

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.40

Study on Stress Field and Forecast of
Seismic Activity in the Kanto Region

BY

Seismology and Volcanology Research Department

気象研究所技術報告

第 40 号

南関東地域における応力場と
地震活動予測に関する研究

地震火山研究部



気 象 研 究 所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

MARCH 2000

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director-General : Mr. Takashi Nakayama

Forecast Research Department	Director : Dr. Sadao Yoshizumi
Climate Research Department	Director : Mr. Hiroki Kondou
Typhoon Research Department	Director : Mr. Shouin Yagi
Physical Meteorology Research Department	Director : Mr. Toyooki Tanaka
Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department	Director : Dr. Tatsuo Hanafusa
Meteorological Satellite and Observation System Research Department	Director : Dr. Tsutomu Takashima
Seismology and Volcanology Research Department	Director : Dr. Akio Yoshida
Oceanographical Research Department	Director : Dr. Takeshi Uji
Geochemical Research Department	Director : Dr. Katsuhiko Fushimi

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Hiroki Kondou

Editors : Masakatsu Kato	Toshiro Inoue	Naoko Kitabatake
Masashi Fukabori	Naoko Seino	Yoshimasa Takaya
Osamu Kamigaichi	Tamaki Yasuda	Hidekazu Matsueda
Managing Editors : Hiroshi Satoh, Takafumi Okada		

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of technical reports, data reports and comprehensive reports on meteorology, oceanography, seismology and related earth sciences (hereafter referred to as reports) contributed by the members of the MRI and the collaborating researchers.

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

©2000 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity
in the Kanto Region

BY

Seismology and Volcanology Research Department, MRI

南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究

地震火山研究部

気 象 研 究 所

序

南関東とその周辺は、わが国の中でも非常に地震活動が活発な地域の一つであり、過去には、関東大地震(1923年)、(明治)東京地震(1894年)、江戸地震(1855年)、元禄地震(1703年)など深刻な被害地震が発生している。また、南関東地域は現在、人口、諸機能が著しく集積しており、今後もし直下型の大地震に見舞われた場合には、これまでも増した大被害が生じることが予想される。こうしたことから、関東地域は東海地域とともに地震予知のための観測強化地域に指定されているほか、平成4年8月に中央防災会議により決定された「南関東地域直下の地震対策に対する大綱」は、この地域に対する地震予知研究の推進がますます緊急であることを提言している。これらの社会的要望を背景として、気象研究所では平成6年度から特別研究「南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究」を発足させ、5か年計画で研究を進めた。この研究開始後、わが国は度重なる大地震に見舞われたが、特に平成7年1月に発生した兵庫県南部地震は、大都市直下に発生する地震が及ぼす被害の甚大さを改めて認識させ、南関東地域における地震の調査研究の重要性がさらに増したといえる。

本研究の実施に際しては、3つのテーマ——地震活動評価・予測手法の研究、データベースの構築、および力学モデルの作成——に分けて研究を進めた。ここで得られた数々の成果が、今後の地震予知研究の推進や気象庁地震業務に寄与することを期待する。研究成果をまとめるにあたっては、関係各方面のご協力を頂いた。ここに記して感謝の意を表する次第である。

平成11年1月

気象研究所 地震火山研究部長
望月 英志

概 要

本報告は、特別研究「南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究」の3つの大きなテーマについて記述したものである。地震活動評価・予測手法の研究の成果を第1章に、データベースの構築を第2～5章に、力学モデルの作成を第6章に記す。

第1章では、地震活動度の評価と地震発生の予測に関する研究について報告する。まず、地震活動度の客観的かつ定量的な評価の手法として活動度の偏差を地図上に表示する方法を導入し、その手法を関東地域に適用することにより、1987年千葉県東方沖地震の前の地震活動の変化を検出した例を紹介する。次に、関東地域の地震の巣の1つである茨城県南西部における1950年以降の地震活動について調べ、ほぼ10年周期の規則的活動の特徴を見いだした。この特徴は、プレート運動のゆらぎと関連すると見られることから、次の大地震発生時期の長期予測に有効となる可能性がある。地震発生を予測する基礎となる前震活動の特徴に関する研究では、はじめに、活発な前震活動を伴うことが知られている伊豆地域の地震データを用い、地震活動の集中度に着目した前震の経験的識別法と確率的な本震の予測手法について調べた。次に、一般に活発な前震活動を伴った事例について調査し、火山性や群発性のものを除くほとんどの事例で、本震直前に前震活動の静穏化が生じていたことを明らかにした。また、多数の本震直前の前震活動を重ね合わせることで、その発生頻度が逆べき分布で近似できることを示した。

第2章では、南関東地域に展開した強震観測網から得られた成果について報告する。観測された地震波形を解析して、震源特性、伝搬経路の減衰特性、観測点近傍の増幅特性をインバージョンによって分離し、それらの特徴を調べた結果、関東平野の縁の観測点で増幅特性が大きいこと、深い地震ほど高周波の輻射が大きい傾向が見られた。また、この観測網から得られた地震波形データを用い、小さな地震の地震モーメントと断層パラメータを推定するためのツールの開発を行い、 M_w が3.4までの地震モーメントの推定を可能にした。

第3章では、南関東地域で過去に発生した主な被害地震を再検討した結果について報告する。1894年東京地震と1921年竜ヶ崎地震の2つの地震について、現存する地震記録を調査し、地震のメカニズムの再決定を行った。従来から得られているプレート構造・地震活動のデータを元にこれらの地震の震源、発震機構、およびテクトニクス的性質などについて論じた。

第4章では、全国の地震波形収集のために導入された衛星通信地震観測テレメタリング・システムおよび収集された各種データをデータベース化するシステムについて解説する。このシステムで得られた広帯域地震波形を使い、地震のメカニズム解を決定する手法を開発した。

第5章では、歪計、GPSおよび検潮データのデータベース化と、これらのデータの解析によって得られた南関東地域の最近の地殻変動について報告する。歪計については、気象庁体積歪計の原データをCD-ROMデータベース化した。このデータベースから地震発生時の観測記録の切り出しとその理論地震波形との比較を可能とするツールを開発した。このツールにより、地震波応答を利用した体積歪計の絶対感度の決定が容易になった。一方、小田原に設置した二層式体積歪計の最近のデータを検討した結果、上下2式の歪計データを用いることによって降水の影響がかなり低減できること、および下部歪計が広域的な歪変化を反映している可能性が明らかになった。次に、検潮所においてGPS観測を実施し、精密解析を行うことにより1日間の観測値で数mm程度、月平均値で2～3mmの精度で上下変動を把握できることを示した。検潮データによる上下変動は、GPS観測による結果と調和的であり、房総半島南端と伊豆大島の間の相対的変動が1990年頃から大きくなっていることを明らかにした。

最後に第6章では、理論的側面からの地殻活動予測手法について報告する。地震発生に伴う周辺の応力変化の指標としてクーロンの破壊関数に着目し、その値が増加した地域で地震活動を誘発したと思われる過去の事例について調

査を行った。数多くの事例を収集し、クーロンの破壊関数の変化が次の地震の発生場所の予測に有効であり得ることを示した。また、南関東地域に発生する地殻内の地震の分布に着目し、新たなテクトニック・モデルの提案を行った。さらに、南関東地域の複雑なプレート構造を有限要素モデル化する手法を開発し、プロトタイプ・モデルを作成した。作成されたモデルを用いてプレートの沈み込みやプレート間地震によるクーロンの破壊関数、ならびに応力・歪の変化について調べた。

Summary

This is a comprehensive report titled “Study on stress field and forecast of seismic activity in the Kanto Region”, conducted from fiscal 1994 to 1998 by the Seismology and Volcanology Research Department, MRI, as a special research project. This study consists of three subjects,

- 1) The objective evaluation and forecast of seismicity,
- 2) A database for seismic processes and crustal activities, and
- 3) Kinematic modeling for estimating crustal activities.

The results are summarized in the six chapters in this report.

Chapter 1 details a study on objectively evaluating and forecasting seismicity. We adopted a method to evaluate seismicity objectively and quantitatively, applied it to the Kanto region, and succeeded in detecting seismicity change before the earthquake off the east coast of Chiba prefecture in 1987 ($M=6.7$). We also found a periodic change of seismicity, of about 10 years, in south-west Ibaraki prefecture, one of the most active regular seismicity areas in the Kanto region. This characteristic can be considered valid for the long-term prediction of large earthquakes in this region because such a periodic change in seismicity is considered to be related to the plate motion fluctuation. The other important topic covers the characteristics of foreshocks, which has long been a key issue in earthquake prediction. It is been well known that many earthquakes in the Izu region have been accompanied by active foreshocks. By using the seismicity data in this region, we developed an empirical discrimination method of the foreshocks, focusing on the spatial and temporal concentration of seismicity, and studied the forecast of the main shock in a probabilistic manner. We then applied this method to the events accompanied by active foreshocks in the Izu region, and clarified that in most cases except volcanic origin events and swarms, foreshock activities showed quiescence just before the main events. We also found that the temporal variation of foreshock frequency can be approximated by the inverse power law of time, by stacking many foreshock activities.

Chapter 2 reports the results of strong ground motion observations in the Kanto region. Source process effect, attenuation along the propagation path, and amplification near the site are decomposed from the observed record by inversion, and some characteristics are studied. We also developed a tool to determine the seismic moment and fault parameters of small earthquakes from the seismogram, and enabled the estimation of those parameters for events with M_w down to 3.4.

Chapter 3 presents the source processes of the 1894 Tokyo earthquake and the 1921 Ryugasaki earthquake, which both caused significant damage to the Kanto region, estimated from old seismograms surviving to date. In addition, the tectonic characteristics of those events are discussed taking the plate structure and seismicity into account.

Chapter 4 explains the seismic data telemetry system via communication satellite. This system was installed to collect seismic waveform data from all over Japan for the studies relevant to this project. Chapter 4 also explains the database creation system. We developed a method to determine earthquake mechanism solutions by using broadband seismograms collected by this system.

Chapter 5 discusses the recent crustal deformation of the Kanto region estimated from the strain, GPS and tide gauge observation. We created a CD-ROM database of volume strain data in the Kanto and Tokai regions with an original sampling rate, and developed a tool to extract a seismic waveform and compare it with the synthetic waveform, enabling the in situ calibration of the strainmeter by using the seismic responses. We also analyzed recent data of the Double Coaxial Strainmeter in Odawara, and found that the precipitation effect can be considerably reduced by combining upper and lower data, and that the lower data records the representative strain field of this area. We have been conducting continuous GPS observations at tide gauge stations of JMA in the south Kanto region. Precise baseline analysis revealed that the vertical change of the relative displacement can be detected within an accuracy of a few millimeters by using monthly averaged results, and that the vertical crustal movement deduced from tide gauge observation is consistent with GPS observation, both of which indicate a relative movement between the south end of the Boso peninsula and Izu Oshima.

Chapter 6, the final chapter, covers a study on kinematic modeling for estimating crustal activities. This chapter reports on a theoretical approach in forecasting crustal activities. We showed that the Coulomb's failure function (CFF) value, which represents a stress change in a surrounding area due to an earthquake occurrence, is valid for predicting the focal area of the next earthquake invoked by a preceding one. We proposed a new tectonic model of the south Kanto region based on the spatial distribution of the earthquakes occurring in the crust in this region. We also created a prototype finite element model of the very complicated underground plate structure of the south Kanto region. Using this kinematic model, we studied the stress and strain field change by the subduction of the plate or the occurrence of inter-plate earthquakes in a three-dimensionally heterogeneous medium.

目 次

第1章 地震活動評価・予測手法の研究	
1.1 関東地域における地震活動度変化の統計的評価	1
1.2 茨城県南西部の地震活動に見られる周期的変化	15
1.3 伊豆地域における前震の経験確率的識別法	21
1.4 本震直前における前震活動の静穏化	36
1.5 重ね合わせによる直前前震の時間分布	48
第2章 強震観測	
2.1 強震観測システム	55
2.2 震源特性・伝搬経路特性および観測点近傍の増幅特性	64
2.3 小地震の波形合わせによる地震モーメント推定	73
第3章 過去の地震の発震機構	
3.1 明治の東京地震(1894年)	87
3.2 竜ヶ崎地震(1921年)	94
第4章 地震データ収集とデータベース	
4.1 通信衛星を使った収録システム	101
4.2 データベース開発装置	108
第5章 地殻変動観測・解析手法の研究	
5.1 体積歪計による成果	111
5.2 GPSと検潮の複合観測	127
第6章 力学モデルの作成	
6.1 クーロン破壊関数と地震活動	143
6.2 関東地方のプレート構造モデル	150
6.3 三次元有限要素モデル	156

第1章 地震活動評価・予測手法の研究

1.1 関東地域における地震活動度変化の統計的評価

－ 1987年千葉県東方沖地震 (M6.7) 前の変化－

(1) はじめに

地殻内の地震発生域における応力変化は小さい地震の活動度の変化をもたらすと考えられる。この現象の最も顕著な例が余震活動である。即ち、地震による震源での変位のステップ的变化は周辺の応力変化を生じ、多くの余震活動を引き起こすばかりでなく、ある領域では活動の低下をもたらすことが知られている (例えば, Dieterich, 1994; Stein *et al.*, 1992; Toda *et al.*, 1998)。また、誘発地震や前震活動、地震活動の静穏化現象などは応力変化によって引き起こされた地震活動度変化の別の例である。逆に、応力の直接的測定が困難な地下深部の応力状態を知る上で、地震活動度変化は間接的なセンサーとなる可能性を持っている。そこで、大地震前の地震活動度の前兆的变化を調べることは地震の破壊過程を理解する上でも重要な役割を果たすと考えられる。しかし、多くの場合震源カタログには人工的なノイズが含まれているため、地震活動度の変化を厳密に捉えることは簡単ではない。得られた活動度の変化が本当に来るべき地震の前兆なのか、人工的なノイズのせいなのか、あるいは単なる地震活動の揺らぎなのかを判断するためには、詳しい統計的な解析を必要とする。

地震活動の静穏化現象に関して、定性的あるいは定量的な解析を行った数多くの報告がある (例えば, 井上, 1965; Mogi, 1969; Yamashina and Inoue, 1979; 野口, 1983; Mogi, 1985; Wyss, 1986; Wyss and Burford, 1987; Kisslinger, 1988; Reasenber and Matthews, 1988; Wyss and Habermann, 1988; Ogata, 1992; Wiemer and Wyss, 1994; Dieterich and Okubo, 1996; Wyss *et al.*, 1996; 1997; 1999; Yoshida *et al.*, 1996; Wyss and Wiemer, 1997 など)。しかし、前兆的な静穏化現象が大地震の予知に本当に有効かどうかを検定するには、異なるテクニクな条件での客観的、定量的な解析例をさらに増やしていく必要がある。その場合問題となるのは、長期間に及ぶ震源カタログでは観測システムや震源決定法の変化による不均質性がどうしても生じてしまい、そのために人工的な地震活動度の変化が紛れ込んでしまうことがしばしばある (例えば, Habermann, 1987; Wyss, 1991; Eneva *et al.*, 1995; Zuniga and Wyss, 1995)。従って、信頼性の高い結果を得るためにはカタログの均質性を注意深く評価する必要がある。ここでは、気象庁 (JMA) と防災科学技術研究所 (NIED) の独立した2つの機関のカタログを用いることで、不均質性評価の一助とした。静穏化の客観的で定量的な解析のためには地震活動度を計るための指標が必要であるが、本研究では、そのような解析のために開発された 'ZMAP' (Wiemer and Wyss, 1994; Wyss and Wiemer, 1997) というプログラムを用いた。

JMA カタログによれば1987年千葉県東方沖地震 (M6.7) は12月17日に千葉県東海岸沖の深さ58kmのところで発生した (Figure 1.1)。この地震はこの地域では過去60年間で最大の地震であり、フィリピン海プレートの内部で起きたことが分かっている。断層面はNNW-SSE走向で、東側に急傾斜しており、ほぼ右横ずれ断層であった (Okada and Kasahara, 1990)。小高・前田 (1994) は大学とJMAのカタログを解析し、本震の前約1年ぐらいから浅い領域で活動が低下し、また、本震の破壊開始点近傍では地震数が増加していたことを報告している。しかし、彼らの報告では定量的な解析は行われておらず、この変化がバックグラウンドの地震活動の揺らぎに比べ、有意な変化かどうかは明らかにされていない。

この研究の目的は、関東地方における地震活動のバックグラウンドとしての地震活動のゆらぎを考慮し、小高・前田 (1994) によって報告された地震活動の変化をJMAとNIEDのデータを用いて統計的に再評価することである。さらに、カタログの不均質性についても調査結果を述べるとともに、関東地方における将来の活動度変化の監視のための指標についても議論する。

(2) データ

関東地域の調査対象地域をFigure 1.1に示す。データは、JMAとNIEDの独立した2つの機関で決められたもののうち、1979.5年から1997.0年までの深さ100 km以浅のものを主に用いた。JMAのカタログは日本付近で発生した中規模以上の地震を主に観測対象としており、日本の地震活動を解析するために広く用いられているが、その均質性と地震規模の下限検知能力が場所によっても時間的にも大きく変化していることが知られている(石川, 1987)。一方、NIEDのカタログは高密度な観測網により、関東・東海地域においてJMAに比べ微小な地震まで記載されている(Okada, 1984)。われわれの予備的調査によれば、マグニチュード(M) 5程度以下の地震については、NIEDの方が規模や時間的、空間的にも均質であり、震源決定精度も高いことが分かっている。そこで、本研究では主にNIEDのデータに基づいて、1987年千葉県東方沖地震前の地震活動度の変化について調査した。

NIEDのカタログで発破として記載のあるものは取り除いたが、それでもいくつかの領域では発破と思われるデータが含まれていた。発破の多くはごく浅く決められていたが、所によっては40 kmもの深さに決められているところも見うけられた。Wyss and Wiemer (1997) は関東の地震活動を調べる際に、発破の影響を避けるため夜間だけのデータを用いる方法をとった。ここではデータを最大限に生かすため、すべての時間帯のデータを用いるかわりに、発破と思われる領域のデータは取り除いた。

Figure 1.1のすべての領域におけるデータを用いて、どのくらいの規模の地震までもれなく観測されているかを示すマグニチュードの完全観測下限(M_c)が、時間とともにどの様に変化しているかを調べてみた。 M_c は地震の積算頻度-マグニチュードの分布曲線において、曲率が最大となるマグニチュードを計算することにより求めた。その結果をFigure 1.2に示す。この図から、JMAのデータについては1981年以降では $M_c=3.0$ まで、また、NIEDのデータについては1979.5年以降では $M_c=2.2$ まではほぼ均質に観測されていることが分かった。NIEDのデータでは M_c は時間が

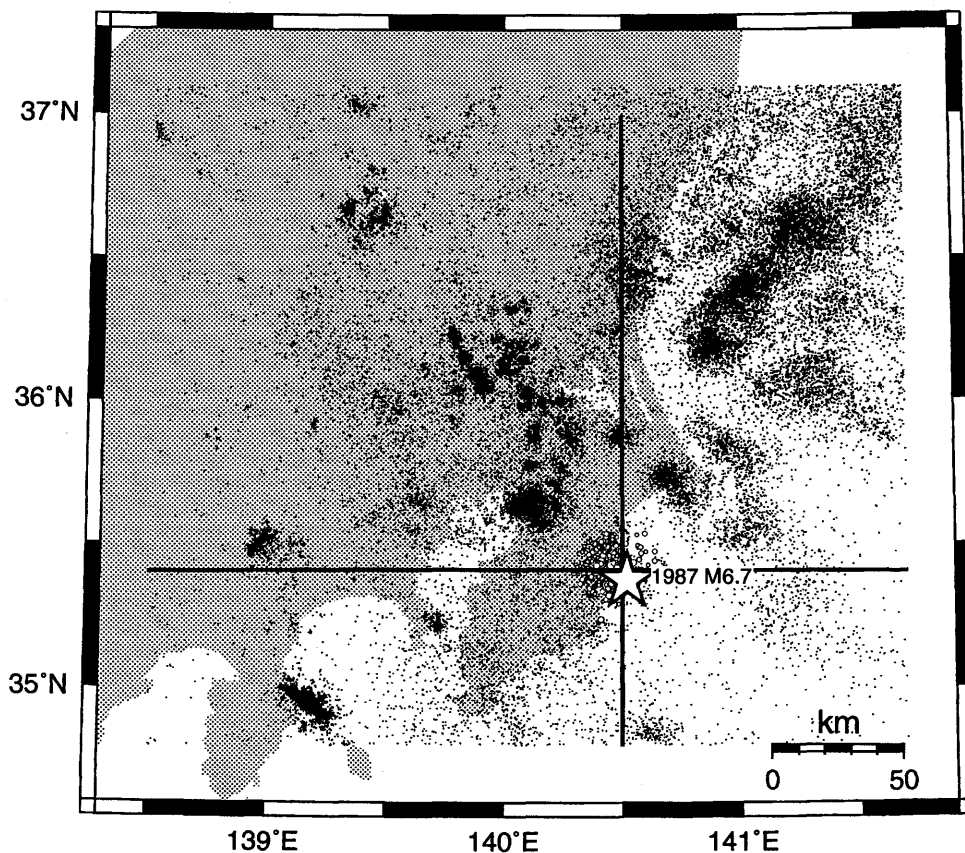


Figure 1.1 Map of the Kanto region, Central Japan. Epicenters are shown as black dots. The thick line shows the location of the EW and NS trend, 35 km wide, cross-sections analyzed in Figures 1.3 and 1.4. A star marks the epicenter of the 1987 Chiba-tohoku earthquake ($M6.7$), and circles mark aftershocks within a 30 day period.

経過してもほぼ一定であるのに対し、JMAのデータでは観測網の改善などにより、 M_c は3から2.2と時間とともに変化していることは注目すべき点である。

余震の影響は活動度の変化として大きな影響を与えるため、改良大森モデルやETASモデル(例えば、Ogata, 1992)によってその影響を活動度の評価モデルの中に取り込むか、あるいはカタログから取り除く必要がある。この2つの方法は基本的考え方は同じであるが、手法は異なるものである。ここでは、Reasenber(1985)のデクラスターのアルゴリズムにより余震を取り除く方法を採用した。用いたパラメータはReasenber(1985)がカリフォルニア地域に対して用いたものと同じものを使用した。この方法で余震を取り除いたところ、大地震の後余震域が次々と拡大するような場合にはしばしば見られることだが、1987年千葉県東方沖地震による余震が完全には除かれていないことが分かった。余震により地震活動度が高くなっている場合には、後で述べるZ値の計算に影響を与える可能性がある。より厳密な方法で余震を取り除くのは1つの方法であるが、ここでは本震による余震活動の影響が大きい1987.96年から1992.0年までの4.04年間の期間を解析期間から取り除くことでその影響を回避することにした。また、本震前だけのデータを用いた解析も行ったが得られた結果に大差はなかった。本研究で得られた結果は主に余震を取り除き、上記の期間のデータも取り除いたデータに基づいているが、たとえそれらのデータを取り除く前のオリジナルのデータを用いたとしても、結果に変わりがないことを確認している。

(3) 方 法

本研究で念頭においている地震活動の静穏化仮説はWyss and Habermann (1988)により提唱されているものである。前兆的静穏化仮説というのは、余震を除いたバックグラウンドの平均的地震活動が、本震の前のある時期から低下する可能性があるというものである。静穏化の現れる範囲は来るべき本震の震源域と同じ程度か、その一部の領域である。

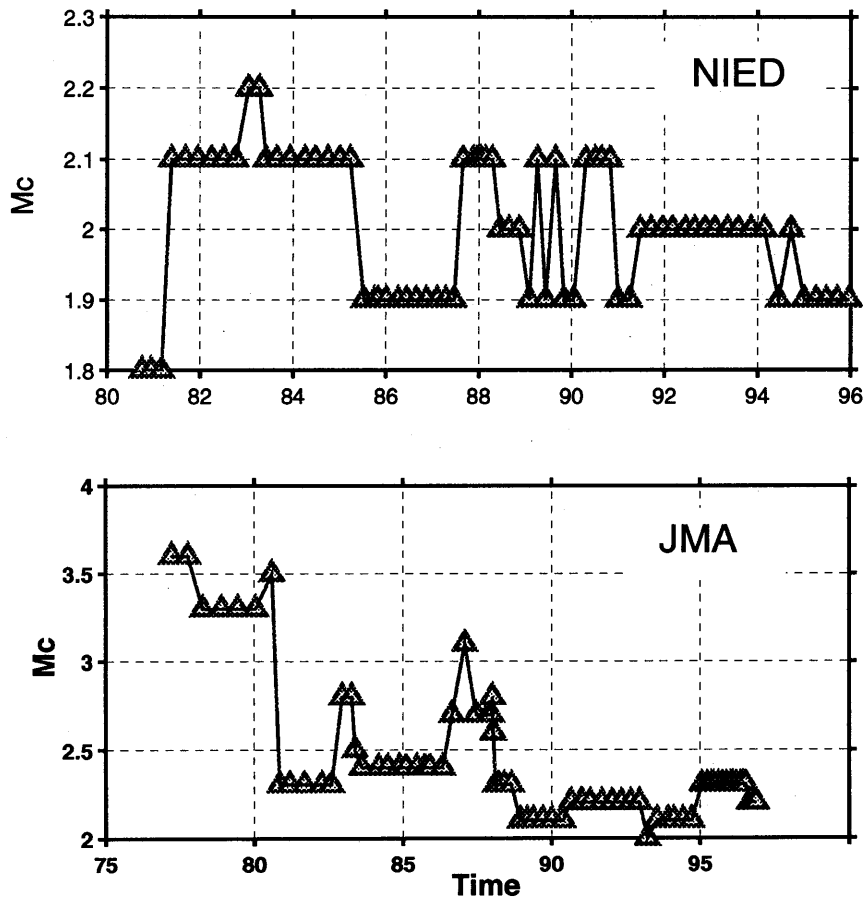


Figure 1.2 Magnitude of completeness (M_c) as a function of time for the NIED (top) and JMA (bottom) data.

静穏化の期間は本震の発生まで続くこともあれば、本震前の前震の発生する時期までの場合もある。また、静穏化する地震の大きさは、すべてのマグニチュードの範囲にわたって起こる。この地震活動度の時間的、空間的低下はある明確に定義された指標で判定される必要がある。ところで、本研究では静穏化だけでなく、1987年の本震前の地震活動の活発化についても静穏化の評価と同様な手法で調査した。

1987年千葉県東方沖地震の前に有意な、また、他と区別できるような地震活動度の変化があったかどうかを調べるため、次の手順で解析を行った。

- ① 本震の震源域を含む幅を持った断面によって切り取られた短冊状の直方体の領域において、断面の各場所における本震前の地震活動度とバックグラウンドの地震活動度をZ値(後述)により比較する。また、Z値の計算で用いられるパラメータを最適化することにより活動度変化の見られる領域や期間を特定する。
- ② 実際のデータと同程度のゆらぎをもつランダムな地震活動において、最適化されたパラメータで表される地震活動度変化がどの程度偶然に起こり得るかを求める。
- ③ 警報時空間(alarm-cube)解析法により、最適化されたパラメータにより定義される活動度の変化と同程度の有意性を持つ活動度の変化が、選択された断面においてどのくらいの頻度で起こり得るかを評価する。

統計的に有意な活動度の変化は上のすべてのステップにおいて有意と判定される。さらに、他と区別できる特異な変化は最もランクの高い変化として評価される。上に述べた解析方法の詳細は既に多くの論文で紹介されている(Wiener, 1996; Wiener and Wyss, 1994; Wyss *et al.*, 1998; Wyss and Wiener, 1997)ので、ここでは簡単な紹介にとどめる。また、リアルタイムでの地震活動のモニタリングにおいて異常な活動を検出するためには、さらに第4のステップが必要とされる。それは、実際の監視においては異常な活動の特徴や位置が未知であるため、ここで最適化されたパラメータ値は用いることはできず、異常な活動を検出するために6つのパラメータ空間(3次元の空間座標、時間、 N 、 T_w (後述))におけるグリッドサーチを行わなければならない。

実際の手順では、まず、1987年の本震の震源を含む幅35 kmのNS走向とEW走向の2つの断面を選択する。地震活動度の変化は断面上で3 km×3 km間隔で配置されたすべての2次元の格子点(水平距離×深さ)において時間の関数として評価される。すべての格子点ではその格子点から最近接の N 個(例えば $N=100$)を解析データとして選択し、解析時間ウィンドウ T_w (例えば $T_w=1.5$ 年)をサンプリング間隔(30日)ごとにずらしながら活動度の計算を行う。各サンプリング点で、ウィンドウ内における活動度の変化の指標としてZ値を求め、その時間関数 $LTA(t)$ (Wiener and Wyss, 1994)を計算する。Z値はウィンドウ内における単位時間あたりの地震発生数 R_2 とバックグラウンドの単位時間あたりの地震発生数 R_1 (ここでは同じ格子点におけるウィンドウ外の単位時間あたりの地震発生数)との差の大きさを測る一つの指標であり、次のように定義される。

$$Z = (R_1 - R_2) / (S_1/n_1 + S_2/n_2)^{1/2} \quad (1.1)$$

ここで、 S_1 , S_2 と n_1 , n_2 はウィンドウ内外の R_1 , R_2 の偏差とデータ数を表す。結果として得られる3次元(水平距離、深さ、時間)のZ値の分布が、本研究における活動度変化の定量的評価の基礎となる。

統計的に安定な結果を得るために、各格子点におけるサンプル数 N を固定したので、サンプリングされた領域の半径は格子点ごとに異なり、活動度に逆比例することになる。Z-mapは選択されたサンプリング時における活動度変化の空間的な変化を示している。(1.1)式の定義により、正のZ値は活動度の低下を表し、Z-mapでは赤みがかかった色で表現されている。時間分割されたアニメーションを作成することにより、すべての時空間のサンプリング点に対するZ-mapを見ることができる。あるレベル以上のZ値を持つ格子点の集まりを警報時空間(alarm-cube)と呼ぶことにする(Wiener, 1996; Wyss and Wiener, 1997; Wyss *et al.*, 1999)と、データに含まれるあるレベル以上の有意な活動度の

変化のすべては, alarm-cubeとして識別することができる。

与えられたデータに対し求められた Z 値の有意性を判定するために, もともとのカタログから本震を含む断面スライス領域内のデータセットを切り出して作成し, そのデータセットからランダムに抽出した地震データをもとに合成 Z 値の分布を求めた。データの抽出は元の震源の位置には無関係に, 発生時刻だけを保持したものをランダムに N 個選び出し, 与えられた時間ウィンドウ (例えば $T_w=1.5$ 年) に対する $LTA(d)$ 関数を計算した。この操作を今回の解析の全格子点数に等しい1200回繰り返すことにより, 全時空間に対する合成 Z 値の分布を得ることができる。これをさらに100回繰り返し, 毎回得られる最大 Z 値(Z_{max})だけを1000個集めた分布を作ることで, 異常活動としての識別の指標となる Z_{max} 分布が求められる。実際のデータに対して得られる Z 値の有意性は, この合成された Z_{max} 分布と比較することによって判定することができる (Wiemer, 1996; Wyss *et al.*, 1996)。

(4) 結果

a) 1987年千葉県東方沖地震前の地震活動度変化

NIED ($M \geq 2.2$) と JMA ($M \geq 2.5$) の両方のカタログを用いて, 本震の震源を含む幅35 kmのNSとEWの走向 (Figure 1.1参照) を持つ断面において, Z 値を計算した。JMAのカタログには後で述べるようにマグニチュードシフトが起こっており, M_c をデータの下限にすると人為的な活動度変化を生じてしまうため, M_c より小さいマグニチュードをデータ下限とした。35 kmの幅は1987年の本震の余震域を含むように決めた。NIEDとJMAのデータによる各断面における震源分布はFigure 1.3と1.4の上段の図に示されている。赤く表示されているのは30日以内の余震分布である。余震域から予想される本震の破壊域は, ほぼ深さ20-50 kmの範囲内であり, 本震の震源の深さはNIEDでは47 km, JMAでは58 kmであった。

まず, NIEDのデータについてみると, データ数はNS断面で3912個, EW断面で2527個である。これらの断面における震源分布をもとに, 本震前1.5年間 (1986.46-1987.96年) における地震活動度をバックグラウンド (1979.5-1997.0

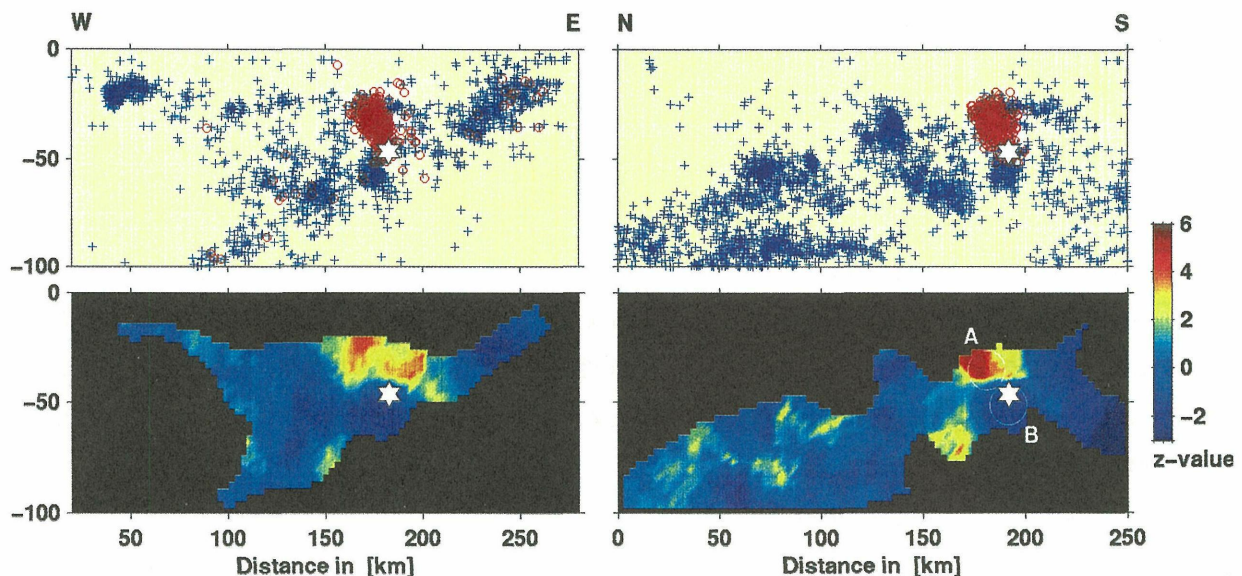


Figure 1.3 (Top left) EW-trending cross-section through the hypocenter of the 1987 Chiba-toho-oki earthquake, marked by a star. Hypocenters are taken from the NIED data ($M \geq 2.2$). The aftershocks of the 1987 mainshock within 30 days are plotted in red. (Bottom left) Spatial distribution of parameter Z , computed for the EW-trending cross-section shown in the top left. The Z value compares the seismicity rate in the period 1986.46-1987.96 with the rate in the background period (1981.0-1997.0, but excluding the period 1986.46-1992.0). Positive Z values indicate a seismicity rate decrease in the 1.5 years before the 1987 mainshock compared to the background rate and are shown in red. The $N=100$ nearest earthquakes to each grid-node are sampled. (Top right) NS-trending cross-section through the 1987 hypocenter. (Bottom right) Spatial distribution of parameter Z , computed for the NS trending cross-section shown in the top right.

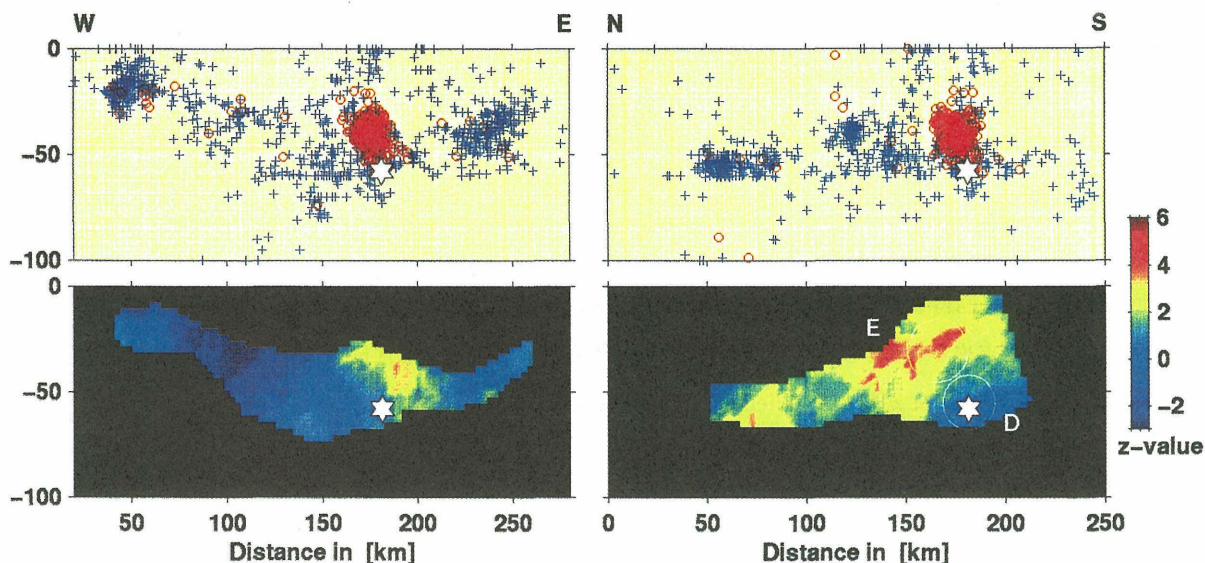


Figure 1.4 Same as Figure 1.3, but using the JMA data set ($M \geq 2.5$). (Top left) EW-trending cross-section through the hypocenter of the 1987 Chiba-toho-oki earthquake. (Bottom left) Spatial distribution of the parameter Z , computed for the EW trending cross-section shown in the top left. The Z value compares the seismicity rates in the period 1986.46-1987.96 with the rate in the background period (1981.0-1997.0, but excluding the period 1986.46-1992.0). (Top right) NS-trending cross-section through the 1987 hypocenter. (Bottom right) Spatial distribution of parameter Z , computed for the NS-trending cross-section shown in the top right.

年, ただし, 1986.46-1987.96年と1987.96-1992.0年の期間を除く)の活動度と比較した。すべての格子点において近接地震100個を選び出したが, この場合, 平均サンプル半径は12 kmとなった。NSおよびEWの断面において Z 値を求めたものをFigure 1.3の下段に示す。両断面とも, Z 値の高い場所(赤色)は震源の5-20 km上に見られ, それらは余震域から推測される破壊領域の中に位置している。この静穏化は本震の前 1.5 ± 0.5 年から現れている。最も高い Z 値の $Z=6.1$ はNS断面に見られ, EW断面の最大値は $Z=5.2$ であった。破壊域の外の領域では, Z 値は概して低い値を示している。一方, 破壊の開始点である震源そのものの付近では, 約50%の活動度の増加が見られ, 負の Z 値($Z=-3.1$)となっている。Figure 1.5に最も顕著な静穏化が見られた場所と, 本震の破壊開始点における $LTA(t)$ 関数と積算地震回数の時間変化の様子を示す。

次に, JMAのデータを見てもNIEDの場合と同様な Z 値の分布が見られる(Figure 1.4の下段)。ここで, $T_w=1.5$ 年と $N=100$ はNIEDの解析で用いたものと同じ値を採用している。データ数はNSとEW断面でそれぞれ1120個と1366個であり, 小さい地震の検知能力の違いから, この数はNIEDに比べ2分の1以下である。その結果, 平均サンプル半径は16 kmとNIEDの場合より大きくなっている。最も活動度が下がった場所($Z=4.3$)はNS断面で本震の震源の上に見られる。NIEDデータで見られた1.5年前からの本震の震源付近での活動度の増加は, JMAデータでははっきりとは見られないが, これは震源近傍での地震数が少ないためであろう。断面図で示されたいくつかの場所における積算地震回数の図をFigure 1.5に示す。

b) ランダムな地震活動による有意性の検定

次に, 上で求められた最適化されたパラメータ($T_w=1.5$, $N=100$)を持つときの最大の静穏化($Z=6.1$)がランダムな地震活動によってどの程度の頻度で現れるのかを調べた。方法のセクションで概略を述べたが, まず, NIEDとJMAのNS断面のデータから100個のサンプルを無作為に1200回選び出し, それぞれについて $T_w=1.5$ に対する $LTA(t)$ 関数を作成し, 1200個のデータの中での最大の Z 値を求める。この試行を1000回繰り返すことにより Z_{max} の分布を得ることができる。こうして作成されたNIEDとJMAのデータに対する Z_{max} のヒストグラムをFigure 1.6に示す。この分布の50パーセンタイルは3次元(水平距離, 深さ, 時間)の Z 値分布を求めたときの平均的に期待される最大 Z 値を

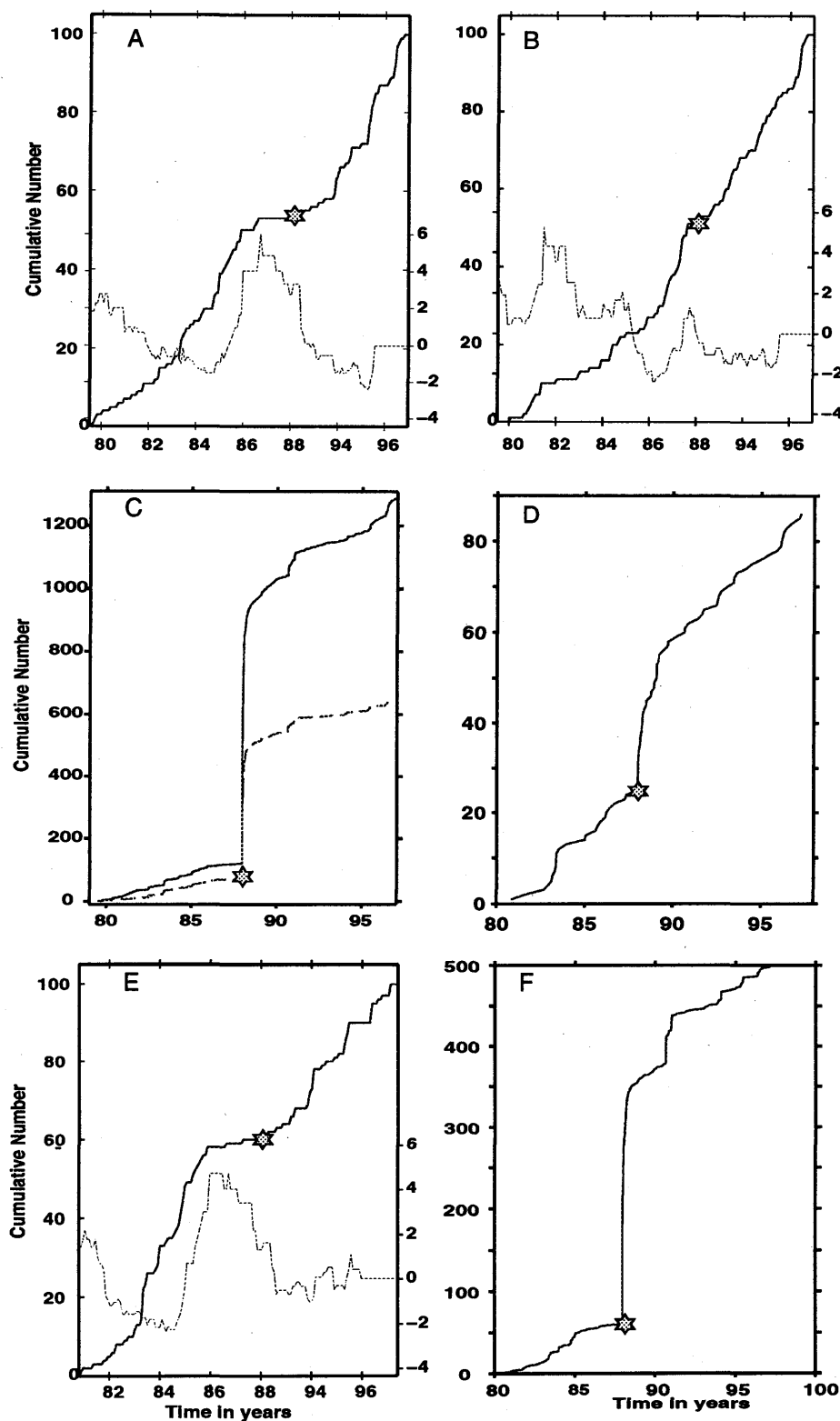


Figure 1.5 Cumulative number of earthquakes as a function of time for selected volumes. The thin line is the LTA(*t*) time series computed for a window length $T_w = 1.5$ years using earthquakes with $M \geq 2.2$ for NIED and $M \geq 2.5$ for JMA, unless otherwise specified. (A) Shallow part of the 1987 rupture area, declustered NIED data (see Figure 1.3 for location). The years 1988.0-1992.0 are excluded from the graph. (B) Hypocenter area of the 1987 mainshock, declustered NIED data. The years 1988-1992 are excluded from the graph. (C) Shallow part of the 1987 rupture area, undclustered NIED data. The solid line shows all magnitudes; the dashed line, $M \geq 2.0$ only. (D) Hypocenter area, declustered JMA data. (E) Shallow part of the 1987 rupture area, declustered JMA data (see Figure 1.4 for location). The years 1988-1992 are excluded from the graph. (F) Shallow part of the 1987 rupture area, undclustered JMA data.

表している。NIEDのデータに対する50パーセンタイル($Z_{max}(50\%)$)は $Z_{max}=6.76$ (Figure 1.5a)であり、95パーセンタイル($Z_{max}(95\%)$)は $Z_{max}=8.59$ である。このヒストグラムは単純な正規分布の形ではなく、いくつかの際立ったピークを持っている($Z_{max}=6.2, 7.5, 9.4$)。これは1.5年の静穏期間での地震数が少ないため、地震数の不連続性の影響である。すなわち、静穏期間では0, 1, 2, …個の地震を含んでいるが、それに対応したZ値のピークが現れ、そのピークは静穏期間以外における活動度の偏差に応じた広がりを持つ。JMAのデータではもとのデータにおける揺らぎが大きいため、 $Z_{max}(50\%)=8.08$ と $Z_{max}(95\%)=9.9$ となり、NIEDよりも幾分大きな値を示す。いずれのカタログにしても、これらの値は実際の静穏期間に観測されたZ値(NIED: $Z_{max}=6.1$, JMA: $Z_{max}=4.3$)よりもかなり大きな値を示している。これは、実際に観測された静穏化は、ランダムな地震活動から期待される静穏化に比べ、特に特異な現象とは言えないことを示している。

1987年の本震前に震源近傍に現れた活動度の増加についての有意性についても同様に、ランダムな地震活動をもとに評価を試みた。活動度の増加の評価も地震活動の静穏化の評価手法と全く同様に行えるが、今度は各試行において、最大のZ値ではなく最小のZ値を求め、その分布を得ることで行う。NIEDのデータによる結果をFigure 1.6cに示す。この分布の平均値は $Z_{min}(50\%)=-5.1$ であり、また、5パーセンタイルは $Z_{min}(50\%)=-7.04$ であった。これらの値は実際に観測された震源近傍での活動度の増加に対応するZ値($Z=-3.1$)に比べ、非常に小さい値になっている。従って、この活動度の増加も、ランダムな地震活動のもつ揺らぎの大きさから判断すると、特異な現象とは言えない。

c) Alarm cube解析

Alarm cube解析は、特定の断面に対して、Z値を求めた3次元(水平距離、深さ、時間)の格子点において、あるしきい値 Z_{alarm} を越えるZ値を持つすべての格子点を抽出したものである。従って、この図から対象とした静穏化と少なくとも同程度以上に顕著な静穏化が見られるすべての時間空間の場所を見つけることができる。これらの静穏化は、実際にはその後大地震は発生していないので、空振り警報(false alarm)と呼ばれる。活動の増加についても同様な解析は可能であるが、上の解析でも示したように、増加については特にその程度が特異なものとは言えず、多くのfalse alarmを生じることが明らかなので、ここでは解析していない。静穏化について以前述べた解析から得られた最適化されたパラメータと同じもの($N=100$ かつ $T_w=1.5$ 年)を用いてAlarm cube解析を行った。Figure 1.7の上段の図は、NS断面において、NIEDのデータに対しては $Z_{alarm}=6.1$ のしきい値で、JMAのデータに対しては $Z_{alarm}=4.3$ のしきい値でそれぞれ求めたalarm cubeの位置を表している。実際の地震の前兆的なalarm以外にも、特にJMAのデータには多くのfalse alarmが生じていることが分かる。Alarm cubeによって占められている時空間の体積の、調査対象とされた断面における全時空間に対する割合を Z_{alarm} の関数として表したものをFigure 1.7の中段に、また、 Z_{alarm} の関数として表されたalarmグループの数を下段に示す。これらの図から、NIEDのデータについては(Figure 1.7の左列)、実際に本震前に観測された $Z=6.1$ の値と同じかそれ以上の値を持つ静穏化を示す時空間のalarmグループのうち、75% (3/4)がfalse alarmであり、また、それらの全alarmが占める時空間の体積は、調査対象とした全時空間の体積の1%を占めることが分かった。同様に、JMAのデータについては(Figure 1.7の右列)、83% (5/6)がfalse alarmであり、全alarmの占める体積は全体の10%を超える。NIEDのデータにおけるalarmの占める体積が、全体の1%という小さな値になったということは、観測された静穏化が本震の予測に有効であることを示すと考える人がいるかもしれない。しかし、この値は、パラメータの最適化によって人為的に得られた結果であることを考慮しなければならない。今、前兆現象としての有効性を評価する一つの指標である井元(1994)の方法を、ここで最適化されて得られた静穏化現象の場合(1つのターゲットの地震、6つのフリーパラメータ(断面の位置、水平距離、深さ、時間、 N , T_w))に適用してみると、ランダムに地震を予想する場合よりも有効に予測されるためには、全alarmの占める体積は全体の0.005%以下でなくてはならないことが分かる。従って、alarm cubeの解析からも、実際に観測された程度の静穏化現象だけでは、予測手法としては有効でないことが分かる。

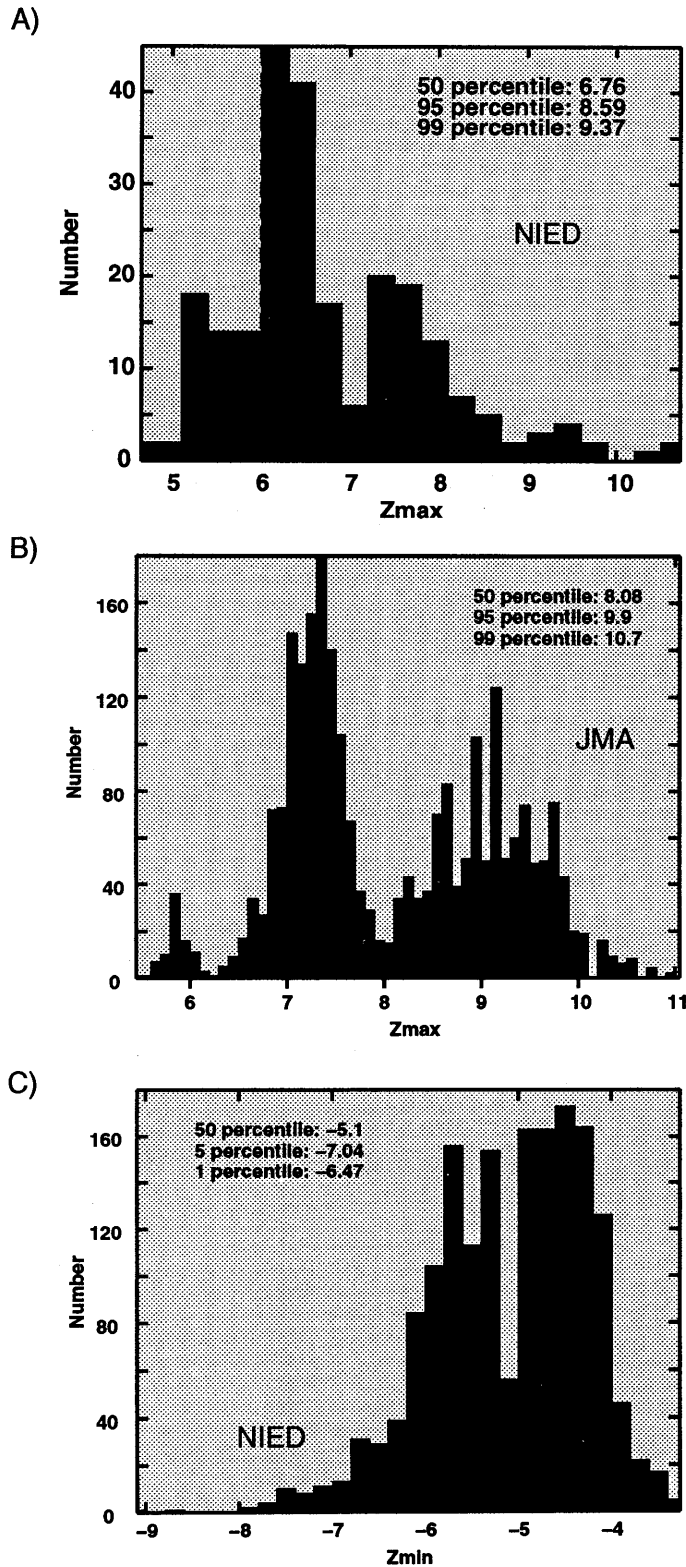


Figure 1.6 Histograms showing the distribution of the maximum and minimum Z values. (A) Z_{max} distribution computed from the NIED data using events within the NS-trending cross-section. The 50, 95, and 99 percentile are given in the figure. (B) Z_{max} distribution computed from the JMA data using events within the NS trending cross-section. (C) Z_{min} distribution computed from the NIED data. The 50, 5, and 1 percentile are given in the figure.

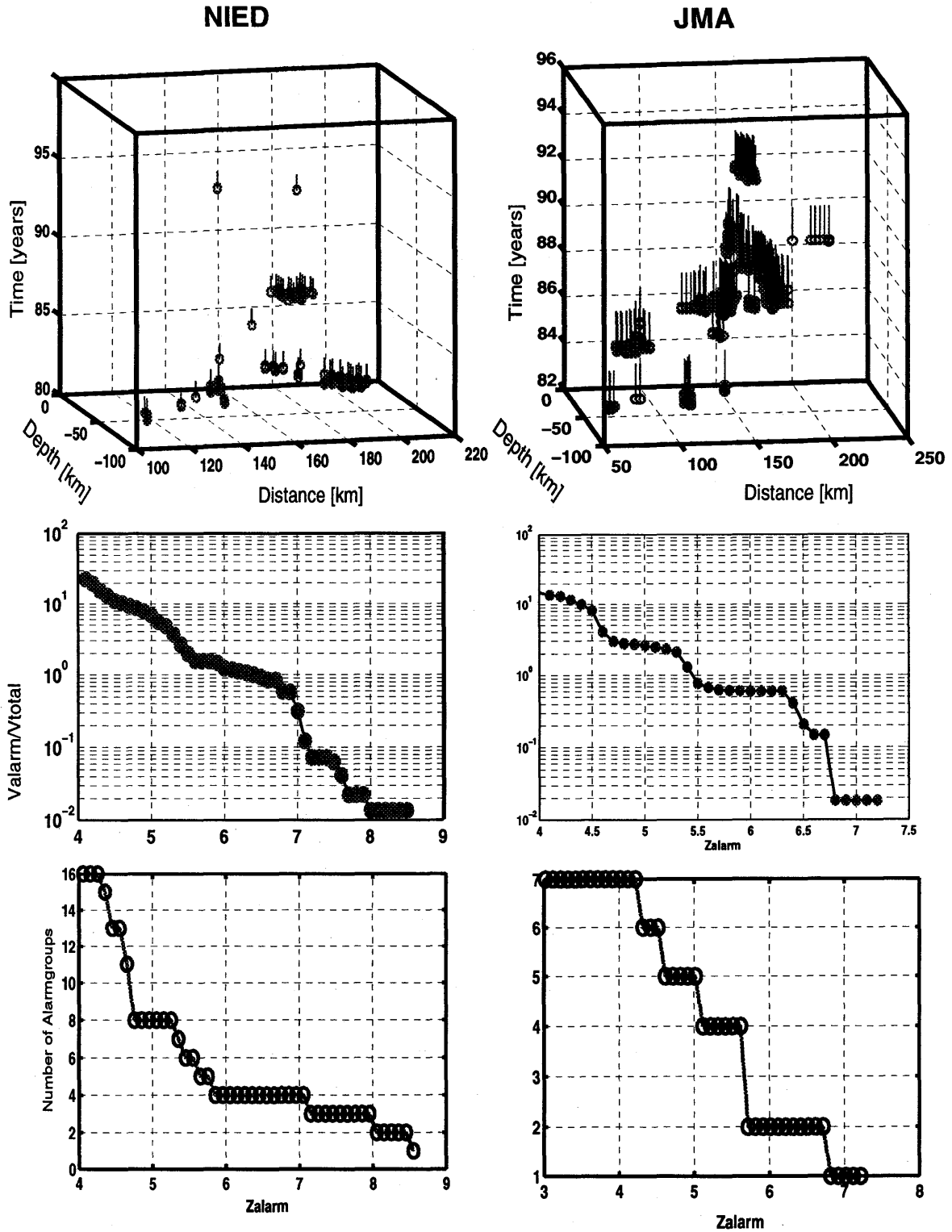


Figure 1.7 (Top) Alarm cube for the NIED data (left) and the JMA data (right). A circle marks all instances in space (distance versus depth) and time when the Z value exceeds the threshold value of $Z_{alarm}=6.1$ (NIED) and $Z_{alarm}=4.3$ (JMA). The Z values are computed for a window length of $T_w = 1.5$ years and a sampling radius corresponding to $N = 100$ earthquakes. (Middle) The ratio V_{alarm}/V_{total} plotted as a function of alarm threshold Z_{alarm} for the NIED data (left) and JMA data (right). (Bottom) Number of alarm groups as a function of Z_{alarm} .

d) JMA カタログにおける人為的活動度変化

JMA のカタログは日本の地震活動の解析に広く用いられており、また、ここで調べられた領域では1979年以降、 $M3.0$ 以上の地震はほぼ完全に検知されていると考えられる (Figure 1.2参照)。しかし、観測システムの変更か、あるいは震源決定法の改変により、1989年ごろにマグニチュードのシフトが起こっていることを見つけた。また、このことが、比較的大きな地震だけを用いて地震活動の解析を行ったときに、人為的な活動度の変化を生じさせることが分かった。カタログの均質性を詳しく調べるために、NIEDとJMAのカタログによって求められた Z 値の平面図 (Z -map) を比べてみた (Figure 1.8)。Figure 1.8の左列はNIEDのカタログによる $M \geq 2.9$ 、深さ ≤ 45 kmの地震に基づく Z -mapであり、右列はJMAのカタログによる $M \geq 3.0$ 、深さ ≤ 50 kmの地震に基づく Z -mapである。ここで、2つのカタログからの地震の選び方の違いは、2つのカタログのマグニチュードと震源位置の系統的な差を調査した結果を考慮したためである。 Z 値は2つのカタログに対し同じ格子点で求められており、サンプリングの地震数は $N=100$ 個、ウィンドウは $T_w=2$ 年として $LTA(t)$ 関数を計算し、4つの時点(1986年、1989年、1992年、1995年)での Z -mapを示している。この図では余震を取り除いたデータを使用し、また、ここでは1987年から以後の4年間のデータは削除していない。

この図から、2つのカタログには顕著な差があることが分かる。たとえば、JMAのカタログでは1989年から1992年の期間において、 35.7°N と 140.2°E 付近を中心とする領域で顕著な静穏化を示す大きな赤い領域が現れているが、NIEDの対応する領域には活動の低下は見られない。この原因を調べるため、 35.7°N と 140.2°E を中心とする半径20 km以内の地震活動を取り出して解析した。取り出したデータを1981.0-1989.0年の期間と1989.0-1996.0年の期間に分け、それぞれの期間の長さで規格化されたマグニチュードの積算個数(上方向および下方向)とマグニチュードの分布曲線を作成した (Figure 1.9)。JMAのデータ (Figure 1.9の左列) では、1989.0-1996.0年の期間に対する分布が奇妙な形をしていることがわかる。即ち、この期間では、マグニチュードが約2.6-3.3の範囲の地震数が、以前の期間に比べ激減しており、逆にマグニチュード約2.4以下の範囲では増加していることが分かる。それに対し、NIEDのデータ (右列) ではそういった傾向は全く見られない。このことは、JMAのカタログは地震の検知能力が向上したとともに、マグニチュードシフトを起してしまったことを示している。従って、この領域でJMAカタログに現れた活動度の低下は、おそらくマグニチュード決定作業の人為的な変化に伴う見かけの現象だと思われる。Figure 1.8の Z -mapを作成するにあたり、JMAデータについては $M=3.0$ で足切を行ったため、後半の期間における人為的な地震数の低下を招いてしまったのである。JMAのデータにおいては、他にも同様な人為的と思われる活動度の変化が多く見られ、また、NIEDのデータにもある程度は含まれている。しかし、ここで取り上げた1987年の本震の前に現れた活動度の変化については、人為的な原因であったという証拠は見あたらない。

(5) 結 論

- ・1987年千葉県東方沖地震の 1.5 ± 0.5 年前から震源域の浅い領域に対応する場所で、地震活動の静穏化が見られた。この静穏化はJMA ($M \geq 2.5$) とNIED ($M \geq 2.2$) の両方のカタログで観測された。しかし、この静穏化の有意レベルに関する量的解析結果は、この前兆的静穏化はバックグラウンドの地震活動度の揺らぎと統計的に有意な差を持つて区別できないことを示している。
- ・本震の震源近傍での地震活動度は本震前の1.5年間はバックグラウンド(1981-1986.4年)の活動度に比べ50%以上も増加していた。この活発化の始まる時期は浅い領域での静穏化の始まる時期と一致しており、断層面上での前兆的なクリープモデルと矛盾しない。しかし、この活発化の有意レベルに関する量的解析結果も、本震前にこの活発化を他と区別できるほど有意な変化として検出できないことを示している。
- ・定量的に有意な前兆的地震活動と評価できるためには、解析した領域における活動のゆらぎを考慮すると Z 値が9.9以上、あるいは-7.04以下といった非常に顕著な変化でなければならない。

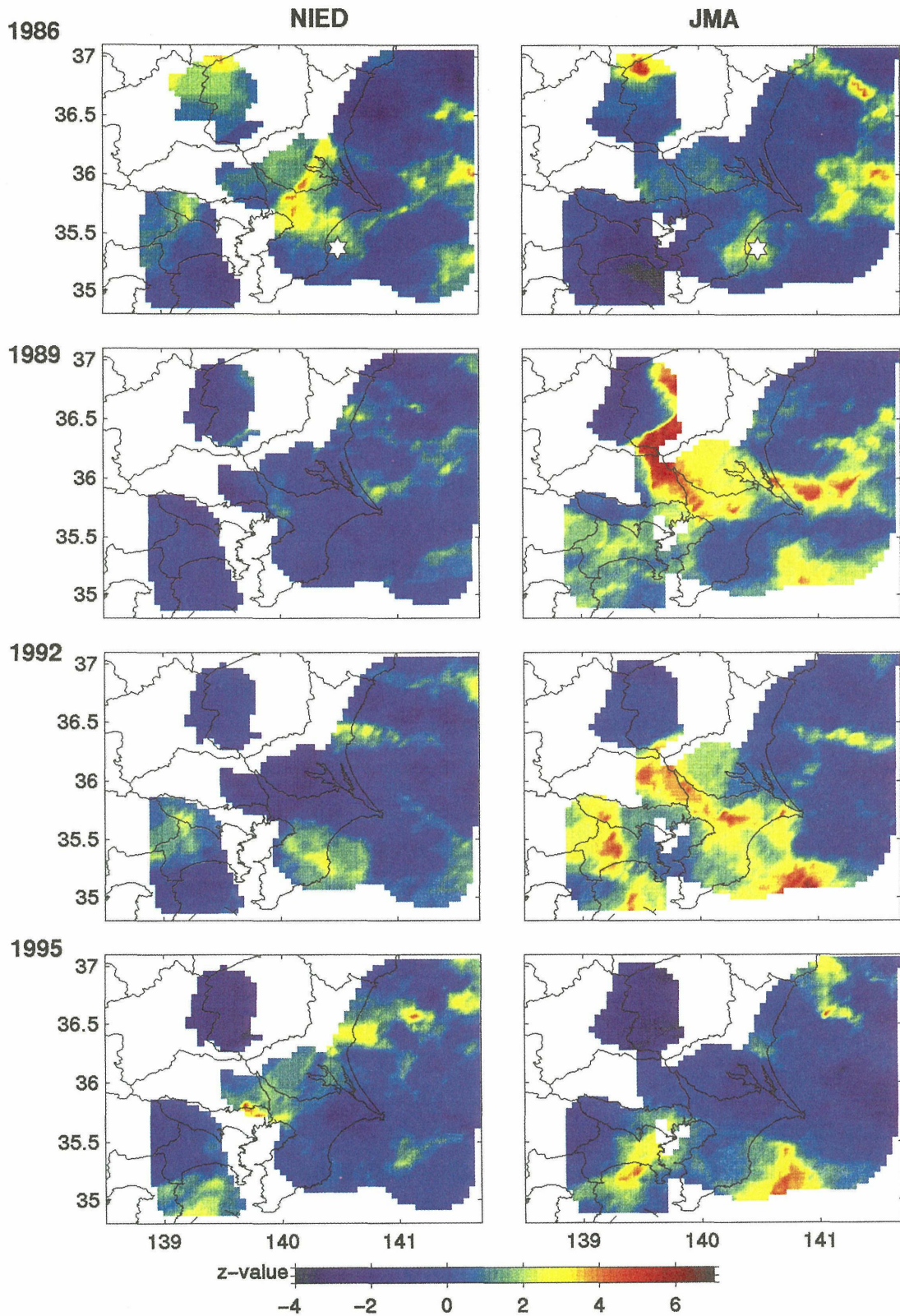


Figure 1.8 Maps of the Kanto region showing the spatial distribution of parameter Z at four different times (1986, 1989, 1992, and 1995) for the NIED data with $M \geq 2.9$ and depth ≤ 45 km (left column) and JMA data with $M \geq 3.0$ and depth ≤ 50 km (right column). Z values are computed by comparing the seismicity rate for a 2-year period (e.g., 1986.0-1988.0) with the overall seismicity rate (1981.0-1997.0, excluding the 2-year period). The $N=100$ nearest earthquakes to each grid-node are sampled, and nodes are only colored when the sampling radii is less than 50 km.

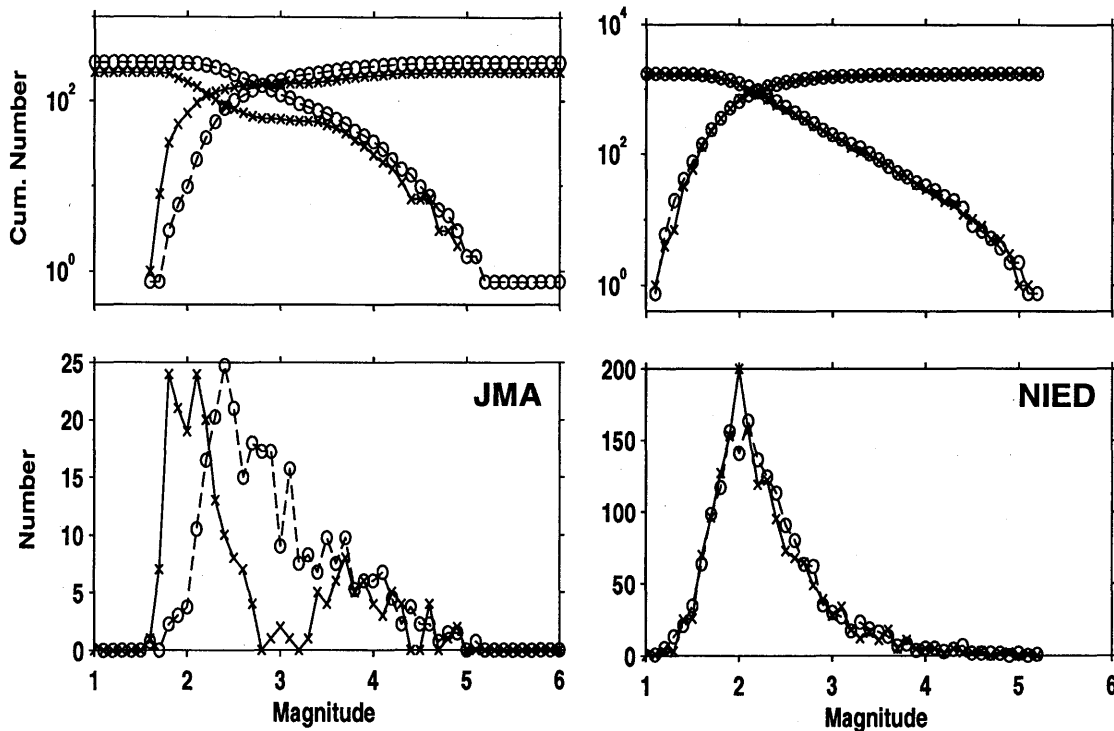


Figure 1.9 (Top) Cumulative number as a function of magnitude plots using the JMA (left column) and NIED (right column) catalogs for the seismicity within a 20 km radius from 35.7° N and 140.2° E. Circles denote the data for 1981.0-1989.0 and crosses, 1989.0-1996.0, each normalized by the length of the period. (Bottom) Number of events per magnitude bin for the same two periods.

