TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE NO. 32

OBSERVATIONAL STUDY ON THE PREDICTION OF DISASTROUS INTRAPLATE EARTHQUAKES

BY

SEISMOLOGY AND VOLCANOLOGY RESEARCH DEPARTMENT

気象研究所技術報告

第32号

直下型地震予知に関する観測的研究

地震火山研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

MARCH 1994

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director-General : Mr. Shunichiro Kadowaki

Forecast Research Department	Director : Mr. Harushige Koga
Climate Research Department	Director : Mr. Hikomaro Muraki
Typhoon Research Department	Director : Mr. Shin Ohtsuka
Physical Meteorology Research Department	Director : Mr. Takenori Noumi
Applied Meteorology Research Department	Director : Dr. Tatsuo Hanafusa
Meteorological Satellite and	

Observation System Research Department Seismology and Volcanology Research Department Oceanographical Research Department Geochemical Research Department

Director : Mr. Toyoaki Tanaka Director : Dr. Masaaki Seino Director : Mr. Kenzo Shuto Director : Dr. Koji Shigehara

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

T 1''	•	1		T7 ··	A1 ·	1
LAITO	n 110 (shint.	•	14 0 1 1	- h 10	chore
FAILO		THE		IN COLLE		PHALA
Luico.			•	TTOIT		, on an a

Editors: Isao Takano	Shinji Nakagawa	Tatsuo Konishi				
Toru Sasaki	Kazuo Mabuchi	Youzo Takayama				
Toshikazu Odaka	Nobuyuki Shikama	Hidekazu Matsueda				
Managing Editors : Kenji Okada, Yoshiro Ohta						

The <u>Technical Reports of the Meteorological Research Institute</u> has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismology and related geosciences, contributed by the members of the Meteorological Research Institute.

The Editing Committee reserves the right of decision on acceptability of manuscripts and is responsible for the final editing.

3

©1994 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of articles in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from articles in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of articles in this journal, thet are not for personal use in research, study, or teaching, require permission from the MRI.

当研究部では、昭和59年度より特別研究「直下型地震予知の実用化に関する総合的研究」を開始 し、平成元年度からその第Ⅱ期の研究を実施してきた。本研究が始まった当時は、昭和53年の大規 模地震対策特別措置法の制定施行に伴って、気象庁としても巨大地震の予知に対する観測と研究を 強化推進し,特に想定東海地震に対する予知体制を確立しつつあった時にあたる。これに対して直 下型地震については、その発生過程が十分に解明されておらず、前兆把握手法も確立されていない 状況であったので、それに関連する業務が具体的に検討されるところまでは至っていなかった。し かし, 直下型地震発生の社会的な影響は必ずしも大規模地震発生のそれに劣るとは限らず, 1978年 伊豆大島近海地震,1982年浦河沖地震,1983年日本海中部地震と沿岸域で被害地震が続発したこと もあって、内陸型の浅い地震の予知達成に向けての社会的な要望は年々強まってきていた。また、 当時は地震予知に対して多少楽観的なこともあって、近い将来、気象庁が直下型地震予知への対応 を迫られることは必定と考えられた。このため、その時点までの大学や他の研究機関による基礎的 な研究成果を総合して、前兆現象の効果的な捕捉手法と評価手法の開発並びに業務的な監視に有効 な観測・処理システムを開発することを目標に、直下型地震予知の実用化に関する総合的研究が始 められた。この中の前兆現象の評価に関する研究については、その成果の一部が、すでに気象研究 所技術報告第26号「地震前兆現象のデータベース」として発刊されており、本報告は観測的研究に 関する成果をまとめたものである。

なお、平成元年度から始まった第II期の研究では、静岡県由比地区における微小地震観測データ を用いた地震メカニズムやマグニチュードの決定手法の開発,地殻構造解析手法の開発,簡易型地 殻変動測定装置の開発,野外破壊実験による前兆現象の積極的把握等に関する研究を実施してきて いる。これらの研究によって得られた最近の成果については,別巻の技術報告としてまとめる予定 である。

本研究は、10年という比較的長期間にわたっていることや、内容が多岐に及んでいるために、参 画した研究者数は多くにのぼり、主任研究者も市川政治部長から勝又 護部長と変わって、平成元 年度からは小職が引き継いでいる。本研究にたずさわった研究者の名前の一覧を巻末に示してある が、この他にも多方面から御協力をいただいた。それらの方々に深甚なる謝意を表したい。

平成6年3月

地震火山研究部長 清 野 政 明

目次

序	
概要	
Summa	ry 3
第1章	機動観測システム
1.1	茨城県笠間地区における地震観測
1.2	静岡県由比地区における地震観測34
第2章	体積歪計観測とデータ解析
2.1	テストフィールドにおける試験観測65
2.2	東海南関東地域の埋込式体積歪計による観測データの解析
第3章	重力及び電磁気的手法による地下構造調査
3.1	重力探查
3.2	電磁気的手法による探査

本報告は,昭和59年度より実施してきた特別研究「直下型地震予知の実用化に関する総合的研究」 の中の観測的研究に関する成果をまとめたものである。内陸地震はどこに起きてもおかしくないと いわれる状況と,地震の規模が東海地震等のプレート間地震よりも小さいため高密度の観測が必要 とされることから,限られた人員と経費で前兆現象を効果的に捕捉する手法の開発が図られた。そ のため,当時注目されていた,前兆現象が現れ易い"つぼ"という考えに基づいて研究計画が立て られた。具体的には,重力測定や電磁気観測による地下構造探査で"つぼ"を見いだして,そこに 東海地震予知のための観測で重要な役割を果たしている体積歪計を設置し,更にその周辺に5~6 点からなる地震観測網を展開して, 微小地震活動を追跡するとともに,前震等の異常な活動の検出 を図るというものであった。

この第Ⅰ期の研究の中で、重力探査や電磁気探査が地殻構造調査に有効なことを確認して、その 時間的な変化を検出するための技術を蓄積するとができたほか、断層破砕帯に設置した体積歪計観 測ではストレインステップが計器の極近傍の応力場の変化を表している可能性が高いことを明らか にし、また、数値シミュレーションと室内実験から、地殻の弾性的な性質と歪計の応答特性との関 連も解明された。更に、初め茨城県笠間地区、後に静岡県由比地区で実施された地震機動観測では、 データ通信・処理・解析システムの開発が図られるとともに、それらの機能の確認が行われた。し かし,第I期の研究計画で基になった,前兆現象が現れ易い"つぼ"という考え方は,仮にそうし た場所が存在するとしても、事前にそれを探し出すことは極めて難しく、そのための一般的な指針、 基準となるものはないこと、また、何か異常な変化が出た時点でそれをノイズと区別して前兆と認 識するためには、1点1項目の観測では不十分で、多点多項目の観測が重要であることがわかった。 これを受けて、第II期の研究では、体積歪計を補うものとして、多点で簡便に観測可能な地殻変動 測定装置の開発や、前兆現象を積極的に捕捉するための野外破壊実験が計画され、機動観測で得ら れる小数点のデータを用いて地震マグニチュードを精度よく決定したり、発震機構を求めたりする 手法の開発が進められてきている。これらの研究については別に技術報告をだすことを予定してお り、本報告では、第1章で地震機動観測結果を、また、第2章では静岡県由比地区の断層破砕帯内 に設置した体積歪計の観測結果と、気象庁が東海・南関東地域に展開している31カ所の体積歪計デ ータを用いて体積歪計と周辺媒質の力学的相互作用を有限要素法によって解析した結果、そして第 3章では主として静岡地域で実施された重力調査及び電磁気調査の結果を紹介する。

Summary

This report is a summary of the observational results obtained through the five-year (1984-1988) project "A Study of Destructive Intraplate Earthquakes". Intraplate earthquakes, though destructive sometimes, are generally of smaller scale than interplate earthquakes and can occur under any populated areas. So a denser observational network is required for detecting effectively the precursory phenomena of intraplate earthquakes. The limited budget and number of working staff allocated for the task makes it impossible to operate such a network. Our network plan was, therefore, based on the idea called "tsubo" in Japanese. "Tsubo", a term used in Chinese medicine, is a decisive spot on the skin to which an appropriate treatment, such as moxsa burning, can be effectively applied in curing a disease. At about the time when this project began, the idea of tsubo as a spot very sensitive to precursory phenomena was popular. So the construction of our observational network was planned as follows : first, to find a tsubo through geophysical exploration by gravity and geoelectromagnetic measurements, and then to install volumetric strainmeters there, and to deploy a mobile seismograph network around them. Volumetric strainmeters have been an important tool in the JMA routine observation for the Tokai earthquake prediction. We intended to capture precursory phenomena by effectively using this network. First we operated the seismograph network in the Kasama area, Ibaraki Prefecture, as a test field, and later we selected a possibly fractured area at Yui, Shizuoka Prefecture, as a representative tsubo and operated a network including six seismographs and two volumetric strainmeters.

In carrying out this project we were convinced that the gravity and the geoelectromagnetic measurements were very useful for determining the subsurface structure, and devised techniques necessary to detect subsurface structural changes. The observation by the volumetric strainmeters clarified that the strain steps, frequently observed also by the other JMA strainmeters and thought to be possible precursors, were probably due to a change in the stress field around the strainmeters. Numerical simulation and laboratory experiments showed the correlation between the elastic properties around the strainmeters and their responses. The methods of data transmission and processing were improved through mobile observations at Kasama and Yui. The analysing system was constructed and tested.

The greatest difficulty with our five-year project is the fact that the tsubo, if it really exists, is almost impossible to locate prior to the precursory phenomena, at the present stage of our

science. Still we persist in the belief in its existence and are groping for effective means to locate it. For this, not only a longer term observation but also much more items of observation would be necessary.

On the basis of the results hitherto obtained we have embarked on the Five-Year Project II, the report on which will be published in due time. The contents of this technical report are as follows:

Chapter 1 Mobile Observation System

1.1. Seismic Observation at the Kasama area, Ibaraki Prefecture

1.2. Seismic Observation at the Yui area, Shizuoka Prefecture

Chapter 2 Observation by Volumetric Strainmeters and Data Analysis 2.1. Observation at a Test Field

2.2. Analysis of Data from the JMA Volumetric Strainmeter Network

Chapter 3 Exploration by Gravity and Geoelectromagnetic Observation 3.1. Gravity Observation

3.2. Geoelectromagnetic Observation

第1章 機動観測システム

1.1 茨城県笠間地区における地震観測

1.1.1 はじめに

本サブ研究が実施された意図は概要に述べた通りである。研究を進める中で、暫定的に、標記の システム(この節ではこれを仮に直下型システムと呼ぶことにする)は5年程度維持することが目 標とされるようになった。地震発生の前兆が観測・認識されてから実際にそれが発生するまでの時 間(以下先行時間)は、M5程度(社会生活に何等かの影響を及ぼす可能性のある大きさ)の地震 では、地震そのものに関わる前兆項目(前震、b値、Q値、発震機構、地震波速度変化、地震活動パ ターン変化,先駆的地震活動,地震活動空白・静穏化,地震波形,周波数特性)について見ると, 最大3年程度である(気象研究所地震火山研究部, 1990, 316p., 図F-38-(a))。 従って, 5年程度 という維持期間は適当な設定であったことになる。現存するシステムは、一般にごく短期間(1~ 2年程度)か永続(10年以上)かのどちらかを維持期間としている。気象庁は10年以上維持するこ とを考えた(部分的な更新はある)システムのみを所有している。5年程度という維持期間の特徴 は,観測フィールドの環境変化へ対応していく必要が特に強いということである。例えば,土地提 供の人も1~2年なら観測点周辺を改造するのを延期してくれるが5年となるとそうはいかない。 逆に, 永続的観測となると改造予定がない場所が観測点として選ばれる。環境変化の影響としては, 「植林木の成長による無線の障害発生」や「荒れ地の畑地化による観測点保守作業の困難性の増大」, 「草刈によるケーブル切断」があり、これらを、笠間地区および由比地区(1.2 静岡県由比地区に おける地震観測参照)での観測を通じて経験した。

本研究では,直下型システムの設置・保守の方法,及びそれから得られたデータの処理・解析の 方法が検討され,このうち,茨城県笠間地区における地震観測では,設置~解析の流れ全般につい て,問題点の抽出や,新しい解析手法の開発の可能性の検討など,予備的な研究が実施された。気 象庁業務で利用されることを目的としてその結果を述べる。

1.1.2 観測フィールド

観測フィールドは,予備的な研究であることを念頭において当研究所(茨城県つくば市)から15 ~45kmの距離の範囲に設定された。これにより,設置・保守の面での効率化がはかられた(図1-1-1)。この地域の特徴について,既に知られていることを,媒質に関すること(地質・地震波速度構 造・重力異常)と周囲の力学的なもの(テクトニクス),及び現象的なもの(地震活動分布,発震 機構,地殻応力,活構造,地殻変動)とにわけて次に概略を述べる。



図1-1-1 観測点配置とテレメータ概要 MRIは気象研究所の位置。等高線は100mから700mまで200mおきにひいた。FM RADIOはFM方 式による無線通信,NTT PCMはPCM方式によるNTT専用線通信をそれぞれ示す。

地質(図1-1-2)は、フィールドの中心に先新第三系の筑波山(876m。上部が斑れい岩で下部が花 崗岩。竹内、1977)・加波山(709m)があり、その周囲は、東京での深さが3000mである新第三系 基底(=先新第三系の基盤岩の表面深度)が浅くなりながらこの地域まで広がり200mよりさらに浅 くなっている(松田、1980;地質調査所・海上保安庁水路部、1989a)。新第三系基底の上はおよそ 10万年前(第四紀洪積世)の海進で堆積した下末吉層(図1-1-2のQ2に対応)に覆われており(竹 内、1977)、この地域における下末吉層の地表高は25~40mである(地震予知連絡会、1989a)。地 震波速度構造は、人工爆破により大洗一鳩山測線及び大洗一夢の島測線に沿って推定されており(長 谷川他、1983、1984;地震予知連絡会、1989b)、それによると深さ3km未満の浅い部分で水平方 向の非一様性が著しく、また、先新第三系の岩盤は5.6km/sである(図1-1-3)。重力(ブーゲー異 常)も、この地域の水平方向の非一様性を顕著に示している(図1-1-3。地質調査所・海上保安庁水 路部、1989b)。

テクトニクスとしては、太平洋プレート、フィリピン海プレート、及び東北日本が属するプレートの3つのプレートがこの地域では関わっている。これらの構造と運動は、主に次に述べる地震活動及び発震機構の分布から推定されている。浅い所については、太平洋プレートの東からの沈み込みによる東西圧縮場、及びフィリピン海プレートの北西への運動とフィリピン海プレートの自重に

-6-



図1-1-2 地質図(地質調査所, 1982)と震源決定された採石発破の分布図

砂目で覆った部分が古第三紀初期以前の地質,それ以外は新第三紀以後。P-Mは砂岩等(古生 代~中生代頃), m₆は変成岩(古生代~中生代頃)。 P-Mとm₆に示された線は一般走向。Hは 砂・礫などの堆積物(完新世)。Q₂は礫・砂・泥及び火山灰(更新世後期), g₁は花崗岩類(白 亜紀前期)g₆は花崗岩類(白亜紀後期-古第三紀初期), d₁は斑れい岩(白亜紀前期)。F6は吾 国山断層,F7は雨引観音の断層。丸は深さを地表に固定して震源決定された採石発破の位置。

よる北東への沈み込みとによるフィリピン海プレート上・側面と東北日本が属するプレート下面と の間に働く応力が期待される。30kmより深い所については岡田(1990)に詳しい。

地震活動は、この地域で観測される有感地震回数で見ると年平均約70回(1951~1988年の平均) であり、日本全国で見ると長野県松代・和歌山・伊豆大島の各周辺についで多い(気象庁、1989)。 しかし、図1-1-2の範囲内についての震源分布を見ると、気象庁の観測では深さ30kmより浅いもの は1986年から1989年の3.5年ほどで3つ(M1.7が2つとM2.1が1つ)が観測されているにすぎない (表1-1-1,図1-1-4)。しかも、これらについても験測データを吟味してみると30kmより震源が深 い地震か採石発破の可能性が強い。即ち、これらのうち、地表付近にある2つは場所(図1-1-2と比 較)および発生時刻から採石発破と考えられる。また、残りの1つは気象庁地震月報によると、一 番震源に近い観測点のSのO-Cが1.2秒もあり、震源の深さ決定精度が悪い可能性がある。国立大学



図1-1-3 ブーゲー重力異常図(地質調査所・海上保安庁水路部(1989b)に一部加筆)と地震波速度構造 (大洗-鳩山測線。地震予知連絡会(1989b)から)

仮定されている密度は2.0g/cm³, コンター間隔は2.5mgal。四角で囲った所が図1-1-2の範囲。 OAR (大洗)-HTY (鳩山), OAR-YMS (夢の島) は地震波速度構造調査用測線。挿入図は 地震波速度構造断面図。

観測網地震カタログにおいてはこのイベントは深さ51kmに決定されている。このイベントを気象庁 と国立大学の両者の読み取り値を使い、表1-1-4の速度構造で震源計算してみると深さ52+/-3km (図1-1-4矢印の先)に決まる。また、国立大学観測網地震カタログにおいて1985年7月から1988年 12月までの期間で深さ30kmより浅いイベントは2つだけであり、これらは場所および時刻からみて 採石発破と考えられ、結局地震らしいものは深さ30kmより浅いところには震源決定されていない。 また、最近100年間でM5以上の地震で深さ30km未満のものは1つある(表1-1-1。鬼怒川下流域、 深さ20km。M5.1、図1-1-5)。これも読み取り精度の善し悪しや震央距離に応じてデータに重みを

- 8 -

表1-1-1 観測フィールド内での深さ30km未満の	の地震の震源
------------------------------	--------

年 月日	緯度	経度	深さ	М
(1986 1 1-1989	630)			
1987 7 12 22:3	7 36 19.1	139 53.0	28	2.1
1988 5 31 12:0	3 36 22.8	140 12.5	2	1.7
1988 6 8 11:4	7 36 22.0	140 12.2	0	1.7
(1885 1 1-1985	12 31;M≥	5.0)		
1927 9 7 19:3	3 36 11.0	139 58.0	20	5.1



図1-1-4 1986年1月~1989年6月の気象庁震源分布

右の図は東から見た断面。深さが30km未満のものはMの大小によらず同じ大きさの黒丸とした(表1-1-1参照)。 矢印は震源再決定した結果の移動先を示す。

付けて震源再計算すると、深さは65+/-18kmに決まる。またS-P時間を使って計算すると、深さ は54+/-9kmに決まる(図1-1-5矢印の先)。従って、最近100年間でもM5以上のイベントでは深 さ30kmより浅い地震は発生していないと考えられる。

図1-1-4の範囲に発生した地震の発震機構は、30km以深について、北西への低角逆断層型(鬼怒 川側の地震群)と西下がり低角逆断層型または東西圧縮型(筑波側の地震群)が知られている(岡 田、1990;鬼怒川側・筑波側という名称は岡田、1990によった)。深さ90kmまでの地震のP軸(最 近100年間で発震機構が決まったもののうちM5以上の地震)をプロットしてみると図1-1-6のよう になり(石川他、1989)、南部に筑波側のタイプのものが4つ見え、茨城・栃木県境及び南の縁の 計2つを除いてあとは鬼怒川側のタイプである。30kmより浅い部分については発震機構の解析され

-9-



図1-1-5 1885年1月~1985年12月の気象庁震源分布 右の図は東から見た断面。Mが5以上のもののみ。矢印は震源再決定した結果の移動先を示す。 十字は決定誤差の範囲を示す。

た地震がない。水圧破壊法や応力解放法からは、地表付近について北西-南東方向の圧縮場が得ら れている(塚原・池田,1983,1989)。活構造として2つの断層(図1-1-2のF6・F7)が推定され ている(早川・松田,1991)が、ともに確実度は一番低いランクであるIII(活断層の可能性がある) である。いずれも右ずれと推定されており、その走向と併せて考えると前述の地殻応力の測定結果 と符合する。地殻変動としては測量に基づく歪速度の計算の報告(橋本,1990)があり、それによ ればこの地域のそれは非常に小さく、関東南部に見られる南-北から北北西-南南東方向の $5x10^{-7}/$ 年を越える圧縮が、ここ90年間は、この地域まで伝わっていないことが推定されている。なお、地 質図(図1-1-2)の砂岩(P-M)の走向が北東-南西であることも前述の地殻応力の測定に符合し ていると見ることができる。ただし、変成岩(m₆)については符合しない。

媒質の水平非一様性や応力場の特徴から、断層沿いや、筑波山の周囲の浅い部分で微小地震活動 が観測されることが期待されたが、後述するように、少なくともM1.6以上の地震については、今回 の観測システムでは震源が浅い地震は捕捉されず(図1-1-7, 15km未満のイベントはすべて採石発 破)、 地殻変動の実測値の結果(蓄積している歪量が小さいであろうと推定される)と符合した。







図1-1-7 直下型システム(仮称)により決定された震源

15kmより浅いものは全て採石発破。国立防災科学技術センター(1989)の図1-11(P.36),図 1-12(P.37)に照らしてみると30km以深はフィリピン海プレートと他のプレートの相互作用で発 生していると解釈できる。すなわち、上側は東北日本の属するプレートと、下側は太平洋プレー トと、それぞれ接触して地震が発生している。従って、地震発生領域の範囲内にフィリピン海プ レートが存在するとみることができる。右上は震源計算に使用した速度構造(表1-1-4参照)。 Is1(矢印)は図1-1-13に示した記録の発震源(採石発破場)。

1.1.3 設置

観測点の設置場所及び伝送方式は、図1-1-1, 1-1-8, 1-1-9, および表1-1-2に示した。伝送方式 の詳細は次節の「1.2 静岡県由比地区における地震観測」で述べる。収録関係の装置は表1-1-3に示 した。ノイズレベルは夏の昼・夜、冬の昼・夜のそれぞれについて、その季節・時間帯で代表的と 思われる所から1サンプル程度ずつが採られ、評価された(図1-1-10)。 定常ノイズレベルは全点 とも20akinepp程度以下(図1-1-10のb, c, dの時の値から)で季節によらず一定であると推定され た。昼夜についての比較から、人工によるノイズはノイズレベルに対して主たる役割を果たしてい



図1-1-8(a) 笠間 (KSM) 周辺の地形。2万5千分 図1-1-8(b) 岩瀬 (IWS) 周辺の地形。2万5千分 の1の地形図「徳蔵」に加筆。



図1-1-8(c) 太田 (OTA) 周辺の地形。2万5千分 図1-1-8(d) 内山 (UCH) 周辺の地形。2万5千分 の1の地形図「加波山」に加筆。



の1の地形図「岩瀬」に加筆。



の1の地形図「岩瀬」に加筆。

気象研究所技術報告 第32号 1994



図1-1-8(e) 柿岡 (KAK), 仏生寺 (BSJ) 周辺の地形。2万5千分の1の地 形図「柿岡」に加筆。



図1-1-9 直下型システム(仮称)の変換器・テレメータ関係機器の構成

観測点名	コード	緯度	経度	標高	観測期間
太田	OTA	36.3075	140.1960	120m	1986.1.~1987.5
内山	UCH	36.3678	140.0505	90 m	$1986.1. \sim 1987.5$
岩瀬	IWS	36.3463	140.1135	105m	1986.1. ~1987.5
笠間	KSM	36.4240	140.3183	100m	$1986.1. \sim 1987.5$
仏生寺	BSJ	36.1902	140.1508	75m	1987.1.20~1987.5
柿岡	KAK	36.205	140.1770	18m	1986.1.~1987.1.20

表1-1-2 観測点位置・観測期間

ないと推定される(図1-1-10のa, c, e大きい丸とb, d小さい丸との比較)。 6~30Hzの帯域のノイ ズは, 昼夜に依存した変化をせず, また, レベルが小さい時に20Hzに揃うことから, 観測システム の電気ノイズと自然環境雑微動の混ざったものであると推定される。3~5Hzの帯域のノイズは, 昼間(図1-1-10のa, cの時)にレベルが上がることから人工ノイズ, 1~3Hzの帯域のものは, 季節 昼夜に依存しないことから, その周波数の大きさも勘案して, 周辺の地盤の層厚に関係して励起さ れるノイズ, さらに, 0.3~0.5Hzのものは, 周辺の地形全体が気象条件に応じて揺れて生じるノイ ズではないかと, それぞれ想像される。全点とも古第三紀初期以前の地質上にあり, また, 柿岡(KAK) は埋設されている(深さ95m)ので短周期波動への観測サイトの減衰効果は小さいと考えられる。

各地点の周辺の地形環境は次の通りである。

笠間(KSM)は図1-1-8(a), 岩瀬(IWS)は図1-1-8(b), 太田(OTA)は図1-1-8(c)の通り である。太田ではパルス状の人工ノイズが時々出る。内山(UCH)は図1-1-8(d)の通りである。岩 瀬へ無線を飛ばすため,南が開いている。柿岡(KAK)は図1-1-8(e)の通りである。気象庁76型の 信号を分岐して利用した。76型は地磁気観測所から南西へ3km余り離れたところにあり,埋設され ている(深さ95m)ためか低周波ノイズがない。仏生寺(BSJ)は図1-1-8(e)の通りである。回りを 山で囲まれ,開いている向きがない。このためか低周波のノイズがない。

伝送については、無線もNTTの専用回線も特別な障害はなく、観測期間中良好であった。

観測装置は、写真1-1-1のようなキュービクル(箱入れ)方式とし、パンザマスト(電信柱)を立 ててこれにくくりつける形(写真1-1-2)を採用した。これにより、場所の占有面積が少ない割に維 持可能期間が十分延ばせることになった。

1.1.4 保守

観測期間中,大きな障害は発生しなかった。今回の観測地域の雷発生頻度は,平年値で年13回(水 戸地方気象台での値なのでさらに多い可能性がある。理科年表1985年版)程度であり,全国的に見 ると多い方ではなく,また,今回の観測期間1.5年について見ると,14回(気象庁年報,1986の水戸 表1-1-3 観測設備・設定パラメータ

1変換器・テレメーター関係 (1)変換器(勝島製作所社製PK-110V,H、柿岡は気象庁76型) 固有周期 1.0秒(1.5~50Hz平坦、柿岡は1.0~15Hz平坦) 出力電圧感度 2.6V/kine(仏生寺は2.2以下、柿岡は1.6) 減衰定数0.60~0.61(柿岡は0.5) (2)無線 陸上移動局(JUNE 1 1986~MAY 31 1991) 呼称:気象谷田部移動観測1、2 (3) テレメータ装置 利得60dB 地震観測用FMテレメータ装置 無線用(明星電気社製TRM-812、 RCV-812) 2 組 地震観測用PCMテレメータ装置 有線用(明星電気社製TMD-12) 2 組 (明星電気社製GTA-13) 1組 2 収録関係 (1) 収録装置 アナログMTレコーダー(ソニー、ユニバーサルレコーダーURF-31400AL) 14チャンネル、FM記録方式、 MTテープ送り速度0.19cm/s S / N 4 2 dB, 連続記錄時間 209時間 58分, DC~ 25Hz チャンネル設定 1笠間Z, 2太田→(JAN. 20 1987)柿岡Z, 3笠間, 4太田, 5笠間 6太田2,7岩瀬2,8内山,9岩瀬,10内山,11岩瀬,12内山2, 13柿岡Z→(JAN.20 1987)仏生寺Z.14時刻 (2) モニター装置 熱ペンレコーダー(Sanei,RECTI-HORIZ-8K), 6 チャンネル,利得250mV/cm・・ 収録装置ではMTテープ面が記録ヘッドから再生ヘッドまで走行するのに 約70秒かかる。これを遅延メモリー代わりに利用した。 チャンネル設定 1笠間2, 2岩瀬2, 3太田 Z→(May 6 1986)500mV/cm, 4内山 Z, 5柿 岡 Z→(JAN, 20 1987) 仏生 寺 Z (3)トリガー判定、時刻モニター(大塚1981参照) 時計付き1チャンネルモニター(高見沢サイバネテイックス、 SEISMO RECORDER MODEL STR-100) . NHKの時報で1日4回自動較正,0.1~20Hz,紙送り速度4mm/s、1巻100m, 遅延メモリー4秒 (4)時計 GENERATOR, T-10,コスモデザイン(株)社製 (5)時刻コード表示装置 TIME CODE READER (TEAC CR-50) (6)タイマー OMRON MINY TIMER(TYPE SYS-F オムロンタテイシ電気社製)

の欄, P.20, 1987, p.20) であり, 平年値の2/3しか観測されなかった。アレスター程度の雷対策し かしていない観測点では, 通常, 雷による障害が最も多いと思われる。今回の観測では, 雷そのも のが少なかったことが障害発生が少なかった主な原因ではないかと想像された。システム設計に当 たっては雷対策の程度を, 対象地域に応じて検討・措置しておくことが必要である(気象庁観測部, 1980; 気象庁地震課, 1983)。 データ収集はトリガー方式によるモニター2種類と連続収録方式の



図1-1-10 ノイズレベル

左図は,上下動成分についての観測点別・周波数別に示したもの。一番上の枠の中には0.3~ 0.5Hzのものも四角で示した。データの上に波線を付したものはその値が波線より下であるが絶 対値は不明であることを示す(6~30Hzの帯域のノイズレベルより小さい)。なお,昼間のデー タは夜間より大きい丸で示した。a, b, c, d, eの時刻は図中右上に示した。 右図は,時期別。左5つが上下動で,右の一つが水平動。



写真1-1-1 キュービクルの蓋を開けたところ





気象研究所技術報告 第32号 1994

アナログMTとで行った。アナログMTは1本で約8日分の収録が可能で観測期間中にMT約60本分 のデータが収集された。モニターは、6チャンネルの熱ペンレコーダとチャート記録とでおこなわ れた。6チャンネルの熱ペンレコーダは平均して20日から1か月に1回,またチャート記録は10日 に1回,それぞれ用紙が交換された。トリガーは、柿岡(76型から分岐)1点について、信号のレ ベルで識別する単純な方式が採用され、モニター装置の一つ(この装置の詳細は大塚、1981参照) に内蔵しているトリガー機構を利用した。パラメータ調整の期間中(1986年1月~3月)の3か月 間の観測の状況はトリガー記録された530個のうち470個が地震か採石発破かのどちらかであり、ノ イズは残りの60個であった。

1.1.5 データ処理

データ処理としては震源計算が実施された。予備的観測ということで、ここではモニター出力か ら験測した値を使用した。1989年9月からのデータについて原則としてP~S8秒以内の地震記録(深 さ0~60kmで半径約50km以内の範囲に発生した地震に対応)についてP、Sの到着時刻が験測され た。発破については原則として5点で観測できたものが震源計算に使われた。観測されたイベント の数は図1-1-11に示したが、直下型システムで震源決定された数と気象庁のルーチン観測でのそれ とは時間的変化の傾向が似ており、9月以降験測手順を確立させた後では、深さ30km以深のイベン トについて、量的に前者は後者の15倍程度となっている。また、採石発破の震源が10~20(個/月) 決定された。なお、図1-1-12に示す範囲・期間(直下型システムが稼働していたのと同じ期間)で 最大の地震(M4.4)は8月上旬に発生した。

震源計算には速度構造としては、図1-1-3、図1-1-13、堀江・渋谷(1979), Hasemi and Ishida (1987)を参考にして、図1-1-7、表1-1-4のようなものを使用した。計算プロブラムは、次節の「1.2 静岡県由比地区における地震観測」で述べているものと同様である。走時残差は図1-1-14に与え た。深さ15~30kmの地震の震源位置は図1-1-7で与えた範囲の外であり、その震源決定精度は図1-1-7にあるものに比べ良くない。ちなみに、作図範囲を広げてみると、図1-1-15に示すように深さ15~ 30kmの地震は、同図地域北西側の鬼怒川上流と南縁部に起きている。なお、図1-1-14でわかるよう に決定精度の悪いものは、急に地震波速度が大きく変わる30km付近に集中してしまう。験測値は表 1-1-5にまとめた。今回は予備的観測であったので、時刻については、システムの中での相対値を正 しく保つことのみを念頭においており、絶対時刻は十分な精度を保っているわけではない。しかし、 柿岡のデータを仲介として気象庁の業務データとの結合は可能である。

振幅の験測はしなかった。震源決定できた地震のマグニチュードの下限が前述したように1.6より 小さいであろうことは次のようにして推定された。震源計算には3点以上の観測点からのデータが 必要なので、平均的ノイズレベルが小さい方から3番目の観測点についてその代表的ノイズレベル で震源決定の下限が概ね拘束される。この観測点は柿岡であり、代表的ノイズレベルは32µkineppで

- 17 -

気象研究所技術報告 第32号 1994



図1-1-11 震源決定されたイベントの数

1986年の1月~3月、4月~8月、1987年の3月は験測の原則(本文参照)に従って、験測 していない。一番上は気象庁がこの時期に図7に示す範囲(深さ90km以浅)に決定した地震の 数。下図の波線のデータは深さが30kmより深い所に決定されたイベントのみの数で、一番上(JMA) の数を数えた時間空間範囲とほぼ等しい領域のデータである。下に矢印で示した時期に、M4.0、 M4.4の地震が発生した。

あった。マグニチュードの式としては変換器が地上置きタイプが多い気象庁67型について作られた 式(気象庁地震月報1月号)を利用した。このフィールドでは震源までの距離が水平方向より鉛直 方向の方が長く,深さは60kmを越えるものもあるので震央距離を20kmと固定した。ノイズレベル の10倍が,検知される震動の最大地動速度であると仮定し,67型用の式に0.16 (mkine) op及び20 kmを代入すると,マグニチュードMとしては約1.6が得られ,これが震源決定された地震のマグニ チュードの下限と考えたわけである。

連続MT記録については、これをAD変換する方法として、既設のスーパーミニコンピューター、 パソコン、またはディジタルイベントレコーダーを使う3つの方法がある。どの方法も現状では一 長一短がある。このため、当研究所の汎用計算機での解析ソフトが比較的整っているという理由で、 ディジタルイベントレコーダーをAD変換器として利用する方法を採用して、以下の解析用のデータ のうち波形データについては準備した。

1.1.6 解析

前兆的な微小地震活動の検出のための新しい解析手法として,逐次的にインバージョンを行う精 密震源計算法と,採石発破を利用した波動的Qの時間的変化を推定する方法の2つについて開発ない







Scale=2.50x10⁻⁶m/s

図1-1-13 採石発破実施場所Is1での発破(薬量1127 kg) による記象のペースアップ

図1-1-12 気象庁によりルーチン的に震源決定され

た地震の数

図1-1-11一番上の図の地震と時間空間範 囲は等しい。

P, S, Rayleighの各波の見かけ速度は 5.4, 3.1, 2.7km/sと推定された。挿入 図はIs1の位置を示し、同図のコンターは 標高300mの等高線を表す。

表1-1-4 震源計算に使用した速度構造

VELOCITY	DEPTH	THICKNESS	Vp/Vs
5.400	0.0	10.000	1.730
6.300	10.00	13.000	1.730
7.200	23.00	7.000	1.730
7.900	30.00	10.000	1.730
7.950	40.00	15.000	1.730
8.100	55.00	15.000	1.730
8.050	70.00	5.000	1.730
8.000	75.00	25.000	1.730
8.050	100.00	25.000	1.730
8.100 km/s	125.00 km	km	1.730



