重力変動の空間的なパターン変化から、地下の流体流動が断層などの地下構造に規制されていることが明らかになった。

7. 重力変動から推定される地下流体質量変動

生産・還元の影響をもっとも強く反映すると考えられる生産ゾーン及び還元ゾーンに限って重力変動量から見た質量変化の試算を行うと、貯留層外から不足分の質量が補われていることが明らかになった。

以下ではそれぞれの項目について詳述する。

6.2 有意な重力変動の存在

まず、各地域の観測精度について考える。本研究で用いているCG-3およびCG-3M型自動重力計から出力される読みとり重力値は、120回サンプリングの平均値であり、原則として単観測の誤差が $10\mu\text{gal}$ を越えるものについては再測定を行った。また、測定の際に各観測点において往路、復路計2回の測定を行う往復測定法を用いたことによって測定の精度はかなり高いものになっていると考えられる。

この出力値に対して各種補正を行ったものをそれぞれ往路、復路の代表値とし、重力最確値は2回の測定の平均値とした。往復時間長くても数時間であるため、この間に重力が大きく変化することは考えにくい。よって、往路、復路の重力差は観測誤差によるものといえる。つまり各観測点での重力観測値を、

$$(\text{往路} \cdot \text{復路の平均値}) \pm (\text{往復差}) / 2$$

と仮定して観測精度の検討を行った。観測値と最確値の誤差 ρ_i は(往復差/2)であるから観測値の分散 σ^2 を

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \rho_i^2$$

から計算し、t分布区間推定を行い、95%信頼区間を求め、最小有意差を算出した。

表6-1に各地域における最小有意差、往復差の最大値、最小値および最大重力変動量を示す。表1より、各地域において最小有意差は $0.009 \sim 0.020\text{mgal}$ であり、この最小有意差を越えるものについてを各地域での重力変動とした。この最小有意差に対して最大重力変動量は、 $0.041 \sim 0.273\text{mgal}$ と最小有意差を各地域ともかなり大きく上回っており、すべての地域において有意な重力変動が観測されていることがわかる。

また、表6-1中の往復差の最大値についてみると、地域によっては、 0.1mgal を超える大きな往復差が存在している。これは、発電所のタービンのそばなど振動の多い場所に観測点がある場合大きな往復差が出ることが多い。これは、最初に観測点を設置する際に振動の多い場所を避けるように設置することで往復差を小さくすることが可能である。しかし、往復差が大きいものの中には、重力計自体に原因(重力計のテアなど)があるものがある。このような場合はできるだけその観測点の再測定を行うことが望ましい。ただし、このような大きな往復差が出ることはまれであり、測定に工夫を凝らすことによりある程度までは避けることが可能である。以上のようなことに注意すれば、もう少し観測精度が向上すると考えられる。

表 6-1 各観測地域の観測精度および最大重力変動量

	小国	滝上	八丁原	山川	元岡	硫黄山
最小有意差	0.015	0.018	0.020	0.009	0.014	0.014
最大値	0.057	0.198	0.221	0.034	0.055	0.089
最小値	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
最大重力変動量	0.163	0.149	0.273	0.041	0.074	0.108

単位は mgal

6.3 標高変化による重力変動

本研究で重力変動観測を行った 6 地域のうち、滝上、小国、八丁原、山川、硫黄山の各地域では、標高変化を捉えるため 1 年に 1 回（八丁原地域では年 2～3 回）水準測量または G P S 観測が行われている。観測された標高変化は、1 年に数 mm 程度であり、この変化による重力変動は重力の鉛直勾配を 0.3086mgal/m と仮定すると、3 μ gal 以内であり、1 年以内の重力変動を見る際にはほぼ無視することができる。しかし、10 年、20 年と観測を続けると標高変化も数 cm 変化することが考えられ、標高変化によって引き起こされる重力変動も数 10 μ gal になり、無視することができなくなる。このことから、最低 1 年に 1 回の水準測量または G P S 観測を行い標高変化を把握し、その影響を除く必要がある。

6.4 浅層地下水位変化による重力変動

本研究で重力変動観測を行った九州内 6 ヶ所のうち地熱発電所における地熱流体の生産・還元や火山の噴火など特別な事象がない地域は、大分県滝上地域の地熱発電所運転開始前を含めて 3 ヶ所ある。このような地域においても 20～150 μ gal もの重力変動が生じている。この主な原因としては、標高と重力変動量の高い相関や地下水位と重力の間の対応関係などから浅層地下水位の変化が推定される。このような地下流体の生産・還元が行われていない地域における背景的な重力変動は、3.2.5 において多変量回帰モデルの適用による統計的手法により、推定することが可能であることを示した。

多変量回帰モデルを適用する際に、地下水位の観測井と観測された重力で多変量回帰モデルを作成することが望ましいと考えられる。しかし、実際の観測地域では地下水位の観測井の本数は少なく、観測井の地下水位変化には、観測井近傍のきわめて局所的な水理構造にも支配されている可能性が考えられることから、数本の地下水位観測井から、その地域全体の地下水位変化を反映させることは難しく、観測井の地下水位変化から回帰モデルを作成することは非常に難しい。そこで、各地域の地下水位変化を支配し、位相差が存在するものの、その位相差分をずらすとよい相関が見られることが多い降水量を用いて多変量回帰モデルを作成することが現状では最良の方法であると考えられる。つまり、地熱流体の生産・還元開始前までの重力観測値を目的変数、降水量を説明変数として多変量回帰モデルを作成する。この結果 $\pm 10\mu$ gal 程度の精度で背景的な重力変動を推定することが可能となった。ただし、滝上地域の観測例では、標

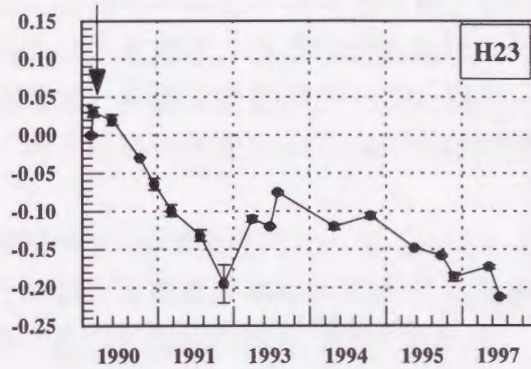
高が高い観測点において多変量回帰モデルの精度が悪くなる($\pm 25\mu\text{gal}$)傾向がある。この原因の一つとして降雪の影響が考えられる。現在説明変数として用いている降水量には降雪による影響が含まれていない。特に山岳地域においては、冬季の降雪量が多いため、この降雪の影響が大きくなることが考えられる。今後この降雪の影響を評価することによってさらに精度よく背景的な重力変動を推定することが可能になると考えられる。このことによって、地熱流体の生産・還元開始後の重力変動を精度よく抽出するためにも重要なことである。