・JMAのカタログはNIEDのカタログに比べ、多くの人為的原因による地震活動度の変化やマグニチュードシフトを含んでいる。(前田憲二)

謝 辞

本研究はStefan Wiemer氏の協力のもとに行われた。防災科学技術研究所からは震源データを提供していただいた。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- Dieterich, J. H., 1994 : A constitutive law for rate of earthquakes production and its application to earthquake clustering, *J. Geophys. Res.*, **99**, 2601-2618.
- Dieterich, J. H. and P. G. Okubo, 1996 : An unusual pattern of seismic quiescence at Kalapana, Hawaii, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 447-450.
- Eneva, M., R. E. Habermann and M. W. Hamburger, 1995 : Artificial and natural changes in the rates of seismic activity: a case study of the Garm region, Tajikistan (CIS), *Geophys. J. Int.*, **116**, 157-172.
- Habermann, R. E., 1987 : Man-made changes of seismicity rates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 141-159.
- 井元政二郎, 1994 : 前兆現象の性能評価について, *地震*, **47**, 137-142.
- 井上宇胤, 1965 : 新潟地震前における震央付近および隣接地域の地震活動について, *験震時報*, **29**, 31-36.
- 石川有三, 1987 : 気象庁震源データの変遷とその問題点, *験震時報*, **51**, 47-56.
- Kisslinger, C., 1988 : An experiment earthquake prediction and the 7 May 1986 Andreanof Islands earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 218-229.
- Mogi, K., 1969 : Some features of recent Seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great

- earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo*, **47**, 395-417.
- Mogi, K., 1985 : Precursors to the 1983 Japan Sea earthquake, *Earthquake Prediction Research*, **3**, 493-517.
- 野口伸一, 1983 : 茨城県沖とその周辺海域の地震の時空間分布と最近の活動の特徴, 地震2, **36**, 619-634.
- Ogata, Y., 1992 : Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model, *J. Geophys. Res.*, **97**, 19845-19871.
- 小高俊一・前田憲二, 1994 : 1987年千葉県東方沖地震 (M6.7) 前後の震源域と周辺の地震の巣における地震活動の変化, 地震2, **47**, 365-374.
- Okada, Y., 1984 : First results from Japanese network for earthquake prediction, *Nature*, **312**, 500-501.
- Okada, Y. and K. Kasahara, 1990 : Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, *Tectonophysics*, **172**, 351-364.
- Reasenber, P. A., 1985 : Second-order moment of Central California Seismicity, *J. Geophys. Res.*, **90**, 5479-5495.
- Reasenber, P. A. and M. V. Matthews, 1988 : Precursory Seismic quiescence: A preliminary assessment of the hypothesis, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 373-406.
- Stein, R. S., G. C. P. King and J. Lin, 1992 : Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers earthquake, *Science*, **258**, 1328-1332.
- Toda, S., R. Stein, P. Reasenber, J. Dietrich and A. Yoshida, 1998 : Stress transferred by the 1995 $M_w=6.9$ Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24543-24565.
- Wiemer, S., 1996 : Analysis of seismicity: New techniques and case studies. *Dissertation Thesis, University of Alaska, Fairbanks, Alaska*, 151 pp.
- Wiemer, S. and M. Wyss, 1994 : Seismic quiescence before the Landers ($M=7.5$) and Big Bear ($M=6.5$) 1992 earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 900-916.
- Wyss, M., 1986 : Seismic quiescence precursor to the 1983 ($M=6.6$), Hawaii, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 785-800.
- Wyss, M., 1991 : Reporting history of the central Aleutians Seismograph network and the quiescence preceding the 1986 Andreanof Island earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1231-1254.
- Wyss, M. and R. O. Burford, 1987 : A predicted earthquake on the San Andreas fault, California, *Nature*, **329**, 323-325.
- Wyss, M., R. Console and M. Murru, 1997 : Seismicity rate change before the Irpinia ($M=6.9$) 1980 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 318-326.
- Wyss, M. and R.E. Habermann, 1988 : Precursory Seismic quiescence, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 319-332.
- Wyss, M., A. Hasegawa, S. Wiemer and N. Umino, 1999 : Quantitative mapping of precursory quiescence before the 1989, $M7.1$ off-Sanriku earthquake, Japan, *Annali di Geofisica*, **42**, 851-869.
- Wyss, M., K. Shimazaki and T. Urabe, 1996 : Quantitative mapping of a precursory quiescence to the Izu-Oshima 1990 ($M6.5$) earthquake, Japan, *Geophys. J. Int.*, **127**, 735-743.
- Wyss, M. and S. Wiemer, 1997 : Two current seismic quiescences within 40 km of Tokyo, *Geophys. J. Int.*, **128**, 459-473.
- Yamashina, K. and Y. Inoue, 1979 : A doughnut-shaped pattern of seismic activity preceding the Shimane earthquake of 1978, Japan, *Nature*, **278**, 48-50.
- Yoshida, A., H. Ito and K. Hosono, 1996 : Precursory seismic quiescence appearing along tectonic zone just before the occurrence of intraplate earthquake, *J. Geogr.*, **105**, 15-25.
- Zuniga, R. and M. Wyss, 1995 : Inadvertent changes in magnitude reported in earthquake catalogs: Influence on b-value estimates, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1858-1866.

1.2 茨城県南西部の地震活動に見られる周期的変化

(1) はじめに

それぞれの地域において、地震活動は種々の時間的・空間的スケールで変化していると推定される。そうした変化の要因としては、テクトニックな広域応力場の増大もしくは減少の他に、大地震の発生に伴う震源域の形成や直前の応力集中、本震発生による周辺応力場の変化、地域的なブロック構造に関連した粘弾性的な応力場の再編成、更にはマグマの活動など様々なものが考えられる。しばしば報告される離れた地域間における地震活動の相関も、それら両地域の応力場が何らかのテクトニックな仕組みによって連動して変わるためであろう。

地震活動に明瞭な規則性を見出し難いのは、それがこのように様々な要因の影響を受けて変化し、かつその擾乱の影響の現れ方がそれぞれの地域の地殻構造の不均質さを反映した多様性を示すからであると考えられる。地震活動予測の困難さの所以であるが、しかし、先にあげた種々の要因のうち何か一つが支配的になっている場合には、その変化の様相について何がしかの共通する特徴を見つけることも可能である。そうしたものの例としては、大地震発生前後の地震活動の時空間パターン（例えば、茂木, 1982；吉田・高山, 1993）や、プレート間巨大地震の規模と発生間隔に関する規則性（Shimazaki and Nakata, 1980）などが挙げられる。前者は大地震の震源域の形成とその解消が支配的な要因となっている場合であり、後者はほぼ定常と見なせるテクトニックな運動が地震発生のリズムをつくりだす上で主要な役割を果たしていることによるものである。特に後者は、規則的となる地学的な根拠も明らかなことから、次の巨大地震発生時期の長期的な予測に有効な手段となると期待されている。

巨大地震ではないが、同様にプレート間相対運動に伴う歪と応力の蓄積が密接に関係していると見られる地震活動に関して、やはり活動期と静穏期の規則的な交代が認められることがある。本論文で紹介する茨城県南西部鬼怒川側の地震クラスターの活動に見られる周期的な変化は、そうしたものの一つの例とみることができる。

(2) 茨城県南西部鬼怒川側の地震活動

茨城県南西部（その範囲を Figure 1.10 に示す）には二つの地震クラスターがある。それらは、通称、それぞれ鬼怒川側の活動、筑波山側の活動と呼ばれており、前者はフィリピン海プレート上面における大陸プレートとのカップリング、後者はフィリピン海プレート下面における太平洋プレートとのカップリングに起因すると考えられている（中村・島崎, 1981；笠原, 1985）。

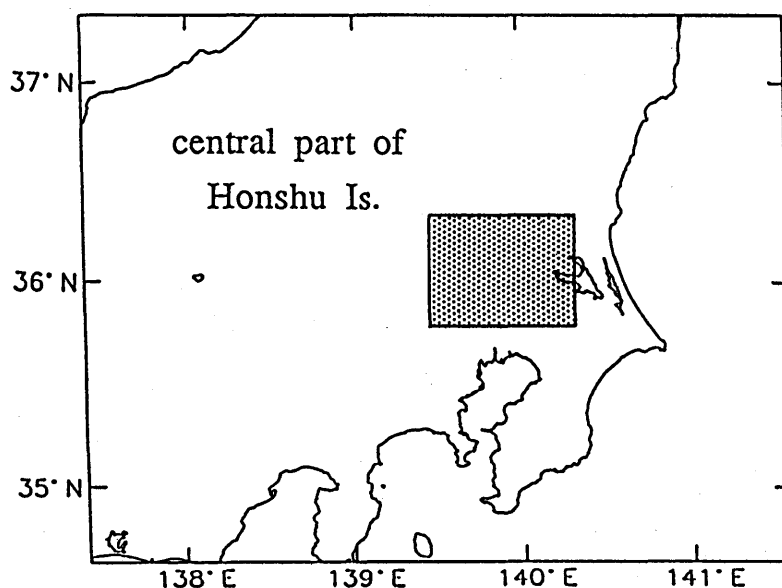


Figure 1.10 Map indicating the location of the Kinugawa cluster area (in the shaded zone).

Figure 1.11 は1950-1993年の間に茨城県南西部～埼玉県東部 (Figure 1.10の中の影をつけたゾーン) に発生した $M \geq 4.5$ の地震の震央分布と、鬼怒川側の活動 (Figure 1.11左図の矩形内) について見た $M-T$ 図である。鬼怒川側クラスタの東に見られる活動が筑波山側地震クラスタを表している。これら二つの地震クラスタの震源の深さは有意に異なり、鬼怒川側では40-60 kmであるのに対して、筑波山側の地震は60-80 kmの深さに求まる (古川・井元, 1990; Hurukawa and Imoto, 1992)。本調査で使用した気象庁震源では、1950年以降で $M4$ 以上の鬼怒川側の地震の深

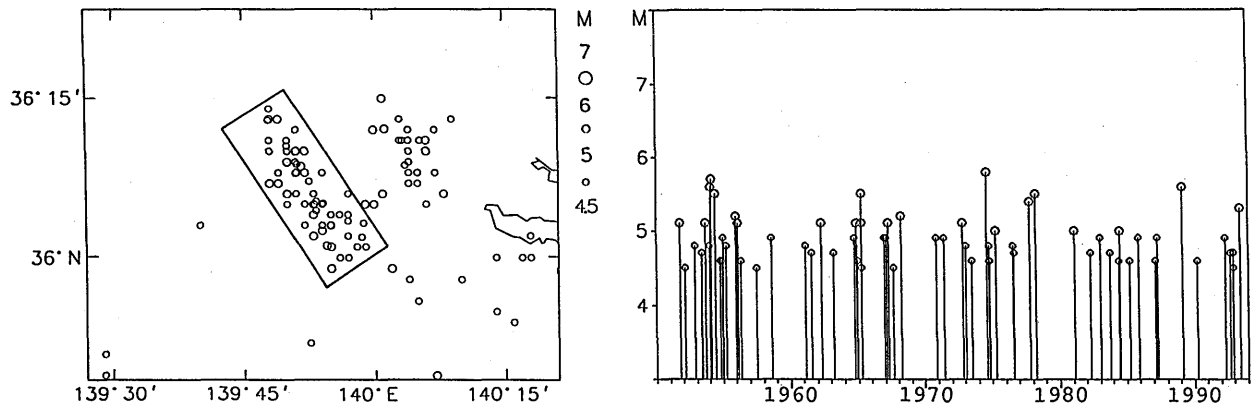


Figure 1.11 Epicenters of earthquakes with $M \geq 4.5$ and depth 40-70 km that occurred from 1950 through 1993 (left), and the magnitude-time diagram of earthquakes in the Kinugawa cluster area (right). The map area corresponds to the shaded zone in Figure 1.10.

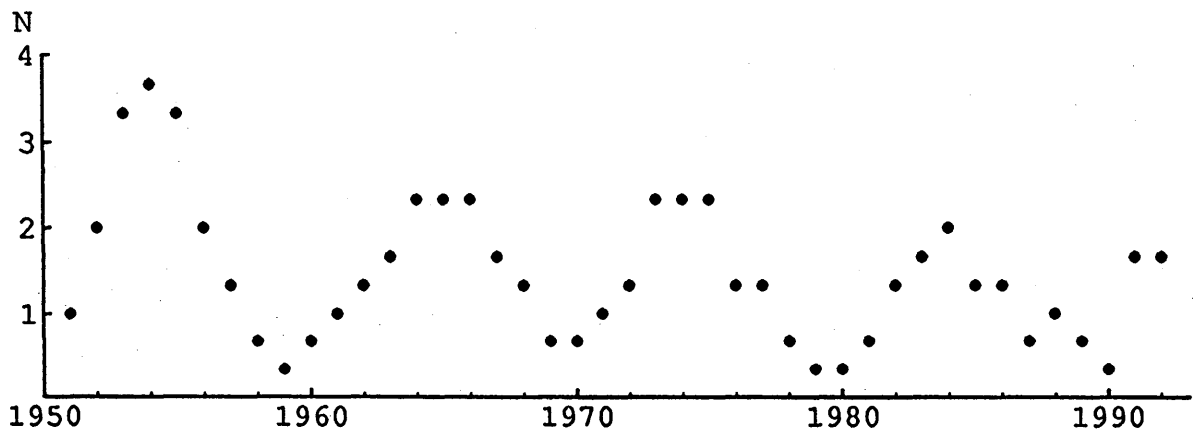


Figure 1.12 Diagram indicating the three-year moving average of the numbers of earthquakes with $M \geq 4.5$ that occurred in the Kinugawa cluster area.

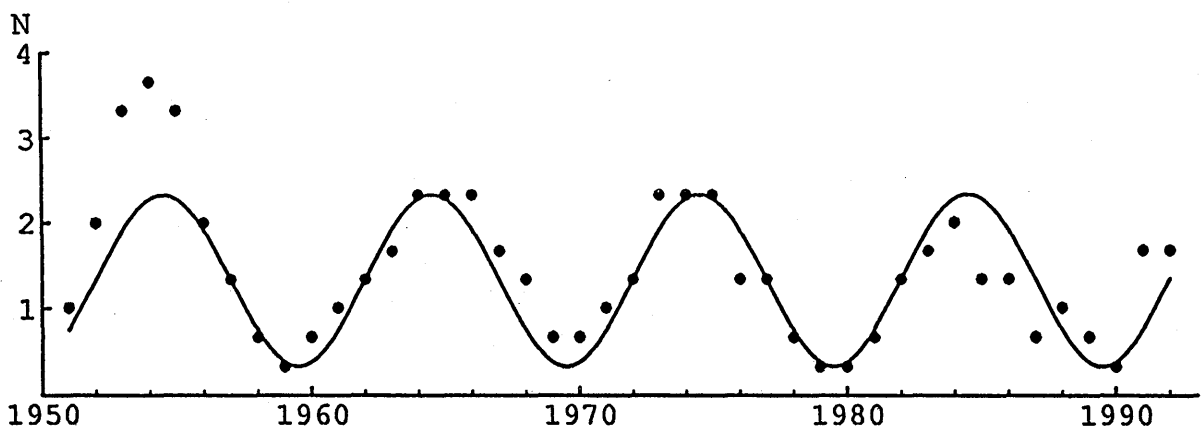


Figure 1.13 Sinusoidal curve with a period of ten years superposed on the graph of the three-year moving average of earthquakes with $M \geq 4.5$.

さは、一つを除いてすべて40-70 kmの範囲(大半は40-60 km)に入っている。その一つの例外は1954年3月4日に発生したM4.0(深さ30 km)の地震である。

Figure 1.11 から、地震活動は1950年代半ば、1960年代半ば、1970年代半ば、1980年代半ばにそれぞれ活発化し、その前後の期間は相対的に静かであったことが見てとれるが、そうした地震活動の波の存在は、3年移動平均した地震発生数の変化をプロットしたFigure 1.12で明瞭に認められる。Figure 1.13は、Figure 1.12の地震数の変化に周期10年の最適sine curveを重ねて示したもので、この適合度の良さから、上で活動の波の周期はほぼ10年とみなして良いだろう。1950年代半ばは他の活動期に比べて異常に多くの地震が発生しているが、これは吉田・高山(1994)が指摘しているように、1953年房総沖地震の影響によるものと考えられる。

Figure 1.14は $M \geq 4.3$ の地震について、Figure 1.11と同様に、震央分布と、鬼怒川側の地震のM-T図を示したもので、このM-T図からも $M \geq 4.5$ の地震についてと同じく周期的な活動変化が認められる。そして、この場合も、活動の周期と位相は、Figure 1.15に見るように、 $M \geq 4.5$ の地震について見た場合と変わらない。 $M4$ 程度の地震まで含めると、 $M \geq 4.5$ 、あるいは $M \geq 4.3$ の地震をとった場合に比べて活動の周期性は明瞭でなくなるが(Figure 1.16参照)、それでも10年周期の変化傾向は見られる。

ここで、地震の数でなく、地震モーメントの解放量の変化を見た場合について少し言及しておく。結果をいうと、1950年代半ば、1960年代半ば、1970年代半ばに活動期が見られることは変わらない。ただし、それが極端に強調されて見える。これには1954年にM5.6とM5.7の2つの地震が発生し、また1965年にM5.5の地震、そして1974年に

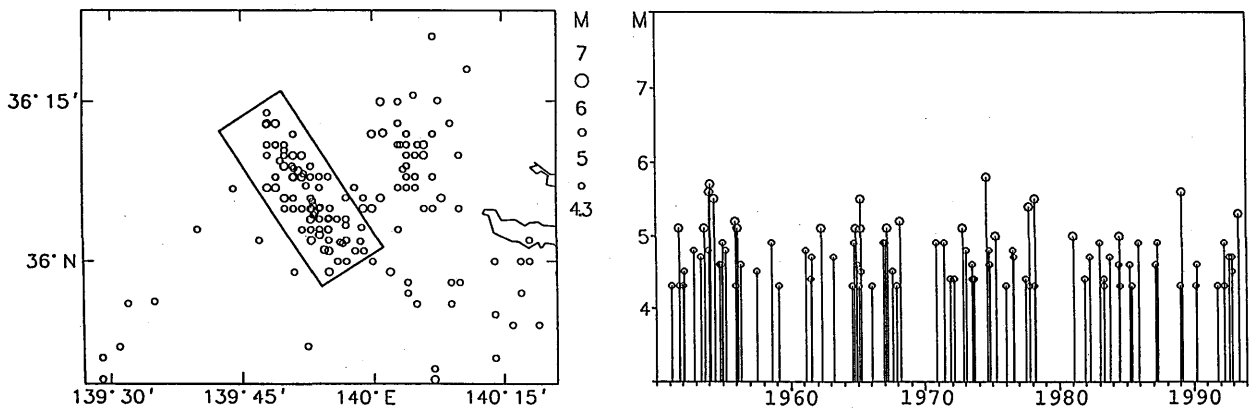


Figure 1.14 Epicenters of earthquakes with $M \geq 4.3$ and depth 40-70 km that occurred from 1950 through 1993 (left), and the magnitude-time diagram of earthquakes in the Kinugawa cluster area (right).

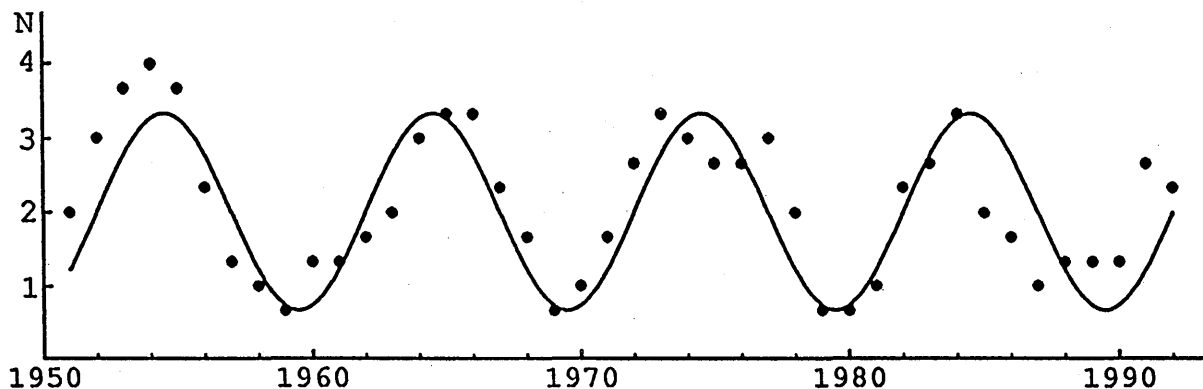


Figure 1.15 Sinusoidal curve with a period of ten years superposed on the graph of the three-year moving average of earthquakes with $M \geq 4.3$.

$M5.8$ の地震が起きていることが決定的に示されている。それは M のわずかな違いが地震モーメントにすると大きな違いとなって現れるからである（例えば、 $M5.5$ の地震の地震モーメントは、平均的に、 $M4.5$ の地震のそれの約32倍に相当する）。著者は鬼怒川側クラスタの活動が約10年の周期性を示すのは、プレート間カップリング領域における歪の蓄積が長さ数km程度のsub-regionに分割されておこなわれているためではないかと推定している。その場合個々のsub-regionのスケールが5 kmか4.8 kmかは本質的でないで、この差が大きな違いとなって現れてしまう地震モーメントを用いて周期性を議論するのは、いまの場合適当でないと考ええる。この問題については次節で更に詳説する。

ところで、Figure 1.17に見るように1950年以前の地震活動には周期的な活動の変化が認められない。この原因としては1923年関東地震の影響が考えられるが、この他に、この期間については震源の精度の問題もあると思われる。例えば、Figure 1.17で鬼怒川側の活動領域として区切った中の地震には、震源の深さが30 km以浅に決まっているものが7個含まれ、そのうち2個は深さ0 kmとなっている。震央分布図からも、この期間の鬼怒川側の活動は分散していてクラスタの存在が明確ではない。これらのことから、1950年以前の気象庁震源ファイルでは筑波山側のクラスタ内に発生した地震との分離が完全ではないということも考えられる。

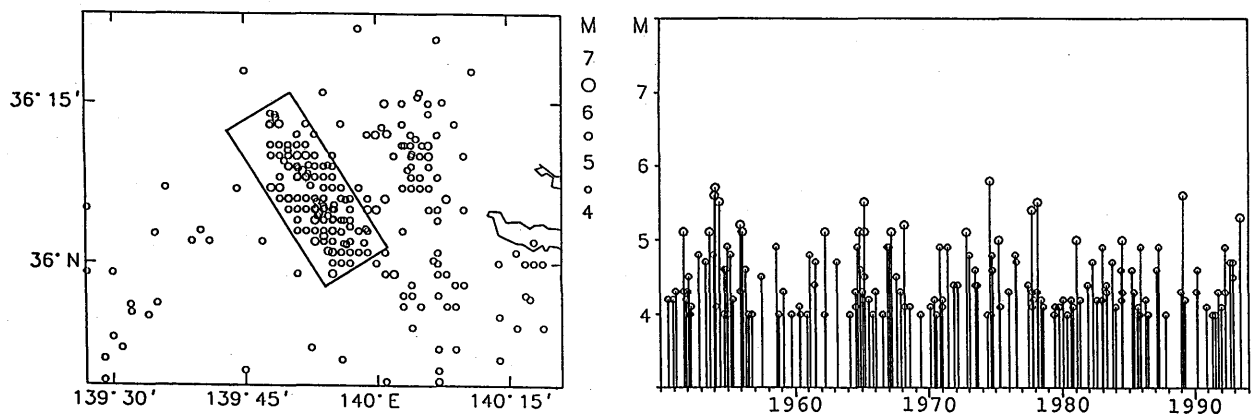


Figure 1.16 Epicenters of earthquakes with $M \geq 4.0$ and depth 40-70 km that occurred from 1950 through 1993 (left), and the magnitude-time diagram of earthquakes in the Kinugawa cluster area (right).

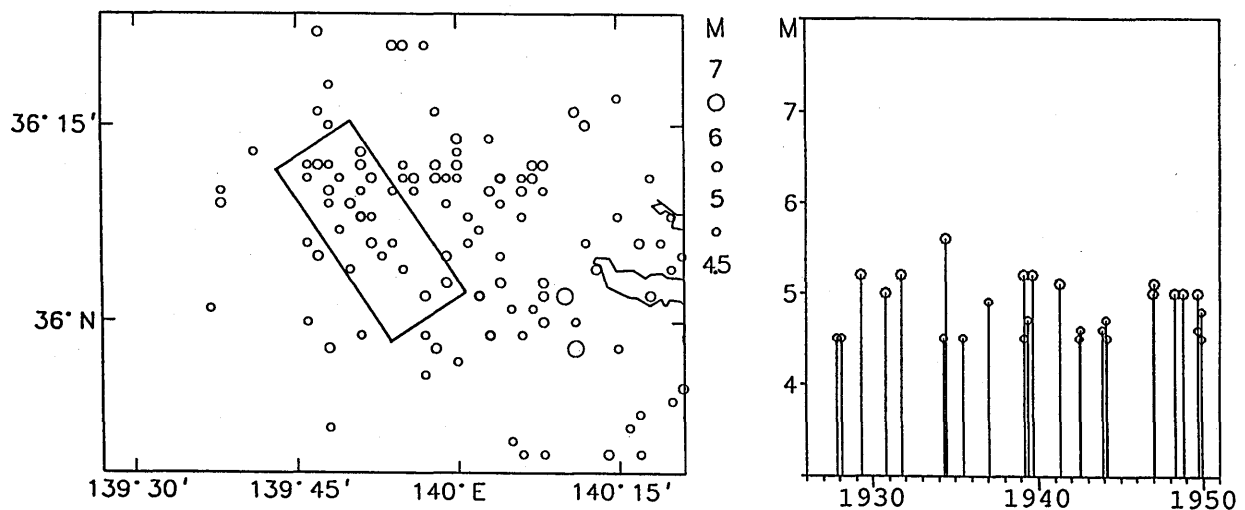


Figure 1.17 Epicenters of earthquakes with $M \geq 4.5$ and depth 0-70 km that occurred from 1926 through 1950 (left), and the magnitude-time diagram of earthquakes in the Kinugawa cluster area (right).

(3) 議 論

ほぼ一定の間隔で発生している地震系列は、プレート沈み込み境界だけでなく、様々なテクトニックな背景を持つ地域で見つっている。よく知られている例はパークフィールド地震(Bakun and McEvilly, 1984)や小田原地震(石橋, 1988)であるが、この他にもハワイの地震(Wyss, 1986)や1978-1986年におけるBishop-Mammoth lakesの地震系列(Savage and Cockerham, 1987)などがある。宇津(1994)は、等間隔性の更に著しい例としてHindu Kushの地震を紹介している。

これらのうち、プレート間カップリングに由来する巨大地震のように、ほぼ定常と見なせるテクトニックな運動がその主要な要因となっているものを除けば、発生間隔が等しくなる地学的な根拠は必ずしも明らかでない。特に、一定の割合での応力蓄積等の物理的背景を持たない活動の系列については、宇津(1994)が述べているように、ある期間間欠的に発生している地震系列が、何回か続けて偶然規則的に起きたという可能性も否定できないように思われる。その場合には、周期的と見える地震発生が将来もそのまま続くとは必ずしもいえない。いずれにしても、最初に述べたように、地震活動は様々な擾乱の影響を受けて変化していると考えられるので、ある時期に特定の要因が支配的となって規則的な発生が見られたとしても、それはその時期だけということも十分に考えられる。

鬼怒川側の活動はフィリピン海プレートと上盤の大陸プレートとのカップリングに起因しているということで、応力蓄積速度がほぼ一定となる地学的な根拠を一応持っている。いま、この領域におけるプレート間相対運動の大きさを3 cm/年として(Seno, 1977; Seno *et al.*, 1987; Minster and Jordan, 1979; Demets *et al.*, 1990)、M5程度の地震を起こすのに必要な歪がどのくらいの年月で蓄積されるかを見積もってみよう。断層の長さ L と地震の規模 M とに関するUtsu(1961)の式 $\log L = 0.5M - 1.8$ を用いると、M5の地震に対応する断層の長さは約5 kmとなる。そして、限界歪を 5×10^{-5} 、カップリング効率を0.8とおくと、長さ5 kmのアスぺリティが限界歪に達するには約10年かかることになる。これは先に見た地震活動の周期10年とちょうど一致している。

竹本・川崎(1983)は茨城県南西部鬼怒川側のクラスター領域に発生する地震のサイズミックモーメント解放量から、カップリング効率を約20-30%と見積もっている。しかし、彼らはクラスター領域全体を一つのアスぺリティと見なして、その大きさを20 km × 6 kmと取っており、もし、この領域のカップリングの形態が5 km程度のアスぺリティに分割されているとすれば、個々のアスぺリティ上でのカップリング効率はもっと大きな値となるとしてもおかしくない。鬼怒川側クラスター内でこれまでに観測された最大の地震はM5.8(1974年8月4日)であるので、カップリング領域は、実際、細分化されていると考えてよいと思われる。

以上述べたように、著者は鬼怒川側の地震クラスターが約10年の周期的変化を示す物理的背景として、この活動がフィリピン海プレートと上盤の陸プレートとの相対運動に起因し、そのプレート間カップリング領域が5 km程度のsub-regionに分割されているということを想定している。活動期によって地震の震源がクラスター内を動くのは、アスぺリティとスリップ領域も固定したものではなく、相互に移り変わりうるという状況にあるだけであろう。また、クラスター領域全体がカップリングしているとして見積もった時の効率が20-30%となることから、1回の活動期におけるアスぺリティの有効面積はクラスター領域の数分の1程度にあたっていると推定される。

ところで、カップリング領域が細分化されているということは、大きなアスぺリティが形成される場と比べて、それだけ地震活動が他の様々な要因による応力変化の影響を受けやすいということを意味する。先に見た1950年代半ばの異常な活発さは、このような事情を反映して、1953年房総沖地震の影響を受けたためと考えられる(吉田・高山, 1994)。

なお、鬼怒川側クラスターの東側にある筑波山側の地震クラスターの活動には周期10年の変化は認められない。これは筑波山側の活動が、鬼怒川側の活動と異なって、フィリピン海プレートと太平洋プレートという別種のプレート間カップリングに起因して生じているためと思われる。ただし、何らかの形で2つの地震クラスターが相互に影響を及ぼしあっている可能性はあり、また、関東地方の他の地震クラスターとの相関も、一見しては認められないが、考えられないことではない。

茨城県南西部鬼怒川側の地震クラスター内の1950年以降の活動に明瞭な周期的変化が認められることは、この期間、この地域における地震活動がプレート間相対運動に伴うカップリングを比較的良好に反映したものとなっていることを示唆している。しかし、先にも述べたように、この領域の地震活動は擾乱を受けやすいと見られるので、この規則的な変化が今後も続くかどうか予断はできない。1980年代後半からはその周期がいくらか乱されている様子も見える。ただし、ここ40年間の変化傾向を外挿するなら、1990年代半ばは次の活動期にあたっているので今後の活動の推移に注目したいと思う。(吉田明夫)

参考文献

- Bakun, W. H. and T. V. McEvilly, 1984 : Recurrence models and Parkfield, California, earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **89**, 3051-3058.
- Demets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus and S. Stein, 1990 : Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- 古川信雄・井元政二郎, 1990 : 関東地方におけるフィリピン海・太平洋プレートの地下境界の微細構造, *地震2*, **43**, 413-429.
- Hurukawa, N. and M. Imoto, 1992 : Subducting oceanic crust of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone-normal compression in the Kanto district, Japan, *Geophys. J. Int.*, **109**, 639-652.
- 石橋克彦, 1988 : “神奈川県西部地震”と地震予知 I, *科学*, **58**, 537-547.
- 笠原敬司, 1985 : プレートが3重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.
- Minster, J. R. and T. H. Jordan, 1979 : Rotation vectors for the Philippine Sea and Rivera plates, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **60** (46), 958.
- 茂木清夫, 1982 : 日本の地震予知, サイエンス社, 352pp.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981 : 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, *科学*, **51**, 490-498.
- Savage, J. C. and R. S. Cockerham, 1987 : Quasi-periodic occurrence of earthquakes in the 1978-1986 Bishop-Mammoth lakes sequences, eastern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1347-1358.
- Seno, T., 1977 : The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, **42**, 209-226.
- Seno, T., T. Moriyama, S. Stein, D. F. Woods, C. Demets, D. Argus and R. Gordon, 1987 : Redetermination of the Philippine Sea plate motion (abstract), *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **68**, 1474.
- Shimazaki, K. and T. Nakata, 1980 : Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 279-282.
- 竹本 浩・川崎一朗, 1983 : 茨城県南西部鬼怒川側におけるフィリピン海プレートとユーラシアプレートのサイスミックカップリング, *地震2*, **36**, 531-539.
- Utsu, T., 1961 : A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.
- 宇津徳治, 1994 : 時間間隔が揃った数個の地震, *地震2*, **47**, 93-95.
- Wyss, M., 1986 : Regular intervals between Hawaiian earthquakes: implications for predicting the next event, *Science*, **234**, 726-728.
- 吉田明夫・高山博之, 1993 : 内陸大地震発生前後の震源域周辺の地震活動, *地震2*, **46**, 17-24.
- 吉田明夫・高山博之, 1994 : 1953年房総沖地震及び1972年八丈島東方沖地震前後の広域地震活動の静穏化, *地学雑誌*, **103**, 696-705.

1.3 伊豆地域における前震の経験確率的識別法

(1) はじめに

前震活動は本震を予知する上で古くから注目された現象の一つであるが、実用的な地震予知の観点からは今だに解決すべき問題が多く残されている。最も大きな問題は、本震発生前に如何にして前震活動を識別するかということであるが、残念ながら有効な識別法はいまだ確立されていない。また、前震の発生機構の物理的解明もまだ十分とはいえない。従って現時点では、決定論的手法を用いて前震活動から本震を予測することは困難といわざるを得ない。むしろ、何らかの注目すべき地震活動が起こったときに、その後どのくらいの確率で本震が発生するかを経験的に求める方法の方が、今のところより現実的と思われる。このような立場の研究としては、規模の差に着目して前震と群発地震の識別法を提案した宇津(1978)の研究や、これをさらに一般の地震に拡張したYamashina(1981)の研究、また、広義の前震活動を含めた地震活動のパターンから大地震の長・中期的予知を試みたKeilis-Borok *et al.* (1980, 1988, 1990)の一連の研究、これを小地震の直前予知に応用したSauber and Talwani(1980)の研究、さらに、前震活動の統計的性質を利用して直前の確率予報を試みたJones(1985), Kagan and Knopoff(1987)やAgnew and Jones(1991)の研究などがある。しかし、特に国内では、前震を伴った地震の事例報告の数に比べ、このような研究の数は少数であり、まだ十分な解析が行われていないように思われる。一方、前震を伴う地震の分布にはかなり大きな地域性があることが知られている(Mogi, 1963; Yoshida, 1990)が、このことを考慮すると予知の精度を上げるためには、地域ごとにこれらの経験則を求める必要があろう。しかし、前震を用いた地震予知の二つめの大きな問題として、前震を伴う地震はむしろ小数派であり、多くの地域では事例が少なすぎて経験則を導き出すのはほとんど不可能、ということがある。例えば、Yoshida(1990)によれば、1961年から1988年の日本付近で発生したマグニチュード(M)5以上の地震についてみると、平均でも37%、前震を伴いやすい伊豆地域(67%が前震を伴う)を除けば26%の地震にしか前震が発生していない。また、前震の起こり方にも地域性があり、比較的普段の活動と区別が付きやすい群発的な活動を示す伊豆や九州地域などを除けば、多くの地域では数個の前震しか発生せず、前震の識別をより困難にしている。

以上のことを考慮して、本研究では比較的前震の起こりやすい伊豆地域について、本震の直前予知を目的とした地震活動の統計的解析を行った。それにより、活動の集中度に着目した前震の経験的識別法を提案し、どのような地震活動を直前の前震活動と見なして本震発生の警報を出せば良いかについても調査した。

(2) データ

解析の対象とした領域は、Figure 1.18に示した北緯 $33.5^{\circ} - 35.3^{\circ}$ 、東経 $138.6^{\circ} - 139.8^{\circ}$ の範囲の伊豆地域である。気象庁の地震カタログからこの領域内で1977年1月～1991年12月の期間に発生した $M \geq 3.0$ 、深さ ≤ 50 kmの条件を満たす合計2731個の地震を解析に用いた。気象庁では、1976年から76型と呼ばれる高感度の地震計を展開し始め、検知能力が飛躍的に向上した(石川, 1987)。Figure 1.19に1976年～1977年の2年間に上記領域内で検知された深さ50km以浅の地震の規模別累積個数を示すが、これを見ると $M \geq 3.0$ の地震についてはほぼ直線上に乗ることが分かる。1976年は地震計の展開の過渡期であることから、解析の開始時期を1977年1月からとした。従って、上記の領域、期間では $M \geq 3.0$ の地震についてはほぼ漏れなく観測されていると思われる。

(3) 前震候補の選出法および警報手順

本震直前の前震活動は本震のごく近傍で発生しやすく(例えばMogi, 1985; 津村・他, 1978)、また、本震が近づくとつれて発生しやすくなる(Jones and Molnar, 1979)ことが報告されている。そこで、地震活動の集中度を前震候補を選ぶ基準にすることにし、以下のような手順で警報を出すことにした。① まず、全データから余震を除き、② 対象領域を小ブロックに分け、③ 各ブロックで一定時間内に一定数以上の地震が発生した場合、それらを前震候補とみな

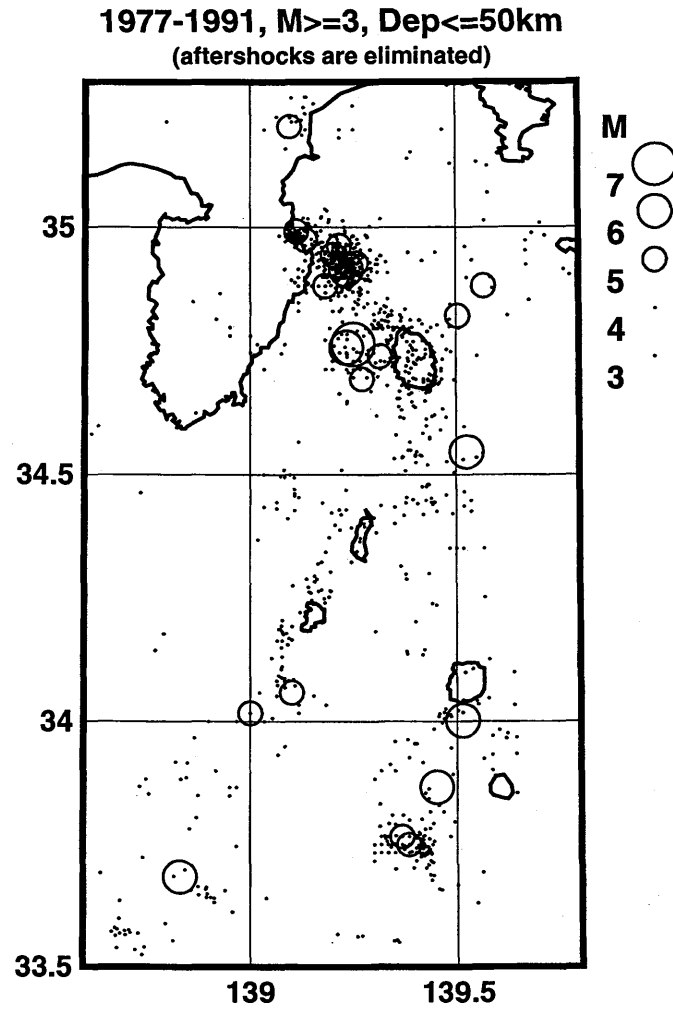


Figure 1.18 Epicentral distribution of earthquakes in the Izu region observed by JMA from 1977 to 1991 with magnitude ≥ 3.0 and depth $\leq 50\text{km}$. Aftershocks are eliminated from the data. Circles indicate earthquakes treated as mainshocks in this study. (Plotted by using the SEIS-PC program [Ishikawa *et al.*, 1985].)

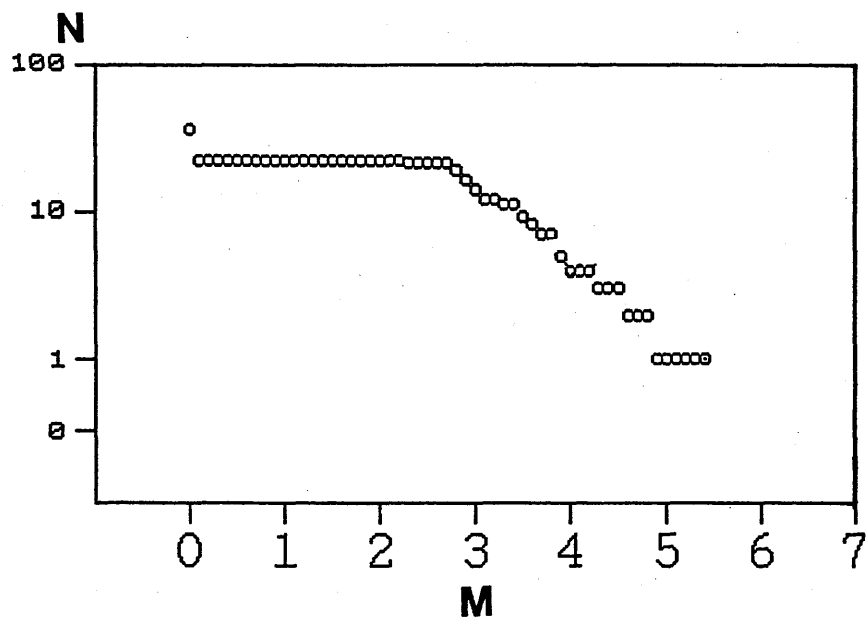


Figure 1.19 Cumulative number vs. magnitude plot for all earthquakes including aftershocks in the region shown in Figure 1.18 from 1976 to 1977. (Plotted by using the SEIS-PC program [Ishikawa *et al.*, 1985].)

し、④前震候補が現れた時点でそのブロックに一定時間警報を出すことにした。この手順において、単位時空間の大きさとその中で発生する地震数などをパラメータとして変化させたとき、警報時空間内で本震が発生するかどうかを調べることによって得られる予知率、適中率、確率利得(後述する)がどのように変化するかを調査した。また、それらの変化の様子から実用上有効だと思われるパラメータ値についても評価した。以下に手順を具体的に述べる。

①余震の除去

この地域では、M5程度以上の地震に、顕著な余震が引き続く場合が多いが、それらを前震候補からできるだけ簡単な方法で除くため、以下の条件を満たすものは余震として取り除いた。ここで、 L は本震からの距離(km)、 t は本震の発震時からの時間(日)、 M_m 、 M_a はそれぞれ本震及び余震の規模を表す。

距離の条件： $\log L \leq 0.5M_m - 1.8$ ($M_m \geq 5.0$)

時間の条件： $t \leq 10$ ($5.0 \leq M_m < 6.0$)

$t \leq 20$ ($6.0 \leq M_m$)

規模の条件： $M_a < M_m$

距離の条件に関しては、Utsu (1961) の本震と余震域に関する経験式をそのまま用いたが、宇津の式では L は余震域の長径を表しているのに対し、ここでは半径 L の円内の地震を余震とみなしているの、宇津の式よりも広い範囲を余震域として除いたことになる。時間の条件については、例えば、Reasenber and Jones (1989) が改良大森公式と Gutenberg-Richter の式を組み合わせる余震の予報のために用いた式を用いる方法も考えられる。しかし、今回は簡単のため、個々の地震の実際の余震活動から余震が1日当り1個程度以下になる日数を調べ、それらの上限値を参考にして上記の基準を決めた。

以上の条件で元のデータから余震を取り除き、その結果残った1347個の地震を以下の解析に用いた。Figure 1.18に、余震を取り除いた後の震央分布を示す。

②領域のブロック分け

地震活動の集中度を調べるために、まず、対象領域を緯度 $D^\circ \times$ 経度 D° の大きさを持つほぼ長方形の小ブロックに分けた。 D はパラメータとし、0.1, 0.2, 0.3の3種類の値を与え、ブロックの大きさの違いによる結果への影響も調べた。ブロック分けにおいては、隣合うブロックはお互いに半分ずつ重なるようにし、ブロックの端に活動が集中する場合も見落とさないようにした。Figure 1.20に $D=0.2^\circ$ として対象領域をブロック分けした時の図を示す。各ブロックの中央に書かれた番号は、それぞれのブロック番号を表している。

③前震候補の選出

本研究では活動の集中度を各ブロック内で一定時間内に発生した規模 M_{f0} 以上の地震数で表すことにし、集中度が高いものを前震候補とした。即ち、規模 M_{f0} 以上の地震のみを対象として、地震が発生した時点で、同一ブロック内で過去一定時間(48時間に固定した)内に一定数(N_{f0} 個)以上の地震が発生していればそれらを前震候補とし、この条件を満たす地震が発生した時点を前震候補の発震時とした。 N_{f0} をここでは下限前震数と呼ぶことにし、パラメータとしていろいろと変化させてその影響を調べた。 $N_{f0}=1$ 個の場合は規模 M_{f0} 以上の地震すべてを前震候補と見なすことになる。また、 M_{f0} は前震候補の下限規模であるが、今回は $M_{f0}=3.0$ と $M_{f0}=4.0$ の2つの場合について解析した。

④本震発生の警報

前震候補が選出されると、その度に前震候補発震時から一定時間(T_a)を本震発生の警報期間とし、この期間内に前震候補と同一ブロック内に本震が発生した場合を予測が適中したものを見なした。同一ブロック内で起こったもののみを対応づけることにしたのは、先に述べたように、直前の前震と本震はごく近傍に発生することが多いからである。また、 T_a もパラメータとして変化させ、その影響を調べた。

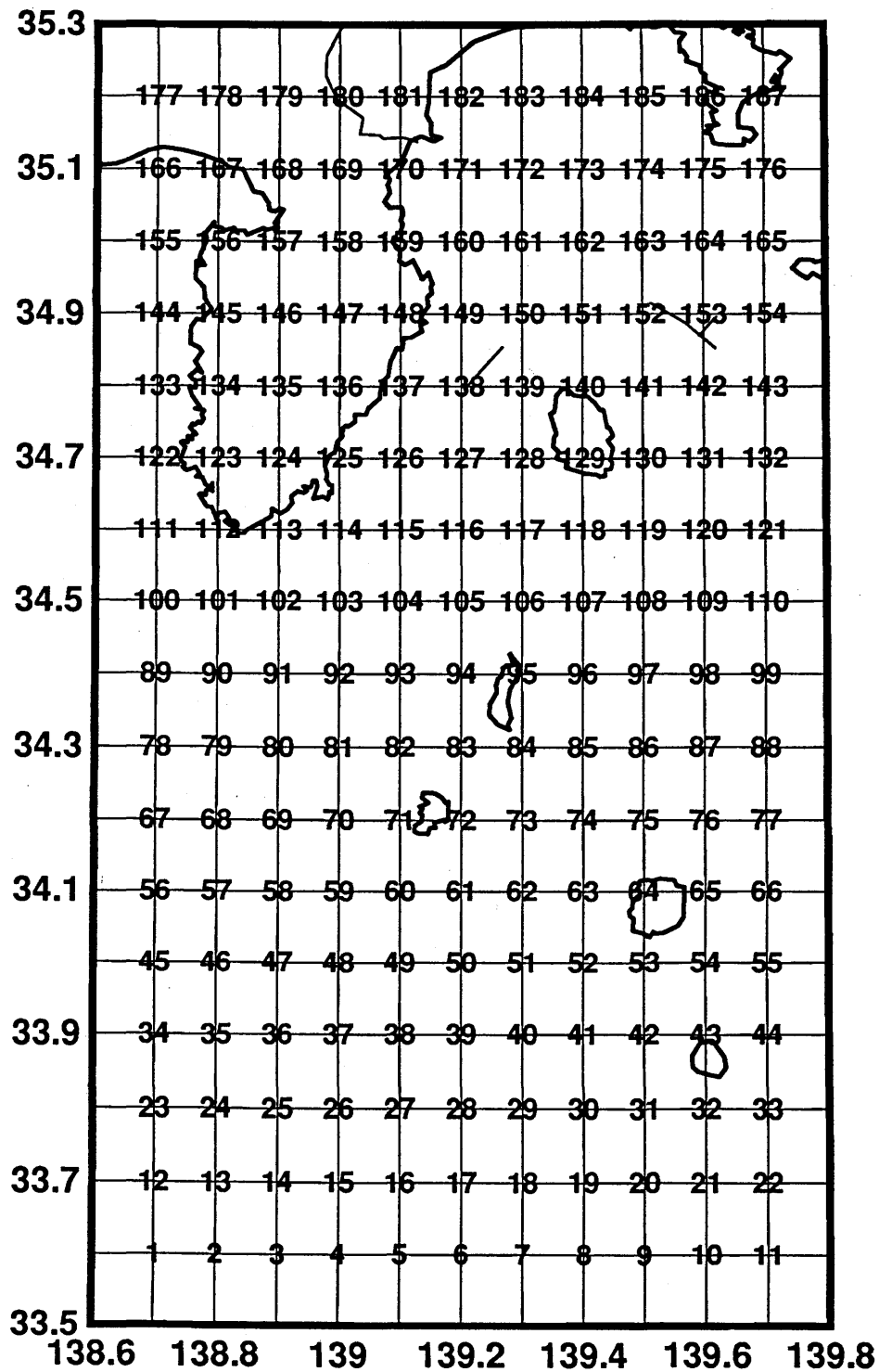


Figure 1.20 Example of segmentation of the investigated region; segment size is 0.2° (latitude) $\times$ 0.2° (longitude). The segment number is indicated at the center of each segment.

⑤ 本震および予知率, 適中率, 確率利得

予測すべき本震としては, 対象領域内で発生した $M_{\text{m}} \geq 5.0$ の地震で, ①の基準で余震と見なされるものを除いた全ての地震とした (Figure 1.18 の○印)。また, 本震規模 (M_{m}) の大きさによって $M_{\text{m}} \geq 5.0$ のグループ (22個) と $M_{\text{m}} \geq 6.0$ のグループ (7個) に分け, それぞれのグループについて解析した。

前節までの手順に従って選出された前震候補が, どれくらい本震の予測に役立つかを調べるための指標として, ここでは予知率, 適中率および確率利得を用いることにした。予知率 (Alarm rate) と適中率 (Truth rate) は次のように定義される。

予知率 = 警報時空間内に発生した本震数 / 全本震数,

適中率 = 警報時空間内に本震が発生した警報回数 / 全警報回数。

これらの指標は警報時空間の大きさが考慮されていないので, 毎回の警報時空間を大きくとれば必然的に値が高くなるという欠点を持っている。そこで, 警報時空間の大きさを考慮に入れたものが確率利得 (Probability gain) である。この指標は Aki (1981), Kagan and Knopoff (1977), Vere-Jones (1978) などによって用いられたもので, 本研究の場合, 次のように定義できる。

$$\text{確率利得} = \frac{\text{警報時空間内に発生した本震数} / \text{全警報時空間}}{\text{全本震数} / \text{対象とした全時空間}}$$

これは, 条件が何もない時の本震発生確率に対する, 前震など何らかの条件下での本震発生確率の比であり, 付加された条件がどの程度本震発生に寄与しているかを示す指標となる。なお, 実際に全警報時空間を計算する際に, 個々の前震候補により警報時空間が重なる場合には, 重複して加算しないようにして求めた。

(4) 結 果

前震候補を選ぶ基準のうち, ブロックの大きさ (D), 下限前震数 (N_{f0} 個), 警報期間 (T_a 日), 下限前震規模 (M_{f0}) の4つをパラメータとして変化させ, 本震規模 (M_{m}) の大きさに分けられた2つの本震グループに対して, 予知率, 適中率, 確率利得が経験的にどう変化するかを調べた。また, パラメータ値の選択基準には任意性があるため最適とまでは言えないものの, 実用上有効であると思われるパラメータ値について評価した。予報が適中した地震については, 最初に警報を出してから最初の本震が発生するまでの時間分布についても調査した。これらの結果について以下に述べる。

a) 下限前震数 (N_{f0}) およびブロックの大きさ (D) の影響

規模 $M_{\text{m}} \geq 5.0$ の本震に対して, 前震の規模 $M_f \geq 3.0$, 警報期間 $T_a = 4.0$ 日としたときに, 下限前震数 (N_{f0}) の変化によって, 予知率, 適中率, 確率利得がそれぞれどう変化するかをブロックの大きさ別 ($D = 0.1^\circ, 0.2^\circ, 0.3^\circ$) に調べたものを Figure 1.21 に示す。また, 規模 $M_{\text{m}} \geq 6.0$ の本震に対して同様の变化を調べたものが Figure 1.22 である。Figure 1.21 から N_{f0} の影響について一般的に言えることは, 適中率 (破線) と確率利得 (実線) は似たような傾向を示し, N_{f0} が大きくなるに従ってそれぞれの値はほぼ増加し, 特に $N_{f0} \leq 10$ 個では急激に増加しているが, それと反対に, 予知率 (鎖線) は単調に減少する傾向があることである。これは, $M_{\text{m}} \geq 5.0$ を本震とした場合, 調査した範囲内で前震数が多くなればなるほど本震の発生率が高くなり, 適中率や確率利得は大きくなるが, 一方で, そういった現象が本震発生前に起こることはむしろ希になるので, 予知率は低下してくるためと考えられる。 $M_{\text{m}} \geq 6.0$ とした場合の Figure 1.22 を見ると, 適中率や確率利得が極大を迎えるまで ($N_{f0} = 10 \sim 20$ 個程度まで) は $M_{\text{m}} \geq 5.0$ の時と同様な傾向を示すが, その後は増減するものの $N_{f0} = 60 \sim 70$ 個ですべて0に低下してしまう。これは, 前震数が多くなってもある程度以上には本震発生確率は高くはならず, むしろ大きな本震の発生確率は低下し, そのまま群発地震で終わる可能性が高くなることを示しており, 興味深い。

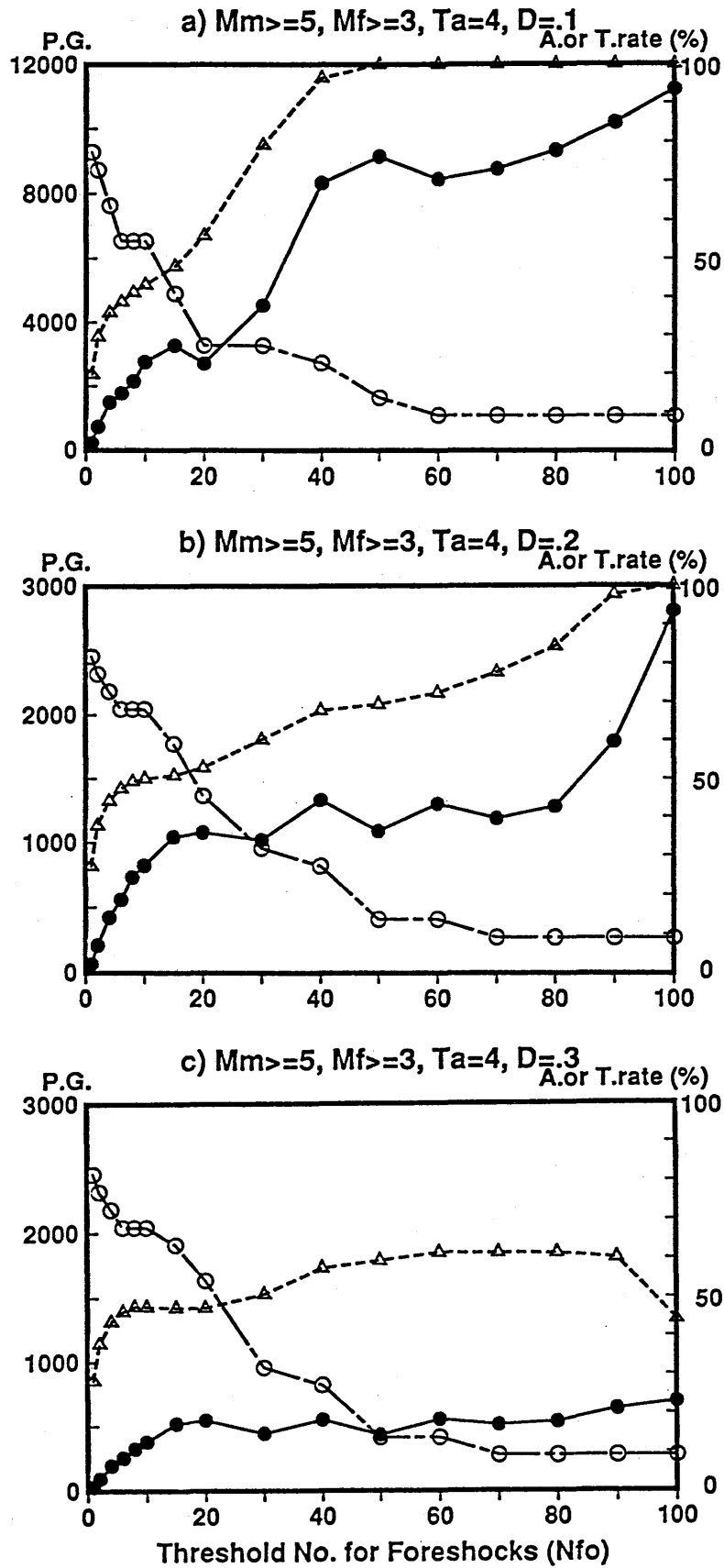


Figure 1.21 Variation of alarm rate(chain line), truth rate(broken line) and probability gain(solid line) with the threshold number of earthquakes(N_{fo}) for foreshock candidates with mainshock magnitude $M_m \geq 5$, foreshock magnitude $M_f \geq 3$ and alarm period $T_a = 4$ days. The three graphs correspond to different segment sizes. a) $D = 0.1^\circ$. b) $D = 0.2^\circ$. c) $D = 0.3^\circ$.

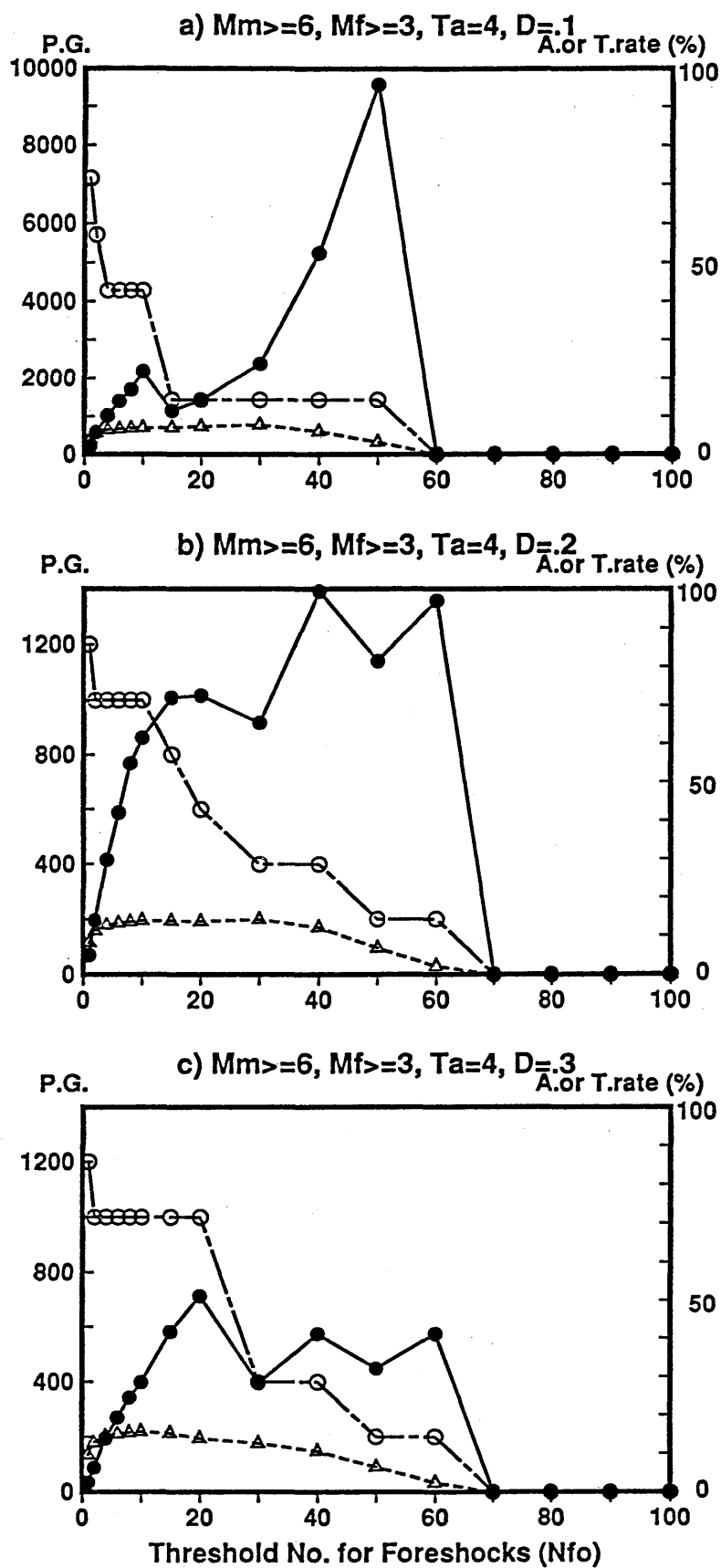


Figure 1.22 Similar to Figure 1.21, but for mainshocks with magnitude $M_m \geq 6$.

次に、ブロックの大きさの影響についてみると、Figure 1.21のb)とc)、Figure 1.22のb)とc)をそれぞれ比べてみて全般に言えることは、予知率あるいは適中率がほぼ同程度のところでもてみると、 $D=0.2^\circ$ の場合は $D=0.3^\circ$ とした時に比べ確率利得はかなり高い値を示すことである。これは、ブロックの大きさを $D=0.3^\circ$ から 0.2° に小さくしても、予測できる地震に変化はなく、むしろ予測空間を狭くとるだけ確率利得という観点からは $D=0.2^\circ$ の方が有利であることを示している。さらにブロックの大きさを小さくするとどうなるかをFigure 1.22のa) ($D=0.1^\circ$)とb) ($D=0.2^\circ$)で比べてみよう。実用上問題になる予知率の高い範囲、例えばb)の $N_{f0}=15$ 個では予知率が57%であり、適中率、確率利得はそれぞれ14%、1008倍であるが、a)では同じ予知率を与える $N_{f0}=2$ 個の時、適中率、確率利得はそれぞれ6%、577倍となりかなり小さくなっている。また、全ての地震を前震候補と見なすことになる $N_{f0}=1$ 個の場合をa)とb)で比べてみると、予知率はb)の方が14%ほど高くなっている。予知率の低い範囲(約50%以下)では、確率利得は警報空間を狭くした効果でa)の方が高くなっているものの、適中率はb)の方が同等かそれ以上である。これらのことは、 $M_m \geq 6.0$ の本震を対象とした場合、 $D=0.1^\circ$ ではブロックの大きさが小さすぎて警報の出たブロックの中で本震が発生しない場合が多くなるためと解釈できる。次に、 $M_m \geq 5.0$ を本震とした場合をFigure 1.21のa)とb)で比べてみると、予知率の低い範囲(30%以下)では適中率、確率利得共にa)の方が高い。しかし、予知率の高い範囲(65%以上)では確率利得は大差ないものの、適中率はb)の方が高くなっており、やはり $D=0.2^\circ$ の方が有利であることが分かる。

以上のことを考慮して、実用的な N_{f0} 、 D の値を選ぶ基準として、ここでは以下のものを考えた。

- ① N_{f0} が増加することによって現れる確率利得の最初の極大点に近く、確率利得の値も高いこと。
- ② 予知率、適中率ができるだけ高く、また、 N_{f0} の変化に対して比較的安定していること。

これらの基準によりパラメータ値を選ぶとすれば、 $M_m \geq 5.0$ と $M_m \geq 6.0$ の両方の本震グループに対して、 $D=0.2^\circ$ 、 $N_{f0}=10$ 個となる。ただし、これらの値は選択の基準に任意性があるため、最適値ではなく参考値である。

b) 警報期間(T_a)の影響

下限前震数およびブロックの大きさを前節で選ばれた値、すなわち、 $N_{f0}=10$ 個、 $D=0.2^\circ$ に固定し、前震規模を $M_f \geq 3.0$ とした時に、警報期間(T_a)を変えることによる影響を $M_m \geq 5.0$ と $M_m \geq 6.0$ の本震のグループについて調べた結果がそれぞれFigure 1.23のa)とb)である。これらの図を見て興味深いことは、a)では $T_a \geq 4$ 日、b)では $T_a \geq 3$ 日の範囲では予知率も適中率もまったく変化せず、従って、警報期間が長くなる分だけ確率利得は徐々に減少していることである。この傾向は、 $T_a=100$ 日まで調べてみたが変わらなかった。つまり、 $N_{f0}=10$ 個、 $D=0.2^\circ$ 、 $M_f \geq 3.0$ の条件では警報期間としては高々4日程度で十分であり、それ以上長くしても確率利得が小さくなるだけでかえって不利

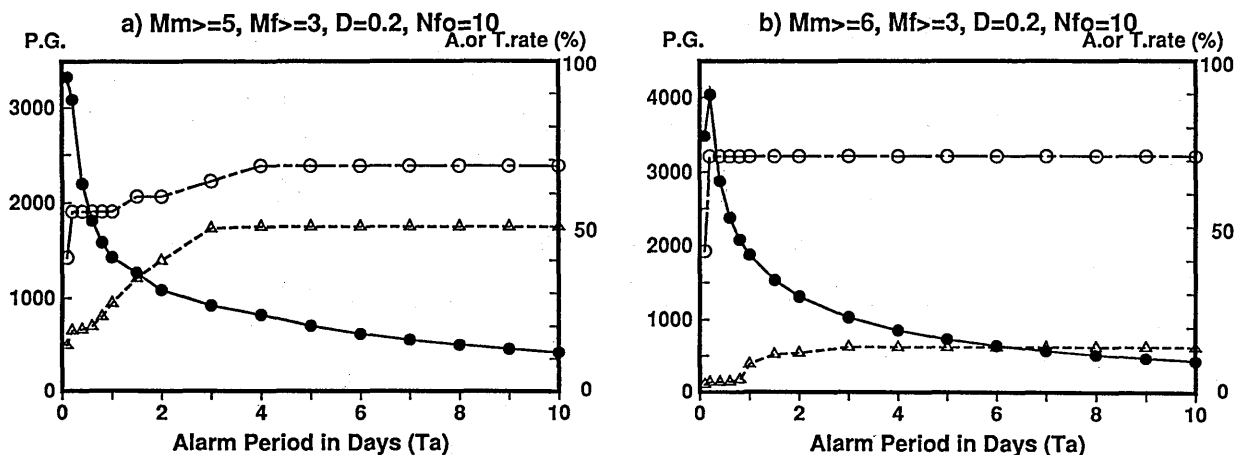


Figure 1.23 Variation of alarm rate (chain line), truth rate (broken line) and probability gain (solid line) with the alarm period (T_a) for $M_f \geq 3$, $N_{f0}=10$ and $D=0.2^\circ$ for mainshocks with different magnitude M_m . a) $M_m \geq 5$. b) $M_m \geq 6$.

になることが分かった。これは、前震候補が現れてから本震が起こるとすれば、最初の本震まで4日程度以内ということで、本震の直前予知には都合がよい。また、もし4日以内に本震が起こらなければ単なる群発地震に終わる可能性が高いことを示していて、群発地震の識別にも使えそうである。ただし、前震候補が引き続いて発生する場合は、結果的に連続する警報期間が4日以上になることに注意する必要がある。次に、上記と同じ条件で予報が適中した $M_m \geq 5.0$ の地震について、本震のどのくらい前に最初の警報が出されているかの頻度分布を Figure 1.24 に示す。同じ警報期間に2個以上の本震がある場合は、最初の本震についてのみ調べた。これを見ると、本震直前の0.2日以内が4個と比較的多いことが分かる。そこで、このデータを基に、最初の前震が現れてから最初の本震が発生する確率の時

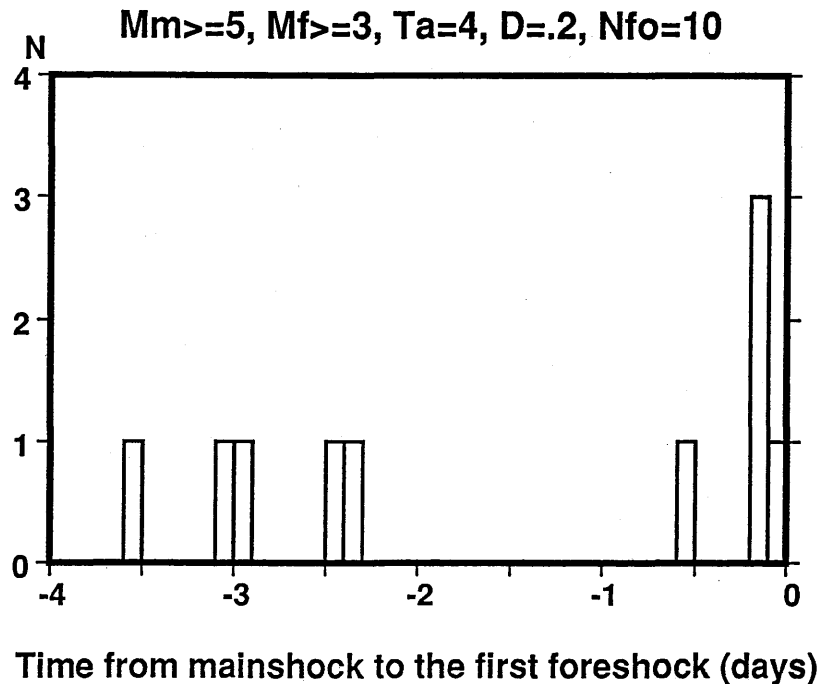


Figure 1.24 Histogram of time between the first foreshock and the first mainshock ($M_m \geq 5$) that occurred during the alarm period. The class interval is 0.1 day.

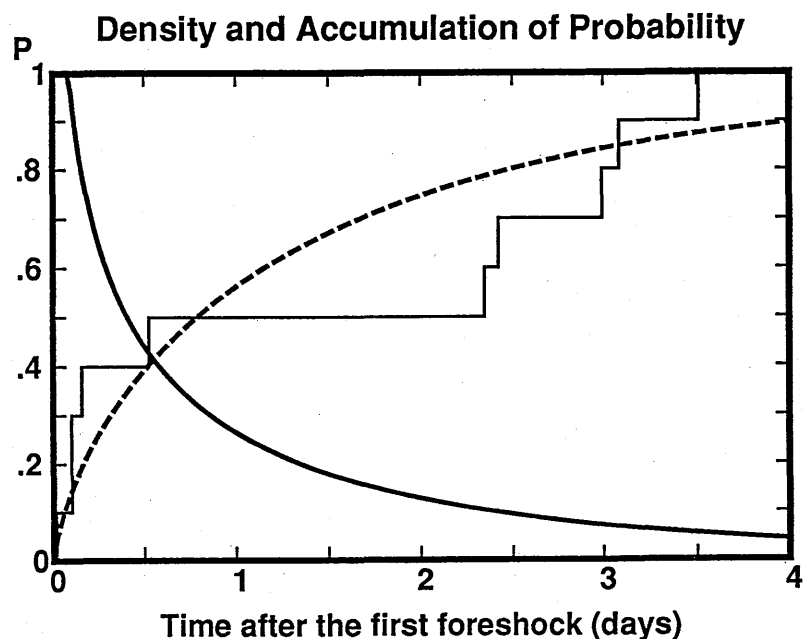


Figure 1.25 Probability density (thick line) and cumulative probability (dashed line) of the occurrence of mainshock as a function of time after the first foreshock. These functions were obtained by fitting the Weibull function to the data shown in Figure 1.24 with the maximum likelihood method. Cumulative data is also shown by the thin line.