図1-1-15 直下型システム(仮称)により決定された震源図1-1-7より表示範囲が広げてある。

表1-1-5 験測値

	үм рнм	_,KSM	۱WS	, ATO	ŮCH	"KAK	BSJ
1	86 1 7 15 4	5.2 8.4	3.0 5.3	F 3	ГЗ	0.8 1.7	P 5
2	86 1 8 10 1	5.3 9.9	3.2 5.8		• 1	0.5 1.6	
3	86 1 10 10 0	5.4 9.9	3.2 6.0			0.6 1.7	
4	86 1 10 12 3	1.5 3.4	1.0 2.6			1.4 3.2	
5	86 1 11 12 45	1.4 3.3	1.0 2.6			1 7 7 7 7	
6	86 3 11 9 46	4.5 7.6	3.4 5.9	2.1 3.5	4.4 7.5	1.2 21	
7	86 3 11 17 3	6.6 10.2	4.4 7.3	3.8 6.2	5.2 8.5	1.8 3.0	
8	86 3 12 11 51	4.5 7.2	1.8 2.7	3.3 5.2	1.6 2.3	110 510	
9	86 3 13 17 50	3.1 11.4	1.3 8.4	1.5 8.6	1.3 8.3	0.9 7.4	
10	86 3 14 0 53	2.8 10.5	1.9 9.6	1.9 9.5	2.1 9.7	1.6 9.2	
11	86 3 16 20 3	4.4 12.3	3.6 10.9	3.4 10.8	3.8 11.3	3.1 10.2	
12	86 3 17 1 45	3.9 12.2	2.9 10.8	2.9 10.7	3.0 10.9	2.5 10.4	
13	86 3 17 11 49	4.5 7.1	1.9 2.9	3.3 5.3	1.7 2.5		
14	86 4 21 15 45	3.5 5.2	3.5 5.5	2.1	4.7 7.3	3.6 5.7	
15	86 4 22 16 35	3.1 4.4	2.6 3.6	1.1 1.7	3.7 5.1		
16	86 4 24 17 0	5.6 10.1	2.9 5.9	2.3 4.7	3.6 6.9	0.3 1.3	
17	86 4 26 10 7	3.9 7.0	2.8 5.3	1.5 3.1	3.8 6.5	0.6 1.5	
18	86 4 28 15 31	5.4 9.5	3.2 6.1	2.6 4.9	3.0 5.8	0.5 1.6	
19	86 4 30 10 0	6.3 9.9	4.2 7.0	3.5 5.8	4.9 8.2	1.5 2.5	
20	86 4 30 12 5	5.6 9.2	3.4 6.0	2.8 4.8	4.2 7.0	0.7 1.2	
21	86 5 1 12 0	5.5 9.8	3.3 6.1	2.7 5.1	4.0 7.3	0.6 1.7	
22	86 5 2 17 0	1.7 3.7	1.4 3.0	0.7 1.7	2.5 5.0	1.7 3.5	
23	86 5 2 17 0	5.4 9.1	3.6 6.5	3.0 5.8	4.4 7.7	0.7 2.1	
24	86 5 3 16 0	6.2 10.5	3.9 6.8	3.3 5.7	4.7 8.1	0.8 2.6	
25	86 5 14 9 45	4.2 7.0	3.1 5.3	1.8 3.3		0.8 1.8	
26	86 5 14 12 0	6.3 9.8	4.1 6.7	3.5 5.8	4.8	1.4 2.8	
27	86 5 14 16 1	6.1 10.4	3.8 6.6	3.2 5.5	4.6 7.9	1.1 2.1	
28	86 5 15 15 0	5.7 9.6	3.5 6.4	2.9 5.7	4.2 7.5	0.8 1.9	
29	86 5 16 20 53	2.3 10.2	1.6 9.4	1.7 9.5	1.6 9.1	1.8 9.7	
30	86 5 17 1 12	2.9 10.8	2.0 9.5	1.9 9.4	2.3 9.7	1.6 8.7	
31	86 5 17 22 46	2.8 9.6	1.5 7.6	1.6 7.8	1.6 7.6	1.4 7.4	
32	86 5 18 9 14	2.1 10.4	2.0 10.5	1.7 10.1	2.5 11.4	1.4 9.5	
33	86 5 19 17 0	6.1 10.5	3.9 6.8	3.3 5.6	4.6 8.0	1.2 2.3	
34	86 5 19 18 58	3.2 13.3	2.4 11.5	2.6 12.0	2.3 11.5	2.6 12.1	
35	86 5 20 12 4	4.3 12.2	3.4 10.7	3.3 10.5	3.2 10.4	2.9 10.0	
36	86 5 21 16 12	4.1 6.0	3.6 5.0	2.2 2.8	4.8 7.0	4.0 5.9	•
37	86 5 21 17 0	5.2 8.7	3.0 5.3	2.4 4.2	3.7 6.2	0.4 1.2	
38	86 5 22 10 7		0.9 1.7	3.3 5.6	0.6 1.2		
39	86 5 22 16 31	5.7 9.3	3.5 5.8	2.9 5.1	4.2 7.0	0.9 1.9	
40	86 5 23 6 55	3.7 11.7	2.9 10.3	2.8 10.3	3.1 10.6	2.6 9.9	
41	86 5 24 0 30	3.2 13.0	4.7 15.1	4.4 14.2	5.1 15.6	4.7 15.0	
42	86 5 28 16 0	6.2 10.5	3.9 6.7	3.2 5.6	4.7 7.9	1.3 2.2	
43	86 5 28 16 30	6.8 10.1	4.6 6.8	4.0 6.1	5.3 7.6	1.9 3.0	
44	86 5 29 12 10	4.7 7.8	3.6 5.9	2.3 3.9	4.2 6.9	1.4 2.3	
45	86 6 1 4 24	3.9 11.7	2.2 8.8	2.3 9.0	2.2 8.8	1.7 7.8	
46	86 6 6 8 18	5.5 13.1	3.8 10.0	3.7 10.0	4.1 10.5	2.6 8.2	
47	86 6 6 8 18	8.6 16.7	6.4 13.5	6.5 13.5	6.9 14.0	5.4 11.8	
48	86 6 6 16 2	6.1 10.3	3.9 6.7	3.3 5.6	4.7 8.0	1.3 2.2	
49	86 6 6 16 30	5.7 9.4	3.5 6.3	2.9 5.4	4.3 7.6	0.9 2.6	
50	86 6 7 2 47	2.3 11.1	3.2 13.1	2.9 12.5	3.7 13.8	3.2 13.1	

		KASAMA	IWASE	OHTA	UCHIYA	KAKIOK	BUSSHO
	у м р н м	P S	P S	P S	P S	P S	P S
51	86 6 9 12 12	3.0 5.0	2.7 4.3	1.3 1.9	3.9 6.5	3.1 5.1	
52	86 6 11 10 0	6.8 10.0	4 6 6 9	6 0 6 1	5 3 7 7	19 32	
52	86 6 16 16 16	27 / 5	3.7 ((4.0 0.1	5.5 1,1	1., 5.2	
55	80 8 14 18 48	2.1 4.5	2.7 4.0	1.3 2.2			
54	80 0 10 5 48	3.4 11.7	2.7	2.8	2.6 10.2	2.9 10.8	
55	86 6 16 17 2	1.0 9.4	0.4 8.3	0.5 8.4	0.3 8.1	0.6 8.5	
56	86 6 16 21 25	0.9 9.4	0.3 8.1	0.5 8.4	0.3 8.4	0.5 8.5	
57	86 6 17 12 19	5.3 9.7	3.0 5.7	2.6 5.0	4.0 6.5	0.6 1.6	
58	86 6 17 14 42	3.1 13.2	2.0 11.5	1.8 10.9	2.3 11.8	0.9 9.4	
50	86 6 19 12 2	51 84	28 47	2 2 4 1	3 6 5 8	0 2 1 1	
40	86 6 20 1/ 20	2 7 5 4	2.0 4.1	4 7 7 5	0 4 1 7	0.2 1.1	
00	88 8 20 14 20	2.7 3.1	0.4 1.3	1.7 3.3	0.8 1.7		
01	80 6 23 11 22	2.8 5.3	0.7 1.7	1.9 3.9	0.9 2.1		
62	86 6 26 12 5	3.2 5.6	0.4 1.1	1.3 3.6	0.6 1.5		
63	86 6 26 12 16		2.0 2.7	3.6 5.4	1.6 2.0		
64	86 6 26 16 56	1.4 8.0	0.6 6.5	0.6 6.5	0.7 6.7	0.6 6.7	
65	86 7 3 10 47	2.2 4.1	1.9 3.5	0.5 1.0	3.0 5.3	2.2 4.1	
66	86 7 3 13 13	4 4 15 0	37 134	3 2 12 1	4 1 14 0	2 0 10 5	
47	84 7 4 4 75	4.0 13.0	2 0 45 4			7 3 14 0	
07	86 7 4 8 33	1.1 12.4	2.9 15.4	2.5 14.8	3.4 10.3	3.2 10.0	
00	80 7 0 17 35	0.9 6.9	1.7 8.2	1.1 7.1	2.3 9.0	1.2 (.1	
69	86 7 9 2 2	2.3 10.0	0.5 6.9	0.8 7.3	0.4 6.6	0.2 6.5	
70	86 7 9 8 7	3.4 11.1	1.6 7.8	1.9 8.7	1.6 8.0	1.3 7.2	
71	86 7 12 12 1	3.0 4.7	3.1 4.9	1.2 2.4	4.2 6.7	3.1 4.8	
72	86 8 27 19 0	2.2 10.6	1.5 9.2	1.6 9.2	1.5 9.2	1.6 9.2	
73	86 8 28 20 43	2.1 12.3	2.0 12.4	2.0 12.6	2.1 12.2	1.9 12.2	
74	86 9 3 23 26	1.6 8.8	07 71	07 71	1 1 7 6	0 6 7 0	
75	86 9 10 21 38	2 7 11 7	0.4 9.7	0.0 0.1		0.0 1.0	
74	84 0 11 17 / 2	2.3 11.7	2 8 47 7	2 5 12 0	7 4 47 7	2 7 42 4	
70	86 7 11 13 42	2.7 13.2	2.8 13.3	2.5 12.9	3.1 13.7	2.3 12.0	
	86 9 11 22 51	2.1	1.4	1.3	1.0	1.1 8.3	
78	86 9 12 11 39	2.5 10.8	1.1 8.1	1.4 9.0	1.0 7.8	1.2 8.5	
79	86 9 12 15 38	2.7 10.0	1.0 7.3	1.1	1.0 7.3	0.4 6.3	
80	86 9 12 22 53	3.0 11.1	1.4 8.3	1.7 9.0	1.2 8.1	1.3 8.3	
81	86 9 13 6 1	3.3 10.9	1.6 7.8	1.7 7.9	1.6 7.9	1.0 7.0	
82	86 9 13 19 23	1.2 8.0	2.5 10.5	2.0 9.6	3.1 11.4	2.4 10.3	
83	86 9 14 4 49	1.2 6.9	2.6 9.4	2.4 8.9	3.1 10.1	3.2 10.4	
84	86 9 14 15 29	4.2 12.0	2.5 8.9	27 93	24 8.9	2 1 8 5	
85	86 9 15 6 30	7 4 11 0	2 4 10 7	2 5 10 2	2.4 0.7	2 1 0 7	
		3.0 11.9	2.8 10.3	2.3 10.2	2.8 10.3	2.1 9.3	
00	86 Y 16 3 40	3.4 12.0	2.3 10.0	2.3 9.9	2.3 10.1	2.0 9.4	
87	86 9 19 17 31	1.0 9.0	0.5 8.0	0.5 7.9	0.5 8.1	0.7 8.5	
88	86 9 20 2 45	4.1	2.4	2.5	2.5	1.7 7.4	
89	86 9 20 18 29	2.3 10.1	0.6 7.1	0.8 7.6	0.5 7.0	0.3 6.8	
90	86 9 21 1 19	2.0 10.4	1.4 9.2	1.5 9.2	1.4 9.1	1.6 9.5	
91	86 9 21 5 58	3.5 10.9	1.8 8.0	1.9 8.0	1.9 8.2	0.9 6.5	
92	86 9 22 1 33	3.2 11.7	2 2 10 0	2 0 9 5	2 5 10 5	1 2 8 4	
07	86 0 25 11 50	21 7/	2 2 2 2 9	2 / / 4	20 50		
9.5	84 0 77 40 44	2.1 3.4	2.3 3.0	2.4 4.1	7 7 5.0	4.1 0.0	
74	00 Y 21 10 11	2.3 4.3	2.0 3.1	0.6 1.2	3.2 5.6	2.3 4.5	
95	86 9 27 12 4	3.9 5.7	4.0 5.8	2.5 3.4	5.1 7.6	3.4 5.3	
96	86 9 27 21 21	4.0 11.0	2.5 8.4	2.5 8.6	2.7 8.5	1.8 7.4	
97	86 9 28 21 27	2.8 10.8	1.3 8.0	1.6 8.5	1.3 7.6	1.4 8.1	
98	86 9 29 16 54	2.5 4.4	2.0 3.6	0.6 1.2	3.2 5.5	2.3 4.2	
99	86 9 30 1 15	0.3 6.2	1.1 7.7	0.5 6.8	1.7 8.8	0.6 6.9	
100	86 9 30 15 18	1.2 9.6	0.6 8.5	0.7 8.6	0.7 8.5	0.7 8.3	

- 22 -

		KASAMA	IWASE	OHTA	UCHIYA	KAKIOK	BUSSHO
	YMDHM	P S	P S	P S	P S	P S	P S
101	86 10 1 7 29	3.9 12.4	2.9 10.8	2.8 10.8	3.0 11.1	2.4 10.1	
102	86 10 1 13 32	1.7 9.9	0.8 8.5	0.7 8.4	1.0 8.6	0.4 8.1	
103	86 10 1 13 33	0.5 7.7	2.5 10.5	1.4 9.0	11.9	9.2	
104	80 10 1 10 18	2.3 4.5	2.0	0.6	3.2	2.4	
105	86 10 1 20 39	3.5 12.2	1.3 8.7	2.7 11.6	0.5 7.5	3.7 10.0	
106	86 10 1 23 36	0.1	1.5 13.4	0.4 11.3	2.6 14.9	0.4 10.5	
107	86 10 2 5 2	0.1	2.4	1.6	3.2	2.1 11.9	
108	86 10 2 10 0	5.4	6.1	2.5 5.0	3.9 7.3	0.5 1.6	
109	86 10 2 12 3	5.5	3.3 6.2	2.6 5.1	4.0	0.6	
110	86 10 2 15 19	2.0 3.0	1.2 5.5	0.3	2.9 5.4	2.0	
111	86 10 2 18 50		1.3 10.2	0.2 8.5	2.1 11.5	8.4	
112	86 10 3 11 14	3.1 13.3	2.1 11.9	1.5 11.3	2.6 12.8	0.3	
113	86 10 3 17 0	5.0	2.7 6.0	2.1	3.5	0.1	
114	86 10 4 3 57	1.0	0.3 7.7	0.2 7.5	0.5 7.9	0.1 7.4	
115	86 10 4 10 0	5.1	2.9	2.3	3.6	0.2	
116	86 10 5 7 32	1.2	2.1	1.0	3.0	0.5	
117	86 10 5 16 53		1.6 9.9	0.6 8.4	2.5 11.6	0.8 8.9	
118	86 10 5 17 29	1.5 9.5	0.7 8.0	0.5 8.1	0.9 8.4	0.3 7.3	
119	86 10 6 15 7	3.0	3.3	0.4	4.4	3.3 9.8	
120	86 10 6 15 40	0.4 6.6	1.2 8.0	0.6 6.9	1.8 9.0	0.7 6.7	
121	86 10 6 17 0	5.1	2.8	2.2	3.6	0.2	
122	86 10 6 17 29	0.3 6.1	1.1 7.7	0.5 6.6	1.7 8.6	0.6 6.9	
123	86 10 6 17 50	0.5	2.1 12.3	1.0	3.0 16.4	1.9 15.9	
124	86 10 6 21 33	2.1 10.1	2.2 10.1	1.2 8.5	2.9 11.2	0.2 6.5	
125	86 10 7 8 30	2.2 10.7	1.2 9.0	1.0 8.6	1.5 9.5	0.3 8.1	
126	86 10 7 19 45	0.2 5.8	1.3 7.7	1.1 7.4	1.6 8.2	1.9 8.9	
127	86 10 8 4 53	2.3 11.3	1.2 9.6	1.0 8.9	1.5 9.7	0.2 7.7	
128	86 10 8 18 32	0.4 7.1	1.8 9.5	1.3 8.8	2.4 10.4	2.1 10.2	
129	86 10 8 19 7	0.1	1.7 13.3	0.5 11.0	2.5 14.4	0.6	
130	86 10 8 19 22	4.2 12.5	2.8 9.9	3.1 10.6	2.5 9.4	3.0 10.3	
131	86 10 9 2 19		10.4	2.6 12.9	0.4 8.9		
132	86 10 9 11 56	4.3 6.3	3.8	2.4	5.0 7.3	4.2 6.0	
133	86 10 9 15 0	4.9	2.7	2.1	3.4	0.1	
134	86 10 9 15 59	2.3 4.2	1.9 3.6	0.5	3.1 5.5	2.3 4.2	
135	86 10 9 16 20	0.1 7.7	0.9 9.1	0.4 8.4	1.4 10.0	0.5	
136	86 10 9 20 59	2.7 10.4	1.0 7.4	1.1	1.0 7.3	0.4	
137	86 10 10 4 7	1.1 7.7	0.3 6.3	0.3 6.3	0.4 6.4	0.2 6.5	
138	86 10 11 3 46	3.7 13.9	1.3	1.6	1.1	0.6 8.6	
139	86 10 11 9 57	1.8 9.7	0.9 8.3	0.8 8.3	1.1 8.6	0.4 7.6	
140	86 10 11 10 7	1.7 9.7	0.9 8.2	0.8 8.2	1.1 8.6	0.4 7.5	
141	86 10 11 11 35	2.0 10.2	1.0 8.5	1.0 8.4	1.1 8.7	0.6 7.8	
142	86 10 11 12 31	0.5	1.3 9.3	1.1	1.6 9.7	1.8 10.1	
143	86 10 11 15 0	5.3	3.1	2.5	3.9	0.5	
144	86 10 11 22 14	1.8 9.9	1.0 8.4	0.9 8.3	1.2 8.8	0.5 7.6	
145	86 10 11 22 46	2.4 11.1	1.5 9.5	1.2 8.8	1.8 9.8	0.5 8.8	
146	86 10 12 2 40	2.8 10.4	1.1 7.5	1.1 7.5	1.2 7.6	0.3 6.4	
147	86 10 12 5 35	0.6 9.0	3.1 13.0	2.2 12.1	3.6 13.8	3.3 13.1	
148	86 10 12 15 52	3.3 13.8	2.1 11.9	1.6 11.0	2.5 12.5	0.5 9.0	
149	86 10 12 17 7	0.3	2.2	1.4	2.8	1.2 10.5	
150	86 10 13 11 50	3.3 6.0	0.6	2.1	0.4	3.6 6.5	

気象研究所技術報告 第32号 1994

		KASAMA	IWASE	OHTA	UCHIYA	KAKIOK	BUSSHO
	YMDHM	P S	P S	P S	P S	P S	P
151	86 10 13 13 10	2.0 10.6	0.9 9.0	0.9 8.8	1.2 8.5	0.7 8.2	
152	86 10 13 13 10	3.4	2.3	2.4	2.6	2.1	
153	86 10 13 15 0	5.1	2.9	2.3	3.7	0.3	
154	86 10 13 15 40	1.8 8.1	1.2 6.9	0.9 6.2	1.7 7.7	0.2 5.2	
155	86 10 14 3 56	0.5 9.3	2 6 12 6	1.8 10.7	7 5 17 0	11.5	
156	86 10 14 16 31	2 1 4 0	1 4 7 7	0.2	3.5 13.7	21 40	
157	86 10 15 11 44	2.1 4.0	7 7 0 0	71 90	7 / 0 7	211 710	
158	86 10 15 11 51	4.0 11.5	3.2 7.0	3.1 0.3	0 0 0 0	2.5 1.5	
150	86 10 15 22 12	7 5 10 0	0.4		4 7 7 7	0 0 4 7	
140	86 10 16 16 76	3.3 10.0		1.0 1.5	1.3 1.1		
161	86 10 16 16 28	4.3 0.3	3.8 5.3	2.4	4.9 (.)	4.2 0.1	
147	86 10 18 18 38	1.5 3.4	3.0 3.3	2.2 2.9	4.8 7.3	4.1	
142	86 10 17 11 48	4.3 0.9	1.6	2.9 4.4	1.9		
144	86 10 18 1 15	0.1	2.2	1.5	2.9	2.2 11.2	
140	86 10 18 11 55	5.0 7.2	2.3 3.4	3.8 5.7	2.2		
105	86 10 18 15 0	2.0 9.7	3.8 12.8	2.8 11.0	4.7 14.3		
100	86 10 18 23 5	1.4 8.4	3.3 11.6	2.3 9.8	4.1 12.3	2.7 10.3	
107	86 10 20 10 0	5.2	3.0 5.8	2.4 4.8	3.2	0.3 1.4	
168	86 10 20 11 45	2.3 11.5	2.4 11.0	1.5 9.2	3.3 12.2	0.5 7.1	
109	86 10 20 13 30	0.6 10.5	3.3 14.9	2.3 13.4	3.9 16.1	<u> </u>	`
170	86 10 21 16 39	2.0 3.9	1.6 3.3	0.3	2.8 5.3	1.9	
1/1	86 10 22 0 57	0.3 6.4	1.8 9.3	1.2 8.0	2.4 10.2		
172	86 10 22 2 36	2.7 10.7	1.8 9.2	1.3 8.4	2.1 9.4	1.4 8.4	
173	86 10 24 6 21	0.2 6.2	0.9 7.3	0.3	1.5 8.6	0.4 6.9	
174	86 10 25 11 54	1.9 3.8	1.4 3.0	0.1	2.6	1.8	
175	86 10 25 16 17	1.8 3.8	1.5 3.2	0.1 1.2	2.7 5.1		
176	86 10 26 6 58	1.7 10.1	4.2 14.1	3.1 12.3	5.0 15.4		
177	86 10 26 7 21	2.8 12.3	1.5 10.2	1.3 9.6	1.8 10.5	0.3 8.0	
178	86 10 26 12 35	2.4 10.9	2.5 11.0	2.7 11.2	2.6 11.1	3.3 12.5	
179	86 10 26 16 49	2.2 9.7	4.0 12.8		5.0 14.0		
180	86 10 27 2 55	0.5 6.7	2.1 9.3	1.6 8.4	2.7 10.2		
181	86 10 27 12 3	2.1	2.1	0.8 1.6			
182	86 10 28 2 0	4.3 13.7	2.2 10.0	3.6 11.5	1.4 8.7		
183	86 10 28 18 30	3.3	1.6	1.7	1.6	1.0 6.9	
184	86 11 12 16 30	6.8		4.0 4.4	5 4	2.0 3.1	
185	86 11 12 16 56	09 23	1 2 2 9	1.6 3.4	1 8 2 9	2	
186	86 11 12 21 51	3 6 13 2	1 4 9 4	2.2 10.4	05 75	3.2 12.7	
187	86 11 13 16 31	5 8 10 4	3 6 6 5	2 0	4 3 7 7	0 9 2 1	
188	86 11 15 15 57	1 2 9 2	7 9 47 4	27 107	4.5 (.)	2 2	
189	86 11 15 17 74	1.4 0.0	7 / 12 3	2.1 10.1	4.3	3.3	
190	86 11 15 17 56		3.4 12.2	2.3 10.3	4.2 14.2	2.8 11.3	
101		0.3 7.5	2.0 11.3	1.0 9.5	3.4 13.0	2.2 10.3	
102	80 11 15 22 25	0.8 8.2	3.2 12.0	2.1 10.0	3.8 13.3	2.6 11.0	
192	80 11 16 1 16	0.4 7.7	2.7 11.3	1.7 9.8	3.5 12.7	2.1 10.2	
193	00 11 16 13 14	0.6 8.0	2.9 11.7	1.9 9.9	5.7 12.9	2.3 10.7	
194	50 11 16 17 7	4.4 13.0	3.6 11.6	2.8 10.6	4.1 12.6	1.6 8.1	
195	80 11 18 10 46	3.8 5.7	3.5 5.1	Z.1	4.7 7.5	3.8	
196	86 11 18 11 54	4.2 6.6	1.5 2.3	2.9 4.9	1.3 1.8	4.5 7.5	
197	86 11 19 15 54	5.1 7.4	2.3 2.9	3.7 5.2	2.7 3.5	5.3	
198	86 11 21 0 36	3.6 12.0	2.7 10.5	2.4 9.9	3.0 11.0	1.7 8.6	
199	86 11 22 12 0	3.6 6.7	2.5 4.9	1.2 2.8	3.6 6.7	0.3 1.5	
200	86 11 22 19 55	2.7 10.0	1.7 8.3	1.1 7.4	2.2 9.1	0.1 5.5	

S

		KASAMA	IWASE	OHTA	UCHIYA	KAKIOK	BUSSHO	
	YMDHM	P S	P S	P S	P S	P S	2 Q	
201	86 11 22 21 27	2.2 10.0	4.6 13.1	3.5 11.5	5.2 14.5	4.0 12.1		
202	86 11 23 3 27	3.9 11.5	3.1 10.1	2.4 8.9	3.6 11.1	1.1 6.6		
203	86 11 23 19 44	0.9 8.6	1.1 9.2	0 6 8 2	1 4 9 6			
204	86 11 24 3 47	1.1 0.3	05 81	0.5 8.0	0 4 8 1			
205	86 11 24 18 48	5 2 15 0	4 Z 1Z C	27 122	1 9 1/ 4	3 4 10 5		
206	86 11 24 16 30	5.2 15.0	4.3 13.3	3.1 12.3	4.0 14.0	2.4 10.5		
207	86 11 24 16 30	1.6 7.0	3.4 0.3	2.8 5.2	4.2 7.5	0.8 1.9		
208	84 11 24 10 34	1.8 3.0	1.9 3.6	2.1 4.2	2.5 4.7	4.1		
200	86 11 27 10 70	0.8 7.8	2.7 11.4	1.8	3.5 13.0	2.2 10.4		
210	84 11 27 10 47	3.0	2.7 4.3	1.3 2.6	3.8	3.0		
211	84 11 27 14 5	2.0 4.3	2.0 3.7	0.6 1.4	3.2 5.6	2.4		
211	86 11 27 16 5	0.3 6.9	2.6 11.2	1.6 9.5	3.3 12.8	2.0 10.2		
212	66 11 27 16 41 87 44 28 26 37	3.0 9.2	1.8 7.2	1.8 7.3	2.0 7.6	1.5 6.8		
213	86 11 28 20 24	4.7 13.8	3.7 11.7	3.3 10.8	4.0 12.5	2.2 9.2		
214	86 11 30 20 34	1.3 7.9		2.3 9.5				
215	86 12 2 0 8	4.4 12.7	3.5 11.2	2.8 10.2	4.0	1.7 7.9		
210	86 12 2 3 1	0.2 8.4	2.8 12.7	1.8 11.1	3.5 14.0			
217	86 12 2 5 58	2.5 10.9	1.5 9.3	1.3 8.8	1.8 9.7	0.6 7.9		
218	86 12 3 9 23	2.5 10.9	1.5 9.1	1.4	1.8 9.3	0.6 7.5		
219	86 12 3 11 52	5.3 7.9	2.7 3.4	4.1 6.0	2.5 3.1	5.6		
220	86 12 6 18 13	1.8 8.8	0.6 6.6	0.7 6.9	0.6 6.7	0.5 6.5		
221	86 12 7 1 13	3.7 11.7	3.8 11.7	2.9 10.2	4.5 12.8	1.8 8.2		
222	86 12 7 15 56			4.4 11.2	3.7 10.1	2.5 8.2		
223	86 12 8 2 38	2.5 8.6	3.7 10.7	3.4 10.1	4.1 11.5	3.9 11.4		
224	86 12 8 17 55	3.9 12.0	2.0 8.7	2.3 9.2	1.9 8.5	1.6 8.0		
225	86 12 9 15 59	4.5 6.7	1.7 2,3	3.1 4.6	2.1 2.8	4.7 7.3		
226	86 12 10 15 38	3.9 5.8	3.4 5.0	2.0	4.6 7.0	3.8		
227	86 12 13 14 56	2.2 4.2	1.7 3.8	0.3 0.9	2.7 5.7	2.1 4.0		
228	86 12 14 0 3	4.1 11.3	3.3 10.1	2.8 9.2	3.8 11.0	2.0 7.5		
229	86 12 14 2 18	3.8 11.6	2.9 10.2	2.2 9.0	3.4 11.0	1.0 6.9		
230	86 12 16 0 11		0.9 6.4	1.0 6.2	1.1 6.6	5.8		
231	86 12 16 5 34	3.1 11.5	2.2 9.8	1.9 9.4	2.4 10.2	1.2 8.3		
232	86 12 16 7 30	1.0 8.2	1.8 9.6	1.7 9.6	2.0 10.0	2.5		
233	86 12 16 17 8	3.2	1.0 9.1	2.4 11.6	0.2	3.5 16.1		
234	86 12 16 17 17	0.2 11.1	0.5 11.7	0.6 11.8	11.9	1.1 13.0		
235	86 12 17 0 1	1.9	2.4	1.3	3.1	0.5 7.7		
236	86 12 17 1 27	0.4 7.0	2.6 11.5	1.7 9.6	3.4 12.9	2.2 10.3		
237	86 12 17 7 11	0.2 7.3	2.4 10.9	1.4 9.2	3.2 12.6	10.1		
238	86 12 17 8 52	0.1 8.6	2.7 12.5	1.8 11.1	3.6 13.9	3.2 12.1		
239	86 12 17 13 37	1.9 10.4	0.8 8.7	0.8 8.7	1.0 8.9	0.5 7.9		
240	86 12 17 17 33	2.6 9.7	2.0 8.6	1.4 7.2	2.6 9.6	0.5 6.0		
241	86 12 17 11 9	2.0	1.7 3.3	0.3	2.8	2.0		
242	86 12 17 19 35	3.0 12.3	0.6 8.5	0.9 8.9	0.5 8.2	7.1		
243	86 12 17 20 59	2.9 12.0	2.0 10.4	1.4 9.3	2.5 11.6	0.2 7.2		
244	86 12 18 17 5	2.5 10.2	0.8 7.0	0.9	0.8	0.2 6.0		
245	86 12 18 20 52	3.1 15.9				0.4		
246	86 12 18 23 6	0.6 8.2	16 00	1 6 10 0	1 9 10 4	20 11 7		
247	86 12 19 16 20	3.0 5.7	0.4 1 9	1.8 3.9	0.2 0.9	7 6 6 7		
248	86 12 19 16 53	1.0 10.7	0 9 10 4	1 0 12 7	0 6 0 4	7 9 1/ 0	-	
249	86 12 20 6 24	0.2	0.8	0.3	4 4 44 5	0 7 10 7		
250	86 12 20 23 47	1.7	0.7	0.5	1.4 11.5	0.3 10.2		
~ <i>></i> v		1	v • /	V.J	1.0			

			1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1				
		KASAMA	IWASE	OHTA	UCHIYA	KAKIUK	BUSSHO
	YMDHM	P \$	P S	P S	P . S	P S	P 5
251	86 12 20 23 47	7.0	5.3	5.1	5.5	3.2 13.6	
252	86 12 21 11 33	0.3 6.4	1.6 8.6	1.4 8.1	2.0 9.5	1.9 9.3	
253	86 12 21 13 33	0.5 7.2	2.8 11.5	1.8 9.7	3.6 13.2	2.3 10.4	
254	86 12 21 17 17	2.5 10.2	0.9 7.6	2.2	0.1 6.2	3.3 11.7	
255	86 12 22 6 24	2.6 11.2	1.4 9.4	1.2 8.9	1.6 9.6	0.5 7.7	
256	86 12 20 12 33	0.8	0.4	0.4	0.4	0.6 8.2	
257	86 12 22 13 13	0.4 7.7	2.0 10.8	1.0 8.9	2.8 12.2	1.0 9.3	
258	86 12 22 13 13		16.8	15.7		15.8	
259	86 12 22 14 12	2.4 10.2	0.7 7.2	1.0 7.6	0.6 7.1	0.4 6.8	
260	86 12 22 18 8	0.4 8.2	2.5 11.9	1.6	3.3 13.4	1.9 11.0	
261	86 12 22 22 29	2.9 13.9	0.6 10.0	0.9 10.4	0.5 9.6		
262	86 12 22 23 50	0.5 8.5	2.6 12.0	1.5	3.4 13.1	1.0 11.2	
263	86 12 23 4 30	0.4 7.7	2.4 11.2	1.5 9.6	3.3 12.5	2.0 10.3	
264	86 12 23 13 4	2.1 10.5	1.1 8.8	0.9	1.4	0.2 6.0	
265	86 12 23 15 0	5.2	3.0	2.4	3.7	0.4	
266	86 12 24 2 54	0.8	2.7	1.7	3.5	1.9	
267	86 12 24 4 29	4.0 13.1	3.3 12.2	2.4 10.8	3.9	1.2 8.5	
268	86 12 25 5 56	2.9 11.7	1.6 9.5	1.4 9.2	1.8 10.0	0.6 8.1	
269	86 12 25 11 13	3.4	3.1	1.7	4.2	3.4	
270	86 12 26 9 1	1.1 8.7	2.9 11.7	1.8 9.9	4.1 12.9	2.1 10.2	
271	86 12 26 10 32	0.8 7.0	3.0	2.1	3.9	2.5 10.5	
272	86 12 27 7 44	2.8 10.3	2.8 10.4		3.4 11.6	0.8 6.9	
273	86 12 27 10 0	2.5	0.9	1.7	0.9	0.7	
274	86 12 27 11 35	1.4 9.4	0.6 8.0	0.5 8.0	0.7 8.3	0.2 7.6	
275	86 12 27 11 37	0.6 6.0	1.9 8.7	1.4	2.5	1.8 8.6	
276	86 12 27 18 5	0.9	1.3	1.5	2.0	3.8	
277	86 12 29 6 28	0.7	2.4	1.4	3.3	1.4	
278	86 12 29 15 15	1.1 7.7	3.4 11.6	2.4 10.2	4.2 13.3	2.8 10.8	
279	86 12 30 5 53	4.2 13.8	2.0 9.7	3.3	1.1 8.3	4.1	
280	86 12 30 11 57	3.4 10.9	1.6 7.8	1.6	1.6	0.6 6.5	
281	86 12 30 13 22	0.7	2.6	1.5	3.5	1.6 9.7	
282	86 12 30 14 46	0.5 7.6	2.2 10.5	1.3 8.8	3.0 11.6	1.5 9.1	
283	86 12 31 3 38	1.8 9.8	0.9 8.4	0.8 8.1	1.2 8.6	0.4 8.0	
284	86 12 31 17 43	3.0 12.7	1.9	1.6 10.4	2.2 11.4	0.8 9.0	
285	86 12 31 23 34	0.2 8.0	2.5 11.6	1.5 9.9	3.3 13.3	2.0 10.7	
286	87 1 2 12 35	3.1 10.8	1.4 7.8	1.6 8.1	1.3 7.7	1.1 7.4	
287	87 1 3 3 39	0.8 7.9	2.3 10.6	1.4 9.2	3.0 11.5	1.4 9.4	
288	87 1 3 21 48	0.6 8.6	3.3 13.3	2.5 11.8	4.0 14.3	3.1 13.3	
289	87 1 4 14 6	0.6 8.2	2.5 11.5	1.5 9.5	3.3 12.9	1.5 10.1	
290	87 1 5 3 51	2.8 10.3	1.1 7.3	1.1 7.3	1.2 7.5	0.1 5.8	
291	87 1 6 20 46	0.7 3.8	3.1 7.7	2.6 7.1	3.7 8.5	4.1 9.6	
292	87 1 6 22 55	2.9	1.8	1.7	2.1	1.0 7.8	
203	87 1 7 17 41	1.5 8.8	3.3 11.8	2.2 10.2	4.0 13.3	2.3 10.5	
294	87 1 7 19 48	2.1 10.5	1.1 R.9	1.0 8.9	1.2 9.1	0.6 8.2	
295	87 1 8 6 43	0.6 7.6	2.5 10.7	1.4	3.3	1.6 11.2	
296	87 1 12 12 5	2.0 3.8	2.0 3.8	0.6 1.4	3.2		
297	87 1 12 16 30	6.2	4.0	3.9	4.7	1.3 2.4	
298	87 1 14 11 50	4.3	1.7 2.5	3.2 2.6	1.5 2.2		
299	87 1 14 19 45	3.8 13.0	1.6 0.3	5.2 2.00	0.8 7.7	3.5 13.0	
300	87 1 15 8 12	0.3 6.0	1.1 7.5		1.7 8.8	0.4	
200	0. 1 10 0 12	3.5 3.0			5.0	~ • •	

気象研究所技術報告 第32号 1994

.