6.5 地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出

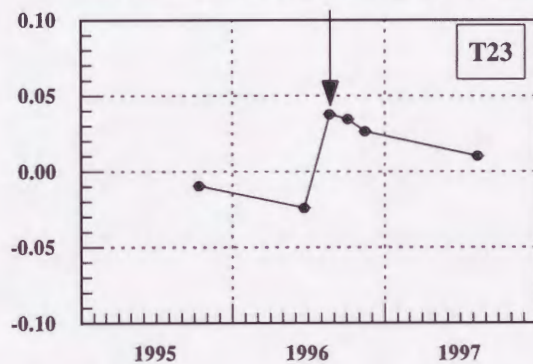
地熱流体の生産・還元に伴う重力変動は、各観測点の重力観測値と多変量回帰モデルによる推定重力値との残差を取ることによって抽出する。この残差は、多変量回帰モデルによって推定される重力変動が、浅層地下水位の変化によるものとすれば、地熱流体の生産・還元の影響を捉えている可能性が高いと考えられる。滝上地域の観測例では、観測地域東部の野稻断層周辺の生産地域において地熱流体の生産開始直後に重力の増加が見られた(図 6-1)。この現象は、八丁原 2 号機運転開始直後、1995 年九重硫黄山噴火直後に見られる。この原因としては流体生産開始に伴い貯留層内に急激な質量減少及び圧力減少が生じ、そこへ周囲からの地下流体の涵養が急激になされ一時的に重力が増加した可能性が考えられるが、そのメカニズムについては現段階では明らかにすることができない。

次に還元地域についてであるが、還元地域において明確な重力変動が現れるのは還元開始直後であり、その後あまり変化は見られない。また、観測される重力変動量も生産地域に比べてかなり小さくなっている。この還元開始時の重力変動は、還元量の変化とよい対応が見られる。

八丁原2号機運転開始に伴う重力増加



滝上地熱発電所運転開始に伴う重力増加



九重硫黄山1995年噴火に伴う重力増加

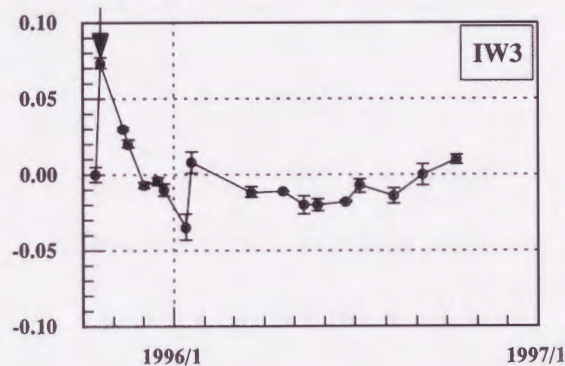


図 6-1 地熱発電所生産開始直後及び火山の噴火直後に見られる重力の一時的な増加

6.6 各地域の重力経時変化の共通性

各地域の重力経時変化を見ると、変化の仕方に地域性があり、数パターンに分けることができる。地下流体の生産・還元が開始される前の経時変化のパターンとしては、あまり変動しないもの、季節変化を示すもの、季節変化を示さないものなどが挙げられる(図 6-2)。あまり変動しないものについては観測地域内で標高が低い観測点や川沿いにある観測点に見られることが多い。また、季節変動を示さないものについては、複数の断層が交わっているような場所もしくは、複数の断層に囲まれることによって作られる陥没構造があるような場所に分布することが多い。

次に、地下流体の生産・還元が開始された後の経時変化のパターンとしては、

地熱流体の生産・還元に伴い一時的に重力が増加した後減少するもの、重力が増加した後ほぼ一定になるものなどが挙げられる。これらのパターンの空間的な分布としては、前者は生産地域、後者は還元地域に見られる。また、火山の噴火においても生産地域と同様な変動パターンを得た。これは、火山の噴火が地下への還元がない地下流体の生産という点では地熱発電所と同じであるためと考えられる。

ところで、観測期間が3~5年程度になってくると、右下がりに減少する長期傾向が見られる。この傾きは標高が高いところほど大きくなる(図 6-3)。この原因としては、年降水量の長期的な変化が考えられる。