間変化を求めることを試みた。ここでは、分布関数として地震の発生間隔の解析などによく用いられるWeibull分布(例えばHagiwara, 1974; Rikitake, 1976; 前田・吉田, 1991)を仮定し、確率密度を $Kt^m \exp[-Kt^{m+1}/(m+1)]$ という関数で表すことにした。パラメータ K, m を最尤法(Utsu, 1984)で求めると、 $K = 0.60$, $m = -0.27$ となり、この時の確率密度と積算確率の変化の様子を示したものがFigure 1.25である。図には積算データも示した。この図から、前震発生直後に本震発生の確率が高くなることが分かるが、この結果はJones (1985)の結果と調和的である。しかし、本研究の場合、データ数が10個と少ないため、詳細な議論をするためには今後のデータの蓄積を待つ必要がある。

c) 下限前震規模 (M_{f0}) の影響

M_{f0} の影響を調べるために、 $D = 0.2^\circ$, $T_a = 4$ 日と固定し、 $M_{f0} = 4.0$ に変えた場合について、 N_{f0} を1個から10個まで変化させたときの結果を本震の規模別にFigure 1.26のa), b)にそれぞれ示す。 $M_m \geq 5.0$ の本震についてみたFigure 1.21 b) とFigure 1.26 a) を比べてみると、 $M_{f0} = 4.0$ の場合は規模の下限を上げたことによる前震数の減少のために横軸のスケールが1/10になっていることを除けば、 $M_{f0} = 3.0$ の場合と同じ様な値および傾向を示す。しかし、先に選んだ参考値($M_{f0} = 3.0$, $D = 0.2^\circ$, $N_{f0} = 10$ 個)の時の予知率(68%)と同程度の予知率(64%)を与える $N_{f0} = 1$ のところと比較してみると、 $M_{f0} = 4.0$ の方が適中率で約20%、確率利得は約60%小さくなっており、 $M_{f0} = 3.0$ の方が良い結果を与えることが分かる。また、 $M_m \geq 6.0$ の本震についてみたFigure 1.22 b) とFigure 1.26 b) をやはり同じ程度の予知率を与える所どうしで比べてみると、予知率の低い範囲(約50%)以下では $M_{f0} = 4.0$ の方が適中率、確率利得共に高くなっている部分もあるものの、予知率の高い所どうし($M_{f0} = 3.0$ の時の $N_{f0} = 15$ と $M_{f0} = 4.0$ の時の $N_{f0} = 1$) では $M_{f0} = 3.0$ の方が逆に適中率、確率利得共に高く、有利であることが分かる。

d) 特定のパラメータ値の時の結果

以上の結果から、直前予知のための前震候補を選出する基準として比較的有効であろうと思われるパラメータ値として、次のような値を選んだ。

$M_{f0} = 3.0$, $D = 0.2^\circ$, $N_{f0} = 10$ 個, $T_a = 4$ 日。

Table 1.1は $M \geq 5.0$ 以上の本震リストであるが、このうち左端にA印のあるものが上記のパラメータ値によって警報を出した時に警報時空間内で発生した本震である。そこで、本震の規模 $M_m \geq 5.0$ と $M_m \geq 6.0$ のそれぞれに対する予知率、適中率、確率利得などを調べた結果をTable 1.2に示す。これを見ると、予知率は $M_m \geq 5.0$ および $M_m \geq 6.0$ の時それぞれ68%, 71%とかなり高く、Yoshida (1990) が伊豆地域で発生した $M_m \geq 5.0$ の地震について調べた前震を伴う確率(67%)と調和的である。適中率は定義によって、各ブロックで前震候補が現れる毎に出された警報回数に対する警報が適中した回数の比であるので、群発的に前震候補が発生すると警報回数が急増し、それが適中するかしないかで

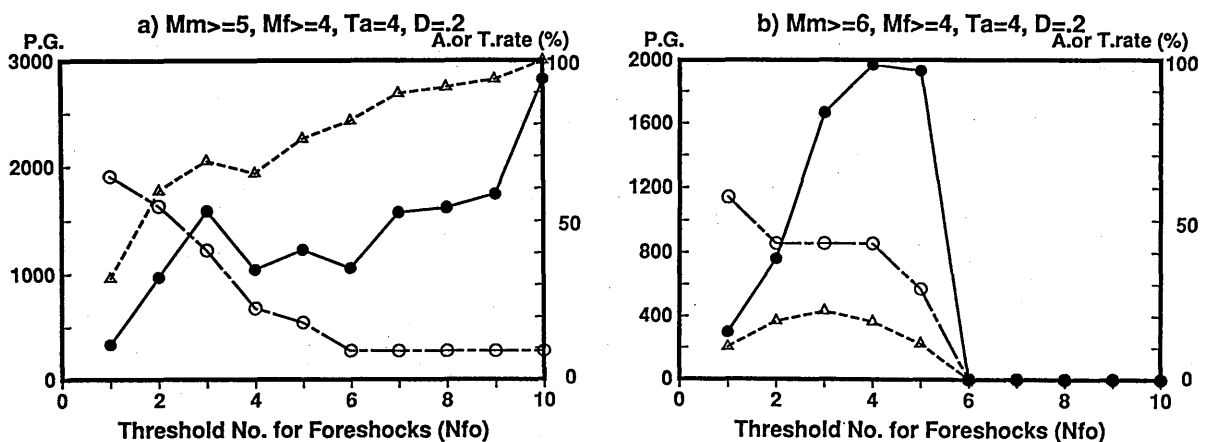


Figure 1.26 Variation of alarm rate (chain line), truth rate (broken line) and probability gain (solid line) with N_{f0} for $M_f \geq 4$, $T_a = 4$ days and $D = 0.2^\circ$ for mainshocks with different magnitude M_m . a) $M_m \geq 5$. b) $M_m \geq 6$. Compare these figures with Figure 1.21 b) or Figure 1.22 b) to see the effect of changing the value of M_f .

適中率が大きく変化する可能性がある。そこで、連続する警報時空間は1回の警報とみなしたとき(この場合合計17回の警報を出したことになる)の適中率も表中に載せておいた。しかしこの場合も、警報時空間の大きさが毎回異なるので、必ずしも適切な指標とは言えない。そこで、警報時空間内では一様に本震が発生する可能性があるとして、警報時空間内での平均的な本震発生率を求めた。その結果Table 1.2にみられるように、1日1ブロック当り $M_m \geq 5.0$ については0.061個、また $M_m \geq 6.0$ に対しては0.020個の発生率となり、1回警報を出すと $T_a=4$ であるから4日間警報が続くので、1警報1ブロック当りの発生率はそれぞれ0.24個、0.080個になる。一方、確率利得は $M_m \geq 5.0$, $M_m \geq 6.0$ の両者に対して800倍以上あり、警報期間内での本震の発生率が普段の800倍以上も高くなっていることが分かる。全警報時空間が全時空間のどれくらいの割合を占めているかを調べてみると、Table 1.2からも分かる通り僅か $1/1200 (=8.3 \times 10^{-4})$ 程度しか占めていない。本震と警報の現れ方を示すために、例として、1987年から1991年までの5年間に、Figure 1.20の133番から187番までのブロック内で発生した $M5.0$ 以上の本震と警報の時空分布をFigure

Table 1.1 Mainshocks in the Izu region. January 1, 1977 to December 31, 1991, $5.0 \leq \text{Mag} \leq 9.0$, $0 \leq \text{Dep} \leq 50 \text{ km}$, $33.5^\circ \leq \text{Lat} < 35.3^\circ$, $138.6^\circ \leq \text{Lon} < 139.8^\circ$.

A*	N	Y	M/D	H:MIN	LAT	LON	DEP	MAG
A	1	1978	1/14	12:24	34 46.0'	139 15.0'	0	7.0
	2	1978	12/ 3	22:15	34 53.0'	139 11.0'	20	5.4
A	3	1980	6/29	16:20	34 55.0'	139 14.0'	10	6.7
	4	1980	9/10	7:20	34 1.0'	139 0.0'	20	5.6
	5	1982	8/12	13:33	34 53.0'	139 34.0'	30	5.7
A	6	1982	12/27	20:33	33 45.0'	139 23.0'	20	5.4
A	7	1982	12/28	10:52	33 46.0'	139 22.0'	20	5.8
A	8	1982	12/28	15:37	33 52.0'	139 27.0'	20	6.4
A	9	1983	10/ 3	22:33	34 0.1'	139 30.8'	15	6.2
A	10	1986	11/21	17: 9	34 41.8'	139 16.3'	0	5.1
A	11	1986	11/21	17:12	34 44.6'	139 18.9'	9	5.1
A	12	1986	11/22	9:41	34 32.8'	139 31.5'	15	6.0
A	13	1987	5/11	6:35	34 55.7'	139 15.5'	15	5.0
A	14	1988	7/31	8:40	34 57.8'	139 13.0'	5	5.2
A	15	1988	8/ 2	20:16	34 56.7'	139 12.1'	2	5.2
A	16	1989	1/ 2	19:45	34 3.5'	139 6.0'	16	5.0
A	17	1989	7/ 7	0: 1	34 58.5'	139 8.0'	5	5.2
A	18	1989	7/ 9	11: 9	34 59.5'	139 6.7'	3	5.5
	19	1989	10/14	6:19	34 49.4'	139 30.2'	21	5.7
	20	1990	2/20	15:53	34 45.6'	139 14.0'	6	6.5
	21	1990	8/ 5	16:13	35 12.4'	139 5.7'	14	5.1
	22	1991	9/ 3	17:44	33 41.0'	138 49.9'	33	6.3

A*:alarmed mainshocks

1.27に示す。左端の番号はブロック番号を表し、その右の実線で囲まれた長方形の部分が各ブロックに対応している。各長方形内で破線より上の矢印は本震の発震時を、破線より下の黒塗の部分は警報期間を表し、本震が発生しなかった警報期間は高さを半分にしている。また、領域の縁辺以外で発生した本震は、ブロックの切り方の性質上、4カ所のブロックに同時に現れることに注意する必要がある。この図を見ても分かるように、警報回数の比較的多かったこの時空間領域においても、警報時空間の占める割合は非常に小さく、にもかかわらず、この時空間内に発生した8個の本震のうち5個がこの警報時空間に含まれている (Table 1.1も参照のこと) ことから、確率利得が高くなることが直感的にも理解できる。

(5) 議論および問題点

(4)のd)節で示した結果は、実用という観点からみると十分とは言えないまでも、比較的良好な結果ではないかと思われる。しかし、ここで得られた結果はM5.0以上の本震の数が22個、6.0以上の本震が7個という過去15年間のデータから得られたものであり、今後の活動を予測するのに十分な数であるとは言いきれない。もっと信頼性の高い経験則を導くためにはデータ数を増やすしかないが、検知能力の関係で解析期間をもっと過去に延ばすことは難しく、また、先に述べたように地域性が大きいので、解析領域をむやみに広げても必ずしも良い結果が得られるとは限らない。従って、将来のデータの蓄積に期待するしかなさそうである。また、同じ方法を伊豆以外の地域に適用した場合にうまくいく可能性があるのは、Mogi (1963) やYoshida (1990) らの前震活動の調査結果から推測すると、日本の内陸部では群発的前震活動を伴いやすいフォッサマグナ帯や九州中部であり、その他の地域についてはあまり期待できない。

Table 1.2 Results for $M_{f0}=3$, $D=0.2$, $N_{f0}=10$ and $T_a=4$ days.

Magnitude of mainshocks	Mm 5.0	Mm 6.0
Total number	22	7
Alarmed	15	5
Alarm rate (%)	68 (15/22)	71 (5/7)
Truth rate* (%)	50 (1050/2100)	14 (293/2100)
Truth rate+ (%)	53 (9/17)	29 (5/17)
Occurrence rate	0.061	0.020
in alarmed time-space	(per 1day 1segment)	(per 1day 1segment)
	0.24	0.08
	(per 4days 1segment)	(per 4days 1segment)
Probability gain	823	862
Ratio of alarmed time-space to total time-space	8.3 10 ⁻⁴	8.3 10 ⁻⁴

* This rate is defined as (number of successful alarms)/(number of alarms).

+ The definition is the same as above, but successive alarms in time or space are treated as a single alarm.

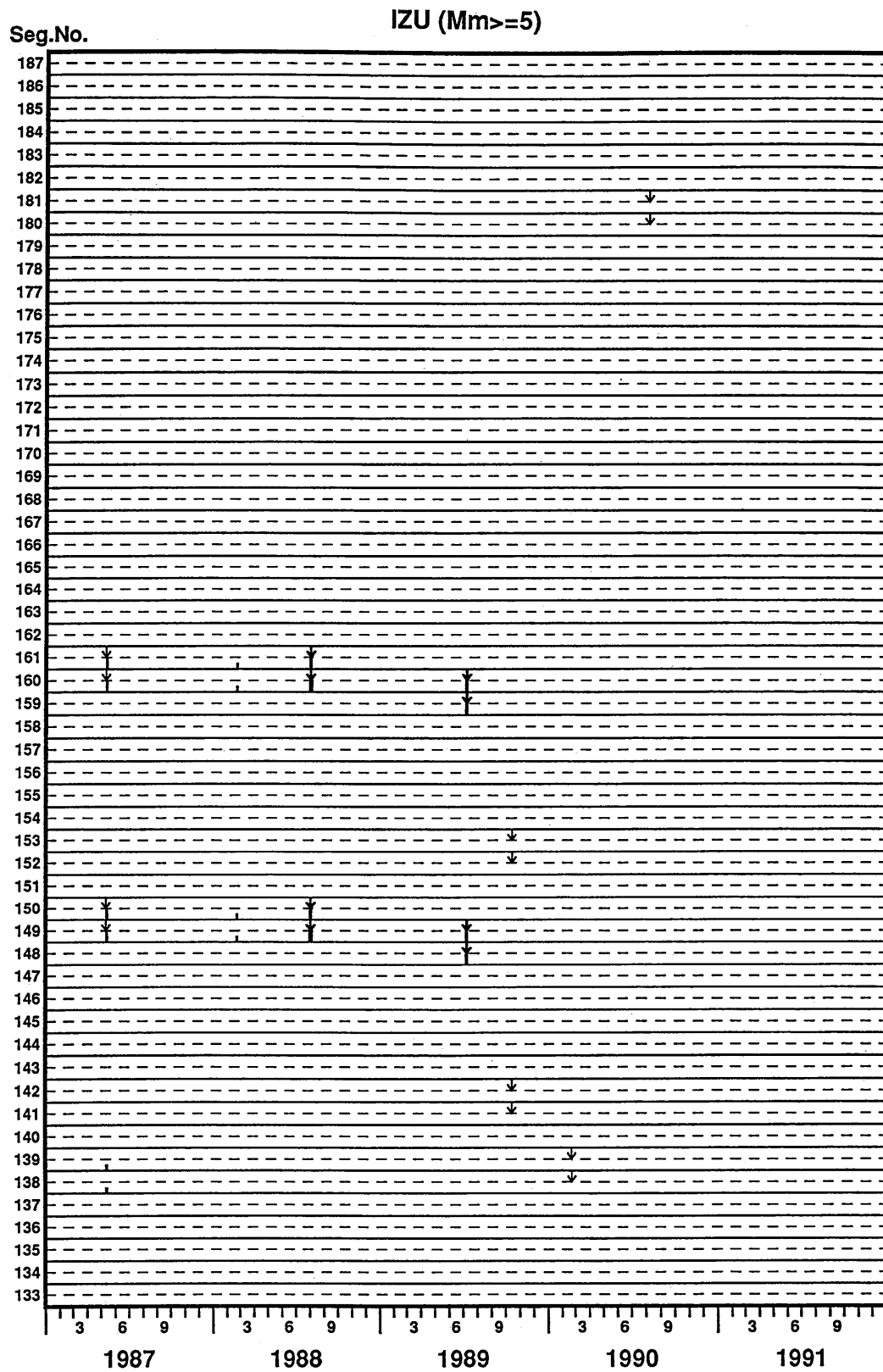


Figure 1.27 Example of alarm periods and times of mainshocks. Each narrow rectangle divided by a dashed line represents the history of a segment. The segment number (see also Figure 1.20) is written at the left. Times of mainshocks are shown by arrows in the upper part of each rectangle. Alarm periods are shown by filled columns in the lower part. Short columns indicate false alarms.

検知能力の均質性への配慮から、本研究では前震候補の規模の下限值(M_{f0})を3.0までとした。そこで、参考までに規模が3.0より小さい地震も含め、気象庁震源カタログに収録されている全ての地震を用い、他のパラメータは(4)のd)節の場合と同じにした時の予知率はどの程度良くなるかについて調べてみると、Table 1.1の予測されなかった8個の本震の内わずか1個の地震(1978年12月3日 M5.4)が予測された地震の中に加わるだけであった。均質性を欠いたデータであるので厳密なことは言えないが、このことから推測すると M_{f0} を3.0より小さくしても結果の劇的な改善は望めないであろう。

(4)のd)節でパラメータ値を選ぶにあたって、本震規模によらず同じ値を選んだ。これは、それぞれのパラメータ値を変化させた時の予知率などに与える影響のパターンが、本震規模によらず似ているためであり、本震の規模の予測に特に選択的に影響を与えるパラメータはないからである。またこのことは、(4)のd)節で得られた確率利得の本震規模別の値が両者とも850倍程度と同様な値を示し、どちらの規模の本震に対しても同じように起こりやすくなっていることから分かる。従って、今回用いた方法では規模の予測は難しいといえる。

本研究で用いた方法は地震活動の集中度のみに着目して前震候補を選び出す方法であるが、他の連続観測可能なパラメータ、例えば、前震規模の差、 b 値の変化、 Q 値の変化等々、あるいは、地震以外の観測項目を組み合わせる前震候補を選び出す指標とすれば、さらに良い結果が得られるかも知れない。複数の観測項目の前兆から本震発生の確率を計算する方法としてはAki (1981) や Maeda and Yoshida (1990) などの研究がある。しかし、これらの方法に共通する問題は、経験則のパラメータを増やせばそれに見合うだけ多くの長期にわたり均質なデータが必要であるが、実際にはそういうデータは、特に大地震についてはまだ十分に蓄積されていない、ということである。従って、現状では信頼度の高い経験則を導出することには限界があり、前震活動を含めた本震発生機構の物理的解明によるモデルの設定も同時に進めなければならない。

(6) まとめ

前震を伴いやすい地域の1つである伊豆地域について、地震活動の集中度に着目して、経験的に前震候補を選び出す方法を提案した。マグニチュード $M_m \geq 5.0$ および $M_m \geq 6.0$ の本震の予報に対して、比較的良好な結果を与える前震候補選出のパラメータとして、ブロックの大きさ(D)=0.2°, 下限前震数(N_{f0})=10個、下限前震規模(M_{f0})=3.0を、また、警報期間(T_a)=4日を選んだ。このとき、マグニチュード $M_m \geq 5.0$ 、 $M_m \geq 6.0$ の本震に対して、予知率はそれぞれ68% (15個/22個)、71% (5個/7個)となり、1警報期間(4日)×1ブロック当りの本震発生率はそれぞれ0.24個、0.08個であり、確率利得は823倍、および862倍となる。また、警報期間としては前震候補が現れてから4日間程度で十分であり、もし最初の警報が出されてから4日間以内に本震が発生しなければ、群発地震で終わる可能性が高いことが分かった。これらの結果は、過去15年間に伊豆地方で発生した、マグニチュード $M_m \geq 5.0$ および $M_m \geq 6.0$ の本震それぞれ22個および7個について得られたものであり、予報の精度を上げるためには今後のデータの蓄積と前震発生機構の物理的解明が望まれる。

(前田憲二)

参考文献

- Agnew, D. C. and L. M. Jones, 1991: Prediction probabilities from foreshocks, *J. Geophys. Res.*, **96**, 11959-11971.
- Aki, K., 1981: A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in "Earthquake Prediction: An International Review", ed. by D.W. Simpson and P.G. Richards, Maurice Ewing Series, 4, AGU, Washington D.C., 566-574.
- Hagiwara, Y., 1974: Probability of earthquake occurrence as obtained from a Weibull distribution analysis of crustal strain, *Tectonophysics*, **23**, 313-318.
- 石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, 1985: SEIS-PCの開発一概要一, 情報地質, **10**, 19-34.

- 石川有三, 1987 : 気象庁震源データの変遷とその問題点, 駿震時報, **51**, 47-56.
- Jones, L. M., 1985 : Foreshocks and time-dependent earthquake hazard assessment in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1669-1679.
- Jones, L. M. and P. Molnar, 1979 : Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3596-3608.
- Kagan, Y. and L. Knopoff, 1977 : Earthquake risk prediction as a stochastic process, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **14**, 97-108.
- Kagan, Y. Y. and L. Knopoff, 1987 : Statistical short-term earthquake prediction, *Science*, **236**, 1563-1567.
- Keilis-Borok, V. I., L. Knopoff, I. M. Rotvain and C. R. Allen, 1988 : Intermediate-term prediction of occurrence times of strong earthquakes, *Nature*, **335**, 690-694.
- Keilis-Borok, V. I., L. Knopoff, I. M. Rotvain and T. M. Sidorenko, 1980 : Bursts of seismicity as long-term precursors of strong earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **85**, 803-811.
- Keilis-Borok, V. I. and V. G. Kossobokov, 1990 : Times of increased probability of strong earthquakes ($M \geq 7.5$) diagnosed by algorithm $M8$ in Japan and adjacent territories, *J. Geophys. Res.*, **95**, 12413-12422.
- Maeda, K. and A. Yoshida, 1990 : A probabilistic estimation of earthquake occurrence on the basis of the appearance times of multiple precursory phenomena, *J. Phys. Earth*, **38**, 431-444.
- 前田憲二・吉田明夫, 1991 : ワイブル分布を用いた地震発生確率—静岡市付近の地震活動への適用—, 地震2, **44**, 147-150.
- Mogi, K., 1963 : Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 615-658.
- Mogi, K., 1985 : Earthquake Prediction, Academic Press, Tokyo, 355 pp.
- Reasenber, P. A. and L. M. Jones, 1989 : Earthquake hazard after a mainshock in California, *Science*, **243**, 1173-1176.
- Rikitake, T., 1976 : Recurrence of great earthquakes at subduction zones, *Tectonophysics*, **35**, 335-362.
- Sauber, J. and P. Talwani, 1980 : Application of Keilis-Borok and McNally prediction algorithms to earthquakes in the Lake Jocassee area, South Carolina, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **21**, 267-281.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・萩野 泉・高橋正義, 1978 : 1978年伊豆大島近海地震前後の地震活動, 地震研究所彙報, **53**, 675-706.
- Utsu, T., 1961 : A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.
- 宇津徳治, 1978 : 前震と群発地震の識別に関する一調査, 地震2, **31**, 129-135.
- Utsu, T., 1984 : Estimation of parameters for recurrence models of earthquakes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **59**, 53-66.
- Vere-Jones, D., 1978 : Earthquake prediction - a statistician's view, *J. Phys. Earth*, **26**, 129-146.
- Yamashina, K., 1981 : Some empirical rules on foreshocks and earthquake prediction, in "Earthquake Prediction: An International Review", ed. by D.W. Simpson and P.G. Richards, Maurice Ewing Series, 4, AGU, Washington D.C., 517-526.
- Yoshida, A., 1990 : Characteristics of foreshock activities associated with large shallow intraplate earthquakes in the Japanese islands, *Pap. Met. Geophys.*, **41**, 15-32.

1.4 本震直前における前震活動の静穏化

(1) はじめに

前震活動は、それをふだんの地震活動とどうやって区別するかという問題は残っているものの、地震予知にとって期待される現象の一つであることに変わりはない。過去に行われた前震活動に関する調査によれば、マグニチュード5以上の日本の内陸地震で何らかの前震を伴う地震というのは、観測能力にもよるが最近30年の平均的割合としては40%程度で、また、地域性が強いことなどが分かっている (Mogi, 1963; Yoshida, 1990)。前震は本震のどれくらい前に起こっているかを、最近まとめられた地震前兆現象データベース (気象研地震火山研究部, 1990) のデータを用いていろいろな地震を重ね合わせてプロットしてみると (Figure 1.28) 前震は本震の直前に多いことが分かる。同様の結果は Jones and Molnar (1976) によっても得られている。しかし、この図は前震活動のピークで本震が起こるということを必ずしも意味するものではない。実際、いくつかの地震については前震活動が次第に活発化していったその頂点で本震が発生するのではなく、本震発生の直前はむしろ静かになっていることが指摘されている (例えば、津村・他, 1977; Mogi, 1985; Yoshida, 1990 など)。茂木 (1967) は前震の活動様式には活動が次第に活発化して本震に至る連続型と、いったん活動が低下して本震が発生する不連続型があることを指摘したが、それらの割合については明示していない。また、従来連続型といわれていた地震も、もっと詳しく調べてみると直前に静穏化がある場合もあるのではないかとされる。もし、直前の静穏化が一般的に現れる現象であるのなら、本震の直前予知にとって有益な情報を与える可能性があるであろうし、また、本震発生のメカニズムを考える上でも重要な現象だと考えられる。そこで、過去に日本付近で発生した地震について本震の直前2日間における前震活動を詳しく調べることによって、直前の静穏化(“なぎ”)がどの程度一般的な現象なのかを明らかにするとともに、そのメカニズムについても考察してみた。

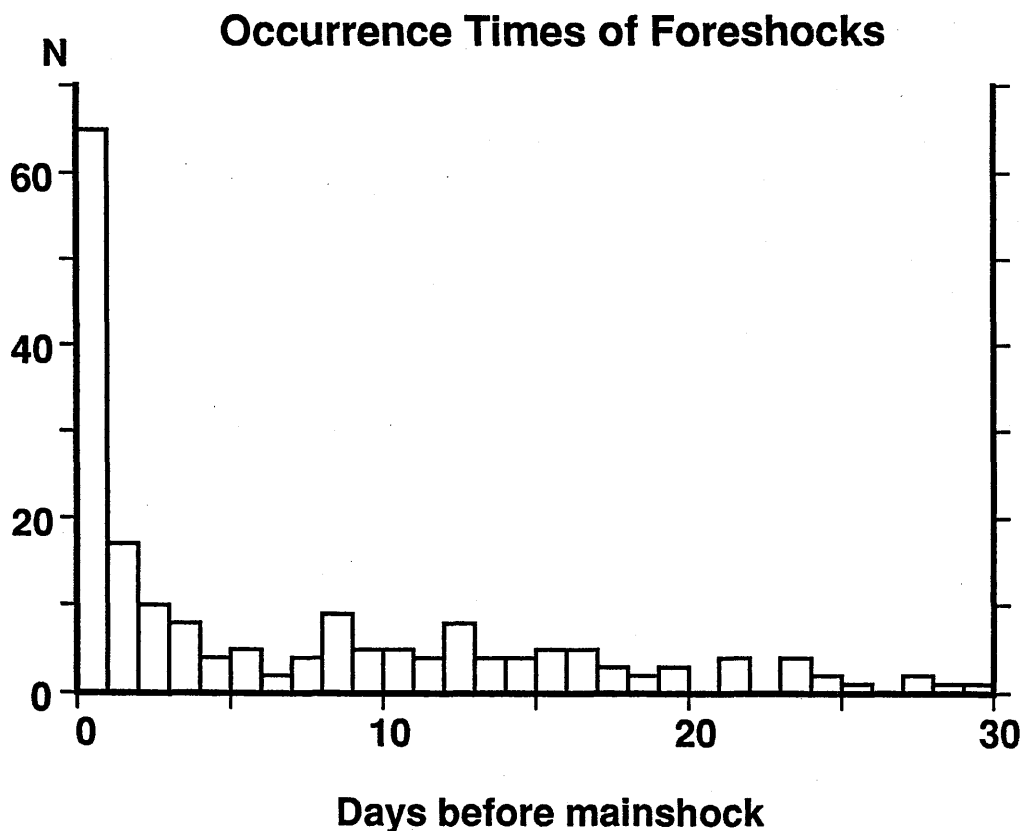


Figure 1.28 Histogram of times of foreshocks before mainshocks. (Data is taken from Seismology and Volcanology Research Department of MRI (1990).)

(2) データ

解析に用いた前震の資料は以下のものである。

I. 1872年～1983年の期間

主に鈴木(1985)の「前震の記録」によった。これは気象庁の地震調査原簿、地震報告、火山報告、地震月報などをもとに、前震を伴った230個の地震について前震の頻度分布図などと共に列挙したものである。震源の決まらない地震についても記録のある観測点配置、S-P時間、有感範囲などから本震の近傍の地震と推定されるものは前震に含めてある。また、鈴木(1985)の資料だけでは活動が不明なものは原資料まで遡って調べた。詳しい報告のあるいくつかの地震についてはその報告書の資料も参考にした。

II. 1984年～1990年の期間

気象庁地震月報に掲載されている日本付近に発生した地震のデータを用い

- ① 内陸地震については $M \geq 5.0$ の全ての本震について調査し、
- ② 内陸地震以外の地震については $M \geq 6.5$ の全ての本震について調査した。

前震の空間的定義は本震の緯度、経度のそれぞれ ± 0.2 度以内の地震を一応の目安にしたが、前震活動のクラスターがこの範囲を越える場合(②の地震にみられることが多い)には一まとまりのクラスターと思われる範囲までを前震として扱った。

I および II の地震のうち本震の直前の前震活動が活発で活動の推移が比較的よく分かる地震、すなわち、前震の個数が直前の2日間で10個以上ある合計53個の地震について静穏化があったかどうかを調べた。

(3) 静穏化の定義

ここでは本震直前2日間の活動様式を(A) 静穏化のあったもの、(B) なかったもの、(C) どちらともいえないもの、の3つに分類し、さらに、なかったものについては、(B1) ほぼ一定型と、(B2) 増加型に分けた。分類の基準を作成するに当たっては、地震活動の持つゆらぎを考慮しそれぞれ以下のように定めた。なお、以下の定義において、時間別あるいは10分間別地震個数の最大値を N_{max} 、最大値以降本震までの間の最小値を N_{min} と表すことにする。

(A) 静穏化ありの定義

- ・ 本震直前の2日間の時間別地震数について以下の基準(A)を満たすもの。
- ・ 時間別地震数では基準(A)を満たさなくても、直前の2時間の10分間別地震数について以下の基準(A)を満たすもの。

基準(A)

- ・ $N_{min} \neq 0$ のとき $N_{max} / N_{min} \geq 5$
- ・ $N_{min} = 0$ のとき 最大値を含む連続2区間の合計地震数 ≥ 5

(B) 静穏化なしの定義

(B1) ほぼ一定型

- ・ 静穏化あり及び増加型以外の地震であり、
- ・ 本震直前の2日間の時間別地震数について以下の基準(B1)を満たすもの。
- ・ 時間別地震数で直前の1時間が最大のときは直前の2時間について10分間別地震数について以下の基準(B1)を満たすもの。

基準(B1)

- ・ $N_{min} \geq 1$ であり、かつ
- ・ $N_{max} / N_{min} \leq 3$

(B2) 増加型

- ・本震直前の2日間の時間別地震数をみたとき、直前の1時間が最大値を示し、かつ
- ・直前の2時間について10分間別地震数をみたとき以下の基準(B2)を満たすもの。

基準(B2)

- ・ $N_{min} \geq 1$ であり、かつ
- ・ $N_{max} / N_{min} \leq 2$

(C) どちらともいえないものの定義

- ・上記(A)および(B)の定義に当てはまらない地震。

(4) 分類結果

上記の定義により53個の地震の前震活動を分類したところ、静穏化ありとされた地震は37個(70%)、静穏化なしは9個(17%) (うちほぼ一定型が5個(9%)、増加型が4個(8%))、どちらともいえないものが7個(13%)となり、圧倒的に直前に静穏化が認められる地震の数が多いことが分かった。Table 1.3に静穏化ありと分類された地震のリストを、Table 1.4に静穏化なしとされた地震を、Table 1.5にはどちらともいえないもののリストを示した。なお、Table 1.3には前震数が10個未満のものでも静穏化ありの条件を満足した5個の地震も参考として載せておいた。また、静穏化があった地震の例として、1930年北伊豆地震(M7.3)の時間別前震数をFigure 1.29に、1978年伊豆大島近海地震(M7.0)の前震発生時系列(縦軸はマグニチュード)のグラフをFigure 1.30に示す。一方、静穏化がないとされた地震はすべて火山性の地震か群発地震であった。増加型とされた地震について詳しくみると、時間別地震数では単調に増加するものもあるが、10分間別では単調増加するものではなく、増減を繰り返しながら増えていくものばかりであった。次に、静穏化が認められたTable 1.3の全ての地震について本震のマグニチュードと前震活動の最盛時から本震までの時間 T_p (MA) との関係を図示してみると(Figure 1.31)ほとんど相関がないことが分かる。これは、Figure 1.32に示されるような、Mogi (1985) が指摘した第2種地震空白域(本震の数年から数10年前に本震近傍に現れる地震活動の静穏化のこと)の場合とは明らかに異なる特徴である。 T_p (MA) の頻度分布はFigure 1.33のようになるが、この図から本震直前の2日間を詳しくみてもFigure 1.28でみられた傾向は続いており、本震の直前に前震活動のピークがあるものが多いことが分かる。この分布をワイブル分布で近似し、前震活動のピークが現れてからある時間が経過した後に本震が発生する確率を示したのがFigure 1.34の P_c である。これを見ると時間が経過してもそれほど発生確率は変化していないことが分かるが、言い換えると、本震は前震のピークからある特定の時間が経った後に発生しやすくなるということはないことになる。ただし、これは後で述べるいろいろなメカニズムで起こりうる静穏化現象をまとめてみたときの結果であり、もし、メカニズムによって静穏化現象を分類することができれば異なる結果が得られる可能性もある。

(5) 直前の静穏化のメカニズム

直前の静穏化の原因は今のところ特定することはできないが、第2種の空白域の場合について考えられているメカニズムから類推して、主に次の5つが考えられる。これらのモデルはどれか1つが正しいというよりは、前震の起こり方の多様性を考えると、地震によって対応するモデルは異なるのではないと思われる。

① 強度分布、あるいは応力分布の不均質モデル

Kanamori (1981) は第2種空白域の出現する理由として、地殻の強度分布がFigure 1.35で示されるように2つのモードを持つアスペリティモデルを考えた。この図で示されるように、外部応力が次第に高くなるにつれて強度分布の最初のピークの部分で地震活動が活発になるが、さらに応力が高まると強度分布の谷にあたるところで活動が一時低

Table 1.3 Earthquakes preceded by a seismic lull.

No.	Year	Mon.	Day	Name of Earthquake	Mm	Mf	Md (Mm-Mf)	Tl hour	Ta hour	* Data from	Remarks
1	1905	6	7	Near Izu-Oshima	5.8	-	-	-	31	(1)	accompanying eruption
2	1913	6	30	W Kagoshima	5.9	5.7	0.2	23.4	22	(2)	
3	1914	1	12	Sakurajima	7.1	-	-	-	22	(3)	
4	1918	11	11	Omachi	6.5	5.9	0.6	13.1	13	(2)	
5	1927	12	4	Chijiwa Bay	5.4	5.0	0.4	8.4	8	(2)	8 events
6	1930	3	22	Near Ito	5.9	-	-	-	0.8	(1)	
7	1930	11	26	Kita-Izu	7.3	5.1	2.2	12.0	11	(4)	
(8)	1941	7	15	N Nagano	6.1	3.7	2.4	2.0	0.8	(2)	
9	1943	1	7	Near Okinawa	6.0	-	-	-	25	(1)	
10	1943	12	11	Near Mikurajima	5.4	4.6	0.8	15.4	43	(2)	
11	1945	1	13	Mikawa	6.8	5.9	0.9	36.6	37	(2)	
12	1946	12	22	C Kumamoto	5.0	-	-	-	10	(2)	
13	1948	12	16	Near Izu-Oshima	5.1	4.9	0.2	9.8	9	(2)	9 events
14	1952	10	27	Far off Sanriku	6.5	6.4	0.1	1.3	1.2	(1)	
15	1957	1	9	Near Izu-Oshima	4.5	4.2	0.3	1.7	1.5	(2)	
(16)	1957	5	30	Near Okusirijima	5.1	4.6	0.5	28.3	28	(2)	
17	1957	11	11	Near Niijima	6.0	5.5	0.5	10.9	7	(2)	accompanying eruption
18	1961	7	22	Near Izu-Oshima	4.6	-	-	-	0.5	(2)	
19	1962	8	26	Near Miyakejima	5.9	-	-	-	6	(5)	
20	1963	10	13	Off Iturup	8.1	6.3	1.8	17.8	16	(2)	
21	1966	4	5	Near Matsushiro	5.4	-	-	-	1.0	(1)	8 events
22	1966	8	6	Near Kozujima	4.0	-	-	-	6	(2)	
(23)	1968	9	21	N Nagano	5.3	4.0	1.3	3.7	3	(2)	
(24)	1971	2	15	Chijiwa Bay	4.6	4.2	0.4	0.4	0.7	(2)	
25	1973	11	14	Near Izu-Oshima	4.1	3.5	0.6	7.8	7	(2)	8+α events
26	1974	5	3	E off Chiba	5.2	5.1	0.1	15.9	16	(2)	
27	1975	1	23	N Kumamoto	6.1	5.5	0.6	33.6	27	(1)	
28	1976	2	9	Hokkawa	3.6	1.8	1.8	6.7	7	(6)	
29	1976	6	16	E Yamanashi	5.5	4.7	0.8	2.0	1.8	(7)	
(30)	1976	8	18	Kawazu	5.4	3.0	2.4	1.4	1.5	(6)	
31	1978	1	14	Izu-Oshima-Kinkai	7.0	4.9	2.1	2.6	3	(8)	
32	1978	1	29	N Nagano	3.7	3.3	0.4	2.4	1.0	(2)	
33	1978	3	25	Near Iturup	7.3	6.7	0.6	43.3	39	(2)	accompanying eruption
34	1978	12	3	E off Izu Pen.	5.4	3.5	1.9	45.2	4	(8)	
35	1980	6	29	E off Izu Pen.	6.7	4.9	1.8	28.2	24	(8)	
36	1980	9	10	W off Miyakejima	5.6	3.9	1.7	4.1	3	(2)	
37	1982	7	23	Off Ibaraki	7.0	5.4	1.6	20.9	21	(2)	
38	1983	1	20	E off Izu Pen.	4.5	3.9	0.6	37.6	38	(8)	
39	1983	5	21	E Boso Pen.	5.0	4.1	0.9	15.7	8	(2)	
40	1987	2	6	E off Fukushima	6.7	6.4	0.3	0.9	0.3	(8)	
41	1989	7	9	E off Izu Pen.	5.5	4.7	0.8	45.5	46	(8)	accompanying eruption
42	1989	10	29	E off Sanriku	6.5	6.0	0.5	2.3	2.0	(8)	

Mm and *Mf* represent the magnitude of mainshock and the largest foreshock, respectively. *Tl* and *Ta* show the duration time between the occurrence of the largest foreshock and mainshock and that between the most active time of foreshocks and the occurrence of mainshock, respectively. * (1):The original observation registers of earthquake of the Japan Meteorological Agency. (2):Suzuki(1985). (3):Omori(1914). (4):Sagisaka(1931). (5):The Volcanological Bulletin of the Japan Meteorological Agency. (6):Tsumura et al.(1977). (7):Seismological Division of JMA(1977). (8):The Seismological Bulletin of the Japan Meteorological Agency.

Table 1.4 Earthquakes preceded by no seismic lull.

(A) Nearly constant type

No	Year	Mon.	Day	Name of Earthquake	M _m *	Data from*	Remarks
1	1934	9	13	Near Yakushima	5.5	(1)	accompanying eruption
2	1972	1	14	Near Izu-Oshima	3.8	(2)	
3	1982	12	28	Near Miyakejima	6.4	(8)	
4	1983	10	3	Near Miyakejima	6.2	(5)	
5	1987	5	11	E off Izu Pen.	5.0	(8)	

* The same definition in Table 1.3.

(B) Increasing type

No	Year	Mon.	Day	Name of Earthquake	M _m *	Data from*	Remarks
1	1965	11	13	Near Torishima	6.5	(2)	accompanying eruption
2	1986	11	21	Near Izu-Oshima	5.1	(8)	
3	1986	11	22	Near Niijima	6.0	(8)	
4	1988	7	31	E off Izu Pen.	5.2	(8)	

* The same definition in Table 1.3.

Table 1.5 Unclassifiable earthquakes.

No	Year	Mon.	Day	Name of Earthquake	M _m *	Data from*	Remarks
1	1925	8	10	W Oita	4.4	(2)	
2	1942	11	7	Near Izu-Oshima	4.9	(2)	
3	1956	12	22	Near Mikurajima	6.0	(1)	
4	1965	11	6	Near Kozujima	5.6	(2)	
5	1975	9	25	Near Amamioshima	5.3	(2)	
6	1978	4	7	E off Chiba	6.1	(2)	
7	1981	1	19	Off Miyagi	7.0	(1)	

* The same definition in Table 1.3.

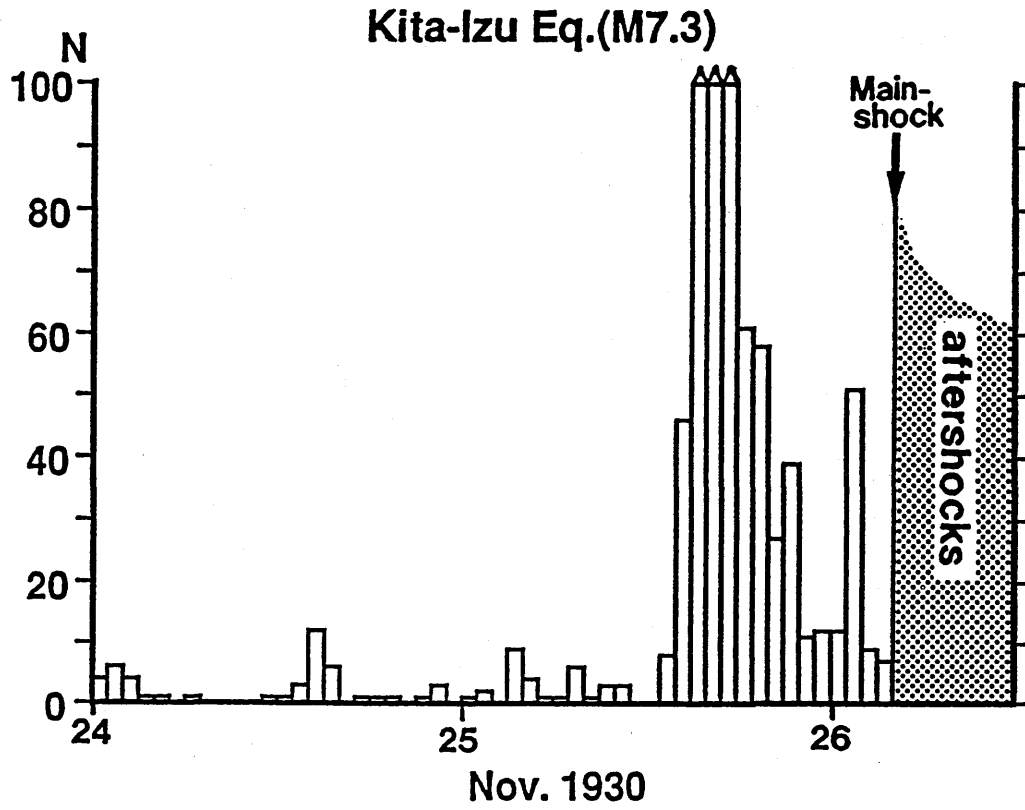


Figure 1.29 Hourly number of foreshocks observed before the 1930 Kita-Izu earthquake (M7.3).

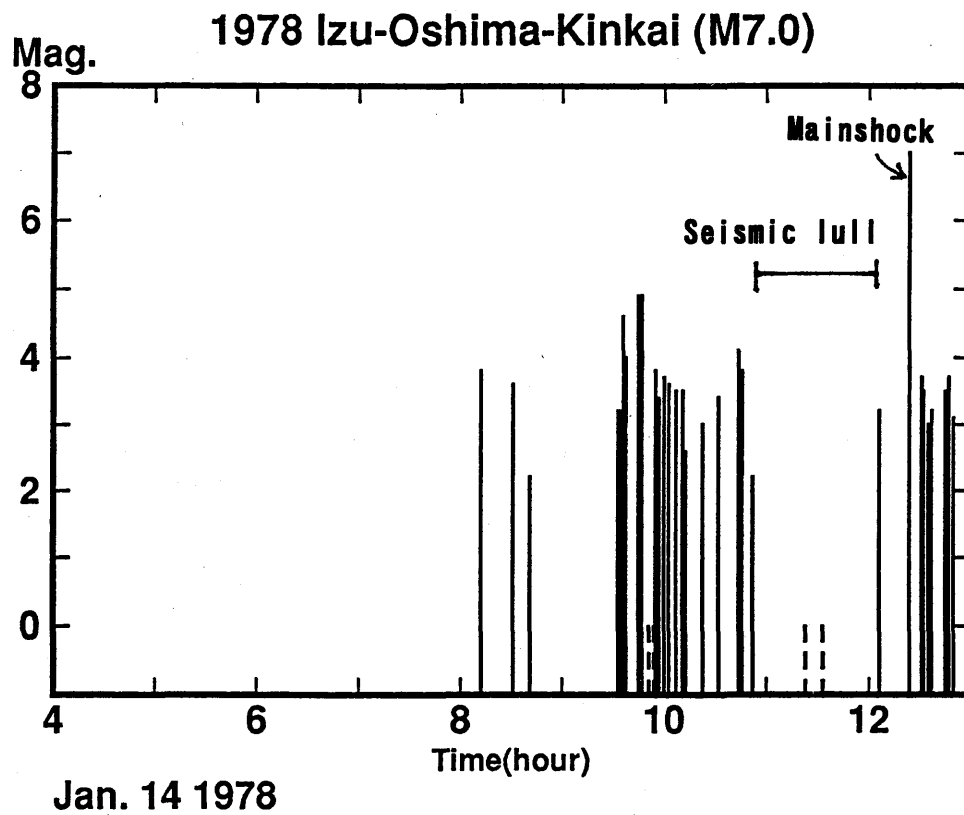


Figure 1.30 Magnitude-Time diagram for the foreshock activity before the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake (M7.0).

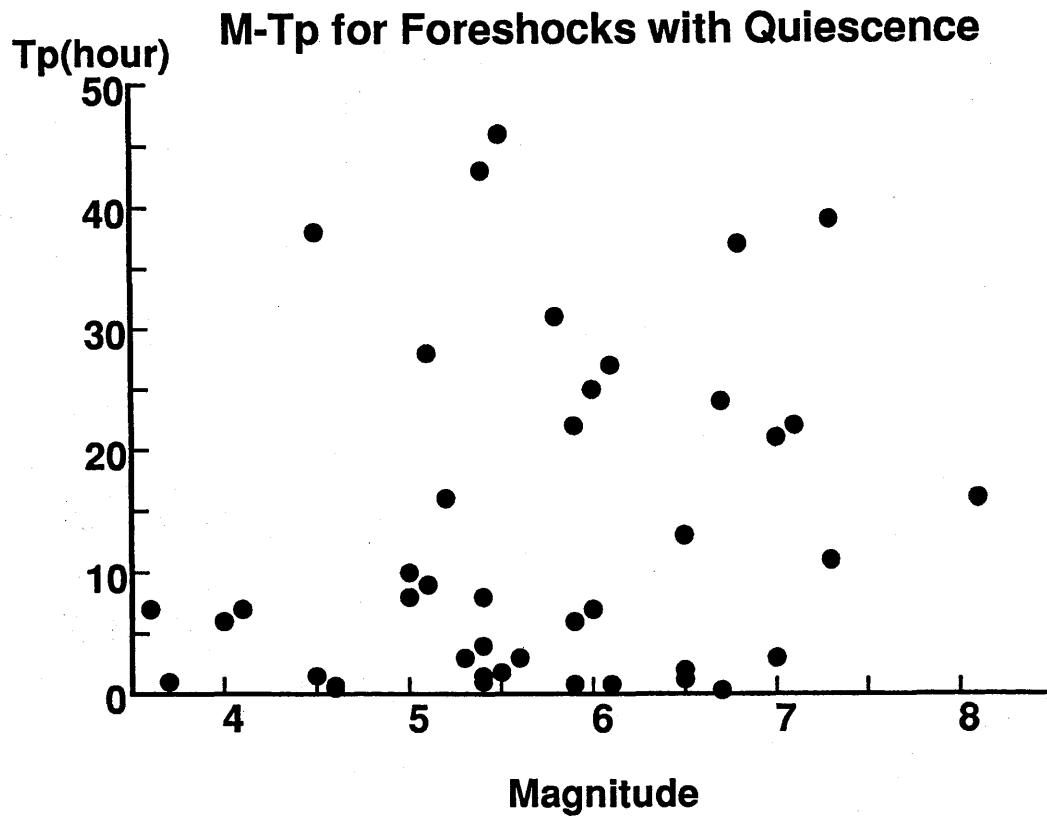


Figure 1.31 The most active times from mainshocks of foreshock activities that were followed by a quiescence before mainshocks as a function of magnitudes of the mainshocks.

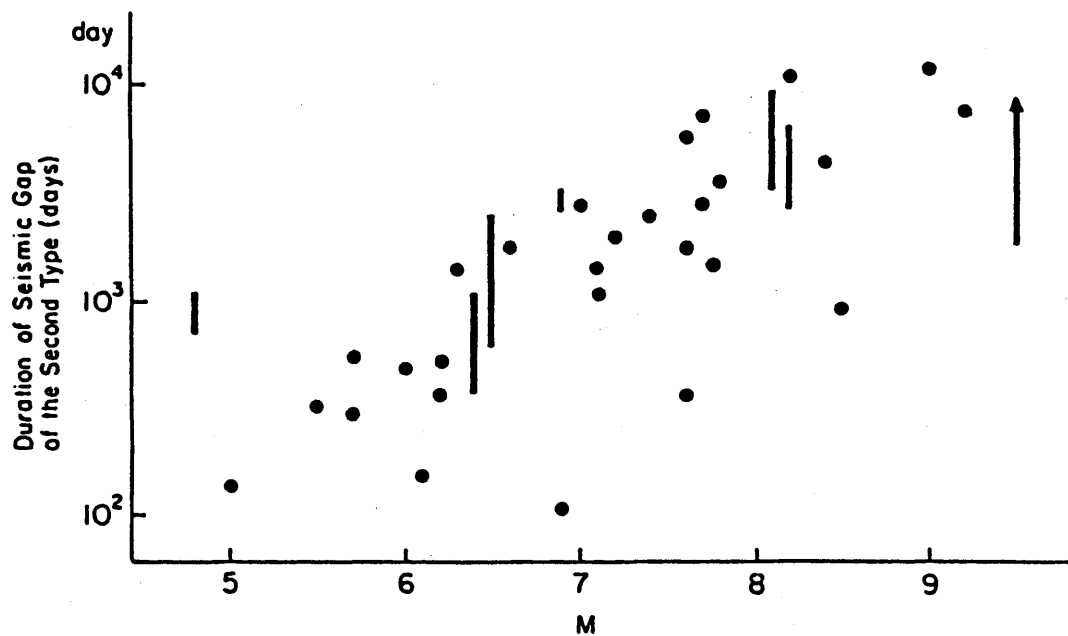


Figure 1.32 Relationship between magnitude M and duration of seismic gap of the second type. (Figure from Mogi (1985), and data mainly from Kanamori (1981).)

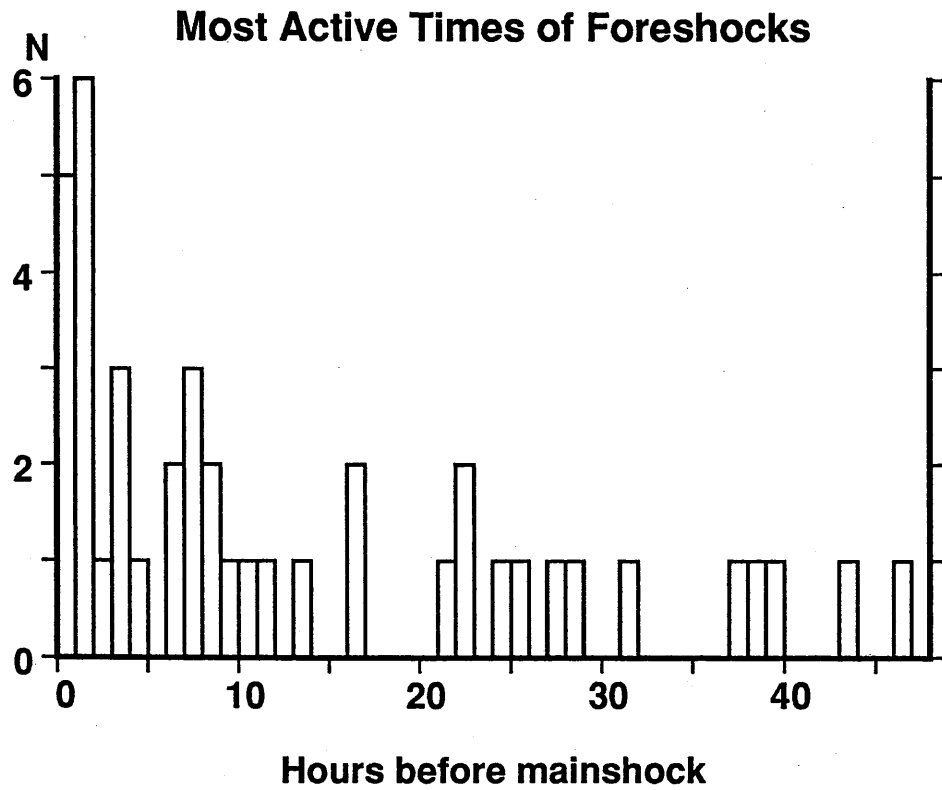


Figure 1.33 Distribution of the most active times of foreshock activities that are followed by a quiescence before mainshocks.

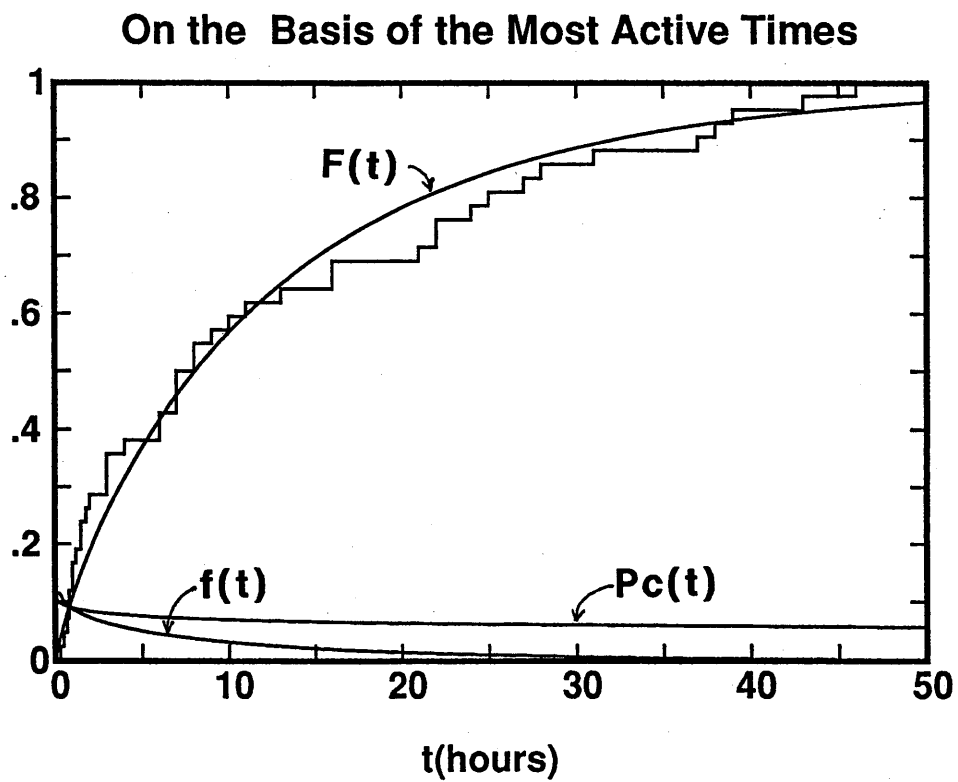


Figure 1.34 Time variations of conditional probability ($P_c(t)$) of occurrence of a mainshock during an hour at t hours after the most active time of foreshocks, probability density ($f(t)$), and cumulative probability ($F(t)$). Cumulative number of data is also plotted.

下する。しかし、もっと応力が増加すると最終的破壊を引き起こす第2のピークの近傍で再び活動が活発になり本震に至るというモデルである。このモデルは、強度分布は一様として、初期応力分布が何らかの理由で不均質になっている場合と等価であると考えられる。これらのモデルでは直前の静穏化の時間が数時間～数10時間であることを考えると分布の谷間の部分が非常に狭くならねばならず、不自然さが感じられる。とはいうものの、地殻はもともと不均質であることを考慮すると不均質性が地震発生に関与していることは間違いない。

② 応力の一時的低下モデル

岩石実験では応力を次第に高めていくと微小破壊が次第に増加するが、一時的に応力を下げると応力が元のレベルに戻るまで急激にその数が減少し、元の応力レベルを越えると再び微小破壊が急増することが知られている。これをカイザー効果というが、実際の地震のようなスケールの大きな破壊においても同じことが起こるとすれば、たとえば前震活動によって応力の一部が解放され、一時的に応力が低下することで静穏化が起こりうると考えられる (Figure 1.36参照)。火山性の地震などのように、地下のマグマ活動による影響を強く受けているような地震の場合には、マグマ活動に伴って応力が急に増減することも十分考えられる。従って火山性地震の場合にはこの理由によるものが多いかも知れない。しかし、もし、再び応力が増加し元のレベルに戻って本震が起こるとすれば、本震の直前にもう一度活発な前震活動があるはずであるが、現実にはこの直前の活動はそれほど活発ではない場合が多い。従って、このモデルで静穏化を説明するためには、応力が下がった状態でも本震が発生するメカニズムも解明される必要がある。

③ ダイラタンシーハードニングモデル

これはScholz (1973) が第2種空白域を説明するために提案したモデルであり、水が重要な役割を果たす。岩石実験によれば、最終破壊の前に多数発生する微小破壊によって岩石内に多数の亀裂が生じ体積が膨張する。また、亀裂が発生することで一時的に間隙水圧が低下し、そのため岩石に加わる有効垂直応力が高くなり結果的に岩石の強度が一時増加するというものである。これを地震活動からみると Figure 1.37に示されるようにダイラタンシーハードニングが起こっている間は前震活動が低下することになる。Scholzは、このモデルによって Figure 1.32のような本震のマグニチュードと静穏化の継続時間との相関関係が説明できるとしたが、直前のなごの場合にはむしろ Figure 1.31に示したように両者に相関関係がないので、何らかのモデルの修正が必要である。

④ 滑り摩擦の変位あるいは速度依存性によるモデル

近年、岩石実験の結果などから滑り摩擦が静止摩擦から動摩擦に低下する仕方は、急激に単調減少するのではなく、変位量あるいは変位速度などに依存しながら、一旦増加した後に低下することなどが分かってきた。Cao and Aki (1984/85) はこの滑り摩擦の性質を地震の場合まで拡張することによって、地震発生を数値シミュレーションした。そ

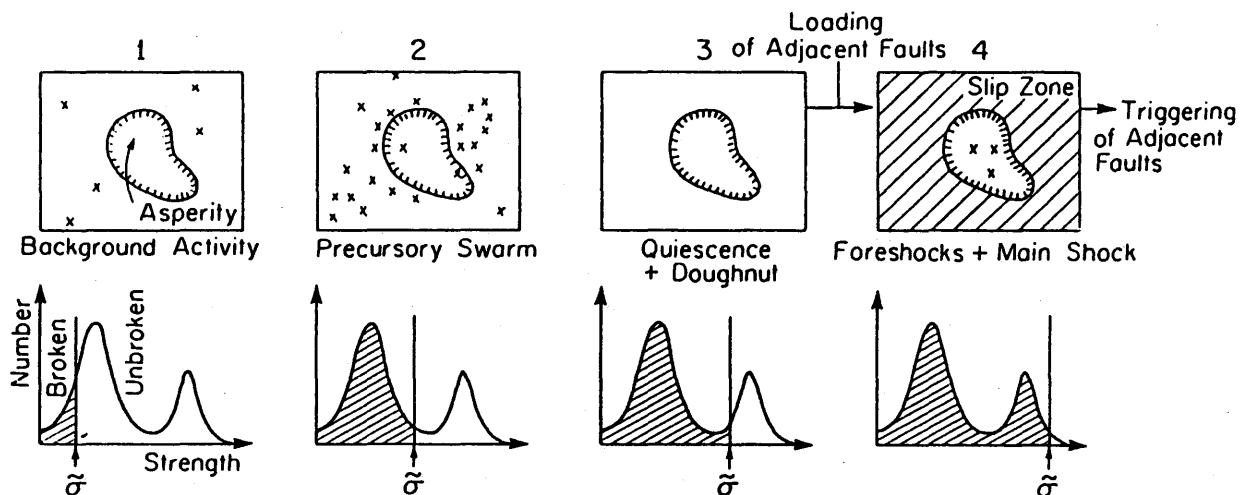


Figure 1.35 Sequence of seismicity pattern predicted by the bimodal asperity model. σ is the stress on subfaults (Kanamori, 1981).

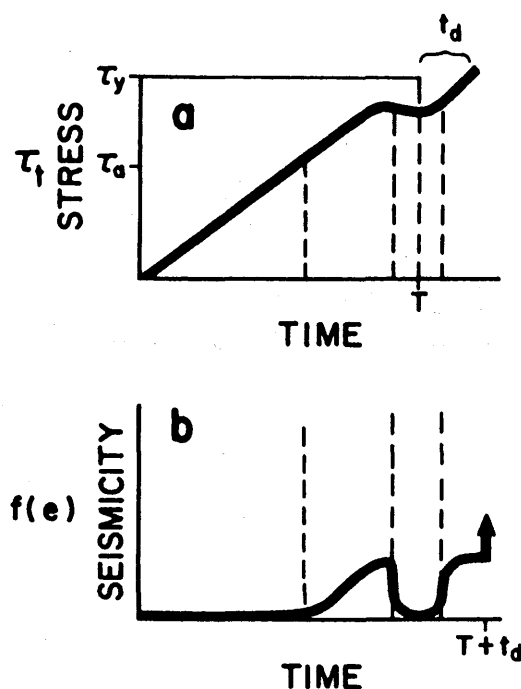


Figure 1.36 Seismicity variation (bottom) predicted by assuming a perturbation in tectonic stress (top); τ_y represents a local frictional yield stress, τ_t is the local tectonic stress, and τ_a is some critical stress at which the seismicity starts. T is the recurrence period, and t_d is the time delay from the expected recurrence time (Scholz, 1988).

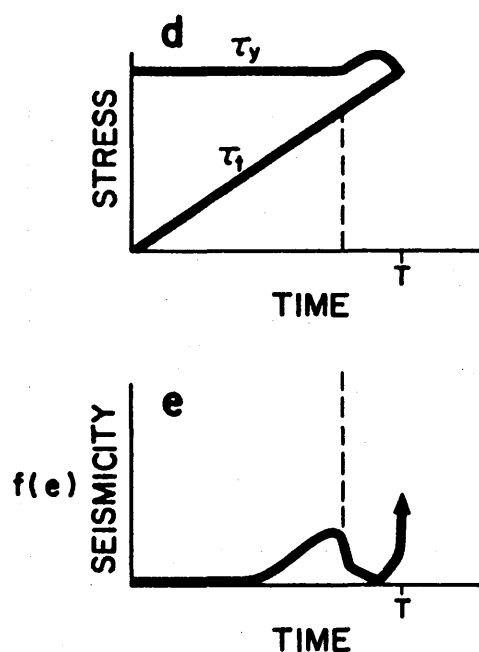


Figure 1.37 Seismicity variation (bottom) predicted by assuming a dilatancy hardening (top). The meaning of symbols is the same as in Figure 1.36 (Scholz, 1988).

の結果、①のモデルのように強度分布に2つのモードをもたせなくとも静穏化が現れることを示した (Figure 1.38)。彼らのモデルは第2種空白域を説明するためのものであるので、図から分かるように静穏化の期間が10年ほどになっているが、おそらくパラメータを適当に選ぶことによって直前の静穏化に対応した値にすることができるものと考えられる。しかし、この摩擦法則は実験室のスケールでしか確認されておらず、実際の地震にまで拡張できるかどうかは今後の課題として残っている。

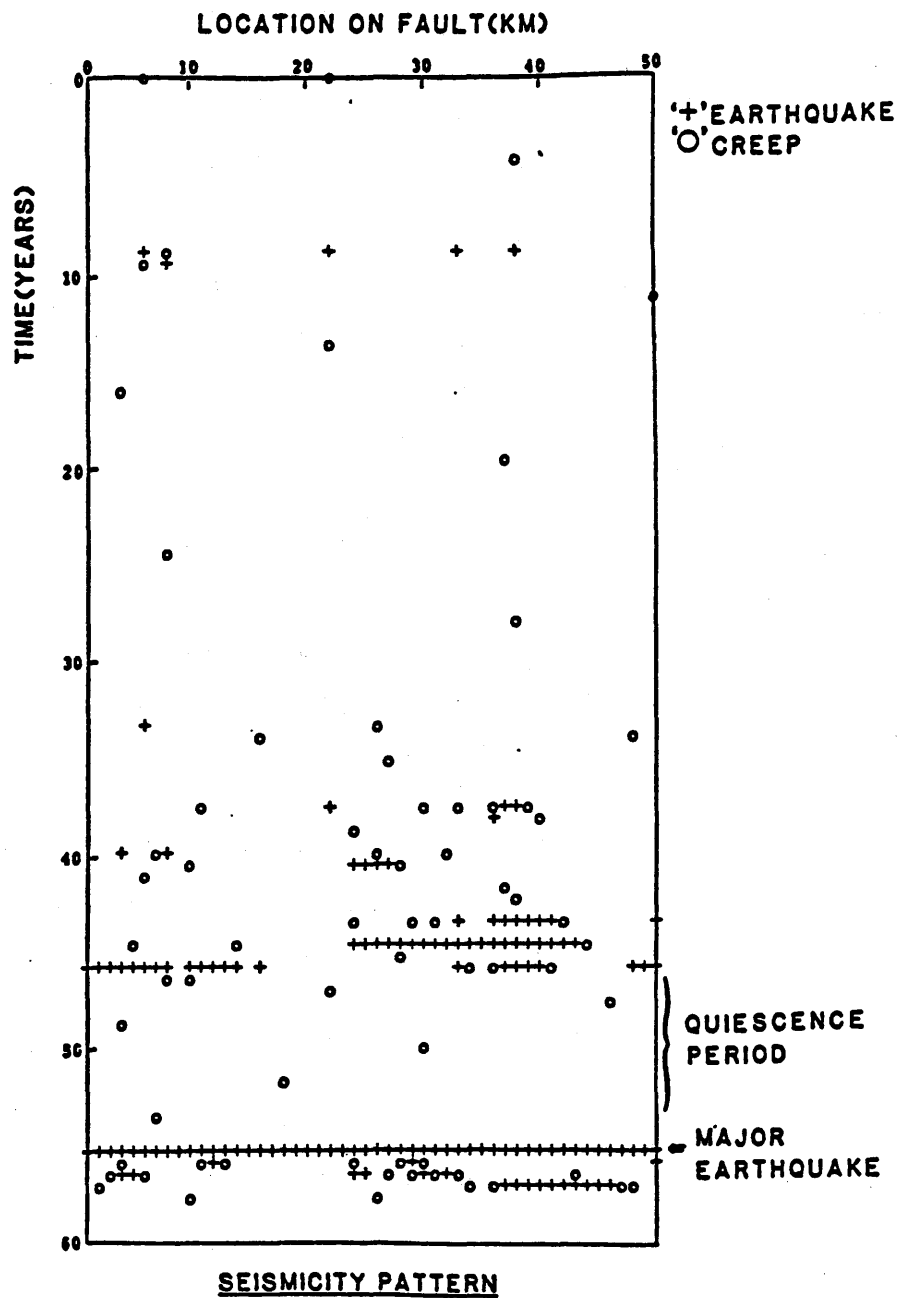


Figure 1.38 Simulated seismicity in the model with the displacement hardening-softening friction law and moderate to heavy heterogeneous fault strength distribution. The circles indicate the starting times of block creep for the particular blocks, and the pluses represent individual earthquakes (Cao and Aki, 1985).

⑤ 前震の余震活動モデル

このモデルは、前震と本震の関係を、本震は前震の余震の一つがたまたま前震より大きくなったもの、と解釈するモデルである。この考え方に立つと、前震直後における前震の余震活動の分布は、よく知られている大森の式で表されるように時間のべき乗で減少するはずであり、このことが本震前の見かけ上の静穏化を生成することになる。また、本震が前震の直接的な余震と考えなくても、前震の余震の影響は時間とともに時間のべき乗で急速に減少するので、その後本震が起これば本震までの間の活動は静穏化したように見える。

(6) まとめ

本震直前2日間の前震活動を詳しく調べたところ、本震直前には静穏化がみられる地震が70%程度あり、少数の静穏化がみられない地震は火山性か群発性の地震であった。また、静穏化がみられた地震の前震活動のピークは本震直前が多いことが分かった。静穏化のメカニズムは特定できないがいくつか考えられ、本震の発生メカニズムを考える上でも重要な意味を持つものと思われる。

(前田憲二)

参考文献

- Cao, T. and K. Aki, 1984/85 : Seismicity simulation with a mass-spring model and a displacement hardening-softening friction law, *Pure Appl. Geophys.*, **122**, 10-24.
- Jones, L. and P. Molnar, 1976 : Frequency of foreshocks, *Nature*, **262**, 677-679.
- Kanamori, H., 1981 : The nature of seismicity patterns before large earthquakes, in *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Ser. 4, AGU, Washington, D.C.*, 1-19.
- 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, **26**, 329pp.
- Mogi, K., 1963 : Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms - the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **41**, 615-658.
- 茂木清夫, 1967 : 前震・群発地震について, 地震2, **20**, 20巻記念特集号, 143-146.
- Mogi, K., 1985 : Earthquake Prediction, Academic Press, Tokyo, pp.96-103, 204.
- Omori, F., 1914, The Sakura-Jima eruptions and earthquakes, I [General account], *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, **8**, 10 pp.
- 鷺坂清信, 1931 : 北伊豆烈震の前震, 余震と気圧との関係, 験震時報, **5**, 131-153.
- Scholz, C. H., L. R. Sykes and Y. P. Aggarwal, 1973 : Earthquake prediction: A physical basis, *Science*, **181**, 803-810.
- Scholz, C. H., 1988 : Mechanisms of seismic quiescences, *Pure Appl. Geophys.*, **126**, 701-718.
- 鈴木雄次, 1985 : 前震の記録, 自費出版, 164 pp.
- 津村建四郎・唐鎌郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 1977 : 伊豆半島における群発地震の観測, 地震研究所彙報, **52**, 113-140.
- Yoshida, A., 1990 : Characteristics of foreshock activities associated with large shallow intraplate earthquakes in the Japanese islands, *Pap. Met. Geophys.*, **41**, 15-32.

1.5 重ね合わせによる直前前震の時間分布

(1) はじめに

(2)節で紹介するように、本震発生前に時間スケールが数10年に及ぶ広義の長期的前震活動が次第に活発化したり、本震前の数ヶ月程度といった短期的な前震の加速的増加が観測された例がある。また、岩石破壊実験においても主破壊前の微小破壊数の加速的増加がみられる例が知られている。これらの現象の特徴は、その増加の仕方が時間の逆べき乗で近似されるような形で加速的に増えていくことであり、予測可能性を示唆する関数形であるため、本震(主破壊)の発生時刻を予測するという観点からは非常に興味深い現象である。

ここでは、本震前2日間の前震活動に焦点をあて、前震活動を重ね合わせたときに見えてくる本震直前における前震発生の統計的時間分布もまた時間の逆べき分布で近似できることを示す。本稿では逆べき分布もべき分布の一種と考え、単にべき分布と呼ぶことにする。

(2) いろいろな時空間スケールでの前震活動の加速的活発化例

1989年10月に米国西海岸で発生したロマ・プリータ地震($M7.1$)の震源を囲む約100 km×200 kmの領域内での地震活動を調べると、本震発生の50～60年前より $M5$ 以上の地震活動が加速的に活発化していたことがBufe and Varnes (1993)により指摘されている。彼らはその増加の仕方がべき分布で良く近似される点に着目し、たとえば地震発生の1年前までのデータを使って来るべき地震の発生時期と大きさのある程度予測できるとした(予測発生時=1990年, 予測 $M=6.8$) (Figure 1.39)。また、その後、Bufe *et al.* (1994)はアラスカ・アリューシャンの地震帯における長さ数100 kmに及ぶ4つの領域で、その当時から遡って10数年前より加速的に地震活動が活発になっていることを見出し、べき法則を適用して将来の地震発生を予測した。その内の1つの領域で、その後1996年6月アダック地震($M7.6$)が発生している(予測発生時=1994.1年, 予測 $M=7.8$)。山本(1998)は岩石破壊実験における微小破壊の物理的考察に基づき、最終破壊前の微小破壊の数が修正べき分布に従うと提案し、この分布を先のロマ・プリータ地震とアダック地震の場合にあてはめ、やはり本震発生時期と規模の予測がある程度可能であるとした。また、Knopoff *et al.* (1996)は米国カリフォルニア州近辺で発生した11個の $M7$ クラス以上の大地震について、10個までがその発生前の数年以内前まで $M5\sim6$ クラスの中規模の地震が震央距離数100 km以内という広い領域で非常に活発化していたと報告している。

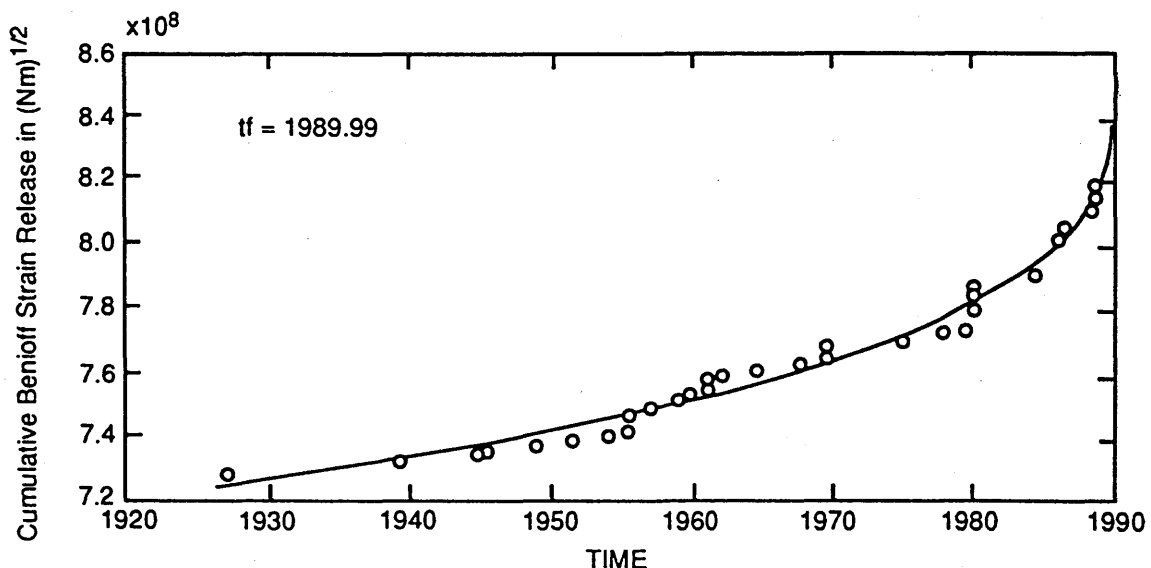


Figure 1.39 Accelerative increase of the cumulative Benioff strain of earthquakes with $M \geq 5$ within about a 100 km wide and 400 km long area in northern California observed before the 1989 Loma Prieta earthquake ($M7.1$) (Bufe and Varnes, 1993). t_f represents the expected time of a large earthquake obtained by fitting the power-law function to the data. The figure is slightly modified from the original one.