		KASAMA	IWASE	OHTA	UCHIYA	KAKTOK	DUCCUO	
	<u>үмрнм</u>	P S	P S	P S	p S		BU33NU	
301	87 1 16 12 41	3.6 6.2	1.0	• •	0.8	7.0	гэ	
302	87 1 18 8 42	1.0	0.6 7.9		0.7 8.2	0.5		
303	87 1 18 19 41	2.5 9.4	1.6 7.9		1.8 8.2	7.		
304	87 1 19 4 29	3.7 10.7	2.6 9.3		10.2	0.7 6 3		
305	87 1 19 6 26	4.8 14.4	1.3 9.1		0.7 7.8	10 1		
306	87 1 19 10 46	2.8 11.2	1.7 9.2		1.9 9.6	1 3		
307	87 1 21 18 49	4.1 13.6	1.8 9.8	3.2 12.2	1.0 8.3	1.5	1 7	
308	87 1 21 22 41	1.5 8.7	0.9 7.5	0.7 7.3	1.3 8.1		4.5	
309	87 1 22 17 17	0.7 7.6	2.0 9.7		3.0 10.8		20 07	
310	87 1 23 4 30	1.8 10.2	0.7 8.7	0.7 8.5	0.9 8.8		0 2 7 7	
311	87 1 23 16 17	0.4 7.4	2.0 9.8	1.3 8.9	11.2		1 8 0 8	
312	87 1 24 10 45	2.5 10.6	0.9 7.5	1.2 8.4	0.7 7.2		0.0	
313	87 1 24 23 50	10.0	1.8 9.1	1.1 7.8	10.2		0.0	
314	87 1 26 13 30	0.9 8.2	2.7 11.4	1.7	3.5 12.8		2 7 10 /	
315	87 1 28 5 39	2.0 10.3	1.2 9.2	0.5 8.1	1.7 9.9		2.3 10.4	
316	87 1 28 20 7	0.5 7.4	2.7 11.0	1.7 9.7	3.5 12.6		2 4 44 4	
317	87 1 29 6 1	3.4 10.6	3.0 9.9	2.1 8.3	3.6 10.7		10 45	
318	87 1 29 11 43	3.3	2.5	1.7	3.0		05 7 2	
319	87 1 29 14 30	3.0 9.9	2.3 8.6	1.7 7.5	2.9 9.5		0.3 1.2	
320	87 1 29 18 54	0.5	2.2	1.6	2.9		24 99	
321	87 1 30 10 55	1.1 8.6	3.1 11.8	2.2 10.0	12.5		414 7.0	
322	87 1 31 16 38	3.5 11.4	2.7 10.1	1.9 9.0	3.2 10.9		07 41	
323	87 2 1 0 27	2.2	1.3 8.5	1.3	1.5		1.0 8.0	
324	87 2 1 5 56	2.2 10.1	0.8 8.0	1.1 8.5	0.5 7.2		0.8 7.0	
325	87 2 1 7 9	2.4 8.6	1.8 7.6	1.3 6.9	2.2 8.3		0.8 5 0	
326	87 2 2 4 32	0.5 7.0	2.8 11.3	1.7 9.6	3.5 12.8		2 4	
327	87 2 3 6 29	2.0 10.7	1.0 8.8	0.9 8.8	1.2 9.0		0.6 8 1	
328	87 2 4 3 18	3.6	1.4 9.4	2.8 12.4	0.6 8.1		3 2 15 7	
329	87 2 4 9 50	3.7	1.5 9.1	2.8 12.0	0.6		3.3 12.5	
330	87 2 4 12 5	5.4 9.6	3.1 5.9	2.5 4.3	3.9		0.1 0.7	
331	87 2 4 18 42	0.6	2.4	1.2	3.3		1 4	
332	87 2 5 12 14	2.5 4.4	1.9 3.5	0.5	3.1 5.5		28 50	
333	87 2 5 15 20	1.9 3.8	1.6 3.2	0.2	2.7 4.8		23 45	
334	87 2 6 8 32	2.8 12.2	1.1 9.2	1.3 9.6	1.0 9.2		0.5 4.5	
335	87 2 6 21 21	0.3 8.0	2.2 11.1	1.0 9.2	2.9 12.3		1 8 10	
336	87 2 6 21 24	0.3	3.1	2.3	3.8		3 7 10.	
337	87 2 7 0 46	0.2	2.8	2.0	3.6		J • • •	
338	87 2 7 0 52	0.5	3.4	2.6	4.1			
339	87 2 7 17 7	0.5 8.7	2.5 11.9	2.1 11.3	3.0 12.9		3 2 13 0	
340	87 2 7 18 22	0.6	3.2	2.5	3.8		5.2 15.0 6 6	
341	87 2 7 21 5	0.5	3.1 13.3	1.9 11.3	3.8 14.7		* • *	
342	87 2 8 2 32	2.0 10.4	1.0 8.9	0.8 8.4	1.4 9.1		01 77	
343	87 2 8 16 1	0.5	3.2	2.7	4.1		6.1 (.3	
344	87 2 9 5 11	3.8 16.2	0.6 10.8	1.4 12.1	0.2 10 1		7.6	
345	87 2 9 8 43	0.3 7.7	2.5 11.4	1.5 9.8	3.3 12.8		2 5 11 0	
346	87 2 9 13 13	4.5 7.5	0.3	2.8	0.2		4 1 7 0	
347	87 2 9 14 10	2.1	1.8 15.7	0.4 15.0			4.1 7.0	
348	87 2 10 4 0	0.8 9.4	1.6 10.7	0.6 9.0	2.7 12.3	*	0384	
349	87 2 10 12 0	2.9 5.6	0.3	1.7	0.1		7 2 8 4	
350	87 2 10 14 32	0.5 7.4	0.6 7.5	0.3	1.1 8.2		0 6 7 /	
							0.0 1.4	

- 27 -

						~			r a	üci	11.1.4	KAKIOK		BILCONO			
	v	м	n u	м			SAMA	1.47	ASE	01	- A	001	11 1 4	NAN I			500 6
151		2 4	0 17	77			5		3	. P	3	, P	3	۲	3	7 7	3
351	07	2		33				3.1		2.3		4.0	• •			3.2	
352	07	2	10 10	15	4	2.4	9.0	1.7	(.(1.2		2.2	8.4			0.4	3.3
333	07	~ ~		21	ć	2.3	3.0	0.9	1.5	1.1		0.5	1.3			0.7	
354	87	2	1 15	17	2	2.0	3.8	1.6	3.3	0.2		2.8	5.2				4.1
355	87	2 1	1 15	30		5.3		3.1		2.4		3.9				0.1	
356	87	2 1	1 17	54	1	1.8		0.1		0.4		0.1				1.6	
357	87	2 1	1 19	55	2	2.3	10.6	0.6	7.6	0.9	8.1	0.5	7.5			0.4	7.4
358	87	2 1	1 22	46	. 3	5.0	14.2	1.8	12.2	1.4	11.5	2.1	12.8			0.2	9.1
359	87	2 1	2 2	6	(0.4	8.3	2.9	12.1	1.8	10.6	3.6	13.5				12.2
360	87	2 1	2 10	9	3	5.5	11.8	1.3	7.5	1.3	7.7	1.2	7.7			0.1	4.8
361	87	2 1	2 14	45	2	2.3	10.4	0.6	7.6	0.8	8.0	0.5	7.5			0.4	7.4
362	87	2 1	2 19	45	2	2.1	10.3	0.4	7.2	0.7		0.3				0.2	6.5
363	87	2 1	2 22	8	3	5.4	11.5	1.2	7.5	1.4	7.7	1.5				0.1	5.6
364	87	2 1	3 3	41	3	3.2		1.0		1.9		0.1	16.9				
365	. 87	2 1	36	30	į	5.9	12.2	1.7	7.9	1.7	8.1	1.7	8.1			0.3	5.6
366	87	2 1	36	53	3	5.8	12.0	1.5	7.9	1.6	8.0	1.6	8.0			0.5	5.4
367	87	2 1	38	45		5.8	12.0	1.6	7.8	1.6	8.0	1.5	8.0			0.5	5.5
368	87	2 1	3 10	0		5.6		3.4	6.5	2.7		4.1				0.3	1.2
369	87	2 1	3 10	21		2.0	9.7	0.3	7.0	0.6		0.2	6.7			0.2	6.7
370	87	2 1	3 12	- <u>'</u>		5.4	0 7	3 2	5 9	2.5		4.0	7.2			0.2	0.8
371	87	2 1	3 13	17		, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	<i></i>	25	10.6	1.4	9.6	3.2	11.9			0.7	
372	87	2 1	3 16	4.6		i z	10 0	1 0	8 0	2 7	11.1	0.4	8.1			4.6	
373	87	2 1	4 12				0.7	4 0	9 7	2.5	7 0	0.4	0 5			0.4	1.0
374	87	2 1	4 15	26	-		0.5	0.0	11 0	1 0	0 1	7 4	12 5			•••	9 6
375	07	2	4 1				0.5		11.0	1.0	9.1	3.0	12.3			0 4	7.0
376	97	2 1	4 17			2.0	11.1	1.1	0.2	1.2	0.1	1.3	0.3			0.0	7.5
377	07	2 1	4 20	40			10.0	0.9	0.4	0.7	0.0	1.1	43 7			0.3	10 4
370	07	2	7 20	40			8.1	2.0	11.0	1.4	y.2	3.0	12.3			0 F	10.4
370	07	2 0	1 21	21		2.2	11.5	2.0	9.9	2.0	8.9	3.2	10.7			0.5	0.0
379	87	2 1	8 10	25		2.7	8.3	2.5	10.8	1.4	9.1	5.5	12.4			1.8	y.y
380	87	21	8 15	44		5.4	10.2	2.3	8.5	1.8	7.5	2.8	9.2			0.0	5.7
381	87	2 1	9 12	58	2	2.8	10.4	1.1	7.4	1.2	7.6	1.1	7.5			0.4	6.0
382	87	22	1 4	29	. 3	5.0	9.7	2.2	8.3	1.6	7.4	2.7	9.1			0.7	5.8
583	87	22	3 10	6	2	2.4	10.8	1.4	.8.5	1.2	8.2	1.7	9.4			0.5	7.6
384	87	22	23 19	57	2	2.4	10.8	1.4	9.2	1.2	8.6	1.7	9.5			0.4	7.5
385	87	2 2	:4 1	15	().5		2.3		1.6		2.9				2.5	10.1
386	87	22	4 5	44	3	5.2	12.5	1.4	9.1	1.6	9.5	1.4	9.0			0.7	7.7
387	87	22	4 17	18	0	0.5	8.1	2.4	11.5	1.3	9.5	3.2	13.8			1.7	10.4
388	87	22	5 0	21			14.5	5.1	10.9	4.9	10.9		11.1				9.6
389	87	22	5 7	33	2	2.0	10.4	2.2	10.5	1.2	8.8	3.0	11.0			0.3	7.2
390	87	22	6 17	42	2	2.2	10.7	1.5	9.3	1.0	8.5	2.0	9.8			0.4	7.2
391	87	22	6 22	51	3	5.3	10.6	2.5	9.2	1.8		2.9				0.5	6.6
392	87	2 2	6 23	24	3	5.3	11.3	2.4	10.0	1.7	8.3	2.9	10.6			0.5	6.6
393	87	2 2	8 4	46	2	2.2	10.2	0.6	7.5	0.9	7.9	0.3	7.1			0.6	7.3
394	87	2 2	8 13	38	2	2.4	10.2	2.4	10.1	1.6	8.5	3.2	11.5			0.5	6.8
395	87	3	1 2	28		3.4	10.1	1.1	6.5	1.5	7.0	1.1	6.4			0.5	5.4
396	87	3	1 2	7	2	2.0	8.4	1.0	6.6	0.9	6.5	1.2	7.0			0.5	6.1

し開発の可能性の検討が行われた。これらの詳細を次に述べる。

(i) 3次元速度構造解析

直下型地震の予知に有用とされる前震活動の検知・特徴の把握には精度のよい震源決定が不可欠 である。このためには、対象域について①その地殻の詳細な速度構造の把握及び②これに基づくリ アルタイムの震源計算が必要である。また、速度構造の時間変化の検知可能性についての検討にも 利用できればさらに有用である。ここではこれらについて研究が実施された。 ①詳細な速度構造の把握

浅所(主に地殻の部分)の構造把握には、人工地震と多数のセンサーとを使って行う方法が確立 している。この方法は費用と人手をかければ人工密集地域を除いて実施は可能である。一方、より 深い所の構造把握についても自然地震を使う方法がやはり確立している。従って、残された問題は 「人工密集地域における構造把握」と、「既に確立している方法について、経済効率やリアルタイ ム運用での実用性などを検討し、改善すること」である。今回は、このうち、後者について研究が 実施された。以下この研究内容を記す。なお、前者については、基礎的事項の研究が必要であり、 別途研究が進められている。

非一様な媒質の速度構造を調べるには,3次元波線追跡が不可欠である。これは,一般に非線形 微分方程式の境界値問題に帰着されるもので,種々の数値解法が提案されている(Julian and Gubbins, 1977; Pereyra et al., 1980) が, 解の存在が保証されない, 計算に多大な時間を要するなどの難点 がある。自然地震を利用して速度構造を調べる場合、震源を同時に求める必要があり、また、利用 できる地震の数が多い程その構造の推定精度が上がるので、地震発生毎に逐次データを追加して、 構造の改善を図ることが実用上有用である。従って,後述する震源把握における必要性とも相まっ て、3次元波線追跡には時間がかからないことが望まれる。精密震源把握への利用の必要性から計 算時間短縮のための近似方法も開発されている(Thurber and Ellsworth,1980;Thurber,1983;宮 武, 1987; Hasemi and Ishida,1987)。 これらのうち, 局地的な領域を対象にして作られた方法は, 地熱地帯での構造解析に応用された例もあり(杉原他, 1986), また走時を求める上では十分の精 度を有していると考えられるが、波線通過経路について近似しているため、構造解析の面から見る と、詳細な構造を推定するのには適当な近似ではない可能性がある。このため、今回の研究では、 数値解法の新しいアルゴリズムが開発された(関田,1987)。この方法は,従来の方法(Pereyra *et* al, 1980)に比べ、同程度の精度を得るための計算時間が20%程度であり、また、笠間地区の採石発 破によるデータに適用された結果,この地域の浅い部分の速度構造と地形との関係が求められた(関 田他, 1988)。 また, この結果は, 人工地震による構造解析結果と符合するものであった。 ②精密震源計算

震源決定の精度を向上させるため、震源と同時に速度構造も併せて決定する方法が採用された。

気象研究所技術報告 第32号 1994

直下型システムではさまざまな制約から、観測点数が少なくなる(今回は5点)ことが想定され、 これが震源決定での重要な制約条件になると想像された。このため、得られる情報は最大限利用す ることとし、速度構造解析には、自然地震のみならず採石発破のデータも利用し、また、発破の震 源の深さは地表面に固定する方法が採られた。笠間地区では、深さ30km以浅の浅い地震が発生して いないため、採石発破のデータのみで速度構造解析が実施されたが、実際に浅い地震が多発してい る地域については、この手法による速度構造及び震源の同時決定が可能である。また、これらの計 算をフィールド観測用の小型の計算機を用いて、リアルタイムで処理できるように、これまでに得 られた情報を利用しつつ、新しいデータが得られる毎に、逐次的にインヴァージョンを行い精度を 上げていく手法が開発された(関田、1986)。

なお、今回の観測期間中に福島県沖で群発地震が発生した。このイベント群を捕捉した直下型シ ステムの記録の中にはP,S以外に明瞭な相が3種類(以下X相と呼ぶ)検出された。これらが、観 測フィールド直下の構造を反映したものであるかどうか、気象庁の広域的な地震観測データも利用 して、その同定が行なわれた。現在までの研究では、今回のテストフィールドの下に沈み込む太平 洋プレートの内部構造に起因したものであると考えられている(Mori, 1990)。

(ii)採石発破を利用したQの監視解析

地震動の距離減衰を表す指標であるQは、時間とともに変化する例が観測から知られており、気 象研究所(1990, pp.59-65)にまとめられている。これは伝播の途中での地震波の吸収・散乱の特性 がそこの媒質特性の時間変化に応じて変わっていくためと考えられている。従って,Qの時間変化を 監視することが地震予知に役立つ可能性があり、多くの研究者がこの種の研究を進めている。

ここでは表層の媒質の影響を強く受けている表面波について、Qの時間変化を調べた。深さ10km 未満に震源がある地震では、多くの場合地表に地殻変動が明瞭に現れる。従って、震源が極浅い地 震については、その発生の前兆として表層の媒質にも変化が現れることが期待される。時間変化を 調べるには、定常的にデータを収集・解析することが必要である。このためには、時間的に制御可 能な発震手段を持つ必要がある。採石発破は、日本全国ほぼ隈なく行われているのでこれを発震手 段として利用するのが適当であると考えられた。今回の研究では、手法の開発の可能性の検討のた め、気象研究所周辺について調べられた(森他、1988)。 結果の詳細は「人工震源(採石発破)を 利用した表層の波動的Qの監視解析」(森他、1993)に記されている。一度に比較しうるデータを増 やすため発破の薬量で観測値を補正して使用したが、通常発破は縦穴に2段、その底の部分で横に 2段~4段(根切り)の発破を一度にかけるので、各段の時間ずれの毎回の変化や、段の数によっ て、薬量が等しくてもピーク周波数や最大振幅が変化し、薬量だけで単純に補正するのでは十分で ないことが多い。しかし、簡単のため今回は薬量だけによる補正を行なった。Qの推定値に大きい分 散があるのは主としてこのためであると考えられる。薬量だけによる単純な補正を行う方法でQの変 化を検出するには、データにばらつきが大きいので、Qが30~50%変化することが必要である。実際

- 30 -

にこれだけの大きい変化が地震発生前に起こるかどうか観測例はないのでわからない。より小さい Qの変化を検出できるようこの方法は改良を重ねることが必要と考えられる。

1.1.7 考察と結論

今回のテストフィールドでは地殻内地震が全くなかった。活断層付近についても同様であった。 「潜在的に地震が発生しないのか,または歪が十分蓄積するに至っていないので地震が発生しない のか」を考えることは,前兆的な微小地震活動の検出をはかるという目的に沿っている。そこで, 以下でこれについて考察する。

少なくとも報告されている地殻変動の結果からは歪速度が遅いことがわかり、歪が十分蓄積して いない可能性が高いことがわかる。一方、この地域の地殻へ作用する応力としては、太平洋プレー トの西向きの運動による同方向への押し、及びフィリピン海プレートの自重による北東への沈み込 みと北西への運動とによる相模トラフでの北東~北への押しが考えられる。フィリピン海プレート からの影響は、殆どが関東南部の地殻変動に吸収されているようである。地殻応力の測定からも北 西向きの応力が推定されているように、フィリピン海プレートの影響は存在するとしてもわずかで、 大部分は太平洋プレートの影響のようである。その太平洋プレートと、東北日本が属しているブレ ートとの力学境界域は、日本海溝より陸寄り(嶋本、1990)としても、今回の観測地域からの距離 は200km程度離れており、今回のテストフィールドまで及ぶ応力は小さいのであろう。結局、この 地域にはまだ歪が十分蓄積するに至っていないために地震が発生しないと考えられる。但し、十分 歪が蓄積した時にそれが非地震性の地殻変動に吸収されるか地震となるかは結論できない。一方、 岩石の流動実験によると脆性から延性への遷移温度は石英で300度、長石で400度とのことであり(古 川・山野、1989)、キュリー点(450度程度)深度(大久保、1989)が今回の観測地域で浅くなって いる可能性もある(東北地方からの類推から)。この場合には、徐々に蓄積される地殻歪は、大部 分非地震性の地殻変動に吸収されるということになろう。

以上のように笠間地区では歪が十分蓄積しておらず、1.5年間の予備研究の範囲では直下型システム(前兆的な微小地震活動の検出をはかるシステム)の設置~解析の流れの中でこのシステムの問題点を見いだすに至らなかった。しかし、現在業務的にテストできる状況にないが、2つの新しい 手法の開発ないし開発の可能性の検討がなされた。開発された手法の評価は、今後業務的に処理が できるようにした時点で行いたい。

(謝辞)

柿岡でのMT・用紙の交換には桑島正幸氏をはじめとする1986年~1987年当時の地磁気観測所の技 術課の方々の多大な御協力を頂いた。また、石川有三・関田康雄両氏には本文の改善に有用な意見 を頂いた。記して感謝する。なお、発震機構・一部の震源の分布の作図・検索にSEIS-PC(石川他、 1985)が利用された。また,走時残差・一部の震源の計算・作図に関田康雄氏のプログラムが使用 された。(森 滋男)

参考文献

地質調査所, 1982:100万分の1地質図, 日本地質アトラス, p.11.

- 地質調査所・海上保安庁水路部,1989a:関東平野及びその周辺の基盤深度図.首都及びその周辺の地震予知 (その2), 建設省国土地理院編, p.136.
- 地質調査所・海上保安庁水路部,1989b:関東平野及びその周辺のブーゲー異常図・首都及びその周辺の地震 予知(その2), 建設省国土地理院編, p.135.
- 橋本 学,1990:測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度(I)本州・四国・九 州. 地震2,43,3-26.
- 長谷川 功・伊東公介・佐藤隆司・楠瀬勤一郎・小野晃司・相原輝雄・渡辺史朗・曽屋龍典・衣笠善博・下 川浩一・粟田泰夫,1983:首都圏北部の地下構造,地震学会講演予稿集,No1,47.
- 長谷川 功・佐藤隆司・伊東公介・鈴木慰元・小玉喜三郎, 1984:夢の島~大洗の地下構造. 地震学会講演 予稿集, No 2, 232.
- 早川唯弘・松田時彦,1991:1:新編日本の活断層――分布図と資料――.活断層研究会編,東京大学出版会, pp.164-165.
- 堀江晶子・渋谷和雄, 1979:関東地方の深さ150kmまでのP波速度構造. 地震2, 32, 125-140.

古川善紹・山野 誠, 1989:日本列島下の熱的構造。月刊海洋, 21, 39-46.

石川有三・望月英志・佐久間喜代志・山本雅博・成戸健之,1989:発震機構のコンパイル。月刊地球(群発 地震--------------------群発地震と広域応力場), 219-223.

石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, 1985:SEIS-PCの開発——概要——. 情報地質, 10, 19-34.

地震予知連絡会,1989a:首都圏における活曲動・活褶曲の分布.首都及びその周辺の地震予知(その2), 建設省国土地理院編, p.131.

地震予知連絡会,1989b:鳩山(HTY)-大洗(OAR)測線地殻構造,夢の島(YMS)-大洗(OAR)測 線地殻構造. 首都及びその周辺の地震予知(その2)建設省国土地理院編. p.141.

気象庁,1989:気象官署における1951年-1988年(38年間)の年平均有感地震分布.首都及びその周辺の地震 予知(その2), 建設省国土地理院編, p.11.

気象庁地震課,1983:76型地震計用耐雷トランスの設置について.地震火山技術通信,59,44-46.

気象研究所地震火山研究部、1990:地震前兆現象のデータベース.気象研究所技術報告第26号、329p.

気象庁観測部,1980:観測機器雷対策について、測候時報,47,137-182.

国立防災科学技術センター,1989:首都及びその周辺のおける微小地震の垂直分布図.首都及びその周辺の 地震予知(その2), 建設省国土地理院編,pp.36-39.

岡田義光, 1990: 南関東地域のサイスモテクトニクス. 地震2, 43, 153-175.

大久保泰邦, 1989:日本列島下のキュリー点深度。月刊海洋、21、33-38.

大塚道男, 1981: 簡易地震計の開発――その必要性と試作――. 地震2,34,175-187.

関田康雄, 1986:データが逐次得られる場合のInversion (Baysian approachの応用). 地震学会講演予稿 集, No 2, 76. 関田康雄,1987:準線形化法による3次元波線追跡の試み.地震学会講演予稿集,No1,68.

関田康雄・後藤和彦・森 滋男・吉田明夫, 1988: 準線形化法による3次元速度構造解析. 地震学会講演予 稿集, No1, 95.

嶋本利彦, 1990:比較沈み込み学のレオロジー的基礎. 号外地球, 3, 112-117.

杉原光彦・伊東久男・平原和朗, 1986:数百mスケールでの3次元P波速度構造、地震学会講演予稿集, No 1, 95.

竹内 均,1977:日本列島地学散歩(北海道・東北・北関東編). 平凡社カラー新書69, pp.130-131.

塚原弘昭・池田隆司,1983:関東・東海地域の地殻応力。地震2,36,571-586.

塚原弘昭・池田隆司,1989:首都圏及びその周辺における地殻応力の分布図.首都及びその周辺の地震予知 (その2), 建設省国土地理院編, p.123.

松田時彦, 1980:日本の地質,岩波講座地球科学15,勘米良亀齢・橋本光男・松田時彦編, p.163.

宮武 隆, 1987:近似波線法による3次元不均質構造内での走時について. 地震2, 40, 99-110.

森 滋男・関田康雄・後藤和彦・吉田明夫, 1988:茨城県笠間周辺地域での表面波の減衰について. 地震学 会講演予稿集, No1, 96.

森 滋男・関田康雄・後藤和彦・吉田明夫, 1993:人工震源(採石発破)を利用した表層の監視解析. 準備中. Hasemi, A. and M. Ishida, 1987, Travel Times and Hypocenter Determinations by Using the

Three-Dimensional Velocity Model of the Kanto-Tokai District, Japan. J. Phys. Earth, **35**, 255-271. Julian, B. R. and D. Gubbins, 1977 : Three-dimensional Sesmic Ray Tracing. J. of Geophys., **43**, 95-113.

Mori, S., 1990, Thickness of the Low Velocity Layer in the Descending Oceanic Plate, Estimated by Later Phases Observed in the Recordings of Off-Fukushima-Earthquakes. *EOS*, **71**, 898.

Pereyra, V., W. H. K. Lee and H. B. Keller, 1980, Solving Two-point Seismic Ray Tracing Problems in a Heterogeneous Medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 79-99.

Thurber, C. H., and W. L. Ellsworth, 1980, Rapid Solution of Ray Tracing Problems in Heterogeneous Media. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1137-1148.

Thurber, C. H., 1983, Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California. J. Geophys. Res. 88, 8226-8236.
1.2 静岡県由比地区における地震観測

1.2.1 概要

茨城県笠間地区での予備的な試験観測の成果を受けて、1987年8月16日から静岡県由比地区にお いて本格的な試験観測を開始した。観測点の配置を図1-2-1に、観測点の諸要素を表1-2-1に示す。 観測網は、体積歪計(第2章参照)が設置されている静岡県由比町を取り囲むように配置された5 つの地震観測点で構成されている。なお、1988年7月に清水観測点が廃止され、新たに梅ケ島観測 点が設置された。これらの観測データは、無線あるいは有線テレメータで静岡地方気象台に伝送さ れ、同地方気象台で集中収録された。収録方法は、当初、アナログ・データレコーダで連続収録さ



図1-2-1 静岡県由比地区の試験観測網の配置およびその周辺の地形図。+印は観測点、O 印は静岡地方気象台の位置。等高(深)線の数値の単位はメートル。SMT:南松 野、SKR:桜峠、SSH:宍原、SMZ:清水、YUI:由比、SHZ:静岡地方気象台。

表1-2-1	観測	点の諸要素
--------	----	-------

観測点	コード	緯度(*N)	経度([•] E)	標高(m)	観測期間
南松野	SMT	35.1643	138.6048	160	1987/08/16-1989/03/02
桜 峠	SKR	35.2580	138.5451	450	1987/08/16-1989/03/02
宍 原	SSH	35.1604	138.5150	-65	1987/08/16-1989/03/02
清 水	SMZ	35.0985	138.5142	250	1987/08/16-1988/07/12
由 比	YUI	35.1195	138.5589	10	1987/08/16-1989/03/02
梅ケ島	UMG	35.2792	138.3327	760	1988/07/13-1989/03/02

気象研究所技術報告 第32号 1994



図1-2-2(a) 観測網の構成(1987年8月16日-1988 年3月31日)。



図1-2-2(b) 観測網の構成(1988年4月11日-1988 年7月12日)。



図1-2-2(c) 観測網の構成(1988年7月13日-1989年3月2日)。

れていたが、1988年4月以降は一次判定データ編集装置の導入によりイベント・トリガ方式でのディジタル収録となった。図1-2-2には観測網の構成を期間毎に示す。収録されたデータは磁気テープ に保存され、気象研究所において処理・解析されている。

なお、このシステムによる観測は、システムの拡充を行って現在も継続している。ここでは1989 年3月までについて報告する。

- 35 -

1.2.2 地震観測点について

1987年8月16日の観測開始から1989年3月2日までの全期間を通して、同時に観測していた観測 点は5点である。南松野,桜峠,宍原,由比の4観測点は全期間,清水観測点は1987年8月16日か ら1988年7月12日まで,梅ケ島観測点は1988年7月13日から1989年3月2日まで観測を行った。図 1-2-2は観測網周辺の活構造図である。また,各地震観測点でのノイズ・レベルを図1-2-4に,ノイ ズの速度スペクトルを図1-2-5に示す。以下に,各観測点の状況を述べる。

1.2.2.1 南松野観測点

南松野観測点は,観測網の東隅の火山岩類からなる地域に位置しており,固有周期1秒の地震計で3成分観測が行われている。地震計は,小高い山の中腹の果樹園と雑木林の境界の斜面の露岩上にコンクリートを履って設置されている。ノイズ・レベルは上下動成分で30µkine,水平動成分で50-70µkine程度である。この観測点では,図1-2-4に見られるように,観測点を含む山体全体の震動と思われる長周期のノイズが特徴的である。



図1-2-3 観測網周辺の活動構造図(地質調査所, 1982)と地震観測点の配置。+印は観測点,〇印は静岡 地方気象台の位置。 気象研究所技術報告 第32号 1994



図1-2-4 観測点-成分毎のノイズ・レベルの頻度分布と平均値。ノイズ・レベルは、収録された地震デ ータのP波初動前2秒間の速度振幅の自乗平均値である。矢印は平均値を示す。

1.2.2.2 桜峠観測点

桜峠観測点は、人家から離れた峠からさらに尾根づたいに約100メートル山中に入った植林地の中 にある。周辺は表土が厚く適当な露岩がないため、地中約1メートルの深さにコンクリート台を設 け、その上に地震計を置いて埋設している。ここでは、固有周期1秒の地震計で3成分観測が行わ れている。ノイズ・レベルは上下動成分で10μkine、水平動成分で20-30μkine程度であり、良好な記 録が取られている。ただし、近くの峠は車両の通行が時々あり、これに伴うノイズが見られる。ま た、強風時には植林木の震動による長周期の地動が記録されている。



図1-2-5 観測点-成分毎のグランド・ノイズの速度スペクトル。図に示されているスペクトルは,複数 のノイズ記録を重ね合わせて求めたもの。重ね合わしたノイズ記録の個数は観測点-成分名の 横に示してある。

1.2.2.3 宍原観測点

宍原観測点では、固有周期1秒の地震計で3成分観測が行われている。地震計は、人家から数100 メートル離れた沢づたいの崖にでている露岩の上に作ったコンクリート台に設置されている。ノイ ズ・レベルは上下動成分、水平動成分とも15µkine程度であり、由比観測網の観測点の中で最も良好 な記録が得られている。

1.2.2.4 清水観測点

清水観測点は、気象庁の体積歪計の観測施設を利用したものである。地震計も既設のものであり、 国道から50メートル程度離れた深さ125メートルに埋設されている固有周波数4.5Hzの上下動地震計 を用いている。この観測点では車両などの人為的な雑音が大きく、ノイズ・レベルは42µkineであり、 あまり良い記録は取れていない。なお、清水観測点は、後述の梅ケ島観測点の新設に伴い1988年7 月12日で観測を停止した。

1.2.2.5 由比観測点

由比観測点は、図1-2-3で見られるように、入山断層が雁行し、堆積岩類と火山岩類が接した複雑 な構造の所に位置する。なお、本特別研究で設置した体積歪計の観測点とは同位置である。地震計 は体積歪計とともに深さ50メートルに埋設されている。用いている地震計の固有周波数は4.5Hzであ り、上下動成分の観測のみ行っている。この観測点は国道から約50メートル離れた由比川沿いにあ り、ノイズ・レベルは37//kineとかなり大きい。なお、図1-2-5で見られる20Hz前後でのスペクトル の小さなピークは、南松野の上下動成分や宍原の上下動成分あるいは南北動成分にも見られ、これ らは自然のものではなくデータ伝送に係わるノイズと思われる。

1.2.2.6 梅ケ島観測点

梅ヶ島観測点は、後述する震源分布(図1-2-8)より明らかなように、観測網の西側の観測点の不 足を補うために1988年7月13日に新設された。この地域は、糸魚川一静岡構造線の近くである。ま た、大谷崩れの近くで、多量の降雨があるとすぐに土砂崩れに伴って通行止めとなることから分か るように、脆くて壊れやすい岩が安部川のすぐ際までせまっているところである。地震計は、安部 川の支流の小さな扇状地の端の崖沿いの大きな転石の上にコンクリートの台を作って、その上に設 置されており、3 成分の観測を行っている。ノイズ・レベルは上下動成分で16µkine、水平動成分で 40µkien程度であり、比較的良好な記録が取られている。ただし、近くの川では、川床に溜った土砂 の撤去作業を行うことがあり、それに伴う雑音が少々見られる。なお、図1-2-5で3Hz前後にスペク トルの鞍部が見られるが原因は不明である。

1.2.3 データ伝送について

観測データは、無線あるいは有線テレメータを用いて伝送され、静岡地方気象台で集中収録されている。現有のテレメータ装置に限りがあるため、この観測網では3種類のテレメータ装置を用いている。また、図1-2-2に示されているように、観測データを中継して伝送しており、伝送系列は複雑である。以下、各伝送系について述べる。