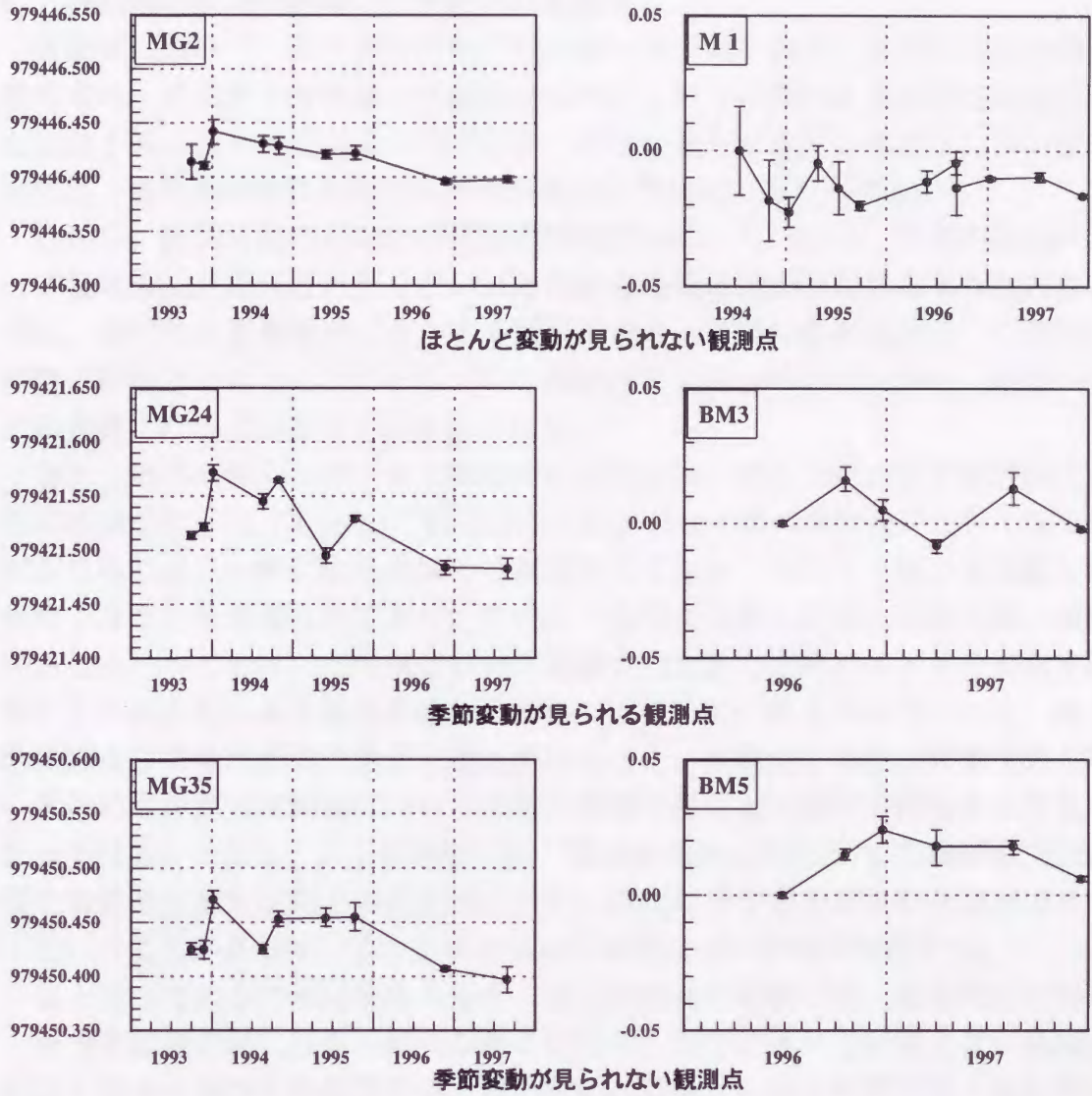


図 6-2 重力経時変化のパターン分類

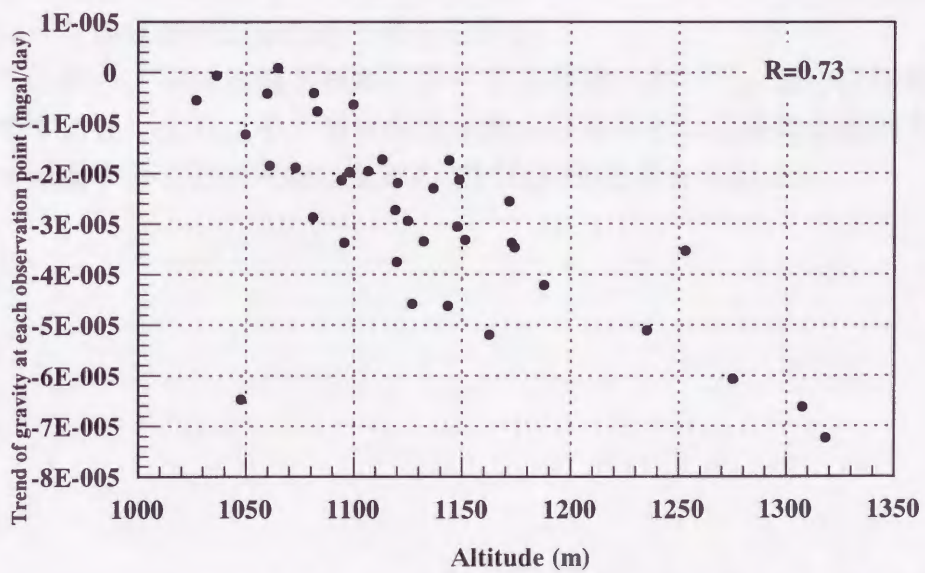


図 6-3 八丁原地域各観測点の重力経時変化の右下がりの傾きと標高の比較

6.7 各地域の重力変動量の空間分布の共通性

各地域において、重力経時変化の増加期・減少期それぞれについて重力変動量を求め、その重力変動量の空間的な分布についてみると、全般的に各地域ともに地下構造を反映するようなコンター形状が見られる。このようなコンター形状は、各観測地域に存在する断層の走向と調和的である（図 6-4）。

しかし、観測地域内において複数の断層が交わっていたり、複数の断層によって盆状構造が形成されたりといった複雑な地質構造が存在するようなところでは、必ずしも観測地域に存在する断層の走向との調和を示さない。これは、複数の断層が交わることでそれぞれの断層内の流体の流れが干渉し、流体の動きが複雑になっていることが考えられる。

また、地熱流体の生産・還元開始前の期間では、標高と重力変動量の間には高い相関が見られ（図 6-5）、標高が高いところほど重力変動量が大きくなる傾向が見られる。一般に山岳地域では標高が高くなるにつれて、地下水位変化が大きくなることが知られており、このような重力変動と標高との間に高い相関があるということは、各地域において観測された重力変動が地下水位変化を反映したものとしてよく捉えられているのではないかと考えられる。一方、滝上地域のように地熱流体の生産・還元が始まると、浅層地下水位の影響を取り除いた後の残差重力変動量については重力変動と標高との間の相関はあまり見られなくなる。ただし、八丁原地域では、観測を開始したのが 2 号機運転開始直後で背景的な重力変動と地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の分離ができないということがあるが、重力変動と標高との間に強い相関が存在する。

以上述べたように地熱流体の生産・還元開始前の期間では、全般的には標高と重力変動量の間には高い相関が見られるが、例年に比べて年降水量が極端に少なくなる年及びその翌年では、重力変動と標高との間の相関が低くなる傾向が見られる。これは、極端に年降水量が少なくなることにより、地下水位が大きく低下し、その後の降水により地下水位が回復する際に、透水性が高いところでは地下水位の回復が早く、透水性が低いところでは地下水位の回復が遅くなるといった地域差が出るためと考えられる。

このことから、年降水量が極端に変化する時期において、重力変動観測の頻度を増やすことにより、その地域の透水性の分布あるいは流体の流動方向などについて把握することが可能になるのではないかと考えられる。