一方、1年～数ヶ月といった時間スケールで加速的に前震活動が活発化したという例はあまり報告されていないが、べき的に活動が活発化した代表的例として1993年の長野県西部の地震(M5.1)がある。この地震は、山岡・他(1993)によって報告されているようにVoight(1988)の式をあてはめることによって発生時期の予測が試みられている。Voightの式をあてはめることとべき分布をあてはめることは同等であることが分かっている(Bufe and Varnes, 1993)。ここでは、気象庁で震源が決まったすべての地震データを用い、本震から約10km以内の前震活動について、本震発生から20日前までのデータを用いてその後の活動を予測した場合の結果をFigure 1.40に示す。べき分布と指数分布の2つの関数をあてはめて予測を比較した場合、明らかにべき分布の方がその後の加速的増加の様子を良く表していることが分かる。べき分布をあてはめにより予測された本震発生時刻の最尤推定値と実際の発生時刻との差は1時間以内であり、ほとんど差はない。もっとも、本震発生時刻の推定値の標準偏差は推定時点では約50日と大きい。そのため、予測時刻の一致は偶然の可能性も大きい。本震発生の5日前までのデータを用いて推定した場合は推定値と実際の発生時刻との差はやはり1時間以内、推定値の標準偏差は約3日とさらに精度は良くなる。

ところで、もっと時空間スケールの小さい領域での例として、岩石破壊実験の例がある。吉田・他(1994)はサンドイッチ状に並べられた花崗岩ブロック資料の中央のブロックと両側のブロックとの間にせん断応力を作用させてすべり破壊を生成させる実験を行った。この実験で、彼らは最終破壊の前約5秒間までの微小破壊の積算回数データを用い、べき分布の式をあてはめることにより最終破壊の時刻を予測した(Figure 1.41)。べきの指数の値を精度良く推定できればかなりの精度で最終破壊の時刻を予測できるとしている。

以上のように、非常に幅の広い時空間スケールで本震(主破壊)の前に地震(微小破壊)活動が加速的に、また、べき分布で良く近似できる形で増加する例があることが分かる。しかし、本震の数日前といった時間スケールでは、活発な前震活動を伴う地震の例は群発地震を除き一般的にはごくまれであり、個々の前震-本震系列において、前震活動

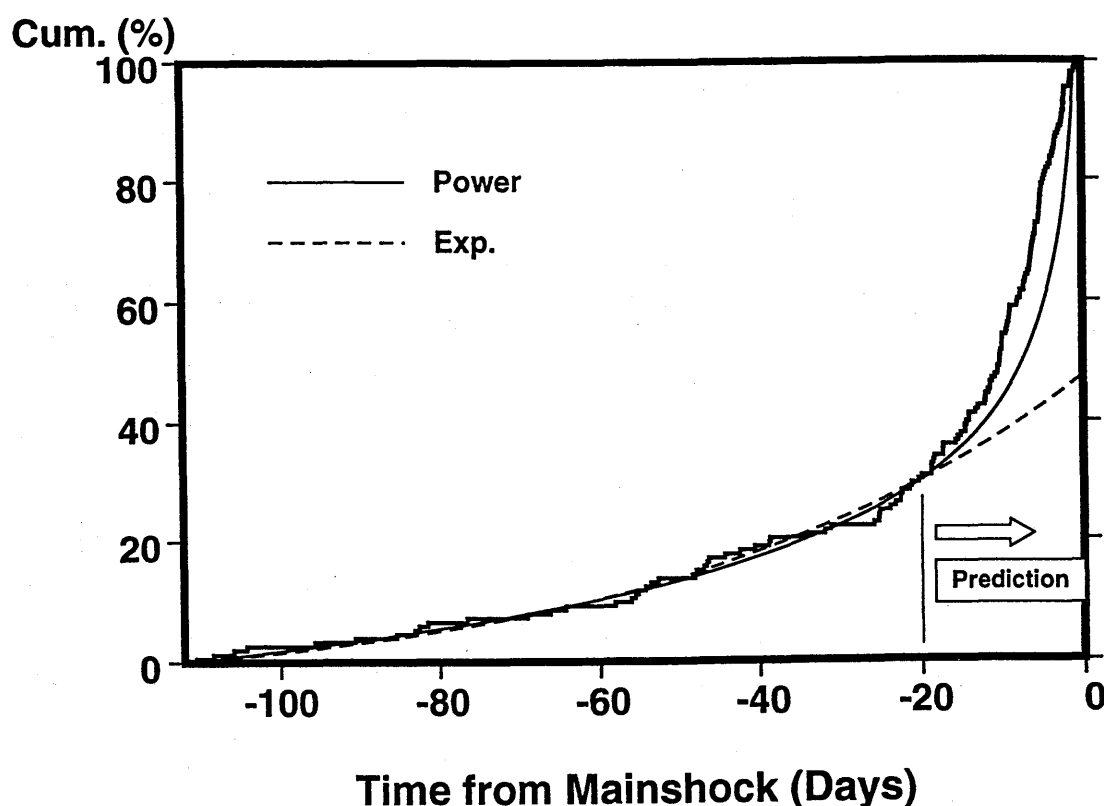


Figure 1.40 Accelerative increase of foreshocks observed before and within 10 km from the 1993 western Nagano earthquake, Japan (M5.1). Solid and broken lines represent the predicted activity by fitting the power-law and exponential functions, respectively, to the data up to 20 days before the mainshock.

が加速的に増加しているかどうかを判断するのは難しい。そこで、ここでは本震発生直前2日間の前震活動に焦点を絞り、多くの前震-本震の時空間分布を重ね合わせることによって前震の発生時間分布の統計的性質を調べた。

(3) 重ね合わせによる本震直前の前震活動の時空間分布

解析には1977年から1997年9月までの期間の気象庁震源データを用いた。まず、元のデータから余震を取り除き、残ったものからM5以上、深さ60 km以浅のものを本震として選び出した。次に、それぞれの本震について、本震発生の2日前以内に震源距離50 km以内、深さ100 km以浅で発生したM3以上の地震をその地震の直前の前震と定義し、選び出した。Figure 1.42に上記の定義により得られた本震の震央分布を、直前前震を伴った本震と伴わなかった本震に分けて示す。直前前震を伴う地震は、割合でみると三陸沖、茨城県沖、伊豆・三宅島付近、日向灘の地域が50~70%と高い値を示している。1つの本震の直前に発生する前震の数は通常多くて数個程度しかないので、ここでは、すべての前震活動は本震に対して同じ確率分布のもとに現れると仮定し、異なる本震に対する前震を重ね合わせて前震の統計的性質を抽出することにする。前震の重ね合わせを行うにあたり、特定の前震活動を強調しないようにするため、1つの本震に対して1つの代表的な前震のみを選び、その発生時間および位置を本震を原点にした時空間座標において重ね合わせた。代表的な前震としては3種類のものを定義した。1つは前震活動の中で規模が最も大きかった最大前震、2つ目は本震までの震源距離が最も近かった最近距離前震、最後は本震までの時間が最も短かった最近時間前震である。しかし、以下の議論ではどの種類の代表前震を選んでも結論に違いはないので、主に最大前震の分布のみについて述べる。重ね合わせによって得られた最大前震の本震に対する時空間分布をFigure 1.43に示す。原点がそれぞれの本震に対応している。この図から、直前の前震活動は時間的にも空間的にも本震の近傍に集中して発生していることが分かる。また、特に震源距離が約30 km以内では前震の発生が本震の発生時に近いほど急激に増加している様子が見てとれる。

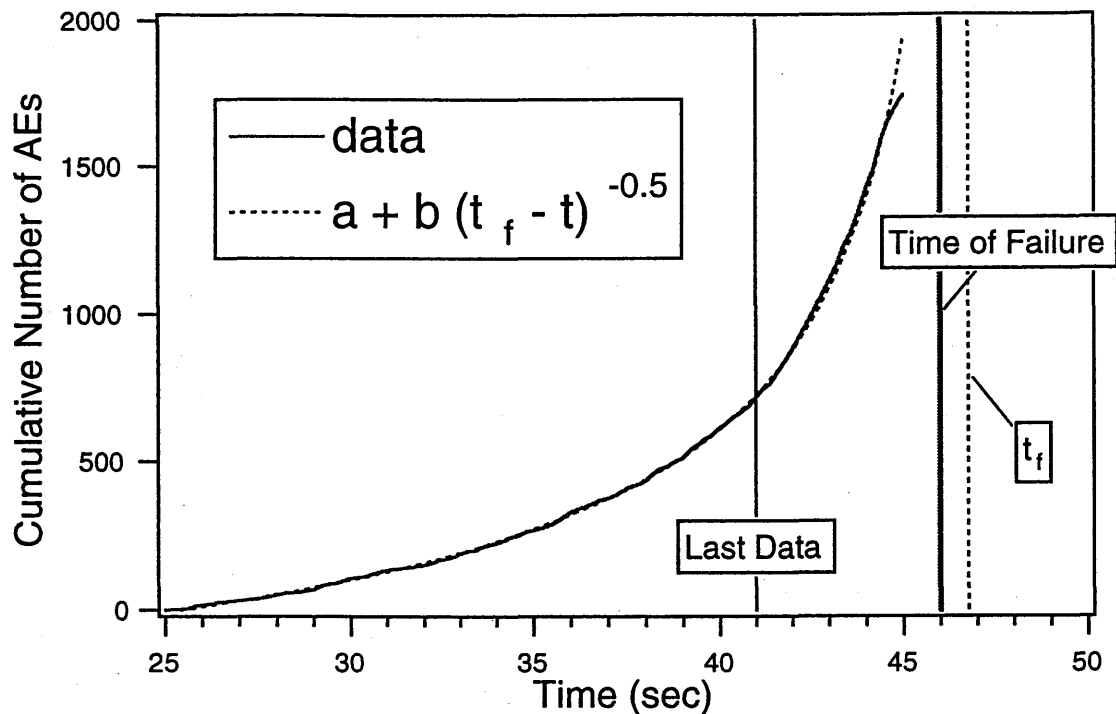


Figure 1.41 Accelerative increase of microfractures before the main rupture in a laboratory rock fracturing experiment. The broken line represents the predicted activity by fitting a power-law type of function to the data up to 5 seconds before the main rupture. The parameters a , b , and t_f are estimated by fitting the power-law function to the data, and t_f represents the expected time of failure (after Yoshida *et al.*, 1994).

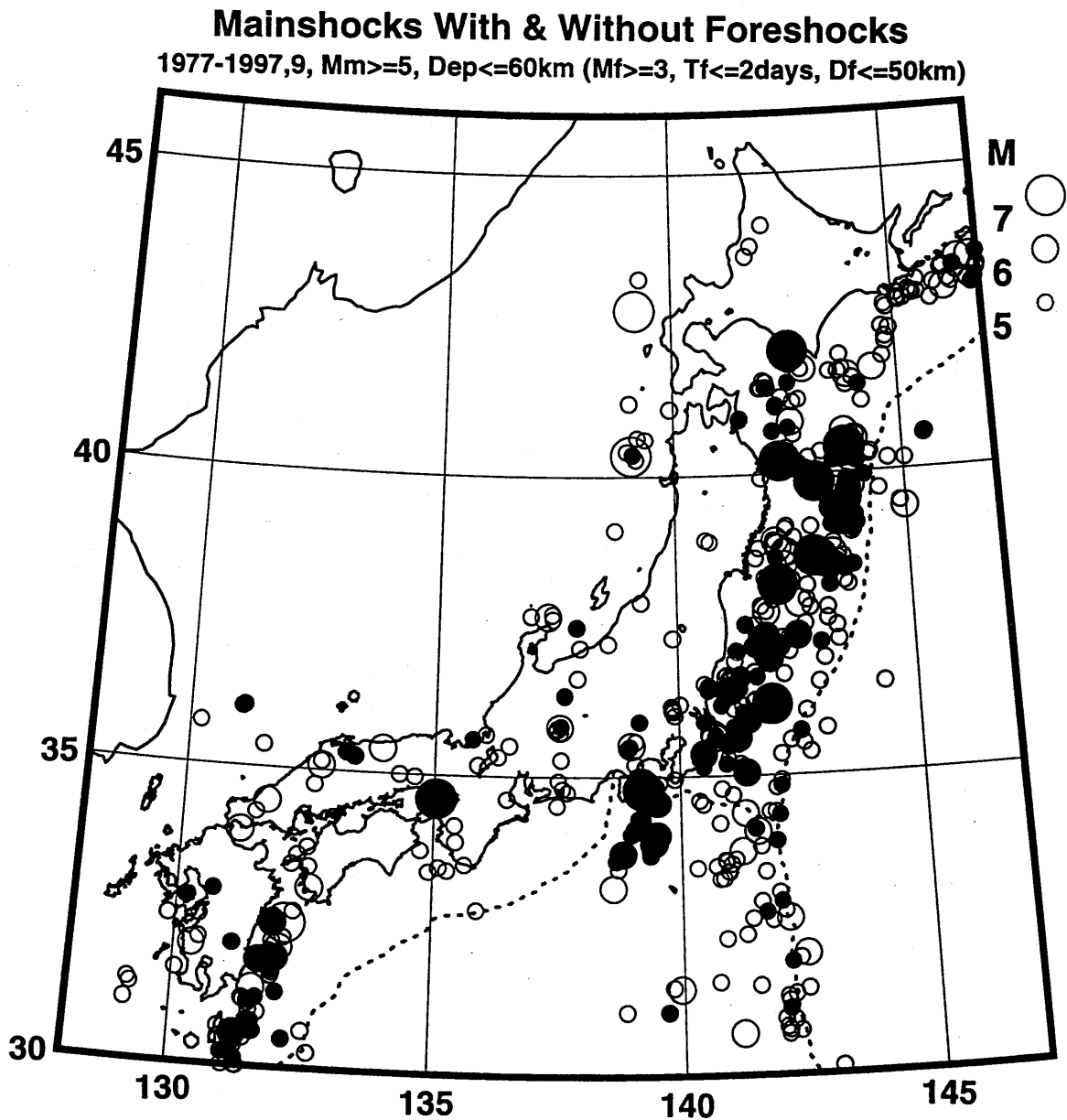


Figure 1.42 Epicentral distribution of investigated mainshocks with $M \geq 5$. Solid circles represent the mainshocks preceded by foreshock(s), and open circles indicate not preceded by foreshock(s).

(4) 直前の前震活動の時間分布はべき分布か指数分布か

本震からの距離が約30 km以内の前震の分布が本震の発生時に近いほど急速に増えている傾向が、べき分布と指数分布のどちらでより良く近似できるかを調べた。べき分布として $A1 + A2 \cdot (A3 - t)^{-A4}$ の関数形を、指数関数として $B1 + B2 \cdot \exp(B3 \cdot t)$ の関数形を用い、データに最適のパラメータ $A1 \sim A4$, $B1 \sim B3$ をそれぞれ最尤法により求めた。パラメータの推定にはUtsu(1997)による余震活動解析プログラムを使用した。重ね合わせによる最大前震の時間分布について、積算データと、べき分布と指数分布による最適曲線をFigure 1.44に示す。図から分かるように、べき曲線の方が全体としてデータに良く適合している。また、曲線のデータへの適合度を示す指標としてAIC値を計算してみると、べき分布と指数分布ではそれぞれ-191.0と-163.3となり(小さい方がより適合していることを示す)、有意にべき分布の方が適しているといえる。

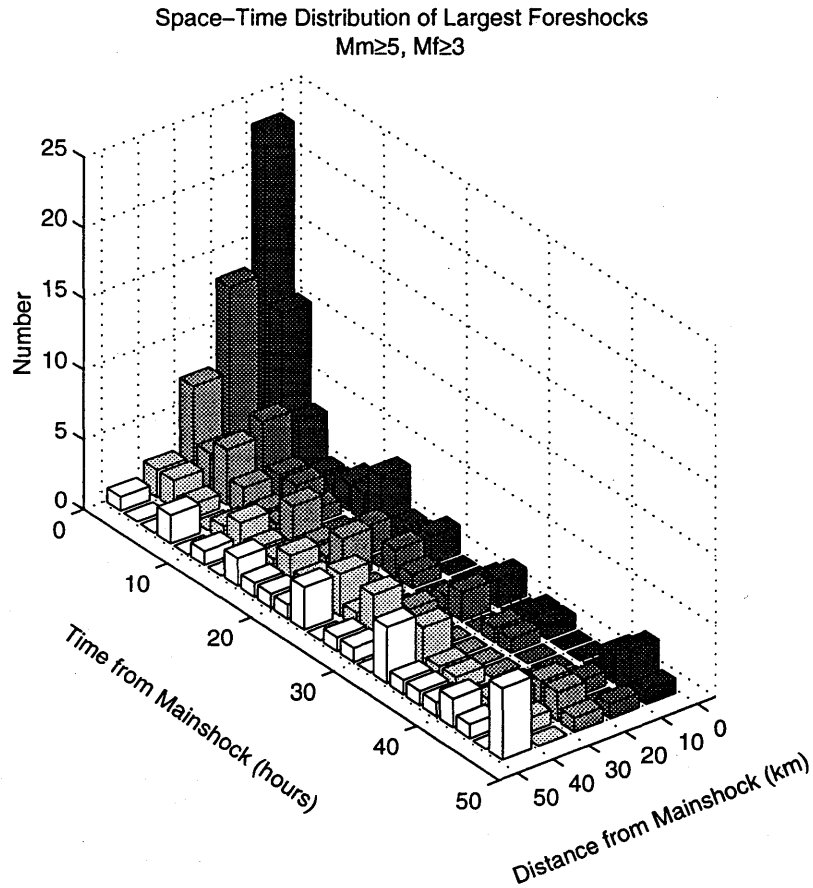


Figure 1.43 Space-time distribution of the largest foreshocks obtained by a stacking method. The origin of the axis represents the space-time location of each mainshock.

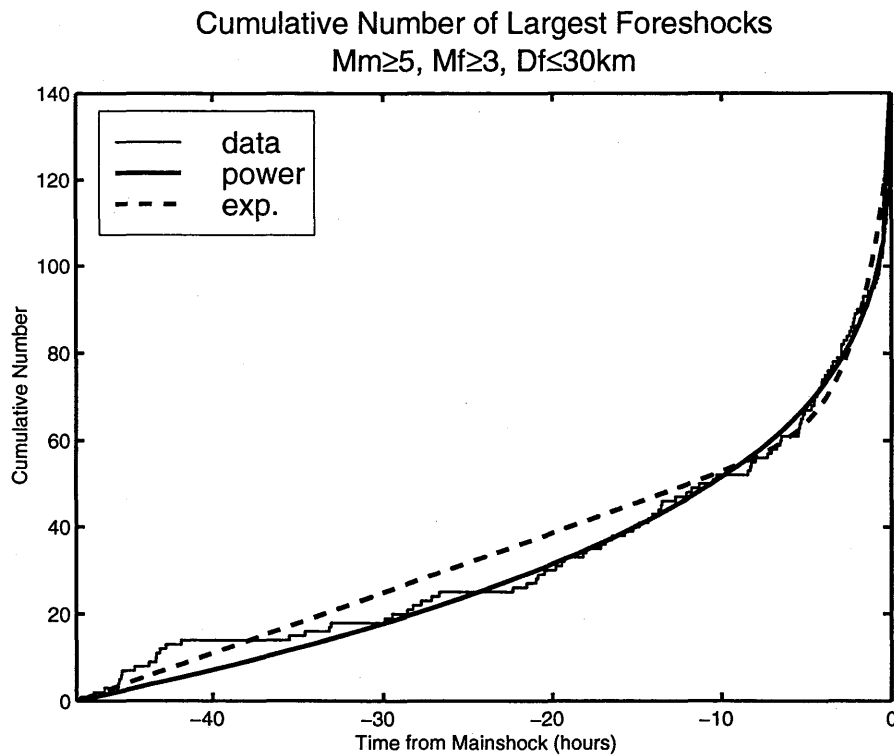


Figure 1.44 Cumulative number of the largest foreshocks within 30 km from and two days before mainshocks. Solid lines represent curves fitted by the power-law, and broken lines, by the exponential functions.

(5) 直前の前震のべき分布と余震のべき分布

前震の時間分布がなぜべき分布 (あるいはべきに類似の分布) で近似できるかについて、山本 (1998) は岩石破壊実験の結果の解釈から、有限の領域内への応力の一定速度での増加と、媒質の強度分布をべき分布と仮定することにより説明を試みている。定性的には、限られた大きさの領域に応力を一定速度でかけていくと、弱い部分から破壊が始まり、破壊された場所での保持力がなくなった分だけ、残された部分の応力が加速的に増加し、前震の数も加速的に増加するためと解釈できる。一方で、前震と本震の関係は本震と余震の関係と同等であり、余震の1つがたまたま本震より大きくなった場合に過ぎない、とする考え方がある (Jones *et al.*, 1995)。この考え方に立てば、前震の時間分布がべき分布になるのは、本震の余震分布が改良大森の式で表されるべき分布に従って時間とともに減衰するのと同じ現象を見ているからだ、ということになる。そこで、前震の時間分布と余震の時間分布が単に同じ現象を時間軸を反転させて見ているだけなのか、異なる現象を見ているのかを調べるため、それぞれのべき分布における指数の値を比べてみた。余震分布のべきの指数を求めるにあたっては、べき指数の求め方による差をなくすため、通常の前震のべき指数を求める方法ではなく、前震分布に対する方法と同じやり方で求めた。即ち、1つの本震に対して1つの代表的な余震を選び、それらを重ね合わせることで得られる時間分布に対してべきの指数を求めた。余震の代表としては前震のときと同様に、本震発生後2日以内の最大余震、最近距離余震、最近時間余震の3種を定義した。その結果、前震と余震の時間分布のべき指数の値は、最大前震と最大余震に対してはそれぞれ0.73と0.92、最近距離前震と最近距離余震に対しては0.79と1.02、最近時間前震と最近時間余震に対しては1.03と1.24とそれぞれ求まった。いずれの場合も、パラメータ値の推定誤差を考慮しても前震の方が余震より有意に小さい値を示すことが分かった。このことは、たとえ前震の余震の影響が本震発生に関与しているにしても、通常の本震と余震の関係としてだけでは前震と本震の関係は説明できないことを示している。前震分布の方が余震分布よりべき指数が小さいということは、より大きな地震が発生し得るような場の中で起きた地震の場合は、それ自身が最大地震である地震の場合に比べ、見かけ上余震の影響が長く続くことを定性的には意味する。いずれにせよ、前震の時間分布がべき分布で近似できることの明確な解釈については今後の課題であろう。

(6) まとめ

ここで得られた直前の前震活動の加速的増加傾向は、重ね合わせの結果現れる性質であり、本稿の最初で紹介したほかの例と必ずしも同様の現象を見ているものではない。また、個々の前震-本震の時系列で本震の直前に多数の前震を伴い、しかも加速的に増加する前震活動が見られる例はほとんどなく、実際の前震活動から本震の発生時刻を予測することは非常に難しい。しかし、背後にある何らかの物理的現象が統計的な意味での前震活動のべき分布を生じさせているとすれば、その物理現象を解明することにより、あるいは、前震の統計的べき分布を生じさせるもととなる震源域および周辺の広い領域での歪や応力場の時間変化を直接観測することにより、地震発生の直前予測の道が開かれるかもしれない。

(前田憲二)

参考文献

- Bufe, C. G., S. P. Nishenko, and D. J. Varnes, 1994 : Seismicity trends and potential for large earthquakes in the Alaska-Aleutian region, *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 83-99.
- Bufe, C. G. and D. J. Varnes, 1993 : Predictive modeling of the seismic cycle of the greater San Francisco Bay region, *J. Geophys. Res.*, **98**, 9871-9883.
- Jones, L. M., R. Console, F. D. Luccio, and M. Murru, 1995 : Are foreshocks mainshocks whose aftershocks happen to be big? Evidence from California and Italy, (abstract), *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **76**, 388.

- Knopoff, L., T. Levshina, V. I. Keilis-Borok, and C. Mattoni, 1996 : Increased long-range intermediate-magnitude earthquake activity prior to strong earthquakes in California, *J. Geophys. Res.*, **101**, 5779-5796.
- Utsu, T., 1997 : IASPEI Software Library, IASPEI.
- Voight, B., 1988 : A Method for prediction of volcanic eruptions, *Nature*, **332**, 125-130.
- 山岡耕春・上田義弘・大井田徹・山崎文人, 1993 : 1993年4月23日長野県西部M5.1の発生時を予測させた前兆地震, 日本地震学会講演予稿集, No.2, 314.
- 山本清彦, 1998 : 岩石資料の破壊予測と地震発生の予測可能性, 地震2, **50**, 169-180.
- 吉田真吾・大中康譽・沈 林峰, 1994 : 岩石破壊実験における破壊時刻の予知, 日本地震学会講演予稿集, No.2, 23.

第2章 強震観測

2.1 強震観測システム

(1) はじめに

南関東地域の地震発生場の空間的な特徴を考えていく上で、地殻応力の状態を把握することが基本となる。現在ではGPS等を用いた手法により地表付近の地殻変動の直接的な把握もなされている。しかし、関東地域では太平洋プレートとフィリピン海プレートの相互作用により深さ30 kmから120 km付近の地震活動が非常に活発である。そのような南関東地域の深部の応力状態を把握するためには地震学的手法が有効である。ここでは加速度強震計をセンサとして採用して、比較的大きな地震まで観測可能な観測網を構築した。

(2) 観測点配置

Table 2.1に観測点のリストを示す。Figure 2.1にこの研究で設置した観測点の分布を示す。東松山 (HIG) は東松山市クリーンセンタの敷地内に、柏 (KAS) は気象大学校に、銚子 (CHO) は銚子地方気象台に、鹿野山 (KAN) は国土地理院鹿野山測地観測所内に観測機器を設置した。Figure 2.2に国土地理院5万分の1地図上における各観測点の位置を示す。

地下の応力状態を把握するためには発震機構の推定が必須である。発震機構を推定するためには震源球上に観測点が広く分布している必要がある。Figure 2.3にこの地域の代表的な地震に対して、これらの観測点を震源球上にプロットした図を示す。これらの地震について、観測点は震源球上で狭い範囲にかたまることなく、広い範囲に分布している。このことは発震機構の推定に重要である。

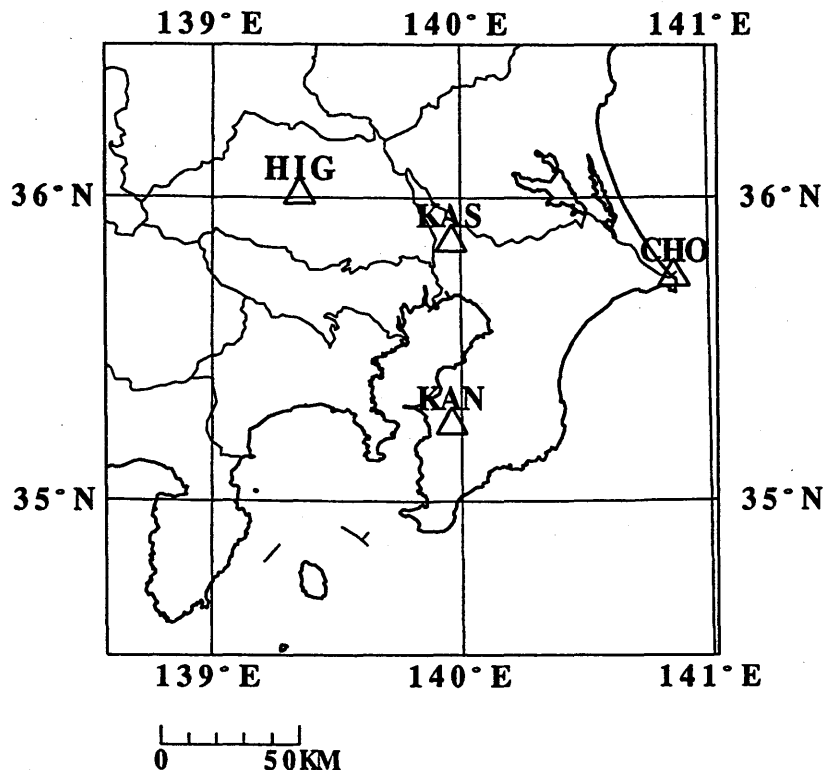


Figure 2.1 Station map.

Table 2.1 Station list.

Station name	Station code	Latitude	Longitude
Higashimatsuyama	HIG	36.0098	139.3488
Kashiwa	KAS	35.8543	139.9613
Choshi	CHO	35.7367	140.8617
Kanozan	KAN	35.25168	139.95897



Figure 2.2 Station location plotted on maps by Geographical Survey Institute.
(a) Higashimatsuyama.

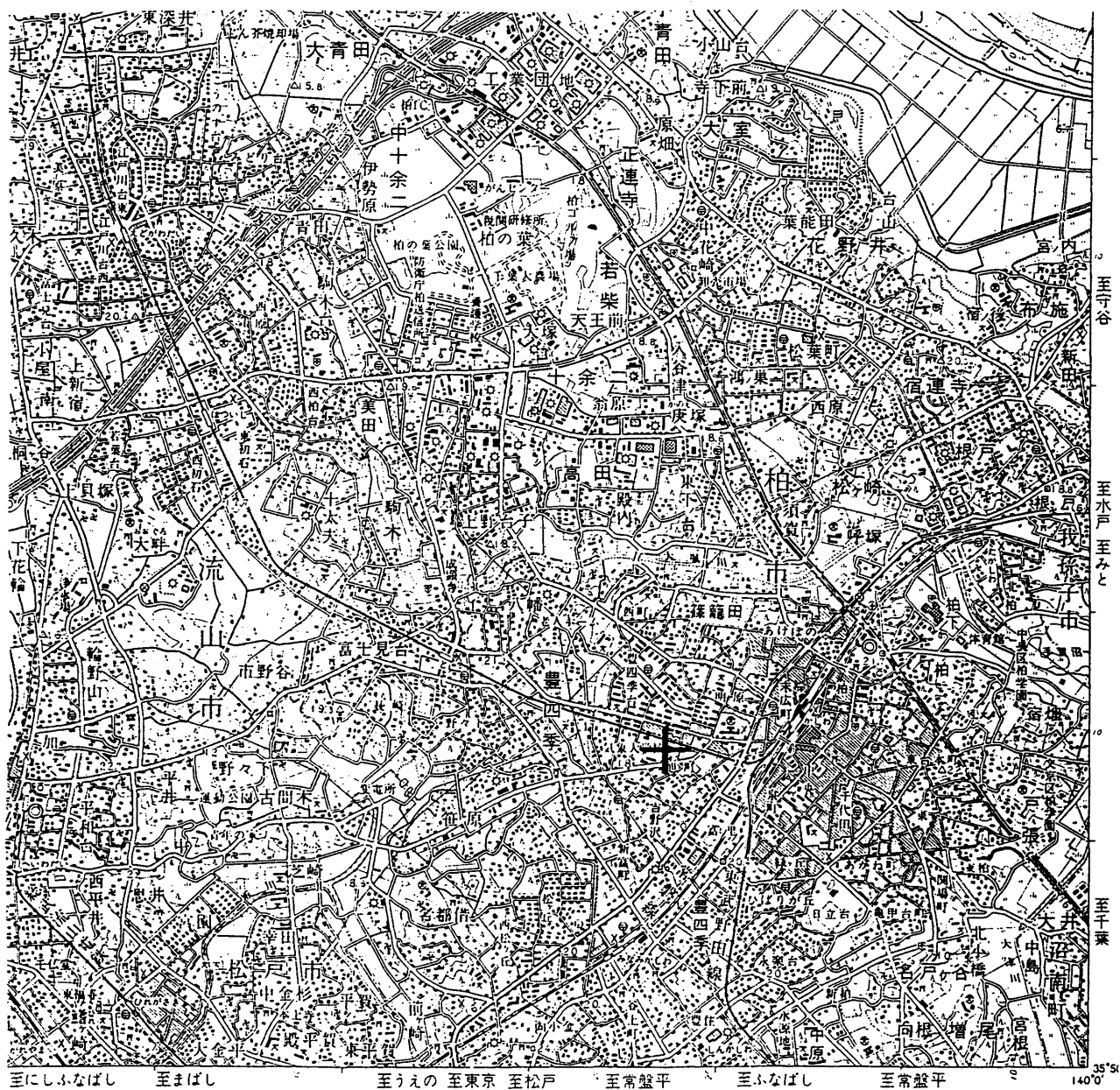


Figure 2.2 (b) Kashiwa.

— 58 —



Figure 2.2 (d) Kanozan.

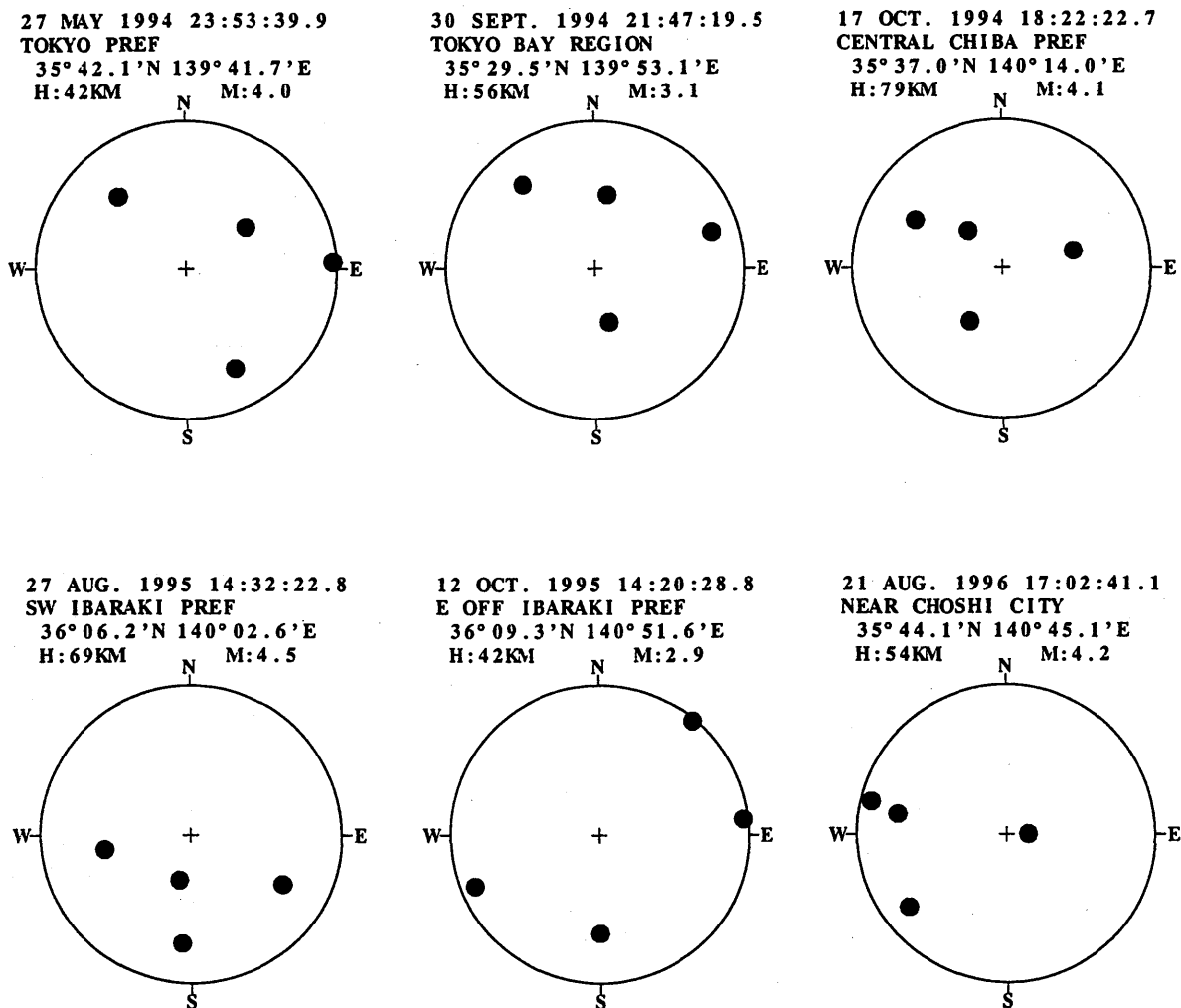


Figure 2.3 Plots of the stations on focal spheres (upper hemisphere) for various earthquakes in southern Kanto area. Stations are not so concentrated on the focal sphere.

(3) センサとデータ記録装置

地震観測のセンサとして、4観測点とも日本航空電子社製のJA-5Vのセンサを用いた。JA-5Vは何種類かの振り切れ範囲を持つものが製品化されている。ここではJA-5VC4という ± 2 Gの測定範囲を持つセンサを用いた。上下動には1 Gの加速度が常にかかるため1 Gまで測定しようとした場合は ± 2 Gの測定範囲を持つセンサが必要となる。

センサは3成分まとめてステンレス製の耐水容器に収納して設置した。耐水容器は日本航空電子社に発注して製作した。東松山と鹿野山においては、地面を約1 m掘ってコンクリートを打ち、その上に耐水容器に格納したセンサーをボルトにより固定した。柏においては、容器を気象大学の校舎の基礎部のコンクリートに固定した。銚子においては銚子地方気象台の地震計台の上に固定した。各観測点のセンサの設置状況を示す写真をFigure 2.4に示す。

センサからの出力は日本航空電子社製の直流アンプにより4倍に増幅され、記録装置に入力される。この増幅器は上下動の1 Gのオフセットをとる機能もある。センサ感度が5 V/Gであり、増幅器の振り切れ範囲が ± 10 Vであるため実質的には ± 0.5 Gの測定範囲となる。

記録装置にはQuanterra社製の24ビットのA/D変換器を備えたデータ収録装置を用いた。1カウントは 1.1×10^{-6} m/s²に対応している。サンプリングレートは20 Hzの連続収録と80 Hzのトリガ収録の両方がある。サンプリングレートが20 Hzの場合の振幅一周波数グラフ上の観測範囲をFigure 2.5に示す。なお、低周波数側についてはフィルタにより遮断されていないが、Figure 2.5の上では便宜上周期300秒までとしている。

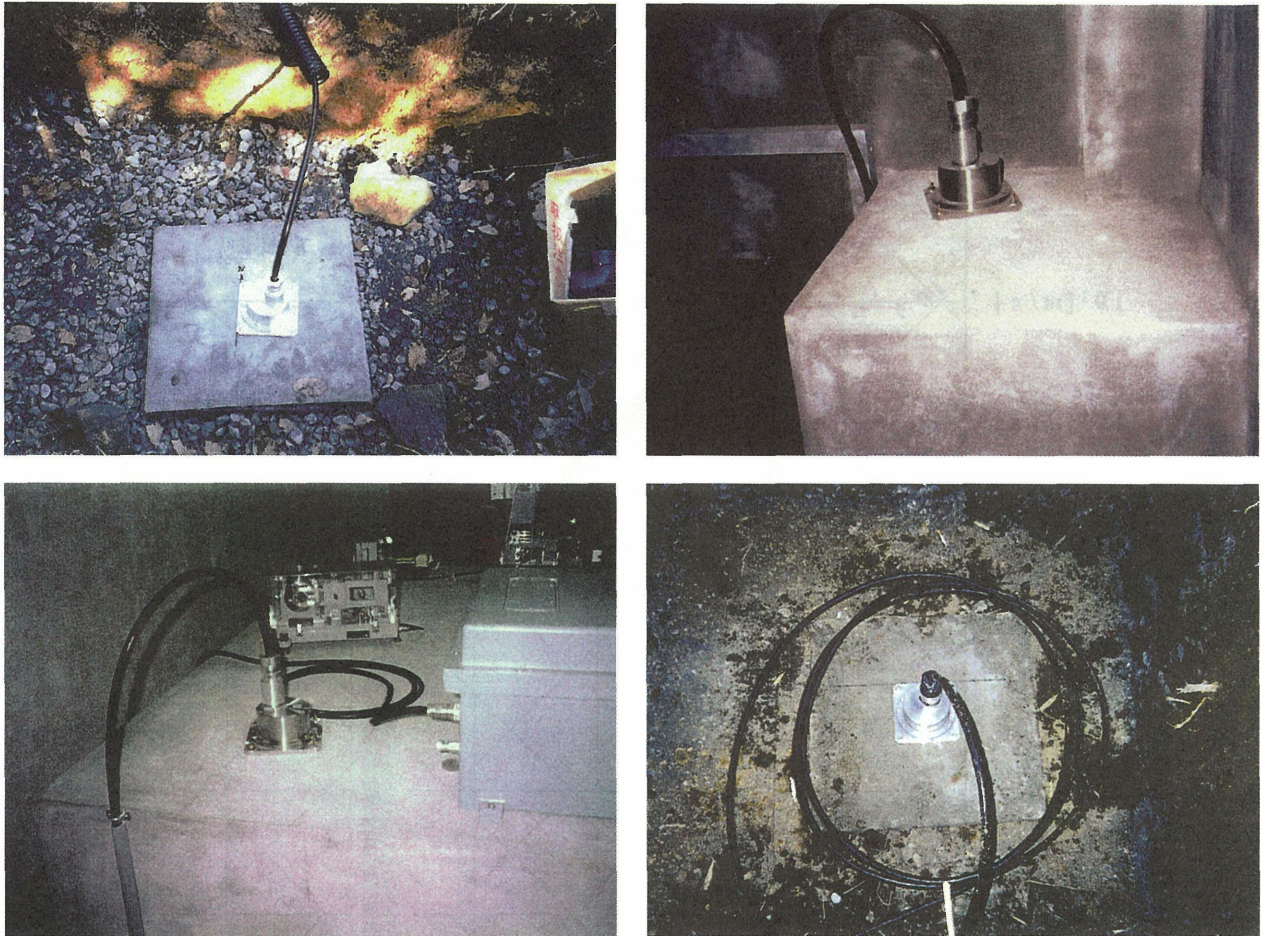


Figure 2.4 Photographs of sensors of (a) Higashimatsuyama, (b) Kashiwa, (c) Choshi, (d) Kanozan.

記録装置には磁気ディスクを装備しており、得られたデータはその磁気ディスクに保存される。記録装置は通信機能を備えており、公衆回線に接続されている。データは遠隔操作により回収可能である。

(4) データ回収システム

記録装置により収録されたデータは、ダイヤルアップ方式により回収する。処理の順序は以下の通りである。

- ① 気象庁地震火山部で決定した震源データを気象庁から気象研究所に転送する。
- ② 震源の情報に基づき、データの回収を行なう地震を決定する。マグニチュードが決定しているものについてはM3.0以上の地震、マグニチュードが決定していない地震については全ての地震についてデータ回収対象とした。
- ③ 各観測点のデータ収録装置にアクセスし、各観測点のトリガ収録の時間帯情報を得る。連続収録は20 Hzサンプリングに対し、トリガ収録は80 Hzサンプリングである。
- ④ 震源情報とトリガ情報に基づき、観測点ごとに回収する時間帯のリストを作成する。トリガ収録されたデータがあればトリガ収録されたデータもリストに入れる。リストは磁気ディスク上のファイルとして作成し、1項目が1ファイルとしている。
- ⑤ リストに基づき、各観測点に電話をかけてデータの回収を行なう。データは通常のASCIIコードの形式で回収する。
- ⑥ データ回収が成功すれば、リストより項目を削除する。各項目は1ファイルに対応するので、対応するファイルを削除する。

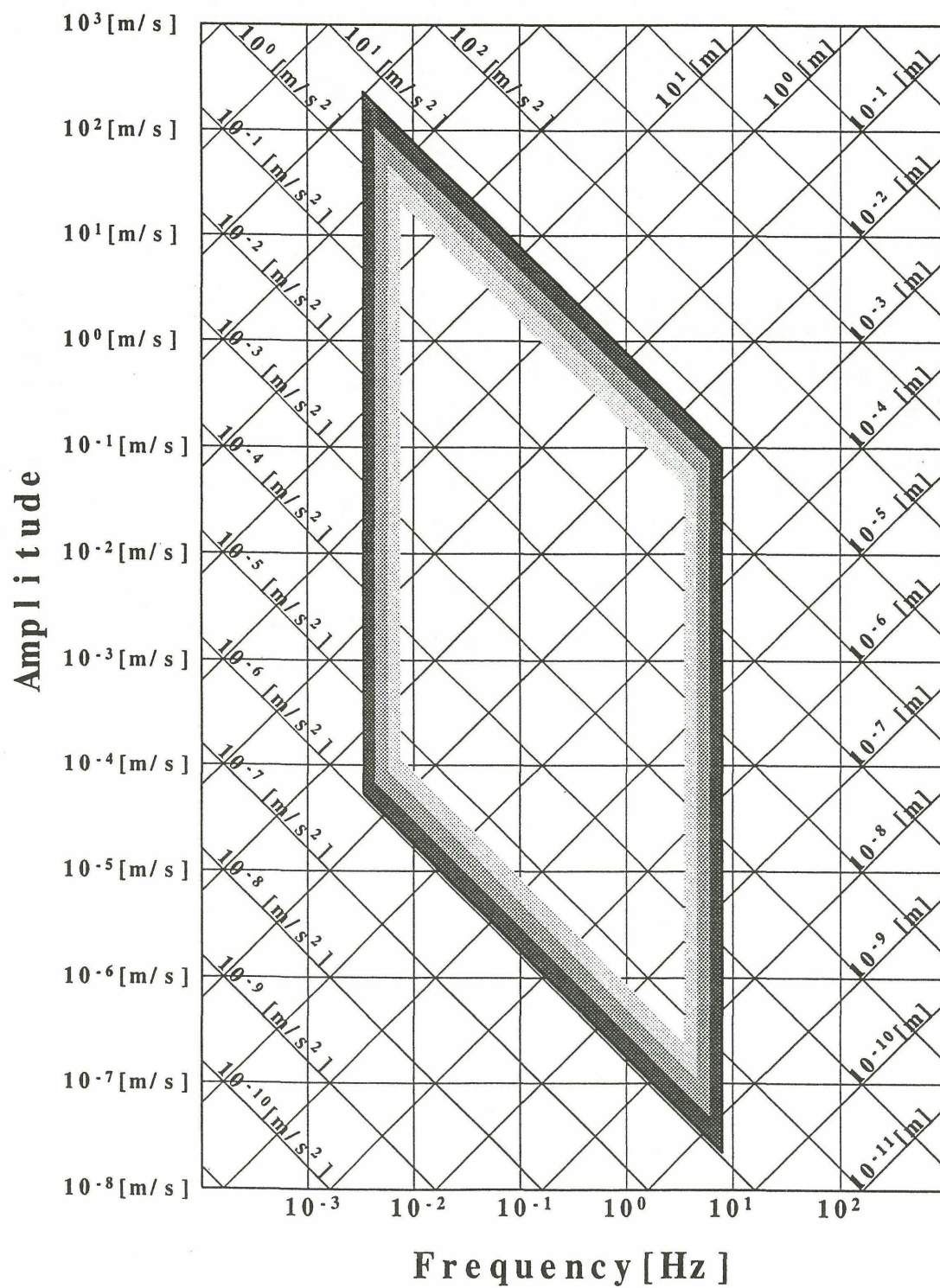


Figure 2.5 Observable range of the system, in which JA-5V by Nihon-Kohkuh-Denshi is used as the sensor and a recorder by Quanterra, Inc., is used as the data logger.

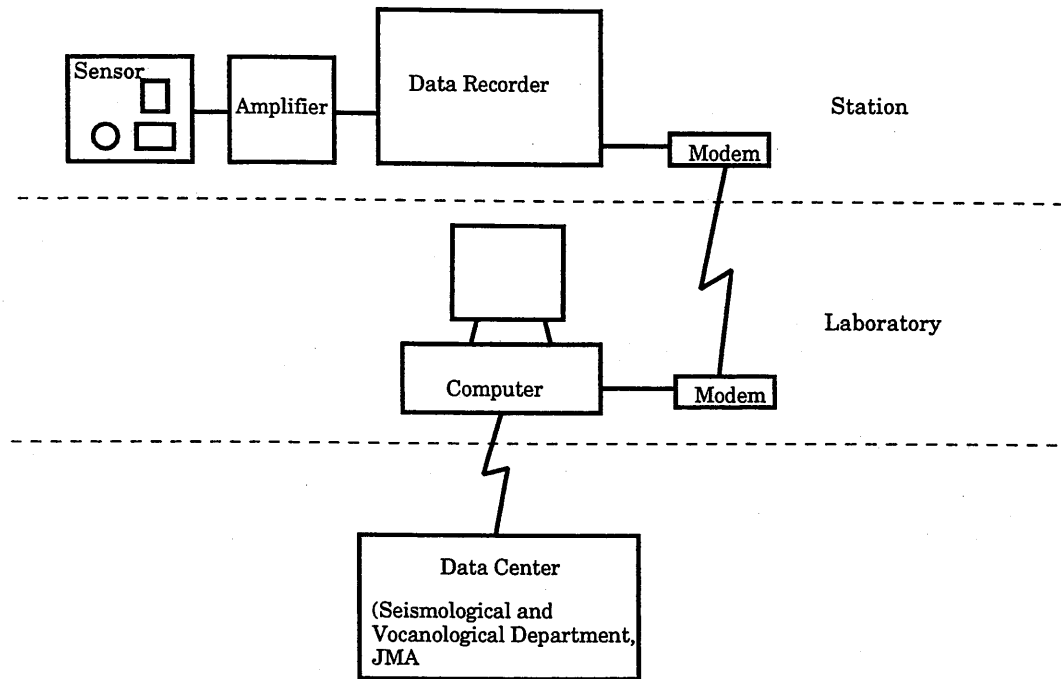


Figure 2.6 Block diagram of the data acquisition system. The computer accesses the data recorder via telephone line.

⑦ 失敗した項目はリスト上に残され、次回に観測点にアクセスする際に再び回収を試みる。

⑧ 何度か失敗し一定時間が経過した場合には、対応した項目をリストからはずす。

これらの処理は毎日1回定時に起動される。但し、⑤～⑧項の回収処理のみは、回収時間のリストを作る処理とは別に毎日もう一度起動されるようにしている。これらの処理はUnixの定時起動機能を用いて自動的に行なわれる。データ回収に用いた計算機はSun社製のSparc Station 10と同等のものである。なお、初期にはほぼ同様の機能がBasicのプログラムを用いてMS-DOS上で実行されていた。

①項のデータの転送はUnixのcron processとして起動されるftpコマンドにより実行されている。③項のデータの回収はkermitのスク립トとそれを観測点ごとに逐次実行させるshellスク립トにより実現した。②項と④項はFortranプログラムにより実現した。⑤、⑥項は③項と同様にkermitのスク립トとshellスク립トにより実現した。⑧項はshellスク립トから起動されるfindコマンドにより実現した。①項は独立の処理として実行されるが、②～⑧項はshellスク립トにより一連の処理として実行される。

センサから回収システムまでのブロック図をFigure 2.6に示す。

(5) まとめ

ここで述べた観測システムは既存のハードウェアやソフトウェアなどを組み合わせた上に、必要に応じて専用のハードウェア及びソフトウェアを製作して実現している。これ以前の特別研究においては専用の観測システムを開発することが重要な研究項目であったが、本特別研究においては、市販の高性能な機器が入手可能となっており、それらを活用して研究に必要なデータを得るための観測システムを構築することとした。

(勝間田明男)

謝 辞

観測のための場所を提供して頂いた東松山市クリーンセンター・国土地理院鹿野山測地観測所・銚子地方気象台・気象大学校に感謝致します。

2.2 震源特性・伝搬経路特性および観測点近傍の増幅特性

(1) はじめに

観測される地震波形は一般に、震源特性のほかに伝搬経路の減衰特性の影響や観測点近傍の増幅特性を含んでおり、観測された地震動が主にどの特性に起因するものかを判断し、震源特性のみを抽出することはそれほど単純ではない。震源特性の変化、さらには地球内部の応力状態の時間的な変動をモニターするには、頻繁に発生する小地震を用いることが望まれるが、そのような地震動は一般に高周波成分を多く含んでいる。ところが高周波になるほど微細な速度構造の影響を受けやすいため、観測点近傍の増幅特性は観測点ごとに大きく異なることが予測される。原理的には、大掛かりな弾性波探査やボーリング等を用いて観測点付近の地下構造を正確に推定することができれば観測点近傍の増幅特性を求めることができるが、多額の費用がかかるなど実際問題としては相当困難である。そこで、岩田・入倉(1986)やKato(1994)などで試みられた方法、すなわち観測された多数の地震波形から直接、震源特性、伝搬経路の減衰特性、観測点近傍の特性をインバージョンによって分離する方法を用いて、これら3つの特性の評価を行なうことにする。同時に、現在までに展開している観測機器でどの程度の震源特性の情報が得られるのかを吟味する。

なお、この節は、干場・他(1998)にまとめられた内容の抜粋である。

(2) 方法

観測記録のスペクトルは、震源特性を表す震源スペクトル、伝搬経路の減衰特性を表すスペクトルおよび観測点近傍の増幅特性を表すスペクトル(以後、観測点スペクトルと呼ぶ)の積で表されると仮定する。 j 番目の観測点で観測される i 番目の地震のスペクトル O_{ij} は、

$$O_{ij}(f) = R_{\theta\phi} \cdot 1/r_{ij} \cdot S_i(f) \cdot P_j(f) \cdot \exp(-\pi f r_{ij} \cdot Q_s^{-1}/v_s) \quad (2.1)$$

によって表現される。ここで、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターンの項、 r_{ij} は震源距離、 S_i は i 番目の地震の震源スペクトル、 P_j は j 番目の観測点の観測点スペクトル、また、 v_s 、 Q_s はそれぞれ伝搬経路の平均的なS波速度とQ値を表す。この表現ではQ値の地域依存性は少ないものと仮定している。さらに、簡単のため、以後の議論では $R_{\theta\phi} = 1$ と仮定する。上記の(2.1)式を任意の距離 r_{ref} で規格化し、常用対数をとると、

$$\log_{10} [r_{ij}/r_{ref} \cdot O_{ij}(f)] = \log_{10} [S_i(f)/r_{ref}] + \log_{10} [P_j(f)] - (\log_{10} e) \cdot \pi f r_{ij} \cdot Q_s^{-1}/v_s \quad (2.2)$$

となる。さらに、 $o_{ij} = \log_{10} [r_{ij}/r_{ref} \cdot O_{ij}(f)]$ 、 $s_i = \log_{10} [S_i(f)/r_{ref}]$ 、 $p_j = \log_{10} P_j(f)$ 、 $\alpha_{ij} = (\log_{10} e) \cdot \pi f r_{ij} / v_s$ と書き直すと、

$$o_{ij} = s_i + p_j - \alpha_{ij} \cdot Q_s^{-1} \quad (2.3)$$

で表され、線形化される。ここで、 o_{ij} 、 α_{ij} は観測から得られる既知量であり、 s_i 、 p_j 、 Q_s^{-1} が求めるべき未知数となる。 I 個の地震が J 個の観測点で記録されたとすると、各周波数毎に $I \times J$ 個の(2.3)式が得られ、これから I 個の震源特性、 J 個の観測点特性、1個の Q_s^{-1} の合計 $I+J+1$ 個の未知数を求める作業を行なう。

しかしながら、(2.3)式を行列で表現したとき、ヤコビアン行列はrank落ちしており、(2.3)式だけではユニークな解を得ることができず、観測点スペクトルと震源スペクトルの解にトレードオフが生じる。そこで、もう1つ拘束条件を加える必要がある。ここでは、ある観測点の観測点スペクトルを既知と仮定して解くことにする(以下この観測点をリファレンス点と呼ぶ)。したがって、得られる解は既知と仮定した観測点スペクトルの大きさに依存することになる。

(3) データセット

今回用いたデータセットは、1996年から1997年に南関東で発生した地震で、気象研究所が設置した4箇所(銚子、

CHO：東松山，HIG：鹿野山，KAN：柏，KAS)の強震計で記録されたもののうち，S/N比の良いものである。合計23個の地震で，47個の波形記録を解析した。Figure 2.7に観測点および解析に用いた地震の震源位置を示す。観測装置の詳細については，2.1節に詳しく述べられている。震源時および気象庁が用いている走時表(浜田，1984)から推定されるS波の出現時の3秒前から，25.6秒間でFFTを取り，水平動2成分(NS, EW)のスペクトルをベクトル合成した。Figure 2.8に例を示す。さらに，0.24オクターブ毎に平均をとり $O_{ij}(f)$ とした。本節で注目する周波数帯は0.5から20 Hzである。

(4) 結果と議論

今回用いた4観測点のうち，CHOのみが岩盤上(白亜系)の観測点であるので，また，以下の解析で示すように，CHOがすべての周波数で4観測点中最小または最小に近い値を示すことから，観測波形数が少ないもののこの点をレファランス点とし，2倍の増幅があると仮定した。

a) 観測点スペクトル

Figure 2.8aとbは，同じ地震をHIGとKASで観測したものである。KASの方が震源距離が短いにもかかわらず，HIGの方が高周波が富んでいる。この現象は観測点近傍の増幅特性を考慮しないと説明が難しい。Figure 2.9に各観測点の観測点スペクトル $P_j(f)$ を表す。太線が求められた増幅率で上下の細線の範囲が誤差範囲を示す。ここで，CHOは定義によりすべての周波数で2倍となる。KASでは周波数によらずほぼ1-5倍程度の増幅と求まり，CHOとほぼ同程度である。HIGやKANは1 Hz付近の低周波数ではCHOとほぼ同程度の増幅率であるが，10 Hz付近の高周波数ではKANで10倍程度，HIGでは数10倍程度の増幅率と求まった。Figure 2.8で震源距離が長いHIGで高周波数が富んでいる現象は，HIGでの増幅率の大きさによるものである。

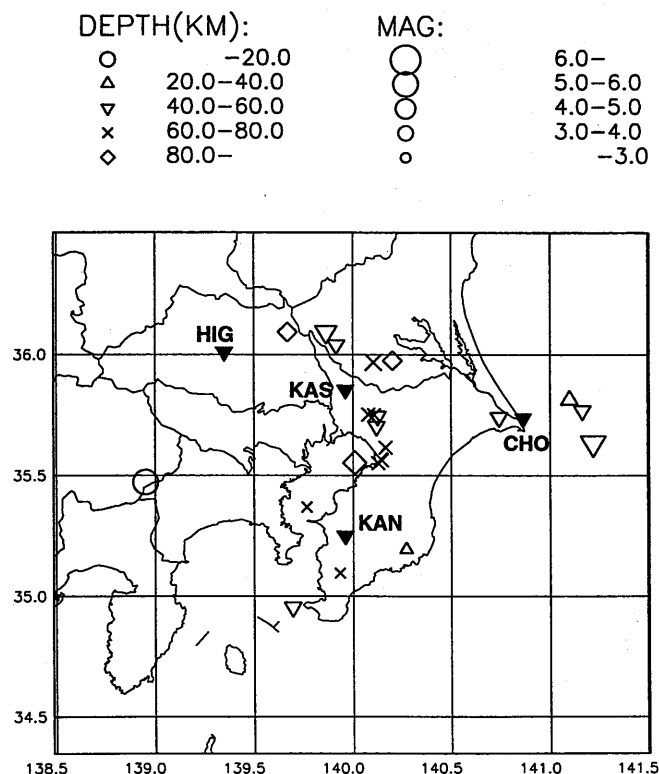


Figure 2.7 Location of observation stations and earthquakes analyzed in this study.

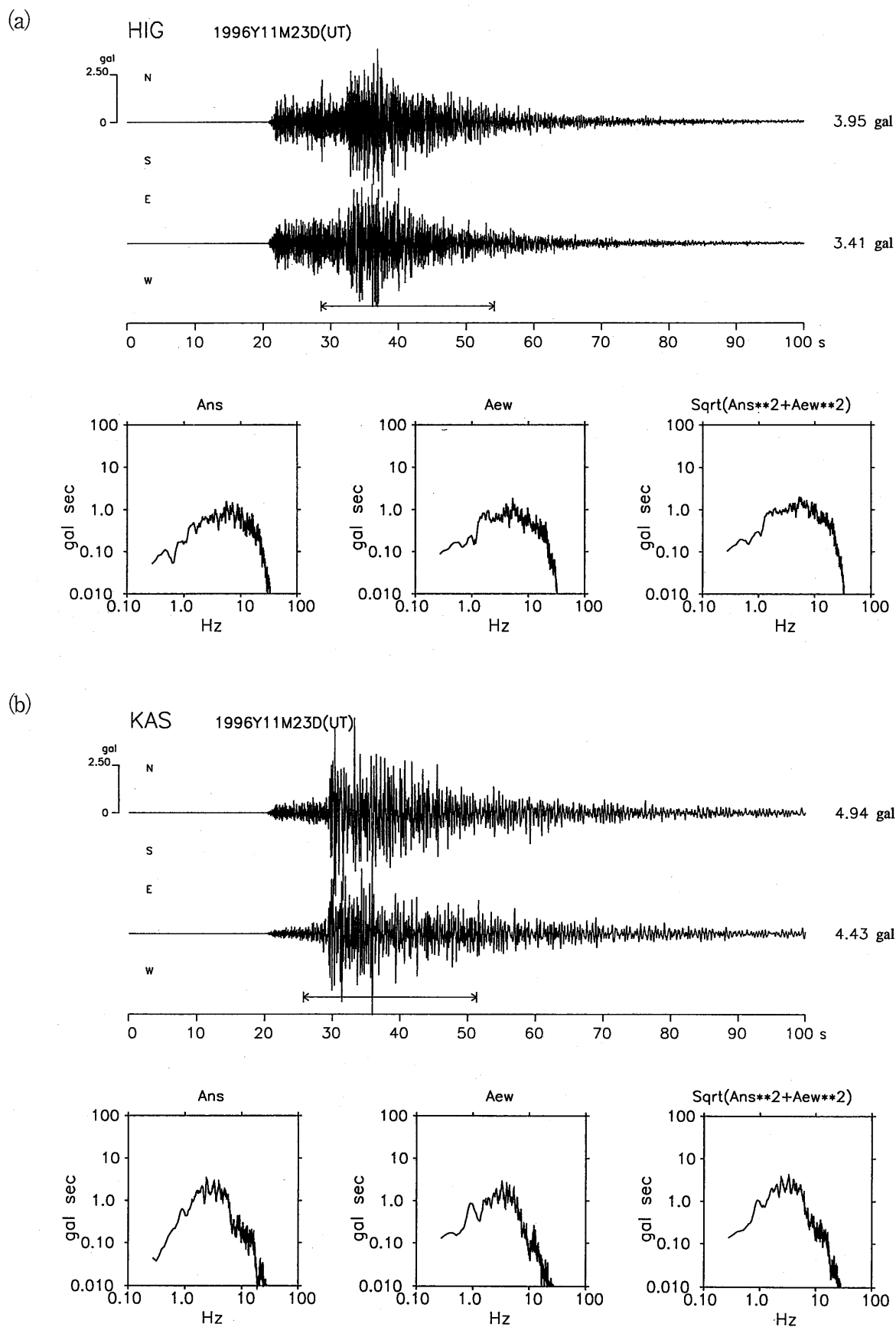


Figure 2.8 Examples of acceleration seismograms and their spectra for event No. 9 observed at HIG (a) and KAS (b). (Top) Acceleration seismograms, NS and EW component. Maximum accelerations are shown. (Bottom) Fourier amplitude acceleration spectra of NS and EW, A_{NS} and A_{EW} , obtained from range of the window shown by the arrow, and their vector summation, that is $(A_{NS}^2 + A_{EW}^2)^{1/2}$ which is an inversion data set. High frequency waves are rich at HIG (a) as compared with KAS (b), though the hypocentral distance of KAS is less than that of HIG.

b) Q_s^{-1} 値

Q_s^{-1} は、観測点スペクトルと震源スペクトルのトレードオフには無関係のため、仮定する観測点スペクトルには依存しない。周波数の特性をアприオリに仮定しない解析では、1.0 Hzで0.01程度、10 Hzで 3×10^{-3} 程度と求められている事が多く、 $Q_s^{-1} \propto f^{-n}$ でよく近似される。今回えられた Q_s^{-1} の結果を Figure 2.10 に示す。3 Hz 以上に関しては、 $n = 0.5$ 程度で、また絶対値においても上記の多くの事例と大差ないが、3 Hz よりも低周波側では激しく変化している。解析の安定性に問題があるのかもしれない、もう少し広い範囲のオクターブで平均を取る必要があるのかもしれない。また、 $R_{\theta\theta} = 1$ と仮定したが、低周波でこの影響が出ているのかもしれない。しかしながら、加藤 (1998, 私信) も我々と同じ地域を観測し、負の Q_s^{-1} を得ている。(2.1) 式で空間的広がりの項を、 $1/r$ と仮定しているが強すぎるのかもしれない。

c) 震源スペクトル

Figure 2.11 に震源スペクトル、 $S_i(f)/r_{ref}$ を示す。これは、観測点付近の増幅特性と減衰の影響を補正した後の震源距離が r_{ref} (今回は 100 km とした) での加速度スペクトルに相当する。また、今回解析した地震は気象庁マグニチュードで $M_j = 3.8-6.4$ の範囲である。震源スペクトルは仮定したレファランス点の増幅特性に依存することに注意しなければならない。上記のように今回仮定した観測点スペクトルの絶対値の正当性を検証できないので、得られた震源スペクトルの絶対値を議論することは難しい。そこで、今回解析に用いた地震のうち最大のマグニチュードの地震 (Table 2.2 の No.6 の地震：気象庁によるマグニチュードは $M_j = 6.4$) との比を見ることで、仮定したレファランス点の増幅特性の影響を打ち消しあわせて、震源スペクトルの特徴、とくに高周波の輻射の強さを調べることにする。地震の規模を表す指標としては、ここでは気象庁マグニチュード M_j を用いることにする。

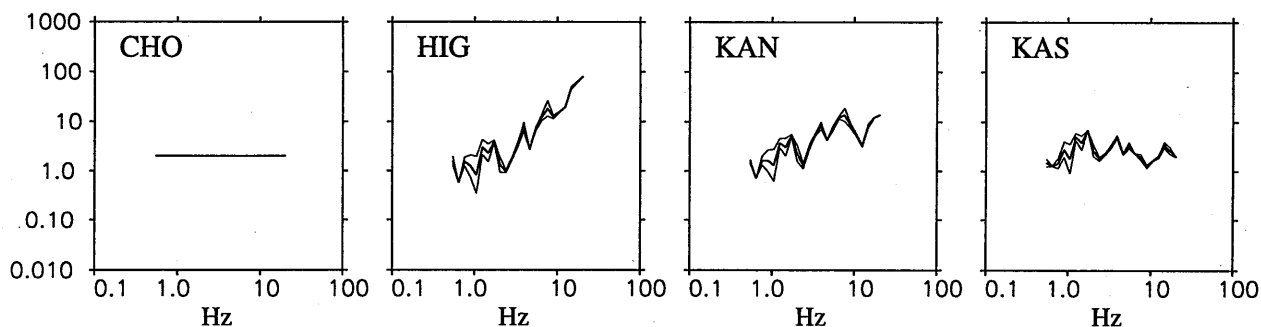


Figure 2.9 Site spectra (the effect of site amplification) obtained in this study. It is 2 at CHO by definition, and is large for high frequencies at HIG, located in the Kanto basin but near the Kanto Mountains.

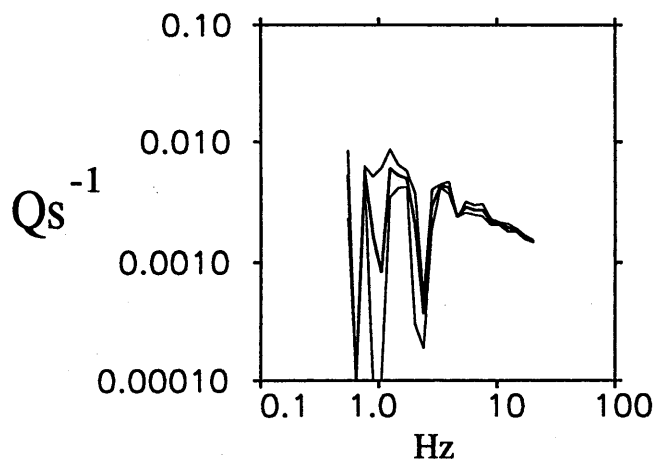


Figure 2.10 Q_s^{-1} values determined by the inversion as a function of frequency. Q_s^{-1} is proportional to 0.5 power of frequency in range of 3 to 20 Hz.