1.2.3.1 桜峠観測点-南松野観測点

桜峠観測点は山中で近くにNTT回線がないために,無線で南松野観測点までデータの伝送を行っ ている。伝送方式は,送信周波数400MHz帯のFM-FM方式である。搬送波周波数は1080,1560, 2040,2520Hzであり,周波数変調の偏位は±125Hzである。桜峠観測点と南松野観測点はおよそ10 km離れているが,桜峠観測点の選定の際には南松野観測点が見通せることを条件としたため,南松 野観測点での受信状況は非常に良好である。なお,送信出力は1Wである。

桜峠観測点での電力は、近くに商用電源がないため太陽電池を用いている。太陽電池の出力は電 流制限器を通して鉛蓄電池に接続し、鉛蓄電池から送信機に電力が供給されている。送信機の消費 電力はおよそ8Wであるが、太陽電池はおよそその5倍の能力を持っている。また、鉛蓄電池は100 AHを2個並列で用いている。容量的にはかなり余裕を持った設計となっており、1988年末までの期 間は電力供給に関する故障は生じなかった。しかし、1989年初め頃からは、太陽電池設備の周辺の 植林木の成長に伴う日照不足の状態となり、徐々に欠測が見られるようになってきた。なお、その 後、太陽電池を高くする改修工事を行い、現在は順調に観測データが得られている。

1.2.3.2 南松野観測点一静岡地方気象台

南松野観測点では,桜峠観測点から無線テレメータで伝送されてきた観測データと自観測点の観 測データを併せて静岡地方気象台に有線テレメータで伝送している。伝送は,NTTの4線式D-1 回線(3.4KHz)9600BPSの専用回線を使用している。その際,観測データは,10bit,120Hzサンプ リングでPCM方式の変調がなされている。

1.2.3.3 宍原観測点-由比観測点

宍原観測点のデータは、NTTの2線式D−1回線(3.4KHz)9600BPSの専用回線を使用し、FM −FM方式で伝送している。テレメータ装置は桜峠観測点−南松野観測点の無線テレメータで用いて いる装置と同一機種である。

1.2.3.4 由比観測点一静岡地方気象台

由比観測点では、宍原観測点から伝送されてきた観測データと自観測点の地震観測データおよび 体積歪計関係のデータを併せて静岡地方気象台に有線テレメータで伝送している。伝送は、NTTの 4線式D-1回線(3.4KHz)9600BPSの専用回線を使用している。その際、地震観測データは12bit、 120HzサンプリングでPCM方式の変調がなされている。1988年7月13日以降は、梅ヶ島観測点の観 測データも由比観測点に伝送されて来るようになり、このデータも併せて静岡地方気象台に伝送さ れるようになった。

1.2.3.5 清水観測点-静岡地方気象台

清水観測点の観測データは、NTTの4線式D-1回線(3.4KHz)9600BPSの専用回線を使用し て静岡地方気象台に伝送されている。テレメータ装置は、南松野観測点一静岡地方気象台で用いて いるものと同一機種であり、10bit、120HzサンプリングのPCM変調データに変換されて伝送されて いる。なお、この伝送系は、清水観測点の撤去に伴い、1988年7月12日に閉鎖された。

1.2.3.6 梅ケ島観測点-由比観測点

1988年7月13日の梅ケ島観測点の新設に伴い,梅ケ島観測点の観測データは,NTTの4線式D-1回線(3.4KHz)9600BPSの専用回線を使用して由比観測点に伝送されるようになった。テレメー タ装置は清水観測点-静岡地方気象台の伝送に用いていた装置を転用しており,データは10bit,120 HzサンプリングでPCM変調されている。

1.2.4 観測データの収録装置について

無線あるいは有線テレメータで静岡地方気象台に伝送されてきた各観測点のディジタル・データ は、受信機で再びアナログ・データに変換されたあと、同地方気象台で刻時出力とともに集中収録 される。図1-2-2に示されているように、収録方法は当初アナログ収録であったが、1988年4月11日 からはディジタル収録に変更された。

1.2.4.1 アナログ収録方式

1987年8月16日から1988年3月31日まではアナログ・データレコーダによる連続収録方式が採用 された。この方式は、機動的観測システムの予備的な試験観測が実施された茨城県笠間地区で用い ていたものであり、由比地区での観測にそのまま転用したものである。

1.2.4.2 デジタル収録方式

1988年4月11日から1989年3月2日までは一次判定データ編集装置の導入によりイベント・トリ ガ方式でのデジタル収録方式となった。

1.2.5 観測データのルーチン処理について

1987年8月16日から1988年3月31日までのアナログ・データは、記録紙上に再生して、主に震源 決定を行い、由比地区の観測網周辺の地震活動を調べるために用いた。その後、1988年4月11日か ら観測データがディジタル量として収録されるようになり、計算機での処理が容易になったため、 能率的にデータの解析が行えるようになった。ここでは、主に1988年4月11日以降のデータ処理に ついて述べる。なお、1988年3月以前のアナログ・データの処理は、機動的観測システムの予備的 な試験観測が実施された茨城県笠間地区のデータ処理と同じである(1.1節を参照)。

1.2.5.1 観測データの編集

静岡地方気象台で一次判定データ編集装置内の磁気ディスクに収録された観測データは、およそ 1週間毎に磁気テープに吸い上げられて気象研究所に送られてくる。このテープにはトリガされた 全記録が収録されており、膨大な量に達する。図1-2-6の白抜きの棒グラフで示されているのは、日 別のトリガの回数である。全期間では6358回、1日当りにすると平均21回トリガされている。なお、 図1-2-6から明らかなように、トリガ回数は時期的にかなり変化している。観測開始当初はシステム のパラメータの調整でトリガの回数が多い。1988年7月から8月にかけては、伊豆半島東方沖の群 発地震によりトリガ回数が増加しており、最も多い日は1日に347回のトリガがかかっている。また、 1988年10月以降はそれ以前よりトリガ回数が多くなっているが、これは梅ケ島観測点周辺での土木 工事によって発生する雑音が主要因である。そのほか、観測期間中に収録システムのトリガ・パラ メータを変更した影響も図1-2-6には含まれている。



 図1-2-6 由比観測網でのトリガ,S-P時間が10(20)秒以下の地震およびS-P時間が5(10)秒以下の地 震の日別回数。なお、上の括弧内の20あるいは10は1988年8月上旬までの値、10あるいは5は 1988年8月中旬以降の値である。S-P時間が10(20)秒以下の地震は、磁気テープに記録が保存 されている。また、S-P時間が5(10)秒以下の地震は震源が決定されている。なお、1988年10 月中ごろと12月初めは欠測である。



図1-2-7 地震記録例。左は遅送り、右は同じ地震の早送り記録である。

膨大な量のトリガされた全記録を保管することは大変であるので、我々は、それらの中から有効 な地震データを抽出して、その記録だけを編集して磁気テープに保存している。有効な地震として は、1988年8月上旬まではS-P時間が20秒以下、8月中旬以降はS-P時間が10秒以下のものを選んで いる。1989年3月2日までに磁気テープに保存されている地震の総数は2143個である。図1-2-7は、 観測網に比較的近い地震の波形例である。

なお、図1-2-6に見られる1988年10月中旬と12月初めのトリガ回数が零の日は、システム調整などによる欠測期間である。

1.2.5.2 震源決定

抽出した地震データのうち,観測網に比較的近い地震については震源を決めている。対象とした 地震は,1988年8月上旬まではS-P時間が10秒以下,8月中旬以降はS-P時間が5秒以下のものであ る。

震源の決定は、気象研究所のスーパーミニコンピュータを用いて対話形式で行っている。震源決 定法はHerrmann (1979)の震源決定プログラムFASTHYPOを用いている。また、速度構造は、静 岡県中央部での結果 (久保田, 1980; 1985)を参考にして、表1-2-2に示したような水平成層構造を 仮定している。図1-2-8は対話形式で震源決定を行う際の,CRTの画面の例である。図1-2-8(a)は, P波とS波の到来時間を験測しているところである。また,図1-2-8(b)は震源決定された結果を示し ている。なお,震源決定は,3点以上の観測点でP波あるいはS波の到達時間の験測値が5個以上あ り,かつ1個以上のS波の験測値を含む地震について行った。

図1-2-6の黒塗りは、震源決定された地震の日別回数である。1988年4月11日から1989年3月2日 までの総数は166個、1日あたり約0.5個である。図1-2-9には求められた震源の震央分布、震源の東 西断面および南北断面が示されている。図1-2-9(a)は、1988年7月12日までの清水観測点が稼働し ていた期間であり、1988年3月以前のアナログ・データの期間の震源決定結果も合わせて表示され ている。また、図1-2-9(b)は、1988年7月13日の梅ケ島観測点が設置されて以降の震源分布である。 図から明らかなように、観測開始当初の清水観測点を含む5観測点の観測網の中ではほとんど地震 が発生しておらず、むしろ観測網の西側で地震活動が高くなっている。そして、それらの活動が、 図1-2-9(a)では北緯35.2-35.3度の範囲では東西に帯状に分布しているように見えるが、図1-2-9(b) では東経138.4-138.5度付近に集中しているように見える。この違いが、期間の違いに伴う地震活動 の変化なのか、梅ケ島観測点を新設したことによるものかは、必ずしも明かではない。

1988年4月11日から1989年3月2日までに震源決定された地震のうちで、震源決定に各観測点の P波およびS波の験測値が寄与した割合が図1-2-10に示されている。この図より明らかなように、桜 峠と宍原観測点の験測値は、P波S波とも寄与率が高く、梅ケ島と南松野観測点は少し落ちるものの 60%程度以上寄与しているが、清水と由比観測点は寄与率が低くなっている。図1-2-10と図1-2-4を

深さ (km)	Vp(km/sec)
0.0	
0 0	4.2
2.2	5.5
5.0	6 0
18.0	0.0
20.0	6.8
33.0	7.65

表1-2-2 震源決定で用いた速度構造

Vp/Vs=1.73

Vp: P波速度、Vs: S 波速度

- 44 -



図1-2-8(a) 対話形式での震源決定を行う際のCRT画面表示の例。P波とS波の到来時間の験測。画面に表示する観測点-成分は選択でき、また任意の所を拡大して験測できる。各地震波形の下の棒は験測値、上の棒は震源決定を行って得られる理論到来時刻。下の棒の矢印は初動の方向。 右端の数字は最大振幅。験測には重み(0-9)を与えられるようになっている。横軸の区切りが1秒。

比較して見ると,震源決定への寄与率が低い観測点ほどノイズ・レベルが高いことが分かる。当然 であるが,効率的な観測網の構築において,ノイズ・レベルの低い観測点を選定することの重要性 が分かる。

1.2.5.3 マグニチュード

地震のマグニチュードは、各観測点の上下動成分の最大速度振幅から求めたマグニチュードの平 均値を採用している。その際には、

 $M = \log (Az) + b \cdot \log (\Delta) + c \qquad (1)$

- 45 -



SAVE	MAP	PRINT	KENSOKU	INITIAL		

図1-2-8(b) 対話形式での震源決定を行う際のCRT画面表示の例。震源決定の結果の表示。メニューのMAP を選択することにより、震源の位置を地図上に示し、過去の震源と比較することができる。 その結果によって、オペレータは再験測を行える。

M:マグニチュード

Az:上下動成分の最大振幅 (mkine)

△: 震央距離(km)

b, c: 定数(表1-2-3)

の式を仮定している。

式(1)で求められるマグニチュードは、気象庁のマグニチュードに準拠するようになっている。 すなわち、気象庁でマグニチュードが決められている由比観測網からの距離がおよそ100km以内の 地震の、各観測点の最大振幅を読み取り、気象庁のマグニチュードに合うように最小自乗法で定数 b、cを決めている。その際には、まず定数bは観測点に依らず一定と仮定し、最大振幅全読み取り値 を用いbを決める。そして、その値を用いて、定数cを各観測点毎に求めている。図1-2-11(a)に見ら れるように、定数bは1.82±0.13である。なお、参考までに、各観測点毎にbを求めると1.63~2.22 となる。次に、このb=1.82を用いて、各観測点毎のcを求めた結果が図1-2-11(b)~(f)であり、cは

気象研究所技術報告 第32号 1994



図1-2-9(a) 1987年8月16日から1988年7月12日までの期間に震源決定された地震の震央分布,東西断面 図および南北断面図。アナログ・データによって決められた震源も合わせて表示されている。+ 印は、この期間に稼働していた観測点の位置。

-0.43~0.44となっている。図1-2-12は、図1-2-11で得られた定数を用いて決めた各観測点のマグ ニチュードと気象庁のマグニチュードを比較した図である。

図1-2-13は, 北緯35.20~35.37度, 東経138.23~138.55度に発生した地震のマグニチュードを式(1)で決め,その度数分布を示したものである。マグニチュードと度数の間には,Gutenberg-Richterの式

$$\log (n (M)) = a - b \cdot \log (M) \quad (2)$$

n(M):マグニチュードMの地震数

a, b: 定数

が成立することが知られており,通常b値は1.0程度である。今回の結果でもb値は0.91となっており, ほぼ通常の値である。また,図1-2-13に見られるように,式(2)の関係は,マグニチュードがおよ そ1.0以上の範囲で成立している。このことから,由比観測網の前述の領域内に発生する地震のマグ ニチュードの下限は,ほぼ1.0程度と見なすことができる。



図1-2-9(b) 1988年7月13日から1989年3月2日までの期間に震源決定 された地震の震央分布,東西断面図および南北断面図。+ 印は,この期間に稼働していた観測点の位置。



図1-2-10 震源決定における各観測点のP波とS波の験測値 の寄与率。1988年4月11日から1989年3月2日 までに震源決定された地震についての値である。



 図1-2-11 式(1)の定数aとbの決定。(a)全観測点のデータを用いて定数bを決める。(b-f)各観測点毎に,
 (a)で決まった(b)値を用いて、定数(c)を決める。解析に用いた地震は、由比観測網から距離 およそ100km以内に発生したものである。図のM_{JMA}は気象庁のマグニチュード, Azは上下動成 分の最大振幅 (mkine)、△は震央距離 (km) である。



図1-2-12 式(1)で決めたマグニチュードと気象庁で決めたマグニチュード。式(1)の定数a, bは表3の 値を用いた。 M_{JMA} は気象庁のマグニチュード, M_{LOCAL} および M_{SMT} などは各観測点毎に式(1) で決められたマグニチュードである。



図1-2-13 マグニチュード度数分布。地震データは1988年4月11日から1989年3月 2日までに北緯35.20~35.37度,東経138.23~138.55度に決められたも のである。直線は度数の傾きを表し、この傾きが式(2)のb値である。

なお、表1-2-3の値は、由比観測網の観測開始当初に暫定的に求めたものであり、これらの値を求 める際に用いた地震は震央距離が100kmに達する地震も含まれているので、由比観測網付近の地震 のマグニチュードの決定には十分とは言えない。また、梅ケ島観測点の値は求められていない。最 近、データの蓄積も進んできているので、表1-2-3の値は修正する予定である。

1.2.5.4 検知能力と震源決定精度

地震の検知能力や震源決定精度は、各観測点のノイズ・レベルや観測点の配置によって決められる。ここでは、石井・高木(1978)が行なった方法を踏襲して、由比観測網の検知能力と震源決定 精度を評価した。

検知能力については、仮定した震源およびマグニチュードから期待される速度振幅がノイズ・レベルより大きい場合には験則値が得られるものとして、1.2.5.2節で述べたように、3 点以上の観測 点でP波あるいはS波の到達時間の験測値が5 個以上あり、かつ1 個以上のS波の験測値を含むものに ついては震源決定できるものとした。期待される速度振幅と震央距離およびマグニチュードは、式 (1)および表1-2-3より得られる。なお、梅ケ島観測点については式(1)の係数b、cが求められてい ないので、b=1.82、c=0.0を仮定した。また、各観測点のノイズ・レベルは図1-2-4の値を用いて いる。その際, P波については上下動成分の値, S波については水平動成分の値(2成分ある場合は それらの平均値)を採用している。なお,清水観測点,由比観測点は,水平動成分の値が得られて いないので,上下動成分の2.5倍を仮定した。

図1-2-14に, 震源の深さが15kmの場合の検知能力を示す。図1-2-14(a)は1987年8月16日から1988 年3月31日までの期間, 図1-2-14(b)は1988年4月11日から1989年3月2日までの期間についてであ る。由比, 南松野, 宍原観測点に囲まれる領域内では, マグニチュード0.5程度までの地震の震源が 決定できることになる。また, 比較的地震活動が活発な北緯35.20~35.37度, 東経138.23~138.55 度の領域(図1-2-9)では, マグニチュードが1.0以上の地震はほぼ震源が決定できており, 図1-2-13で示した結果と調和的である。

図1-2-14(a)と(b)を比較すると、マグニチュード0.7程度までの地震については、梅ケ島観測点を 新設した効果はあまり見られないが、マグニチュード0.8以上になると梅ケ島観測点を設置した効果

観	則点	b	с
南桜宍清由	公野岭 原水比	1.82 1.82 1.82 1.82 1.82	-0.22 0.03 -0.43 0.44 -0.31

表1-2-3 式(1)の定数aとb



図1-2-14 由比観測網の検知能力。(a)1987年8月16日~1988年月31日,(b)1988年4月11 日~1989年月3月2日。震源の深さは15kmに仮定している。コンター上の数値 は震源決定できる下限のマグニチュード,+印は観測点の位置である。

- 52 -

が明らかである。一方,清水観測点を撤去した影響は認められず,1987年8月16日から1988年3月 31日の期間においても,検知能力に関して清水観測点はほとんど関与していなかったものと思われ る。

震源決定精度の評価については、Wolberg (1967)の予測解析法に基づいた方法を用いた。この方 法は、逐次近似による震源計算をすることなしに、与えられた初動到達時刻や速度構造モデルから 直接に震源要素の標準偏差を求めるものである。ここでは、検知能力のところで述べたP波あるいは S波の験測可能な観測点の初動到達時刻をデータとし、速度構造は震源決定で用いた表1-2-2のモデ ルを使用した。その際、初動の読み取り精度としてP波については0.05秒、S波については0.1秒の標 準偏差を仮定した。また、速度構造モデルの精度として、地震波速度については0.1km/sec、層厚に ついては0.1kmの標準偏差を仮定した。

図1-2-15, 1-2-16は, 震源の深さが15km, マグニチュードが1.0の場合の震源決定精度である。 図1-2-15は1987年8月16日から1988年3月31日までの期間, 図1-2-16は1988年4月11日から1989年



図1-2-15 1987年8月16日から1988年3月31日までの期間の由比観測網の震源決定精度。震源の深さが15 km,マグニチュードが1.0の場合について示されている。左上図は緯度,右上図は経度,左下 図は深さ,右下図は発震時間についての震源決定された震源要素の標準偏差である。コンター 上の数値の単位は各図の括弧内に示されている。影の部分は震源決定出来ない領域である。+ 印は観測点の位置である。

3月2日までの期間について示してある。当然のことであるが、精度の良い震源を決めるには、震源を囲むように観測点が配置されていることが望ましい。図1-2-15より明らかなように、梅ケ島観測点を設置する前の期間では、地震活動度が高い領域の震源決定精度はあまり良くない。梅ケ島観測点を新設した理由は、この東経138.5度以西の震源決定精度を高めるためであったが、図1-2-15と図1-2-16を比較すると、震源決定精度が大幅に改善されたことが分かる。特に、たとえば北緯35.25度、東経138.4度付近の地震では、経度方法の精度が2.0kmから0.5kmに、深さ方向の精度が1.6kmから0.9kmに、発震時が0.2秒から0.14秒に、大幅に改善されている。なお、図1-2-9で見られる地震活動がやや高い南西側の領域については、震源決定精度はあまり良くない。

実際に観測されたデータを用いて、梅ケ島観測点を設置したことによる震源決定の精度の向上に ついて定量的に述べることは、清水観測点と梅ケ島観測点を同時に稼働させた期間がないため、む ずかしい。そこで、ここでは相似地震群を用いて震源決定精度が改良されたかを検討した。相似地 震群とは、地震波形がほとんど相似な様相を示す地震群であり、それらの震源はお互いにごく近傍 であり発震機構もほぼ同じと考えられている(浜口・長谷川、1975)。 由比観測網では北緯35.2度、



図1-2-16 1988年4月11日から1989年3月2日までの期間の由比観測網の震源決定精度。震源の深さが15 km,マグニチュードが1.0の場合について示されている。記号などは図1-2-15と同じである。

気象研究所技術報告 第32号 1994

東経138.4度付近に,構成する地震数が最も多い一つの相似地震群がある(図1-2-21)。そこで,こ の相似地震群を構成する地震の震源要素を発生順に示したのが図1-2-17である。梅ケ島観測点を設 置した後に発生した地震は#1685以降であるが,図1-2-17では,この地震を境として,各震源要素 が変化していることが分かる。特に,深さについては,#1636以前は深さ2kmから15kmの範囲で バラつきが大きく,#1685では深さ17km程度で安定していることは分かる。この傾向は経度につい ても見られる。緯度については,#1636以前と#1685以降でそれぞれ安定しているが,これらの地 震を境にやはり系統的に変化している。前に述べたように,相似地震群を構成する地震の震源はお 互いに近接しているものと考えられていることから,梅ケ島観測点設置後の震源決定精度の方が良



図1-2-17 相似地震群を構成する地震の震源要素の時間変化。図の上の#印の数字は発生順につけた地震 番号である。#1636以前の地震は,清水観測点が稼働していた期間に発生した地震。#1685以 降の地震は梅ケ島観測点が設置された以降に発生した地震。梅ケ島観測点の設置により,震源 決定精度の改良が見られる。

気象研究所技術報告 第32号 1994

く、この相似地震群の震源は北緯35.23度、東経138.41度、深さ17km付近と考えられる。また、1988 年7月の梅ケ島観測点設置以前のこの付近に震源決定された地震の震源については、特に深さと経 度については信頼性がかなり低いことが分かる。緯度に関しては、真の値とはずれる可能性がある ものの、相対的にはほぼ信頼してよさそうである。なお、図1-2-17に示した相似地震群を利用した 定性的な震源精度の推定結果は、図1-2-15、図1-2-16で示した数値計算で得られた震源決定精度と 調和的である。

1.2.6 観測データのその他の処理について

機動的観測システムでは、1.2.5で述べた観測データの基本的な処理のほかに、直下型地震の予知 を進めていくために必要となるであろう種々の地震活動を表すパラメータの検出方法の開発とその ための基礎的な解析を進めている。

これらの処理においては、観測網の特徴を生かした形での開発が必要である。すなわち、現在気象庁が業務観測で取得しているマグニチュード3.0程度より大きな地震が対象ではなく、もっと微小な地震が対象であり、そのためには種々のパラメータの検出においても新たな工夫が必要となる。

ここでは,最近地震発生の前兆として注目されてきている地震波の減衰特性,特にコーダQの検出 とそれに付随した問題について述べる。

1.2.6.1 コーダQの検出

地震波形のS波の後続波の振幅の時間変化から求まるコーダQは,地震波が伝搬する媒質の減衰特 性を表すものであり,一次散乱近似の仮定のもとで定式化されている(Aki and Chouet, 1975; Sato, 1977)。すなわち,S波の走時の2倍の時点から後の後続波を解析することにより,得られるコーダ Qの値は,震源でのエネルギー輻射の方位依存性や散乱係数の方位依存性の影響をあまり受けること なく,震源と観測点を焦点とする楕円体上の減衰の平均を表すことになる。そして,この方法を用 いて,減衰特性の前兆的な変化が報告されている(後藤,1990にまとめられている)。

図1-2-18は、上述の方法で宍原観測点の南北動成分の地震波形からコーダQを求めた出力例である。 この例ではS波の走時の2倍の時点から7秒間を解析区間としている。推定されるコーダQは周波数 毎に求められ、1.56HzでのコーダQは100程度、3.13Hzでは140程度、10.94Hzでは250程度である。 また、推定されたコーダQは、図1-2-18(右)に見られるように周波数の関数になっている。

図1-2-18は、かなり良好にコーダQが推定できた例であるが、この例のようにコーダQを求める解 析区間をS波の走時の2倍以降とすると、解析出来る地震数は限られる。経験的には震動継続時間が 少なくとも30秒程度以上の地震でなければ安定したコーダQは推定できない。津村(1967)のマグニ チュードと震動継続時間Tdの関係式

$$M = -2.36 + 2.85 \log (Td)$$
 (3)

を用いると,マグニチュードがおよそ1.8以上の地震となる。なお,図1-2-18に示されている地震の マグニチュードは2.0である。

由比観測網で観測される地震は、図1-2-13に見られるように、マグニチュード1.8より小さい地震 がほとんどである。すなわち、図1-2-18で示した方法では、解析できる地震数は非常に少なく、減 衰特性の時間変化を見ることは不可能である。S波の走時の2倍以降の解析区間を短くすると、解析 できる地震数は若干増えるが、コーダQの推定値は安定しなくなり、またマグニチュードの下限も少 し小さくなるだけであり、あまり効率的な改善とは言えない。

そこで、ここでは、S波の走時の2倍以降の代わりにS波到来時以降を解析することを考えている。 しかし、先に述べたように、この場合には震源でのエネルギー輻射の方位依存性や散乱係数の方位 依存性の影響が問題となる。そこで、解析の対象とする地震は、一つの相似地震群を構成する地震 のみとし、また、推定されたコーダQは相対的に比較することとする。前にも述べたように、相似地 震群を構成する地震は震源の位置や発震機構が互いにほぼ同じであるので、震源でのエネルギー輻 射や散乱係数の方位依存性はほとんど影響しないと考えられる。また、解析するのが相似地震群の 地震のみであるので、後続波の振幅の時間変化も非常に似ており、解析区間を短くしても相対的に は安定した解が得られる。さらに、解析区間が短く、しかもS波の到達時以降で解析するため、推定



図1-2-18 コーダQを解析出力例。(左)s波の後続波の周波数毎の振幅パワーの時間変化。解析区間は斜め 線が引かれているs波の走時の2倍の時点からの7秒間である。(右)推定されたコーダQの周波 数依存性。

される減衰特性は震源と観測点とを含むごく狭い領域内の平均値を与えることになり、目指す領域の減衰特性の時間変化の検出にも好都合である。

しかし、この方法では、適当な相似地震群が長期間にわたって発生していなければならない。幸 いにも、由比観測網では図1-2-21に示す相似地震群が観測の全期間に発生している。図1-2-19は、 S波の走時到来時以降の3秒間を解析区間とした場合の減衰特性の出力例である。図1-2-20は、図1-2-21に示した相似地震群について宍原観測点南北動成分の地震記録から推定された5.47Hzでのコー ダQの時間変化である。なお、この図の縦軸はSato(1977)に基づいて得られた値であるが、発震機 構などの影響を受けているので絶対的な値ではなく、相対的に比較する指標として見なければなら ない。コーダQは、いくつかの例外はあるものの、ほぼ30前後に安定して求められている。#6989の 地震のコーダQが大きくなっているが、この変化についてはその後の経過を調べなければならない。

もしコーダQが大きな地震の前兆パラメタであるならば、図1-2-20に示したようなコーダQの解析 を進めることによって、前兆的な変化が捉えられるものと考えている。なお、このためには、相似 地震群の抽出とそれらの地震の精度の高い震源要素が必要である。

1.2.6.2 相似地震の抽出

多量の地震の中から相似地震を抽出するには自動的に行うことが望ましく検討を進めているが, 現時点では人手を介しての抽出を行っている。由比観測網で観測された相似地震群の中で,構成す



図1-2-19 コーダQの解析出力例。(左)S波の後続波の周波数毎の振幅パワーの時間変化。解析区間は斜め 線が引かれているS波到来時からの3秒間である。(右)推定されたコーダQの周波数依存性。



図1-2-20 相似地震群を構成する地震の5.47Hzでの減衰 特性の時間変化。減衰特性は宍原観測点の南 北動成分の地震記録から推定した。図の下の #印の数字は発生順につけた地震番号である。

る地震数が最も多い相似地震群の波形を図1-2-21に示す。この相似地震群の地震は、図には示され ていないが、1988年4月以前のアナログ・データの期間においても10個以上発生している。このよ うに、この相似地震群は、由比観測網の観測の全期間にわたって発生している。前に述べたように、 一つの相似地震群の地震は、震源の位置や発震機構がほぼ同じであり、コーダQだけでなく初動部分 の波形やスペクトルの微妙な時間変化の検出にも有用と思われる。

1.2.6.3 相似地震の震源再決定

コーダQやその他のパラメータを,相似地震群の地震を用いて解析する場合には,それらの地震の 震源が精度良く求められていることが望ましい。クロス・スペクトル法を用いるとP波やS波の観測 点間の相対的な到達時刻が精度良く求められ,波形が相似な地震の相対的な震源を精度良く決める ことができる(Ito, 1985)。ここでは,図1-2-21の相似地震群の中でも特に相似性が高い#1480, 1481,1634,1635,1636の5つの地震を例として,クロス・スペクトル法を用いた震源再決定の結 果を述べる。

図1-2-22は、#1634と#1635の地震の宍原観測点での3成分記録を用いて、クロス・スペクトル 法で#1635に対する#1634の相対的なP波とS波の到達時刻を求めた出力例である。例えば南北動成 分の記録を用いると#1634の地震のS波の到達時刻は66.594秒、東西動成分の記録を用いると66.595 秒となる。ディジタル記録のサンプリングは100Hzであるが、クロス・スペクトル法を用いることに より、図1-2-22の例のように、1~2/1000秒程度の精度で到達時刻を相対的に決めることができる。 #1634と#1635の相対的な到達時間をすべての観測点について求め、その値を用いて震源決定を行



図1-2-21 相似地震群の地震波形例。桜峠観測点の上下動成分の記録。#印の数字発生順につけた地震番号であり、図1-2-9, 1-2-16と同じである。

うと#1635に対する#1634の震源が相対的に精度良く決められる。

図1-2-23(b)は、このようにして震源再決定した5つの地震の震源の震央分布、東西断面、南北断 面を示したものである。また、図1-2-23(a)は、ルーチンで決めた震源分布である。これらの地震の 震源の位置は、1.2.5.4で述べたように、北緯35.2度、東経138.4度付近の観測網の西側であり、ま だ梅ケ島観測点が稼働していない期間に発生したものであるので、ルーチンで決めた震源の精度は 低いものであるが、同じデータを用いた震源再決定では5つの地震の震源がルーチンのものよりか なり集中しており、改善されていることが分かる。

これまで述べてきた震源決定においては、表1-2-2に示したような水平成層構造を仮定している。 しかし、由比観測網のような比較的狭い領域内での震源決定においては、地震波速度構造の水平方 向の不均質や観測点直下の構造の違いの影響が大きい。そこで、一つの地震の震源に対する複数の 地震の相対的な震源と観測点補正値を同時に決めることができるJoint Hypocenetr Determination (JHD)法を適用し、クロス・スペクトル法で得られたP波とS波の到達時刻のデータを用いて震源 再再決定を行った。こうして得られた震源分布を図1-2-23(c)に示す。JHDの結果、上記の5つの地



図1-2-22 クロス・スペクトル法を適用した解析例。下の図では、2つの地震の周波数ごとのフェーズの ずれを表しており、コヒーレンシーが0.8以上(中の図)、周波数が20Hz以下のデータを用いて 2つの地震波形の時間のずれ(太い実線)が求められている。上の図では、得られた時間のず れを考慮して、2つの地震記録を重ねて示している。太線の地震波形は上側の地震番号の地震 に対応する。

震の震源は、すべておよそ150m以内の領域に集中していることが明らかとなった。

表1-2-4は, JHDの結果得られたP波とS波の到来時刻についての観測点補正値である。なお, 南松 野観測点のP波到達時刻のデータは、JHDの際に用いていないので、補正値も得られていない。観測 点補正値は大きいものでは±0.2秒以上にも達している。

全体的な地震活動を把握する場合には、1.2.5.2で述べた震源決定でも良いが、コーダQなどの解 析の際には、地震波速度構造の不均質性を考慮にいれた震源決定が重要である。第1.1章で示した三 次元速度構造の解析を適用したり、観測点補正値およびその方位依存性を考慮した震源決定を行う 必要があろう。

1.2.7 おわりに

静岡県由比地区での機動的観測システムは,1989年7月に梅ケ島観測点の南に長妻田観測点を増 設し、1990年6月現在では合計6点の観測点で観測を継続している。長妻田観測点の設置により観 測網の構築と収録システムについては一応完成し、またルーチン的な処理も順調に進められている。



図1-2-23 ルーチンの震源決定,または震源再決定で求められた震源分布。(a)ルーチンで決められた震源。 (b)クロス・スペクトル法で決められたP波とS波の到来時刻データを用いて震源再決定した震源。 (c)JHDで決められた震源。到来時刻データは(b)と同じである。いずれの図とも左上図は震央 分布, 左下図は東西断面図, 右上図は南北断面図である。スケールは(a)と(b)では1区切りが 1 km, (c) では100m である。

観	則点	P 波(秒)	S波(秒)
南村	公野		-0.208
桜	峠	0.030	0.111
宍	原	-0.064	-0.221
清	水	-0.016	0.201
由	比	0.030	0.177

表1-2-4 到来時刻の観測点補正値

現在は観測データの蓄積とともに、これらのデータを用いて種々の地震活動に関するパラメータの 検出方法の開発を進めている途中である。この報告では1989年3月までの機動的観測システムにつ いて記載しており、とくに1.2.6については中間報告的なものである。
(後藤和彦)

参考文献

- Aki, K. and B. Chouet, 1975 : Origin of coda : Source, attenuation and scattering effects. J. Geophys. Res.,
 80. 3322–3342.
- 後藤和彦,1990:地震波の減衰、気象研究所技術報告第26号:地震前兆現象のデータベース,地震火山研究 部,59-65.

浜口博之・長谷川 昭, 1975:波形の相似な地震の発生と二,三の問題.地震2,28,153-169.

Herrmann. R. G., 1979: FASTHYPO——A hypocenter location program. *Earthquake Notes*, **50**, 25-37. 石井 紘・高木章雄, 1978: 東北大学における地震・地殻変動の検知能力について、地震2, **31**, 287-298. Ito, A., 1985: High resolution relative hypocenters of similar earthquakes by cross-spectral analysis method. *J. Phys. Earth*, **33**, 279-294.

- 久保田隆二・棚田俊収・渡辺 茂・加藤照之・足立弘道・相澤隆生・田中ゆり子・小泉真一・窪倉 誠・加 瀬良一・金子数夫,1985:富士川周辺地域の微小・極微小地震活動(その1). 地震 2,39,81-97.
- 久保田隆二,1980:東海地域の地殻及び最上部マントルの構造(その1)――スペクトル比法による――. 地震2,33,329-342.
- Sato, H., 1977 : Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation. J. Phys. Earth, 25, 27-41.
- Tsumura, K., 1967 : Determination of earthquake magnitude from total dulation of oscilation. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **15**, 7-18.

Wolberg, J. R., 1967: Prediction analysis, D. Van Nostrand Co. Inc. Prinston, N. J.