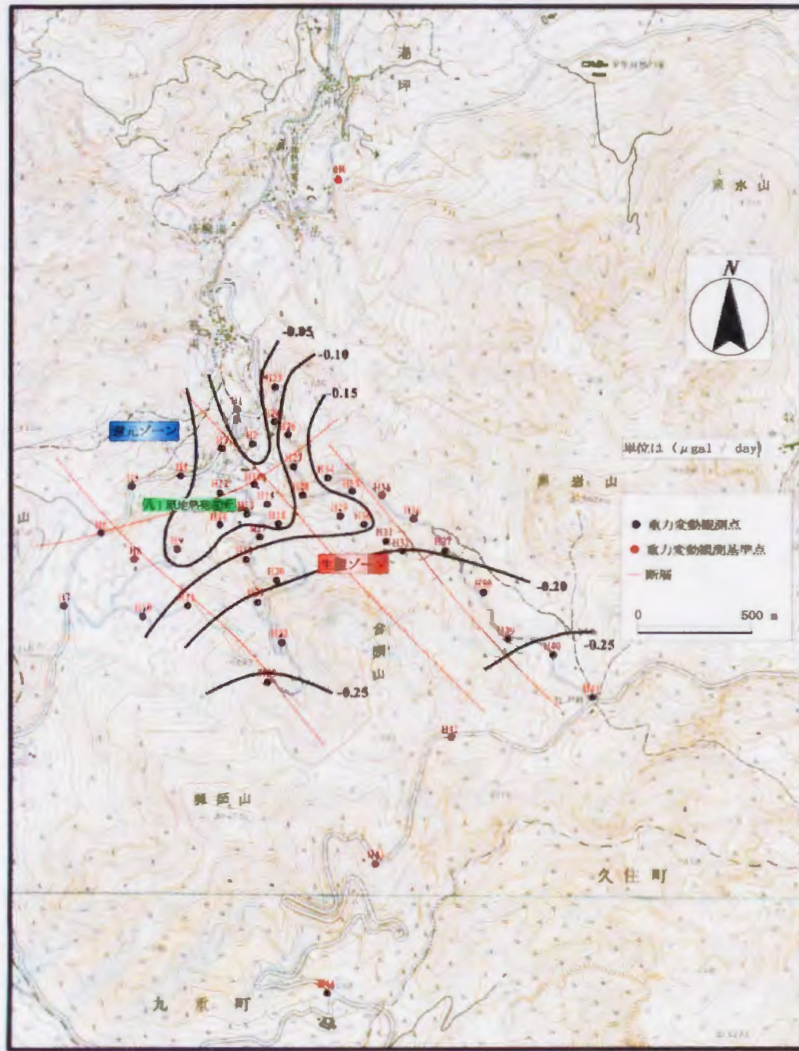
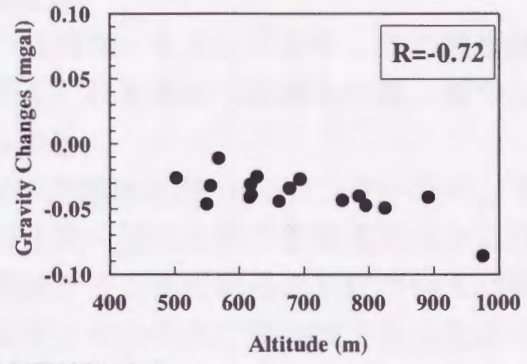
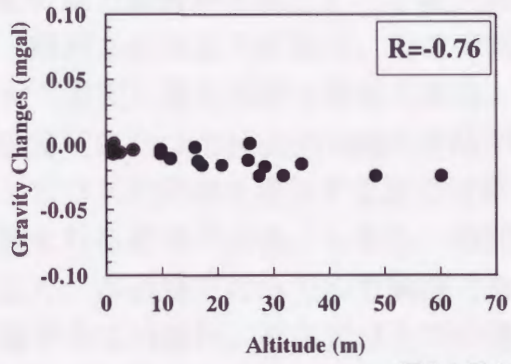
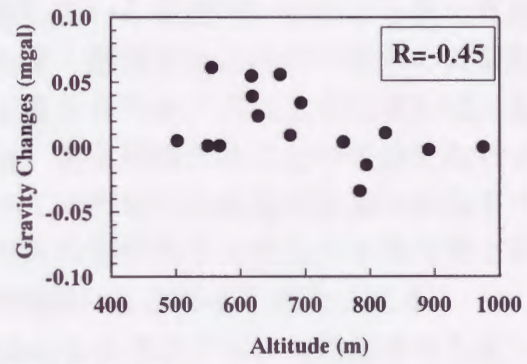
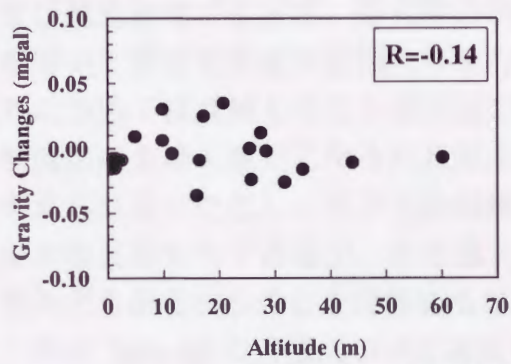


図 6-4 八丁原地域重力変動量の空間分布図



標高と重力変動量の相関が高いもの



標高と重力変動量の相関が低いもの

図 6-5 標高と重力変動量の関係

6.8 重力変動から推定される地下流体質量変動

観測された重力変動は、正味の質量減少（増加）を示しており、この質量減少（増加）量も重要な情報である。現在考えられる量的な見積もりは、ガウスの定理または Talwani(1960)の方法が考えられる。

ガウスの定理を適用する際には重力変動の空間分布が 0 のコンターラインで囲まれる必要がある。しかし、地熱流体の生産・還元に伴う影響範囲はかなり広く、本研究で行っている観測でも影響範囲がどこまであるのかについては把握できていない。そこでひとつの方法として、大分県八丁原地域で行ったように、主に生産・還元に関与していると考えられる地域内（たとえば、生産地域及び還元地域で生産井、還元井の坑底が達している範囲内）における重力変動を用いて質量変動量の見積もりを行い、生産・還元地域とその外側との質量収支については見積もることが可能であると考えられる。このようにすれば、地熱流体の生産・還元に伴う質量減少（増加）量を見積もることが可能になると考えられる。ただし、ガウスの定理によって求められた質量変動量はかなり大まかな見積もりであるが、生産量と周囲からの地熱流体の涵養が平衡状態にあるかどうかということを見極めるひとつの指標になり得ると考えられる。

次に Talwani の方法について考える。Talwani の方法では、地熱流体を生産した場合、周囲からの涵養がまったくない状態でどのくらいの質量減少が生じるかという質量減少の最大値を見積もることに使うことが考えられる。しかし、実際には地熱流体の生産を行うと周囲から涵養があり、地表において観測される重力変動は、この生産と涵養の差にあたる質量変動を観測しているため、Talwani の方法はあまり現実的な見積もりには使用できない。

このように現段階では、観測された重力変動量から質量変化量を正確に見積もることはできないが、今後重力変動観測を地熱貯留層シミュレーションと組み合わせることによって正確な質量変化量の見積もりが可能になると考えられる。また、地熱貯留層シミュレーションのモデルの検討に重力変動観測がうまく利用できれば、さらに有効な手法になると考えられる。

6.9 まとめ

重力変動観測から得られる情報は、重力の経時変化からは地下流体の生産・還元と周囲からの涵養との間で、どちらが多いのかということを知ることができる。すなわち、生産地域において、地下流体の生産量が多すぎる場合には、重力は減少傾向を示し、生産量と周囲からの涵養とが釣りあっている場合には重力の変動はほとんど生じない。この過程を監視していくことにより、地下流体の状態と地表において監視することが可能になると考えられる。また、観測対象地域の地下流体の流路（断層構造）を重力変動量の空間分布から得ることができる。これは、地下流体の涵養がどこからきているかを把握するための重要な情報をもたらすのではないかと考えられる。

このほかに、観測された重力変動は、正味の質量減少（増加）を示しており、この質量減少（増加）量も重要な情報である。現在考えられる量的な見積もりは、ガウスの定理が考えられる。主に生産・還元に関与していると考えられる地域内（たとえば、生産地域及び還元地域で生産井、還元井の坑底が達している範囲内）における重力変動を用いて質量変動量の見積もりを行い、生産・還元地域とその外側との質量収支については見積もることが可能であると考えられる。このようにすれば、地熱流体の生産・還元に伴う質量減少（増加）量を見積もることが可能になると考えられる。ただし、ガウスの定理によって求められた質量変動量はかなり大まかな見積もりであるが、生産量と周囲からの地熱流体の涵養が平衡状態にあるかどうかということを見極めるひとつの指標になり得ると考えられる。

第7章 新規に重力変動観測を行う際の観測手法の提案

7.1 概要

この章では、前章まで述べたことを踏まえて今後新規に地下流体のモニタリングを目的として重力変動観測を行う際の観測手法の提案を行う。ここではまず、地熱開発地域を例にとりて観測手法についての提案を行う。まず重力変動観測の流れを以下に示す。