Satoh *et al.* (1997) によれば、コーナー周波数 f_c (Hz) とモーメント M_0 (dyne·cm) には、経験的に、

$$\log M_0 = -3.0 \log f_c + 24.3 \quad (2.4)$$

の関係が、また、Sato (1979) によれば、 M_j と M_0 には、

$$\log M_0 = 1.5 M_j + 16.2 \quad (2.5)$$

の関係がある。ここで、 $\log$ はいずれも常用対数である。(2.4) と (2.5) 式を組み合わせれば、

$$\log f_c = -0.5 M_j + 2.7 \quad (2.6)$$

なので、 $M_j = 6.4$ の地震は、0.3 Hz 付近に f_c がある。また M_j が 4 程度の場合の f_c は 5 Hz 程度となる。 ω^2 モデルに従うとすると、減衰の影響は補正済みなので一般的には震源スペクトル (加速度) は、 f_c 以上ではフラットとなり、従って M_j が 4 以上の地震については、 $A(f)/A_0(f)$ は、5 Hz 以上で周波数に依存しない定数になる事が予想される。ここで、 $A(f)$ は各々の地震の震源スペクトル、 $A_0(f)$ は基準とした No.6 の地震の震源スペクトルである。また、上記の通り、比を取るのには、仮定した観測点スペクトルの影響を打ち消すためである。今回は特に高周波の輻射に注目するので、震源スペクトルの比で、5 から 20 Hz までを平均したものをその地震の高周波の輻射量として代表させる事にし、以後、 $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ で表す。定義により、No.6 の地震 ($M_j = 6.4$) の $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ は 1 となる。また、 ω^2 モデルに従うとすると、 f_c 以下の低周波数では $A(f) \propto M_0$ に、 f_c 以上の高周波数では $A(f) \propto M_0^{1/3}$ の関係が導かれ、(2.5) 式とあわせて考えると、 $\log A(f) = 0.5 M_j + C_2$ であり、さらに、

$$\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle = 0.5 M_j + C_2 \quad (2.7)$$

の関係が導かれる (C_1 , C_2 は M_j に依存しない定数)。Figure 2.12 には、観測された M_j と、高周波の輻射量、 $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ の関係、および (2.7) の直線を示す。なお、ここで定数 C_2 は、直線が、基準とした No.6 の地震 ($M_j = 6.4$) を通過するように決めた ($C_2 = -3.2$)。観測された $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ が直線から大きくずれてはいないので、全体としてみれば、 ω^2 モデルで震源スペクトルが良く表現されているといえよう。ちなみに、 ω^3 モデルでは、 $\langle A(f)/A_0(f) \rangle$ は M_j によらない定数となる。

次に震源スペクトルの地域性を吟味する。高周波や低周波の卓越する地震の定義としてここでは、 $H = \log \langle A(f)/A_0(f) \rangle - (0.5 M_j + C_2) > 0.0$ の場合を高周波の卓越する地震、 $H < 0.0$ の場合を低周波の卓越する地震と考え、以後、それぞれを高周波地震、低周波地震と呼ぶことにする。Figure 2.13 には深さ依存性を、Figure 2.14 には地域依存性を示す。Figure 2.14 では高周波地震の場合には黒丸で、低周波地震の場合には白丸で示す。また、特にフィリピン海プレートで発生した地震については、"h" で示す。 M_j が 4 未満の地震については、平均的な f_c が 5 Hz よりも高くなるので、 $A(f)/A_0(f)$ が周波数と共に変化するかもしれず、その結果、 $\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle$ にバイアスが入る可能性がある。そこで、Figure 2.13 と Figure 2.14 では、 M_j が 4 未満の地震は 4 以上の地震と区別するため三角で示している。深さ依存性 (Figure 2.13) に関しては、データが少なくはっきりしないものの深さが 50 km から 120 km の範囲で深さと共に H が大きくなり高周波が卓越するような傾向が見える (とくに太平洋プレートの地震に対して)。ただし、これは Q_s^{-1} の深さ依存性を考慮せずに求めているが実際の地球では深さと共に小さくなっている影響かもしれない。もし高周波の Q_s^{-1} の深さ依存性が大きいとすると、高周波のスペクトルの減衰の影響を補正しすぎて、その結果、見かけ上低周波に比べて高周波の輻射が大きくなっている可能性がある。地域依存性 (Figure 2.14) に関しては、太平洋プレートの地震の方がフィリピン海プレートの地震よりも H が大きいように見える。しかし、今回解析した地震では、概して太平洋プレートの地震は、フィリピン海プレートの地震よりも深く、 H の大小はプレートの違いによるものか、あるいは

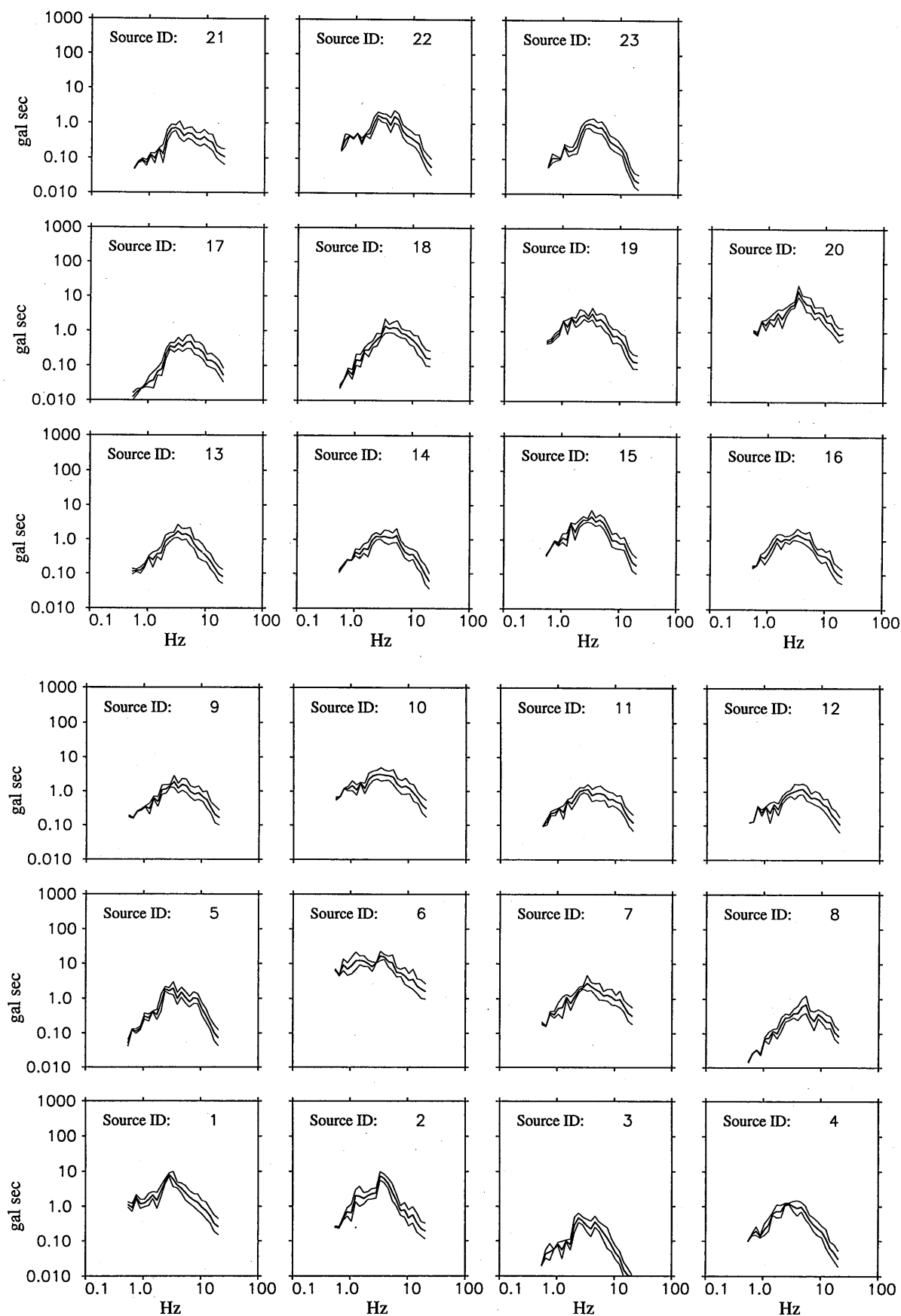
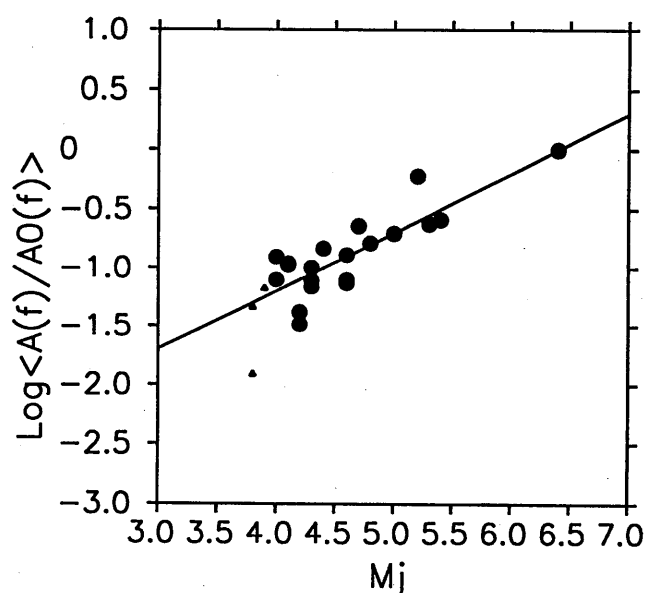


Figure 2.11 Source acceleration amplitude spectra. Note that the spectra are affected by the assumed site spectrum at CHO.

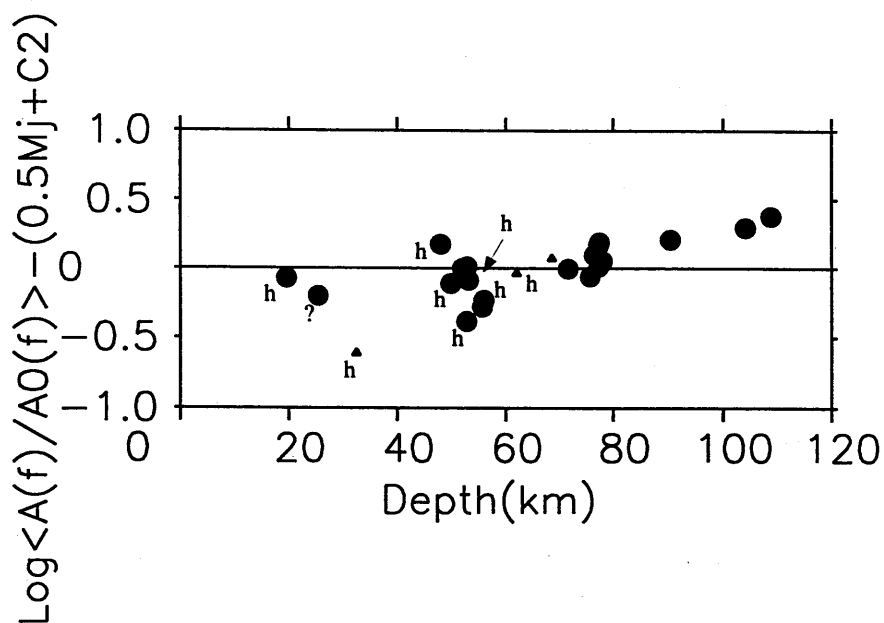
Table 2.2 List of events. Symbol 'C' means classification of the event: 'a' and 'h' indicate the event at Pacific plate and Philippine sea plate, respectively. It is not clear how to classify No. 16. Symbol 'H' indicates the radiation strength of high-frequency waves, $H = \log \langle a(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2)$. Circle at each station code means that the seismogram is used in this actual analysis and a cross means not used.

ID	Y	M	D	latitude	longitude	depth(km)	M_j	C	H	CHO	HIG	KAN	KAS
1	1996	03	06	35°28.4'	138°57.1'	19.6	5.3	h	-0.07	×	×	○	○
2	1996	03	18	35°46.2'	141°09.9'	52.8	4.8	a	0.01	○	×	×	×
3	1996	05	21	35°11.7'	140°16.3'	32.6	3.8	h	-0.61	×	×	○	×
4	1996	06	12	35°44.5'	140°44.4'	55.7	4.2	a	-0.28	×	×	○	×
5	1996	09	05	34°57.3'	139°41.6'	48.0	4.1	h	0.18	×	×	○	×
6	1996	09	11	35°38.1'	141°13.2'	52.0	6.4	a	0.00	○	×	○	○
7	1996	10	12	36°05.6'	139°40.1'	90.5	4.7	a	0.21	×	×	○	○
8	1996	11	15	35°05.8'	139°55.9'	68.6	3.9	a	0.07	×	×	○	×
9	1996	11	24	35°45.0'	140°06.5'	77.3	4.4	a	0.17	×	○	○	○
10	1996	12	21	36°05.6'	139°51.9'	53.1	5.4	h	-0.09	×	×	○	○
11	1997	01	27	35°45.2'	140°04.7'	77.5	4.1	a	0.19	×	×	○	○
12	1997	02	17	35°34.1'	140°08.6'	78.0	4.3	a	0.05	×	×	○	○
13	1997	02	19	35°33.8'	140°08.9'	76.5	4.0	a	0.10	×	×	○	○
14	1997	03	09	35°37.0'	140°10.0'	75.7	4.3	a	-0.06	×	×	○	○
15	1997	03	23	35°58.1'	140°06.3'	71.6	5.0	a	0.00	×	×	○	○
16	1997	05	10	35°48.8'	141°05.9'	25.5	4.6	?	-0.20	○	○	○	○
17	1997	05	12	35°22.2'	139°45.9'	62.0	3.8	h	-0.04	×	×	○	○
18	1997	05	26	35°58.5'	140°12.2'	104.1	4.0	a	0.30	×	○	○	×
19	1997	07	09	35°33.1'	140°07.7'	77.3	4.6	a	0.01	×	○	○	○
20	1997	09	08	35°33.2'	140°00.5'	108.8	5.2	a	0.38	×	×	○	○
21	1997	11	29	36°02.4'	139°54.9'	49.9	4.3	h	-0.11	×	○	○	○
22	1997	12	06	35°42.3'	140°07.2'	56.0	4.6	h	-0.23	×	×	○	○
23	1997	12	07	35°44.7'	140°07.6'	52.8	4.2	h	-0.38	×	×	○	○



Freq. Range(Hz) : 5.45 -20.30

Figure 2.12 Relation between JMA magnitude and $\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle$, $A(f)$ is the source acceleration spectra obtained in Figure 2.11, and $A_0(f)$ is that of the earthquake identified as No. 6 in Table 2.2, and $\langle \rangle$ means average in the range of 5 to 20Hz. Line indicates a relation expected from ω^2 model, that is $\log \langle A(f)/A_0(f) \rangle = 0.5M_j + C_2$, where $C_2 = -3.2$. The line represents the observations well, which means the ω^2 model is appropriate.



Freq. Range(Hz) : 5.45 - 20.30

Figure 2.13 Depth dependence of $H = \log \langle A(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2)$. Earthquakes whose JMA magnitude, M_j , is equal to or larger than 4.0 are shown by circles; those less than 4.0, by triangles. Symbol 'h' indicates the event at the Philippine sea plate. H increases with depth in the range of 50 to 120 km.

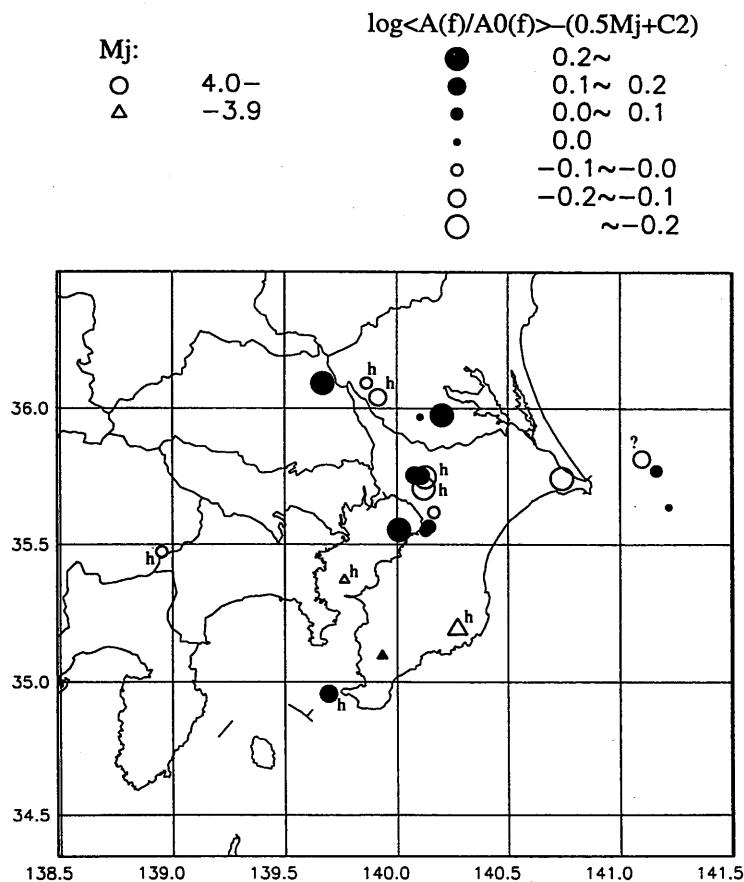


Figure 2.14 Epicentral distribution of $H = \log \langle A(f)/A_0(f) \rangle - (0.5M_j + C_2)$. Symbol 'h' indicates the event at the Philippine sea plate. The epicentral distribution of low- and high-frequency earthquakes does not show clear characteristics.

深さの違いによるものかは断定できない。また、解析した地震からだけでははっきりした地域的傾向は見出せない。もう少し多くのデータの蓄積が必要であろう。

(5) まとめ

南関東地域で発生した地震を解析し、S波のスペクトルから震源特性、伝搬経路特性、観測点近傍の増幅特性を分離し、それぞれを定量的に評価した。観測点近傍の増幅特性に関しては特にHIGの高周波で大きな増幅が得られた。 Q_s^{-1} 値(伝搬経路特性)では、3Hz以上で-0.5乗に比例する周波数依存性が得られた。震源特性では、震源の深さが深くなるにつれて高周波成分を多く含むようになる傾向が見られたが、 Q_s^{-1} 値の深さ依存性による見かけ上のものかもしれない。また、地域依存性に関しては今回解析した資料からでは明瞭なものは見出せなかった。ただし、これはデータの量が少ないためかもしれない、今後、より多くのデータが得られれば明瞭な地域性が見つかる可能性は否定できない。

(干場充之)

参考文献

浜田信生, 1984: 近地地震用走時表の再検討, 気象研究所研究報告, **35**, 109-167.

干場充之・吉田康宏・勝間田明男・前田憲二・石川有三, 1998: 南関東で観測されたS波から推定される震源特性・伝搬経路特性および観測点近傍の増幅特性, 気象研究所研究報告, **49**, 33-42.

岩田知孝・入倉孝次郎, 1986: 観測された地震波から、震源特性・伝搬経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震2, **39**, 579-593.

Kato, K., 1994: Evaluation of local site effects on high frequency earthquake motion by an inversion method., *Ph.D. Thesis, Tohoku University*, 210 pp.

Sato, R., 1979, Theoretical basis on relationships between focal parameter and earthquakes magnitude, *J. Phys. Earth*, **27**, 353-372.

Satoh, T., K. Kawase and T. Sato, 1997: Statistical spectral model of earthquakes in the eastern Tohoku District, Japan, based on the surface and borehole records observed in Sendai, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **87**, 446-462.

2.3 小地震の波形合わせによる地震モーメント推定

(1) はじめに

地震のモーメントは、地震の大きさを測る上で最も適した量であると考えられる。発震機構を推定する上でも、P波の初動極性を用いる方法に比べて少ない数の観測点のデータを用いた推定が可能である。また、ストレスドロップなどが検討可能となる。

Dziewonski *et al.* (1981) のハーバードグループは正規モード理論に基づいてセントロイドモーメントテンソルCMTを推定する方法を開発した。Figure 2.15にハーバードグループのCMT解から計算される1994年のモーメントマグニチュード M_w (Kanamori, 1977) と地震の発生頻度の関係を示す。図中の黒丸は対応するマグニチュード以上の地震の積算数である。Figure 2.15よりハーバードグループのCMT解がほぼもれることなく決まるマグニチュードの最低は約5.2であることが読み取れる。

ハーバードグループのCMT解は全地球的に分布している観測網のデータを用いることが前提となっているが、地域的な観測網で得られたデータに基づきモーメントテンソルを求める解析も行われている。菊池 (1992-1997) は地震モーメント等のパラメータをYCU地震学レポートやEIC地震学ノートとして発表している。岡田・他 (1997) は震源近傍で得られたデータに基づき、近地項を活用して $M_w = 1.3$ までの微小地震のモーメントテンソルを推定している。 $M_w = 1.3$ の地震の場合には震源から6 kmの観測点で得られたデータを用いている。久家・他 (1997) は強震観測網のK-NET (木下・他, 1997) で得られたデータを用いてモーメントテンソルを推定している。福山・他 (1998) は広帯域地震計により震源から数100 km程度以内で観測されたデータを用いて、モーメントテンソル推定の全自動処理を行っており、この方法によりほぼもれなく推定されるモーメントマグニチュードの最低は約4である。

ここでは、広帯域地震計と加速度計により震源から100 km以内で得られたデータを用いて、地震モーメントの大きさと断層パラメータを推定するツールの開発を行なった。

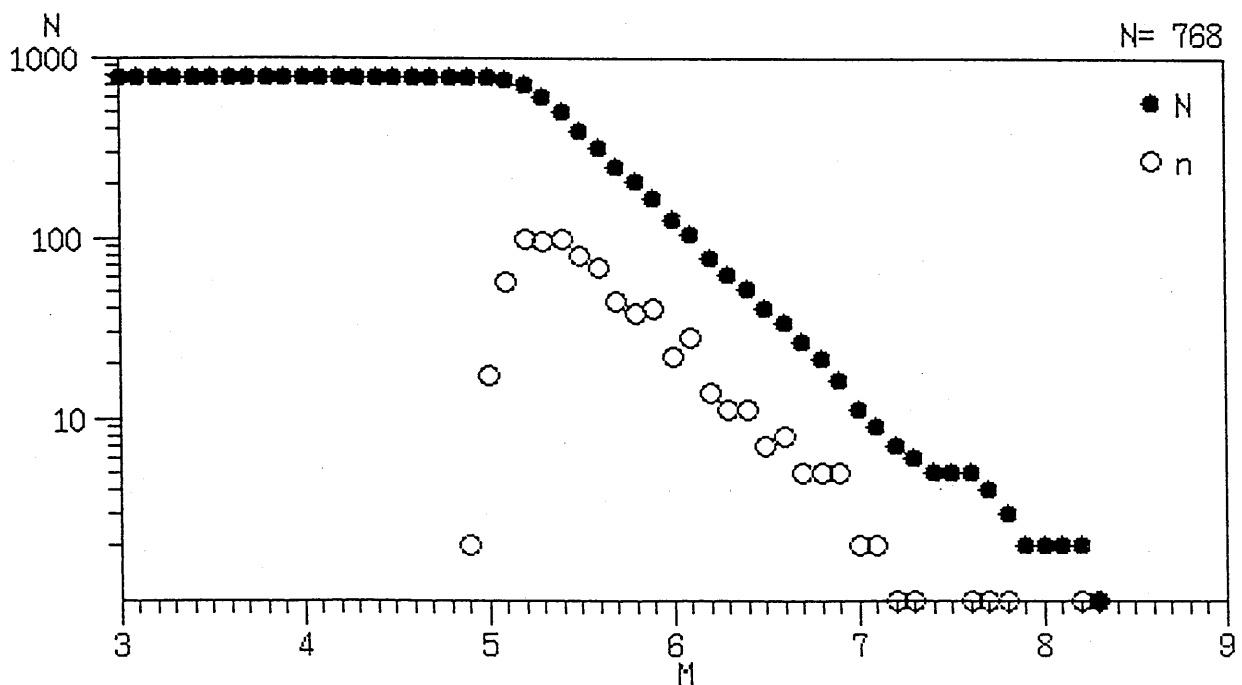


Figure 2.15 Relation between the moment magnitude of Harvard group and frequency of earthquakes which occurred in 1994 throughout the world. An open circle denotes the number of earthquakes of every 0.1 magnitude unit; a solid circle, the cumulative number of earthquakes up to the corresponding magnitude. We can recognize that the lower limit of the estimated moment magnitude is about 5.2.

(2) 震源のパラメータ推定

モーメントテンソルを推定するためには観測波形と理論波形の比較が必要となる。ここでは武尾(1985)による方法に基づいて、成層構造に対するグリーン関数を計算した。Table 2.3に仮定した速度構造を示す。グリーン関数を計算するためには、かなりの計算時間が必要である。ここでは震央距離2 kmごとに100 kmまで、震源の深さ2 kmごとに100 kmまでの一定の間隔の格子点上の点に関して予めモーメントテンソルの6成分それぞれに対するグリーン関数を計算した。これらのグリーン関数はファイルとして保存しておき、対応する観測点のデータを解析する際にプログラムに読み込むようにしている。

震源時間関数とグリーン関数とは畳み込み積分される。震源時間関数の形として三角形を用いた。比較の際には帯域通過のベッセルフィルタ(勝間田, 1993)を観測波形と理論波形の両者に処理する。通過帯域の高周波側周波数と低周波側周波数は、実体波のパルス幅と信号のS/N比に応じて変えている。

ここでは、地震モーメントと断層パラメータを推定するためのXウィンドウのツールを開発した。解の推定は最小二乗法とともに、手動によりパラメータを変更して波形合わせをする方法を用意した。

開発したプログラムの画面をFigure 2.16に示す。波形ウィンドウの実線は観測波形を示し、破線は合成波形を示す。地図中の十字は観測点の位置を表し、×印は震央を表す。パラメータは画面の下の方にあるスライドにより変更可能としている。'Filt_L'と'Filt_H'のスライドはフィルタの通過帯域を設定するためのものである。'St_T', 'T_len', 'Amp_M'はそれぞれ、波形表示の始めの時間、表示時間の長さ、振幅の倍率を設定するためのスライドである。

合成波形の各相の始まりの時刻は、仮定した速度構造と実際の速度構造の違いにより、観測波形の各相の始まりの時刻とずれる場合が多い。'Syn_Th', '(Fine_h)', 'Syn_Tv', '(Fine_v)'は観測波形と理論波形の相の始まりの時刻のずれを調整するためのものである。断層パラメータは'Strike', 'Dip'及び'Slip'スライドにより変える。'Moment'と'Half Dur'は地震モーメントの大きさと震源時間関数の幅を変えるためのものである。

手動によりパラメータを調整する場合には、3個の断層パラメータ：走向・傾斜・すべり角と地震モーメントの大きさ・震源時間関数の継続時間を変える。パラメータの調整は画面上のスライドにより行なう。パラメータが変えられた時には合成波形はすぐに計算され、画面上に表示される。合成波形の再計算はXウィンドウのイベントにより起動され、プログラムがモーメントの6成分の大きさを計算し、そのモーメントの大きさに応じて係数をかけられたグリーン関数を足し合わせ、さらに震源時間関数を畳み込み積分し、フィルタ処理をして画面上に表示する。これらの処理は十分速く実行されるので、解析者は処理の終了を待つようなことはない。

小さい地震の震源時間関数の継続時間は短い。短い震源時間関数の地震波形に対しては、わずかの時間のずれは合成波形の極性の完全な反転を引き起こす。また、幅の狭いパルスの波形の比較により地震モーメントを精度よく推定することは困難である。

Table 2.3 Velocity structure model used to calculate Green functions.

Depth (top) (km)	V _P (km/sec)	V _S (km/sec)	Density (g/cm ³)	Q _P	Q _S
0.0	4.20	2.42	2.40	200	100
2.4	5.30	3.06	2.60	300	150
4.0	6.10	3.52	2.70	300	150
14.6	6.70	3.87	3.00	500	250
31.5	8.00	4.62	3.20	600	300
171.0	8.19	4.73	3.28	600	300
300.0	8.19	4.73	3.28	600	300

ここでは高周波成分をフィルタにより取り除いて観測波形と理論波形の比較を行なっている。高域遮断の周波数は震源時間関数の2倍以上の周期を持つ周波数としている。Figure 2.16に示した波形と同じ部分の波形をフィルタ処理したものをFigure 2.17に示す。

自動推定の場合には、2種類のインバージョンの方法を用いられるようにしている。一つはP波・S波の振幅のみを用いる方法である。波形全体を用いるインバージョンは観測波形と理論波形のずれに対して敏感に反応してしまう。振幅のみを用いるインバージョンは波の立ち上がり時間のずれには直接は関係してこない。この方法は予備的な解析として用いている。もう一つの方法は通常の波形インバージョンである。インバージョンの際にはモーメントテンソルを表すマトリックスのトレースが0となる条件を入れて、6成分の地震モーメントのうち5成分を推定するようにしている。

(3) データ

Figure 2.18にここで解析に利用した観測点の分布図を示す。逆三角形は気象研究所で設置したSTS-2型(1992/1～1993/12)及びSTS-1型(1994/1～現在)の地震計が用いられている観測点を表す。三角形は気象研究所により1995年3月に設置された観測点で、日本航空電子社製のJA-5Vを用いている。十字は横浜市立大学による観測点で、STS-2型の地震計が用いられている。どの観測点でもQuanterra社製の24ビットのA/D変換器が用いられている。1カウント

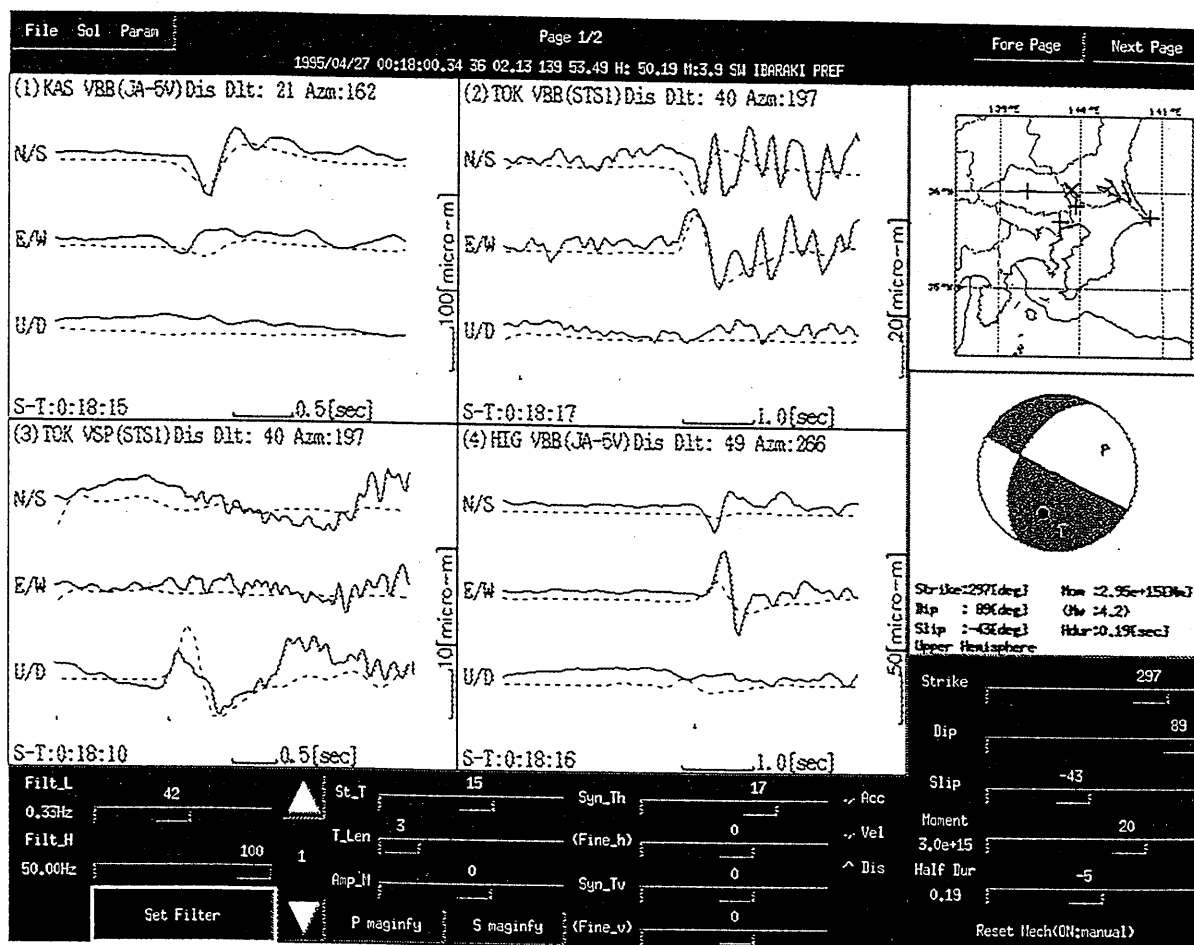


Figure 2.16 Screen image of the program. A solid line in a waveform window denotes an observed record, and a broken line denotes a synthetic record. A cross in the map denotes the location of a station, and an X denotes the location of the epicenter. Parameters are changeable by sliders on the lower part of the screen: Filt_L and Filt_H, pass band of the filter; St_T, start time of display; T_Len, time length; Amp_M, amplitude scaling; Syn_Th, (Fine_h), Syn_Tv, and (Fine_v), adjustment of the onset times of observed records and synthetic records; Strike, Dip and Slip; fault parameters; Moment, moment size; Half Dur rise time.

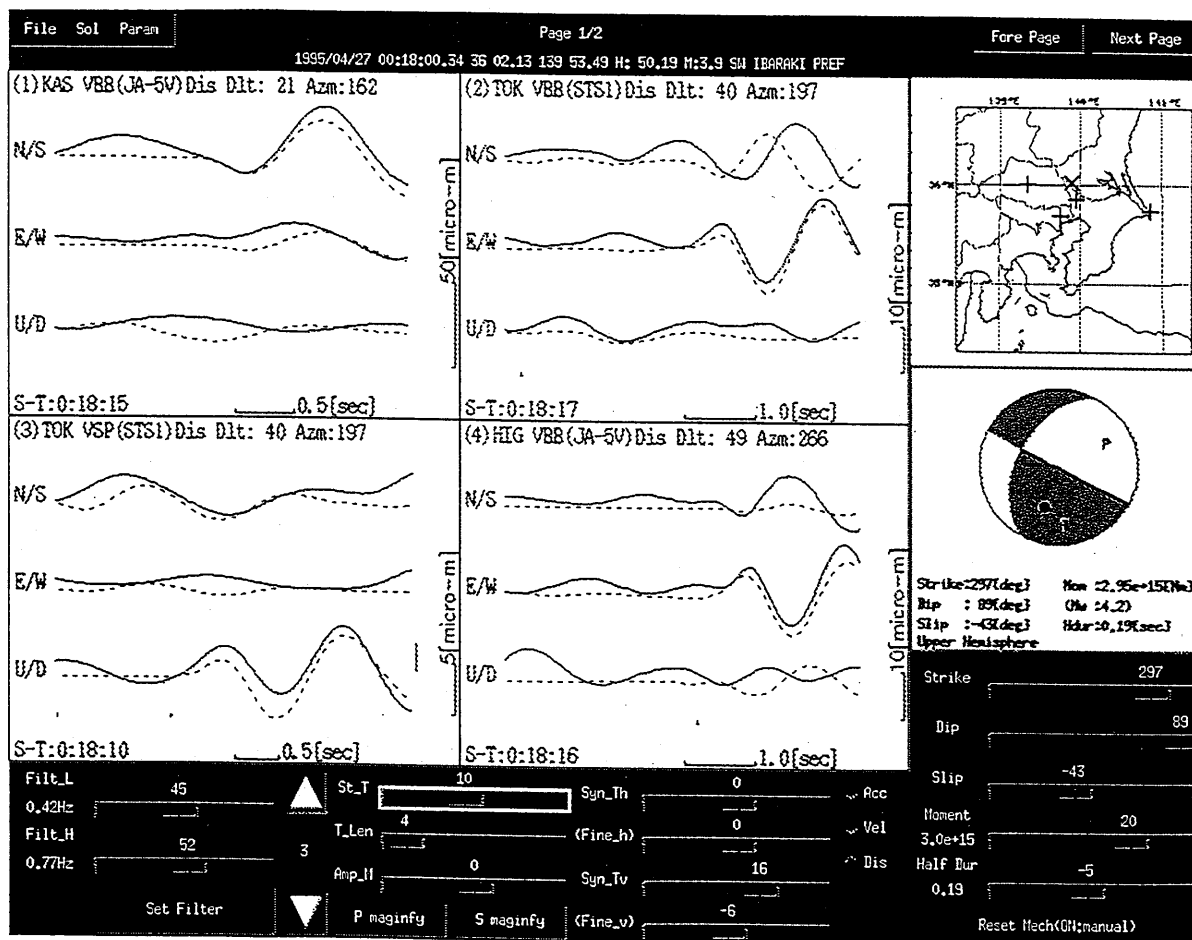


Figure 2.17 Comparison of filtered records of observations and synthetics. The same time sections as those of Figure 2.16 are shown in this figure. Seismic records were processed with digital filters which cut high frequency components. Frequency components lower than 1 Hz were usually used in this study. The period of the high-cut frequency was selected so that it exceeds twice the pulse width of a seismic phase.

はSTS-2の観測点では 1.6×10^{-9} m/sに、STS-1の観測点では 1.0×10^{-9} m/sに、JA-5Vの観測点では 1.1×10^{-6} m/s²に対応している。

ここでは、1992年以後のデータの解析を行なった。JA-5Vのデータは1995年3月以後存在する。データの記録とその回収システムのトラブルのために常に全ての観測点のデータが得られているとは限らず、データの不足のためにこの期間・地域の全ての地震が解析できたわけではない。

(4) 議 論

波形合わせによる発震機構の推定では、P波の初動の極性を用いる方法に比べて、より少ない数の観測点による推定が可能となる。条件が良ければ2、3の観測点でも発震機構と地震モーメントの大きさを推定するのに十分である。

Figure 2.19の地震の解析を例として示す。観測波形の線形インヴァージョンとしてモーメントテンソルの5成分の値を推定した。最小二乗法においてはモーメントテンソルのマトリックスのトレースをゼロと仮定した。観測波形と合成波形の比較と各モーメントテンソル毎の合成波形をFigure 2.20に示す。対応する解をFigure 2.21に示す。XはN/S成分を、YはE/W成分を、ZはD/U成分を表す。各成分の合成波形は地震モーメントとして、 7.5×10^{15} Nmに対応している。

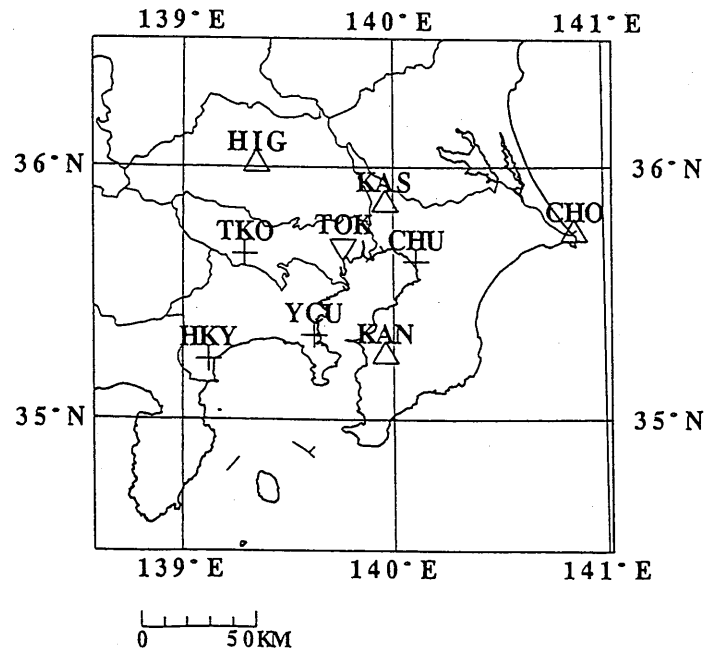


Figure 2.18 Station locations used in this study. A cross denotes a station installed by Yokohama City University, where an STS-2 seismometer is used. An inverse triangle denotes a station installed by the Meteorological Research Institute, where an STS-2 seismometer is used from 1992 to December 1993, and an STS-1 seismometer is used from January 1994 to the present. A triangle denotes a station installed by the Meteorological Research Institute in March, 1995, where JA-5V accelerometers produced by Nihon-Kokuh-Denshi are used.

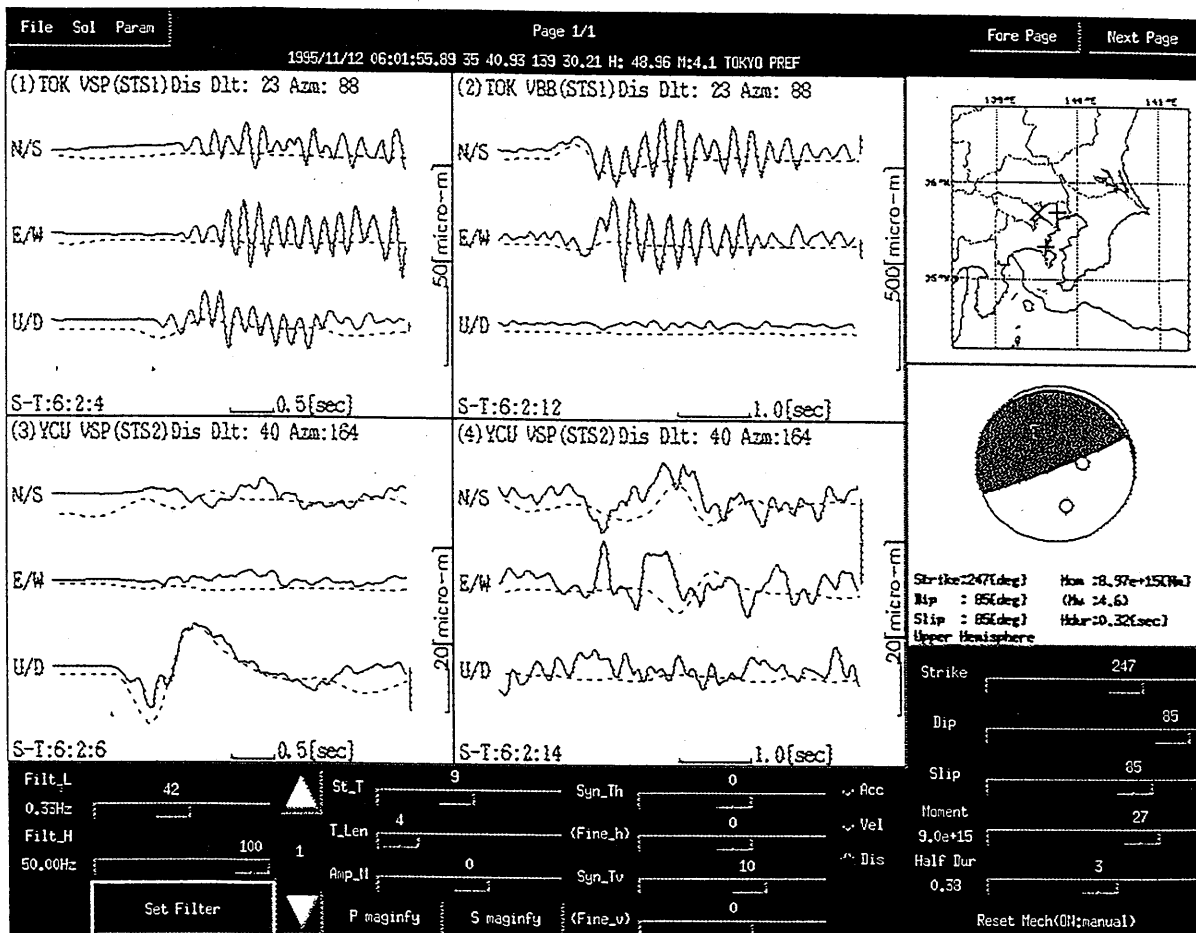


Figure 2.19 Observed records and station distribution of an earthquake which we analyzed to check the resolution of the moment tensor estimation. A solid line in a waveform window denotes an observed record, and a broken line denotes a synthetic record.

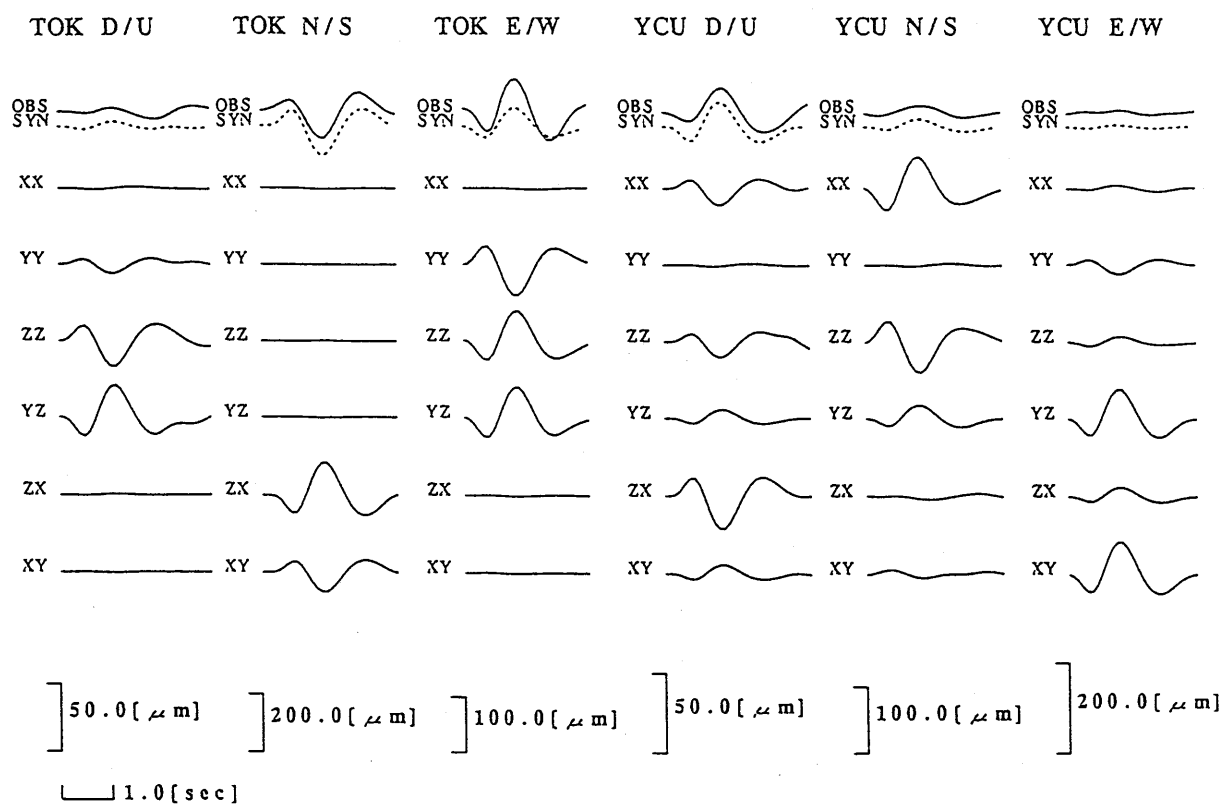


Figure 2.20 Comparison between observed records and synthetic records of the earthquake shown in Figure 2.19. A solid line in the upper row denotes an observed record, and a broken line denotes a synthetic record. The solution was obtained by the least squares method. The synthetic record of each moment component is also shown. XX denotes components of a moment tensor. X denotes N/S direction, Y denotes E/W direction, and Z denotes D/U direction. The synthetic record of each moment tensor component is that for 7.5×10^{15} Nm.

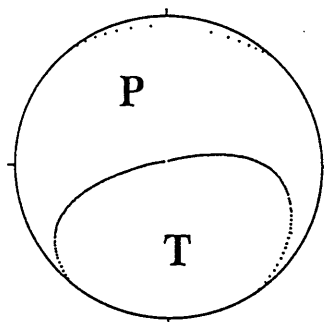


Figure 2.21 Solution of moment tensor inversion of the earthquake shown in Figure 2.19. The solution is shown as a mechanism diagram. Five moment components were estimated from the waveform as a linear inverse problem.

推定されたモーメントテンソルは次の通りである。

$$\begin{pmatrix} M_{xx} \\ M_{yy} \\ M_{zz} \\ M_{yz} \\ M_{zx} \\ M_{xy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1.43 \times 10^{15} \\ -2.26 \times 10^{15} \\ 0.83 \times 10^{15} \\ 1.30 \times 10^{15} \\ -6.44 \times 10^{15} \\ 0.18 \times 10^{15} \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

推定における共分散行列は次の通りである。

$$\begin{array}{cc} & \begin{array}{ccccc} xx & yy & yz & zx & xy \end{array} \\ \begin{array}{c} xx \\ yy \\ yz \\ zx \\ xy \end{array} & \left(\begin{array}{ccccc} 0.00118 & -0.00206 & -0.00072 & -0.00042 & -0.00008 \\ -0.00206 & 0.00441 & 0.00028 & 0.00134 & 0.00125 \\ -0.00072 & 0.00028 & 0.00205 & -0.00056 & -0.00165 \\ -0.00042 & 0.00134 & -0.00056 & 0.00134 & 0.00076 \\ -0.00008 & 0.00125 & -0.00165 & 0.00076 & 0.00197 \end{array} \right) \end{array} \quad (2.9)$$

ここで1.0はモーメントの大きさとして、 7.5×10^{15} Nmに対応している。観測波形と理論波形の差の標準偏差を共分散行列の計算に用いている。標準偏差の値は、それぞれTOK-D/U: 2.7 μ m, TOK-N/S: 11 μ m, TOK-E/W: 18 μ m, YCU-D/U: 2.6 μ m, YCU-N/S: 1.6 μ m, YCU-E/W: 1.9 μ mである。共分散の値からみてモーメントテンソルの各成分の推定の分解能は必ずしも十分とは言えないものの、成分によってはある程度の信頼性があると言える。なお、TOK観測点の3成分のみを用いてこの地震のモーメントテンソルを推定した場合には、解の分解能は十分ではない。TOKのみを用いて推定した場合の共分散行列を次に示す。

$$\begin{array}{cc} & \begin{array}{ccccc} xx & yy & yz & zx & xy \end{array} \\ \begin{array}{c} xx \\ yy \\ yz \\ zx \\ xy \end{array} & \left(\begin{array}{ccccc} 0.32 & -0.24 & -0.14 & 0.22 & 0.35 \\ -0.24 & 0.19 & 0.10 & -0.22 & -0.35 \\ -0.14 & 0.10 & 0.06 & -0.07 & -0.10 \\ 0.22 & -0.22 & -0.07 & 2.75 & 4.51 \\ 0.35 & -0.35 & -0.10 & 4.51 & 7.38 \end{array} \right) \end{array} \quad (2.10)$$

菊池 (1992-1997) は地震モーメントの推定値をYCU地震学レポートやEIC地震学ノートとして発表している。これらの報告の中では、世界で発生している大規模な地震のモーメントテンソルと共に、日本周辺で発生している小規模の地震のモーメントテンソルが公表されている。菊池が得た結果とここで我々が得た結果の比較を行なった。1992年から1996年の間で16個の共通の地震があった。

Figure 2.22に地震モーメントの大きさの比較のグラフを示す。グラフ中において、各データは比が1:1の線のまわりに分布しているものの、最大の差は3倍程度にも及び、本研究で推定した地震モーメントの大きさは菊池の推定値よりも大きくなる傾向がある。1992年のデータにおける両者の大きさの違いは比較的大きいが、それは観測点の数と観測データの回収率の問題が関わっていると思われる。Figure 2.23に本研究での結果と菊池の結果を下半球投影の発震機構解として比較して示す。各組のうち左側がここでの結果を示し、右側が菊池の結果を示す。2, 3の例を除き、類似した発震機構解が得られている。

菊池の推定においては各観測点の直下の構造の違いが考慮されている (YCU地震学レポート No.5)。本研究では共通したグリーン関数がすべての観測点に対して用いられており、表層のP波速度を4.2 km/sと仮定している。表層の速度が速いと合成波形の振幅は小さくなるため、推定された地震モーメントの大きさに偏差が生じている原因の一つに、速度構造の差があると考えられる。

1992年11月19日に神奈川県東部の深さ40 kmで発生した地震の地震モーメントの両者の推定値の差は3倍に達している。この地震について、本研究での推定パラメータに基づく合成波形と観測波形の比較をFigure 2.24 (a) に、菊池の解に基づく合成波形と理論波形の比較をFigure 2.24 (b) に示す。なお、合成波形は本研究で計算したものである。TOKにおける残差は、本研究で推定したパラメータに基づいた場合の方が菊池の推定値よりも小さくなっている。他方、TKOとYCUのP波の本研究での推定値に基づく合成波形は、観測波形に比べ大きすぎる。本研究での推定は、主として手動パラメータ調整による結果であるので、観測点に対する重みは場合場合により変わってしまっており、結果として分散の増加を招いていると考えられる。

Figure 2.23では、T軸あるいはP軸の方向が、本研究での結果と菊池の結果で90度くらい異なる地震が2, 3ある。

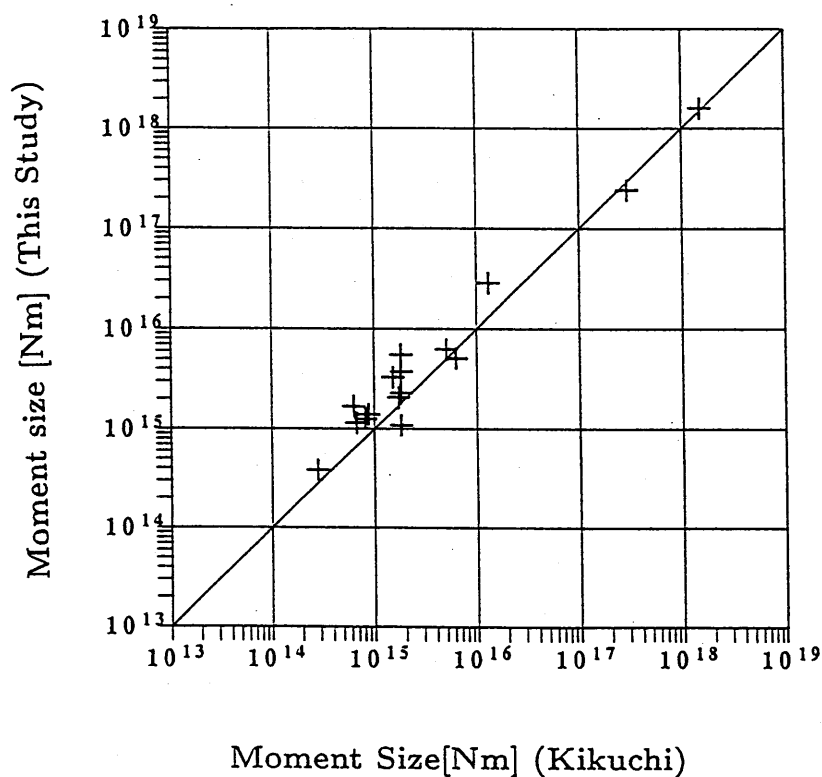


Figure 2.22 Comparison of scalar moments estimated in this study and Kikuchi's estimation. The horizontal axis shows Kikuchi's estimation, and the vertical axis shows the estimation of this study. Whereas the plots are distributed around the line of ratio=1.0, the maximum difference is about three times, and the moments of this study tend to be larger than those of Kikuchi's estimation.

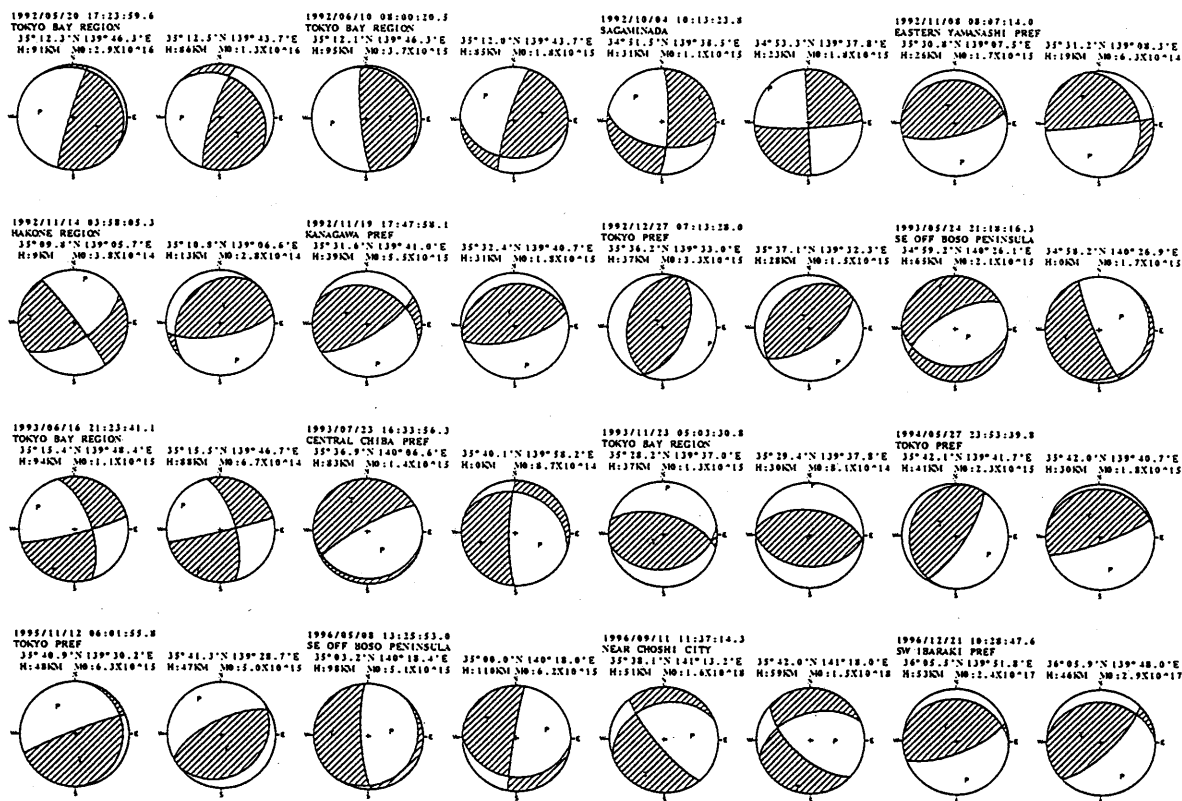
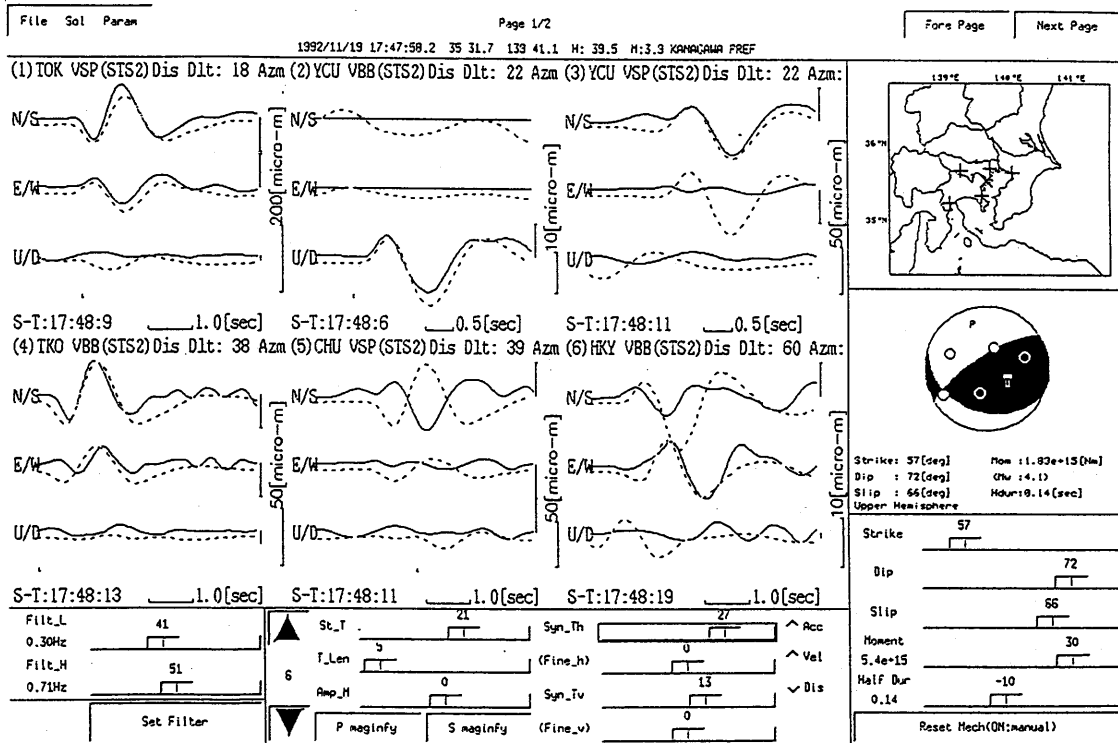


Figure 2.23 Comparison of fault parameters estimated in this study (left) and Kikuchi's estimation (right). These are projected on lower hemispheres. Similar solutions were obtained among two studies except for a few earthquakes.

(a)



(b)

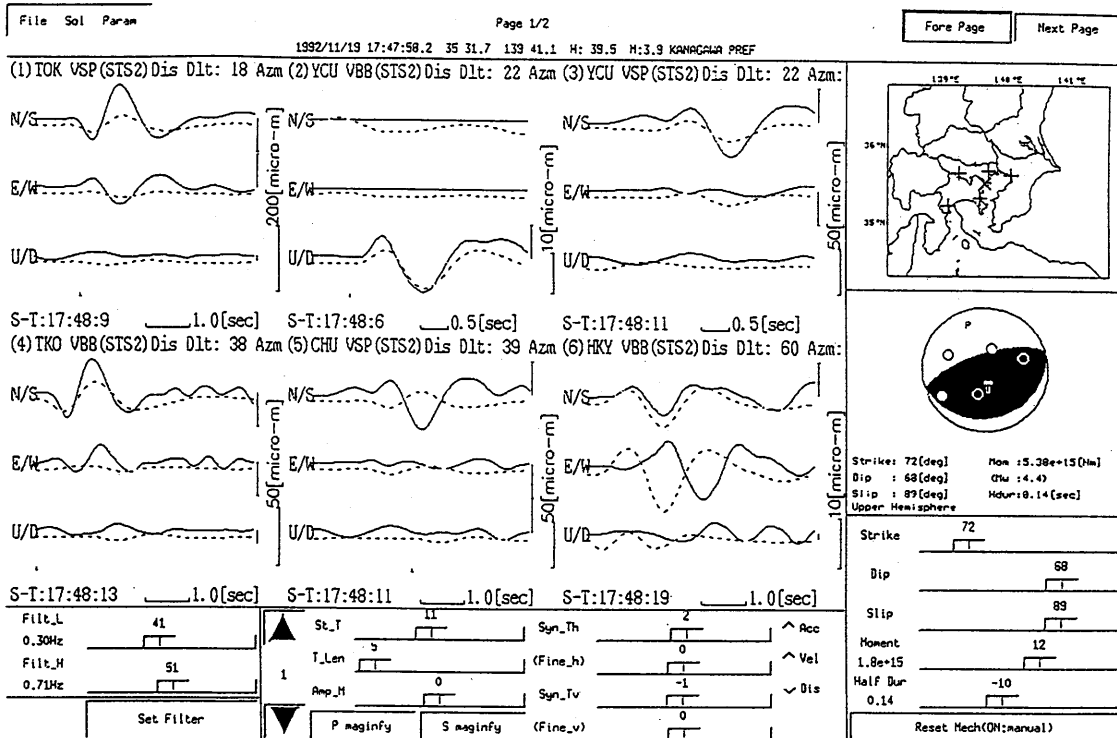


Figure 2.24 Comparisons of observed records and synthetic records for the parameters obtained in this study (a) and those estimated by Kikuchi (b) for an earthquake which occurred at a depth of about 40 km in eastern Kanagawa Prefecture on Nov. 19, 1992. For this earthquake, the difference in moment size between two estimations was maximum (about three) among the earthquakes which are common in both studies. Residual for TOK is less for this study than that for Kikuchi's estimation. The amplitudes of synthetic records for TKO and YCU P phase are too large in this study.

それらの一例として、Figure 2.25に千葉県の深さ80 kmで発生した地震の2つの解に関する観測波形と理論波形の比較を示す。Figure 2.25において両方の解とも全ての観測点における実体波の極性を説明できるものとはなっていない。いずれの場合でも、いくつかの観測波形は説明できているものの、他のいくつかの波形については説明できていない。この場合もデータに対する重みにより、主軸の回転が引き起こされていると言える。

この期間で、ハーバードグループによるCMT解と本研究における推定解の両方に共通する地震が4個ある。それらをTable 2.4に示す。地震モーメントの最大の差は20%程度となっている。

本研究で推定された地震のパラメータをAppendixに掲載する。推定された最小の地震モーメントは 1.5×10^{14} Nm ($M_w = 3.4$)である。解析可能な最小の地震の大きさはS/Nにより決まる。この地域では30 kmよりも深い場所で地震活動が活発であるため、30 kmよりも短い震源距離のデータが得られることは少ない。もし更に震源に近いデータが得られた場合には、更に小さな地震まで解析可能となると期待される。

(5) まとめ

地域的な観測網で得られたデータを用いて規模が比較的小さい地震の地震モーメントと断層パラメータを推定するためのツールを開発した。震央距離と震源深さについての格子上の点について予めグリーン関数を計算しておくことにより、合成波形を計算する時間を短縮している。高周波成分をフィルタにより除くことにより、幅の狭いパルス状の波形を比較する場合の困難さを軽減し、推定精度の向上を図っている。比較においては実体波を中心に用いた。グラフィックインターフェースを持たせたツールは、数多くの地震の解析や自動解に対する再検討を容易にしている。南関東地域の実際の地震に適用した結果、 $M_w = 3.4$ までの地震の地震モーメントの推定が可能であった。解析可能な地震の規模の最小値はデータのS/Nに依存するので、更によいS/Nのデータが得られれば、更に小さな地震の解析が可能となる。しかし、震源球上での観測点分布が偏っていたり、観測点ごとの重みが適切でない場合には、主軸方向の推定値に90度ほどの誤差を生ずることがあることもわかった。

(勝間田明男)

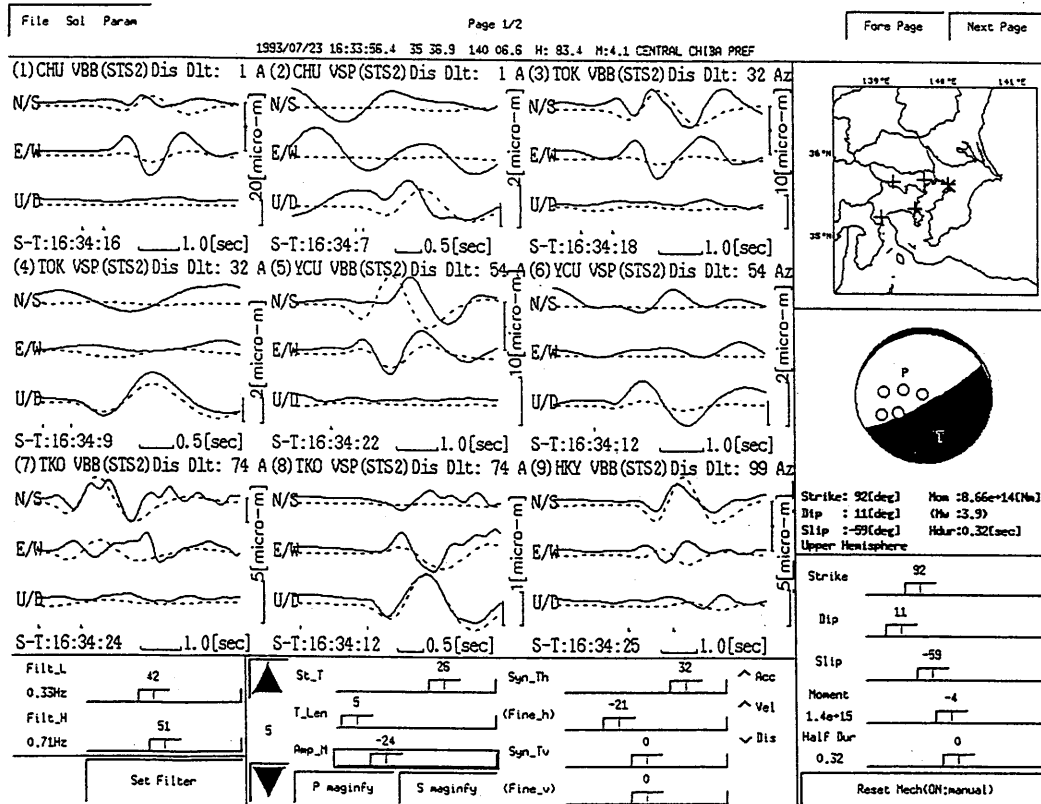
謝 辞

ここで述べたツールは、Motifライブラリを用いてX-windowシステム上で開発したものである。解析には、本特別研究で設置された観測点によるものの他に、横浜市立大学によるデータと科学技術振興調整費「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」の一環として設置されたTOK観測点のデータを使用した。

Table 2.4 Comparison with CMT solution of Harvard group.

Origin Time	M_0 of this study [Nm]	M_0 of CMT solution [Nm]
1993/ 5/21 11:36	6.2×10^{16}	7.9×10^{16}
1995/ 7/03 08:53	9.0×10^{16}	8.7×10^{16}
1995/ 7/30 03:24	9.1×10^{16}	10.6×10^{16}
1996/12/21 10:28	2.4×10^{17}	2.13×10^{17}

(a)



(b)

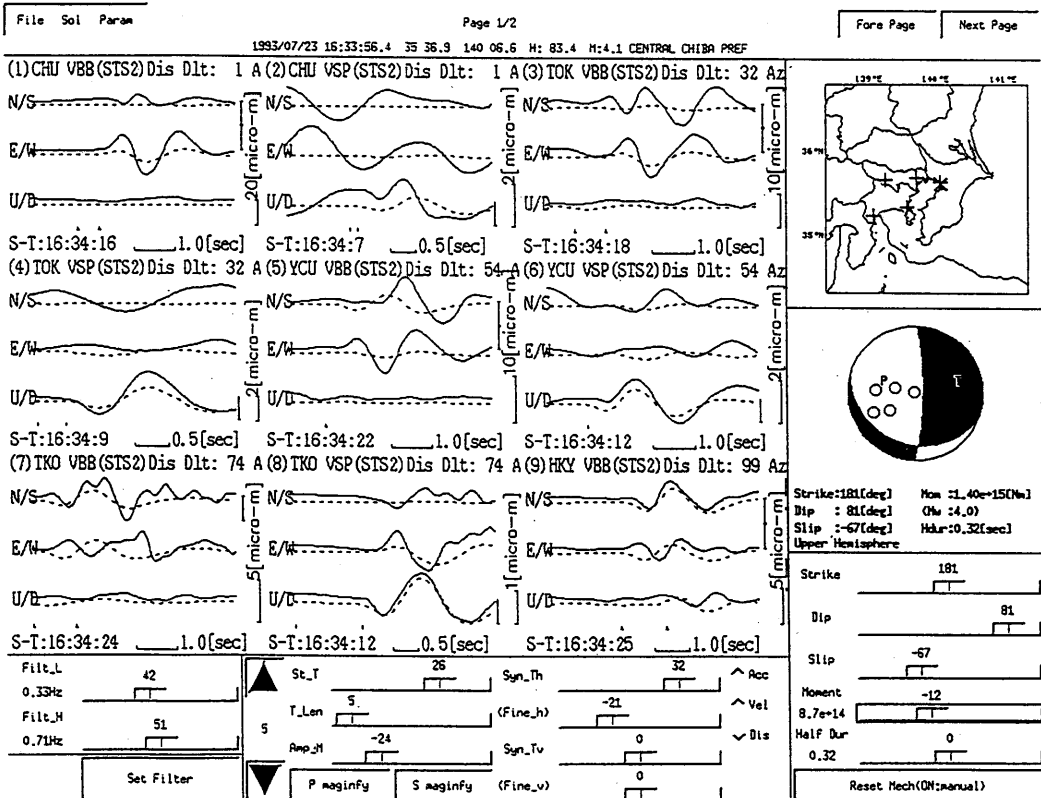


Figure 2.25 Comparisons of observed records and synthetic records for the parameters obtained in this study (a) and for those estimated by Kikuchi (b) for an earthquake which occurred at a depth of about 80 km in Chiba Prefecture on July 23, 1993. For this earthquake, the T axis of this study rotates nearly 90 degrees from that of Kikuchi's estimation. Neither solution can explain the polarities of body phases of all stations. In either case, data of some stations can be explained, and data of others cannot be explained.

参考文献

- Dziewonski, A. M., T. A. Chou and J. H. Woodhouse, 1981 : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- 福山英一・石田瑞穂・Douglas S. Dreger・川井啓廉, 1998 : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震2, **51**, 149-156.
- Kanamori, H., 1977 : The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- 勝間田明男, 1993 : ベッセルデジタルフィルタの自動設計について, 験震時報, **56**, 17-34.
- 木下繁夫・上原正義・斗沢敏雄・和田安司・小久江洋輔, 1997 : K-NET95型強震計の記録特性, 地震2, **49**, 467-481.
- 菊池正幸, 1992-1997 : YCU 地震学レポート, EIC 地震学ノート.
- 久家慶子・岩田知孝・入倉孝次郎, 1997 : K-NETの波形データを用いた震源パラメタの自動推定, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B16.
- 岡田知己・松澤 暢・松本 聡・河野俊夫・仁田交市・長谷川 昭・伊東明彦・藤田英輔・小原一成・笠原敬司・小菅正裕, 1997 : 日光白根山付近に発生した微小地震と孤立型微動のモーメントテンソルインバージョン, 地震2, **50**, 37-48.
- 武尾 実, 1985 : 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成 — 堆積層での非弾性減衰の効果について —, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.