第2章 体積歪計観測とデータ解析

2.1 テストフィールドにおける試験観測

2.1.1 序言

内陸直下の地震の前兆を捕捉するためには、断層破砕帯のような特異地域における地盤の動きを 観測することが有効である、というのがこの特別研究における当初の考え方である。この考え方に 基き、南部フォッサマグナ入山断層沿いの静岡県由比町(図2-1-1)において、1987年1月から付近 一帯の地震観測と共に2台の埋込式体積歪計(以後体積歪計または歪計と略記)による地殻変動の 試験観測を行った。1989年2月までの観測期間中に地震に関連する歪変化が観測されたのは、1987 年12月の千葉県東方沖地震のような比較的遠方の地震の際のコサイスミックな変化だけであり、由 比周辺の地震活動に関連する歪変化は見つかっていない。この観測での特徴は、地震活動とは直接 関連がないものの、ステップ状の歪変化が顕著に見られたことである。気象庁の伊豆大島や御前崎 の観測点等の体積歪計でも、地震時以外に歪ステップが観測されており、地震や火山等の活動との 関連性について議論される場合がある(例えば、沢田他、1984;二瓶他、1987)。しかし2.2節で述 べるように、歪ステップには発生の仕方に規則性が見られず、発生場所が遠いのか近いのか不明で



図2-1-1 由比観測点周辺の広域的地学環境。観測点は南部フォッサマグナの入山断層沿いに位置する。

ある上に,原因も人為的なものか自然発生的なものかも不明といってよいものが多い。このような 歪ステップの発生を地震や火山の活動と直ちに関連づけて議論することには非常に問題が多いとい わなければならない。歪ステップについては,まず実態を根本的に明らかにする必要があり,その ためには観測条件を整えた上で系統的な調査を行っていくことが必要である。

本特別研究では, 歪変化とともに気圧, 雨量, 水位などの環境要素の観測を同時に行ったため, 歪ステップの発生挙動をこれらの環境要素の変化と比較することができ, そのうえ2台の体積歪計 による観測で,発生場所や規模など種々の側面から見ることができた。以下では, 由比観測地点の 体積歪計の設置直後からの歪変化について述べると共に, 室内実験の結果と照らしあわせながら歪 ステップの発生の物理的意味を考える。

2.1.2 観測の方法

(i) 体積歪計設置場所の選定

この歪観測の一つの特徴は、従来体積歪計が比較的地盤の良い場所を選んで設置されているのに 対して、図2-1-2に示すように南部フォッサマグナの断層系の中の破砕帯という特殊な場所に設置さ れたことにある。このような場所では軟弱な地層の中にステンレス鋼製の地中変換部(後述)が埋 設されることによって観測孔周辺に応力の集中を生じやすく(吉川, 1987), 安定した歪変化を捉



図2-1-2 由比観測点周辺の地学環境。体積歪計の設置地点は浜石岳層群(西側)と蒲原礫層(東側)に挟 まれた入山断層の破砕帯にある。 えるのには不向きであると見られる。しかしながら、断層はそれを挟む地殻ブロック相互の運動を 敏感に反映することや、地下深部と直接つながりをもつ可能性が考えられるため、地震の前兆現象 を捉えるのに都合がよいという見方をすることもできる。実際、前兆現象はそうした断層破砕帯で 観測されやすいという報告も多い。この観測のもう一つの特徴は、2台の歪計による並行観測であ る。前述のように、体積歪計の示す変化には歪ステップのように発生場所や原因の不明なものが含 まれている。このため、観測される歪変化が局所的な現象であるか否かを判断する手段として、2 台の体積歪計を約30mと近接した場所に設置することにした。図2-2-2に示すように、観測点の付近 には、由比川に沿って南北に走る入山断層(左ずれ)を境として、西側には新第3紀層の浜石岳累 層が広く分布し、東側には第4紀の蒲原礫層が分布する。観測点は由比町東室野の河川敷用地内に 設けられ、観測孔は2本とも断層破砕帯内の浜石岳層群の分布域に掘られた。表2-1-1に地質柱状図 を示したが、2本の観測井から採取されたコアサンブルには泥岩質砂岩が多く組成は似通っている ものの、礫岩の混入率や帯水層の深度などに差異が認められる。

(ii) 観測井戸の設営

観測井戸の設営にはいわゆるフルホールセメンティングの方法をとった。すなわち,まず所定の 深度(約50m)まで口径約150mmの孔井を掘削した後,孔壁の崩落防止と表層水の侵入防止のため, 保護パイプ(ケーシングパイプ)を挿入し,孔壁と保護パイプとの間隙にセメントミルクを流し込 んで固定するというものである。今回は地下水観測を行うため,保護パイプの途中に取水管を設け た。そのため保護パイプには次のような工夫を施した。まず取水管の深度より深いところまで保護 パイプの外側にセメントミルクを流し込んで固める。予め保護パイプの外側には取水管上下からの 泥水の侵入を防止するため,膨潤ゴム(水を吸い込むと体積が膨張するゴム)を取水管の上下2箇 所に巻き付けておく。取水管を連結した後,保護パイプを地表まで連結し,最後にセメントミルク を孔壁とパイプの間隙に注入する。結果として取水管の部分はセメントミルクを排除したことにな る。なお取水管は帯水層の深度を考慮し,No.1の井戸は40-43mに,No.2の井戸は31-34mの区間 にそれぞれ設けた。

(iii) 体積歪計地中変換部の設置

この観測に用いられた体積歪計は、明石製作所のABSM-2型で、地上増幅部が一体形であるこ とや地中変換部にセントラライザーが付いたこと等を除いて、従来より気象庁で使用されているも のと同型式(例えば、末廣、1983)である。地中変換部の設置については気象庁の南関東地域の観 測地点への設置の際に用いられた方法(二瓶他、1987)に従った。図2-1-3に地中変換部の設置状況 を示す。設置作業のおおまかな工程は次のようなものになる。保護パイプ外周部のセメントミルク が固結の後、地中変換部設置部分にあたる孔底部の掘削・洗浄を行う。その後、一定量のモルタル

表2-1-1(a) No.1の観測井の地質柱状図

標 尺 m	深度 m	柱状図	地質図	記 排	
-	4 50	0 0 0	盛土	玉石混じり土砂	
5	4. 50	4. 50	۲ م ۲ م ۲ م ۲ م	泥岩 (断層破 砕帯)	泥岩勝ちの砂岩・泥岩互履 全体に弱粘土化破砕帯 泥岩:黒灰色軟質
10	0.00		砂岩	8.60-9.10m ノンコア (泥質砂岩~砂質泥岩) 他は灰質の棒状コア	
15				15.70-16.00m <i>φ</i> 2-5cm角礫状コア	
	17.70		泥岩・砂 岩不規則	16.90-17.70m φ1-5cm岩片状コア 17.70-21.10m スランプ層 泥岩は角礫状に 別離	
20	21. 10		互間 砂岩	21.10mに85°のスペリ面 21.00-21.25m φ1-3mmの小岩片に砕ける	
25				21.80-22.00m 岩片状コア 23.10-23.50m φ3-5cmの岩片 この付近全体に泥質岩と砂質岩が混合	
30	- · · ·				
35	34.00	~~~~		32. 80m~70 00 m型 32. 90-33. 00m φ1-5mm岩片状 34. 00-34. 35m 断層破砕帯 35. 25-35. 75m 粘土化带	
40	37.30 37.70 39.90		- 泥岩 砂岩 - 泥岩	38.80mに65。層理発递 38.90-39.10m φ1-5mmの岩片 39.90-40.00m φ1-5mmの岩片	
	41.00			39.90-41.00m 全体にやや破砕し再固結	
45	42.50		泥岩	暗灰色,砂混じり泥岩	
	47.65		砂岩 泥岩	泥質砂岩 47.65-48.15m φ0.5-2cm岩片	
50	51.50		砂岩	48.15m以深 棒状コア	
L	L		L		

- 68 -

気象研究所技術報告 第32号 1994

表2-1-1(b) No.2の観測井の地質柱状図

<u> </u>		i	<u> </u>	
標		÷.		
尺	深度	柱状図	地質名	記事
m	m			$\frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} \frac{1}$
			<i>Б</i> ₩	王子時にも上が
}		0.0	in L-	上田にしり上の
ł		• 0		
	4.50	<u>, , , , , , , , , , , , , , , , , , , </u>		
5			砂岩	軟質の泥質砂岩, 一部シルト岩砂岩互層
	7.20		Y64 14.1	全体に Ø 3-4cm角礫に砕けて再固結し
1	1.30-		ГКА	92 年4天
			砂岩	7.20-7.30m め1-5mm小磁岩
10				9.00-10.00m 5-10cm間隔のスベリ面
				面に沿い砕け易い
	12 20	·	i Barton Katalogi	
	13.30		1 - 1 - 1 - 1	13.30m付近70 暦理 泥岩砂岩碑岩の五窗
15			1 A.	「「「「「「「」」」「「」」「「」」「」」「」」「「」」「」」「」」「」」「」
	17.50			全体に軟弱であるが著しい破砕なし
	10 65		泥岩	棒状コア
20	19.05	• • • • •	确是	19.05町40 町間スペリ団 よ1-10mm現在広山港県在泥港鉱雄浜の瑞
	4.1		*** 10	単1 10mm4 C女田石照 C 化石寧和極の味 悲質は中均砂質
1				
		· · · · · ·		
25	24.75		74514	24.75m付近 礫岩から粗粒砂岩に漸移
25	26.50		吵宕	26 50m17次 浪歩の化輝化雨転歩
			泥岩	
20	20.00		76614	
30	31 46		「「「「「」」「「」」「「」」「」」「「」」」	30.00m 65 スペリ団 31 46-31 05m 747かれ 古河政策部署
	31.95 -	~~~~~		51.40 51.55篇 波叶仁,中议真和松
	32.75	~~~~~~	破砕帯	32.75-33.55m 粘土化,砂状化,脆弱化
	33. 55		泥岩	一部礫岩海層挟在
35	35.20-		礫岩	
1	35.50		7小地	36 75_36 00m 7维持
			12/13	39,00-42,00m 破岩と泥岩の仏礁北万岡
40				
		•		41.30-41.60m 70 礫岩層 42.05-43.20m 海道1 たままた 日本い
				44,00-44,10m 密遊した割れ日多い 44,00-44,10m 密遊した割れ日多い
1				
45				45.00-45.20m 密着した割れ目多い
			1 A	45.90-46.10m φ5-7cmの岩片
	48.80			48 80m 70°-80°の桁系
			泥岩	
50	50.00			and the second second second second second second
ļ		· ·		
<u> </u>	·····		·	

- 69 -



 図2-1-3 2台の体積歪計地中変換部の観測井内の設置方法。取水口 (Strainer)は観測井のコアサンプルと地質柱状図,ならび に温度・電気検層の結果に基づく帯水層の深度(No.1は41-45m, No.2は31-35m)に設けられた。

12 87 184 St. 5. 197 M

セメントをベーラーと称する容器を用いて孔底から流し込み裸孔部分を完全に埋める。そして地中 変換部を降下させ、モルタルセメントの中に沈め着底させて工程を終了する。地中変換部の上下両 端には、本体の外径よりやや大きいステンレス鋼製の4枚の板(セントラライザー)が取り付けら れているので、容器と孔壁の間隔が等しく保たれ、地中変換部全体が大きく傾くこともなく固定さ れる。

(iv) 歪計測の方法

体積歪計の地中変換部は,直径114mm長さ約3m肉厚3mmのステンレス鋼製の薄肉円筒容器であ る。地殻歪の測定には,周囲の岩盤の歪によって生じた円筒容器の変形を内部のシリコンオイルの 上下変位に変換し,さらにその変位量をシリコンオイル上部隔壁の隘路を通じ,ベローズにより拡 大検出するという方法をとっている (Sacks et al., 1971)。 ただしベローズの伸縮量には弾性限界 があるため,変位量がある一定の値を越えると,上部隔壁のもう一つの通路のバルブが自動的に開 かれベローズ内外の圧力差を解放する機構が備わっている。結局体積歪計で直接測定される量は, 周囲の岩盤の歪変化に応じた地中変換部容器の容積変化量であることになる。ここで仮に周囲で温
度変化が生ずれば、測定量にシリコンオイルの膨張・収縮の影響が付け加わる。温度変化は地中変 換部設置直後のモルタルセメント硬化中に顕著に現れると考えられる。地中変換部が設置の際どの ような挙動をするかを調べるため、今回の観測では地中変換部の着底後速やかに地上増幅部とのケ ーブルの結線を行い、モルタルの固結前からの歪変化を観測した。

(v) 環境要素の計測

体積歪計で観測される歪変化には、気圧変化、降雨、地下水などの影響が含まれることが知られ ており、真の歪変化を捉えるためには、歪変化と同時に、少なくともこれらの環境要素の変化を知 る必要がある。このため、今回の観測では1987年11月から、気圧、降水量、および観測井内の水位 と水温の計測を同時に行った。これらの計測器と体積歪計の配置を図2-1-4に示す。また、観測機器 の仕様については表2-1-2に示した。

以上の歪及び環境要素の観測データはすべて分解能12ビットで10秒間もしくは1分間毎の値がディジタル収録された。観測当初から1987年11月までは由比観測点で収録を行ったが、それ以後は1989年2月まで静岡地方気象台へ専用回線による伝送を行いそこで収録した(機動観測の項を参照)。





- 71 -

表2-1-2 環境要素観測用センサー仕様

センサー	型名*	測定範囲	アナロク電圧出ナ) 精度	分解能	測定方式**
気圧計	QP202AGA851	860-1055mb	0-10V	±0.5mb	0.1mb	振動式
水位計	QWP-5-103D	0-10m	0-10V	± l cm	1 mm	水晶式
水温計	MES-5588	0-40°C	0-10V	±0.1℃	0.001°C	水晶式
雨量計	QW-821A	0-100mm	0-10V	± 2mm	0.1mm	貯留型重量測定式

★ 明星電気社製

** 復調器(QWP-841)に接続

2.1.3 長周期(LP)成分に見られる歪変化

(i) 体積歪計設置直後の変化

体積歪計地中変換部の設置から約1カ月間に観測された歪変化を図2-1-5に示す。体積歪計の地上 増幅部では、分解能を向上させるため周期が数十秒程度から無限大までの帯域の長周期(LP)成分 と、周期数秒から数時間までの短周期(SP)成分とに分けて出力される。ここではまずLP成分を見 ていく。図2-1-5によると、No.1,No.2共に、設置直後は10⁻⁴以上の収縮を示し、その数時間後に 反転し膨張を示したことがわかる。この観測の当初は地中変換部内の温度計測を行っていなかった 為、設置直後の温度変化に付いては不明であるが、小田原における2層式体積歪計の地中変換部設 置の際の歪と温度の観測結果(吉川他、1989)によると、設置直後の温度の上昇・低下はLP成分の 収縮・膨張の動きに対応する。前述のように、シリコンオイルの熱膨張があればベローズが上昇し 歪変化としてはあたかも収縮が生じたように見られる。モルタルは初期の数時間は未固結であり、 地中変換部を周囲から圧縮するほどの高い応力を生じることはないので、ここで観測された収縮は、 おもにモルタルの発熱によって生じたシリコンオイルの熱膨張による見かけのものであるというこ とができる。数時間程度で歪変化が見かけ上膨張に転じることも、反応終了後に温度が低下するた めに生じたと見られる。

(ii) 体積歪計設置後1か月から1か年の間の変化

図2-1-6に体積歪計の地中変換部設置から約1カ月後の1987年2月から同年12月までの期間におけ る,LP成分(No.1とNo.2),気圧,SP成分(No.1とNo.2),および降水量のそれぞれの変化を 示した。LP成分を見ると,No.1とNo.2が共に膨張を示しており,特に4月頃までの急激な変化と それ以降の定常的な変化が対照的である。初期の急激な膨張については,次のような設置効果が原 因と考えられる。すなわち,1つは前述のモルタルセメントの冷却に伴うシリコンオイルの収縮に よる見かけの膨張,もう1つは掘削直後に生じた観測孔周辺の応力集中やモルタル内部の初期応力

- 72 -



図2-1-5 2台の体積歪計設置直後に観測された歪変化。短周期(SP)成分にみられる-2×10⁻⁶の変化 はバルブ開口(本文参照のこと)によるもの。Iは観測開始時のバルブ閉鎖を示す。Aは人為的 擾乱。

(Sacks *et al.*, 1971)の緩和である。これに対してその後の定常的な膨張については,初期の変化 とは異なり,外部要因により生じていると見られるが,この原因については後述するように,かな り局所的な応力の変化——例えば体積歪計近傍の岩盤の応力変化などが考えられる。

(iii) 気圧応答

観測開始後約半年間を経過し長期的な変動がほぼ定常化すると、気圧変化に対する歪の変化も明瞭に観測されるようになった。そのため1987年4月から7月までの4カ月間のデータをもとに2本の体積歪計出力の気圧に対する応答を調査した(小泉他,1988)。この場合,歪のデータはLP成分



87 2 1D OH - 87 12 31D 23H : DT= 1HOUR

図2-1-6 体積歪計設置後1ヶ月から約1ヶ年(1987.2.1-12.31)の観測結果。上から順に、1、2番目が 体積歪計No.1とNo.2の長周期(LP)成分、3番目が気圧、4、5番目がNo.1とNo.2短周 期(SP)成分、6番目が気象庁清水観測点の降水量。

の出力に30時間から80時間のバンドパスフィルターを通した。しかし歪ステップの発生により気圧 との相関が悪くなる期間もあるため、気圧と歪の相関係数が0.95-1.0の範囲にある場合に限って求 めたところ、気圧係数 (気圧変化に対する歪変化の割合)の平均値は、No.1で1.9(±0.7)×10⁻⁸/ mb、No.2で2.5(±1.4)×10⁻⁸/mbとなった。これらの値は、図2-1-7で示すように東海・南関東地

- 74 -



図2-1-7 気圧係数の頻度分布。(1)と(2)は、それぞれ1号井と2号井についての値。その他のデータは 気象庁の31箇所の体積歪計によるもの(桧皮ほか、1983)。 Qualityは前章の分類による。ヤン グ率はモデル計算による推定値。

域31箇所の体積歪計について得られているものと比べるとやや大きい部類に属する。古屋・桧皮(1983) や吉川(1987)により示されているように周辺媒質の軟弱な観測点ほど気圧に対する歪の変化の割 合が大きくなる。もともとこの観測地点は孔井深度が50mと浅く、しかも断層破砕帯の中にあるため、 この気圧係数の値の大きさは付近の比較的軟弱な地盤強度を反映したものとみられる。

(iv) 地下水の変動との関連

図2-1-8は、1987年11月以降約1年間にわたり、歪観測と並行して2本の体積歪計と同じ井戸で観 測した水位と水温の変化を示す。この図によると、まずNo.1の井戸では水位に殆ど変化がないこと が判る。これは観測開始直後から水が孔口から溢れ出しているためで、以後一貫して水位が孔口よ り下降することが無かったことが判る。これとは対照的に、No.2の井戸では5mm程度の緩慢な変 動が生じていた。この間気圧に対する応答は見られないので、いわゆる被圧地下水の変動を反映す るものではないと見られる。詳細にみると、水位の急増する時点は降雨量の多い時期と一致するが、 必ずしもすべての降雨の際に水位の増加が見られるわけではないので、付近の由比川の流水量のよ うな間接的な水の動きを反映している可能性が高い。

次に同図において水温の変動について見てみると、No.1の井戸では、日変化を除いて大きな変動 が見られないのに対し、No.2の方は、年間に0.02℃程度の変動を示しており、両方の井戸とも水位 の変動の大小と対応しているように見える。歪の長期的なトレンドは、No.1よりNo.2の方が膨張 の傾向が強く、やや動きが大きいが、地下水との関連は明瞭ではない。一方、No.2の井戸では、1988 年の初頭から春期にかけてスパイク状の変化を頻繁に繰り返しておりNo.1とは際だった違いを示す。 このスパイク状の水温変化は、次項で述べる歪ステップとは発生時期や現象の継続時間が異なり、

- 75 -



図2-1-8 体積歪計設置後1年から約1ヶ年(1987.11.5-1988.11.30)の観測結果
 上から順に、1番目から4番目までがそれぞれNo.1の観測井の歪LP成分, 歪SP成分, 水温,
 水位を、5番目から8番目がそれぞれNo.2の観測井の歪LP成分, 歪SP成分, 水温, 水位を,
 そして9番目,10番目はそれぞれ由比観測点の気圧と降水量を示す。

水位や降雨などとの関連も明瞭ではないため,原因は不明である。このように長期的にも短期的に も,水位と水温の変化を通してみた地下水の動きと歪変化との間には直接的な関連は認められない。

2.1.4 短周期(SP)成分に見られる歪変化(歪ステップ)

図2-1-6のSP成分に顕著に現れている通り、この歪観測では10⁻⁸-10⁻⁷程度の収縮のセンスのパル ス状の変化が頻繁に見られた。時間軸を拡大して、2日分ずつ3つの時期に付いて示したのが図2-1-9である。歪計設置当初(正確には埋設から10時間程度経過した後)から激しくパルス状の変化が 見られるようになり、やがてこの図に示すように発生頻度が徐々に減少していく様子が見られた。 このパルス状の変化とはLP成分でみるとほとんどの場合階段状の変化であり、これらを歪ステップ と称している。以下に歪ステップの発生状況について特徴を記す。

(i) 形状

歪ステップの形状は一口に云えば階段状の変化であるが,詳細にみると継続時間,振幅(ステッ プ量),発生形式(単発か連発か)などに違いがある。図2-1-10に典型的なパターンを示す。この 図でタイプCは、タイプAもしくはタイプBのものが続発した場合に見られるものである。図2-1-9に 示すように,体積歪計設置直後には発生頻度が多いため,このタイプのものが多い。一方,タイプ AとBの違いは、変化の仕方が速いか遅いか,または特徴的な周期が短いか長いかの違いである。こ のような単発形の歪ステップについて、1987年4月から1988年12月までの期間に発生したもので緩 和時間を調べた結果を図2-1-11に示す。これはタイプAのものとタイプBのものがどの様な割合で発 生しているかを見るために、現象の立ち上がりから終了までの緩和時間毎の頻度分布を示すもので



図2-1-9 体積歪計設置直後の歪ステップの観測例。左上の数字は設置後の経過時間(週)。



図2-1-10 歪ステップの形状別分類



図2-1-11 歪ステップの緩和時間別頻度分布。緩和時間 はSP成分でみた歪ステップの立上りからの継 続時間であり,振幅により規格化されている。

- 78 -

あるが、両者の明瞭な境界はなく連続的な分布をしていることがわかる。この図で緩和時間の長い 方を見ると、No.1、No.2の体積歪計で、数の減り方に同様の傾向が見られる。これに対し緩和時 間の短い方では、No.1のほうが相対的に多く、短時間の現象が多いことを示している。

立ち上がり時間についてもこのような傾向がみられる。立ち上がり時間とはSP出力でみた場合の, 現象の開始からピークに達するまでの時間(1分値)である。図2-1-12は歪ステップの立ち上がり 時間毎の頻度分布を示したが,これによると,No.1では1-2分,No.2では3-4分のものが最も多く, やはりNo.1の方が速い現象が多い。

以上のような違いが生じるのは、体積歪計の特性が異なるためなのか、あるいは歪ステップその ものが異なるためなのか、という問題が生ずる。これに関連して、図2-1-13に示す千葉県東方沖の 地震の際の歪ステップを見ると、No.1とNo.2では変化の仕方に明瞭な違いがあることが判る。こ れによれば、同じ入力に対してNo.1の方がNo.2よりも振幅が大きくしかも立ち上がりが鋭い、い いかえれば、No.1の方が感度が大きく、速い現象によく追随することがわかる。したがって、体積 歪計の特性が異なることが歪ステップの形状の違う原因とみられる。2台の体積歪計の電気・機械 特性は全く同等であるので、違うのは周辺の地盤の力学的特性および体積歪計地中変換部と周辺地 盤とのカップリングということになる。

なお、降雨に対応する歪変化はいくつか観測されているが、この場合には図2-1-14に示すように、





図2-1-12 歪ステップの立上り時間別頻度分布。 立上り時間は歪ステップの立上りか らSP成分でのピーク時刻までの時間 (1分値)。

図2-1-13 地震時の歪ステップの記録(1分値)。 1987 年12月17日の千葉県東方沖地震(M6.7)の際 のもの。

気象研究所技術報告 第32号 1994



図2-1-14 降雨時の歪変化の記録例。上から順に、No.1とNo.2の歪LP成分、気圧、降水量(1分値)、
 No.1とNo.2の観測井の水温,No.1とNo.2の観測井の水位をそれぞれ示す。5月29日22時前後の降雨の際、2台の体積歪計でほぼ同振幅の縮み変化が見られる。

2本の歪計で同時に縮みの変化を示し、降雨強度の変化に対応する形状を示すので、上述の歪ステ ップとは一般的に変化の仕方が異なる。また、上述のような地盤の違いの影響が出る地震時の歪ス テップや気圧応答とは異なり、降雨に対する応答が2台の歪計でだいたい同振幅になることも興味 深い特徴として挙げられる。 (ii) 現象の規模

図2-1-9から明らかなようにNo.1とNo.2の歪ステップの発生に同時のものは殆ど見られない。2 台同時に(数分間以内に)歪ステップが観測された例は非常に少なく,両方の歪計で観測された歪 ステップ総数の1パーセント以下にとどまる。この事実は,ほとんどの歪ステップの発生源の寸法 が大きくても2台の歪計の間隔程度の大きさであることを示している。

次に, 歪ステップの大きさに代表的なものがあるかどうかを見るため, SP成分の出力で振幅別の 頻度分布を調べてみた。この結果, 図2-1-15で示したように, 振幅の大きいものほど頻度が少なく なり, 単調に減少する傾向があることがわかった。この傾向は地震や岩石の微小破壊の際に発生す るアコースティックエミッション (AE) で見られるような石本-飯田の関係式 (1939)

$$n(a)da = ka^{-m} da, \qquad (1)$$

(ここでn(a)daは振幅がaからa+daの範囲にあるイベントの個数.kおよびmは定数)に従う。つまり歪ステップも地震や岩石のAEと同様,一種の破壊もしくはそれに類する現象を反映している可能性がある。

さらにmの値には時間の経過と共に減少する傾向が見られる(吉川他,1989)。この傾向について は今後の推移を見てさらに検討を加える必要があるが,かりに事実とすれば,前震や主破壊前のm値 の低下(例えば,Mogi,1962)とは意味が異なり,媒質と地中変換部が一体となって安定化していく 過程を反映していると思われる。一方小振幅の方では,若干の折れ曲がりが見られるが,この屈曲 点はSP成分のノイズレベル:1~2×10⁻⁸と比べると有意に大きく,観測上の原因によるものとは 考えにくい。しかし,この原因については現在のところ不明である。



図2-1-15 由比の体積歪計における歪ステップの振幅別頻度分布(積算
 値)。 白丸と黒丸はそれぞれ体積歪計No.1とNo.2のもの。

(iii) 発生頻度の時間的変化

歪ステップの発生回数の時間変化について1987年2月から1988年12月の期間でみると、図2-1-16 で示すように、初期には頻繁に発生していたが、その後急速に減少し、やがて散発的な発生様式に 変わっていったことがわかる。ここで図2-1-17のように、横軸をそれぞれの体積歪計の設置日を基 点とする時間、縦軸をそれぞれの時点での歪ステップの発生回数として、両対数スケールで表すと、 No.1とNo.2の体積歪計に付いて共に、発生回数は直線的に減少する傾向を示す。このとき時刻に おける歪ステップの発生頻度n(t)は、地震の余震回数の時間的変化でみられる改良大森公式(宇津、 1957など)と同様に、

$$n(t) = A/(t+c)^{-p},$$
 (2)

(A, c, およびpは, いずれも定数)で表現される。また, 2 台の歪計についてこれらの直線の勾配 が殆ど等しいことは, それらの周辺の環境がきわめて似かよった力学的条件のもとにあることを示 している。しかし, 前述の通り, 歪ステップの形状はNo.1とNo.2では多少の違いがあり, 周辺の 地盤の違いが影響を及ぼしているとみられる。それにも拘らずここで殆ど等しいp値が得られたこと は, この値が体積歪計の感度と同程度に敏感には媒質の違いを反映しないことを示すと見られる。

なお、図2-1-16の下には同期間の付近の地震の発生回数を示したが、歪ステップの発生との関連



図2-1-16 由比の体積歪計における歪ステップの旬別発生回数。
 1 番下に由比周辺(北緯35.0-35.5度:東経138-139
 度)の深さ100km以浅の地震(M>3)の発生回数を示す。



図2-1-17 由比の体積歪計における歪ステップの発生頻度と各体積歪計設置時を 起点とする経過時間との関係

は見られない。

2.1.5 室内実験による検討

由比の体積歪計で観測される歪ステップはこれまで発生原因が不明であり,自然発生的なものか あるいは人為的要因によるものかさえ明確にされていなかったが,今回の調査の結果,電気的ノイ ズや機械的な原因を含め人為的要因の可能性は非常に低く,自然発生的であることがわかった。設 置当初から発生した歪ステップについて解析を行った結果を改めて記すと,このステップには,

①現象の空間的なスケールが局所的である,

②振幅別頻度分布が石本-飯田の式に従う、

③発生頻度の減少傾向が余震現象と同様に改良大森公式にしたがう、

などの性質があることが判った。これらの性質は、総じて歪ステップが局所的なスケールでの破壊 現象に関連することを示すと考えられる。

このような歪ステップの特性の意味について考察するため,体積歪計の室内モデル実験の結果(吉 川・小泉,1988)を次に示す。この実験で用いられた加圧装置と一部の測定装置を図2-1-18に示し た。箱型の容器(30cm×30cm×30cm)に種々の材料を詰め、中に歪センサーを埋め込み、外側か ら加圧板を介して水平力を加えることによって媒質を圧縮し、歪センサーの出力を測定するという ものである。歪センサーは、図2-1-19の右に示すように、半導体歪ゲージを真鍮製の円筒容器の内



図2-1-18 室内実験用加圧装置と測定装置の一部。歪センサーは, 直径25mm,長さ50mmの真鍮性円筒容器の内側に半導体 の歪ゲージを貼付けたもの。変位センサーは加圧板の水 平変位量を測定する。





図2-1-19 気象庁型体積歪計の地中変換部と実験用歪センサーの内部構造。

側面に90°もしくは120°間隔に貼りつけたものを使用した。実際の体積歪計は、図2-1-19の左側に示 すように、変換部容器全体の変形量を反映するのに対し、実験用の歪センサーは金属容器の局所的 な歪を反映し易い。しかしながら、いずれの方式で測定しても周囲の応力場の変化を反映するとい う点では本質的に同等であるといえる。

実験用歪センサーで観測される歪変化と歪ステップについて見てみると、長期的なトレンドに対 して歪ステップの方はそれを解消するセンスを示すことが多い。外力が加わった場合の歪ステップ の発生の仕方の違いを調べた結果を図2-1-20に示す。この図に示すように、歪ステップの発生回数 は砂よりも砂利のような粒径の不均一な材料の方が明らかに多い。さらに、鉛直応力と水平応力の 高い方が歪ステップの発生は顕著になる。砂利に歪センサーを埋め込んだ場合の歪ステップの振幅 別頻度分布は、図2-1-21に示す通り、石本-飯田の関係(①式)に従う。

以上のように実際の体積歪計と実験用歪センサーで同様の振幅別頻度分布が得られたことは,双 方の歪ステップに共通の物理的背景があることを示唆する。室内実験では,歪ステップの発生が周 囲の応力レベルの増加と共に活発化するが,これは媒質の構成粒子と歪センサー容器との間もしく



図2-1-20 室内実験における歪ステップ発生パターンの媒質の違いと応力レベルの違いの効果。横軸は加 圧板の変位量(時間軸に比例), 縦軸は単位時間当りの歪変化量。Sand(砂)は粒径5mm以 下, Gravel(砂利)は粒径10mm以下。



図2-1-21 室内実験における歪ステップの振幅別頻度分布(積算値)。 媒質は砂利。

はセンサー付近の粒子間で急激なすべりによる歪の解放が起こりやすくなるためと考えられる。実際の体積歪計では、周囲の岩盤との間にモルタルが介在するので地中変換部容器と岩盤が直接接す ることはないものの、地中変換部の設置から半日以内には歪ステップが発生を開始していることか ら見て、岩盤との境界付近でモルタルの固結に伴う微小破壊が発生している可能性がある。この由 比観測点周辺は断層破砕帯の中にあって構造的にかなり不均質である。このような破砕帯の構成地 盤とモルタルとの相互作用によって、微小破壊が発生する可能性は一層高くなると考えられる。

さきのLP成分の変化の様子から明らかなように、掘削直後の観測孔周辺は応力集中が生じている 上、モルタルの初期応力も存在することから、設置に伴う初期応力が歪ステップ発生の原動力であ るとするのがまず合理的であろう。歪ステップの発生回数の減少が何を意味するかということにつ いては、室内実験において歪ステップの発生が応力レベルの増減を反映することが見いだされたこ とから、初期応力の緩和を示している可能性が高い。一定応力下でも、微小破壊の発生頻度が時間 と共に減少する "遅れ破壊" (Mogi, 1962) が起こる場合があり、歪ステップの発生頻度の減少が 直ちに全体的な応力の低下を示すわけではない。しかし、遅れ破壊が生じていたとしても局所的な 応力の解放は起こるので、体積歪計周辺の限られた範囲で応力レベルの低下が生じていると見るこ とはできよう。

2.1.6 まとめ

由比テストフィールドの断層破砕帯で、30mという至近距離で2台の体積歪計による連続観測を実施し、地下水観測と並行して歪変化を調べた。歪の長期的傾向としては初期の数カ月間急速な伸び を示した後ほぼ直線的なトレンドが見られるようになったが、この観測では当初より歪ステップが 顕著に発生する状況が続いた。観測開始後1年間を経て低レベルの活動に変わってきたが,この歪 ステップは発生の仕方が2台の歪計で殆ど独立であるのに拘らず,振幅別頻度分布が石本-飯田の 式に従う,発生頻度の減少傾向が改良大森公式に従う等,共に破壊現象に特有の性質を示す。地下 水位や水温の変化など周囲の環境と歪ステップとの間では関連性が見られなかった。室内実験では, 実際のものと類似の歪ステップの挙動が見られ,応力レベルの増大時に歪ステップの発生頻度が増 加することが確認されている。このため実際の体積歪計で見られる歪ステップの埋設初期の発生は, 体積歪計設置直後の孔井周辺に生じた初期応力によって引き起こされた現象であると見られる。歪 ステップの減少傾向については,体積歪計周辺の応力緩和を反映していると考えられる。

以上の結果が他の観測点でもあてはまるかどうかは今後の検討課題であるが、この歪観測により、 少なくとも由比で観測されていた歪ステップが、局所的な破壊を反映する現象である可能性が示さ れたということができる。 (吉川澄夫)

参考文献

- 古屋逸夫・桧皮久義,1983:気圧変化及びレーリー波入射に対する埋込式体積歪計の応答。験震時報,48, 1-6.
- 石本巳四雄・飯田汲事,1939:微動計による地震観測(1)地震動の大きさ,空間的分布.震研彙報,17,447-478.
- 小泉岳司・吉川澄夫・高山寛美・古屋逸夫・松本英照・吉田明夫・勝又 護,1988:静岡県由比町に設置し た体積歪計による試験観測(第2報)2つの体積歪計の気圧応答.地震学会講演予稿集,No.1,239.
- Mogi, K., 1962 : Magnitude-Frequency Relation for Elastic shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes (2nd Paper). Bull. Earthq. Res. Inst. 40, 831-853.
- 二瓶信一・上垣内 修・佐藤 馨, 1987: 埋込式体積 歪計による 観測(1)1976年~1986年の観測経過. 験震 時報, 50, 65-68.
- Sacks, I. S., S. Suyehiro, D. W. Evertson, and Y. Yamagishi, 1971 : Sacks-Evertson Strainmeter, Its Installation in Japan and Some Preliminary Results Concerning Strain Steps. *Pap. Met. Geophys.*, 22, 195-208.
- 沢田可洋・福井敬一・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男, 1984: 1983年三宅島噴火前後に伊豆大島の体積歪計 で観測された特異な現象、火山, 29, 三宅島噴火特集号,S141-S152.