1. 背景的な重力変動の把握

観測点の設置

観測法の決定

標高変化、気圧、地下水位、降水量の観測

重力基準点の選定

2. 多変量回帰モデルによる背景的な重力変動の推定

3. 地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出

4. 観測された重力変動からの質量変動の量的な見積もり

つぎに各項目について詳述する。

7.2 背景的な重力の把握

背景的な重力変動は、主にその地域の浅層地下水位の変化によって生じる。またこの他に、観測点の標高変化、気圧の変化などが背景的な重力変動の原因となる。この背景的な重力変動を把握するためには、少なくとも地熱発電所運転開始の2~3年前に観測を開始すべきである。また、その際に観測点の標高変化、気圧変化、地下水位変化も合わせて観測すべきである。観測した標高変化及び気圧変化についてはそれぞれ以下に示す式 (Torge, 1989) によって補正を行う。

$$V_h = 0.3086h$$

V_h : 標高変化によって引き起こされる重力変動量(mgal)

h : 標高変化量(m)

$$V_p = -0.43\Delta P$$

V_p : 気圧変化によって引き起こされる重力変動量(μ gal)

ΔP : 気圧変化量(hPa)

観測頻度は、季節変化を捉えることを考えると最低年に4回できれば1月に1回の測定が理想である。

7.2.1 基準点の選定

重力の基準点は、できるだけ絶対重力計で定期的に計っている点とこまめに結んで、基準点の変動を監視する必要がある。ただし、絶対重力計で定期的に測っている点がない場合は、川岸（あまり水位が変化しないもの）のコンクリートや岩のようなしっかりした場所で、できるだけ水面に近いほうが理想的である。また、このような場所に複数の基準点を作り、それぞれの動きを監視することも必要である。そして、できるだけ変動の少ない点を基準点として使用する。

7.2.2 観測点の設置

重力の観測点は、コンクリートまたは重力計が載るくらいのしっかりとした岩の上に設置する。その際、重力計は毎回同じ向きになるようにマーキングを行い、重力計の器械高を計るための印（コンクリート釘またはスプレーによるマーキング）を打つ。また、車や発電機などの振動源がないところに設置する。

7.2.3 観測法の決定

観測はドリフト補正を正確に行うことができるように必ず往復測定で行う。また、CG-3型重力計の場合、ドリフトが大きく、運搬方法によってドリフトレートが変わるという性質があるため、観測を開始する前に2、3点計ってから観測を開始する。

7.3 多変量回帰モデルによる背景的な重力変動の推定

数年間背景的な重力変動を観測したら、第3章滝上地域で述べた方法でその地域の背景的な重力変動の推定を行う。この際、重力値と地下水位で回帰モデルを作成することが考えられるが、地下水位観測井の水位は局地的な水理構造を反映した場合が多く、観測井の本数も少ないことが多いので、重力と月降水量でモデルを作成するほうがよい結果が得られることが多い。ただし、この多変量回帰モデルは、降雪の影響が考慮されていない。特に日本の地熱開発地域は山間部に位置することが多く、降雪量の影響については今後解決しなければならない課題である。

7.4 地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出

地熱発電所運転開始後の重力値から多変量回帰モデルで推定した背景的な重力値を差し引くことにより、地熱流体の生産・還元に伴う重力変動の抽出する。抽出された重力変動は経時変化と重力変動量の空間分布の2つの観点から監視する。

経時変化については、生産地域と還元地域に分けて述べる。図7-1に生産地域において予想される重力変動を示す。

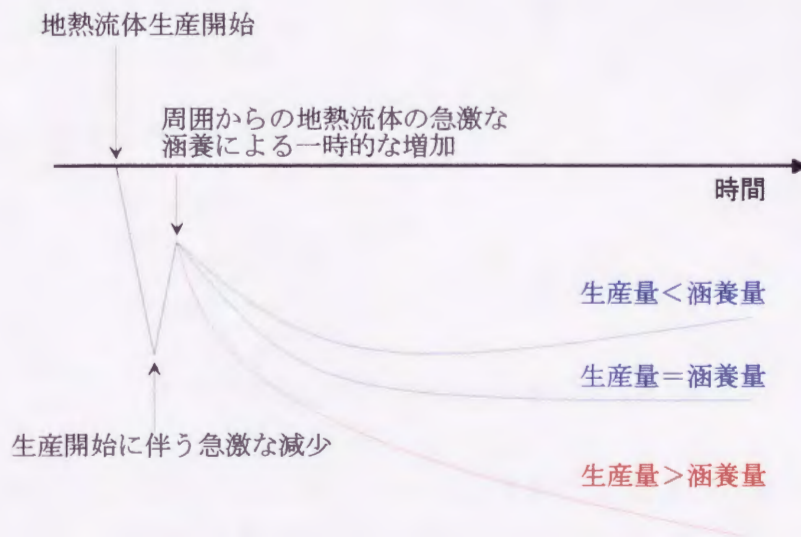


図7-1 地熱流体生産開始後に予想される重力変動

図7-1においてまず、地熱流体の生産に伴って急激な質量減少及び圧力減少が生じるため急激な重力減少が生じるが、貯留層内の圧力が急激に減少するため周囲から地熱流体の急激な涵養が生じ、重力の一時的な増加が生じる。その後再び重力は減少するが、そのまま減少し続けるようであれば地熱流体の生産に対して涵養が追いついていないことになり、地熱流体の生産量を減らす必要が生じると考えられる。

また、ある時点から重力がほぼ一定になるか増加する場合は、地熱流体の生産に対して十分な涵養があることを示していると考えられる。この際には、地熱流体の生産量は適正であると考えられる。

つぎに、図 7-2 に還元地域で予想される重力変動について示す。

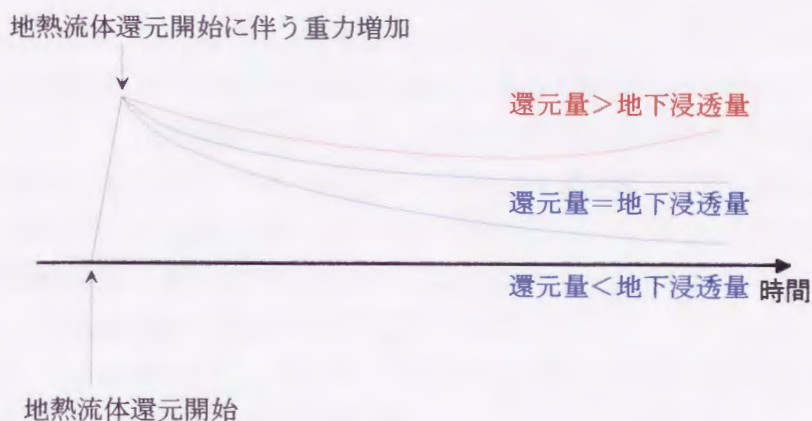


図 7-2 地熱流体還元開始後に予想される重力変動

還元地域では、地熱流体の還元開始により地下に質量増加が生じるため重力増加が生じる。その後重力が緩やかに減少またはほぼ一定になると還元熱水は地下に十分浸透して地熱流体の還元が適正に行われていると考えられる。一方、ある時点から重力が増加し出すと、還元熱水が十分に地下に浸透せず、還元量を減らす必要があることが考えられる。