Appendix

N	Origin Time	Lat.	Lon.	Dep	Mo	Mw	Str	Dp	Slip	Region Name
1	1992/05/20 17:23:59.6	35.205	139.773	92	0.29E+17	4.9	196	85	98	TOKYO BAY REGION
2	1992/06/10 08:00:20.5	35.202	139.772	96	0.37E+16	4.3	175	82	93	TOKYO BAY REGION
3	1992/10/04 10:13:23.8	34.858	139.643	31	0.11E+16	4.0	100	51	-168	SAGAMINADA
4	1992/11/08 08:07:14.0	35.515	139.127	26	0.17E+16	4.1	76	71	85	EASTERN YAMANASHI PREF
5	1992/11/14 03:58:05.4	35.163	139.095	10	0.38E+15	3.7	324	85	152	HAKONE REGION
6	1992/11/19 17:47:58.2	35.528	139.685	40	0.55E+16	4.4	57	72	65	KANAGAWA PREF
7	1992/12/04 23:00:31.6	36.215	139.798	65	0.20E+16	4.1	345	79	132	SW IBARAKI PREF
8	1992/12/27 07:13:28.0	35.605	139.552	37	0.33E+16	4.3	24	54	95	TOKYO PREF
9	1993/04/14 20:26:45.1	36.108	139.917	59	0.11E+16	4.0	109	90	62	SW IBARAKI PREF
10	1993/04/22 08:09:02.8	35.608	140.188	75	0.19E+16	4.1	82	67	38	CENTRAL CHIBA PREF
11	1993/05/21 11:36:37.9	36.042	139.900	61	0.62E+17	5.1	82	64	53	SW IBARAKI PREF
12	1993/05/24 21:18:16.3	34.987	140.437	66	0.21E+16	4.1	91	29	-62	SE OFF BOSO PENINSULA
13	1993/06/16 21:23:41.1	35.257	139.807	95	0.11E+16	4.0	342	64	-8	TOKYO BAY REGION
14	1993/07/09 02:32:51.1	35.217	139.768	92	0.17E+16	4.1	239	69	65	TOKYO BAY REGION
15	1993/07/23 16:33:56.4	35.615	140.110	83	0.14E+16	4.0	91	11	-59	CENTRAL CHIBA PREF
16	1993/07/26 20:42:18.9	36.060	139.903	60	0.13E+16	4.0	24	73	104	SW IBARAKI PREF
17	1993/08/11 13:44:45.1	35.585	140.135	73	0.13E+16	4.0	45	70	-123	CENTRAL CHIBA PREF
18	1993/09/27 20:21:32.6	35.645	140.152	76	0.79E+15	3.9	30	75	59	CENTRAL CHIBA PREF
19	1993/10/10 02:22:34.1	35.578	140.040	77	0.53E+15	3.8	309	90	65	CENTRAL CHIBA PREF
20	1993/11/01 21:22:28.3	36.100	140.225	82	0.19E+17	4.8	175	43	62	SOUTHERN IBARAKI PREF
21	1993/11/23 05:03:30.9	35.470	139.618	38	0.13E+16	4.0	79	34	68	TOKYO BAY REGION
22	1993/11/23 12:40:39.1	35.482	139.632	36	0.50E+15	3.7	57	33	38	TOKYO BAY REGION
23	1993/12/07 10:07:11.0	35.615	139.472	37	0.33E+15	3.6	54	58	65	TOKYO PREF
24	1993/12/31 15:31:16.1	36.230	139.448	80	0.96E+16	4.6	3	62	-2	SE GUNMA PREF
25	1994/01/04 15:46:53.7	34.933	139.718	96	0.21E+16	4.1	242	73	150	SAGAMINADA
26	1994/01/16 23:37:57.4	35.573	140.182	76	0.14E+16	4.0	281	41	-68	CENTRAL CHIBA PREF
27	1994/01/19 11:04:28.4	34.952	139.835	52	0.39E+15	3.7	154	45	-20	SOUTHERN BOSO PENINSULA
28	1994/01/23 15:43:46.3	36.322	140.080	77	0.44E+16	4.4	94	46	17	SW IBARAKI PREF
29	1994/02/12 02:49:48.6	35.988	140.792	89	0.75E+16	4.5	70	90	-2	E OFF IBARAKI PREF
30	1994/02/16 12:38:40.6	35.963	140.103	81	0.52E+16	4.4	24	79	71	SOUTHERN IBARAKI PREF
31	1994/03/18 23:20:31.7	36.072	139.903	58	0.10E+16	3.9	136	61	20	SW IBARAKI PREF
32	1994/04/06 21:17:58.7	35.588	140.168	78	0.10E+16	3.9	67	26	14	CENTRAL CHIBA PREF
33	1994/04/10 15:01:42.6	35.823	140.032	81	0.21E+16	4.1	88	39	20	NORTHERN CHIBA PREF
34	1994/05/13 20:18:40.6	36.270	140.103	75	0.50E+16	4.4	15	90	110	SW IBARAKI PREF
35	1994/05/27 23:53:39.9	35.702	139.695	42	0.23E+16	4.2	33	75	95	TOKYO PREF
36	1994/05/31 04:20:05.3	36.237	140.008	58	0.17E+16	4.1	200	25	-8	SW IBARAKI PREF
37	1994/06/17 16:52:25.2	35.317	140.143	73	0.89E+15	3.9	42	60	-53	SOUTHERN BOSO PENINSULA
38	1994/06/29 11:01:58.8	34.952	139.882	60	0.62E+17	5.1	33	58	14	SOUTHERN BOSO PENINSULA
39	1994/07/10 11:42:03.3	36.135	140.117	76	0.63E+15	3.8	21	85	68	SW IBARAKI PREF
40	1994/07/13 00:51:09.7	35.563	140.172	78	0.12E+16	4.0	145	8	0	CENTRAL CHIBA PREF
41	1994/11/16 09:40:33.2	34.868	139.785	45	0.58E+15	3.8	284	33	180	SE OFF BOSO PENINSULA
42	1995/01/08 04:28:18.0	36.308	139.960	71	0.13E+17	4.7	185	90	-104	SW IBARAKI PREF
43	1995/02/07 04:23:33.9	35.898	139.865	68	0.23E+16	4.2	327	49	65	EASTERN SAITAMA PREF
44	1995/03/02 06:59:25.2	35.647	140.088	78	0.11E+16	4.0	12	71	53	CENTRAL CHIBA PREF
45	1995/03/12 21:10:36.4	35.462	139.433	44	0.15E+15	3.4	18	83	-62	KANAGAWA PREF

N	Origin Time	Lat.	Lon.	Dep	Mo	Mw	Str	Dp	Slip	Region Name
46	1995/03/23 07:24:32.3	36.095	140.017	56	0.38E+17	5.0	257	79	-50	SW IBARAKI PREF
47	1995/04/04 06:49:23.7	36.200	140.053	58	0.72E+15	3.8	91	71	38	SW IBARAKI PREF
48	1995/04/24 10:12:56.1	35.752	140.247	63	0.87E+16	4.6	12	90	171	NORTHERN CHIBA PREF
49	1995/04/27 00:18:00.3	36.035	139.891	50	0.38E+16	4.3	290	83	-68	SW IBARAKI PREF
50	1995/04/27 19:21:06.6	35.611	140.223	74	0.38E+16	4.3	115	88	26	CENTRAL CHIBA PREF
51	1995/05/02 08:04:45.4	35.467	140.422	37	0.12E+16	4.0	188	20	5	KUJUKURI COAST BOSO PEN
52	1995/07/30 03:24:00.1	35.900	140.589	43	0.91E+17	5.2	160	50	35	SOUTHERN IBARAKI PREF
53	1995/07/30 05:01:18.6	35.880	140.568	42	0.45E+15	3.7	154	53	32	SOUTHERN IBARAKI PREF
54	1995/08/27 14:32:22.8	36.104	140.044	69	0.25E+17	4.9	82	79	-35	SW IBARAKI PREF
55	1995/09/26 20:45:15.6	35.559	140.135	79	0.28E+17	4.9	27	8	-113	CENTRAL CHIBA PREF
56	1995/07/03 08:53:23.2	35.163	139.568	122	0.90E+17	5.2	274	90	127	SAGAMI BAY REGION
57	1995/10/02 04:07:39.1	34.811	139.359	31	0.74E+15	3.8	166	74	-14	NEAR IZU-OSHIMA ISLAND
58	1995/11/05 13:12:43.0	36.083	139.914	50	0.10E+16	3.9	154	51	17	SW IBARAKI PREF
59	1995/11/12 06:01:55.8	35.682	139.503	49	0.63E+16	4.5	248	85	101	TOKYO PREF
60	1996/05/08 13:25:53.0	35.054	140.308	98	0.51E+16	4.4	177	79	-98	SE OFF BOSO PENINSULA
61	1996/09/11 11:37:14.3	35.636	141.220	52	0.16E+19	6.1	250	32	-157	NEAR CHOSHI CITY
62	1996/12/21 10:28:47.7	36.093	139.864	53	0.24E+18	5.5	69	72	81	SW IBARAKI PREF

第3章 過去の地震の発震機構

3.1 明治の東京地震 (1894年)

(1) はじめに

1894年(明治27年)6月20日に東京・横浜などに被害をもたらした地震が発生した。「東京地震」と呼ばれる地震である。この地震により、東京およびその周辺地域において死者31名が出た(宇佐美, 1996)。この地震による東京地区の被害は、明治以後では1923年の関東大地震を除いて最も大きい。

大森(1899)は、この地震に余震が少ないこと、有感半径に比べて震央の被害の少ないことから、震源が深い地震であると推定している。一方、萩原(1972)は震度4以上あるいは震度5以上の面積からマグニチュードを6.4あるいは6.7としており、震源の深さは深くても30 kmくらいとしている。また、宇津(1979)は、震源がやや深いマグニチュード7.0の地震としており、茅野(1975)は中央气象台(1894)の報告している振幅からマグニチュードを $6\frac{3}{4}$ と計算している。さらに、須藤(1977)は初期微動時間から震源の位置を検討するとともに、地殻変動のデータなどから、正断層であった可能性を示唆している。このように、この地震の震源に関しては様々な説が提示されている。

ここでは、関谷・大森(1899)が報告している地震波形や振幅データを元に、この地震の震源位置・発震機構・テクトニクスの性質などについて議論する。

(2) データ

地震波形としては、東京气象台におけるGME(グレー・ミルン・ユーイング)普通地震計、関谷・大森(1899)が報告している東京大学で記録されたユーイング円盤記録式強震計、東京大学工学部におけるグレー・ミルン式円盤記録式地震計の各記録を使用した。

GME普通地震計は固有周期3秒、水平動倍率5倍、上下動倍率約10倍(濱松, 1981; 橋田・三上, 1992)の地震計である。Pの極性等などが読み取れる。

ユーイング円盤記録式強震計は、倍率1倍、固有周期6.0秒、振子の長さ51 cm、記録速度3度/秒、無制振器(那須, 1971; Morioka, 1980)の地震計である。関谷・大森(1899)が報告書に記録のトレースを掲載しており、大きなパルス的な震動を記録している。

東京大学工学部における記録は、須藤(1977)が解析に用いた東京大学地震研究所が保管しているもので、「工科地上」・「工科2カイ」・「中央部地中」・「速度器」と記した4記象がある。それぞれ水平動2成分が記録されている。「工科地上」の記録のトレースをFigure 3.1に示す。これらの記録は同じような振幅の値のピークが多く見られること、片振れ状態であることなどから振り切っているものと考えられる。また、記録を見たところでは連続的に記録していた模様で、P時刻から欠落なく波形を記録しているものと考えられる。

最大振幅としては、大森(1899)・中央气象台(1894)の報告及び气象台の地震原簿に記載されている、東京(一ツ橋・本郷・中央气象台)・観音崎・新潟・福島・宇都宮・長野・銚子・名古屋・岐阜・彦根・境の観測値を利用した。Table 3.1にそれらのデータを示す。表中の地震計については、濱松(1966)を参考として茅野(1975)が推定したもの、著者が濱松(1966)や気象庁観測部地震課(1968a, 1968b, 1968c, 1968d, 1968e)を参考に推定したものを記載している。震央距離及びマグニチュードは、次の節での推定に基づくものであるが、およその値である。

(3) 震源位置とマグニチュード

震央については被害の最も大きな場所にとった宇津(1979)による推定値：東経139.8°、北緯35.7°を妥当と考える。

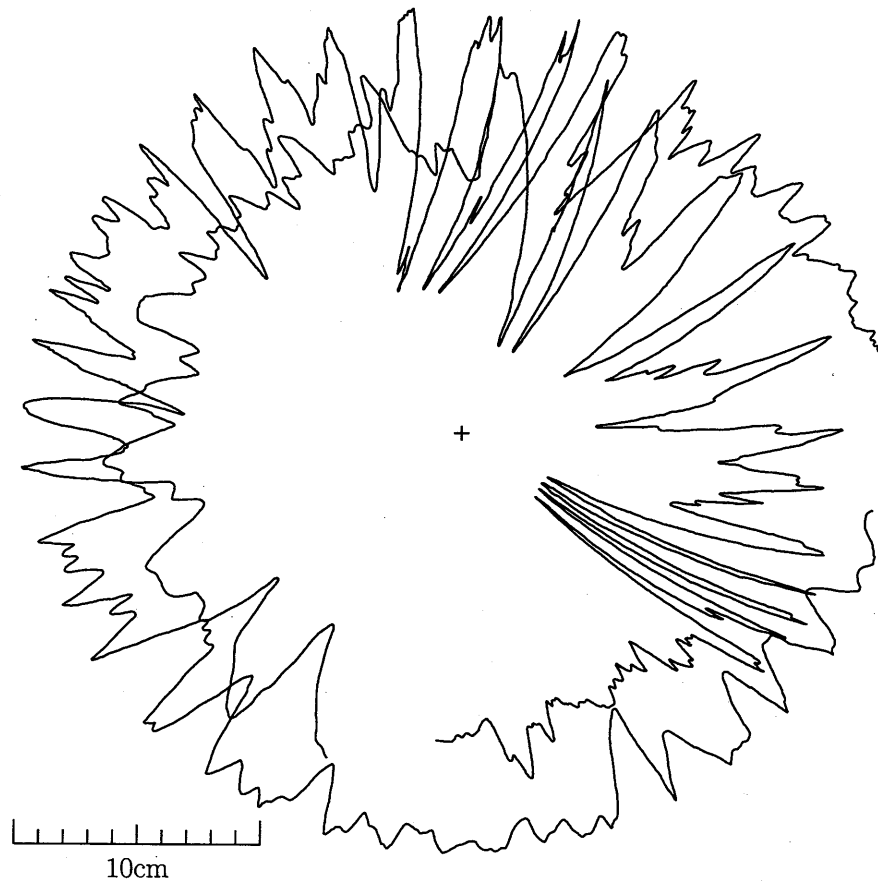


Figure 3.1 Seismogram observed at the Department of Technology, the University of Tokyo on June 20, 1894. One rotation corresponds to 55 seconds. S-P of this seismogram is about 7 seconds. The magnification is unknown.

Table 3.1 Observed maximum amplitude.

観測点	最大動 (P)	水平動の振動方向	地震計	震央距離 [km]	マグニチュード
東京 (本郷)	73mm(水平 2 成分の合成全振幅)		ユーイング強震計	3	6.3/6.5
東京 (一ツ橋)	130mm(水平 2 成分の合成全振幅)			4	6.6/6.8
東京 (中央気象台)	水平動:76mm, 上下動:18mm	南東-北西		4	6.3/6.6
観音崎	水平動:19mm(水平 2 成分の合成全振幅?) 上下動:2.5mm	西北-南東		50	6.4/6.5
銚子	水平動:5.4mm, 上下動:1.4mm		ミルン式地震計 (?)	94	6.2/6.3
宇都宮 (測候所)	東西動:振り切れ, 南北動:13.5mm, 上下動:10.2mm		ミルン式地震計	97	
長野	水平動:20mm, 上下動:3mm		普通地震計 (?)	120	6.9/6.9
福島	水平動:3.5mm		験震器あるいは グレイ・ミルン地震計	234	6.6/6.7
名古屋	水平動 4.2mm,	南南東-北北西	鋸形自記地震計	269	6.8/6.8
新潟	水平動:1.4mm		ミルン普通地震計	255	6.3/6.3
岐阜	水平動:2.8mm, 上下動:0.3mm		簡易地震計	277	6.7/6.7
彦根	水平動:5.7mm, 上下動:1.9mm		ミルン普通地震計	326	7.1/7.1
境	水平動:2.1mm	南北	感震器	596	7.1/7.2

Table 3.2 Velocity structure model for calculating travel times and synthetic waves.

Depth (Top) (km)	V _P (km/sec)	V _S (km/sec)	Density (g/cm ³)	Q _P	Q _S
0.0	1.8	0.8	2.15	90	40
1.4	2.6	1.3	2.20	120	50
2.4	5.5	2.9	2.60	360	160
4.0	6.1	3.5	2.72	300	150
15.0	6.7	3.9	2.85	450	200
31.0	7.8	4.5	3.20	500	300
70.0	8.0	4.6	3.24	500	300

被害は表層の地盤の影響が大きいため、最も被害の大きな震度6の領域は地盤の軟弱な地域に片寄った可能性もあるが、萩原(1972)による震度5の領域の中心をとっても、現在の東京都東部が震央として妥当と思われる。

震源の深さを考える場合にS-P時間が問題となる。東京におけるS-P時間については10秒(微動時間)(関谷・大森, 1899), 14秒(揺れ始めから最大動までの時間)(中央气象台, 1894)などの報告がある。東京大学工学部において記録された記録から読み取れる値は6.9~7.1秒(「工科地上」・「工科2カイ」)あるいは10.0~10.3秒(「速度器」)である。中央气象台のGME地震計から読み取れる値は、約10秒である。従って、東京におけるS-P時間は約7秒あるいは約10秒であったとみられる。嶋・他(1976)等による東京都直下の地盤構造を参考として、Table 3.2のような構造を仮定して前述の震央を仮定すると、S-P=7秒に相当する震源の深さは約55 kmとなる。震央を30 km離れた千葉県中部に仮定した場合には震源の深さは約45 kmとなる。S-P=10秒とすると、震央を東京都東部と千葉県中部とに仮定した場合でそれぞれ震源の深さは約87 km, 約82 kmになる。中央气象台の発震時は14時04分10秒であるので、その場合、震源時はおよそ14時03分56秒であることになる。

この時代の地震原簿や報告書に残る最大振幅は、水平動の最大全振幅の大きい方の1成分のみ掲載されている。これらにKatsumata (1998) がモーメントマグニチュードを元に求めた振幅の減衰関数を適用して得たマグニチュードの値をTable 3.1に示す。Katsumata (1998) で用いる振幅の値は坪井(1954)と同様の水平2成分の最大全振幅 $\sqrt{A_{NS}^2 + A_{EW}^2}$ の半分の合成である。ここで、 A_{NS} は南北成分の最大全振幅の半分、 A_{EW} は東西成分の同様の値である。マグニチュードを求めるにあたって、Table 3.1に示した最大全振幅の半分の水平動の最大振幅とした。振幅の小さい方の水平動の最大動を考慮していないので、やや小さな値を示すはずである。もし最大振幅の小さい方の成分の振幅が最大振幅の大きな方の振幅の0.7倍であるとする、マグニチュードは0.09ほど大きくなる。その比が0.5倍では増加は0.05である。但し、関谷・大森(1899)が報告している本郷、一ツ橋及び観音崎の振幅に関しては水平動2成分の合成の値となっていると考えられる。

Table 3.1に示したマグニチュードの観測点平均は深さを55 kmとした場合でも87 kmとした場合でも6.7となる。但し、平均において東京地区については中央气象台の値のみを用いた。なお、勝又(1964)による方法によると平均のマグニチュードはいずれの深さのときも6.6となる。

(4) 発震機構と地震モーメント

本郷及び中央气象台における観測波形と理論波形を比較することで、発震機構及び地震モーメントを推定した。さらに観音崎、名古屋の主要動の震動方向がS波の震動方向に対応すると仮定して、これらのデータも参考とした。理論波形を計算する上で仮定した構造はTable 3.2に示したものである。理論波形の計算には武尾(1985)の手法を利用した。

本郷のユーイング円盤記録強震計には制振器がないため、本来ならば固有周期の継続的な振動を記録するはずであるが、そのような様子はみられない (Figure 3.3 (a))。Takeo and Kanamori (1992) は1923年の関東大地震のユーイング地震計の記象を解析する上で、振動中に大きな固体摩擦があった可能性を指摘している。この記録の場合もそのような固体摩擦が作用した可能性が考えられる。Takeo and Kanamori (1992) にならい、次の方程式を数値積分することにより、理論記象に計器特性を入れた。

$$\frac{d^2x}{dt^2} + 2h\omega_0 \frac{dx}{dt} + \omega_0^2(x + \text{sign}\left(\frac{dx}{dt}\right)r) = -V \frac{d^2y}{dt^2} \quad (3.1)$$

ここで x は地震記象の時間履歴、 h は減衰定数、 ω_0 は振り子の固有角振動数、 r は固体摩擦、 V は倍率、 y は地動を表す。 $h = 0.045$, $\omega_0 = 2\pi/6.0$ (Morioka, 1980) 及び r として、0.005, 0.01, 0.02, 0.04 m を与えた場合の理論波形を Figure 3.2 に示す。Figure 3.3 に示す観測波形との比較から、理論波形には $r = 0.01$ を仮定した。なお、Figure 3.2 における発震機構解及び地震モーメントは走向 165° 、傾斜角 70° 、すべり角 -70° 、モーメント 2.4×10^{18} Nm を仮定している。

震源の深さを87 kmとした場合の理論波形と観測波形の比較を Figure 3.3 に示す。理論記象の計算における震源時間関数としてパルス幅1秒の三角形の波形を仮定している。Figure 3.3 (b) に示した中央気象台のGME地震計については、上下動の固有周期は1秒、減衰定数は0.05を仮定して理論波形を計算している。固有周期は地震記象に見られる振動の周期から見積もった値である。

パラメータ推定にあたっては、本郷の北東-南西成分の最初のパルスの面積がほぼ観測された値になること、本郷における水平動2成分の最大振幅の比がほぼ観測波形のそれに合うこと、中央気象台におけるPの第1波の振幅が観測された値をほぼ満足することなどに留意して発震機構解及び地震モーメントの大きさの最適値を試行錯誤的にさがした。推定した発震機構解を Figure 3.4 に示す。ここでは上半球投影を用いている。推定した地震モーメントは 2.4×10^{18} Nm ($M_w = 6.2$) である。なお、深さを55 kmとした場合には、地震モーメントは 1.4×10^{18} Nm ($M_w = 6.0$) となる。

中央気象台のGME地震計の倍率は約10倍 (濱松, 1981) ということで、必ずしも正確な倍率がわかっているわけで

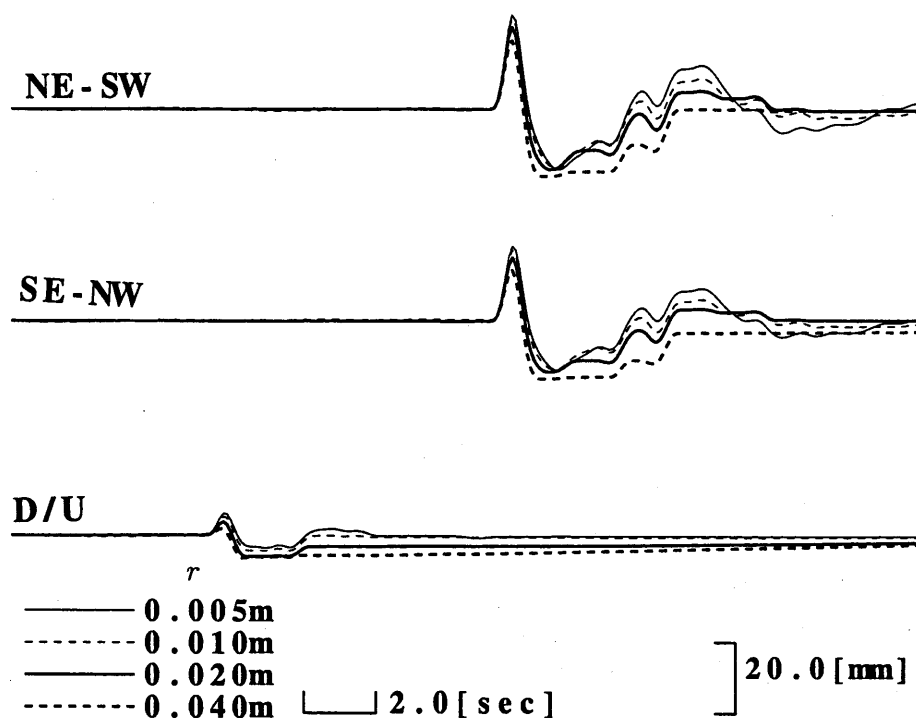
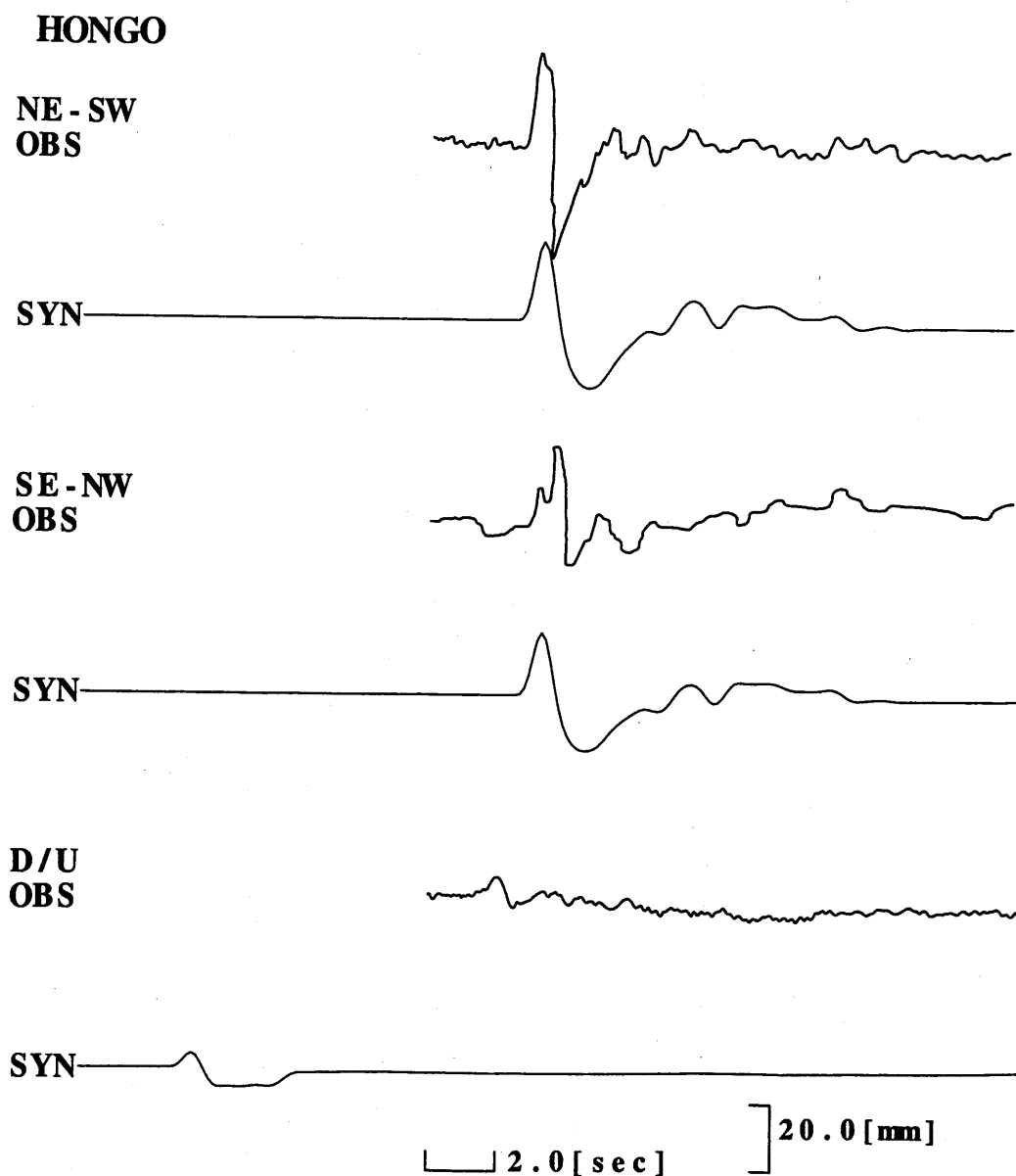


Figure 3.2 Synthetic records for various values of friction. Friction of the Ewing-type strong motion seismograph was very high [Takeo and Kanamori (1992)]. We adopted the value of 0.01 m as the friction for calculating the synthetic seismograms shown in Figure 3.3.

(a)



(b)

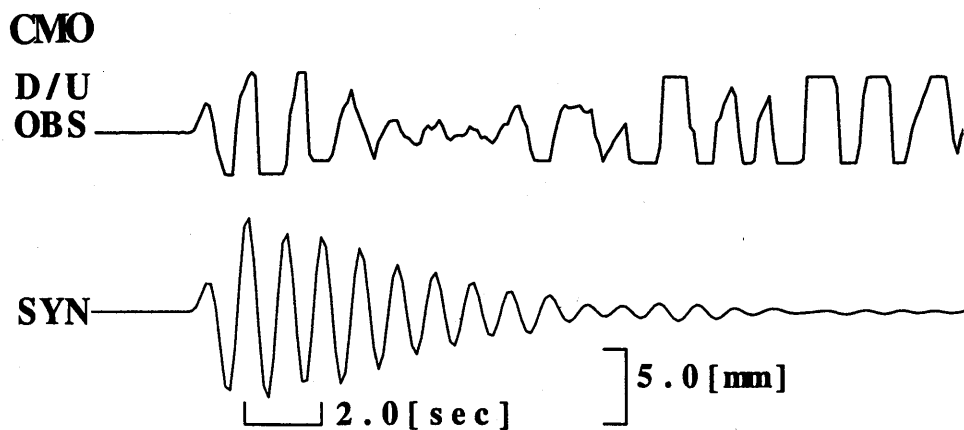


Figure 3.3 (a) Seismograms observed at Hongo, Tokyo, with a Ewing-type seismograph for the event on June 20, 1894, and the corresponding synthetic seismograms calculated from the inferred focal mechanism. Source-time function is assumed to be a triangle with 1 second pulse-width. (b) Seismograms observed at the Central Meteorological Observatory with a Grey-Milne-Ewing-type seismograph and the corresponding synthetic seismograms.

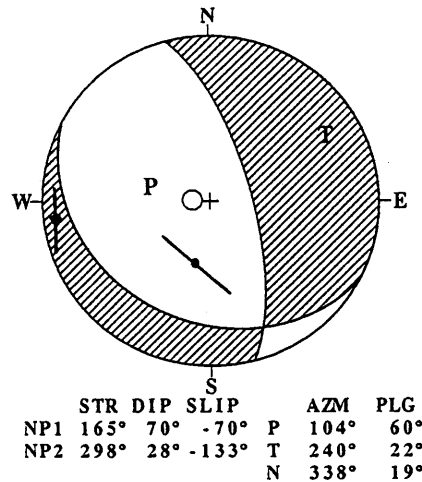


Figure 3.4 Inferred focal mechanism projected on an upper hemisphere for the event on June 20, 1894. The circle shows the station of Hongo, Tokyo. Line segments on the diagram show directions of horizontal swing during the earthquake at Kan'nonzaki (lower) and Nagoya (left).

はない。中央気象台のGME地震計の倍率が5倍の場合及び20倍の場合についても検討した。震源深さ:55 km・倍率:20倍の場合のパラメータは走向182°・傾斜角82°・すべり角-88°・モーメント 0.9×10^{18} Nm ($M_w = 6.0$)、震源深さ:55km・倍率:5倍の場合のパラメータは走向178°・傾斜角66°・すべり角-86°・モーメント 1.8×10^{18} Nm ($M_w = 6.2$)、震源深さ:87km・倍率:20倍の場合のパラメータは走向172°・傾斜角64°・すべり角-92°・モーメント 1.9×10^{18} Nm ($M_w = 6.2$)、震源深さ:87 km・倍率:5倍の場合のパラメータは走向173°・傾斜角80°・すべり角-82°・モーメント 3.1×10^{18} Nm ($M_w = 6.3$)程度と推定される。

これらの値は先に述べた平均のマグニチュードと比べて小さな値となっている。振幅から計算されるマグニチュードの値に最も近い値の M_w を持つのは、これらの中の M_w の最大の推定量を与える深さ87 kmで、中央気象台の地震計の倍率を低く見積もった場合である。振幅から計算されるマグニチュードとモーメントマグニチュードの差が小さいということから、敢えて言えば深さ87 kmであった可能性が高いと言える。

Brune (1970) に従い、 $M_0 = \sigma r^3 (18/7)$ とし、また、 $r = V_s \tau$ とすると、 $M_0 = 2.4 \times 10^{18}$ Nm に対応するストレスドロップは $\sigma = 10$ MPa (約100 bar) となる。ここで M_0 は地震モーメント、 r は円形クラックの半径、 V_s はS波速度、 τ は震源時間である。南関東地域の稍深発地震について精力的に震源解析が行われた結果、応力効果に関する M_0/τ^3 がほぼ一定 (1×10^{17} m/sec³) であることが明らかにされた (Kikuchi and Ishida, 1993)。この地震では M_0/τ^3 はおよそ 2×10^{18} 程度の値となり、平均的な値に比べ非常に大きな値であり、大きな応力降下がこの地震の特徴と言える。

この地震は、深さ約87 kmと考えた場合、太平洋スラブ内部で発生したものと考えられる。発震機構解からは down-dip extension タイプである。Figure 3.5に現在のこの地域の地震活動を示す。震源パラメータは気象庁のものによった。作図は横山 (1997) によるプログラムを使用した。Figure 3.5の断面図中の破線は本郷のS-P = 7秒及び10秒の場合の等S-P線である。

東京湾北部から千葉県中部にかけての深さ50 km～85 kmにかけてはフィリピン海プレートの影響で沈み込む太平洋プレート内部で非常に地震活動が活発な領域がある。東京湾北部から千葉県中部の70 km～80 kmでは逆断層型の down-dip extension タイプの地震が数多く発生している。調査対象の地震は正断層の地震であることはほぼ間違いなく、西下がりの低角逆断層タイプの多い (古川・井元, 1990) 太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界層付近の地震とは、やや性質が異なる。しかし、down-dip extension タイプであり、震央が東に寄り震源の深さが80 km程度であった場合には、調査対象の地震は東京湾北部から千葉県東部にかけての地震活動の領域の最下部において発生したと考えても、この領域の応力場と矛盾はないと思われる。また、深発二重面の下面に属する地震の可能性もある。

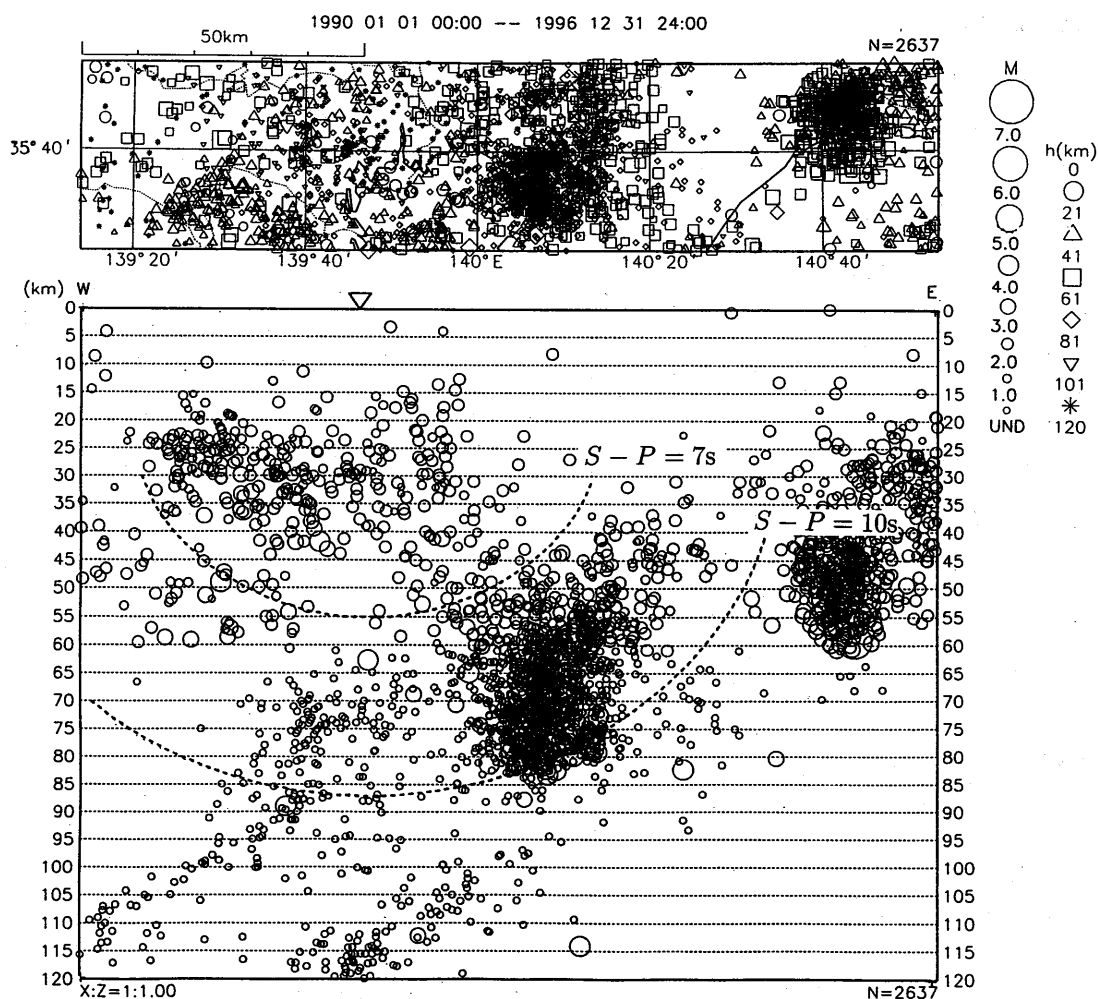


Figure 3.5 Seismicity around the inferred hypocenter location of the event. Broken lines denote iso-S-P lines for S-P=7 seconds and 10 seconds. The event is considered to have occurred inside the subducting Pacific Plate or the Philippine Sea Plate.

この地震が深さ約55 km付近であった場合には太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界面付近あるいはフィリピン海プレート内部で発生したこととなる。この場合には、太平洋プレートとの相互作用で、フィリピン海プレートの内部で発生した地震と考えるのが適当と思われる。なお、古川・井元(1990)は、この付近では、フィリピン海プレート内部と太平洋プレート内部(マントル領域)では正断層タイプの地震も発生しているとしている。

この地震発生時期をはさんで行われた水準測量において、約4 cmの沈降が報告されている(国土地理院, 1972)。断層の深さを55 km, 断層の長さ及び幅をそれぞれ8 km, すべり量を0.34 m, 剛性率を 6.5×10^{10} Paとして, Okada(1985)から計算される沈降の値は約1 mm程度の値である。たとえ推定された地震モーメントの大きさがやや小さすぎたとしても、地震による断層運動により観測された地殻変動を説明することは不可能と思える。この地殻変動の直接的原因は別にあるとする方が妥当と考える。

(5) おわりに

1894年(明治27年)6月20日に東京を襲った地震について、これまでの観測結果と地震波形を利用して、震源・マグニチュードを再調査するとともに、発震機構及び地震モーメントを推定した。この地震は太平洋プレート内あるいはフィリピン海プレート内のやや深い正断層型の地震である。本調査では、発震機構の推定において明治・大正期の特に稍深発地震の解析のため、当時の地震波形や地震観測原簿における主要震動方向のデータが有効に利用できることが確かめられた。

(勝間田明男)

3.2 竜ヶ崎地震 (1921年)

(1) はじめに

1921年12月8日に、茨城県南部を中心に、土蔵破損・道路亀裂・墓石の倒れ等の被害を出した地震が発生している(牛山, 1922a; 宇佐美, 1996)。この地震は震央が茨城県竜ヶ崎付近であったとされ、「竜ヶ崎地震」と通称されることがある。

気象要覧(中央气象台, 1921)は震央の位置を 35.8°N , 140.1°E としている。この地震には50数回の余震が観測されたとしている(中央气象台, 1921)。牛山(1922b)はS-P時間を用いて震源を検討しており、震央を「流山—岩槻—草加—野田—松戸の附近」としている。牛山(1922a)は東京等12個所の初動方向の記録も報告している。

石橋(1973, 1975)は、東京・水戸・銚子におけるS-P時間を用いて震源計算を行っている。石橋(1975)が得た震源位置は、 $36^{\circ}04'\text{N}$, $140^{\circ}10'\text{E}$, $H:53\text{ km}$ である。Figure 3.6に石橋(1975)の推定した震央位置を黒丸で示す。なお、Figure 3.6中の十字は解析した地震記象が得られた東京大学の場所である。石橋(1973)は10個の余震のデータに基づき余震の平均的な震源位置の推定を行っている。余震の平均的な位置が本震の位置より $\text{S}30^{\circ}\text{E}$ の方向に30 kmずれていることから、断層面の走行はその方向にあるのではないかとしている。

この地震のマグニチュードについては、宇津(1979)は7.0, 勝又(1975)は6.7としている。

(2) 地震波形記録

東京大学理学部が運用していた複数の地震計において、この地震の振り切れていない地震記象が記録されている。理論波形との比較が可能と考えられる記象は石橋(1973)がS-P時間を解析している「教室2号」と書かれた倍率1.5倍の長周期の地震計の記象と、2倍の今村式強震計の記象である。

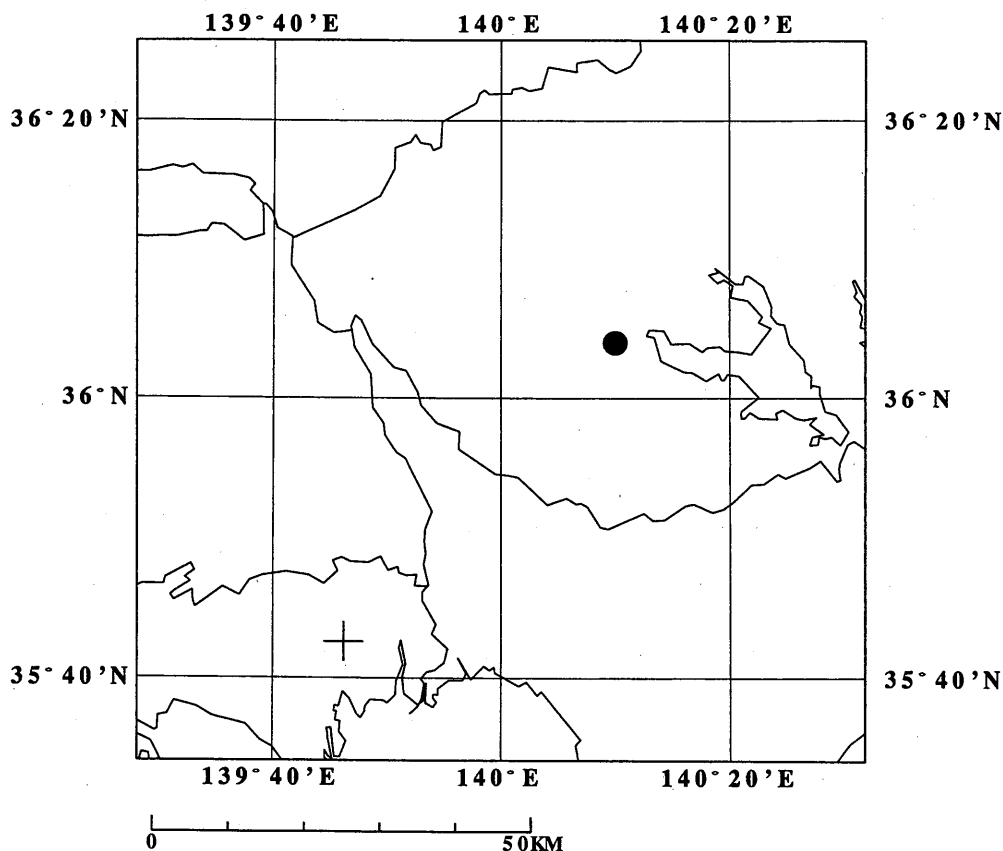


Figure 3.6 Epicenter of the Ryugasaki Earthquake (1921) estimated by Ishibashi (1975). A solid circle denotes the location of the epicenter, and a cross denotes the location of the station where the seismograms shown in Figure 3.7 were obtained.

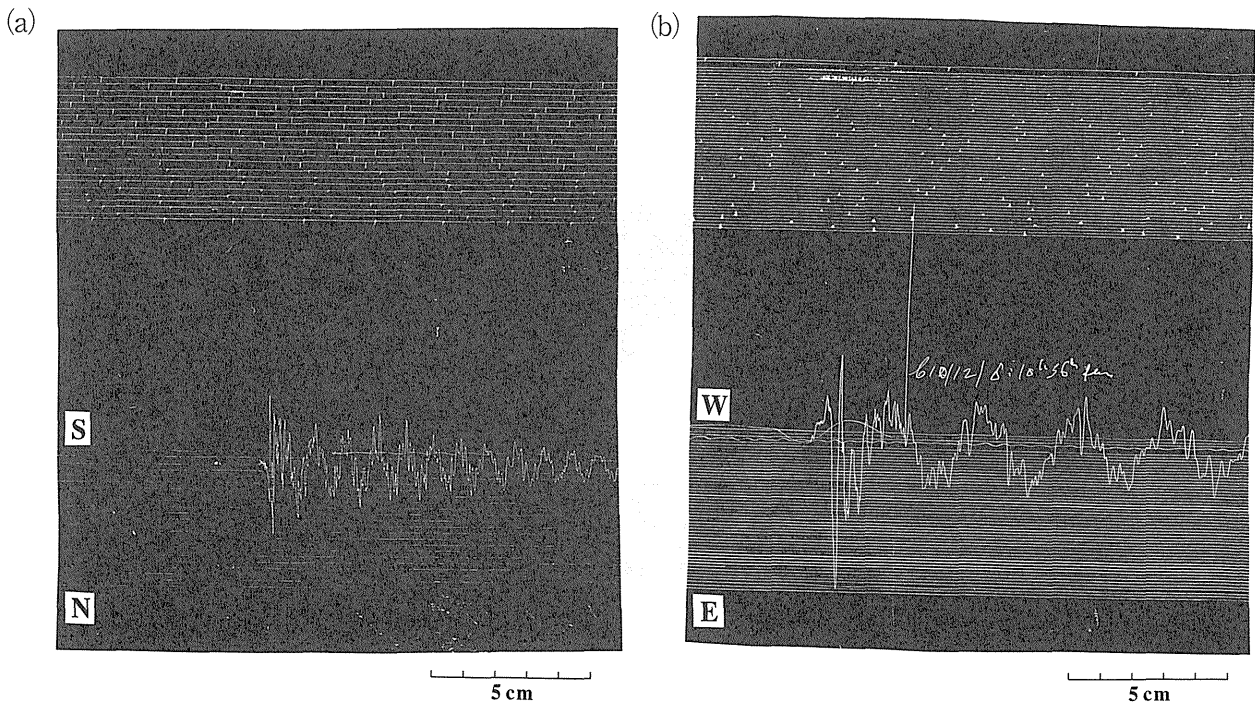


Figure 3.7 Seismograms observed at the University of Tokyo on Dec. 8, 1921. The magnification is 1.5. The natural periods of the S/N component and W/E component seem to be 26s and 39s respectively from the periods of coda.

Figure 3.7に倍率1.5倍の長周期の地震計の記象を示す。そのコーダー部の周期から、南北動の固有周期は26秒・減衰比は1.14、東西動の固有周期は39秒・減衰比は1.22であることがよみとれる。

(3) 発震機構と地震モーメント

Figure 3.7の記象から、水平動のP波の初動は南西向きであることがみてとれる。上下動としては上向きの初動となる。上向きのP波初動は今村式強震計の上下動の記象や、牛山 (1922a) の初動の報告からも確認できる。東西動のS波の初動は東向きとなっている。南北動のS波については、パルス的な波が南向きに向かっている。S波の初動方向から、T軸は震源球上で観測点から見て南東方向にあることが推定される。P波の初動方向に矛盾がなく、水平動のS波等に関して基本的な特徴を説明できるような発震機構解を、試行錯誤的に理論波形との比較から推定した。理論波形を計算する際に、嶋・他 (1976) 等による東京都直下の地盤構造を参考として、Table 3.2のような構造を仮定した。理論波形の計算には武尾 (1985) による離散波数法の波形計算のプログラムを利用し、点震源を仮定した。

推定した発震機構解をFigure 3.8に示す。断層パラメータは走向 132° ・傾斜 79° ・すべり角 54° とした。石橋 (1973) の得た $S30^{\circ}E$ という走向とも、大きな矛盾はない結果と言える。Figure 3.8には牛山 (1922a) が掲載している初動方向のデータもプロットしている。Figure 3.8において必ずしも初動方向のデータを満足するような解とはなっていない。走向 110° ・傾斜 79° ・すべり角 60° とすると、P波の初動方向についてはほぼ満足するものとなるが、南北動のS波の初動が北の方にむいてしまい、南向きと見られるS波の初動と矛盾してくる。

観測波形と理論波形の比較をFigure 3.9に示す。Figure 3.9に示した観測波形は、Figure 3.7に示した記象をデジタイズして、円弧補正を施したものである。地震計の腕の長さは120 cmを仮定している。震源時間関数は幅3.2秒の三角形を仮定している。

東西動の観測波形にはP波到着時刻からS波到着時刻の間で明瞭に近地項の波形が認められる。観測波形と理論波形の比較において、東西動の近地項の振幅とS波振幅を合わせるようにして地震モーメントを推定した。推定された地震モーメントは、約 $4.5 \times 10^{18} \text{ Nm}$ ($M_w = 6.4$) である。南北動についてもパルスの波形が見られるが、そのパルスを

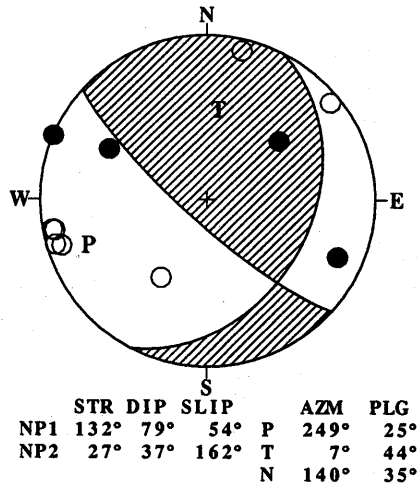


Figure 3.8 Inferred focal mechanism projected on a lower hemisphere for the event on Dec. 8, 1921. The plotted polarities are according to a report of Ushiyama (1922a).

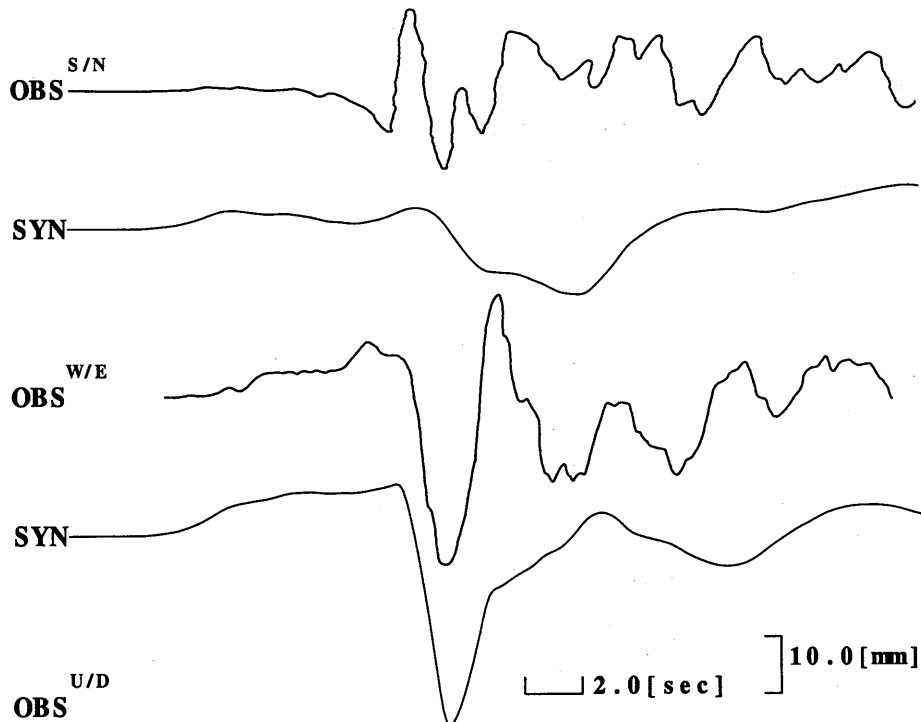


Figure 3.9 Comparison between observed and synthetic records for the seismograms shown in Figure 3.7. Contribution of the near-field term is recognized in the record of the W/E component. Source-time function for the synthetic records is assumed to be a triangle with 3.2 second pulse-width. The focal mechanism in Figure 3.8 was estimated so that the synthetic records would mainly represent observed features of the W/E component.

説明できるような理論波形とはなっていない。但し、南北動は東西動に比較して変化の激しい高周波成分を含んでおり、低域通過フィルターにより処理した場合を想定すると、大きなパルス的な振幅は正と負で、ある程度相殺されると考えられる。なお、観測波形には、周期4秒前後の脈動のような波形も見られるが、理論波形においては再現されていない。

推定されたモーメントマグニチュードは、宇津(1979)によるものや勝又(1975)によるマグニチュードの値と比べて小さくなっている。表層のP波速度を5 km/sと仮定すると $M_w = 6.7$ 程度の値となる。地震モーメントの値は発震機構や仮定する速度構造にもより、ある程度の過小評価の可能性も否定はできない。

今村式強震計により観測された波形についても理論波形との比較を行なっている。Figure 3.9と同様のパラメータで計算した理論波形をFigure 3.10に示す。ここで地震計の固有周期: $T_0 = 4.5$ 秒、減衰率: $h = 0.25$ を仮定している。今村式強震計の固有周期については、濱松(1966)に厳原や大阪にあった今村式地震計の周期は7秒あるいは8秒とあるが、ここでは東西動のS波の形を合わせるために、4.5秒を仮定している。

Figure 3.9に示した観測波形とFigure 3.10に示した観測波形を比べてみると、S波の極性・振幅・周期・後続波の形等基本的な性質が共通しており、ここで解析した地震記象には計測状態の重大な問題のないことがわかる。

茨城県南西部の 140° 以東では深さ60 km～75 kmでの地震活動度が非常に高く、この付近の地震の多くは、西下がりあるいは北西下がりの節面を持つフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界で発生している地震である(古川・井元, 1990)。深さ53 kmという深さはフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界付近の地震としては浅過ぎる。また、推定された発震機構はフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界面における地震の典型的な形とは異なる。この地震の震源深さ精度はあまり高いとは思われないが、発震機構からみてもフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界面で発生している地震の可能性は低いと考えられる。東西方向の圧縮軸からみてこの地震は太平洋プレートの影響を強く受けて発生した地震と考えられる。また、深さ誤差が10 km以内とすると、この地震はフィリピン海プレート内部で発生した可能性が高いといえる。パラメータを拘束する条件は弱く精度に問題は残るものの、ここで得た結果からは、この地震はこの地域で定常的に発生している地震とやや性質が異なるとみられる。

(勝間田明男)

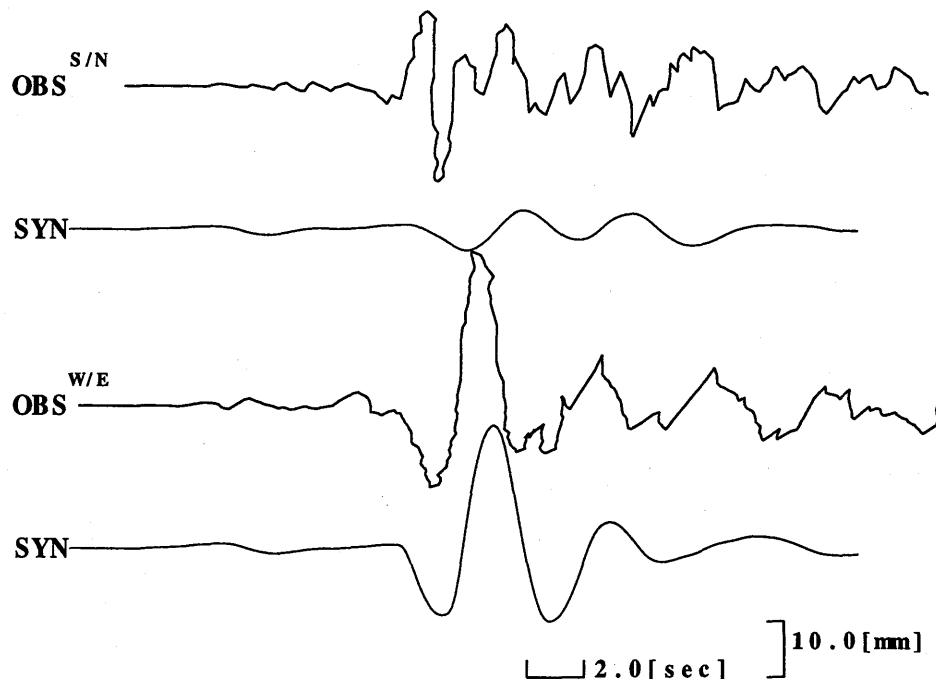


Figure 3.10 Observed and synthetic records for seismograms obtained with an Imamura strong motion seismograph. Focal parameters are the same as those for Figure 3.9. Major features of observed seismograms are common in the records in Figure 3.9 and Figure 3.10.

謝 辞

ユーイング地震計に関する論文の紹介を頂き、また理論波形計算のプログラムを使わせていただいた東京大学地震研究所の武尾 実博士、東京大学地震研究所に保管されていた地震記象の利用に関して便宜を図っていただいた同所の野口和子技官に感謝致します。

参考文献

- Brune, J. N., 1970: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **75**, 4997-5009.
- 中央気象台, 1894: 中央気象台年報 第2編, 戊38-47.
- 中央気象台, 1921: 気象要覧, 第265号.
- 古川伸雄・井元政二郎, 1990: 関東地方におけるフィリピン海・太平洋プレートの地下境界の微細構造, 地震2, **43**, 413-429.
- 萩原尊禮, 1972: 明治27年東京地震・安政2年江戸地震・元禄16年関東地震の震度分布, 地震予知連絡会会報, **7**, 27-31.
- 濱松音蔵, 1966: 気象官署における地震計観測の履歴表, 地震2, **19**, 286-305.
- 濱松音蔵, 1981: 地震観測史, 地震2, 34巻特別号, 73-92.
- 橋田俊彦・三上直也, 1992: 地震学会講演予稿集1992年度秋季大会, 163.
- 石橋克彦, 1973: 大正10年竜ヶ崎地震の震源位置について - アーツ1号が発見した「線」との関連 - (速報), 地震2, **26**, 362-367.
- 石橋克彦, 1975: 多層構造モデルのもとで多点のS-P時間を用いた古い地震の震源再計算, 地震2, **28**, 347-364.
- 勝又 護, 1964: 深い地震のMagnitudeを決める一方法, 地震2, **17**, 158-165.
- 勝又 護, 1975: 大正時代の地震活動について, 東京都防災会議東京直下地震に関する調査研究(その3), 117-122.
- Katsumata, A., 1999: Attenuation function of displacement amplitude for magnitude calculation, *Pap. Met. Geophys.*, **50**, 1-14.
- 茅野一郎, 1975: 明治27年東京地震に関する被害について, 東京都防災会議東京直下地震に関する調査研究(その3), 123-131.
- Kikuchi, M. and M. Ishida, 1993: Source retrieval for deep local earthquakes with broadband records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1855-1870.
- 気象庁観測部地震課, 1968a: 地震観測業務履歴(2), 測候時報, **34**, 78-83.
- 気象庁観測部地震課, 1968b: 地震観測業務履歴(3), 測候時報, **34**, 111-119.
- 気象庁観測部地震課, 1968c: 地震観測業務履歴(4), 測候時報, **34**, 139-149.
- 気象庁観測部地震課, 1968d: 地震観測業務履歴(5), 測候時報, **34**, 179-185.
- 気象庁観測部地震課, 1968e: 地震観測業務履歴(6), 測候時報, **34**, 202-208.
- 国土地理院, 1972: 明治27年の東京湾北部の地震前後の水準測量, 地震予知連絡会会報, **7**, 25-26.
- Morioka, T., 1980: The ground motion of The Great Kwantō Earthquake of 1923, *Trans. of Architectural Inst. Japan*, **289**, 79-88.
- 那須信次, 1971: 烈強震の地動(2), 建築技術, **237**, 123-134.
- Okada, Y., 1985: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- 大森房吉, 1899: 明治二十年六月二十日東京激震ノ調査, 震災予防調査会, **28**, 71-78.

- 関谷清景・大森房吉, 1899: 明治二十年六月二十日東京激震ノ地震計記録図, 震災予防調査会報告, **28**, 97-99.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1976: 東京の基盤構造その2, 東京大学地震研究所彙報, **51**, 45-61.
- 須藤 研, 1977: 東京地震(明治27年6月)の断層模型, 地震学会予稿集1977年度春季大会, 144.
- 武尾 実, 1985: 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成 — 堆積層での非弾性減衰の効果について —, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- Takeo, M. and H. Kanamori, 1992: Simulation of long-period ground motions for the 1923 Kanto Earthquake ($M \approx 8$), *Bull. Eathq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **67**, 389-436.
- 坪井忠二, 1954: 地震動の最大振幅から地震の規模Mを決めることについて, 地震2, **7**, 185-193.
- 宇佐美龍夫, 1996: 新編日本被害地震総覧 [増補改訂版416-1995], 東京大学出版会, 東京, 181-183, 234-235.
- 牛山高見, 1922a: 12月8日夜千葉県印旛沼附近の小破壊的地震に就いて, 気象集誌, **41**, 4-13.
- 牛山高見, 1922b: 初期微動時の比を用いて震源を求むる作図 — 附 大正十年十二月八日夜東京強震の震源につきて, 気象集誌, **41**, 114-119.
- 宇津徳治, 1979: 1885年～1925年の日本の地震活動 — M6以上の地震及び被害地震の再調査 —, 地震研究所彙報, **54**, 253-308.
- 横山博文, 1997: Xウインドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.

第4章 地震データ収集とデータベース

4.1 通信衛星を使った収録システム

(1) はじめに

1993年北海道南西沖地震、1995年兵庫県南部地震以降、地震観測点は飛躍的に増加してきた。しかしながら気象研究所では回線上の制約から気象庁本庁で収録されている地震波形記録をほぼリアルタイムで受信することは不可能であった。1996年から東京大学地震研究所を中心として衛星通信を用いた地震観測テレメタリングシステム(今後衛星テレメタリングシステムと略す)が導入された(衛星通信テレメタリンググループ, 1996)。このシステムにより全国の大学及び気象庁の地震観測点の波形を衛星通信に乗せてリアルタイムで集配信することが可能になった。衛星を使用する利点は衛星受信装置を設置すればどこでも波形記録を使用できるようになるということである。気象研究所では平成10年度に衛星通信による地震観測テレメタリングシステムを導入した。

(2) システムの概要

現在衛星テレメタリングシステムから取り込むことが可能な記録は、短周期地震計の波形を中心として各大学及び気象庁の観測点のデータである。Figure 4.1に現在衛星からデータを収録することのできる観測点を示す。この中には定常観測点だけでなく臨時観測点も含まれている。全国で約800観測点、約2,500チャンネルある。すべてデータはwinフォーマット(卜部・東田, 1992)で1秒ごとのパケットとして送られてくる。winフォーマットのデータは効率よく圧縮されているが、これら全チャンネルのデータを収録すると、1日に約20 Gbytesという膨大な量になるので、我々は必要最小限のデータのみ収録することにした。

Figure 4.1で●印で示したのは衛星から受信できる広帯域地震計の観測点である。全国で42観測点、126チャンネルある。気象庁の展開しているSTS2地震計20点と東京大学地震研究所が設置したCMG3が含まれている。両者とも周期100秒までは速度フラットな特性を持つ地震計である。広帯域地震計の記録は波形を用いた解析・研究を推進するためには必要不可欠であるので、全点を収録対象としている。また、関東地方南部については本特別研究の対象地域なので、短周期地震計記録も含め全チャンネルを収録対象とした。

本システムでは現在のところ波形記録は連続収録をしており、トリガーや自動震源決定システムを導入していない。以下に述べる地震波解析を行うためには連続記録から地震部分を切り出さなくてはならない。気象研では本庁及び管区気象台で決定された地震のリストを約2日後には本庁のftpサイトから入手することが可能である。そこで、このリストから自動的に地震の規模・観測点配置から規模の大きな地震だけを抜き出し、イベントファイルを作るプログラムを作成した。イベントファイルとして切り出すかどうか、あるいは切り出す時間長は気象庁の決定した震源リストのマグニチュードと震央から5番目に近い広帯域地震計観測点の震央距離の関数とした。マグニチュードの下限は3とし、切り出す時間長の下限を4分とした。関東地域で起きた地震については短周期地震計の記録も収録し、その他の地域の地震については広帯域地震計の記録のみを収録した。1998年1月から始め、現在までに約450の地震のイベントファイルができた。1998年8月以前は切り出すプログラムがなく手動で切り出しているため、切り出す基準は明確ではない。

また、収録した地震についてペーストアップを行い気象庁で使っている理論走時(浜田, 1984)を示すプログラムを作成した。1998年2月21日に新潟県中部で起きた地震($M_{JMA}5.0$)を一例として示す(Figure 4.2)。今後変換波や反射波を用いた不連続面の解析を支援するツールになるものと思われる。

以下に実際に衛星テレメタリングシステムの波形を用いて解析をした一例として広帯域地震計によるメカニズム解析の結果を示す。

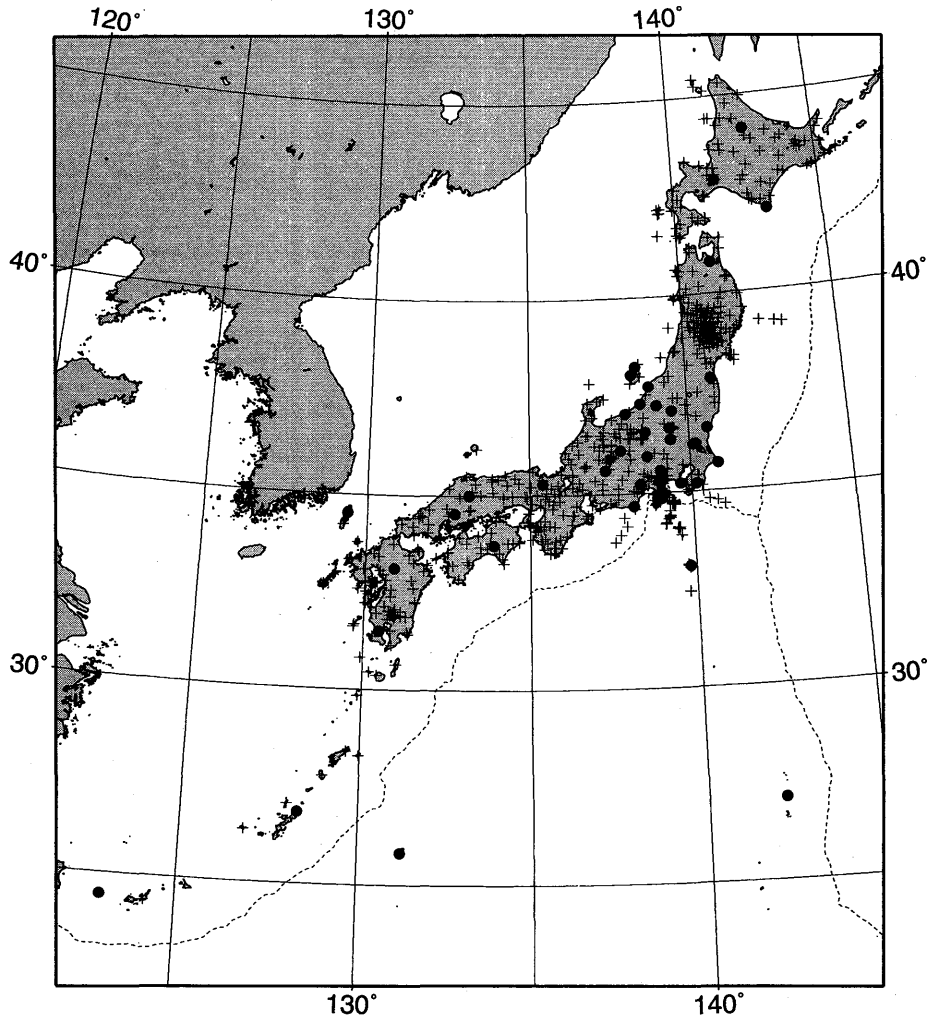


Figure 4.1 Map of stations which are available in satellite system. Crosses denote stations of short period seismometers; solid circles denote station of broad-band seismometers.