末廣重二,1978:地殻変動の連続観測.「地震予知の方法」,東京大学出版会,117-145.

宇津徳治、1957: 地震のマグニチュードと地震の起こり方. 地震2, 10, 35-45.

- Utsu, T., 1970: Aftershocks and Earthquake Statistics (2)—Further Investigation of Aftershocks and Other Sequences Based on a New Classification of Earthquake Sequences. J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser (VII), 4, 197-266.
- 吉川澄夫,1987:ボアホール式体積歪計と周辺媒質の相互作用――媒質の弾性定数の推定―. 気象研究所 研究報告,38,187-202.

吉川澄夫・小泉岳司, 1988:室内実験における埋込式体積歪計の動的挙動――第2報鉛直応力の効果について. 地震学会講演予稿集, No.1, 238.

吉川澄夫・小泉岳司・古屋逸夫・勝又 護・二瓶信一・佐藤 馨, 1989:2層式体積歪計による地殻変動連 続観測――温度変化に対する応答について.地震学会講演予稿集, No.1, 157.

2.2 東海南関東地域の埋込式体積歪計による観測データの解析

2.2.1 序言

気象庁では、1970年代後半から東海・南関東地域の約30地点で、ボアホール式体積歪計(Sacks and Evertson, 1968; Sacks *et al.*, 1971)による地殻歪の連続観測を行っている。これまでの観測 で地震波(Furuya, 1985)・気圧(檜皮他, 1983)・潮汐(福留, 1983)等に対する体積歪計のレ スポンスが明らかにされているが、その一方、原因不明のステップが現われる観測点や、永年変化 量が地殻の限界歪(5-10×10⁻⁵)を越えてもなお増加を続けている観測点があり、これらの変化が広 域の地殻変動に関連する現象であるかどうか、その物理的解釈が困難になる場合も少なくない。ま た、このような現象を解釈する以前に、地殻中の観測孔に設置した円筒容器の変形量から真の地殻 歪が得られるかどうかという原理的な問題がある。つまり、このような体積歪計の挙動が広範囲な 地殻活動を反映しているかどうかを明らかにするためには、まず原理的な問題として一様な応力場 中のボアホール内に設置された体積歪計と周辺媒質の力学的相互作用を明らかにし、広域的な地殻 歪との関係を調べる必要がある。

一方で上記の問題の他に熱擾乱や地下水の移動等,体積歪計周辺の局地的な現象の効果について も解明を進めていく必要がある。実際,地下水温や孔底温度に対する相関が各観測点で見出されて いる(檜皮他,1683:古屋他,1986:澤田他,1984)ほか,地下水位の変化と体積歪計の対応(吉 田他,1983:小泉他,1986)や,降水に対する体積歪計のレスポンス(二瓶・檜皮,1983)がそれ ぞれの観測点で得られているが,それらの挙動は観測点によって異なっており,いずれも個々の観 測点周辺の局地的な現象を反映している可能性がある。従って,観測される歪の中からこれらの現 象による影響を取り除き,広域応力場の変動に基づく歪変化を見出す為,種々の外力に対する体積 歪計のレスポンスを評価しておくことが重要である。

以上の観点から本論では、静的な圧縮力下の体積歪計の挙動に対して、主に媒質の弾性的性質に よる効果を調べ、ボアホール内体積歪計容器と周辺媒質との相互作用を明らかにする。体積歪計の 外力に対するレスポンスはこれまで2次元問題として扱われていた(古屋,1982:坂田,1983; Gladwin and Hart, 1985)が、特に鉛直方向の長さが有限な歪計容器周辺の応力分布を調べる為には、3次 元的な取り扱いが不可欠である。そこで本論文では、3次元軸対称モデルに対して有限要素法(例 えば、ツィエンキーヴィッツ:吉識・山田監訳、1985)を適用することによってこの問題を検討し た。更に、この方法により求めた各種の外力に対する歪計のレスポンスを観測結果と比較すること により、実際の観測孔周辺の媒質の弾性的性質について評価を試みる。

2.2.2 方法

計算モデルは、薄肉円筒容器、歪計容器固定用の膨張セメントモルタル(以後、モルタル)に相



図2-2-1 有限要素解析に使用した体積歪計のモデル(3次元軸対称)

当する層,及び周辺媒質から構成される。図2-2-1に計算に使用したモデルの各部の寸法を示した。 このような3次元軸対称モデルについて有限要素法を適用することにより,深さ方向の応力分布を 調べることが可能になるばかりでなく,水平・垂直2方向について,それぞれ境界力と物体力を作 用させることが可能なので,造構応力,気圧,熱応力等各種の外力に対するレスポンスを計算する ことができる。なお,ここでは媒質の弾性率については種々変える一方,円筒容器とモルタル層の 弾性率の値は,それぞれ実際のステンレス製歪計容器とモルタルの値(例えば,坂田,1983)を参 考に,以下の値を設定した:

円筒容器: ヤング率 $(E_s) = 2 \times 10^6$ bar

ポアソン比 (vs) =0.30

モルタル:ヤング率 $(E_s) = 2 \times 10^5$ bar

ポアソン比 (ν_c) =0.35。

2.2.3 体積歪計の相対歪感度と圧力係数

媒質中の歪は、外力の大きさが一定でも弾性率の値によって変化する。それでは媒質中に円筒型 の歪計容器を埋設した場合に、その変形量が媒質の歪とどのような関係にあるかということが問題 となる。体積歪計の外力に対する応答の測り方として、ここでは相対歪感度と圧力係数を用いる。 相対歪感度は歪計容器の外力に対する変形から算出した体積歪を十分遠方における媒質中の体積歪 に対する割合で示した値であり,圧力係数は任意の外力の変化に対する歪計容器の体積歪変化量で ある。すなわち,

相対歪感度(S)=
$$\frac{(\Delta V/V)_{\text{vesssl}}}{(\Delta V/V)_{\text{medium}}}$$

圧力係数 (PC) $\frac{(\Delta V/V)_{\text{vesssl}}}{(\Delta P)_{\text{medium}}}$

(ここで、 $(\Delta V/V)_{vesssl} \geq (\Delta V/V)_{medium}$ は、歪計容器及び媒質の体積歪量を、また、 $(\Delta P)_{medium}$ は、 外力の変化量を、それぞれ示す)、 という形式で表現される。





図2-2-2(b) 有限要素解析の荷重・境界条件。垂直 圧縮の場合(外周の水平方向は固定)。 (i) 水平外力の場合

図2-2-3は、図2-2-2(a)に示す境界条件の下で、要素モデル側面から一様な水平圧縮力を加えた場合の媒質の弾性率と体積歪計の相対歪感度との関係を示す。同じ条件下での媒質の弾性率と圧力係数との関係を図2-2-4に示す。表2-2-1(a)に相対歪感度と圧力係数の計算値を示す。同時に参考の為、2次元弾性論の式(坂田, 1983)により得られる相対歪感度の値を載せた。

図2-2-3によると、相対歪感度は媒質のヤング率が大きくなると増加するが、それが歪計容器のヤング率より大きくなるとあまり変化しなくなることがわかる。媒質のヤング率がさらに大きくなると、相対歪感度は単に無限媒質中の円孔における面積歪の増幅率に大体比例するようになる。媒質のヤング率が十分に大きい場合、相対歪感度は、 $K(1-\nu_0) / (1-2\nu_0)$ 、(ただし、 ν_0 は媒質のポアソン比、K~3.0)と表される(坂田、1983)。この式により与えられる相対歪感度の値は、3次元モデルにおける計算値と比べてポアソン比が大きくなるとやや低めの値を取るが、 $\nu_0=0$ の場合には殆ど一致する。一方、図2-2-4によると、圧力係数、すなわち単位外力あたりの体積歪計の変形量は、媒質のヤング率が大きい場合には小さく、45°の直線に平行に変化する様子が見られ、媒質のヤング率に比例していることがわかる。





図2-2-3 水平圧縮時に媒質の弾性率を変えた場合の 体積歪計の歪感度。E₀, E₅は, それぞれ媒 質と体積歪計円筒容器のヤング率。v₀は, 媒質のポアソン比。

図2-2-4 水平圧縮時の種々の媒質の弾性率に対する 体積歪計の圧力係数。E₀, E_sは, それぞれ 媒質と体積歪計円筒容器のヤング率。v₀は, 媒質のポアソン比。

表2-2-1(a) 水平圧縮時の体積歪計の歪感度(S)と圧力係数(PC)

E _o /E _s	ν.	S (3dim)*	S (2dim)**	PC (10 ⁻⁸ /mb)	E _o /E _s	v.	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 ⁻⁸ /mb)	E _o /E _s	ν.	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 ⁻⁸ /mb)	E _o /E _s	ν。	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 ⁻⁸ /mb)	E./E.	ν。	S (3dim)	S (2dim)	PC (10 ⁻⁸ /mb)
10.000 8.000 6.000 4.000 2.000 0.600 0.600 0.400 0.200 0.000 0.000 0.000 0.000 0.040 0.020		(3dim)* 2.9675 2.9584 2.9432 2.9137 2.8284 2.6003 2.4892 2.2939 1.8588 1.3494 1.1871 0.9892 0.7419 0.4241 0.9286	(2d im)	(10 ⁻⁰ /mb) 0.0297 0.0370 0.0491 0.0728 0.1414 0.2672 0.3250 0.4149 0.5735 0.5735 0.5735 0.5735 0.5735 0.5735 0.5294 1.3494 1.4839 1.6486 1.8547 2.1207 2.2856	10.000 8.000 6.000 4.000 2.000 0.600 0.600 0.400 0.200 0.000 0.060 0.060 0.040 0.040	0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1	(3d i m) 3. 5324 3. 5201 3. 4612 3. 3488 3. 1448 3. 0522 2. 9093 2. 6604 2. 1172 1. 4997 1. 3071 1. 0746 0. 7883 0. 4267 0. 2078	(2dim) 3. 3310 3. 2953 3. 1928 3. 0057 2. 9202 2. 7879 2. 5564 2. 0465 1. 4629 1. 2804 1. 0599 0. 7884 0. 2385 0. 1935 0. 1472	(10 ⁻⁶ /mb) 0.0283 0.0352 0.0467 0.0692 0.1339 0.2516 0.3052 0.3879 0.5321 0.8469 1.1997 1.3071 1.4328 1.5764 1.5766 1.6624	10.000 8.000 6.000 1.000 0.600 0.600 0.400 0.200 0.000 0.080 0.060 0.080 0.060 0.040 0.020	0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2 0. 2	(3dim) 4. 4720 4. 4720 4. 4720 4. 4720 4. 4720 4. 2163 3. 9355 3. 8087 3. 6148 3. 2796 2. 5621 1. 7684 1. 5255 1. 2352 0. 8817 0. 4821 0. 1800 0. 18000 0. 1800 0. 18000 0. 18000 0	(2dim) 3. 9401 3. 8942 3. 7627 3. 5248 3. 4167 3. 2507 2. 3406 1. 6484 1. 4360 1. 1822 0. 8734 0. 2607 0. 2607 0. 2113 0. 1606	(10 ^{-*} /mb) 0. 0268 0. 0334 0. 0443 0. 0556 0. 2361 0. 2857 0. 3614 0. 4919 0. 7686 1. 0611 1. 1441 1. 2352 1. 3253 1. 3263 1. 0801	10.000 8.000 4.000 2.000 1.000 0.800 0.600 0.400 0.200 0.100 0.080 0.060 0.040 0.040 0.020	0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3	(3dim) 6. 3426 6. 3167 6. 2728 6. 1881 5. 9466 5. 5157 5. 3231 5. 0292 4. 5265 3. 4689 2. 3284 1. 9851 1. 5785 1. 0885 0. 4870 0. 1331	(2dim) 5.1612 5.0963 4.9110 4.5780 4.4279 4.1985 3.8043 2.9682 2.0618 1.7887 1.4653 1.0761 0.5989 0.3174 0.2570 0.9151	(10 ⁻⁸ /mb) 0.0254 0.0316 0.0418 0.0619 0.1189 0.2206 0.2661 0.3522 0.4526 0.6938 0.9314 0.9926 1.0523 1.0884 0.9740 0.5322	10.000 8.000 6.000 2.000 1.000 0.800 0.600 0.400 0.400 0.100 0.080 0.060 0.040 0.040 0.020	0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4	(3dim) 11. 8890 11. 8380 11. 7500 11. 5760 11. 5760 11. 0830 10. 2170 9. 8342 9. 2468 8. 2537 6. 2039 4. 0391 3. 3970 2. 6417 1. 7400 0. 6424 0. 0047	(2dim) 8.8305 8.7112 8.3707 7.7670 7.4962 7.0845 6.3833 4.9218 3.3766 2.9178 2.3795 1.7382 0.9611 0.5074 0.3115	(10 ⁻⁶ /mb) 0.0238 0.0296 0.0392 0.0579 0.1108 0.2459 0.3082 0.4129 0.6203 0.8079 0.8493 0.8699 0.6424 0.094
0.000	0.0	0. 2286 0. 1857 0. 1415 0. 0959 0. 0487 0. 0245	0. 1434 0. 0971 0. 0493 0. 0249 0. 0199 0. 0150	2. 2856 2. 3216 2. 3589 2. 3974 2. 4354 2. 4478	0.010 0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.1 0.1 0.1 0.1 0.1 0.1	0. 2078 0. 1602 0. 1114 0. 0613 0. 0110 -0. 0125	0. 1472 0. 0996 0. 0505 0. 0255 0. 0204 0. 0153	1. 6624 1. 6024 1. 4853 1. 2265 0. 4385 -1. 0028	0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2	0. 1235 0. 0659 0. 0072 -0. 0500 -0. 0718	0. 1085 0. 0550 0. 0277 0. 0222 0. 0167	1. 0801 0. 9263 0. 6585 0. 1076 -1. 4985 -4. 3086	0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.3 0.3 0.3 0.3 0.3 0.3	0. 1331 0. 0569 -0. 0197 -0. 0967 -0. 1684 -0. 1881	0. 1351 0. 1317 0. 0667 0. 0335 0. 0269 0. 0202	0. 5322 0. 2846 -0. 1316 -0. 9669 -3. 3672 -7. 5229	0.010 0.008 0.006 0.004 0.002 0.001	0.4 0.4 0.4 0.4 0.4 0.4	-0. 1309 -0. 2677 -0. 4042 -0. 5217 -0. 5339	0. 3114 0. 2100 0. 1062 0. 0534 0. 0428 0. 0321	-0. 3271 -0. 8925 -2. 0209 -5. 2161 -10. 6770

* 3次元有限要素法による計算値

** 2次元弾性論による計算値(坂田, 1983)

- 93 -

気象研究所技術報告 第32号 1994

表2-2-1(b) 垂直圧縮時の体積歪計の歪感度と圧力係数

E _o /E _s	ν.	S	PC(x10 ⁻⁸ /mb)	E./E.	ν.	S	PC(x10 ⁻⁸ /mb)	E _o /E _s	ν。	S	PC(x10 ⁻⁸ /mb)	Eo/Es	ν.	S	PC(x10 ⁻⁸ /mb)	E./Es	ν。	S	PC(x10 ⁻⁸ /mb)
10.000	0.0	1. 3537	0.0068	10.000	0.1	1.7220	0.0084	10.000	0.2	2. 3323	0.0105	10.000	0.3	3. 5474	0.0132	10.000	0.4	7.1454	0.0167
8.000	0.0	1.3508	0.0084	8.000	0.1	1.7174	0.0105	8.000	0.2	2. 3256	0.0131	8.000	0.3	3.5347	0.0164	8,000	0.4	7.1166	0. 0208
6.000	0. O	1.3457	0.0112	6.000	0.1	1.7097	0.0139	6.000	0.2	2.3138	0.0174	6.000	0.3	3.5139	0.0218	6.000	0.4	7.0678	0.0275
4.000	0.0	1.3356	0.0167	4.000	0.1	1.6944	0. 0207	4.000	0.2	2.2906	0.0258	4.000	0.3	3.4738	0.0323	4.000	0.4	6.9748	0. 0407
2.000	0. O	1.3074	0.0327	2.000	0.1	1.6527	0. 0404	2.000	0.2	2.2243	0.0500	2.000	0.3	3. 3585	0.0624	2.000	0.4	6.7159	0.0783
1.000,	0.0	1.2551	0.0628	1.000	0.1	1.5750	0.0770	1.000	0.2	2.1031	0.0946	1.000	0.3	3.1510	0.1170	1.000	0.4	6.2498	0.1458
0.800	0.0	1.2312	0.0770	0.800	0.1	1. 5397	0.0941	0.800	0.2	2.0489	0.1153	0.800	0.3	3.0579	0.1420	0.800	0.4	6.0420	0.1762
0.600	0.0	1. 1944	0.0996	0.600	0.1	1. 4855	0.1211	0.600	0.2	1.9653	0.1474	0.600	0.3	2.9164	0.1806	0.600	0.4	5.7271	0. 2227
0.400	0.0	1.1289	0.1411	0.400	0.1	1.3906	0.1700	0.400	0.2	1.8219	0.2050	0.400	0.3	2.6741	0. 2483	0.400	0.4	5.1931	0.3030
0.200	0. 0	0. 9832	0. 2458	0.200	0.1	1. 1840	0. 2894	0.200	0.2	1.5134	0.3405	0.200	0.3	2.1643	0. 4020	0.200	0.4	4. 0889	0.4771
0.100	0.0	0.8129	0.4064	0.100	0.1	0. 9491	0. 4640	0.100	0.2	1.1726	0. 5276	0.100	0.3	1.6142	0. 5995	0.100	0.4	2. 9238	0.6821
0.080	Ø. O	0.7581	0. 4739	0.080	0.1	0.8753	0.5349	0.080	0.2	1.0677	0.6006	0.080	0.3	1.4484	0.6724	0.080	0.4	2.5772	0.7516
0.060	0.0	0.6916	0. 5765	0.060	0.1	0.7868	0.6412	0.060	0.2	0.9427	0.7071	0.060	0.3	1.2518	0.7749	0.060	0.4	2. 1701	0.8438
0.040	0.0	0.6088	0.7612	0.040	0.1	0.6775	0.8283	0.040	0.2	0.7908	0.8899	0.040	0.3	1.0153	0.9430	0.040	0.4	1.6833	0.9819
0. 020	0.0	0.5021	1.2554	0.020	0.1	0. 5393	1.3185	0.020	0.2	0.6008	1.3521	0.020	0.3	0.7235	1.3438	0.020	0.4	1.0912	1.2732
0.010	0.0	0. 4344	2. 1721	0.010	0.1	0. 4531	2. 2152	0.010	0.2	0.4854	2, 1841	0.010	0.3	0.5494	2.0407	0.010	0.4	0.7412	1.7295
0.008	0.0	0. 4187	2.6170	0.008	0.1	0. 4346	2.6557	0.008	0.2	0.4603	2. 5888	0.008	0.3	0.5114	2. 3742	0.008	0.4	0.6662	1.9430
0.006	0.0	0.4027	3.3560	0.006	0.1	0.4138	3. 3720	0.006	0.2	0.4327	3. 2451	0.006	0.3	0.4717	2.9195	0.006	0.4	0.5874	2.2838
0.004	0.0	0. 3838	4. 7980	0.004	0.1	0.3913	4, 7834	0.004	0.2	0.4027	4. 5309	0.004	0.3	0. 4281	3. 9756	0.004	0.4	0.5048	2.9443
0.002	0.0	0. 3562	8.9086	0.002	0.1	0. 3577	8.7474	0.002	0.2	0.3627	8, 1646	0.002	0.3	0.3738	6.9437	0.002	0.4	0.4087	4. 7684
0.001	0.0	0. 3243	16. 2210	0.001	0.1	0. 3214	15.7160	0.001	0.2	0.3212	14. 4560	0.001	0.3	0. 3230	12.0000	0.001	0.4	0. 3372	7.8682

気象研究所技術報告 第32号 1994

再び図2-2-3において、媒質のヤング率が小さくなる際の相対歪感度の変化を見てみると、この場 合には全般的に減少の傾向を示すことがわかる。この傾向も2次元弾性論による計算結果と一致す るが、3次元モデルによる計算の結果では、この減少傾向が更に強くなり、やがて極性の反転が起 こる。後述するように、これは媒質の鉛直方向の変形の増大を反映するものである。また、これに 伴って圧力係数は更に特徴的な変化を示す。図2-2-4によれば、媒質のポアソン比が0の場合には、 その変化はヤング率の減少とともに増加の後比較的平坦になるのに対し、ポアソン比が大きい場合 には、圧力係数すなわち体積歪計の歪量も減少に転じ、やがて極性が反転する。このようにヤング 率が小さくポアソン比が大きい場合には、一般に媒質がかなり軟弱な物質であることを意味する。 従って、軟弱な媒質中に体積歪計が置かれた場合には、水平の外力に対して歪感度が小さくなるこ とや逆のセンスの歪変化が現れることがある為、同一の自然現象に対しても、観測点によって異な る応答を示すことが起こり得る。

(ii) 垂直外力の場合

図2-2-5に要素モデル上面から一様な垂直圧縮力を加えた場合(図2-2-2(b))の体積歪計の相対歪 感度と媒質の弾性率との関係を示す。また、同じく媒質の弾性率と圧力係数との関係を図2-2-6に示 す。この場合は、実際の大気圧を地表から与えた状態に相当するので、圧力係数は気圧係数と同一 のものを意味する。相対歪感度と圧力係数の計算値を表2-2-1(b)に示す。相対歪感度(図2-2-5)に ついては、水平な外力の場合と同様に、媒質のヤング率に対し正の相関を示すことがわかる。すな わち、媒質のヤング率が大きければ、相対歪感度も大きく、逆にそれが小さければ相対歪感度も小 さい。但し、この場合には水平外力の場合よりも媒質のヤング率の違いに対する相対歪感度の変化 は小さい。一方、圧力係数については、図2-2-6に示すように、概ねポアソン比が大きいほどそれが 大きくなる傾向があることや、媒質のヤング率が低くても極性が変わらず単調に大きくなる傾向を



図2-2-5 垂直圧縮時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の歪感度。E, Esは, それぞれ媒質と体積歪 計円筒容器のヤング率。いは, 媒質のポアソン比。



図2-2-6 垂直圧縮時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の圧力係数。E₀, E₆は, それぞれ媒質と体 積歪計円筒容器のヤング率。いは, 媒質のポアソン比。

示すこと等、水平外力の場合と比べてかなり特性が異なることがわかる。

(iii) 間隙圧の場合

間隙圧を一般の形で表すのは困難であるが、図2-2-7の挿絵のように歪計の周囲を取り囲む形で圧 力源を分布させた場合について考えてみる。この場合遠方における歪を定義することができないの で、圧力係数すなわち間隙圧の変化に対する歪変化を調べた。図2-2-7は、圧力係数の歪計周辺の媒 質の弾性率に対する関係を示す。この図によれば、特定の値よりもヤング率が低い場合、歪変化の 極性が逆になることが判る。つまり、例えば間隙圧が増加した場合、ヤング率が大きければ歪計に は収縮のセンスの変化が観測されるが、この値が低いと鉛直方向の伸びの影響が優るようになるた め、膨張のセンスになる。このようなモデルが実際の媒質にあてはまるかどうか不明であるが、こ の例は地殻内の間隙圧の変化が同じでも媒質の弾性率が異なれば、歪変化の極性が観測点によって 異なったり変化量が小さかったりする場合も起こりうることを示す。

(iv) 熱応力の場合

実際の歪計の容器にはシリコンオイル(熱膨張率~10⁻³/℃)が計測媒体に使用されており,周囲



図2-2-7 間隙圧発生時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の圧力係数。E₀, E₂は, それぞれ媒質と 体積歪計円筒容器のヤング率。v₀は, 媒質のポアソン比。外周の水平方向は固定, 上下変位は無 拘束。



図2-2-8 媒質内の一様な熱応力発生時の種々の媒質の弾性率に対する体積歪計の歪変化率。E₀, E₂は, それぞれ媒質と体積歪計円筒容器のヤング率。外周の水平方向は固定,上下変位は無拘束。

気象研究所技術報告 第32号 1994

に温度変化が起これば、まずシリコンオイルの体積変化の効果が大きく現れると考えられている。 しかし周囲の媒質の熱変化で生じる熱応力によってどの程度の歪変化が期待されるかということは、 種々の外力の影響を考慮する上で試算しておく必要がある。また、熱応力と弾性率との関係につい ても把握しておく必要がある。このため周辺の媒質全体に温度変化が一様に生じたと仮定した場合 の熱応力による歪変化を計算した。この結果を示すのが図2-2-8である。この図によると、弾性率の 大きい方が歪変化が小さくなる傾向があることは、上の3つの場合と同様であるが、これらと比べ て弾性率による違いは少ない。また、1m℃の変化に対する歪変化のオーダーは10⁻⁸~10⁻⁷であり、 シリコンオイルの体積変化量(~10⁻⁶)に比べると1/100から1/10の程度である。

2.2.4 体積歪計容器周辺の応力場

日本列島の地殻浅部(500m以浅)では、テクトニック起源の水平圧縮力が卓越する(例えば、田 中・斉藤、1980)。 従って体積歪計周辺の応力場に最も大きく影響を及ぼすのは水平圧縮力と考え ても差し支えないであろう。以下ではこのような応力場に置かれた体積歪計周辺の応力分布を調べ る。なおモルタル層の初期応力の効果については、ここでは考慮しない。

図2-2-9は、図2-2-2(a)の境界条件の下で一定の水平圧縮力を加え、周辺媒質のヤング率を3段階 に変えた場合の応力場の鉛直断面図を示したものである。この図によると、媒質のヤング率が大き い値をとるに従って周囲の応力状態は次第に一様な応力場へと変っていき、応力集中がより緩和さ れていくことがわかる。逆に、媒質のヤング率が低い場合には、容器の上下両端部で応力集中が顕 著に現れる。この場合、ステンレス製の歪計容器の破損が起こることは実際上考えにくいので、応 力集中の効果がまず問題となるのは歪計容器周囲のモルタル部分である。図2-2-10(a)と10(b)にモ ルタル内部の鉛直線に沿う応力場の変化を動径成分(*a*)と鉛直成分(*a*)についてそれぞれ示す。 図2-2-10(a)によると、動径方向の応力は媒質のヤング率が低くなるに従って増加し、媒質と歪計容 器のヤング率の比が0.01になると容器の上端部(下端部も同様)付近で外力の2倍程度の応力集中 が生ずることが認められる。

一方,図2-2-10(b)によると,媒質と歪計容器のヤング率の比が1或いは0.1であれば,鉛直方向 に生ずる応力は外力の10-20%程度の大きさの圧縮応力であるのに対し,その比が数%以下になると のは外力の数倍程度の大きさの引張応力になることがわかる。

前節で媒質のヤング率が低下すると、体積歪計の水平外力に対する相対歪感度が低下し、やがて 極性の反転をもたらすことを示した。上述の応力分布を考慮すれば、媒質のヤング率が低い場合周 囲からの圧縮に対し媒質が鉛直方向に伸びようとするため、歪計容器周囲のモルタル部分に鉛直の 引張り応力が生じ、その結果歪計容器の収縮が妨げられると考えれば、相対歪感度の変化は説明さ れる。また、媒質のポアソン比が大きくなるとこの引張り応力は助長されるので、歪感度の低下と 極性の逆転はポアソン比が大きい場合の方が顕著になる事も説明される。



図2-2-9 水平圧縮時に体積歪計円筒容器周辺に発生する応力場。 E_0 , E_s は、それぞれ媒質と体積歪計円 筒容器のヤング率。a) $E_0/E_s = 1$, b) $E_0/E_s = 0.1$, c) $E_0/E_s = 0.01$ 。ポアソン比は0.3。

東海・南関東地域の観測点における体積歪計の埋設深度50-300mでの現場応力の測定値は,最大水 平圧縮応力で,50-200barの大きさになる(塚原他,1978;田中・斎藤,1980)。新たなボーリング 孔内に設置直後の体積歪計に対して広域の絶対応力が直接働くかどうかは問題であるが,体積歪計 はモルタルによってあるレベルの圧縮応力を伴った状態で周辺媒質と一体化されるので,設置初期 の段階から広域応力のかなりの部分が加わると考えられる。さらに,軟弱な媒質であれば孔壁の変 形量が大きくなるため,掘削によって生じた自由表面の効果はいち早く消され外力の加わり方が速 まることが想定される。そこで,ヤング率の大きさが容器の100分の1程度であるような軟弱な媒質 に対して,この大きさの応力(50-200bar)が直接体積歪計の周囲に加わる場合を考えてみる。上述 の計算結果によれば,この様な場合にはモルタル部分に実に250-1000barもの引張応力が鉛直方向に 発生し,また容器上下両端付近には100-400barの水平圧縮力が生ずることになる。一方地殻応力の 鉛直成分は,ほぼ上載岩圧に等しく,体積歪計の埋設深度では15-60 bar程度であるから,上述の水 平圧縮力の効果を打ち消す程大きくない。これらの発生応力に対し,通常のセメントモルタルの引 張強度はせいぜい100bar程度にすぎず,また圧縮強度でも500bar前後までである。従って媒質が極

- 99 -

気象研究所技術報告 第32号 1994



図2-2-10 水平圧縮時の体積歪計円筒容器周辺のモルタル内に発生する応力分布と媒質のヤング率による 応力変化。σ_rωは無限遠での水平応力。(a)動径成分(σ_r)。(b)鉛直成分(σ_z)。

度に軟弱でしかも大きな力が水平に加わる場合には、歪計容器周囲のモルタル部分に鉛直方向の引 張応力が発生することにより亀裂が生じたり、歪計容器上下両端付近で広域応力レベルをかなり上 回る水平圧縮応力が生じたりする可能性もあるということがわかる。

以上のようなことが原因で仮にモルタル内部に亀裂が発生しているとすると,周辺の応力の変化 に伴って破壊面に沿う微細なスケールでのスリップが生じ,不連続な歪変化を生じさせる事も起こ りうる。また,媒質が軟弱であれば水の移動もまた起こり易くなるので,そうした場所では地下水 の移動に伴って間隙水圧や温度の変化が起こる結果,パルスもしくはステップ状の歪変化が観測さ れるとしても不思議ではない。

従って, 媒質のヤング率が低い場合には,体積
歪計の広域応力場に対する相対
歪感度が低くなる とともに,周囲に直接的にも間接的にも不規則変化が起こる可能性が大きくなり,
歪計の出力が広 域的な地殻応力の効果よりも観測
孔周辺の局所的変化を反映する可能性が高いということができる。

2.2.5 媒質の弾性率の推定

体積 金計の 歪感度 や体積 金計周辺の 応力状態が 媒質の 弾性的性質によって影響を受けるとすれば、 実際の 媒質の 弾性率がどの 程度の 大きさであるかということが 問題になる。そのため本節では、 媒 質の 弾性率をパラメータにして 求めた 各種の 感度を 実際の体積 金計の 感度と比較する。この 結果、 実際の 媒質の 弾性率について、その 値がどの 程度の 範囲にあるかということについて 推定を試みる。

(i) 水平歪感度と気圧係数の相関関係

水平圧縮力に対する相対歪感度,すなわち水平歪感度に対応する歪変化量を自然界で単独に観測 することは困難である為,ここではこれに代る量としてFuruya (1985)によって求められた地震の レーリー波に対する感度を使用する。垂直圧縮力に対する圧力係数の実測値については,檜皮他(1983) による気圧係数の実測値をそのまま対応させる。表2-2-2にレーリー波感度と気圧係数の実測値を示 す。古屋・檜皮 (1983)の指摘する様に,実際の体積歪計においてはレーリー波感度が大きい場所 では気圧係数が低く,逆にレーリー波感度が小さい場所では気圧係数が高い。

図2-2-11(a)に、モデル計算において媒質のヤング率とポアソン比を変えた場合の、水平歪感度に 対する気圧係数の関係を示す。この図によれば、媒質のヤング率の大きい場合に水平歪感度が高く 気圧係数が低くなるのに対し,媒質のヤング率が小さくなると水平歪感度が低く気圧係数が高くな る傾向が明瞭に認められ、上述の観測事実と調和する。更にこの計算曲線について特徴的なことは、 媒質のヤング率が極端に大きい場合(E₀/E₀>1)には水平歪感度が殆ど不変になるのに対し、それ が極端に小さい場合(E₀/E_s<10⁻²)には気圧係数が余り変化しなくなることである。そこで,図2-2-11(b)の黒丸で示される実測値の分布について見てみると,水平歪感度は2桁程度の範囲でしかも 一様に分布している為、ヤング率の比(E₀/E_s)で10⁻²から1までの間で計算曲線と最も良く適合す ることがわかる。この範囲の媒質のヤング率に対しては、気圧係数の実測値の分布と計算曲線が相 対的な広がりが一致するばかりでなく、絶対値についてもほぼ同程度の値をとることは注目に値す る (注:表2-2-1(b)及び表2-2-2の気圧係数の値も参考)。 このことは, 個々の観測点における体積 歪計の設置深度や設置方法に多少の差異があってもその事は気圧係数の値に大きく影響しないこと を示していると見られる。また、それと同時に、このような一致は、体積歪計の挙動が弾性体媒質 との相互作用によって支配されるという見方によって、実際の物理的状況がかなり忠実に表わされ ることを示している。一方、水平歪感度については計算値と実測値が一致しないことは、レーリー 波による力の加わり方が軸対称な水平圧縮応力場とは異なることによると考えられる。しかしなが ら、少なくとも媒質のヤング率が上述の範囲内にある限りは,このような外力の違いによって観測 点間の水平歪感度の大小関係が変ることはないものと見てよいであろう。2-2-3節で、水平圧縮、垂 直圧縮,いずれのモードの外力に対しても相対歪感度が媒質のヤング率に対し正の相関を示したこ とによっても、これは明らかである。

潅	見測点	水平歪感度 (レーリー波感度)	気圧係数	クラス
			× 10 ⁻⁸ /	'nb
1	I RAKO	2.2	0.59	A
2	MIKKABI	0.73	1.12	В
3	OMAEZAKI	0.51	1.18	В
4	SHIZUOKA	0.49	1.17	В
5	I ROZAK I	0.30	0.60	A
6	AJIRO	0.17	1.43	В
7	YOKOSUKA	0.060	1.77	С
8	TATEYAMA	0.033	1.21	С
9	KATSUURA	0.19	1.04	В
10	CHOSHI	0.18	0.11	A
11	GAMAGORI	0.36	0.42	A
12	TENRYU	0.26	0.83	A
13	KAWANE	0.49	0.67	A
14	FUJIEDA	0.28	0.51	A
15	SHIMIZU	0.20	0.99	В
16	FUJI	0.073	1.33	В
17	TOI	0.11	0.70	A
18	HIGASHIIZU	0.15	0.62	A
19	YUGAWARA	0.22	0.49	Α
20	HADANO	0.032	1.43	C
21	MIURA	0.059	1.26	В
22	YOKOHAMA	0.020	1.86	С
23	HINO	0.022	1.86	С
24	KAMOGAWA	0.067	0.76	В
25	FUTTU	0.025	1.92	С
26	OTAKI	0.022	1.54	С
27	NAGARA	0.011	1.91	С
28	YOKAICHIBA	0.012	2.04	C
29	OSHIMA	0.025	1.07	C
30	HAMAOKA	0.055	1.33	В
31	HAIBARA	0.15	0.95	В