このように重力の経時変化を監視していくことによって地熱流体の生産が適正であるかどうかをモニターすることが可能になる。

重力変動量の空間分布については、断層構造を反映した形状になることが多く、地熱流体の流路を示すと考えられる。この重力変動を監視していくことによって地熱流体の涵養がどこからやってくるのかということも、把握することが可能になるのではないかと考えられる。

7.5 観測された重力変動からの質量変動の量的な見積もり

観測された重力変動は、正味の質量減少（増加）を示しており、この質量減少（増加）量も重要な情報である。現在考えられる量的な見積もりは、ガウスの定理または Talwani(1960)の方法が考えられる。

ガウスの定理を適用する際には重力変動の空間分布が 0 のコンターラインで囲まれる必要がある。しかし、地熱流体の生産・還元に伴う影響範囲はかなり広く、本研究で行っている観測でも影響範囲がどこまであるのかについては把握できていない。そこでひとつの方法として、大分県八丁原地域で行ったように、主に生産・還元に関与していると考えられる地域内（たとえば、生産地域

及び還元地域で生産井、還元井の坑底が達している範囲内)における重力変動を用いて質量変動量の見積もりを行い、生産・還元地域とその外側との質量収支については見積もることが可能であると考えられる。このようにすれば、地熱流体の生産・還元に伴う質量減少(増加)量を見積もることが可能になると考えられる。ただし、ガウスの定理によって求められた質量変動量はかなり大まかな見積もりであるが、生産量と周囲からの地熱流体の涵養が平衡状態にあるかどうかということを見極めるひとつの指標になり得ると考えられる。

次に Talwani の方法について考える。Talwani の方法では、地熱流体を生産した場合、周囲からの涵養がまったくない状態でどのくらいの質量減少が生じるかという質量減少の最大値を見積もることに使うことが考えられる。しかし、実際には地熱流体の生産を行うと周囲から涵養があり、地表において観測される重力変動は、この生産と涵養の差にあたる質量変動を観測しているため、Talwani の方法はあまり現実的な見積もりには使用できない。

今後は、貯留層シミュレーションと組み合わせることが必要になると考えられる。重力変動観測が地熱貯留層シミュレーションのモデルの検討にうまく利用できれば、今後さらに有効な手法になると考えられる。

第8章 結論

本論文では新たに九州内 6ヶ所の地熱地域、火山および地下水利用地域において重力変動観測を行い、その詳細な解析により、重力変動観測による地下流体のモニタリング手法の確立を試みた。

その結果、各観測地域においてそれぞれ以下のことが明らかになった。

大分県滝上地域

地熱発電所運転開始約 5 年前から観測を開始し、地熱流体の生産・還元開始以前においても、有意な背景的重力変動が存在することを明らかにするとともに、その主要な原因は降水量変化に基づく、浅層地下水位変化によるものであることが明らかになった。この背景的重力変動に対して多変量回帰モデルを用いた統計的手法を導入することにより、その影響を定量的に推定した。また、この推定値を用いて地熱発電所運転開始後の重力観測値に補正を行うことによって、地熱流体の生産・還元に伴う重力変動を抽出し、地熱流体の生産・還元が適正に行われていることを明らかにした。

熊本県小国地域

小国地域では、まだ本格的に開発が行われていないが、最大約 160 μ gal の重力変動が観測された。この観測された重力変動は自然現象を反映したものと考えられる。但し、標高の低く民家のそばにある観測点では、夏に重力が減少するという傾向が見られるので、地下水の非定常的な汲み上げの影響も考えられる。そのほかの観測点では、標高と重力変動の間の相関関係や降水量と重力変動の相関といったことから、浅層地下水の変化が重力変動の主な原因になっていることが明らかになった。

大分県八丁原地域

八丁原地域では観測された重力変動と貯留層の圧力変化や還元量の変化とかなりよくあっている。また、重力変化率のコンターマップの形状は、八丁原地域の主な貯留層と考えられている小松池断層や小松池副断層などの位置と調和的である。

また、八丁原地域においても他の地域と同様に標高と重力変動量の間強い相関が見られ、観測された重力変動が単に貯留層の変化だけを反映しているわけではないことを示唆している。つまり、八丁原地域において観測された重力変動は、貯留層の圧力変化や還元量の変化とよくあっているものの、圧力変化や還元量のみからは量的に説明することが難しい。一方、標高と重力変動量を比較すると、高い相関が見られ、浅層地下水位の季節変化も含まれていると考えられる。これらのことから、本地域では、地熱貯留層と浅層地下水位の間で水理的に連結している可能性が考えられる。

鹿児島県山川地域

山川地域は2つの地域に分類できる。一つの地域は観測地域の南部であり、もう一つの地域は観測地域南部以外の地域である。

観測地域南部の重力経時変化については、季節的な変化をしており、この地域の浅層地下水位の変化と相関が高い。また、浅層地下水位の変化から推定した重力値と比較してみても、良い相関がみられるので、南部地域の重力変動は浅層地下水位の変化を反映したものであると考えられる。南部地域は生産・還元地域にかかっているが、重力変動観測を開始したのが生産・還元が始まって2年程度経過していることや、浅層地下水と貯留層の間に水理的な連結が薄いことから短期間における深部での生産・還元の直接的な影響は大きくないと考えられる。

南部以外の観測点については、地下水位の変化に関係なく97年8月の観測までは、あまり変化がないかやや増加傾向にある。その後の97年12月の観測では減少傾向に転じている。この原因としては、この地域の断層構造によって作られた複雑な地下構造の影響によって、深部で複雑な水の流れがあり、その周期が1年よりももっと長い周期になっていることが考えられる。

大分県九重火山（硫黄山）

1995年10月に水蒸気爆発を起こした大分県南西部にある九重火山(硫黄山)での重力変動観測では、硫黄山における地下流体(主に水)の質量移動と考えられる重力変動が観測された。そして、噴火後の質量変動の経時変化から地下流体の流動が次第に新たな平衡状態に向うプロセスすなわち火山活動が安定化していくプロセスが明らかになった。

福岡市元岡地域

地下水利用地域である福岡市元岡地区での重力変動観測では、ほかの地域に比べ重力変動量は小さい(最大70 μ gal)が、有意な重力変動が観測された。観測された重力経時変化と地下水位観測井の水位経時変化との間にはよい対応が見られた。また、本地域の地下水位変化量から推定される重力変動と実際に観測された重力変動の比較を行った結果、地下水帯水層の孔隙率を20%としたときに両者に良い一致が見られ、観測された重力変動は、地下水位変化によるものとしてほぼ説明できることが明らかになった。このことから、本地域において繰り返し重力測定を行うことにより、地下水位変化のモニタリングが可能になることが明らかになった。

以上述べた九州内6ヶ所での観測結果から各地域に共通する現象をについて考察を行った結果、いずれの地域においても数10～数100 μ galの有意な重力変動が観測され、この変動の中には、標高変化などによる重力変動も一部に含まれるものの、大部分が地下の流体移動に起因することが明らかになった。すなわち、適切な観測と解析を行うことによって重力変動観測により地下流体の