(3) 広帯域地震計によるメカニズム解析

地震発生からなるべく早い時間でメカニズム解を決定することは防災の面から非常に大切なことである。例えば海域で起きた地震であれば、大きな津波が発生するかどうかは地震の規模だけでなく、メカニズム解も効いてくる。横ずれ型の地震では縦ずれ型に比べて海底の上下変動量が小さいため津波は小さくなる。また、内陸地震についても断層面が決定されれば余震分布がどちらに伸びるかを予想することができるし、どのような応力場を反映して起きた地震かを推定できる。つまり今後の地震活動の推移を考える上でも有益な情報を与えてくれるのである。

現在気象庁ではP波初動の押し引きを用いて地震のメカニズムを決定している。また、 M が5以上の地震については周期50秒から100秒という長周期の波を用いてCMT解を決定している (Dziewonski *et al.*, 1981; Kawakatsu, 1989)。しかし、両者にはそれぞれ利点・欠点がある。まず、押し引き分布を用いる方法は1観測点の情報量が非常に少ないので(押し引きという情報のみ)メカニズム解を精度良く決定するためには多くの観測点の情報が必要となる。海域で起きた地震については観測点の方位角分布が悪いと解が一意的に求まらないことも多い。一方長周期実体波を用いるCMT解の方法は、3成分の波形全体を使うので、少ない観測点(観測点の方位角分布が良ければ2~3点で十分である)でメカニズム解を決めることができる。しかしながら用いる周期帯が非常に長いので、 M が5以下の地震についてはSN比が悪くなってしまい解を決定することができない。また、長周期のフィルターをかけるため、メカニズム計算に用いる波形記録の時間が長くなるので、それだけ計算を始める時間が遅れてしまう。

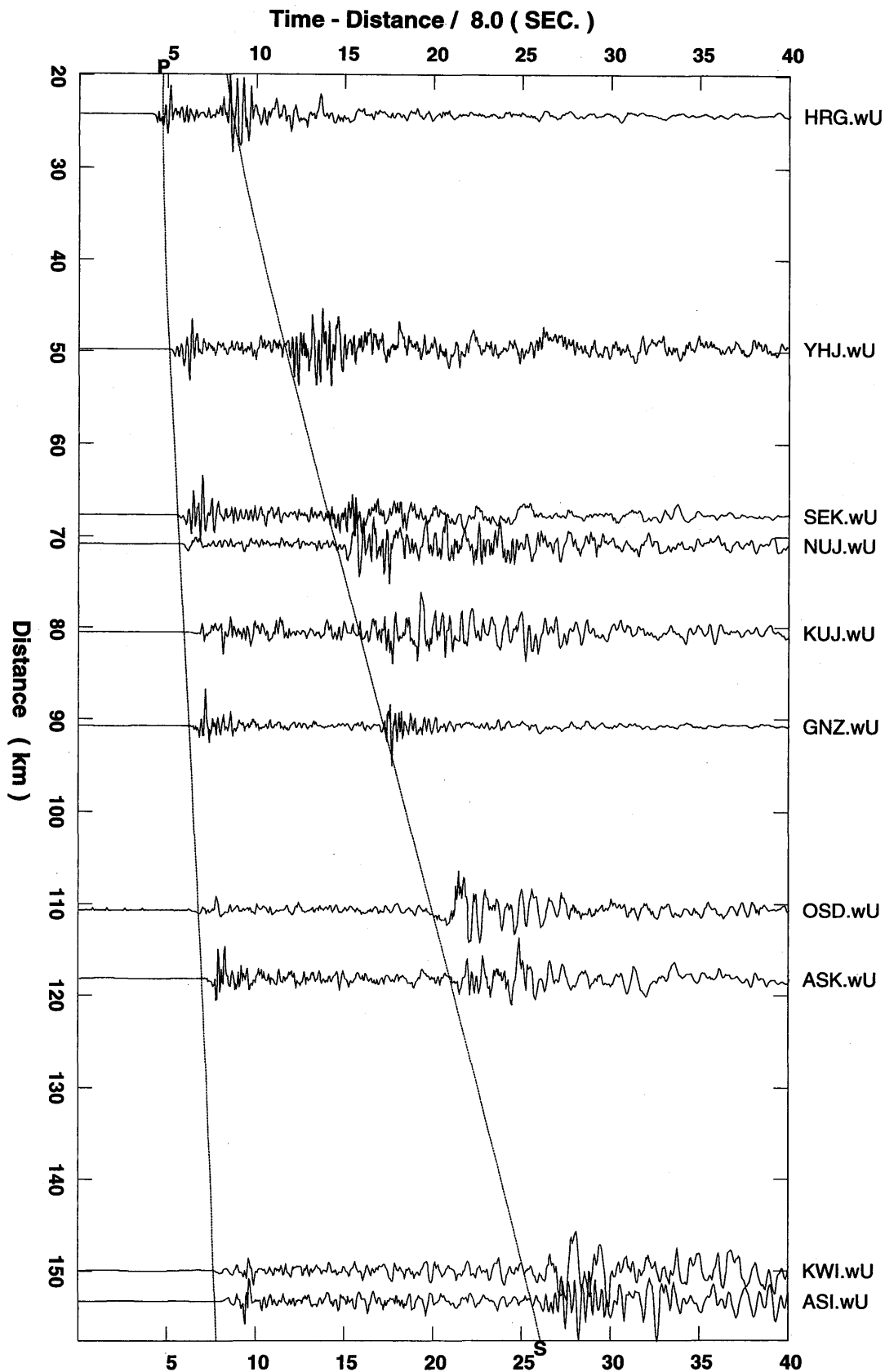


Figure 4.2 Paste-up of vertical components of broad-band seismograms for the event which occurred on February 21, 1998 in the middle of Niigata Pref. Dashed lines denote the calculated travel time curve of P and S waves using 83A structure.

一方今回開発を行った方法では周期帯にして10秒から50秒の地震波を用いるので前述のCMT解を求める時に比べて短周期の波を使う。このためM4クラスまでメカニズム解を決定することができ、また地震発生から短い時間の記録を用いて解析を始めることができる。一方3成分とも波形記録を使うため少ない観測点数(2~3点)でメカニズム解を決定することができる。しかしながら現在のところ波形計算に数十分時間がかかるという欠点がある。この欠点も色々な深さ、震央距離で予め波形計算をし、ハードディスクに保存しておけば解決できる問題である。次に解析手法について述べる。

グリーン関数の計算は武尾(1995)の方法を用いた。本方法では半無限水平成層構造に対する地盤応答を計算することができる。また、同時に非弾性減衰効果を考慮することができる。本研究では簡単のためTable 4.1で与えられた構造で理論波形を計算した。しかし、実際の地球は3次元的に不均質な構造を持っている。このため、より正確な波形を計算するためには観測点と地震の組ごとに構造を変えてグリーン関数を計算しなくてはならない。しかし用いる周期帯域が長くなれば構造の影響は小さくなっていく。周期20秒以上の波を用いると最終的な解に構造の影響がそれほど顕著に出てこない。そこで波形記録に基本的には周期20~50秒のバンドパスフィルターをかけて比較をした。しかしM<4の地震については20~50秒のフィルターをかけるとSN比が悪くなり、メカニズムが決定できなくなるので、これらの地震については周期10~50秒のバンドパスフィルターを用いることにした。この場合は地殻構造の影響が非常に大きいので解の吟味は十分に行う必要がある。波形比較に用いる記録の長さTは理論P波の到達時間10秒前から、最低80秒とし震央距離に比例して長くとることにした(伊藤, 1996)。

$$T = (\text{distance}) [\text{km}] / 12 [\text{km/sec}] + 80 \quad (4.1)$$

波形は主に表面波部分を合わせることになる。また、震央距離が遠くなると構造の影響を受けやすいので特別な場合を除いて500 km未満の観測点を用いた。

メカニズム解を求める方法としてKikuchi and Kanamori (1991)を用いた。基底として6つのモーメントテンソルを選び次式Δが最小になるようなパラメーター a_n , τ_j を計算から求める。

$$\Delta = \sum_{j=1}^{N_s} \int [x_j(t) - \sum_{n=1}^{N_b} a_n w_{jn}(t - \tau_j)]^2 dt \quad (4.2)$$

ここで N_s : 観測点数, N_b : 基底数, $x_j(t)$: j 観測点の観測波形, $w_{jn}(t)$: j 観測点 i 基底の理論波形である。

震源時間関数は三角形で近似できるものとし、その継続時間はマグニチュードの関数として表すものとする。

1998年9月8日に銚子付近($M_{JMA}4.2$)で起きた地震について解析方法を示す。Figure 4.3に震央の位置、及びメカニズム解析に使用した観測点の分布図を示す。観測点は震央距離の近いものから約10点を選択する。

計算に用いた構造と実際の構造が異なるため、あるいは震源決定の誤差のため観測波形と理論波形の位相が合わない場合がある。そこで各観測点ごとに観測波形と理論波形のcorrelationをとり、一番合いが良くなるように時間をずらした。また、観測点ごとに1点の波形だけを用いてメカニズム解も同時に求めた。Figure 4.4にその結果を示す。

Table 4.1 Velocity structure used for calculating synthetic waveforms.

Depth (top) (km)	V _P (km/sec)	V _S (km/sec)	Density (g/cm ³)	Q _P	Q _S
0	5.50	3.18	2.8	300	150
5	6.10	3.52	2.5	400	200
24	6.65	3.84	2.5	500	230
40	7.79	4.50	2.6	500	230

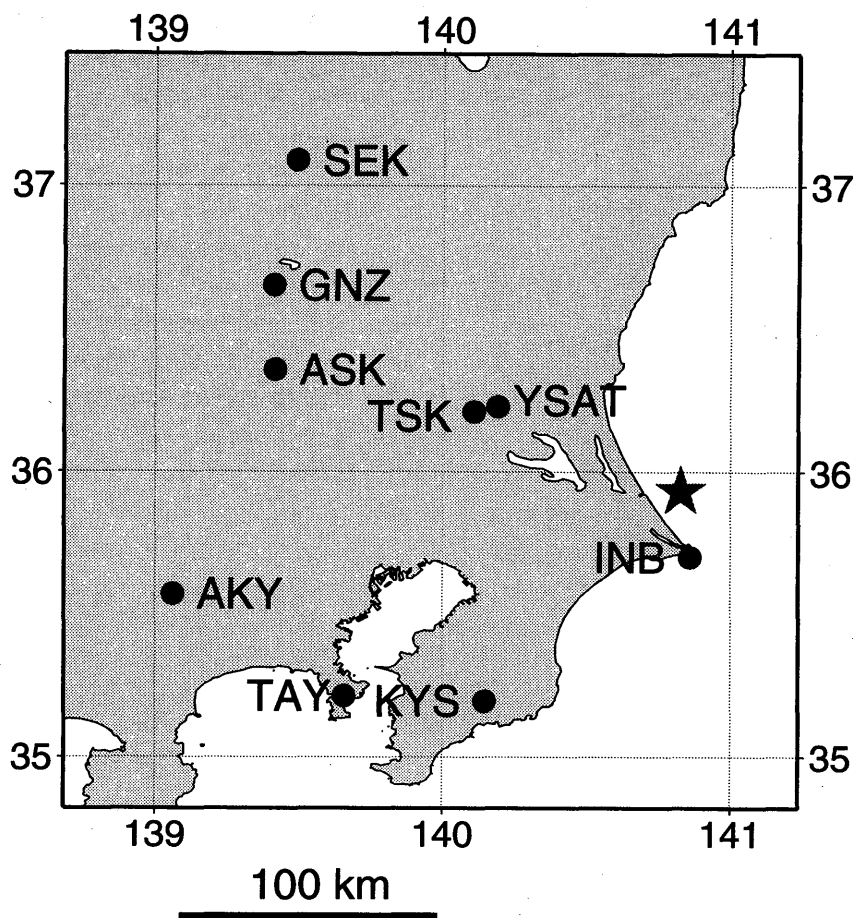


Figure 4.3 Epicenter and stations used in the analysis. Circles denote the broad-band stations whose waveforms are used. A star denotes the epicenter of the analyzed event which occurred on September 8, 1998 near Choshi-city. The depth of this event is 37 km.

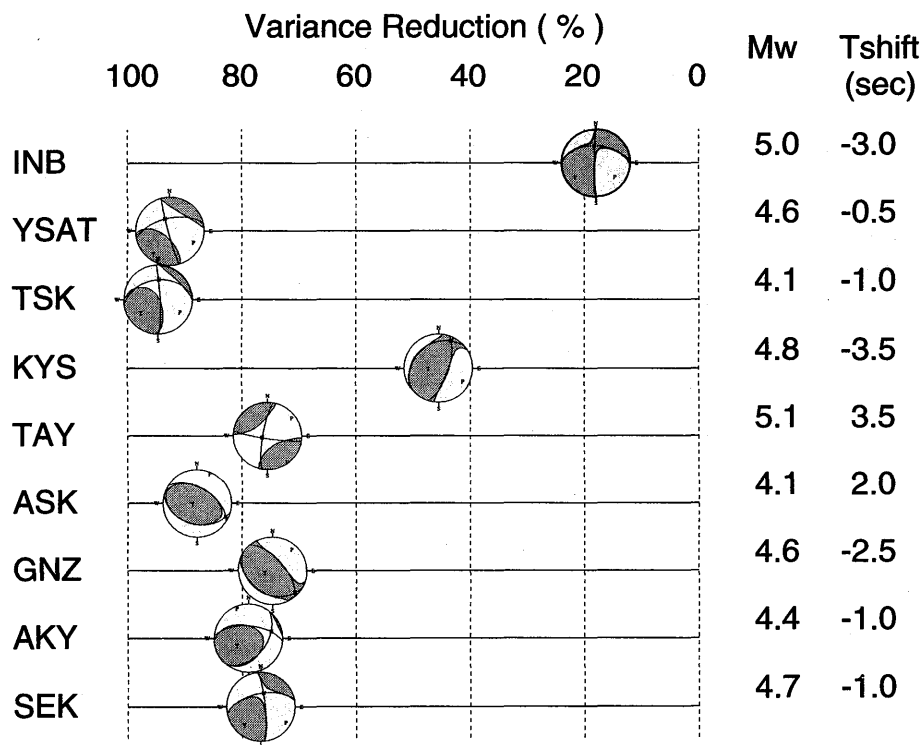


Figure 4.4 Diagram of derived mechanism for each station and variance reduction. Horizontal axis denotes the variance reduction. The two numbers on the right side of this figure denote magnitude and time shift.

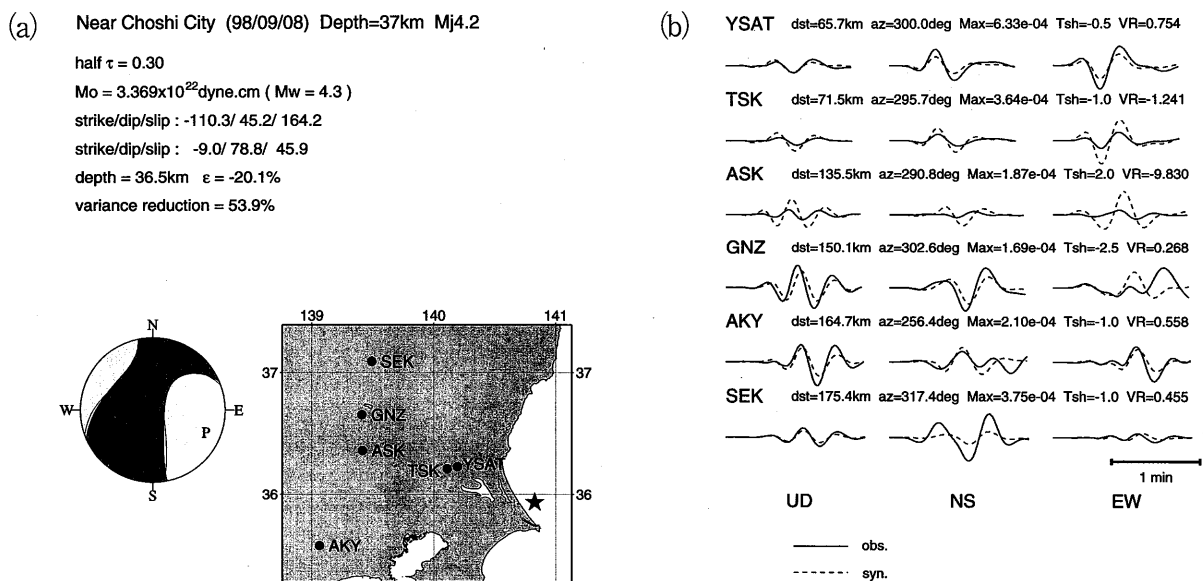


Figure 4.5 Best solution of this analysis. (a) focal mechanism of the solution. (b) the comparison between observed and calculated waveforms. The solid and dashed lines mean observed and calculated waveforms.

図を見てわかるのは1点ごとにメカニズム解を決定したにもかかわらず残差がそれほど減っていない観測点があるということである。つまりその観測点の波形はどのようなモーメントテンソル解を考えても説明がつかない異常な記録ということになる。福山・他(1998)によるとモーメントテンソル解を求めるためには3観測点のデータがあれば十分であると言っている。しかしながら今回用いた広帯域地震計の記録は上にあげたような異常な(モーメントテンソル解では説明がつかない)波形が多々見られる。これは今回波形を使用した観測点のほとんどが短周期地震計用に作られた場所に設置しており、広帯域地震計用に特別に作られたものではないので観測条件があまり良くないということがある。このような異常なデータを除く方法として色々と考えられるが、本解析では1点のインバージョンで残差の減少が少ない観測点を落とすという手法を採用した。しかしながら、これだけではすべての異常なデータを取り除くことは不可能である。そこで5点くらいのデータを用いることにより相対的に異常なデータのウェイトを下げることにした。最終的に求められたメカニズム解及び観測波形と理論波形の比較をFigure 4.5に示す。残差の減少もすべてのデータを使った時は17%であるが、時間をずらして良いと思われるデータだけを使うと54%まで上げることができる。以上のような方法により日本付近で起きた地震の波形解析を行った。最終的にメカニズム解を求めることができたのは45地震である。前述のような基準で切り出しを行った地震の数に比べてメカニズムを決定できた地震の数が少ないのは、設定した切り出し基準が甘かったため、小さい地震についてはSN比が悪く、メカニズムを決められなかったことによる。

Figure 4.6に関東地方で起きた地震について求められたメカニズム解を示す。図をみてわかるように押し引き分布からではメカニズム解を求めるのが困難な海域の地震についても解が求まっている。

現在はまだ解析を始めた段階であり、解の信頼性などの評価は行っていない。今後は順次データを収集していき、解析結果の評価を行いたい。

(4) まとめ

以上述べたように衛星テレメタリングシステムを導入することにより、気象研究所でも準リアルタイムで地震波形解析を行うことが可能になった。今回開発した波形を使ったメカニズム解析手法は今後広帯域基盤観測網が整備された時、業務として導入する際に活用できるであろうし、従来の押し引きでは決定できなかった海域のメカニズム解を求めることが可能となり、広域応力場の推定にも大きな威力を発揮するものと思われる。

(吉田康宏)

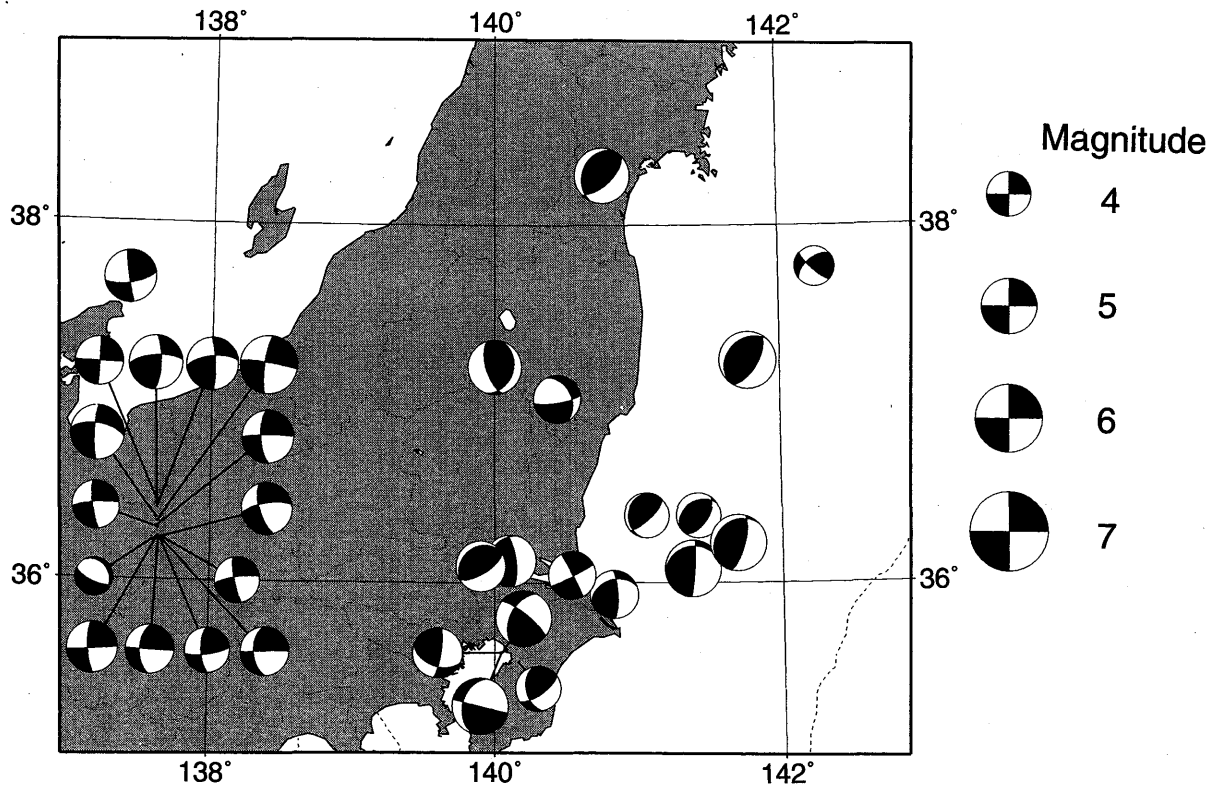


Figure 4.6 Focal mechanisms derived in this study in Kanto district.

参考文献

- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou, and J. H. Woodhouse, 1981 : Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉, 1998 : オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震*, **51**, 149-156.
- 浜田信生, 1984 : 近地地震用走時表の再検討, *気象研究所研究報告*, **35**, 109-167.
- 伊藤 渉, 1997 : 近地地震のCMT解自動決定, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星物理学専攻修士論文.
- Kawakatsu, H., 1989 : Centroid single force inversion of seismic waves generated by landslides, *J. Geophys. Res.*, **94**, 12363-12374.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1991 : Inversion of complex body waves - III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335-2350.
- 衛星通信テレメタリンググループ, 1996 : 衛星通信による地震観測テレメタリングシステムの基本設計, *日本地震学会講演予稿集*, No.2, 22.
- 武尾 実, 1995 : 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成, *気象研究所研究報告*, **36**, 245-257.
- ト部 卓・東田進也, 1992 : win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム (強化版), *地震学会講演予稿集*, No.2, 70.

4.2 データベース開発装置

(1) はじめに

本研究を進めるにあたり、地震や地殻変動等の観測データの収集、蓄積、検索および解析を効率良くおこなうために、データベース開発装置が導入された。本装置の基本構成は3台のワークステーション、CD-ROM記録装置および固定ディスク装置からなる (Figure 4.7)。本装置には各種地震波形データ、観測データ、震源情報および数値計算結果等が集積されて解析が行われている。また同時に導入されたデータベース・ソフトウェアSYBASEが各種データのデータベース構築・検索に利用されている。

本装置の導入により、保存期間や収納場所に問題を抱えていた大量の地震波形記録や体積歪計原データを収録していた磁気テープ記録をCD-ROMに整理したため、データ検索の効率化と省スペースが実現された。

(2) データ通信処理装置

本装置は、気象庁本庁および管区気象台に設置されたEPOSおよびETOSのデータを通信により取得し、データを処理するため、また開発した解析・処理プログラム等を還元するために、上記機種と互換性のある NEC EWS4800/320PXが選定された。本装置には、気象庁が決定した震源情報やメカニズム解のみならず、東大地震研究所、Harvard大学、防災科学技術研究所、ISC (International Seismic-data Center)、USGS (United State Geological Survey) 等の情報も収録され、新情報の収拾とともに更新されている。上記データの検索・表示にはHYPDSP (横山, 1997) がインストールされ、利用されている。

(3) データ蓄積・検索処理・固定ディスク装置

本装置は、ワークステーションSUN Ultra Enterprise 2とSCSI接続された25.2GB固定ディスクおよびPIONEER CD-ROM CHANGER / CD-Writerから構成される。本報告2.3節にあるように、地震波形からモーメントを推定する場合にあらかじめ与えられた成層構造の各震央距離と震源の深さごとのグリッド点について数値計算で関数を求めて

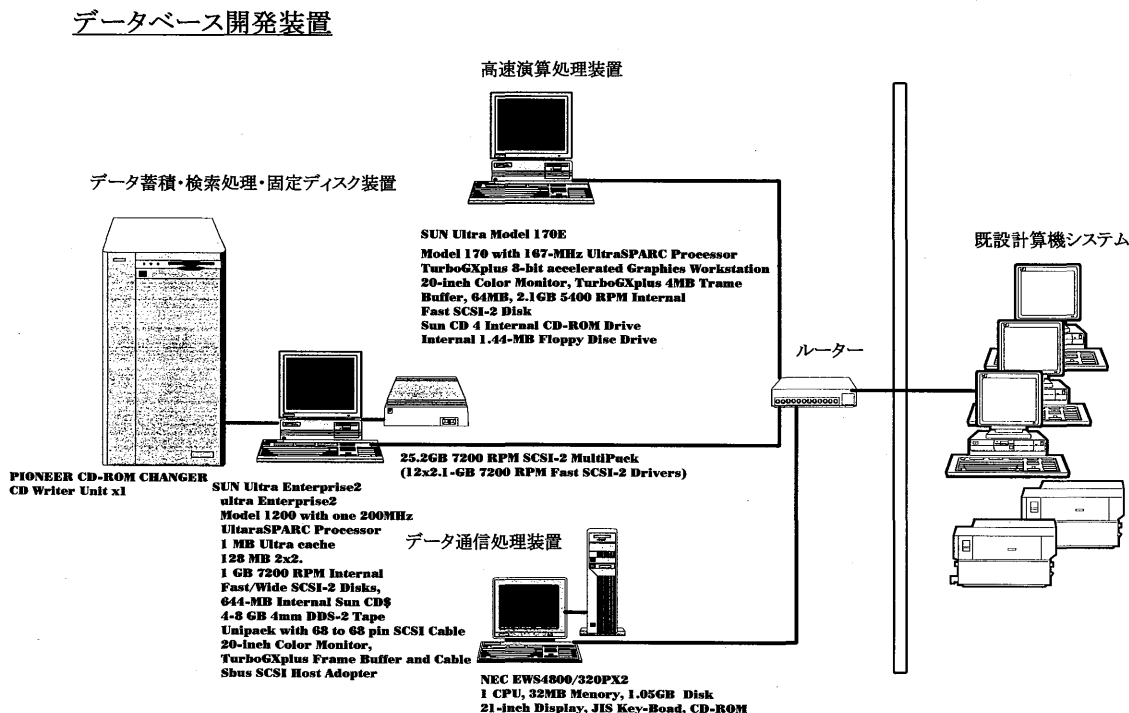


Figure 4.7 Configuration of data-base development system. The system consists of three workstations for data communication, high-speed data processing and high-speed data retrieval, and has a CD-ROM changer/writer and a 25GB external hard disk.

において、観測波形を最小二乗法によって合わせこんで地震モーメントや震源パラメータを求める手法は、膨大な量の計算値を収録するための大容量ディスク装置を備え、それらを高速検索できる本装置の整備があつて成し得るものである。また、5.1節の報告にあるように、保存可能期間に限界がある磁気テープに収録された東海・南関東の体積歪計原データをCD-ROMに媒体変換し、対応表を作成したことはデータ保存の半無限化と保存場所の省スペースを実現させた。これは、500枚のCDを高速検索・処理可能なCD-ROM CHANGER / CD-Writerの整備によって成し得たものである。

大量の磁気テープデータのCD-ROMへの媒体変換(150 MBの磁気テープ4本が640 MBのCD1枚に収録できる)には体積歪計データのみならず、L/ADESSにより伝送・収録された地震波形データ、EPOSで収録された同データについても行われた。さらには、ETOSによりMOに収録された地震波形データについても作業が進められている。

(4) 高速演算処理装置

本装置は、ワークステーションSUN Ultra Model 170Eで、SAC (Seismic Analysis Code Manual, 1996), PITSA (Scherbaum and Johnson, 1993) 等、地震波形データ解析用アプリケーション・プログラムがインストールされ、各種観測データの高速処理に供されている。

(5) SYBASE

計算機内部のデータはファイルとして生成され、各種のデータファイルはテーブルの形で表される。これら複数のテーブルに対応関係を付けることによって、それぞれのデータ間に関連がつけられる。こうした構造をもつデータベースは関係データベース (Relational Database) とよばれる。

SYBASEは関係データベースの1つで、その検索速度、ネットワーク環境での利便性、セキュリティ管理等で高度な機能を持っているため、本装置に採用した。

本装置の地震関連のデータベースは、

基本テーブル

- 1 jma : 気象庁震源データ
- 2 utsu : 宇津震源カタログ (宇津, 1990)
- 3 usami : 日本被害地震総覧 (宇佐美, 1978) の震源リスト
- 4 zencho : 地震前兆現象 (気象研究所, 1990)
- 5 watanabe : 被害津波 (渡辺, 1985)
- 6 kazan : 第4紀火山 (一色・他, 1968 ; 大谷・他, 1993 ; 小野・他, 1981 ; 近堂・他, 1989 ; 清野 (私信))
- 7 rel : 地震間の関連度を記述したデータ (干場・他, 1993)
- 8 doc : 日本被害地震総覧, 日本被害津波総覧の中の記事,
- 9 fig : 日本被害地震総覧, 日本被害津波総覧の中の図表

関係テーブル (基本テーブル間の対応付けを行うテーブル)

- id_cd : 地震id と記事・図表の対応をいれたもの

で構成され、主として地震活動の統計的解析に活用されている。

(6) おわりに

本装置およびそれによって生成されたデータベースが本研究の推進のツールとして活用されたことを報告するものである。(神定健二)

参考文献

- 千場充之・清野政明・岡田正実・伊藤秀美, 1993: 相互関連度付き震源リストの制作とその応用, 気象研究所研究報告, **44**, 83-90.
- 一色直記・松井和典・小野晃司, 1968: 火山文献集, 地質調査所, 78 pp.
- 気象研究所, 1990: 地震前兆現象のデータベース, 気象研究所技術報告, **26**, 329 pp.
- 近堂祐弘・小柳敏郎・河内晋平・中川光弘・鈴木貞臣・長谷川栄・山之内統・川辺百樹・岸功志・岡久保幸, 1989: 東大雪山系丸山火山の最新の活動, 火山学会予稿集 No.2, 160.
- 小野晃司・曾屋龍典・三村弘二, 1981: 日本の火山(地質編集図 第2版), 地質調査所.
- 大谷知生・関口辰夫・原口和政, 1993: 火山地形データベース作成について, 火山学会予稿集 No.2, 30.
- Seismic Analysis Code Manual, 1996: <http://www-ep.es.llnl.gov/tvp/sac.htm>
- Scherbaum, F. and J. Johnson, 1993: PITSA, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, IASPEI Software Library, Vol.5, 269 pp.
- 宇佐美龍夫, 1978: 日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 435 pp.
- 宇津徳治, 1990: 世界の被害地震の表, 243 pp.
- 渡辺偉夫, 1985: 日本被害津波総覧, 東京大学出版会, 238 pp.
- 横山博文, 1997: Xウィンドウシステムを用いた地震活動解析プログラム, 験震時報, **60**, 37-51.

第5章 地殻変動観測・解析手法の研究

5.1 体積歪計による成果

(1) 気象庁体積歪計原データに関する成果

a) 収録媒体の変換および任意の観測点・期間のデータの切り出し

気象庁体積歪計原データは、収録システムや記録種別 (SP, LP, 気圧等) によって異なるが、1秒から1分間隔でサンプリングされており、各データは2バイトの整数バイナリで保管されている (二瓶・他, 1987; 地震予知情報課, 1994)。従来これらは磁気テープおよびカートリッジMTに収録・保存されてきたが、計算機で扱う際、アクセスの利便を考えると一度ハードディスクにコピーする必要があることや、保存可能期間や収納スペースが問題となっていた。これらを一気に解決すべく、気象大学校の勝間田明男氏が作成したプログラムにより磁気テープの内容を一度ワークステーションのハードディスク上にコピーしたのち、本特別研究で整備したデータベース開発装置によりCD-ROM化し、ボリューム名と収録期間との対応表を作成した。平成10年度末現在、媒体変換は平成10 (1998) 年3月末のデータまで完了している。

任意の観測点、期間の観測データの切り出しは、ハーバード大学グループにより世界のおおむね $M_w 5.5$ 以上の地震につきルーチ的に公開されているCMT解データベースを参照し、地震波形解析プログラム「PITSA」(Scherbaum and Johnson, 1993)に読み込み可能なplain ASCIIフォーマットでのファイル出力により行う。

b) 理論地震波形計算の原理および注意点

a) で切り出された観測波形と理論波形との比較を可能とすべく、「地球内部のすべての波動現象は、固有振動モードの重ね合わせによって表現できる」という固有モード理論 (Dziewonski *et al.*, 1981) に基づき、地震によって発生する弾性波の時系列 (変位ベクトル, 傾斜ベクトル, 水平面内歪テンソル, 体積歪) を計算するプログラムを開発した。これにより、波の種類 (実体波, 表面波) や相名 (P, pP, PKPab, SS, ScS, Love, Rayleigh等) を利用者が全く気にすることなく、また、far field項だけでなくnearおよびintermediate field項 (Aki and Richards, 1980, (4.29)式) まで自動的に完全網羅された波形が計算できる。すなわち、波動現象だけでなく、いわゆる「地震ステップ」: 永久変位および歪も再現される。また、波線理論では再現できない回折波も再現される。ただし、以下のことに注意する必要がある。

「地震ステップ」は前述のnear field項からの寄与であるが、これは震源距離を r とした場合、 r^{-2} で減衰するため、遠方ではほとんど観測にかからない。しかし、重ね合わせるモードの最短周期は通常45秒程度に設定される (これ以上短周期まで含めると、プレートの沈み込み構造等一次元では表現できない構造の影響が無視できなくなり、観測と合わないわりに計算時間ばかりかかるため) ので、比較的近地の地震の場合、周期45秒でも観測点までの距離が1波長内に入ってしまう場合がある。その場合いくら r^{-2} で減衰が早いとはいえ、十分に寄与が残っているため、ステップ量の再現のためには最短周期45秒という設定は不十分ということになる。しかし、最短周期を短く設定すると計算に要する時間が飛躍的に増大し、実用的でないため、ステップ量の計算に限っては他の例えば大久保 (1994) の方法を用いた方が良いと思われる。

固有モードの重ね合わせで計算される波形は $t=0$ にいきなりあるオフセットを持ち、すぐに振動が始まる。つまり最初に観測されるはずの直達P波の到来前からゆらゆらと振動する計算結果となり、因果律を満たさない。これは、インパルスを再現するには周期ゼロまでのすべての周期の三角関数を足し合わせる必要があるが、これを有限の周期で切ると、本来のインパルスの前後にリップルがのってしまうのと状況は同じである。

震源時間関数がステップ関数とみなせる場合、Dziewonski *et al.* (1981) の定式は非常に簡単になる。一般には震源時

間は有限であるが、比較的単純な破壊過程の場合、震源時間関数はランプ関数で近似されることが多い。その場合の波形は、ステップ関数に対する波形に対して、Ben-Menahem (1961) のとおり、周波数領域で次式による補正を行えばよい。

$$[\text{ステップ関数の場合のスペクトル}] \cdot \exp(iX) \frac{\sin X}{X} \quad \text{where} \quad X = \frac{1}{2} \frac{\omega L}{C} \left(\frac{C}{v} - \cos \theta \right)$$

ただし、 ω ：対象とするモードの角周波数、 L ：断層の長さ、 C ：モードの位相速度、

v ：破壊伝搬速度、 θ ：破壊進行方向と観測点方向のなす角

Directivityが無視できる場合、結局 $X = \omega \cdot (\text{half_duration})$ となる。時間領域では、各モード毎に振幅を $\sin X/X$ 倍したうえ、波形全体を周波数によらず half_duration (震源時間の半分) だけ遅らせることに相当する。つまり、上記のとおり振幅補正して計算された波形時系列の起点 ($t=0$) をCentroid origin timeとすればよい。ただし、物理的にいみがある計算波形は $t > \text{half_duration}$ 、すなわち破壊完了時刻以降である。これは、震源時間関数をランプ関数で近似するという自体、暗にこの手法が震源過程の全貌が確定した時刻以降にのみ適用可能であることを意味するからである。これらは、この手法により計算された理論波形と観測波形との比較を行ううえで注意すべき点である。

任意の震源時間関数に対する波形を厳密に計算する場合は、ステップ関数に対して計算された波形と、震源時間関数とのconvolutionを計算すればよい。この場合の波形時系列の起点 ($t=0$) は通常のorigin time (破壊開始時刻) であり、破壊完了時刻以前の波形も再現される。ちなみに、震源時間関数がランプ関数の場合、convolutionにより厳密に計算された波形と、周波数領域での補正で計算された波形とは、破壊完了時刻以降で一致する。

また、重ね合わせるモードの最短周期は、固有モード理論の適用条件から、対象とした地震の震源時間 (half_duration の2倍が目安) よりも長く設定する必要があるため、大きい地震の場合注意が必要である。

理論地震波形も、観測データと同じくplain ASCIIフォーマットでファイル出力される。

c) 波形の比較例

Figure 5.1に1998年1月4日Loyalty islands地震 ($M_w = 7.4$) に対する湯河原観測点の体積歪記録(SP)と、理論体積歪波形との比較例を示す。理論波形計算の際準拠した地球モデルはPREM (Dziewonski and Anderson, 1981)であり、周期45秒以上のすべての固有モードを対象とした。上段左が観測点を中心とした震央の正距方位図法プロット、上段右が観測点位置を表し、中段に震源情報を示す。下段は、上から(1) SP原データ、 $f_c = 0.015$ Hz (約70秒) のLowpassフィルター処理を施した(2) SPおよび(3) 現地気圧、(4) 気圧係数4.9 nano-strain/hPaを用いて一次式による気圧補正を行ったLowpass SP、および(5) 同一のLowpassフィルター処理を行った理論地震波形である。(2)と比較して(4)の方が長周期ノイズが改善されているのがわかる。また、(4)の波形が(5)と良く一致しており、体積歪計が長周期地震計としても利用可能であることがわかる。これらの振幅比を最小二乗法で決定すると、増幅率は1.45となった。こうした事例を蓄積し、統計処理を施すことにより、地震波入射応答を利用した体積歪計の*in situ* calibrationが可能となる。

(上垣内修)

(2) 小田原二層式体積歪計

a) はじめに

二層式体積歪計は、科学技術振興調整費「マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究」(清野・他, 1991; 清野・他, 1992)により神奈川県小田原市に設置されたものである。この装置による観測研究は、経常研究「地殻変動に伴う諸現象の観測・実験的研究」(平成3～5年度)および同「地殻変動に基づいた直下型地震予知の研究」(平成6～10年度)に引き継がれ、本特別研究「南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究」(平成6～10年度)の基礎的研究として位置づけられた。設置から約10年が経過したが、ここ数年安定化し上下の歪計による観測デー

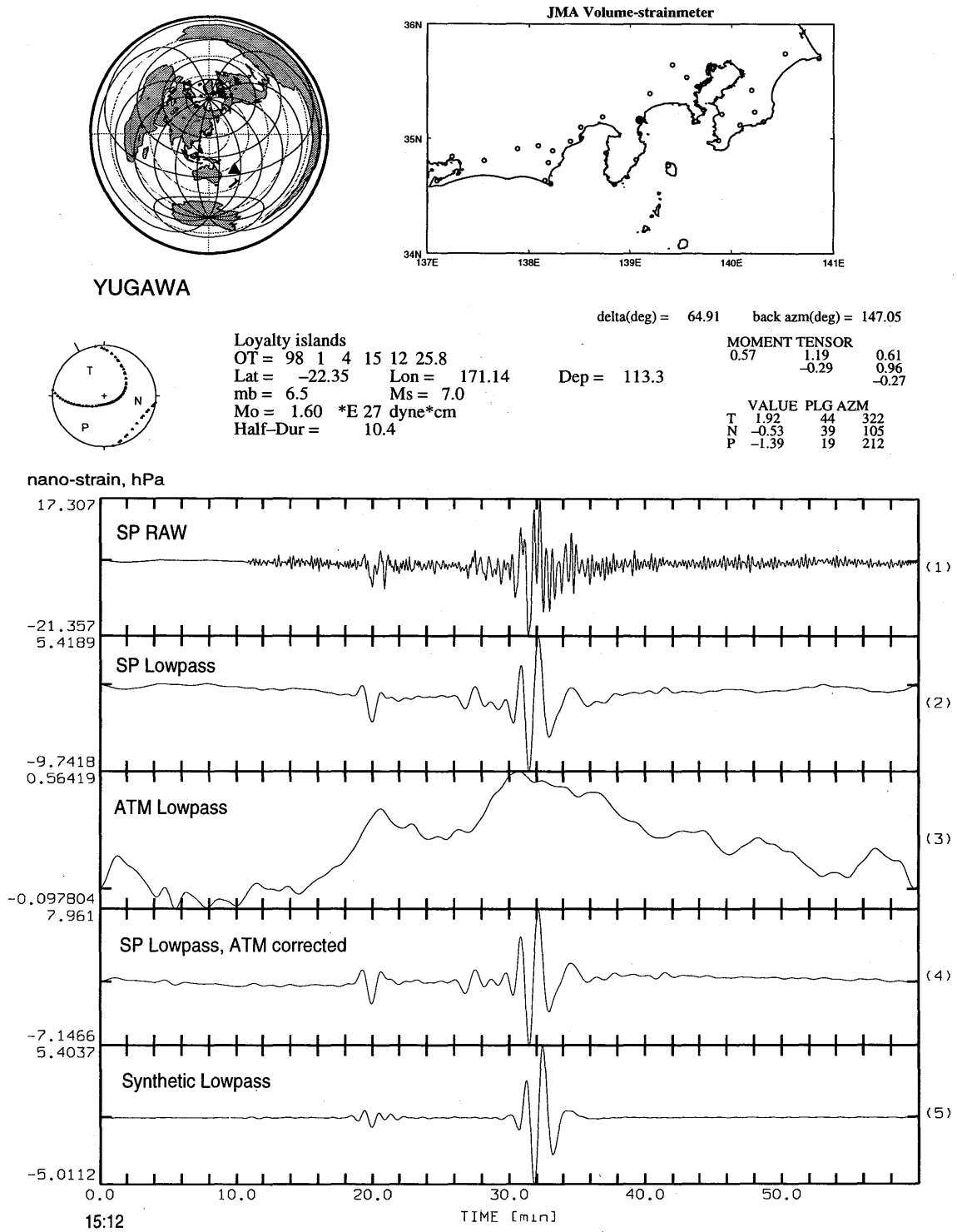


Figure 5.1 Comparison of observed and synthetic volume strain waveforms at YUGAWARA station for the Jan 4, 1998 Loyalty Islands earthquake ($M_w = 7.4$).
Upper left : Epicenter location plot (solid triangle) based on an azimuthal equidistant projection centered at the station.
Upper right: Station location (solid circle).
Middle : Hypocentral information.
Lower : (1) Raw SP record. (2), (3) Lowpass-filtered ($f_c = 0.015\text{Hz}$) SP & Atmospheric pressure. (4) Lowpass-filtered SP corrected for atmospheric pressure effect. (5) Lowpass-filtered synthetic waveform.

タの詳しい解析が可能になったので、これまでに明らかになった観測の状況(吉川・他, 1997; 吉川, 1998)を述べる。

b) 測器の原理

二層式体積歪計は、1本の井戸の異なる深さに同じ特性の体積歪計を2本設置したシステムである。このシステムを設計・製作した理由は、主に、ア) 局所的歪変化と広域歪変化の区別や機器に原因のある歪変化と外的要因による歪変化の区別をし易くする、イ) 深さの違いによる降雨などの環境要素の影響の違いを調べる、ウ) システム製作・設置にかかる全体経費を、2本の井戸を掘りそれぞれに従来型の歪計を設置する場合と比べて安価に抑える、そして、エ) 神奈川県西部で連続地殻変動観測を行う、ということである。二層式体積歪計の上下各地中変換部の測定原理は従来型体積歪計(Sacks *et al.*, 1971)と同じものを採用している。つまり、地中に埋設したステンレス製の円筒容器の地殻歪による変形を容器内に封じ込めたシリコンオイルの液面の上下変化に変換し、それを小口径のベローズで拡大する、というものである。上下2台の地中変換部の特性を同等にするためには、測定方法、内部構造および外観を同じ

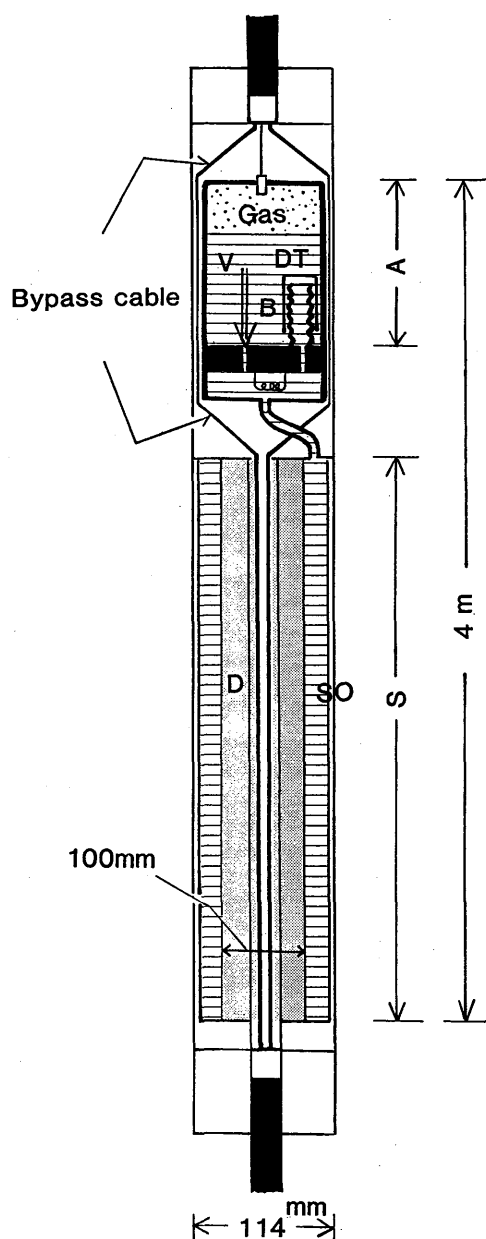


Figure 5.2 Internal structure of Double Coaxial Borehole Strainmeter (DCBS). Fundamental design is based on the Sacks-Evertson strainmeter. Upper and lower sensors are identical with each other except for cable alignment: the cables are divided into components which bypass outside Amplifier block and go through Dummy steel in Sensor block. A: amplifier block. S: sensing block. SO: silicon oil. D: dummy steel block. V: valve for pressure-release. DT: differential transformer. B: bellows.

にする必要がある。このために新しく設計・製作された歪計の構造をFigure 5.2に示す。従来型と大きく異なっているのは、下部地中変換部からの信号ケーブルが上部地中変換部の内部を貫通できるように、ダミーブロックを中空に改造した点である。なお今後、上部と下部の地中変換部の呼称については、それぞれ上部と下部の歪計とする。

c) 歪計の設置

Figure 5.3は二層式体積歪計設置方法の概念図である。上部および下部の歪計は信号ケーブルを通して一体化されるので、下部歪計が着底した時には上部歪計も既に観測孔にあることになる。また、上部歪計と下部歪計との力学的カップリングを少なくするために上下歪計の間に緩衝部分を設ける工夫を施している。設置工程は以下の通りである。

第Ⅰ段階：上下2台の歪計の信号ケーブルと釣り下げ用ワイヤーを連結させながら一体化させたものを観測孔に降す。EQロッドは予め孔壁に沿うように立てて置く。

第Ⅱ段階：下部歪計が覆われる量の膨張セメントをEQロッドを通して圧送し、24時間固化を待つ。

第Ⅲ段階：上部歪計の直下までをセメントミルクで充填し、24時間固化を待つ。この際、セメントミルク層の中にベントナイト(粘土)層を数メートル設け、上下の歪計を力学的に切り離す。

第Ⅳ段階：上部歪計を膨張セメントで覆い、24時間固化を待つ。

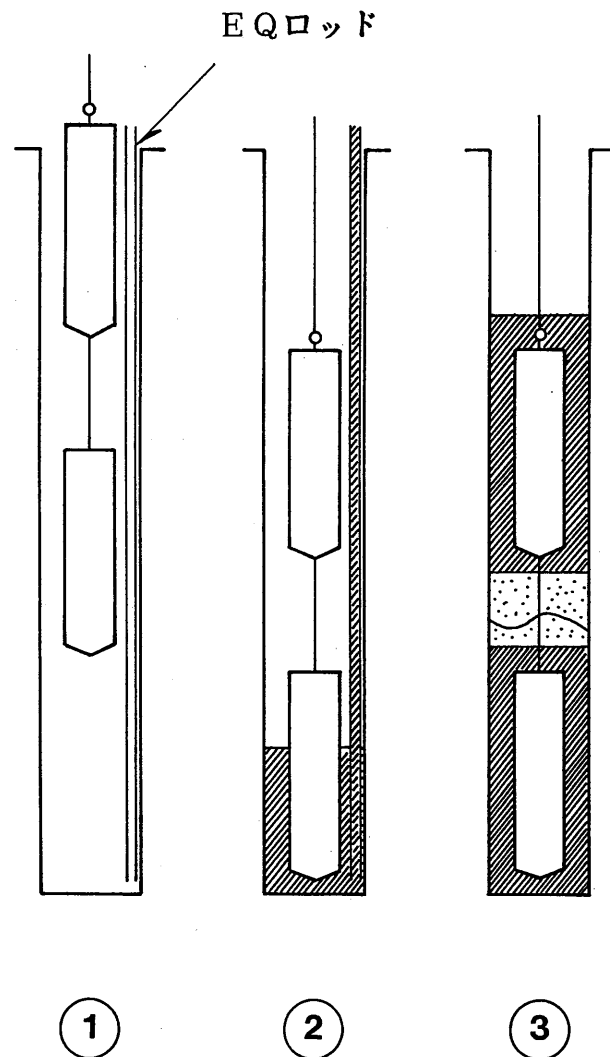


Figure 5.3 Installation of a DCBS. ① First stage: Putting the upper and lower sensors in a borehole, keeping connection of the sensor coupling. ② Second stage: Grouting the lower sensor with expansion cement. ③ Third stage: Grouting intermediate layer between the sensors with normal cement and maintaining mechanical isolation by inserting a several-meter-thick bentonite (a kind of clay) layer. Forth stage: Grouting the upper sensor with expansion cement.

d) 観測点

Figure 5.4 は二層式体積歪計および付近の気象庁体積歪計観測点の位置を示す。設置地点は小田原市郊外の和留沢地区である。ここは、神津－松田断層の西方、箱根外輪山北東側に位置し、近くには和留沢断層がある。Figure 5.5 に示すように、上部歪計は凝灰岩層中の深度約114 m、下部歪計は比較的岩質の硬い安山岩層中の深度約180 mに、それぞれ設置された。地下水観測用にストレーナーが深さ52-56 mに開けられた。水温計はストレーナー中央部付近に、水位計は地下水面の上に感部が出ない深さ約10 mに、それぞれ設置された（ただし、水位は観測開始後はほぼ一定の割合で低下し、やがて水位計感部が水面上に出た後、元のレベルに復帰していない）。雨量計は観測舎屋上に、気圧計および温度計は屋内に、それぞれ設置された。これらの観測量については、現地でモニター用に出力される以外に10秒値データとして気象研究所に1日1回テレメーターされる。Figure 5.6はテレメーターに使用しているデータ伝送装置の機構図である。この装置の主たる機能は、観測データのA/D変換と一時収録、データ通信および歪計の遠隔操作の3つである。

e) 二層式体積歪計データの特徴

1) 動作不安定について

二層式体積歪計は設置直後からしばらくの間、動作の不安定な状態が続いた。設置が行われたのは1988年12月であるが、約1年間の調整期間を経た1990年1月から1998年中頃までの観測データをFigure 5.7に示す。不安定な状態の原因には2通りあり、1つは周辺地盤とのカップリングの不安定、もう1つは機器の動作不安定によるものが

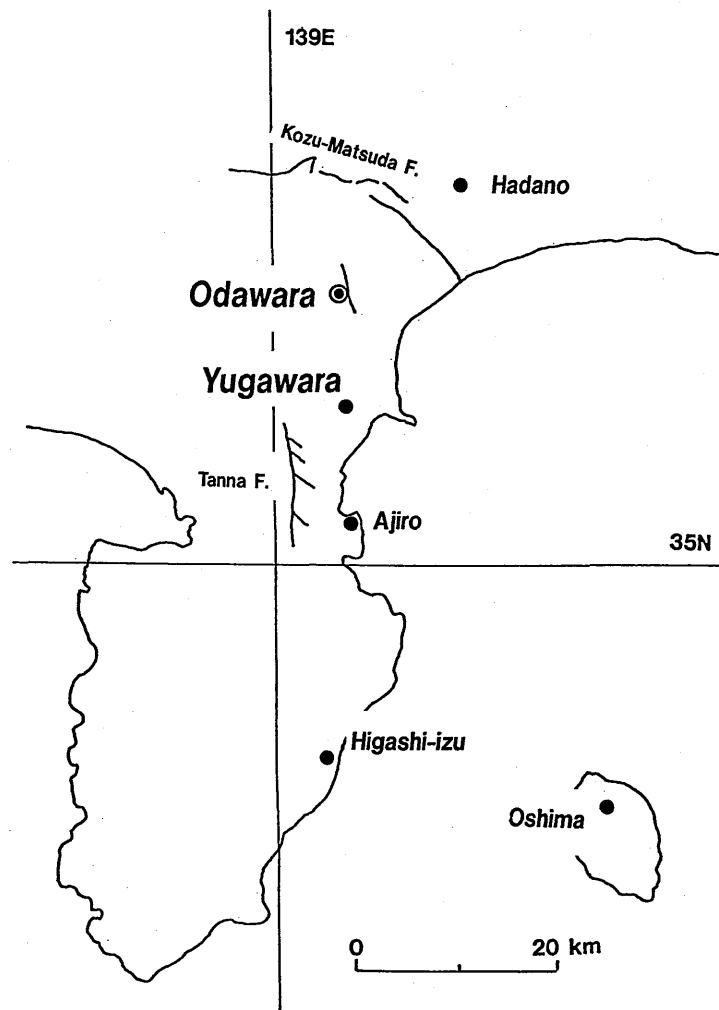


Figure 5.4 DCBS station at Odawara (double circle) and the JMA volume strainmeter stations in the adjacent area (solid circles).

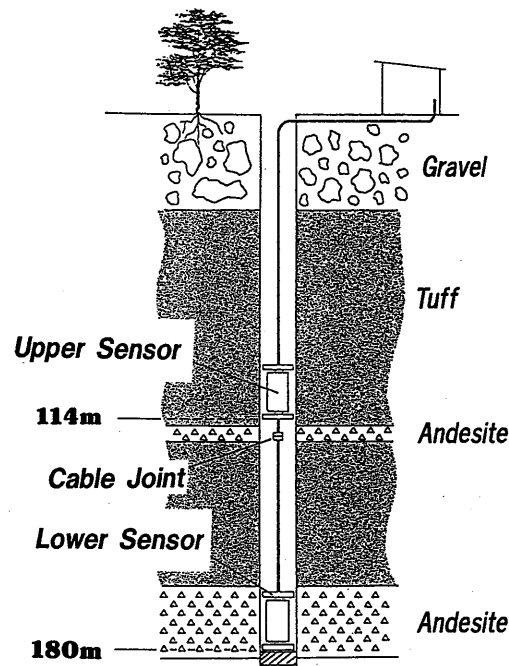


Figure 5.5 Geological structure around the DCBS borehole. Upper sensor is installed in soft Tuff layer, and lower sensor, in solid Andesite layer.

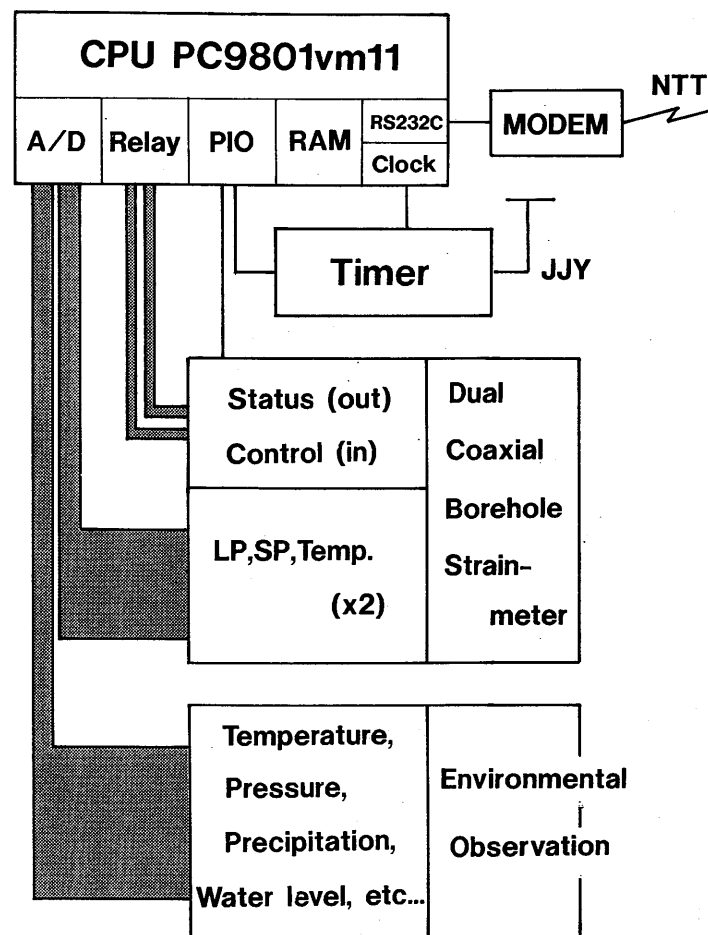


Figure 5.6 Overview of the system for data acquisition and transmission. The data of the strain and the environmental factors (rain, temperature, atmospheric pressure, etc.) are acquired by a personal computer (NEC PC-9801vm) through 16bit A/D board, and temporarily stored in the internal storage (RAM or HD). The stored data is transmitted to MRI (Tsukuba) once a day through the public telephone line. Time is corrected by JJY time-code signal. The DCBS can be remotely controlled through the telephone line for changing sensitivity, opening valve, calibration, etc..

考えられる。前者は主に上部歪計に、後者は主に下部歪計に顕著に現れる。この図で、1996年3月の地震の際上部歪計が大きな歪ステップを示すのに対して、下部歪計はあまり大きな変化を示していないことがわかる。また、上部歪計は地震時でなくても、突然明瞭な歪ステップを生じることがある。Figure 5.8に観測開始直後から現れたカップリングの不安定によると考えられる歪ステップの発生回数の変化を示す。上部歪計には歪ステップの発生回数が多いことが判る。設置当初、このような歪ステップの発生回数は平均1日に1回程度であったが、1998年頃になると1年に2~3回程度になった。

Figure 5.7で下部歪計がやや不規則な変化を示している期間(矢印)が何回も見られるが、これは機器の(主に電気回路の不安定に基づくと考えられる)不安定な症状の代表的なものである。このように不安定な状態が1996年以降かなり減少し安定化してきたため、二層式体積歪計の本来の機能として両者の観測データの比較が可能になった。ただし、この安定化の原因については不明である。

Table 5.1に二層式体積歪計の各種物性と感度の値を載せた。この表で、特に下部歪計設置深度の安山岩のヤング率が上部歪計設置深度の凝灰岩に対して、約5倍の大きさになっていることが注目される。

2) 上下歪計出力の違い

Figure 5.9には、1996年1月から1998年中頃までの小田原二層式体積歪計の観測データと約10 km南の湯河原体積歪計(気象庁地震予知情報課)の観測データを併せて示している。長期トレンドについては上部歪計の伸びに対し下部歪計と湯河原の歪計がほぼ同様の縮み傾向で、明瞭な違いを示す。これは上部歪計が周辺山体の伸びを反映しているのに対し、下部歪計が広域の歪を反映して縮んでいるためと解釈される。この原因の詳細については後述する。

一方、Figure 5.10にはFigure 5.9と同期間の二層式体積歪計データについて、長期トレンドを差し引いたものと湯河原のデータを示す。これによると、上下歪計の変化と湯河原の変化は、少なくとも数日から数十日の時間スケールの現象については非常に似通っており、主に降水時の変動を反映していると見られる。

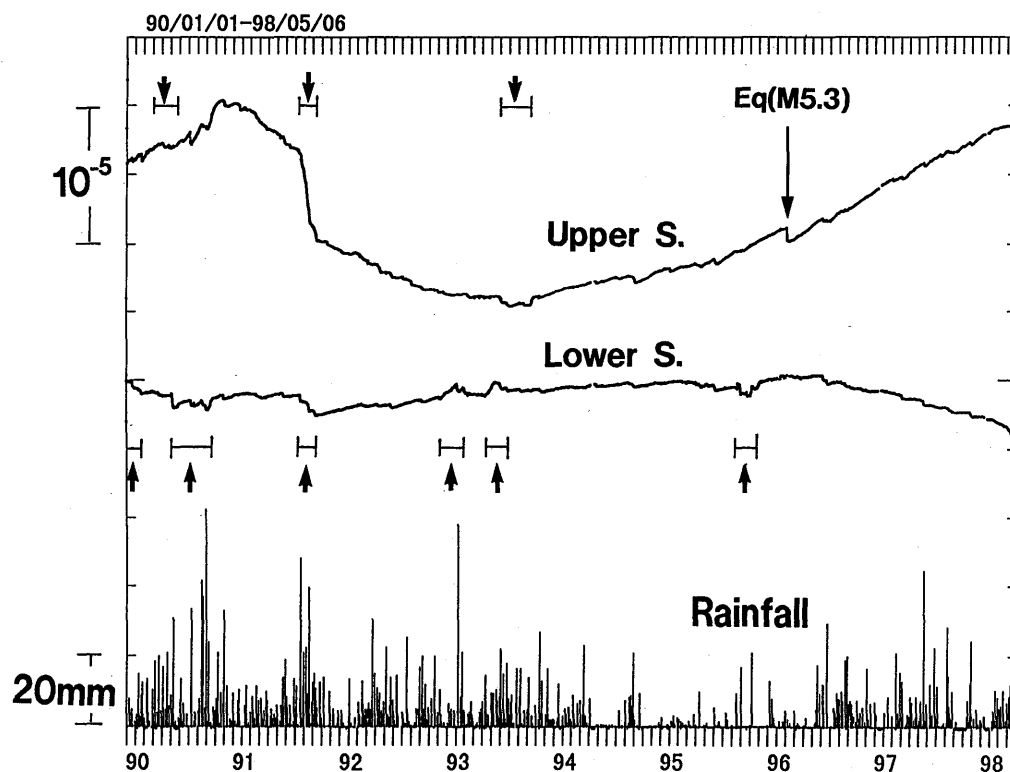


Figure 5.7 Outputs from DCBS from 1990 to 1998 (hourly value). Eq. shows the earthquake that occurred in the north (M5.3, March 1996, epicentral distance 30km). Upper arrows indicate irregular changes due to unstable coupling between the sensor and the surrounding media, and lower arrows indicate those due to instrumental origins.

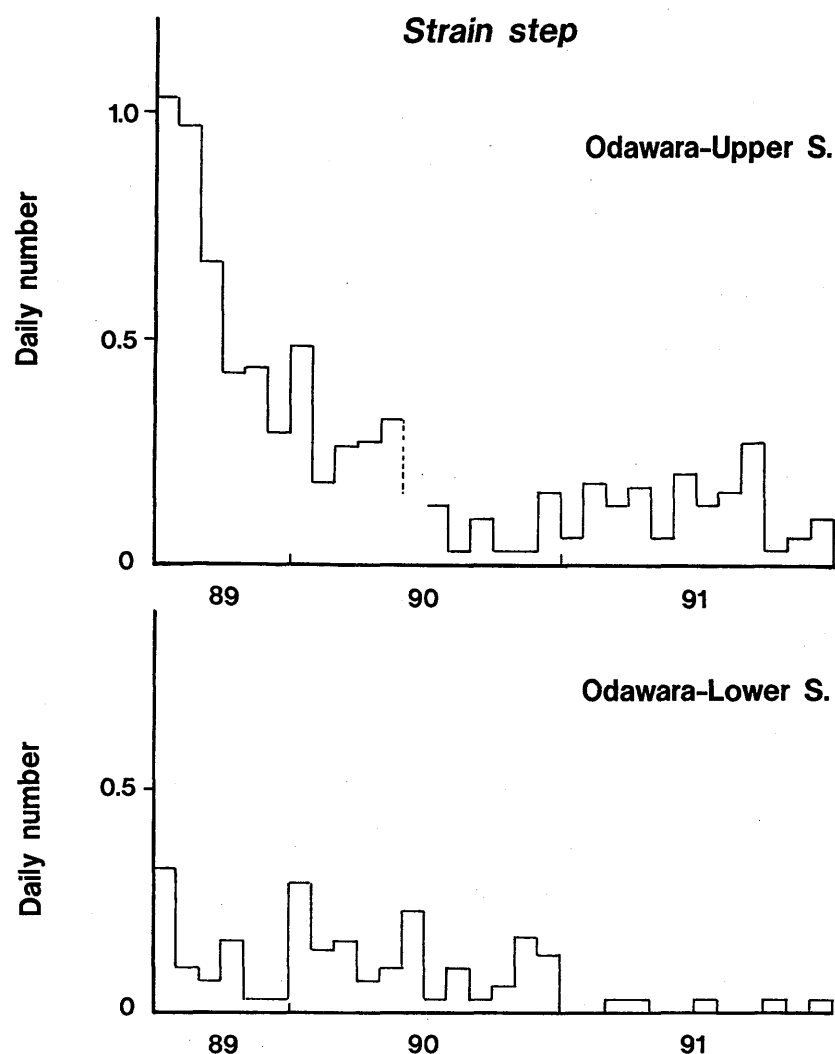


Figure 5.8 Temporal change of the frequency of strain-steps that occurred irregularly (daily number).

Table 5.1 Miscellaneous constants on the DCBS.

	Upper	Lower
Depth (m)	114.5	180.0
Temperature Coefficient (x microstrain/°C)	64.0 (0.3)	70.0 (0.4)
A.Pressure Coefficient (x nanostrain/hPa)	7.6 (0.8)	4.7 (0.6)
Sensitivity for Surface wave (ratio)	0.65	1
Sensitivity for Earth tide (M2)	1.9 (0.3)	4.4 (0.6)
Rock of sensor-installed layer	Tuff	Andesite
Young's modulus (x 10GPa)	1.4 (0.1)	7.2 (0.7)
Poisson ratio	0.34 (0.03)	0.29 (0.03)
Stainless Steel		
Young's modulus (x10GPa)	20	
Poisson ratio	0.30	

3) 上下歪計出力の差の利用

上述のように降水による変動は上下の歪計に現れるが、広域変動は専ら下部で現われる。つまり Figure 5.11 に示すように、下部歪計出力からトレンドを除去した上部歪計出力を差し引くと、降雨による変動が除かれ、下部歪計に含まれる広域変動を取り出せることになる。この方法が成功するためには、歪ステップの不規則な発生や地震時の応答の違い、降水応答の若干の違いなどを克服する必要があるが、一次処理の方法として、降水時の変化を除去するための簡便な手段となる可能性がある。

また、さらに長期間の傾向についてもこの方法によると、降水による変化がかなり除かれたものを見ることが出来る。Figure 5.12 によると、特に下部歪計の縮み傾向が1996年3月の山梨県東部の地震以降、特に強まったことが判る。また、上部歪計の伸びの傾向も同時期に強まったことが見てとれる。

f) 二層式体積歪計の安定化と近年のトレンドの意味

1) 諸定数の比較

機器周辺の状態変化を考察するための1つの目安として、上下の歪計出力の応答について調べる。Figure 5.13 は、気圧補正後の上下歪計出力のスペクトルであるが、上部歪計は、潮汐感度自体が小さいことや不規則変化などのノイズが大きいことが影響して、潮汐の各分潮が明瞭に現れていない。そこで、上下とも比較的明瞭なM2分潮について潮汐感度の時間変動の比較をしてみたのがFigure 5.14 (a) である。また、気圧応答係数の変動をFigure 5.14 (b) に示す。これらの解析はいずれもBAYTAP-G(石黒・他, 1984)による。これによると、潮汐応答、気圧応答、いずれに関しても有意に大きな変動が見られない。潮汐感度の大きさが歪計周辺媒質の硬さを反映すると考えられるのに対して気圧係数の大きさが歪計周辺媒質の流体的性質を反映することが知られている(古屋・檜皮, 1983; 吉川, 1987)が、いずれにしても歪計周辺の状況は大きく変化していないと考えられる。

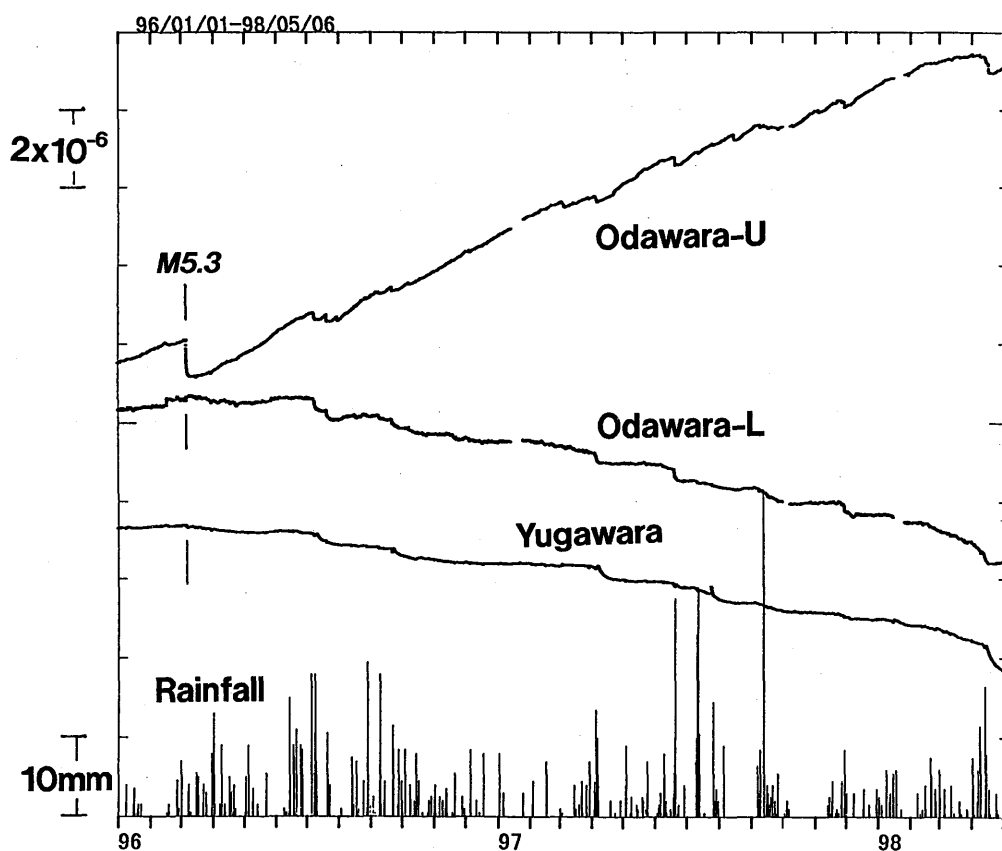


Figure 5.9 Outputs from DCBS at Odawara and from the Sacks Evertson type BS at Yugawara from January 1996 to May 1998. Upper sensor shows expansion whereas lower sensor shows relatively steady contraction that resembles the strain changes in Yugawara.