表2-2-2 気象庁体積歪計の水平歪感度と気圧係数

(水平歪感度 : 古屋,1985) (気圧係数 : 檜皮ほか,1983)



図2-2-11(a) 水平歪感度と気圧係数との相関図。 E, Eは, それぞれ媒質と体積歪計円筒容器のヤング率。 いは媒質のポアソン比。計算値。



図2-2-11(b) 水平歪感度と気圧係数との相関図,実測値と適合する計算曲線 (観測点番号は表2-2-2を参照)。

ところでレーリー波感度の値には、体積歪計の伝送系の周波数特性の違いによる誤差(但,1986 年1月以降は改良済み)や歪変換部の機械フィルターの器差による誤差等が含まれており(二瓶・ 佐藤,私信), これらの量がどの程度の大きさになるかについては評価が難しい。この問題につい ては今後の検討を要するが,図2-2-11(b)のように実測値と計算値とを適合させることが結果として 可能であったことは、実測値に含まれる誤差の大きさについてある程度の目安を与えるものと考え られる。

(ii) 媒質の弾性率と体積歪計の挙動

計算値と実測値とを適合させた結果によると各観測点の周辺媒質の弾性定数として推定される値 は、実測値の誤差やばらつきを考慮するとポアソン比については範囲を特定することはできないが、 上述の様にヤング率については歪計容器に対する比率でおよそ0.01から1近くまでの範囲の値が対 応すると見られる。従って、ある場合には前節で示したように媒質が軟弱である為にモルタル内部 に亀裂が発生する可能性があることになる。図2-2-11(b)ではポアソン比による違いについては無視 し、とりあえずヤング率の値の大きい順に、ほぼ等しい割合で、A、B、C3クラスに分類した(表 2-2-2)。

以上の方法によって分類された観測点の配置を図2-2-12に示す。これによると、南関東地域の観 測点は殆どBもしくはCクラスに属するのに対し、東海地域の観測点は全てAもしくはBクラスに属 することがわかる。次に、表2-2-3の観測孔の掘削時に得られている体積歪計埋設深度付近のコアサ ンプルの記載(気象庁地震予知情報課資料より抜粋)を見てみると、Aクラスの観測点では、花崗閃 緑岩、安山岩、粘板岩等硬質の岩石が多く、しかもコアの性質も良好なものが多いのに対し、Cクラ スの観測点では泥岩等の軟質の岩石や固結細砂のような脆弱なものが多いことがわかる。また、Bク ラスの観測点には硬軟両方の性質のものが混在しており、これらの観測点がまさに中間的な分類に 属することに対応している。

一方,体積歪変化の記録も以上の分類によって良く特徴付けられる。図2-2-13(a)~13(c)は, Aク ラスからCクラスの3つに分類した観測点における歪変化(日平均値)の1982年1月以降最近までの 記録を示すもので,それぞれ気圧補正を施した上,トレンドを直線的に除去したものである。これ によると,Cクラスの観測点では,長柄・館山で極端に急激で大きな変化(但し,館山は1979年12月 以降機器不調),日野・横浜・秦野で降水によると見られる季節変化,八日市場・富津・大島でパル ス・ステップ状の変化,をそれぞれ示し,極めて多様な変化の仕方が見られるのに対し,Aクラスの 観測点では,東伊豆・湯河原の2地点を除いて概して平坦な挙動を示し,総じて両クラスの観測点 は全く対照的な特徴を示す。一方,Bクラスの観測点では,勝浦・鴨川・御前崎・浜岡・榛原の5点 が比較的緩慢な変化を示すのに対し,清水・静岡・富士・三ケ日が降水によると見られる季節変化 を,網代と三浦がやや不規則な変化をそれぞれ示し,AクラスとCクラスの中間的な挙動を示す。

- 104 -



図2-2-12 媒質のヤング率によって分類される体積歪計観測点の分布。本文参照。

(iii) 歪の経年変化に対する解釈

東海・南関東地域で観測されている歪の平均的な経年変化量は表2-2-4(a)に示すように、多くの 観測点で地殻の限界歪の値: 5×10^{-5} (力武, 1976)や測地測量で与えられている水平歪の値: 2×10^{-7} (佐藤, 1978)と比べて桁違いに大きな値を示すため、これまで問題とされていた。そこで(ii) 節で推定される観測点の媒質の弾性率の値をもとに歪変化を応力変化に換算することによって歪の 経年変化量の大きさを見直してみる。体積歪計で観測される歪変化量を $\Delta \varepsilon_{obs}$ とすると、応力変化量 Δpld ,

 $\Delta p = E_0/3 (1-2\nu_0) \cdot (\Delta \varepsilon_{obs}/C_0),$

と表すことができる(ここで,ポアソン比応は0.3と仮定し,ヤング率Eoは図2-2-11(b)から推定す る。また,Coは各観測点の歪感度で,図2-2-11(a)と図2-2-11(b)の対比によりレーリー波感度の7.5 倍とした)。この式から求めた応力変化量を表2-2-4(b)に示す。この表によると,特に水温変化の大 きい東伊豆や周辺の活動が盛んな伊豆大島など2,3の観測点を除いて,応力変化量はおおむね0~ 1 bar/年となることがわかる。この値は地震時の応力降下量10~100barと比べて十分に低く,また ヤング率や歪感度の推定量の誤差を考慮しても,物理的に不自然な値とはいえない。このことから 逆に歪の経年変化量の大きな値は,その地点のヤング率の低さを反映したものであるという解釈が できる。

Stati	on Rock	Q	uality
Class A			
10 CHOS	HI 砂岩	••••	良質
1 IRAK	0 黒色片岩	••••	褶曲
11 GAMA	GORI 花崗閃緑岩	••••	硬質
14 FUJI	EDA 礫岩	••••	良質
12 TENR	YU 粘板岩		硬質, 亀裂多数
13 KAWA	NE 粘板岩	•••••	硬質, 亀裂多数
17 TOI	凝灰岩	•••••	良質
5 IROZ	AKI 安山岩		安定岩盤
18 HIGA	SHIIZU 安山岩		良質
19 YUGA	WARA 火山礫凝灰岩	븝	良質
Class B			
9 KATS	UURA 泥岩		シルト質
24 KAMO	GAWA 泥岩	••••	半固結
3 OMAE	ZAKI 泥岩	•••••	半固結
30 HAMA	OKA 泥岩		破砕状
31 HAIB	ARA シルト岩	•••••	亀甲状割れ目発達
15 SHIM	IZU 泥岩	•••	硬質, 亀裂多数
4 SHIZ	UOKA 砂岩	••••	堅硬緻密
16 FUJI	角礫凝灰岩	*** ***	未固結
6 AJIR	0 火山角礫、3	玄武岩質	硬質
21 MIUR	A 砂岩	••••	硬質
2 MIKK	ABI 粘板岩		安定
Class C			
27 NAGA	RA 細粒砂岩	•••••	脆弱
8 TATE	YAMA 泥岩	••••	破砕状
25 FUTT	U 泥岩	••••	脆弱
26 OTAK	1 泥岩	•••••	岩片状
28 YOKA	ICHIBA 泥岩		良質
23 HINO	固結細砂		脆弱
22 YOKO	HAMA 泥岩		良質,縦亀裂の部分も有
7 YOKO	SUKA 泥岩		割れ目多い
20 HADA	NO 固結砂礫		庄密状
29 OSHI	MA 角礫凝灰岩	••••••	軟質の砂状

表2-2-3 気象庁体積歪計観測孔から採取したコアの記載


1982 IN 10 -1986 SH 60

I DTELDAT

図2-2-13 歪の記録。媒質のヤング率によってA, B, Cの3クラスに分類。(a)Aクラス, (b)Bクラス, (c)Cクラス本文参照。

気象研究所技術報告 第32号 1994

表2-2-4 体積歪と応力の経年変化量

観測点	累積值 ×10 ⁻⁶	変化率 10 ⁻⁶ /y	観測	刂点	累積值 ×10 ⁻⁶	変化率 10 ⁻⁶ /y	観測点	累積値 ×10 ⁻⁶	変化率 10 ⁻⁶ /y
銚伊蒲藤天川土石東湯 良 廊伊河 子湖郡枝竜根肥崎豆原	0 -1 -5 -28 -20 5 -15 -10 360 -40	0 0 -5 -3 1 0 72 -4	勝鴨御浜榛清静富網三三が	浦川崎岡原水岡士代浦日	-150 50 -110 -34 -45 3 -21 18 -25 -42 -60	-8 -8 -5 -8 0 -3 2 0 -6 -5	長富大八日横横秦大 多日 須 柄津喜市野浜賀野島	-12 -15 -20 -22 -10 -40 -30 -10 -23	$ \begin{array}{r} -3 \\ -2 \\ -4 \\ -1 \\ -2 \\ -8 \\ -2 \\ -2 \\ -1 \\$

(a) 体積歪の経年変化量

*地殻の限界歪: 5×10⁻⁵ (力武,1976) *平均歪速度 : 2×10⁻⁷/y(佐藤,1978)

(b) 応力の経年変化量

観測点	累積値 ×bar	変化率 bar/y	観	則点	累積値 ×bar	変化率 bar/y	観測点	累積値 ×bar	変化率 bar/y
銚伊蒲藤天川土石東湯良	0.0 0.0 -0.6 -2.2 -1.4 0.6 -1.8 -0.7 38. -3.9	$\begin{array}{c} 0. \ 0 \\ 0. \ 0 \\ -0. \ 0 \\ -0. \ 4 \\ -0. \ 2 \\ 0. \ 1 \\ 0. \ 0 \\ 0. \ 0 \\ 7. \ 6 \\ -0. \ 4 \end{array}$	勝鴨御浜榛清静富網三三	前川崎岡原水岡士代浦日	-10.7 8.3 -2.9 -4.1 -4.1 0.2 -0.6 2.2 -1.3 -4.8 -1.1	$\begin{array}{c} -0.6\\ 0.7\\ -0.2\\ -0.6\\ -0.7\\ 0.0\\ -0.1\\ 0.2\\ -0.0\\ -0.7\\ -0.1\end{array}$	長富大八日横横寨大善多日 须 病津喜市野浜賀野島	-2.4 -1.3 -3.9 -4.0 -0.9 -4.4 -2.2 -1.4 -4.0	-0.6 -0.2 -0.8 -0.2 -0.2 -0.9 -0.1 -0.3 -2.0

2.2.6 まとめ

体積歪計の挙動を原理的な面から調べるため、3次元モデル計算により体積歪計と周辺媒質の相 互作用を調べた。

体積歪計容器の変形量は媒質の弾性率によって変化する為,媒質の歪を忠実に反映するものでは ない。特に水平圧縮応力場では,媒質のヤング率が低いと歪感度が小さくなり媒質の歪をあまり良 く表わさなくなる。媒質のヤング率が比較的大きい場合には周辺の応力場は一様であるが,それが 小さくなると歪計上下両端付近に応力集中が生ずるとともにモルタル部全体に引張応力が発生する。 この為,低ヤング率の媒質では体積歪計容器の収縮量が抑えられることになり,歪感度が小さくな るのである。実際の体積歪計の埋設されている深度での現場応力を考慮すると,このことは媒質の ヤング率が極端に低いとモルタル部分に引張破壊による亀裂が発生する可能性があることを意味す る。周辺媒質が軟弱であれば水の移動も生じやすいため,歪計に不規則な変化を生じさせる可能性 が大きい。従って,媒質のヤング率が低い場合には,広域的な応力場の変化による歪変化より体積 歪計周辺の局所的な歪変化を反映する可能性がある。

次に、モデル計算により求められた水平歪感度及び気圧係数を実測値と比較することにより各観 測点の媒質の弾性定数の推定を試みた。その結果、媒質のヤング率が極めて低い可能性のある観測 点が存在することが分かった。各観測点を推定された媒質のヤング率の大きい順に、A、B、Cの3 クラスに分類してみると、南関東地域の観測点は殆どBもしくはCクラスに、東海地域の観測点は全 てAもしくはBクラスに含まれる。各観測点で得られているコアサンプルの特徴はこの分類に調和的 であり、推定される弾性率の値と矛盾しない。また実際に観測されている歪変化を上記の分類に基 づいて比較してみると、BもしくはCクラスの観測点が降水による影響や不規則なパルス・ステップ 状の変化のパターンを示すことが多いのに対して、Aクラスの観測点は湯河原と東伊豆の2観測点を 除いてあまり目立った変化を示さないことが分かった。

このように 金変化が 媒質の ヤング 率の大小による分類によってある程度系統的に特徴付けられる ということは、体積 歪計の 挙動が 実際に 周辺 媒質の 弾性率によって 左右される 可能性があることを 示すものであり、 観測される体積 歪の 変動を 解釈する上で、その 観測点の 周辺の 媒質を考慮に入れ ることが 重要である 事を 意味する。

参考文献

古屋逸夫, 1982:体積歪計の理論応答. 験震時報, 47, 71-76.

Furuya, I., 1985 : Characteristics of borehole strainmeter and its application to seismology. Ph. D Thesis, Univ. Tokyo.

古屋逸夫・桧皮久義,1983:気圧変化及びレーリー波入射に対する埋込式体積歪計の応答。験震時報,48, 1-6.

- Furuya, I., S. Nihei, A. Fukudome, Y. Yamagishi, H. Takahashi, K. Uechi, O. Kamigaichi, A. Takeuchi,
 H. Hikawa, and K. Sato, 1986: Analysis of Data Obtained by the JMA Borehole Volume Strainmeter
 Network. *Geophys. Mag.* 41 (4), 189-215.
- 古屋逸夫・高橋清和・二瓶信一・岩崎貴哉・島村英紀, 1986: 東海地方の地下水温と歪記録. 地震学会講演 予稿集, No. 1, 150.
- Gladwin M. T. and R. Hart, 1985: Design Parameters for Borehole Strain Instrumentation. Pure Appl. Geophys., 123, 59-80
- 桧皮久義・二瓶信一・島村英紀, 1983: 埋込式体積歪計孔内での精密地下水温観測. 地震学会講演予稿集, No.1, 244.
- 檜皮久義・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男・竹内 新・古屋逸夫, 1983: 埋込式体積歪計の気圧補正. 験震 時報, 47 (3-4), 1-21.
- 小泉岳司・吉田明夫・二瓶信一・高橋 博, 1986:体積歪計孔内における水位観測(2)(湯河原・横浜). 測地学会講演予稿集, No.65, 115.
- Sacks, I. S. and D. W. Evertson, 1968: A sensitive Borehole strain-rate meter. Carnegie Inst. Wash., 68, 448-455.
- Sacks, I. S., S. Suyehiro, D. W. Evertson and Y. Yamagishi, 1971: Sacks Evertson strainmeter, its installation in Japan and some preliminary results concerning strain step. *Pap. Met. Geophys.*, 22, 195-208.

坂田正治、1983:埋込式ひずみ計による見かけの体積ひずみ増幅率。地震2,36,262-265.

- 澤田可洋・福井敬一・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男, 1984: 1983年三宅島噴火前後に伊豆大島の体積歪計 で観測された特異な現象.三宅島噴火1983,火山, 29, 141-152.
- 田中 豊・斎藤敏明, 1980:応力解放法による地殻応力の測定. 月刊地球, 2(9), 630-647.
- ツィエンキーヴィッツ, O.C. (吉識雅夫・山田嘉昭監訳), 1985: 基礎工学におけるマトリックス有限要素 法. 培風館, 575p.
- 塚原弘昭・池田隆司・佐竹 洋・大竹政和・高橋 博,1978:水圧破壊法による地殻応力の測定一地表下90 mにおける地殻応力測定.国立防災科学技術センター研究速報,30,24pp.
- 吉田明夫・二瓶信一・太田金房・薄田真司, 1984:静岡と網代における体積歪観測孔内の水位変化と歪変化. 気象研究所研究報告, 35(4), 199-207.

第3章 重力及び電磁気的手法による地下構造調査

3.1 重力探查

3.1.1 はじめに

重力観測は,現在,地下資源探査における重要な観測項目となっているばかりではなく,細心の 注意を払って測定を繰り返すことで,地下での密度変化や水準変動を捕捉する事も可能であるとの 指摘がなされている。気象研究所では,直下型地震予知の実用化に関する総合的研究の一環として, 重力観測による特異地点検出手法の確立を目指し,①:稠密な観測点配置によるブーゲー異常図の 作成と,それによる特異点(断層)の検出能力の評価,②:特異点が検出された後に,その特異点 を監視するための精密重力観測手法の確立と信頼限界の評価,の2点についての研究を行った。以 下では,まず重力観測に使用するラコステ重力計の構造と精度についてのべる。これは,実際の観 測結果についての議論を評価するために,ぜひ知っておいていただきたい部分である。続いて,実 際の観測例として,秦野盆地における重力サーベイと,富士川断層を挟んで設定された静岡精密重 力基線での測定結果について示し,重力観測に基づく特異地点検出の可能性についての議論を行う。

3.1.2 ラコステ重力計の構造及び精度

ラコステ重力計は、精度・信頼性共に、現在最も優秀な可搬型重力計である。その外観写真を図 3-1-1に、構造の模式図を図3-1-2に示す。これからわかるように、ラコステ重力計は地震計そのも のであり、ゼロ長バネとラコステ吊りと呼ばれる振子の吊り方によって実現された、特性のよい高 感度な長周期上下動機械式地震計であって(グローバル地震観測ネットの一つであるIDAのセンサー 部にはラコステ重力計が使われている)、機械式地震計の出力特性が*T*≫*T*₀(振子の固有周期)にお いて加速度に比例することを利用している。

ラコステ重力計を用いての測定にあたって、まず第一に考えなくてはならないのがドリフトとテ ア(データのとび)である。ドリフトの原因は主ばねのクリーブであり、重力計の個体差はあるも のの、製造後数年を経ていれば静置状態でのドリフトの大きさはせいぜい10µgal/day程度である。 にもかかわらず、野外における実際の測定時には1日に数10µgalから、場合によっては100µgal程度 のドリフトが生じることもある。これは、運搬時あるいはケースの出し入れの際のショックによる 小さなテアの累積によると考えられる(重力計のテアは、原理的にばねの伸びる方向、すなわち重 力値増大のセンスで起きる)。テアについては、原因はまさしく重力計が受けるショックであり、重 力計を取り扱うに当たって、愛情をもって丁寧に扱うことで、そのおおかたの部分をなくすことが できる。従って、観測時はもちろん、移動の際の自動車の運転等にも細心の注意、たとえば、小さ な段差にもブレーキを忘れない心がけ等が必要である。

さらに、重力の時間変化を監視するための精密重力測定にあたっては、これに加えての誤差要因 として、(i)クランプの影響、(ii)バッテリー電圧の変化、(iii)外気温の変化、(iv)気圧の急変、(v) リセットの影響、(vi)内部の歯車のゆがみの影響、及び(vii)計器定数の誤差を考慮にいれなくては ならない。以下では、これらについて一つずつ見てゆくことにする。ブーゲー異常図の作成を目的 とした測定では、要求される精度が0.1mgal程度であり、地形補正等の精度が通常それに満たないた め、以下の議論は(v)、(vii)を除いて無視してよい。

もちろん、前提として重力計はマニュアルにしたがって正しく調整されていることが必要である。

(i) クランプの影響

ラコステ重力計は地震計であるから、測定点と測定点の間はクランプして運搬される(これより 古いタイプのウオルドン重力計にはクランプは無かった)。また、次の測定点に到着して、あるい は到着する以前に、あらかじめその地点の概算重力値にダイヤルをセットしてからクランプをはず す。この際、スプリングには一時的にプリテンションがかかり、クランプ解放後一定の時定数をも って安定値に落ち着く。この時定数及び変動量は、プリテンションの大きさ(即ち、2点間の重力 差の大きさ)や、クランプ時間に依存し、かつ、重力計によっても異なる(G型よりもD型のほうが 大きいようである)が、おおむね5分程度で落ち着く。図3-1-3はKaizu(1981)によるクランプ履 歴の例である。そこで、気象研究所では個人差を避け、初心者にも安定した読み取りの期待できる 方法として

1. ダイヤルを概算重力値にセット

2. クランプ解放

3. 5分放置

4. 10分以内に読み取り作業終了

という手順を採用している。

(ii) バッテリー電圧の変化の影響

ラコステ重力計は恒温槽による温度制御を行っており、その電源として、小型のバッテリー(4.5 A・h)を用いている。このバッテリーは通常の使用状況では1日の測定期間中、十分にもつ容量で あるが、万一電源電圧が低下した場合は、恒温槽の温度が低下し、測定データに影響を及ぼす。ま た、その日の最初の測定時に、定電圧電源(出力:約12V)から前夜フル充電しておいたバッテリー (使用開始時の電圧:約14V)に切り替えると、瞬間的に電源電圧が約2V上昇したことになる。こ の電源電圧の急上昇が恒温層の温度に悪影響を及ぼすという指摘(中川他、1973)があり、彼らに よれば、この「電圧ショック」の影響はサーミスタ制御になった最近のタイプ(気象研究所の所有

- 112 -



図3-1-1 LaCoste & Romberg重力計。写真はD型だが、G型も外見は ほとんど同じ。



Principle of Operation

図3-1-2 LaCoste重力計の内部構造(模式図)。重力型のマニュアルによる。



図3-1-3 LaCoste重力計のクランプ履歴。 Kaizu (1981) による。



Meter with Top and Insulation Removed

図3-1-4 LaCoste重力計の内部(D型)。重力計の
 マニュアルに加筆。恒温槽を取り囲むウレタンのなかに検流計(GALVONO-METER)があるのがわかる。

するものはすべてこれにあたる)で10から20µgalあって、継続時間は約30分であるという。従って、

- 1. 測定にかかる前と測定後に恒温槽の温度(温度計がついている)を野帳に記録し,温度が急変 していないか常に監視する。
- 2. フル充電されたバッテリーに切り替えてから、最初の測定まで、できれば30分程度おいてから 測定を開始する。

という手順を守るようにする。

(iii) 外気温の変化の影響

重力計の心臓部である振子部は恒温槽に入っているものの,前項で述べたリードアウト出力用の アンプ等の電気系統はその外を取り囲むウレタンフォーム内にあって(図3-1-4参照),気温変化の 影響を受け,温度ドリフトを伴うことがある。また,長期にわたる測定では,ゼロドリフトも生じ る。このため,目視観測以外の手法を用いる場合には

- 1. 毎日測定開始前に検流計等のゼロ点のチェックを欠かさず行い
- 2. 測定中も気温の変化が激しい場合にはまめにチェックする

ことが必要である。

なお、恒温槽内部の温度が外気温の大幅な変化の影響を受けるまでには、約10分の遅れがある(中 川他、1974)という実験結果があり、この点からも測定は10分以内に終わらせるようにしたい。 (iv) 気圧の急変の影響

ラコステ重力計の読み取り値は、また、気圧変化の影響も受ける。その原因として、直観的には、 ①大気の密度が変化することにより、振子にかかる浮力が変化するため、振子が釣合の位置からず れて、みかけ上重力値が変化したようにみえる。②大気の密度が変化し、大気によって重力計が受 ける上向きの引力が変化し、重力値が変化したようにみえる。の2点が考えられる。しかし、①に ついては、振子には気圧の変化を打ち消すための補償用の浮きが付いているため、完全とはいかな いまでもその影響は小さいといってよい。従ってその原因は②に求められ、実際に過去の実験でも、 気圧変化と重力変化の間に明瞭な相関があって、その大きさは実験に使われた重力計(G305)で一 0.42µgal/mbにも達することが示された(中井、1975)。従って、短時間に気圧が急変した時、あ るいは高度差の大きい測線での測定には注意を要する。

(v) リセットの影響

ラコステ重力計のうちD型については、測定分解能を1桁上げるために、ダイナミックレンジを 1桁犠牲にしており、それを補うためにリセットという機能を与えられている。即ち、重力値が測 定範囲を越えた場合に、希望するダイヤル値において振子が中立になるように調整することができ るようになっている。しかし、このリセットを行うと、しばらくの間非常に大きなドリフトに見舞 われる。Kaizu (1981)によれば、D29重力計のリセット後のドリフトは約1週間かかってようやく 落ち着き、その量も200µgal以上に達するとされている。気象研究所の所有するD109重力計のドリフ トは約1日でおさまるが、やはり100µgal程度のドリフト量を示す。従って、D型はあまりサーベイ には向かず、専ら等重力測定(ほぼ重力値の揃った観測点を測定し、その重力変化を追跡する観測 方法)に用いるべきであろう。やむを得ずD型でサーベイを行う場合には、

1. 前日までに観測エリアでのリセットを済ませておく。

 2. 最低でも、リセット後のドリフトが線型とみなせるようになる時間(重力計によって異なるが、 3~4時間)をおいてから、測定にでかけるようにする。

を守るようにする。

(vi) 内部の歯車のゆがみの影響

重力計の内部には振子の変位を機械的に拡大するための歯車が存在する。この歯車は、高精度に 加工されてはいるものの、やはり偏心や歯の間隔が不等である場合がある。このため、ダイヤルの 回転に応じて周期的に誤差が生じる。これをペリオディックエラーといい、その基本周期が1.000、 3.667、7.333、36.667、73.333カウンター単位(1カウンター単位=ダイヤル1回転)であること がギア比から提唱されている。したがって、観測された一連のデータに対して、このペリオディッ クエラーの振幅と位相を未知数とした観測方程式をたてて解くことによって、誤差を小さくするこ

気象研究所技術報告 第32号 1994

周期(C.U.)	振幅(1/1000C.U.)	位相(3200での)
1.000 3.667 7.333 36.667 73.333	1. 28 ± 0.40 1. 12 ± 0.43 0. 62 ± 0.46 2. 53 ± 0.45 8. 90 ± 0.48	$159'8' \pm 18'5'68'2' \pm 21'4'13'9' \pm 38'9'100'3' \pm 10'9'116'6' \pm 3'1'$

表3-1-1 G719重力計のギアのバックラッシュ量の振幅と位相。里村(1985)による。

とができる。里村(1985)は、ダイヤルのバックフラッシュ(がた)に注目し、表3-1-1を得た。この表から、ダイヤルの右回りと左回りでの読み取り値に、最大で約20µgalの差が生じることがわかる。従って

1. 観測データにはペリオディックエラーの補正を行う。

それをしない場合にはダイヤル右回転と左回転との読み取り値の平均を用いるようにする。
 べきである。

(vii) 計器定数の誤差

ラコステ重力計の計器定数は、メーカーによってあらかじめ検定が行われた結果が与えられてい る。しかし、これまでの多くの先人たちの測定から、このメーカー値にはわずかながら誤差が存在 し、おおむね真の定数より小さいことが確かめられている。図3-1-5は中川ほか(1977)による、G-124重力計の測定値の標準重力値からのずれの例で、これから、彼らはG-124重力計の定数に対する 補正係数として1.000529±0.000026を得ている。さらに、より重力差の大きい地域をカバーする検 定が実施され(中川他、1983)、1979から1982までの4か年にわたる第1回環太平洋国際重力結合 の結果、重力計によってはこの補正係数が数次の多項式によって表される補正関数になることが確 かめられた。従って、

- 1. 測定に使用する重力計は重力値の定められている重力基線で定期的に定数の検定を行う。
- 毎回同じ重力計による測定値どうしを比較する。これによって、計器定数の誤差が時間ととも に変化していないと仮定すれば、その補正残差を除くことができる。
- D型重力計では、毎回基準点で同じダイヤル値にリセットを行う。これは、ほぼ同じダイヤル値 を使用することで、計器定数の補正残差を除き、また、ペリオディックエラーを除くためであ る。

以上のような注意を払った場合,得られる精度(信頼限界)の上限は,D型・G型共に±20µgalで

- 116 -

ある。D型については,静置状態での精度は確かにG型より1桁良いものの,野外観測において外乱 に対する応答は同じであるため,結局のところ得られる精度は同じである。ただし,重力計を複数 台用い,あるいは測定の往復回数を増やすなどの努力を加えれば,最終的な信頼限界(データのば らつきの標準偏差ではなく)を±10µgalにまで高めることは可能であり(たとえば中川他,1973), 我々も後述する富士川断層周辺での測定においてそれを確認することができた。しかし,現在のと ころそれが限界であり,野外における重力測定の精度(信頼限界)は±10µgal,これより悪いこと はあっても,これより良いことはない。データを使う場合にはこのことを常に心にとどめ、データ が一人歩きしないようにしなくてはならない。

3.1.3 重力サーベイによる特異地点検出:秦野逆断層調査

気象研究所では、1988年7月12、13日の2日間にわたって、秦野盆地(神奈川県秦野市)においてブーゲー異常図の作成を目的とした重力サーベイを行った。

秦野盆地は,東,北,西の三方を丹沢山地,南側を大磯丘陵によって囲まれた東西約8km,南北



図3-1-5 G-124重力計による東京大学重力点を基準とした重力差と標準重力値 (GDSN71, GDSN75) に よるものとの差。中川他 (1977) による。

5kmの盆地である。この秦野盆地の中央部には、最近活断層として注目を集めている秦野逆断層が ほぼ東西に横切っており、その変位量は長瀬他(1982)によって、ボーリング資料をもとに72m(南 落ち)とされている。しかしながら、この断層は、露頭が1点でしか確認されておらず、我々はこ の断層を、重力異常図から確定することを試みた。測定には、ラコステ重力計3台(G-918.G-919.D-109)を用い、松田町の1等水準点(BM-10078)を基準点として環閉合測定を行った。図 3-1-6に秦野盆地の位置を示す。測定点としては、秦野市による2,500分の1地形図中に記された独立 標高点から145点を選び、観測点間は徒歩で移動した。

地形補正後のブーゲー異常図および測定範囲を図3-1-7に,長瀬他(1982)による地形面図と地質 断面図を図3-1-8に示す。図3-1-7中……は花井(1934)による断層位置, エエエは内田他(1981) によって撓曲崖が指摘されているところである。長瀬らは,地形面ⅢとⅣを切る位置(内田らによ る撓曲の位置に対応)に秦野断層を引いている。今回の我々の結果を見ると,補正密度2.0,2.3, 2.67の各図ともに,34mgalのコンターの北西方向への屈曲がみられ,あえて対応をつければ,これ は花井による断層位置に対応する異常である。しかし,この重力異常からは断層は北落ちとなり, 地質学的な断層運動のセンスと逆である。また,盆地面が南東に傾斜する秦野盆地の形状からいっ てもこの位置に北落ちの断層構造は考えにくい。従って,この重力異常の原因はほかに求められる べきである。長瀬らの地形面図を見ると、ちょうどこの位置に地形面 I を構成する東京浮石堆積物 の層が存在する。従って,この密度の小さい地層によって,重力異常のLOWが生じたと考えるのが 妥当であろう。また、これとは別に、各図ともに、26mgal(密度2.0の図では28mgal)のコンター で囲まれる重力異常の極小が顕著である。これは、このブーゲー異常図の南側から大磯丘陵の高ま りが始まることから、秦野盆地の基盤深度がこのあたりで最深となっていることを表しているもの と思われる。

3.1.4 精密重力観測による特異地点監視:静岡精密重力基線

特異地点監視のためには,重力測定の精度向上を図る必要がある。特に,気象庁における直下型 地震予知の実用化のためには,重力計に熟練した職員でなくとも、一定のマニュアルに従えば必要



図3-1-6 秦野盆地位置図



図3-1-7 測定範囲,及び地形補正後のブーゲー異常図。補正密度2.0。

- 119 -

気象研究所技術報告 第32号 1994



density:2.3

図3-1-7 (続き)地形補正後のブーゲー異常図。補正密度2.3,および2.67。

気象研究所技術報告 第32号 1994

ł 120 -

density:2.67



地形面図

I:地形面 I, Π:地形面 Π, Π:地形面 Π, Ν:地形面 N, V:地形面 V, 1,9,10,12: 楽野市水源井. 2,3,4,5,6,7,8: くずは合団地建設ボーリング、11,13,14: 県道工事ボーリング、15:日本専売公 社**楽**野たばと試験場水源井、Λ-Λ', B-B': 地質断面図位置、 @:国立療養所.





図3-1-8 長瀬らによる地形面図および地質断面図。図3-1-6中の地形図で葛葉川 (Kuzuha River) と金目 川 (Kaname River) との合流点付近の拡大図。 な重力測定精度が達成できることが必要である。そのための手順については3.1.2節で述べてきたが、 その検証観測として、静岡県において、静岡市から沼津市を経て裾野市に至る精密重力基線を設定 し、これまでに計5回の測定を行った。測定は静岡地方気象台内にある1等重力点を基準点とした 往復測定とし、常時3台の重力計を用いて測定を行った。なお、測定点は静岡1等重力点以外はす べて国土地理院の1等水準点の中から選んだ。



図3-1-9 静岡精密重力基線における観測点配置。図中の点線は富士川断層。

表3-1-2 静岡精密重力基線における各観測点の,静岡1等重力点を不動点とした重力差の時間変化。 単位はmgal

RESULT OF	GRAVITY SURVEY	(AT FUJIKAWA FAUL)	o unit : r	nilligal	
STATION/D	ATE				
	85.2	85.10	86.2	86.12	88.3
SHITIOKA	0 0	0.0			0.0
OKITSU	-13.255	-13,253	-13.269	-13.267	-13.250
YUI	-16.201	-16.201	-16.199	-16.210	-16.193
NAKANO	-16.895	-16.884	-16.890	-16.896	-16.887
MIZUZI	-13.087	-13.087	-13.090	-13.097	-13.086
YAMAZI	2.460	2.455	2.449	2.442	2.442
HARA	16.414	16.426	16.419	16.414	16.422
NUMAZU	44.963	44.971	44.964	44.951	44.958
SUSONO	9.912	9.937	9.920	9.890	9.930
FUJINO	-30.179	-30.170.	-30.185	-30.186	-30.169
OBUCHI	-64.937	-64.920	-64.917	-64.920	-64.899

図3-1-9に測定点配置を示す。図中の点線は富士川断層を表している。測定には、気象研究所のD -109、G-918、G-919、静岡大学のG-719、G-822、地質調査所のD-68の中から適宜3台が参 加し、3台の値の平均値を測定結果とした。表3-1-2に測定結果を、また、図3-1-10に1985年2月を 基準とした各観測点での重力変化を示す。図には示されていないが、各測定期間内の評価誤差は10 µgal(1gal=1cm/sec²)以内におさまっている。ここに示した1988年までの計5回の繰り返し測 定の変化量は、裾野(SUSONO)および大淵(OBUCHI)でやや大きい以外は、ほぼ±10µgalの範 囲内に入っており、この間、富士川断層の活動が静穏であった事と併せて考えると、この変化幅が 測定の再現性を表しているものと思われる。その意味で、我々の測定精度(信頼限界)は、当初の 目標である±10µgalを達成できたといえよう。



Changes in Gravity Differences referred to SHIZUOKA

図3-1-10 静岡精密重力基線の各観測点での重力(静岡1等重力点を不動点とした重力差)の時間変化。 1985年2月を0とする。

3.1.5 まとめ

直下型地震予知の実用化に関する総合的研究の一環として、重力観測による特異地点検出手法の 確立のため、稠密な観測点配置によるブーゲー異常図の作成、及び精密重力観測のそれぞれについ ての研究を行った。ブーゲー異常図については、秦野盆地における0.2mgalコンターの細密なマップ の作成を行い、秦野盆地の基盤構造に由来するとみられる長波長の重力異常の中から、ごく表層の 地質構造による短波長の重力異常を抽出することができた。また、精密重力測定については、3台 の重力計を使用し細心の注意を払えば、重力計に関して特にベテランでない職員でも±10µgalの測 定精度を達成できることが確認できた。直下型地震を起こす可能性のある活断層監視に、重力観測 が貢献することを期待したい。

なお、ブーゲー異常図の作成のための地形補正は静岡大学里村研究室のプログラムによった。また、静岡精密重力基線での観測は静岡大学との共同観測として実施された。里村幹夫助教授ほか関係された方々に感謝致します。また、同基線での観測にD-68重力計をお貸しくださった地質調査所の石原丈実氏に感謝します。

重力計の構造及び精度についての記述に当たっては、本文中に引用した文献以外に、志知龍一著 「重力計の原理と特性および調整法(名古屋大学理学部付属地震予知観測地域センター発行)」 に よるところが大きい。ここに記して感謝致します。 (小泉岳司)

参考文献

花井重次, 1934: 丹沢山地東南山麓地域の地形に就て(第一報). 大塚地理学会論文集, 4, 1-20.