モニタリングが可能であることが明らかになった。

本手法の適用対象は、これまで述べてきた地熱貯留層のモニタリングや火山活動のモニタリングなどのほかに、

- ・温泉地域汲み上げ量のモニタリング
- ・地下水汚染の影響範囲の特定など環境問題への適用
- ・石油・天然ガスの生産量のモニタリング
- ・農業用水のモニタリング

への適用が期待できると考えられる。

謝辞

この論文を執筆するに当たり、九州大学大学院工学研究科地球資源システム工学専攻江原幸雄教授、同地球資源システム工学専攻福田道博教授、同附属環境システム科学研究センター神野健二教授にはご指導を頂き、厚く御礼申し上げます。また、本研究を通して様々な御意見を頂きました九州大学大学院工学研究科地球資源システム工学専攻藤光康宏助教授、茂木 透助手、測定の際やその他様々な面で協力して頂きました、地球熱システム学研究室の大学院生、学部4年生の皆さんに深い感謝の意を表します。

参考文献

- Allis, R. G. and Hunt, T. M. (1986) Analysis of exploitation induced gravity changes at Wairakei Geothermal Field, *Geophysics*, Vol. 51, No. 8, 1647-1660.
- Akaike, H (1973) Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. 2nd Int.Symp. on Information Theory, 267-281.
- 馬場健三・小川健三・井上清(1980)葛根田発電所付近の重力モニタリングについて, 日本地熱学会講演要旨集, 57
- Cordell, L. and Henderson, R. G. (1968): Iterative Three-dimensional Solution of Gravity Anomaly Data Using a Digital Computer, *Geophysics*, Vol. 33, No. 4, P. 596-601.
- 江原幸雄・本山達也・赤坂千寿・古谷茂継・後藤弘樹・本松利郎 (1994) 重力変動観測による地熱貯留層モニタリングの試み(その1) 一滝上地域における一斉噴気還元試験に伴う重力変動一, 日本地熱学会誌, 第16巻, 第3号, 343-363.
- 江原幸雄 (1998) 1995年九重火山噴火とその後の経過, 温泉科学, 第48巻, 第3号, 72-83.
- 福田洋一・馬渡秀夫・由佐悠紀・T. Hunt(1996), 精密重力測定による別府地域の地下水変動の研究, 測地学会誌, 第42巻, 第2号, 85-97.
- 福岡市大学移転対策局(1996), 九州大学移転予定地地下水位観測調査報告書, p35-37.
- 福岡市大学移転対策局(1997), 九州大学移転予定地地下水位観測調査報告書, 付図2.
- 林二郎・本松利郎・近藤充(1988) 大分県滝上地区の地熱資源について, 地熱, 第25巻, 第2号, 111-137.
- 平林順一・大場武・野上健治 (1996) : 九重火山 1995年10月噴火と地球化学的研究, 文部省科学研究費 突発災害調査研究成果 「1995年10月九重火山の水蒸気爆発の発生機構と火山活動推移の調査・研究」, 63-73. 学関連合同学会, 1996年合同学会予稿集, 380.
- Hugill, A. L. (1988) The New Scintrex CG-3 Automated Gravity Meter : Description and Test Results, ASEG/SEG Conference.

神宮司元治・江原幸雄(1996) 最大噴気直径を利用した火山噴気放出量及び放熱量測定法, 火山, 第41巻, 第1号, 23-29.

Kawazoe, S. and Tokita, H. (1993) Reservoir management of the Hatchobaru geothermal field. Proceedings of THE 15th NEW ZEALAND GEOTHERMAL WORKSHOP, 291-296.

小泉岳司・福井敬一・橋本徹夫・千場充之・清野政明・黒村幹夫(1988) : 伊豆大島における重力変化-1985年11月~1988年5月-, 火山, 第2集, 第33巻, 第4号, 291-303.

Manik Talwani, Maurice Ewing (1960) Rapid Computation of Gravitational Attraction of Three-Dimensional Bodies of Arbitrary Shape, Geophysics, Vol. XXV, No. 1, 203-225.

真鍋 孝・江島康彦 (1984) 八丁原地熱地帯における烈か型貯留層の地質構造特性及び熱水系, 地熱, Vol. 21, No. 2, 37-54.

真鍋 孝・江島康彦 (1986) 八丁原地熱地帯の貯留層構造特性及びその評価, 地熱, Vol. 23, No. 3, 1-9.

中野裕一・西島 潤・本山達也・下迫紀子・藤光康宏・江原幸雄(1997) 1995年九重火山噴火に伴う重力変動(その2), 九大地熱研究報告書, 第6号, 100-107.

Pritchett, J. W. (1995) STAR : A geothermal reservoir simulation system. Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 2959-2963.

齋藤博樹・田籠功一・長野洋・熊谷岩雄・永野征児・江原幸雄(1998) 八丁原地熱地帯における重力変動のモデリング解析から推定される地熱貯留層の挙動, 日本地熱学会誌, 第20巻, 第3号, 185-199.

新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1986) 大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書 重力変動観測 豊肥地域, 1-113.

新エネルギー・産業技術総合開発機構(1998) 平成9年度 地熱探査技術等検証調査 貯留層変動探査法開発 テーマ5-1 貯留層変動予測技術, 44-52.

田籠功一・江原幸雄・長野洋士・大石公平(1996) 八丁原地熱地域における重力モニタリング結果から地熱貯留層の挙動に関する一考察, 日本地熱学会誌,

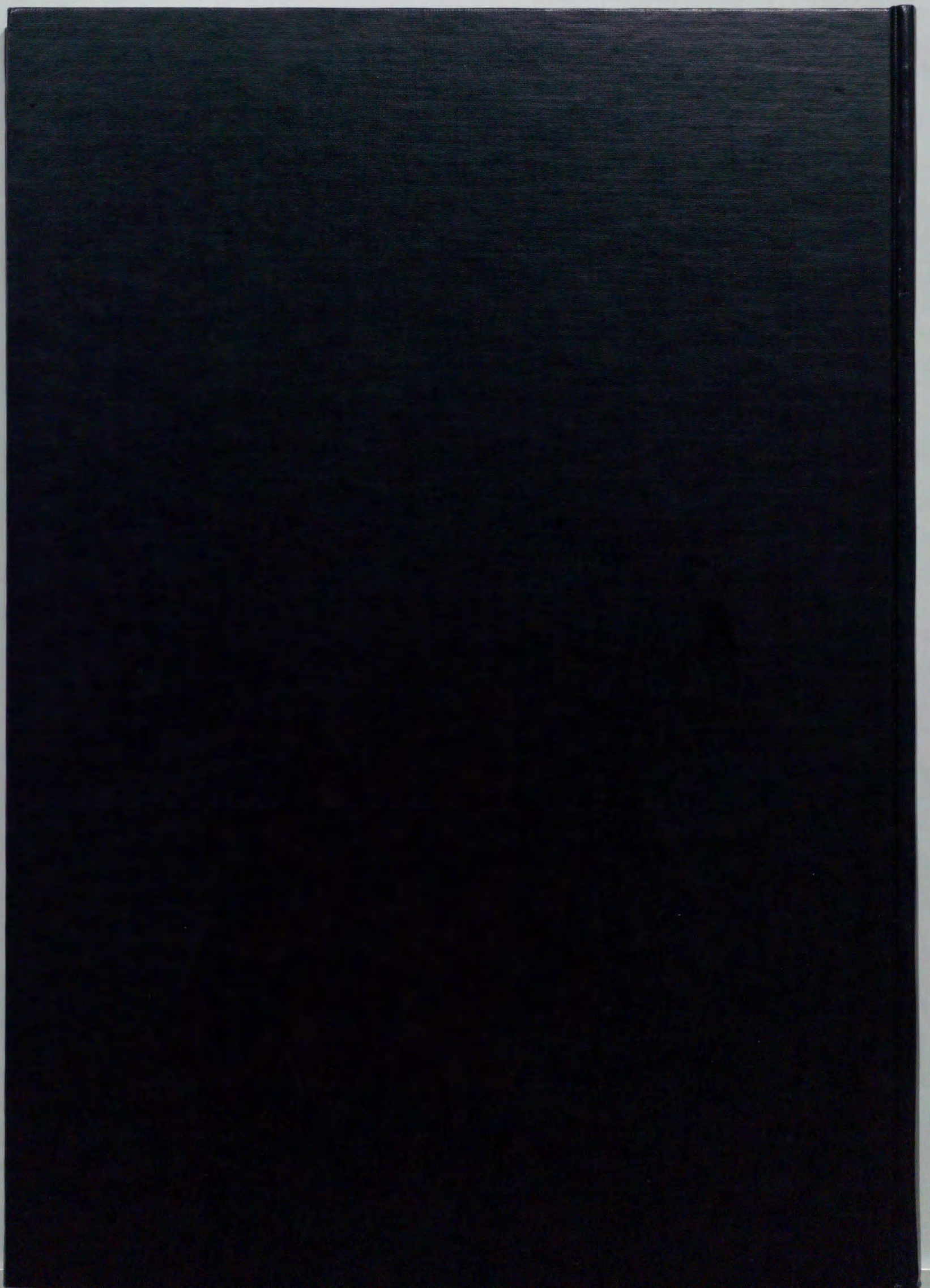
第 18 卷, 第 2 号, 91-105.

Torge (1989) Gravimetry, 1-410.

植木貞人・浜口博之・清水洋・内田和也・宮町宏樹・前川徳光・渡辺秀文・須藤靖明・石原和宏 (1995) : 雲仙火山噴火に伴う重力変化とマグマの運動, 平成 6 年度科学研究費補助金・研究成果報告書「雲仙火山における火山性構造探査の事前調査研究」, 58-61.

湯原浩三・江原幸雄・海江田秀志・永田 進・北里 昭 (1983) 熊本県岳湯地熱地域の地下熱構造, 日本地熱学会誌, 第5巻, 第3号, 167-185.

吉村雄三郎・柳本裕・中込理 (1985) 鹿児島県伏目地区の地熱構造について, 地熱 Vol.22, No.3, 167-194.

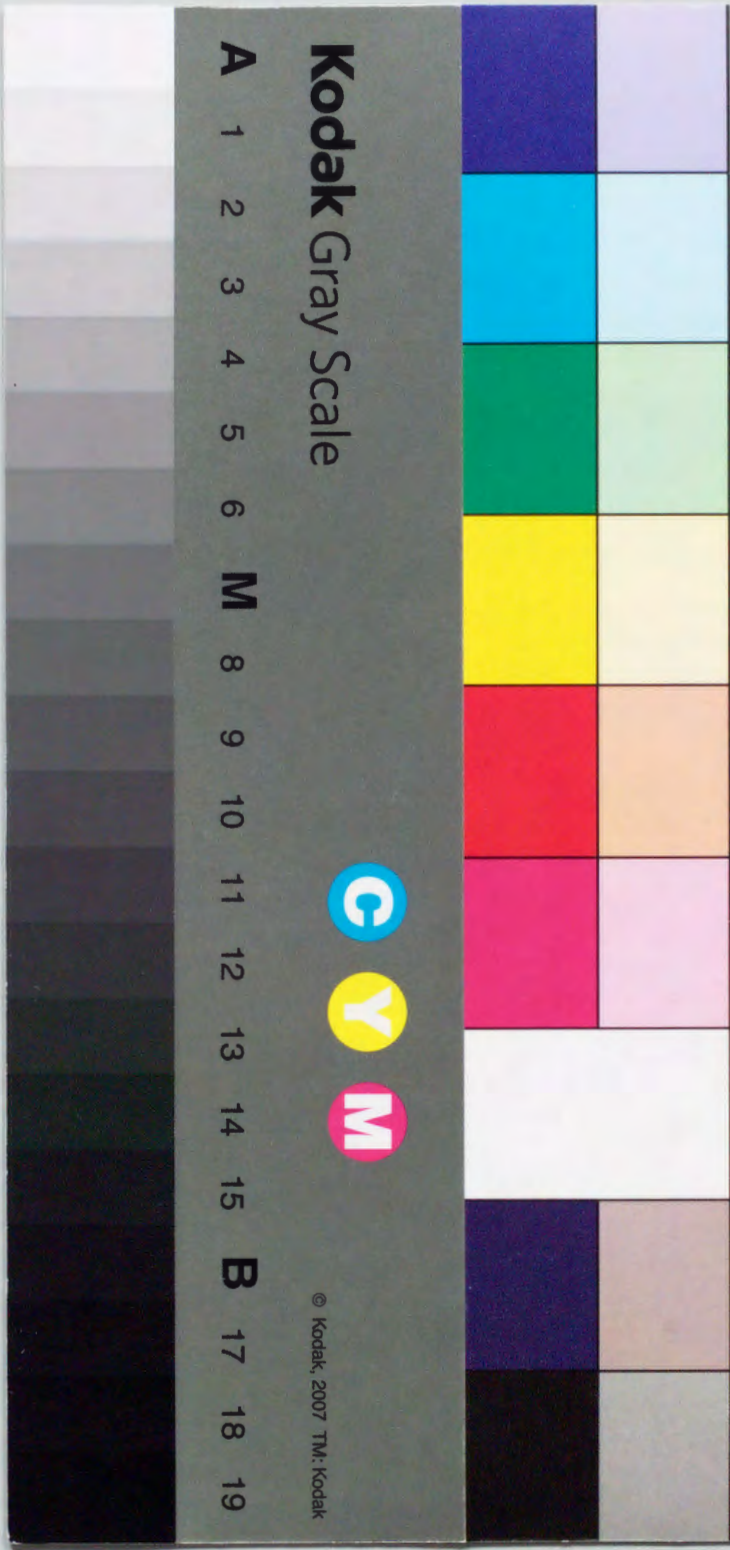


inches 1 2 3 4 5 6 7 8
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19

Kodak Color Control Patches

Blue Cyan Green Yellow Red Magenta White 3/Color Black

© Kodak, 2007 TM: Kodak



Kodak Gray Scale

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19



© Kodak, 2007 TM: Kodak