- Kaizu, M., 1981 : Characteristics of LaCoste & Romberg D-29 gravity meter on the field measurement. J. Geodetic Soc. Japan, 27, 164-172.
- 長瀬和雄・木村政子・相原宗由・小林徳博・島田利子・山谷秀樹, 1982:秦野逆断層の変位量.地質学雑誌, 88, 401-403.
- 中川一郎・中井新二・志知龍一・田島広一・井筒屋貞勝・河野芳輝・東 敏博・藤本博巳・村上 亮・太島 和雄・船木 實,1983:環太平洋地域における国際重力結合(I)――ラコスト重力計(G型)定数の精 密検定と国際重力基準網1971の精度――. 測地学会誌,29,48-63.
- 中川一郎・里村幹夫・福田洋一・中井新二・瀬戸孝夫・太島和雄・井内 登・萩原幸男・田島広一・井筒屋 貞勝・柳沢道夫・花田英夫・友田好文・藤本博巳・吉田俊夫・大川史郎, 1977: ラコスト重力計(G型) の定数検定,測地学会誌, 23, 63-73.
- 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・藤本博巳・須田芳朗・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・里村幹夫・瀬戸孝夫・長谷川康正・塚原弘一・萩原幸男・田島広一・井筒屋貞勝・村田一郎・中 井新二・中込 理・小泉金一郎・藤本博巳・宇田川雄司・石原丈実,1973:LaCoste & Romberg重力計 (G型)の特性について(第1報). 測地学会誌,19,100-112.
- 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

里村幹夫,1985:ラコスト重力計G719のバックラッシュのペリオディック・エラーについて.日本測地学会 第64回講演会要旨,51-52.

志知龍一,1985:重力計の原理と特性および調整法。名古屋大学理学部付属地震予知観測地域センター。 内田法英・上杉 陽・千葉達朗,1981:秦野盆地北東部の河成段丘とその変形。関東の四紀,8,33-34。

3.2 電磁気的手法による探査

3.2.1 はじめに

地球電磁気学的手法を用いた探査は地下の電気的・磁気的構造を調べるために有効である。活断 層地域における電磁気探査は,千屋断層(小野・内田, 1981),山崎断層(Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982), 櫛挽断層(森他, 1983)などで実施され,成果をあげている。 そこでは種々の手法が用いられているが,そのうち比較的に小規模,短期間で行える方法は全磁力 測定,自然電位測定,Wenner法による比抵抗測定などである。また通常行われる電気探査として人 工的に制御された電流を地中に流し多地点での電位分布を測定する方法があり,数10Aの電流を流す ことによって数kmまでの地下構造が推定できる。しかしこの方法は装置が大がかりとなり,また多 くの地域で短期間に行うのには適していない。そこで制御された人工電流のかわりに電車や工場な どの電気施設からの漏洩電流をソースとして利用することが可能ではないかと考えられる。この方



図3-2-1 電磁気的観測を行った場所。下図は左上図のハッチ部分Aの右図はBの拡大図。1:富士川河口, 2:丹那盆地,3:入山断層,4:茨城県西部地域,5:大和村。

法が有効であることがわかれば,こうした電気的ノイズの多い日本においては容易に実施すること ができ,非常に利用価値の高いものと考えられる。

これらの手法を用いて検出される電磁気的特異点は前兆現象の発生しやすい特異地点と考えるこ ともできる。発生の可能性が高まっていると判定された直下型地震の震源域内で前兆現象の発生し やすい地点を選定する手法の開発のために,茨城・静岡両県下でいくつかの電磁気的観測を行った。 その場所を図3-2-1に,また期間,場所および観測方法を表3-2-1に示す。以下に観測場所ごとの結 果を示す。

観測期間	観測場所	観測方法		
1984. 10. 31-11. 1	富士川河口	全磁力		
1984. 11. 27-11. 29	烏山菅生沼構造線	全磁力		
1985. 3.28	(茨城県西部)			
1984. 12. 11-12. 13	大和村	比抵抗・全磁力		
1985. 3. 6				
1985. 6.12	入山断層	地電位ノイズ		
1986. 3.12- 3.13	丹那盆地	地電位ノイズ		
1987. 3. 3- 3. 4	富士川河口	比抵抗・地電位ノイズ		

表3-2-1 電磁気的観測の期間,場所および観測方法

3.2.2 富士川河口

富士川河口においては、1984年10月31日~11月1日にプロトン磁力計を用いた全磁力測定と、1987 年3月3日~3月4日に比抵抗と地電位ノイズの測定を行った。

恒石・塩坂(1978;1981)は安政東海地震が駿河湾断層とその陸上延長部(富士川断層)の断層 運動によって発生したと考え、その富士川断層が富士川河口を通っているとしている。また山崎(1979; 1984)はこの活断層を入山瀬断層の南方延長部と考え、垂直変位が約100mであり、断層の配列から 右横ずれ変位成分も存在すると推定している。

プロトン磁力計を用いた全磁力測定の結果を図3-2-2に示す。測定は(a)の実線で示した測線に沿って20mの間隔で行った。各測点では5回の測定を行い,全磁力の時間変化の影響を軽減するために その平均値から同時刻の柿岡地磁気観測所(北東約190km)での全磁力値を差し引いた。全磁力の 差を(b)に点で示した。中央部分に約100nTの異常がみられる。この磁気異常を説明するために(c)に 示すようなモデルを適用した。山崎(1979)が指摘しているような西上がりの100mの段差をもつ構 造で,ハッチをした部分が他の部分より,現在の磁場と同じ方向に10⁻³emu/ccだけ帯磁が強いと仮



図3-2-2 富士川河口での全磁力測定。(a)実線が測線の位置。(b)丸印は測定値(柿岡地磁気観測所での全磁 力との差)。実線はモデルに基づいて計算された全磁力異常。(c)適用したモデル。ハッチ部分の 磁化がその他の部分より強いと仮定した。

定した。この帯磁の強さのコントラストは付近の岩石を用いた帯磁の強さの測定から得られた値と 同じオーダーである。このモデルによって計算される全磁力の異常を(b)に実線で示した。このよう な非常に簡単なモデルによって約100nTの全磁力異常の大部分を説明することができる。

この地域では主に直流電車や工場の電気施設などからの漏洩電流と考えられる地電位のノイズが 常時存在する。これらの地電位ノイズをソースからの距離に比べて狭い範囲で同時に観測すると、 地下の電磁気的構造によって地電位ノイズの振幅や卓越方向が変化すると考えられる。そこで同地 域で地電位ノイズ測定を行った。電極には銅-硫酸銅電極を用い、16ビットのディジタルデータに 毎秒変換し、10chのデータロガーに収録した。1日目は2台、2日目は1台のデータロガーを用い、 それぞれ約1時間の測定を行った。河口という特殊な地形条件のため全磁力測定を行った地域の西 側の半分にあたる地域でのみ測定を行った。電極の配置を図3-2-3に丸印で示す。50mの間隔で南北 2列に配置し、1日目は1~10の電極を、2日目は9~14の電極を使って、両日ともN11(N列11番 目の電極)を共通の基準電極とし、それとの電位差を測定した。測定結果を図3-2-4に示す。(a)は N01~N10の、(b)はS01~S10の電位差の時間的変化で期間は3月3日の15時0分から16時0分まで、 (c)は9より西側の電極の電位差の時間的変化で期間は3月4日の10時27分から11時27分までの各々 1時間である。全ての記録は測定開始時の値を基準としてプロットしてある。N09とS09にみられる ステップ状およびパルス状の変化は電極に使用した硫酸銅溶液の補充のためである。観測時間内に おける平均的な電位のN11との差(自然電位)の分布を図3-2-5に示す。N02のようにドリフトのあ る電極の場合,はじめと終わりの電位差のまん中をとりその差を縦棒で表した。 9 と10は両日とも 測定したので2つのデータがある。Sの測線に沿っては自然電位がほぼ一定なのに対してNの測線に 沿っては2~5が高く11と12が低いという空間的な変化がみられる。これは、Sの測線が海側で全て の測点が砂浜であるのに対してNの測線は西側が堤防の延長の盛土であり東側が砂浜となっており、



図3-2-3 富士川河口での地電位ノイズ測定の電極の配置。

その表層を反映したものと考えられる。

N01, N02, S01, S02のように正方形をつくる4点の電位変化を使って電場の時間的変化をみる ことができ、各正方形での同一の電場変化の大きさを比較することによって、見掛け比抵抗の空間 的分布を推定できる。1日目と2日目の観測データからそれぞれ10個のスパイク状の電場変化をひ ろい出し、それぞれの正方形での電場変化の大きさを両日とも測定したN09, N10, S09, S10の正 方形の電場変化の大きさで正規化した。その結果を図3-2-6に示す。縦軸は正規化された電場変化の



図3-2-4(a) 地電位ノイズの時間変化。N01~N10とN11との電位差。



図3-2-4(b) 地電位ノイズの時間変化。S01~S10とN11との電位差。



図3-2-4(c) 地電位ノイズの時間変化。N09~N13およびS09~S14とN11との電位差。



大きさで縦棒は10個のサンプリングについての標準偏差を表す。9より東側では東にいくほど小さ くなる傾向があり、また10を境にして西側がステップ状に小さくなっている。それぞれの電場変化 が測定地域付近での一様な電流によって生じていると仮定すると、縦軸の大きさの比はそのまま見 掛け比抵抗の比となる。従って西側が低比抵抗で東側が高比抵抗と考えられる。

Wenner法による比抵抗測定を3ヶ所で行った。測定の中心点はS4,S12およびその北30m(N'12) の地点である。図3-2-7にS4での測定結果を黒丸で示し、3層モデルによるフィッティングを行い その理論曲線を実線で示した。3ヶ所の測定についてモデルフィッティングを行い,得られたモデ 同じく2層構造で3.5mを境に上層が28Q・m,下層が3.3Q・mである。S4では3層構造であり, 第1層が3.3mまで4.8Q・m,第2層が8.7mまで1.4Q・mでその下に7.9Q・mの層が推定された。 図3-2-6にみられた地電位ノイズの大きさの空間的な変化はノイズのソースが不明であるため、どの



図3-2-7 S4におけるWenner法による見掛け
 比抵抗測定値(丸印)とモデル計算
 の結果(実線)。

図3-2-8 モデルフィッティングに よって推定された比抵 抗構造。

程度の深さの構造を反映したものか確かではないが、3ヶ所の10数mより下の比抵抗が東側の方が西 側よりも若干高いことが地電位ノイズの大きさの空間的変化の原因である可能性もある。

全磁力測定では活断層による100mの段差を想定することによって説明できる約100nTの異常がみ られた。一方,地電位ノイズ測定では表層付近の影響があり地下構造との関連はあまり明かではな いが,地電位ノイズのソースについての情報を得ることによってその関係を明かにすることができ ると考えられる。

3.2.3 丹那盆地

1986年3月12日と13日の両日に丹那盆地で丹那断層を対象として地電位ノイズ測定を行った。1930 年11月26日に発生したM7.3の北伊豆地震の際に動いた丹那断層は走向が南北の左横ずれ断層で地震 時の変位量は最大3.5mに達し,丹那盆地に露頭がみられる(松田,1972;Sato,1973)。破砕帯と 推定されている位置を図3-2-9にハッチで示してある。丹那断層については活断層電磁気研究グルー プ(1983)が電磁気的観測を実施している。Schlumberger法による比抵抗測定では,表層の下に15~ 45Ω・mの層が30mほどの深さまであり,その下に150Ω・mの層が1000m以下の深さまで続いてい る。人工電流を用いた傾度法によると断層の東側では比較的高比抵抗が現れ,高比抵抗と低比抵抗 とが入り混じって複雑な分布をしているのに対し,西側では平坦な低比抵抗帯が続く。VLF法によ れば、断層の東側では50~100 Ω ・mの比較的高い見掛け比抵抗であるのに対し、西側では約20 Ω ・mと低い値を示す。

地電位ノイズ測定の電極の配置を図3-2-9に黒丸で示した。電極には銅ー硫酸銅電極を用い、収録 にはデータロガーを用いて16ビットの1秒サンプリングで約1時間行った。3月12日はAとBで始ま る20地点のGABに対する電位差を,13日にはCとDで始まる20地点のGCDに対する電位差を測定した。 経常研究「地震活動と電磁気現象との関係に関する研究」で行っているNTT(日本電信電話株式会 社)の通信施設を用いた長基線地電位観測(森, 1985; Mori, 1987)では丹那盆地を囲むように沼 |津 (NMZ), 修善寺 (SUZ), 伊東 (ITO), 熱海 (ATM), 小田原 (ODW) の電話中継所間の 電位差を測定している(現在も経常研究「地殻変動に伴う諸現象の観測・実験的研究」で観測を継 続中)。 この観測は通常1分サンプリングで行っているが,地電位ノイズ測定中は1秒サンプリン グのデータを収録した。図3-2-10(a)の左側は1986年3月12日16時45分から16時55分までの長基線地 電位(上)と丹那盆地での地電位(下)の変化である。このうち16時49分0秒から20秒までの電場変化 の大きさと方向の軌跡を右側に示す。この変化は長基線地電位の観測ではNMZでの電位変化と考え られる。NMZでのこのような変化はJR東海道本線沼津駅での電車の発車時にみられるものであり、 東海道本線の線路からの漏洩電流によるものと考えられる(高山,1989)。 右図中の北側の破線は 東海道本線の丹那トンネル(下側)と東海道新幹線の新丹那トンネル(上側)の位置を示している。 両トンネルは地表より約160mの深さにあり、その間隔は約50mである(久野、1962)。 使用してい る電力は東海道本線が直流1500V,東海道新幹線が交流25000Vである(電気学会・電食防止研究委 員会,1977)。 左図にみられる電場変化の軌跡は東海道本線の丹那トンネルをはさんで変化の向き が逆になっていて、その形はトンネルに近いほど偏平になっており、離れるにしたがって短軸と長 軸の長さの比が1に近くなる。また電場変化の大きさもトンネルからの距離とともに小さくなって いる。これらのことから、この電場変化が盆地の地下に敷設された東海道本線からの漏洩電流によ ることは明かである。レールからの漏洩電流はレールと大地との漏れ抵抗の高低および電車や変電 所との相対的な位置によって大きく変わるために、レールに近いところで一様であるという仮定は 成り立たない場合が多い。また活断層電磁気研究グループ(1983)によれば、丹那断層の東側で低 比抵抗の部分と高比抵抗の部分が入り混じって複雑な分布をしている。電場変化の軌跡に断層の近 くで異常がみられないのはこれらのことが原因かもしれない。図3-2-10(b)の左側は3月13日の15時 15分から25分までの地電位変化を示している。このうち15時18分30秒から55秒までの電場変化の軌 跡を右側に示す。この変化は長基線地電位の観測からATMでの電位変化による電場の変化と考えら れる。この電場変化の原因については現在のところはっきりしていない。別々の時計によってサン プリングを行う2台のデータロガーを用いて収録したため,サンプリングのずれによって軌跡の形 が若干異なっているが変化のパターンは相互に似ている。しかし変化の大きさが異なっており、東 側の方が大きくなっている。これは東側が盆地の端部であり基盤が浅くなってきて見掛け比抵抗が

気象研究所技術報告 第32号 1994



図3-2-9 丹那盆地での地電位ノイズ測定の電極の配置。ハッチ部分は推定されている丹那断層の位置。 上方の破線は鉄道トンネルの位置。



図3-2-10(a) 1986年3月12日16時45分~55分の地電位変化(左側)と16時49分0秒~20秒の電場変化の 軌跡(右側)。

1986 3M 12D 16H 45M 05 - 12D 16H 55M 05 (JST)



図3-2-10(b) 1986年3月13日15時15分~25分の地電位変化(左側)と15時18分30秒~55秒の電場変化の 軌跡(右側)。

高いことを反映していると考えられる。

丹那盆地での地電位ノイズ測定の結果,盆地の構造に関係する変化はみられたが,断層と関連を もつ異常はみられなかった。これは測定を行った場所が盆地という特殊な地形であることに加えて, 対象とした丹那断層が左横ずれ断層で基盤の垂直方向のずれがあまりなく,さらに堆積層があるた めと考えられる。また地電位ノイズのソースが測定網の中あるいは近傍と考えられることも理由と してあげられる。

3.2.4 入山断層

活断層研究会(1980)によれば入山断層は西側隆起の逆断層で確実度は I で活動度はBである。1985 年6月12日に静岡県由比町において入山断層近傍での地電位ノイズの測定を行った。観測点の位置 を図3-2-11に四角で示す。各測点では銅-硫酸銅電極を20mの間隔でL字形に 3 極配置し,中間の1 極を基準にして南北と東西方向の電位差を2 チャネルのペンレコーダに記録した。測定例を図3-2-12(a)と(b)に示す。図3-2-12(c)はNTTの電話中継所のアースとその間のケーブルを利用した長基 線地電位の変化を示したものである。この観測は経常研究「地震活動と電磁気現象の関係に関する 研究」で行ったものである。測定に利用している電話中継所は図3-2-11に示した富士宮(FJM), 富士(FJI),身延(MNB)および甲府(KOF)である。16h00m前後に,NTTの記録でみられる 継続時間が30秒程度の矩形波が,入山断層近傍の舟場1と舟場2でも記録されている。2つの測点



図3-2-11 入山断層付近での地電位 ノイズの測定場所(四角) と長基線地電位測定に利 用しているNTT電話中継 所(丸印)の位置。左側 の図中で太線は断層の位 置を示し,数字はFJI-FJM の電位差に対する各測定 場所での電場変化の振幅 比を示す。

気象研究所技術報告 第32号 1994

ともNS方向の変化は矩形状であるのに対して, EW方向の変化はその立ち上がりと立ち下がりに対応した時刻にパルス状の変化をしている。これはこの地域の異方性を示していると考えられる。また,各測点での地電位ノイズの振幅とFJI-FJMの電位差の振幅との比をとることによって,測点付近での比抵抗の相対的な比較を行った。その結果を図3-2-11に数字で示した。舟場1と舟場2は他の測点と比較してその値が小さく,従って低比抵抗ということになる。これらの測点が太線で示した入山断層の位置と一致することから断層と関連のある異常である可能性がある。



図3-2-12 入山断層近傍の舟場1(a)と舟場2(b)での地電位ノイズ変化とNTT電話中継所間の地電位変化(c)。

気象研究所技術報告 第32号 1994



図3-2-13 茨城県西部地域の全磁力分布(柿岡地磁気観測所での全磁力との差)。

3.2.5 茨城県西部

1984年11月27日~29日と1985年3月28日に茨城県西部地域を中心としてプロトン磁力計による全磁力測定を行った。測点の位置を図3-2-13に測定日ごとに記号を変えて示す。測点総数は96点である。各測点では5回の測定を行い、その平均値から同時刻の柿岡地磁気観測所(最も南東の測点) での全磁力を差し引いた。柿岡から最も離れた測点までの距離は約30kmである。柿岡との距離が約20kmの気象研究所でのプロトン磁力計による測定結果によれば、柿岡との全磁力差の変動は±5nT 程度である。従って、今回の測定においても測定時刻が異なることによる誤差は±10nT以下と考え られる。図3-2-13の等値線は柿岡との全磁力差を示し、50nT間隔で描いてある。全体として北西側 が高くなる傾向がみられる。また測定範囲の北部で東経140度に沿う地域で全磁力差の変化が急であ る。これは重力のブーゲー異常からも推定されている(駒澤・長谷川、1988)西落ちの構造をもつ 烏山-菅生沼構造線(石井、1962)に関連する変化の可能性がある。

3.2.6 大和村

活断層研究会(1980)によれば茨城県真壁郡大和村には活断層の疑いのあるリニアメント(確実度III)が存在する(図3-2-14の斜線部分)。これを電磁気的手法によって確認できるか調査するために,1984年12月11日~13日に比抵抗測定を,1985年3月6日にプロトン磁力計による全磁力測定を行った。

比抵抗測定はWenner法を用い、図3-2-15(c)の数字のついた線分で示す測線で行った。測定結果 からそれぞれ3~4層を仮定して比抵抗構造を推定した。その結果を図3-2-15(b)に南北方向の直線 に投影し,各測線の中心の位置に柱状図として示した。全体の傾向として数mの表層の下に100Q・ m前後の層が測線1と3では50m以深まで、その他の測線では30~40mの深さまであり、その下に620~ 2200Q・mの高比抵抗の層が存在する。測線2では12月11日と12日の2回の測定を行い、その結果を それぞれ図3-2-16の(a)と(b)に示す。ともに第1層は100Q・m程度で第3層は高比抵抗層である。 第2層は30~40Q・mと低比抵抗である。その深さが11日には25~40mであったが、12日には16~30 mと浅くなっている。これは11日の午後から夜半にかけての降雨(西方約6kmにあるアメダスの協 和観測点では11日の13時より24時までに36mmの降水を記録している)によって小規模な盆地地形で 地下水層の位置が変化したためと考えられる。また電極間隔を固定して、図3-2-15(c)のA~Bの間 を移動しながら見掛け比抵抗を測定した。電極配置はWenner法で電極間隔a=20mとa=60mの2種 類であり、その結果を図3-2-15(a)に示す。a=20mの場合に中心付近で不連続とみられる部分があ るが、a=60mの場合では大きな変化はみられない。電極間隔aが短いほど探査深度は浅いので比較 的浅いところに比抵抗が変化するところがあると考えられる。

プロトン磁力計を用いた全磁力測定を南北方向に移動しながら行った(測線は図3-2-14の実線)。 測定間隔は20mで,その結果を図3-2-17に示す。図中のハッチの部分はリニアメントの存在が予想 される位置である。その北端付近で約100nT大きい値が得られているが、1点のみであるためにリニ アメントと関連した変化であるか疑問であり、地中に埋設された人工的な磁性体のためとも考えら れる。

3.2.7 おわりに

発生が想定された直下型地震の震源域内で前兆現象の発生しやすい地点を選定する手法の開発の



図3-2-14 大和村の地形図。破線で囲まれた部分は図3-2-15(c)の地域を示す。実線は図3-2-17に示す全磁 力測定の測線。斜線部分は活断層の疑いのあるリニアメントの位置(活断層研究会, 1980)。



図3-2-15 大和村での比抵抗測定の結果。(a)電極間隔を一定にして測定した見かけ比抵抗の空間的変化。 (b)Wenner法による測定から推定された比抵抗構造。(c)比抵抗測定を行った測線の位置。


図3-2-16 3-2-15(c)の2で示した測線のWenner法による比抵抗測定の測定値(下図の丸印)と推定され た地下構造(上図)から計算される理論曲線(下図の実線)。(a)1984年12月11日の測定。(b)1984 年12月12日の測定。



図3-2-17 大和村での全磁力測定結果。ハッチ部分はリニアメントの存在が予想される位置。

ために、静岡県と茨城県で電磁気的手法を用いた調査を行った。

全磁力測定によって次のような異常な変化を検出することができた。富士川河口では富士川断層 によると考えられる約100nTの異常が得られた。この付近は工場等による人工的な磁気ノイズの大き いことが予想され、全磁力測定によっては有効な結果が得られないと思われていた地域である。富 士川断層の位置は河口から2~4km上流の鉄橋付近ではボーリングの資料によって明確にされてい た(恒石・塩坂,1979)が、今回の全磁力測定によって河口においてもはっきりした。また全磁力

気象研究所技術報告 第32号 1994

異常の大きさから考えると,数100m沖合いにおける海上での全磁力測定によっても断層位置が推定 できると考えられる。茨城県西部地域では烏山-菅生沼構造線との関連の可能性のある急変部分が 見いだされが,その関連を確認するためにはさらに広範囲の測定が必要と考えられる。大和村では リニアメントの存在が予想される範囲の1測点のみで異常がみられたが信頼性は高くないと考えら れる。

比抵抗測定はWenner法を用いて行ったが、富士川河口、大和村ともはっきりとした異常はみとめられなかった。使用した機器の制約で探査深度があまり深くないことも原因のひとつと考えられる。

地電位ノイズ測定によって次のような点が明らかになった。入山断層の破砕帯と関連すると考え られる低比抵抗の異常がみられた。地表付近に比抵抗の不連続が存在する場合には、このような簡 単な電気的ノイズを利用する方法がかなり有効であることが確認された。富士川河口では地下構造 を反映した空間的変化はみられたが、河口という地形的条件のために必要十分な電極を配置できな かったこともあって、断層と関連すると思われる異常はみいだされなかった。丹那盆地の測定では 丹那断層が堆積層に覆われた横ずれ断層で電気的不連続が生じにくいために、断層に関連する異常 を検出できなかったと考えられる。このような手法は今までほとんど行われていないために実験的 開発であったが、密な電極配置を行えば微弱な異常を検出できる可能性のあることがわかった。

種々の電磁気的手法を用いた調査の結果,特異地点の検出を目的とした電磁気的手法では用いる 方法や対象とする地下構造の条件などによって有効性に差があり,特に上下変位が小さく横ずれ成 分の大きい断層ではさらに手法の改良の必要なことがわかった。また地電位ノイズ測定による方法 は地域的条件を考慮して電極を配置し,ソースの性質を明らかにすることによって,特異地点の検 出に応用できる可能性がある。これらの電磁気的手法を用いる際には,予想される地下構造や地形 さらに投入しうる労力および機材などの条件を考慮して,種々の方法から適当なものを取捨選択し て実施しなければならないと考えられる。 (高山寛美)

参考文献

地質調査所, 1985:関東地域重力図(ブーゲー異常図)。 特殊地質図24. 電気学会・電食防止研究委員会, 1977:新版電食・土壌腐食ハンドブック. 電気学会・コロナ社, p.58. Electromagnetic Research Group for the Active Fault, 1982: Low Electrical Resistivity along an Active

Fault, the Yamasaki Fault. J. Geomag. Geoelectr., 34, 103-127.
石井基裕, 1962:関東平野の基盤. 石油技術協会誌, 27, 615-640.
活断層電磁気研究グループ, 1983:丹那・浮橋断層の電気抵抗構造. 地震研究所彙報, 58, 265-286.
活断層研究会, 1980:日本の活断層――分布図と資料――. 東京大学出版会, 363p.
駒澤正夫・長谷川功, 1988:関東地方の重力基盤に見える断裂構造. 地質学論集, 31, 57-74.
ヘ野 久, 1962:旧丹那トンネルと新丹那トンネル. 科学, 32, 397-401.
松田時彦, 1972:1930年北伊豆地震の地震断層.伊豆半島(星野通平・青木 斌編), 東海大学出版会, 73-

93.

森 俊雄, 1985: 長基線地電位試験観測. 気象研究所研究報告, 36, 149-155.

森 俊雄・河村 譡・大地 洸・水野喜明, 1983: 櫛挽断層の電磁気構造, 気象研究所研究報告, 34, 95-104. Mori, T., 1987: Variations in the Geoelectric Field with Relation to Crustal Conditions of the Earth. *Geophys. Mag.*, 42, 41-104.

小野吉彦・内田利弘, 1981:千屋断層およびその周辺の比抵抗構造.地球電磁気学的手法による断層活動度の研究, 58-63.

Sato, H., 1973: A study of horizontal movement of the earth crust associated with destructive earthquakes in Japan. Bull. Geogr. Survey Inst., **19**., 89-130.

高山寛美, 1989: 沼津付近で観測される長基線地電位の特徴. 気象研究所研究報告, 40, 63-81.

恒石幸正・塩坂邦雄, 1978:安政東海地震(1854)を起こした断層.地震予知連絡会会報, 20, 158-161.

恒石幸正・塩坂邦雄, 1979:富士川断層に関する追加データ(1). 地震予知連絡会会報, 22, 149-154.

恒石幸正・塩坂邦雄、1981:富士川断層と東海地震.応用地質、22、52-66.

山崎晴雄, 1979: プレート境界部の活断層——駿河湾北岸内陸地域を例にして——. 月刊地球, 1, 570-576. 山崎晴雄, 1984: 活断層からみた南部フォッサマグナ地域のネオテクトニクス. 第四紀研究, 23, 129-136.

本研究に携わった研究者

古屋 逸夫(昭和62年度~平成5年度) 後藤 和彦(昭和62年度~平成3年度) 信生(昭和59年度~昭和61年度,平成3年度~平成5年度) 浜田 干場 充之(昭和62年度~平成5年度) 市川 政治(昭和59年度~昭和61年度) 有三(昭和59年度~昭和61年度,平成3年度~平成5年度) 石川 伊藤 秀美(昭和59年度~平成5年度) 勝間田明男(平成元年度) 勝又 護(昭和59年度~昭和63年度) 小泉 岳司(昭和59年度~平成5年度) 前田 憲三(昭和62年度~平成5年度) 牧 正(昭和63年度~平成2年度) 松本 英照(昭和59年度~昭和62年度) 三上 直也(昭和59年度~昭和60年度) 望月 英志(昭和60年度~昭和61年度) 森 滋男(昭和62年度~平成5年度) 森 俊雄(昭和59年度~昭和61年度) 小高 俊一(昭和62年度~平成5年度) 岡田 正実(昭和59年度~平成5年度) 清野 政明(昭和59年度~昭和60年度,平成元年度~平成5年度) 関田 康雄(昭和62年度~昭和63年度) 高山 寛美(昭和59年度~平成5年度) 高山 博之(平成3年度~平成5年度) 武尾 実(昭和59年度~昭和62年度) 若山 晶彦(平成2年度~平成5年度) 渡部 暉彦(昭和60年度~昭和61年度) 横田 崇(昭和59年度~平成2年度) 吉田 明夫(昭和59年度~平成5年度) 吉川 澄夫(昭和59年度~平成5年度)

気象研究所技術報告一覧表

第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発(地球規模大気汚染特別研究班, 1978) Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)

- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究(地震火山研究部, 1979) Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設(花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・ 魚津 博,1979)

On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno and H. Uozu, 1979)

- 第4号 海底地震常時観測システムの開発(地震火山研究部, 1980) Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System (Seimology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図——400m(又は500m)深と1000m深——(1934-1943年及び1954-1980 年)(海洋研究部, 1981)

Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980 (Oceanographical Research Division, 1981)

- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分および紫外日射の観測(高層物理研究部, 1982) Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric Czone Depletion and the Ultraviolet Radiation (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83型強震計の開発(地震火山研究部, 1983)。

Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meterological Agency Network (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)

- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究(物理気象研究部, 1984) The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測(地震火山研究部・海洋研究部, 1984) Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honshu (Seismology and

Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)

- 第10号 日本付近の低気圧の統計(予報研究部, 1984) Statistics on Cyclones around Japan (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究(応用気象研究部, 1984)
 Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions (Applied Meteorology REsearch Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視法に関する研究(地震火山研究部, 1984)
 Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル-I (MRI・GCM-I)(予報研究部, 1984) A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-I) (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究——台風7916の一生——(台風研究部, 1985)
 A Study on the Change of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed of the Thphoon through Its Life Time (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデルMRIとMRI-IIの相互比較研究——計算結果図集——(海洋研究部, 1985) An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-II——A Compilation of Reults——(Oceanographical Research Division, 1985)第16号 地震予知に 関する実験的及び理論的研究(地震火山研究部, 1985) Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method (Seismology and Volcanology

Research Division, 1985)

- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図(予報研究部, 1986)
 Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981 (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究(高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986)
 Studies of the Middle Atmosphere (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Statellite Research Division, Forcast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究(気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・ 応用気象研究部・海洋研究部,1986)

Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division and Oceanographical Research Division, 1986)

第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル(MRI・GCM-I)による12年間の積分(予報研究部, 1986)

Mean Statistics of the Topospheric MRI · GCM-II based on 12-year Integration (Foecast Research Division, 1986)

 第21号 宇宙線中間子強度1983-1986(高層物理研究部, 1987)
 Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986 (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データにもとづく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)

Study on Analyses of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological tatellite (GMS) (Seimology and Volcanology Research Division, 1987)

第23号 オホーツク海海洋気候図(篠原吉雄・四竈信行, 1988)

Marine Climatological Atlas of the Sea of Okhotsk (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)

- 第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験(海洋研究部, 1989) Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model (Oceanographical Research Diision, 1989)
- 第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布(海洋研究部, 1989) Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第26号 地震前兆現象のデータベース(地震火山研究部, 1990) Databese of Earthquake Precursors (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)
- 第27号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性(台風研究部, 1991) Characteristics of Precipitation Systems during the Baiu Season in the Okinawa Area (Typhoon Research Division, 1991)
- 第28号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル(猪川元興・斉藤和雄, 1991) Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第29号 雲の放射過程に関する総合的研究(気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象 衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)

A Synthetic Study on Cloud-Radistion Processes (Climate Research Department,

Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department and Typhoon Research Department, 1992)

- 第30号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究(三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992)
 Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino and K. Yanazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移——30年間の日降水量資料に基づく統計——(秋山孝子, 1993)

Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days----Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years ---- (T. Akiyama, 1993)

気象研究所

1946 (昭和21)年 設立

所 長:門 脇 俊一郎

予	報	研	究	部	部	長:		古	賀	晴	成
気	候	研	究	部	部	長:		村	木	彦	麿
台	風	研	究	部	部	長:		大	塚		伸
物	俚気	象	研 究	部	部	長:		能	美	武	功
応	用负	象	研究	部	部	長:理	博	花	房	龍	男
気	象衛.	星・	観浿	IJ							
1	レス	テム	研究	E部	部	長:		田	中	豊	顈
地)	喪 火	山	研究	部	部	長:理	博	清	野	政	明
海	洋	研	究	部	部	長:		周	東	健	Ξ
地	法化	送	研究	部	部	長:理	尵	重	頂	好	次

気象研究所技術報告

編集委員長:重 原 好 次 編集委員:高 野 功 中 川 慎 治 小 西 達 男 佐々木 徹 馬 渕 和 雄 高 山 陽 三 小 高 俊 一 四 竈 信 行 松 枝 秀 和 事務局:岡 田 憲 治 太 田 貴 郎

気象研究所技術報告は、1978(昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行す る刊行物であり、気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学の分野において気象研究 所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告および総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は,編集委員会が行う。編集委員会は原稿の掲載の可否を判 定する。

本誌に掲載された論文の著作権は気象研究所に帰属する。本誌に掲載された論文を引用 する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本誌に掲載された論文 の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は、個人が研究、学 習、教育に使用する場合を除き、気象研究所の許諾を得なければならない。

気象研究	它所技術報告	ISSN	0386-4049							
第32号										
平成6年3月25日 発行										
編 集 兼 発 行 者	気象石	开 究	所							
〒305 茨城県つくば市長峰1-1										
		TEL	.(0298)53-8535							
印刷所	印 刷 所 谷田部印刷株式会社									
	〒 305 つく	ば市大学	三谷田部1979-1							