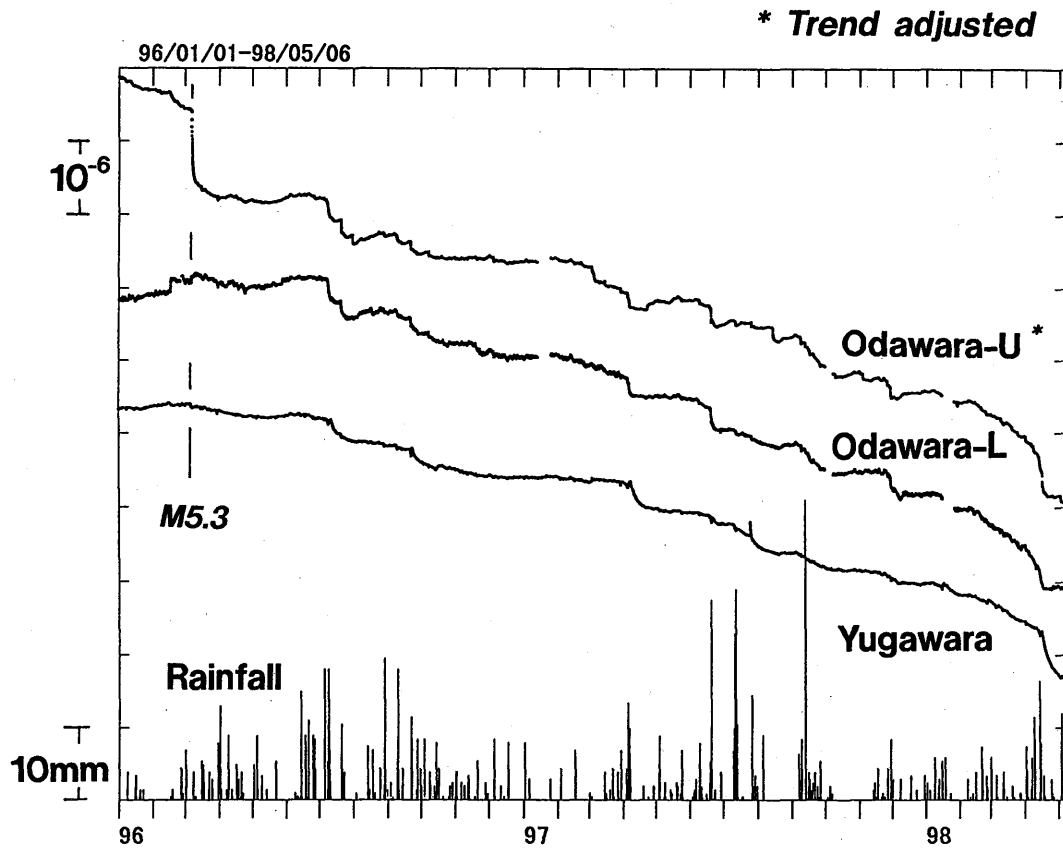


Figure 5.10 Outputs from DCBS at Odawara and Yugawara from January 1996 to May 1998. Trend of output from upper sensor is adjusted to the other strain changes. Characteristic changes for the period from a few days to a month are very similar, which can be attributed to rainfall.

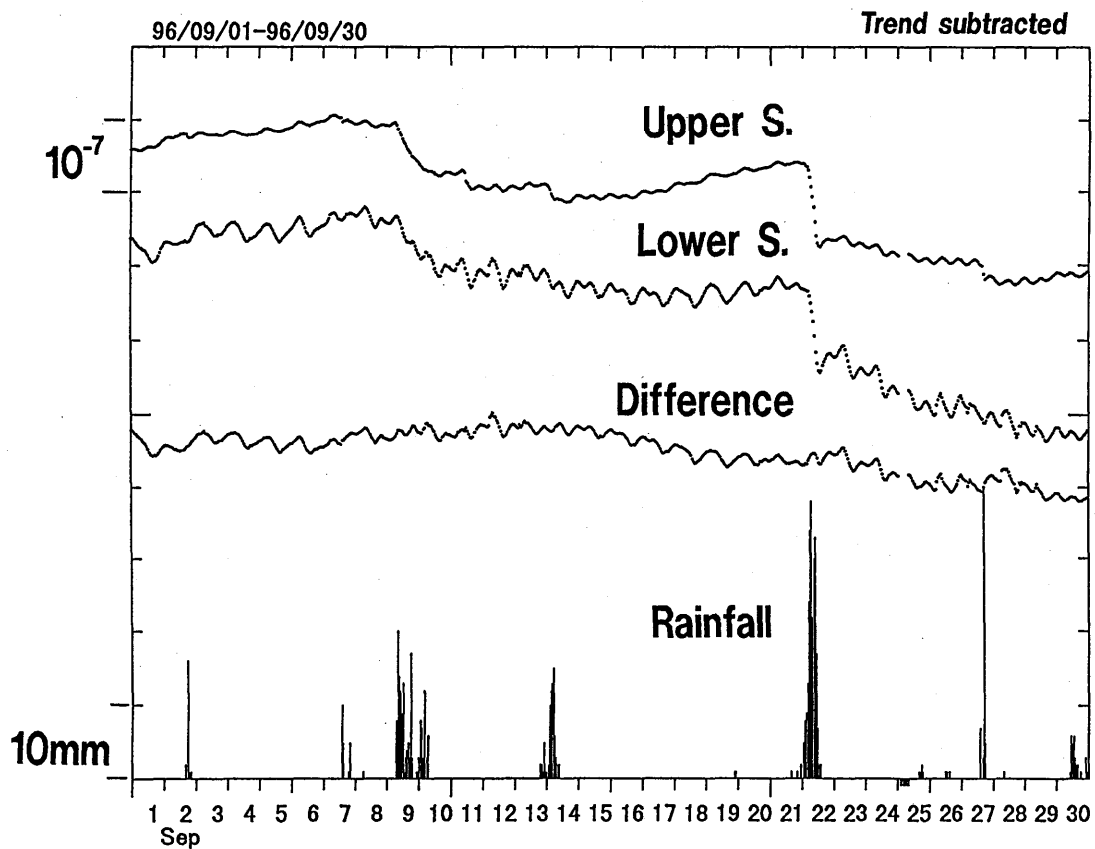


Figure 5.11 Outputs from DCBS and the differences (all trends adjusted). Changes due to rainfall can be largely reduced by taking the difference between lower and upper sensors.

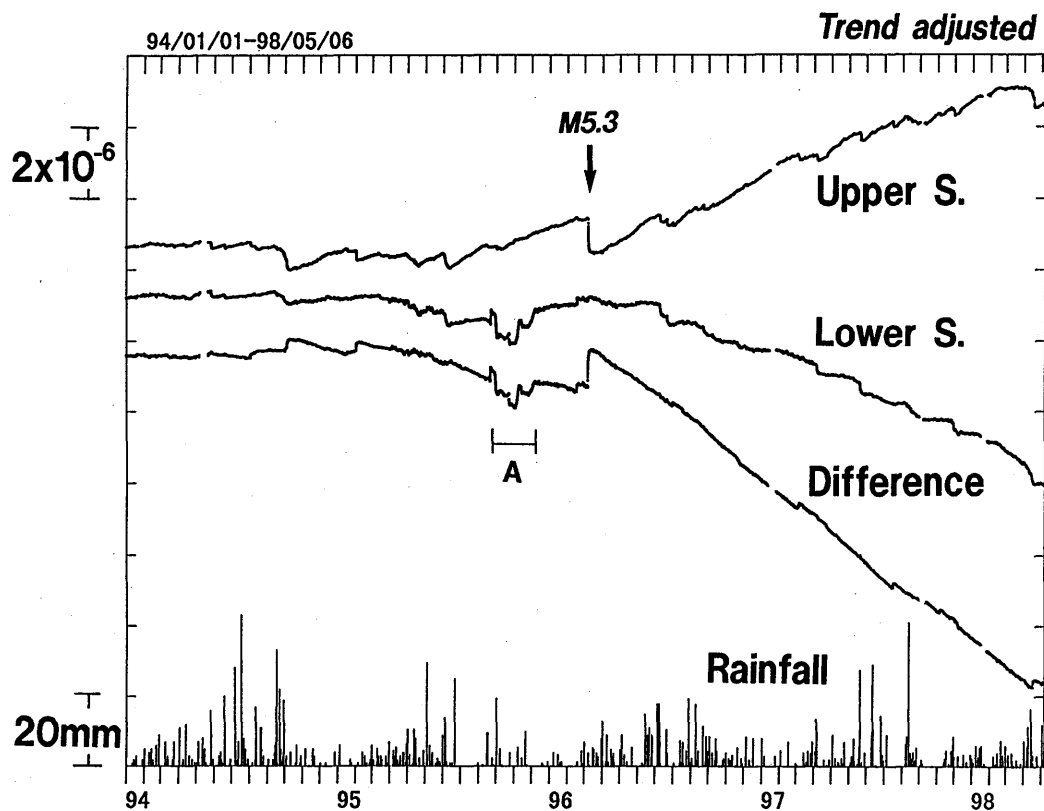


Figure 5.12 Outputs from DCBS and the differences from 1994 to 1998 (all trends adjusted). 'A' indicates irregular changes due to instruments. Trends in outputs became clear after March 1996.

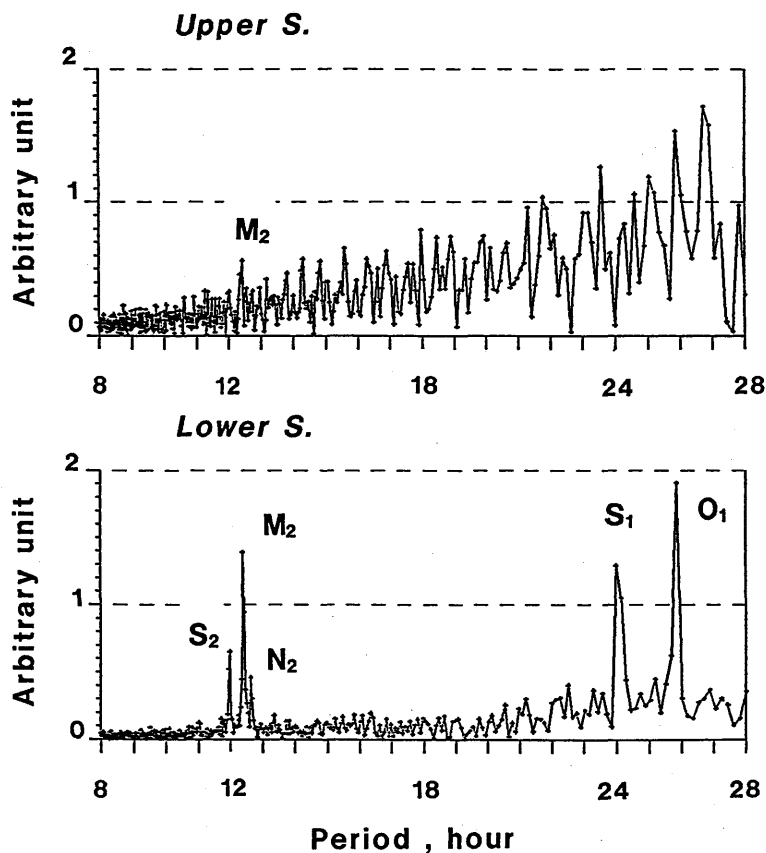
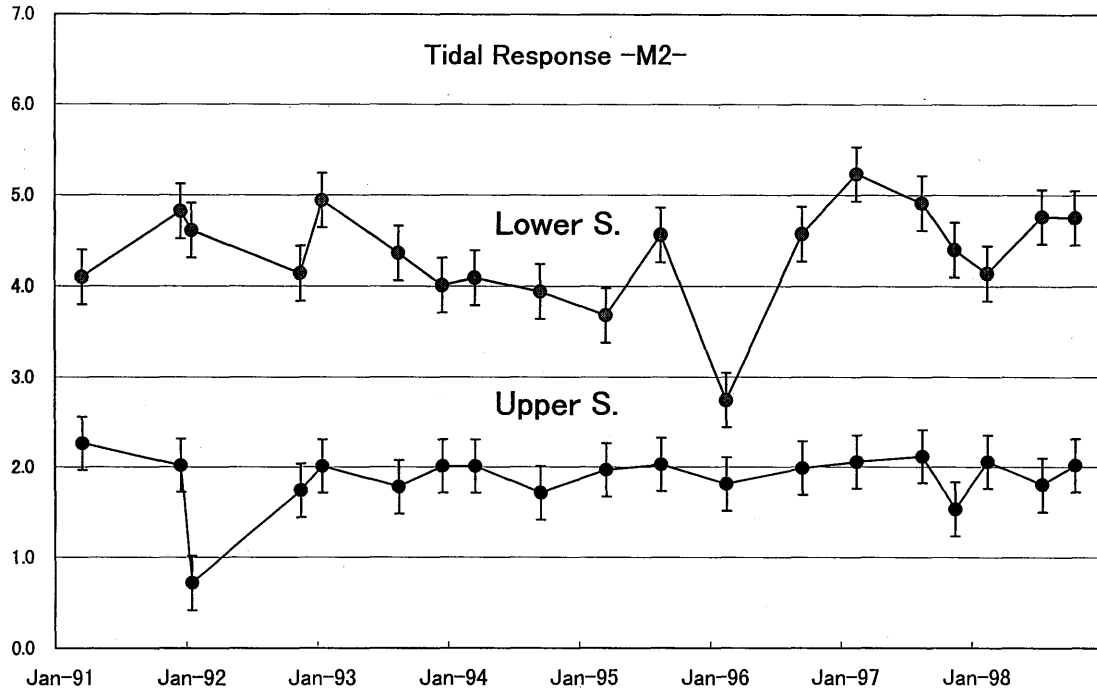


Figure 5.13 Fourier spectrum for outputs of DCBS. Quality of data from lower sensor is higher than that from upper one. M2 is a Major tide component common to both outputs.

(a)



(b)

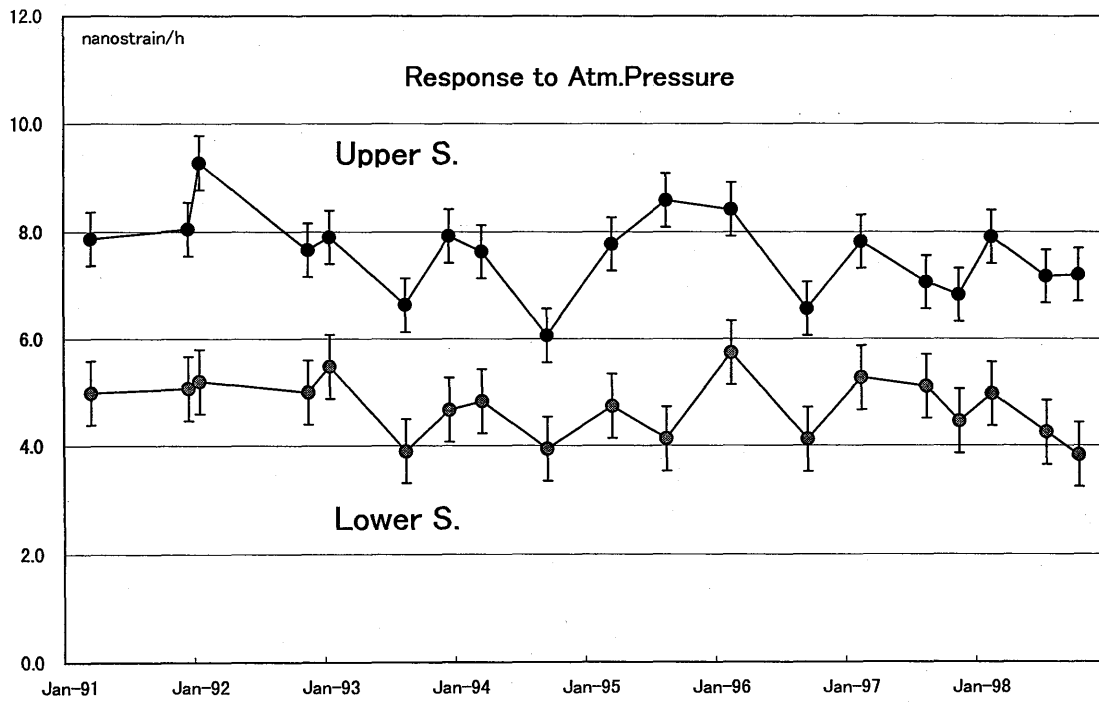


Figure 5.14 Temporal changes of mechanical responses in DCBS.
 (a) Sensitivity for the M_2 tide
 (b) Response to atmospheric pressure (in nano strain per 1hPa).

2) 上下歪計トレンドの原動力

1996年以降の動作の安定化とは裏腹に、上下歪計出力のトレンドが逆になった。下部歪計が隣接する湯河原観測点と同様の縮み傾向を示すことは、それだけ広域の歪変化を反映している結果と見られる。一方、上部歪計の伸びの原動力が山体の重力であるとすれば、地形が変わらない限り歪が増加することはあり得ないので不合理である。また、下から突き上げるような力が存在すれば伸びが生じるが、下部歪計にも同様に現れることになり現実とは合わない。そこで伸びの他の原因として、次のような説明が考えられる。Figure 5.5に示した層構造がFigure 5.15に示すように上に凸の曲がりを見せているとすれば、堅い安山岩層には遠方からの圧縮力が伝わるため同じ層内には圧縮応力が生じるが、それより上の柔らかい凝灰岩層には圧縮力が効率よく伝わらず下層のベンディングに起因する張力の方が卓越することになる。すなわち、上下歪計の逆極性の変動傾向は、単に広域の圧縮応力の増加で説明することができる。問題となるのは、実際の層構造の形状である。二層式体積歪計の設置地点が箱根外輪山の北東側山腹にあって谷地形になってはいないことから見て、上に凸の形状を有していることは十分に可能性があると考えられる。

Figure 5.16には、神奈川県西部から山梨県東部・伊豆半島北部にかけての1994年以降の地震活動の状況を示す。これによるとこの地域の微小地震回数が1996年3月を境に増加の後、1997年末頃から減少に転じており、応力レベルの変動を反映している可能性が考えられる。言い換えれば、小田原二層式体積歪計に見られる1996年3月以降のトレンドの変化は地域的な応力場の変化を反映している可能性がある。

g) むすび

二層式体積歪計の出力が近年安定化したことの真の原因は結局不明であるが、機器本体と設置地盤とのカップリングの安定化が原因の1つと考えることは不自然ではなかろう。いずれにせよ、結果として本来の特長であるところの、環境要素の影響の深さによる比較、局所的歪変化と広域的歪変化との識別などが可能になった。また、これにより神奈川県西部周辺の応力変化との関連性を議論することも可能になった。1996年3月以降の歪変化が実際の地殻活動の何を表しているかということが今後の問題となるが、これに答えるためには周辺の地殻活動の推移を今後多岐にわたり見ていくことが必要となろう。

(吉川澄夫)

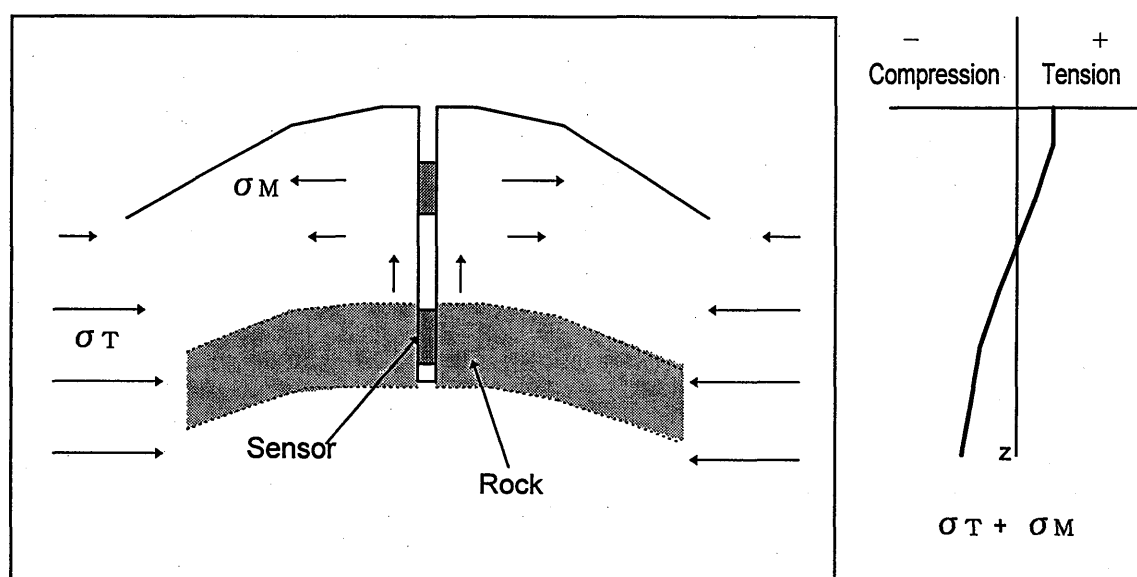


Figure 5.15 Interpretation for simultaneous but reverse changes of trends in DCBS. As the horizontal stress is applied to a hard layer around the lower sensor, a tensile force is generated around the upper sensor by bending the lower layer with an upward curvature.

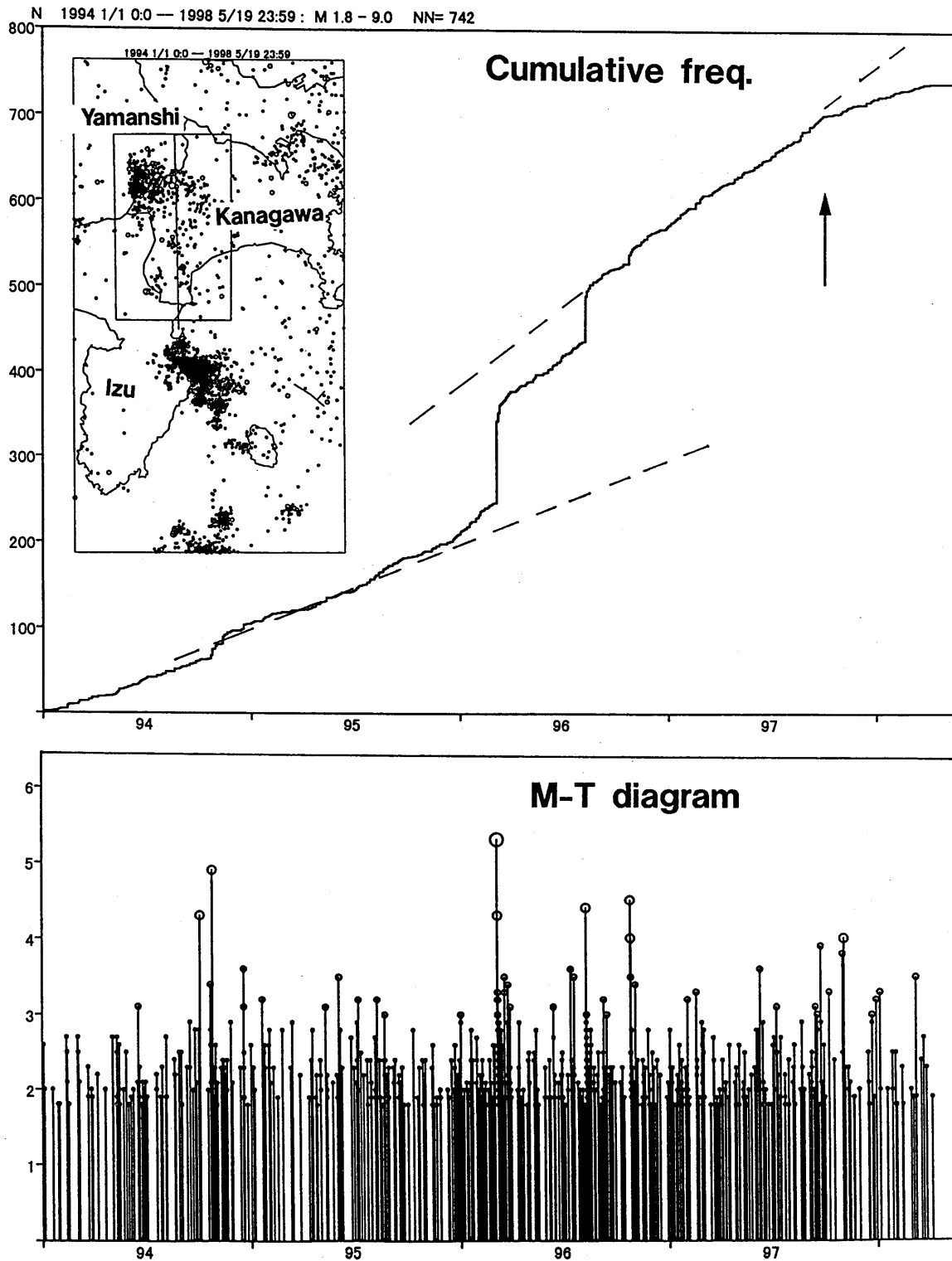


Figure 5.16 Seismic activity in western Kanagawa, eastern Yamanashi and the northern end of the Izu peninsula. Frequency of earthquake ($M > 1.8$) increases after the earthquake ($M 5.3$, March 1996) and quiescence begins in late 1997.

謝 辞

理論地震波形計算プログラムのもととなった体積歪波形計算プログラムは京都大学理学部の中西一郎氏より提供頂いた。また、地球モデルPREMの固有モードファイルは横浜市立大学の坪井誠二氏より提供頂いた。

二層式体積歪計の発案・製作・設置に関しては気象庁地震火山部地震予知情報課の二瓶信一氏および佐藤馨氏に全面的なご協力を頂いた。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- Aki, K. and P. G. Richards, 1980: Quantitative Seismology, Vol.1, W. H. Freeman and Company, 557 pp.
- Ben-Menahem, A., 1961: Radiation of seismic surface waves from finite moving sources, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **51**, 401-435.
- Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson, 1981: Preliminary reference earth model, *Phys. Earth. Planet. Int.*, **25**, 297-356.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou and J. H. Woodhouse, 1981: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, **86**, B4, 2,825-2,852.
- 古屋逸夫・檜皮久義, 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.
- 石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江真嗣, 1984: 地球潮汐データの解析, *統計数理研究所彙報*, **32**, No.1, 71-85.
- 地震予知情報課予知技術係・解析係, 1994: 地殻岩石歪観測システムのテレメーター系の改良更新, *地震火山技術通信*, **70**, 31-44.
- 二瓶信一・上垣内修・佐藤馨, 1987: 埋込式体積歪計による観測 (I) - 1976年~1986年の観測経過, *験震時報*, **50**, 25-48.
- 大久保修平, 1994: 地震及び火山噴火によって生じる重力とポテンシャルの変化 - ディスロケーション理論に基づく定式化, *測地学会誌*, **40**, 1-16.
- 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.
- Scherbaum, F. and J. Johnson, 1993: PITSA, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, IASPEI Software Library, Vol.5.
- 清野政明・古屋逸夫・高山寛美・吉川澄夫・小泉岳司, 1991: 2層式体積歪計による地殻変動観測手法の研究, *科学技術振興調整費「M7級の内陸地震の予知に関する研究」第I期成果報告書*, 171-191.
- 清野政明・古屋逸夫・高山寛美・吉川澄夫・小泉岳司, 1992: 2層式体積歪計による地殻変動観測手法の研究, *科学技術振興調整費「M7級の内陸地震の予知に関する研究」第II期成果報告書*, 192-199.
- 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・山本剛靖・塚越利光・上垣内修・内藤宏人, 1997: 2層式歪計による地殻変動連続観測の最近の状況, *日本地震学会講演予稿集*, B03.
- 吉川澄夫, 1998: 2層式歪計による地殻変動連続観測, *東京大学地震研究所特定研究B「地下深部における地殻変動連続観測に向けて」研究会集録*, 33-37.

5.2 GPSと検潮の複合観測

(1) はじめに

潮位データを用いた地殻の上下変動の調査は古くから行われてきたが、検潮所で観測される潮位変動には、潮汐、気象、海象の影響も含まれている。海況変動によるもの、例えば海流や水温分布の変化は数年またはそれ以上の長期にわたる成分が含まれているため、1地点での潮位記録だけで海況変動と中期的な地殻変動と分離することが困難である。そこで、地殻変動の調査では、地盤の安定した検潮所との潮位差から相対的な上下変動を求めたり(岡田・高橋, 1985など)、海況変動の影響が同じように現れる海域内におけるいくつかの検潮所の平均潮位に対する相対値から地殻変動を求める方法(Tsumura, 1970; 加藤・津村, 1979)で解析することが多い。しかし、海況変動の影響を完全に除くことはできないので、何らかの変化が現れたとしても、地殻変動か海況変動による一時的なものかを早期に判定するのは困難なことが多い。

一方、GPS(Global Positioning System; 全地球測位システム)は、比較的新しく発展してきた宇宙測地技術であるが、観測点間の相対的な位置関係を3次元的に精密に測定することができるので、1990年代に入ってプレート運動や地殻変動の観測に幅広く利用されるようになってきた。気象の影響を多少受けるが、1~2年の観測で3次元的な移動を測定することが可能であるし、相対測位の際の基準となる点を陸上の安定したところに自由に選べることも好都合である。したがって、短・中期的な変動も容易に検出することができる。

地震の発生を予測するためには、現在進行している地殻の変動を正確に知るとともに、過去の経過とその特徴をを明らかにすることが必要である。GPS観測と潮位観測を同時に実施することにより、地殻変動の現状と過去の推移を有機的に把握することができ、地震発生の危険度評価に貢献することが期待される。南関東は直下の地震の危険性が指摘されている地域であるが、フィリピン海プレートとオホーツク海プレートとの相対運動が地震活動に大きな影響を与えている。このため、プレート境界の両側に位置する房総半島の南端(布良検潮所)と伊豆大島(岡田検潮所)などでGPS観測を行い、この地域の地殻変動を調べることにした。(岡田正実)

(2) GPS観測システムの概要

a) 観測点の設置とアンテナの取り付け

Figure 5.17に示す3カ所でGPS観測を行っている。つくば(TSUKUBA)観測点は気象研究所構内に、岡田(OKADA)および布良(MERA)観測点は同名の気象庁の検潮所に設置されている。Figure 5.18 (a) ~ (c)に各観測点の外観を示す。本研究の大きな目的の一つは、地殻の上下変動もデータに含む検潮記録と、GPSによる上下変動観測結果との比較・接続にあるため、GPS観測点を設置するにあたって検潮データとの間の不確定要素を極力排除する必要があった。また、GPS衛星を捕捉するために上空の視界を確保する必要があるため、GPSアンテナは検潮所の屋上に取り付けることとした。

岡田および布良におけるアンテナの取り付け方式は、検潮所舎の構造に配慮し、最適なものとした。すなわち、屋根の厚みが薄く、縁部にせり出しのない岡田検潮所の場合、Figure 5.19 (b)の設計・設置図に示すとおり、屋根表面のコンクリート面に接着剤により金属板を固着させ、それにステンレス製の四脚を固定する方式とした。さらに、強風対策として、壁面最上部にアンカーボルトを固定し、金属製ワイヤーによる張力により補強を施してある。布良検潮所の場合、屋根縁にコンクリート製の強固なせりだしがあるため、Figure 5.19 (c)に示すとおり、三角形の広い底面を有するステンレス製のアンテナピラーを、せりだしの一角にボルトで固定している。岡田、布良ともに、上空視界確保を最大とするため、付近の電柱から極力離れた位置を選択した。

つくばは解析の際基準点とするため、アンテナは長期にわたって安定な構造とする必要がある。やや湿潤な土壌に考慮し、Figure 5.19 (a)に示すとおり、地下1 m、水平1 m四方の体積を掘り出し、そこに充填したコンクリート塊に

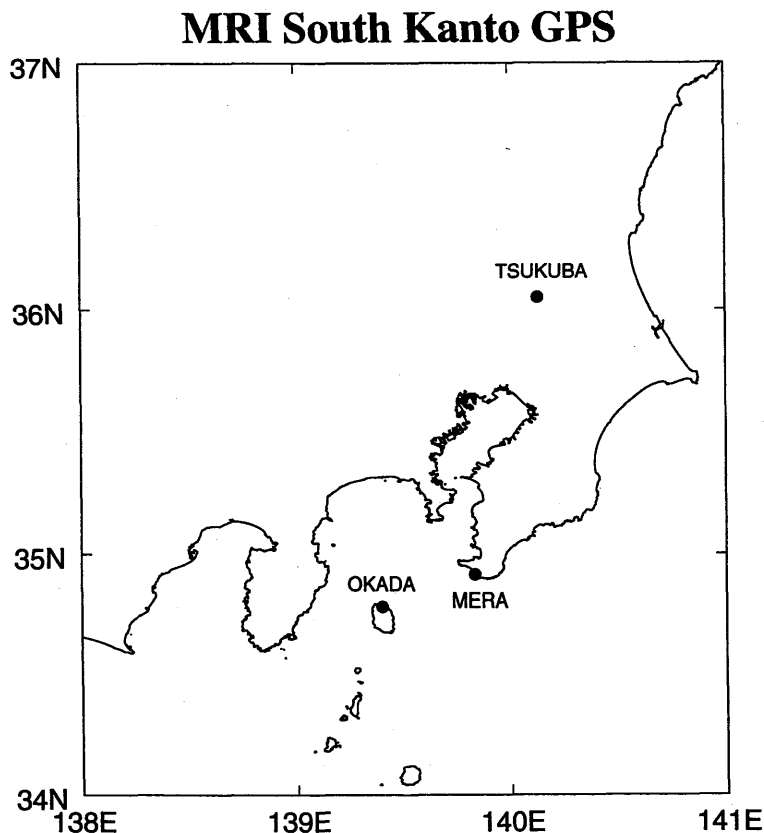


Figure 5.17 GPS Stations distribution. TSUKUBA is located on MRI campus, OKADA and MERA are located at the tide gauge stations of JMA.

アンテナビラーを固定している。設置地点としては、電源や通信線の確保等の条件を満たす本館北西側としたが、付近に高さ213 mの気象観測用鉄塔をはじめとした各種施設が存在する。衛星が鉄塔の背後を通過することに伴うサイクルスリップ (GPS衛星からの電波が遮られることで生じる位相データのとび) は避けられないため、観測点から見た障害物の方位角分布を鉄塔方向に集中させ、サイクルスリップの発生を最小限におさえるべく、主たる障害物を結ぶ延長線上に観測地点を設定した (Figure 5.18 (a) 参照)。

いずれの地点においても、地面または海面からの反射波を遮るためのグラウンドプレーンをアンテナに取り付けてある。当初、海に面して強風が予想される岡田及び布良検潮所においては、グラウンドプレーンの取り付けによって風の抵抗が増大し、アンテナが破損することが懸念されたが、設置から4年以上を経過した現在に至るまで何ら支障は発生していない。なお、南関東地域では積雪は極めてまれであるため、アンテナフードは取り付けしていない。また、アンテナ面の水平は、強度的に不安のある整準台ではなく、強固な雲台により確保した。

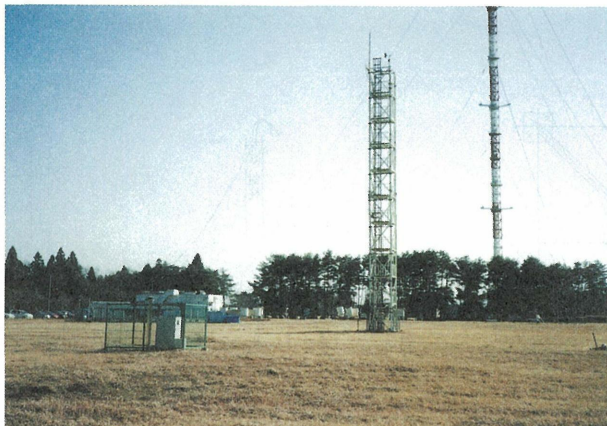
b) データの現地収録

アンテナで受信した電波は、アンテナケーブルを経由して検潮所舎内 (つくばは観測機材ボックス内) の受信機 (Trimble 4000SSE) に送られる。受信機は、毎日07:00から06:59 (JST) までの24時間連続の観測 (セッションと呼ぶ) を繰り返し実施し、データは1セッション1ファイルとして受信機内メモリーに蓄えられる。サンプリング間隔は30秒に設定されている。受信機は商用電源で稼働するが、バックアップ電源も有する。バックアップ電源でもカバーしきれない停電発生時には観測は中断するが、復電により自動的に観測を再開するよう設定されている。ただし、この場合セッションは2つに分断される。Figure 5.20に検潮所小屋内の受信機等の設置状況を示す。

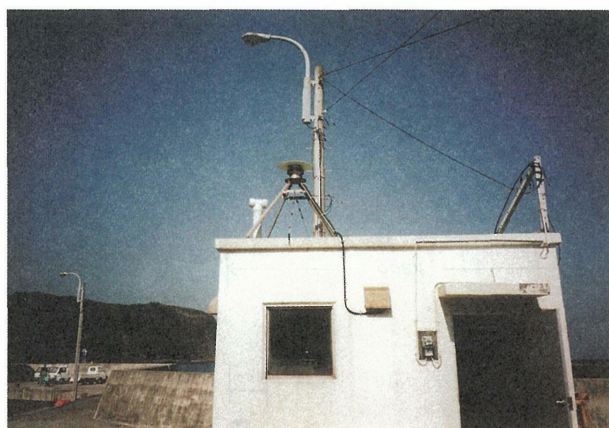
c) データの自動回収・自動解析

地震火山研究部のワークステーション上で、GPSデータ自動回収・自動解析プログラム「GARD (GPS Automatic

(a)



(b)



(c)

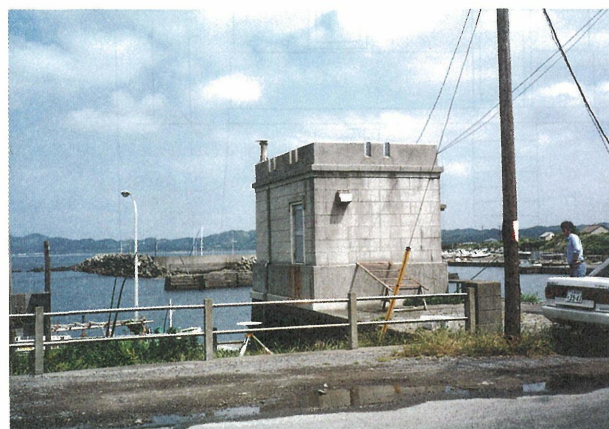


Figure 5.18 GPS station view (left), and GPS antenna close-up (right). (a) TSUKUBA. (b) OKADA. (c) MERA.

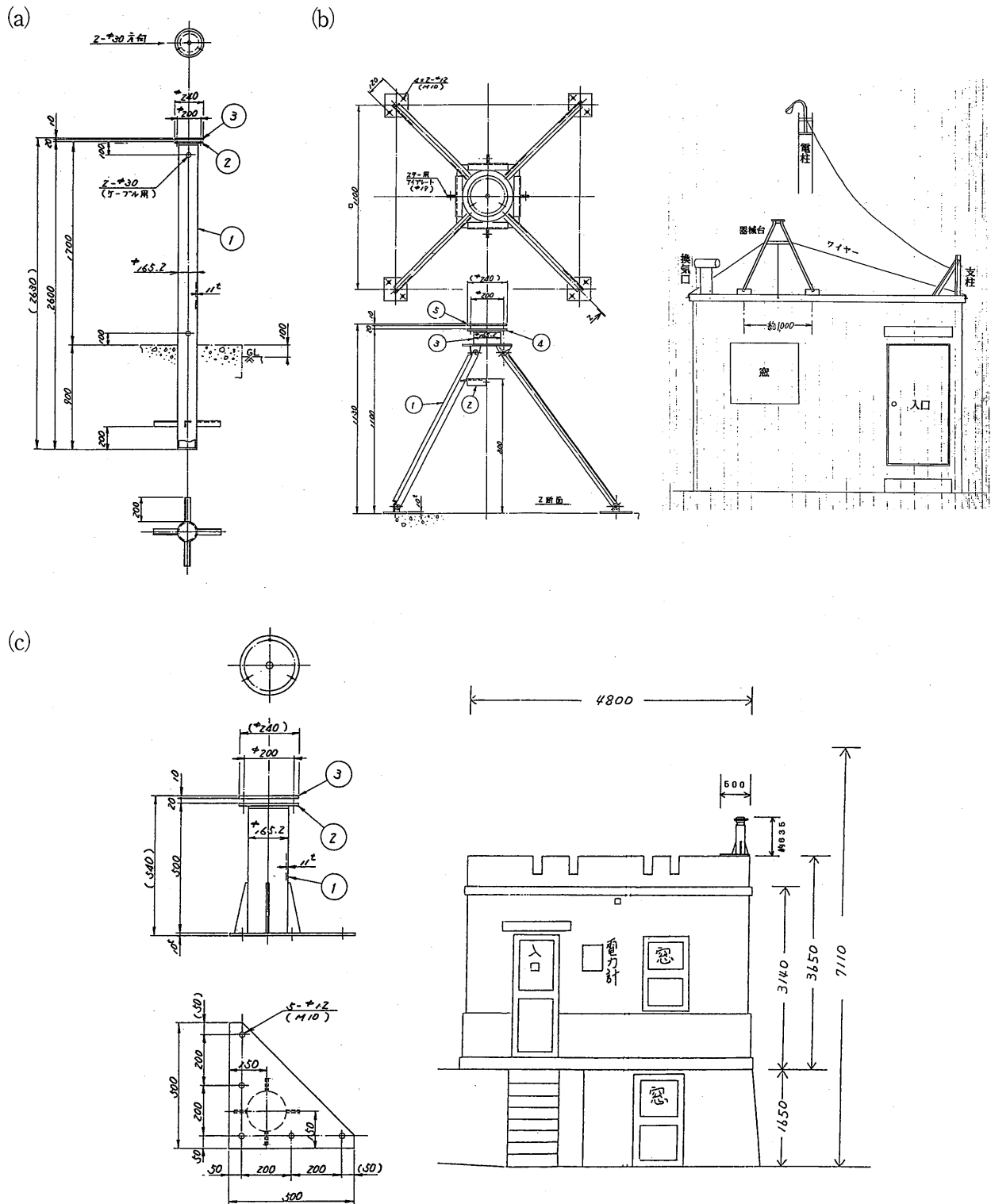


Figure 5.19 GPS antenna pillar design. (a) TSUKUBA. (b) OKADA. (c) MERA.

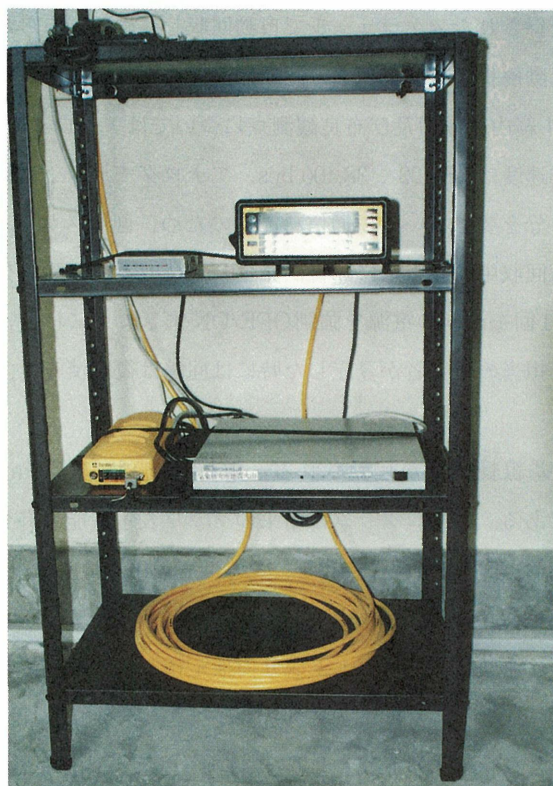


Figure 5.20 Instrument settings in the MERA tide gauge house. Top: GPS receiver (right) and modem (left). Middle: UPS (right) and power/signal unit (left). Bottom: antenna cable.

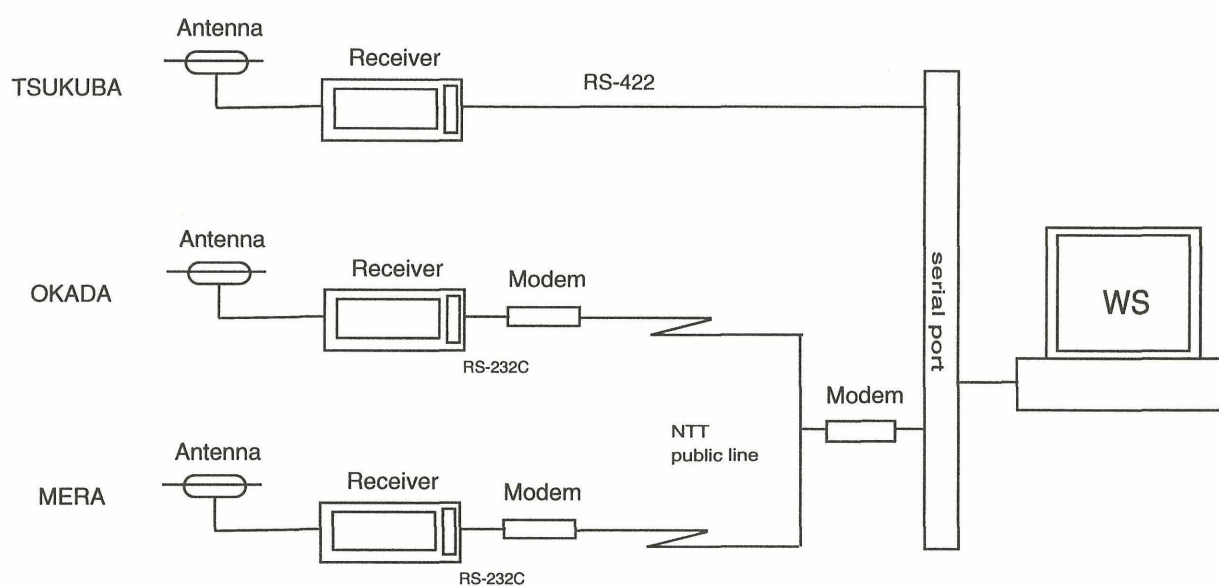


Figure 5.21 Schematic picture of the data flow in GPS observation system.

Remote Data Processing) (日立造船情報システム作成) が連続稼働している。本プログラムは、遠隔地の受信機内に蓄えられたデータをあらかじめ登録されたスケジュールで自動回収し、やはりあらかじめ登録された観測点の組み合わせに対して基線長ベクトルを自動解析する。データの回収は、ワークステーションのシリアルポートから、つくば観測点についてはRS-422ケーブル経由、岡田及び布良観測点についてはアナログモデムとNTT一般公衆回線経由で行われる (Figure 5.21 参照)。通信速度はRS-422: 38,400 bps, アナログモデム: 9,600 bps に設定されており、1日分のデータ回収におおの3分、12分を要している。通信料節約のため、回収スケジュールは朝の7時台に設定されている。まれにはあるが、データ回収中に回線系に障害が発生し、復旧不能に陥るケースがあったため、現在は現地観測点にタイマーを設置し、1日1回モデムの電源を強制OFF/ONするようにしている。その時刻は自動回収完了時刻よりやや後に設定されており、担当の研究者が登庁した時には回線は復旧済みで、手動によるデータ回収がすぐに可能となっている。

データ回収が完了すると自動基線長解析が起動される。解析エンジンはTrimble社製の「WAVE (Weighted Ambiguity Vector Estimator)」である。本プログラムは結果のグラフ表示機能も有しており、基線長変化の確認が容易に行える。出力例として、1998年1年間の基線長変化を、つくば-岡田、つくば-布良について Figure 5.22 に示す。この自動解析においては、①GPS衛星の軌道情報としてはリアルタイムであるが精度において精密暦よりもほぼ1桁劣る放送暦が用いられていること、②基線長の特に上下成分の推定精度に大きく関わる大気中の水蒸気量補正が行われていない、という問題がある。これらは、後日オフラインで行われる精密解析 (後述) により解決されるが、そのためのデータ処理の便を考え、データのハードディスク上での保管形態は、Trimble社特有の .dat フォーマットのほか、世界共通フォーマットであるRINEXフォーマットにも自動変換されるように設定されている。 (上垣内修)

(3) GPSデータの精密解析

a) 解析方法

前節で述べたように、収集されたGPSデータはGARDシステム内の基線解析ソフトウェアWAVEを用いて毎日自動的に解析されているが、対流圏伝搬遅延の影響を十分に除去できないため、特に座標上下成分の決定精度がよくない。そこで、自動解析とは別に、対流圏伝搬遅延量の推定も行うことのできる基線解析ソフトウェア、Bernese GPS Software ver.4を導入し、精密解析を行った。

自動解析の場合と同様に、観測期間を通して気象研つくば観測点を基準に布良、岡田観測点の座標を決定することとした。そのためにはあらかじめ気象研つくばの座標を十分正確に決定しておく必要がある。そこで、GPSウィークの887～890週に相当する1997年1月5日～2月1日の28日間のデータを用い、IGS (International GPS Service for Geodynamics) のつくば観測点 (TSKB) をITRF (International Terrestrial Reference Frame) 94系の値にとって気象研つくば点の座標を計算した。

結果として得られた気象研つくば観測点の座標は、

$$X = -3\,961\,770.6744 \text{ m}$$

$$Y = 3\,309\,800.9961 \text{ m}$$

$$Z = 3\,733\,244.8023 \text{ m}$$

であり、地球楕円体としてGRS80を採用して経緯度に変換すると、

$$\text{北緯 } 36^{\circ} \quad 3' 21.195854'' \quad (0.000016'')$$

$$\text{東経 } 140^{\circ} \quad 7' 24.399578'' \quad (0.000013'')$$

$$\text{楕円体高} \quad 64.507 \text{ m} \quad (0.004 \text{ m}) \quad (\text{括弧内は標準偏差})$$

となる。

基線長変化

1998年12月31日

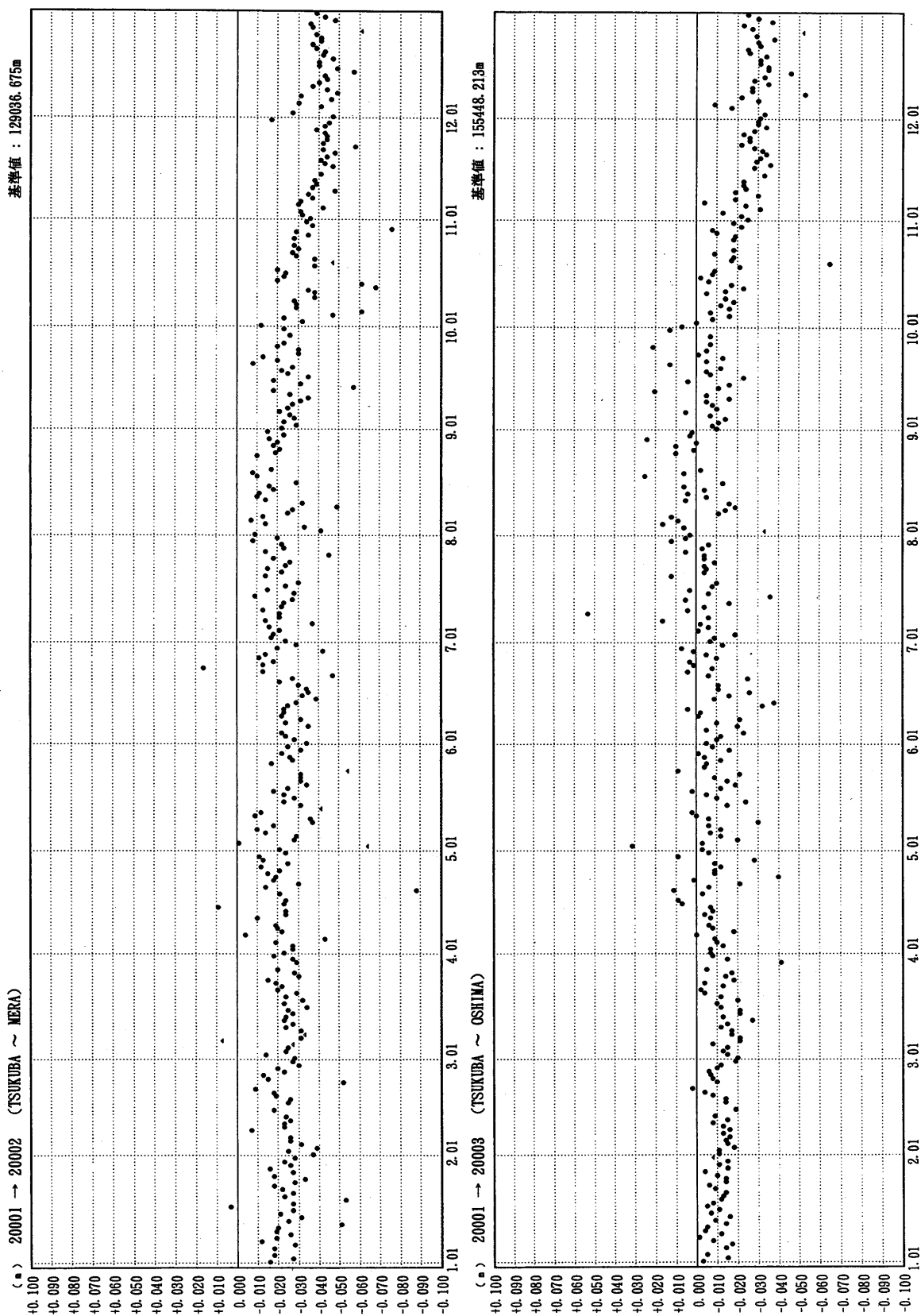


Figure 5.22 Baseline length time series in 1998 analyzed automatically. One dot corresponds to one-day observation. Ordinate scale is in meters. Top: TSUKUBA-MERA. Bottom: TSUKUBA-OKADA.

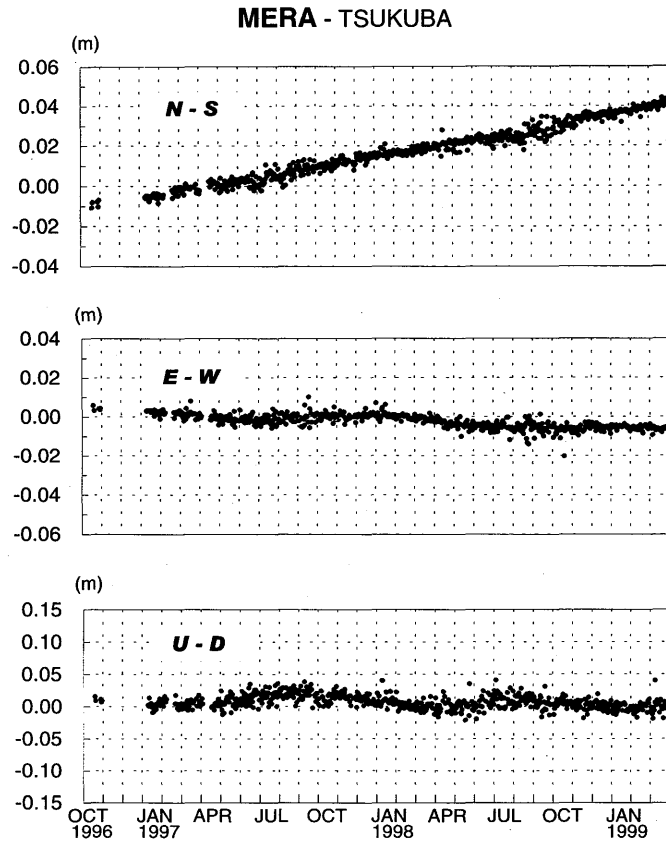


Figure 5.23 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of OKADA station referred to TSUKUBA from October 1996 to March 1999; analyzed with Bernese GPS software.

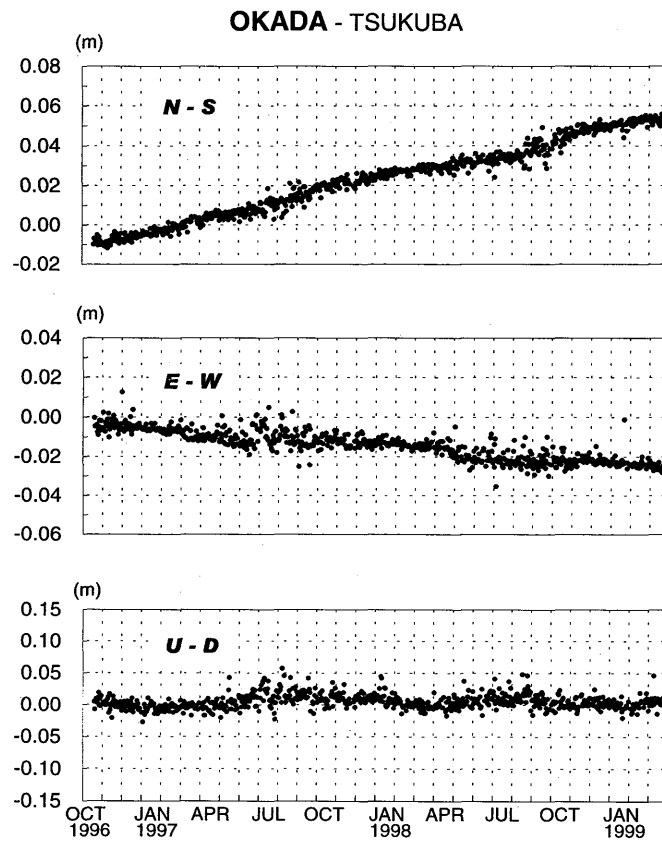


Figure 5.24 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of MERA station referred to TSUKUBA from October 1996 to March 1999.

こうして得られた気象研つくばの座標を基準として、24時間観測が行われた1996年10月以降のデータについて基線解析を行い、日ごとの布良、岡田の座標を計算した。解析にあたっては、衛星軌道情報としてIGS精密暦を用い、天頂方向対流圏伝搬遅延量(ZTD)を3時間ごとに推定した。また、観測時間の短いデータからは必ずしも正確な結果が得られないため、1日あたりの観測時間が20時間以下の日は解析から除外した。

b) 観測点の変位

基線解析によって求められた布良および岡田観測点の南北、東西、上下各変位をFigure 5.23およびFigure 5.24にそれぞれ示す。Figure 5.23にみられる布良の1996年11～12月、1997年2月、および1997年4月の欠測は、データ回収に使用した通信モデムの障害によるものであって、GPS観測自体は継続して行われており、その前後の解析結果の連続性に問題はない。

布良、岡田とも水平変位成分では北北西への変位が明瞭である。岡田(伊豆大島)はフィリピン海プレート上にあり、その北西進を反映している。布良はつくばと同じ北米プレート(あるいは、オホーツク・プレート)に位置しているが、房総半島南部はフィリピン海プレートの沈み込みに伴うプレート内変形によって、量的には少し小さいが、フィリピン海プレートと同じ方向の変位をしている。細かく見ると、南北変位成分はほぼ単調に北向きに变化している一方、東西変位成分は西向きの変化に年周的な変化が重なっている。また、上下変位成分では年周的な変化が大きく経年的な変化の傾向は明瞭でない。

基線解析によって得られた座標値の精度を見積もるため、座標各成分について30日間の日別値の標準偏差を計算し、その結果をFigure 5.25に実線で示す。標準偏差は南北成分で1～4 mm、東西成分で1～6 mm、上下成分で5～16 mmであり、いずれの成分でも程度の違いはあるが夏季に大きくなる傾向が見られる。夏季を除けば、座標値の精度は水平成分で約2 mm、上下成分で約10 mmである。布良と岡田とでは、南北および上下成分でほぼ同じような標準偏差の季節的変化の様相を示すのに対して、東西成分では夏季に岡田の方がより大きくなる傾向にある。

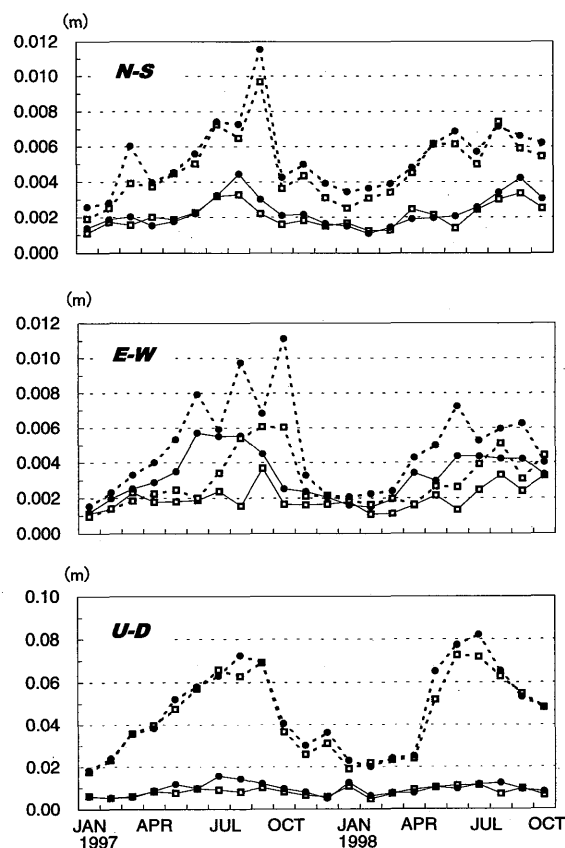


Figure 5.25 Changes of standard deviations. Solid circle and open square denote deviations of OKADA and MERA. Solid line denotes deviations with tropospheric delay estimation and broken line denotes the case of no estimation.

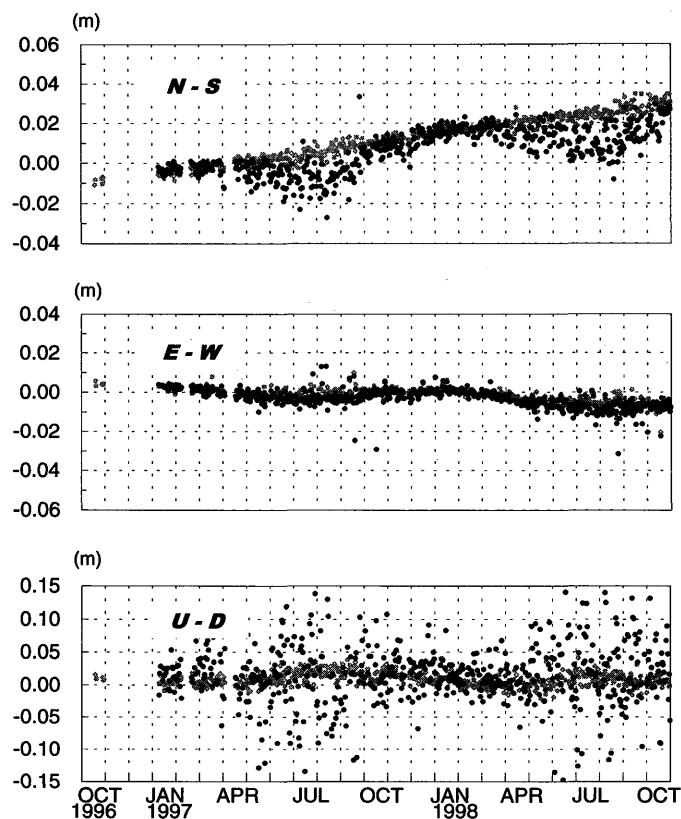


Figure 5.26 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of OKADA station referred to TSUKUBA from October 1996 to October 1998 with (gray) and without (black) an estimation of tropospheric delay.

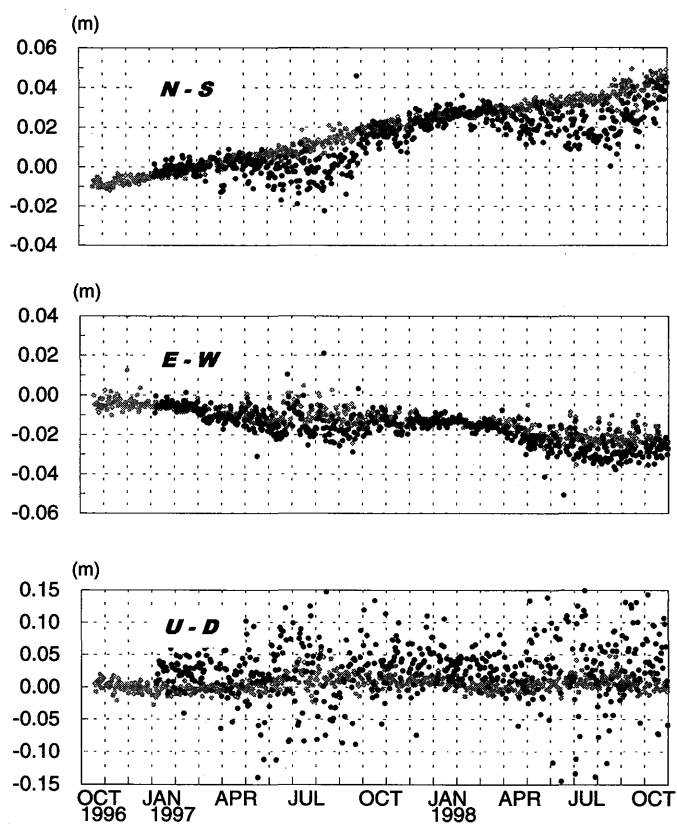


Figure 5.27 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of MERA station referred to TSUKUBA from October 1996 to October 1998 with (gray) and without (black) an estimation of tropospheric delay.

c) 対流圏伝搬遅延量の推定が座標推定に与える効果

布良、岡田の東西、上下成分には季節的な変化が見られる。この原因の一つとして、ZTDの推定誤差との関係が考えられる。そこで、基線解析の際に観測点座標とともにZTDを同時に推定することが、結果の座標値やその精度にどのように影響するのかを調べるため、ZTDを推定しない場合についても基線解析を行った。計算は1997年1月以降のデータについてのみ行い、その結果をFigure 5.26およびFigure 5.27に示す。これらの図には比較のために、Figure 5.23およびFigure 5.24に示されているZTDを推定した場合の結果も灰色で示されている。

ZTDを推定した場合としない場合とを比較すると、2つの基線とも5～9月頃に南北成分で南に約20 mm、東西成分で西に約5 mmに達する座標値のバイアスがみられ、いずれもみかけ上基線が伸びる方向にあたる。上下成分では座標値のバイアスよりも極端にばらつきが大きくなることが目立つ。この図からはわかりにくいですが、数cm程度のバイアスがあり、さらにバイアスの大きさは布良と岡田とで約2 cm異なっている。このように座標決定の正確さは、南北成分と上下成分での改善が顕著であり、東西成分ではそれらに比べて小さい。ZTDの推定が座標上下成分の決定を改善することは当然であるが、それに加えて、基線解析を行ったつくば―布良、つくば―岡田基線がいずれも南北方向の基線であり、ZTDが基線ベクトルの大きさの決定に大きく影響し、基線方向(回転成分)にはあまり影響を及ぼさないことを反映した結果であると考えられる。

一方、ばらつきの改善の程度を調べるため、ZTDを推定した場合と同様に30日間の平均値の標準偏差を計算し、その結果をFigure 5.25に破線で合わせて示す。ZTDを推定した場合(実線)に比べて季節による差が大きくなり、標準偏差は南北成分で約2～12 mm、東西成分で約1～11 mm、上下成分で約20～80 mmである。改善の程度をみると、南北成分では約2分の1、上下成分では約6分の1と改善が顕著であるのに対して、東西成分ではそれほどの改善は認められない。このことは東西成分のばらつきが単純なZTD以外の原因によって生じていることを示しており、対流圏伝搬遅延の水平勾配によるものである可能性も考えられる。

季節的な変化が極値をとる時期をみると、上下成分では3月と9月頃で、ZTD推定の有無によって差が出る時期とほぼ一致していて両者の間の関係をうかがわせるが、東西成分では6月と12月頃とずれており、別の原因によって生じているのかもしれない。

d) 布良と岡田の相対的変位

上述したように、つくばを基準とした場合、布良と岡田の東西、上下成分は季節的な変化を示すが、これらは同じような位相と振幅をもっている。気象影響によることも考えられるが、他にも基準点として用いた気象研つくば観測点は何らかの原因で季節的な変化をしていて、その影響が2つの基線に共通に現れているとも考えられる。たとえば、宮崎・他(1998)は、国土地理院(GSI)のGPS観測網の解析結果を整理し、GSIつくばを基準とした場合には他の観測点に季節的な変化が見られることから、GSIつくばが季節変化している可能性を示した。同様のことが気象研つくばでも生じているのかもしれない。そこで、その影響を除くため、次に布良と岡田の相対的な変位について見ることにする。

Figure 5.28に布良を基準とした場合の岡田観測点の変位を示す。日々のばらつきの大きさにはつくばを基準とした場合と違いは見られないが、長期的な変位では東西成分と上下成分に見られた季節的な変化が相殺され、直線的な変化になっている。前述の季節的な変化がつくば観測点自体の季節的な変化によるものであることをうかがわせる。上下成分は明らかに布良に対して岡田が相対的に上昇している。この期間の平均変位速度を最小二乗法により求めたところ、5.2 mm/yrと求められた。これについては、次節で、検潮データとの比較において議論する。(山本剛靖)

(4) GPS解析データと検潮データの比較

前述のように、約2年間のGPS観測の結果(Figure 5.28)から、布良に対して岡田検潮所の観測点が5.2 mm/yrの速

さで上昇していることが判明した。ここでは、潮位データを解析し、GPSの結果と変動速度等の比較を行う。

変動速度を求めるために、統計数理研究所が開発した時系列データ解析ソフトウェアBAYSEA (Akaike and Ishiguro, 1980) を使用して潮位差の解析を行った。このソフトウェアでは、統計情報量ABICを使って、原データ $Y(i)$ を

$$Y(i) = T(i) + S(i) + I(i) + TDC(i) + OCF(i) \quad (5.1)$$

と分けることができる。ここで、 $T(i)$, $S(i)$, $I(i)$, $TDC(i)$, $OCF(i)$ はそれぞれトレンド成分 (平滑曲線)、季節変動の成分、不規則ノイズの成分、営業日効果 (売上高のように1か月の営業日数によって変わる場合に使用する)、及び outlier (欠測や異常値) の補正項である。潮位の解析では営業日効果と outlier の補正は無視している。

布良と岡田の月平均潮位差を解析した結果を Figure 5.29 に示すが、1段目が原データとトレンド成分 (平滑曲線) である。1976 年以降のデータを使用しているが、1990 年を境に潮位差が急に大きくなり、その後も増大傾向で岡田検潮所が相対的に隆起を続けていることを示している。2段目の変動速度は、トレンド成分の毎月の値から変化量を求め、年間変位速度に換算したものである。季節変動と不規則ノイズの成分は3段目、4段目に示されているが、解析ソフトでは季節変動の成分も年々少しずつ変化するようにになっている。

GPS の解析結果がある 1996 年 10 月以後から 1999 年 3 月までの間についてみると、Figure 5.29 の2段目に示すように変動速度が 11 mm/yr. 程度から 6 mm/yr. 程度まで遅くなっている。この期間の平均値は 6.6 mm/yr. で、GPS から求めた 5.2 mm/yr. よりいくぶん大きくなっている。この程度の差は、潮位の解析精度を考慮すると、有意ではない。与えられたデータから滑らかなトレンド成分を求める際に、データ期間の端では速度の誤差が大きくなりやすい。

GPS から得られた上下変動の測定値は、対流圏伝播遅延量を補正すれば、Figure 5.25 の下段に示すように、誤差が

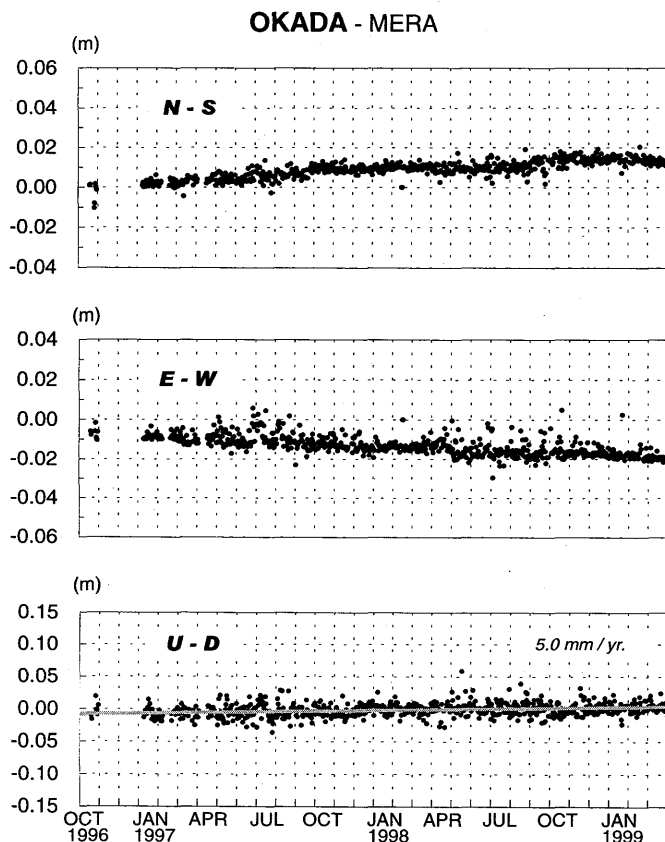


Figure 5.28 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of OKADA station referred to MERA from October 1996 to March 1999.

SPAN=48, SHIFT=1, ORDER=2, SORDER=1, RIGID=0.000, PERIOD=12, AVABIC=183220, DATE=10/28/99

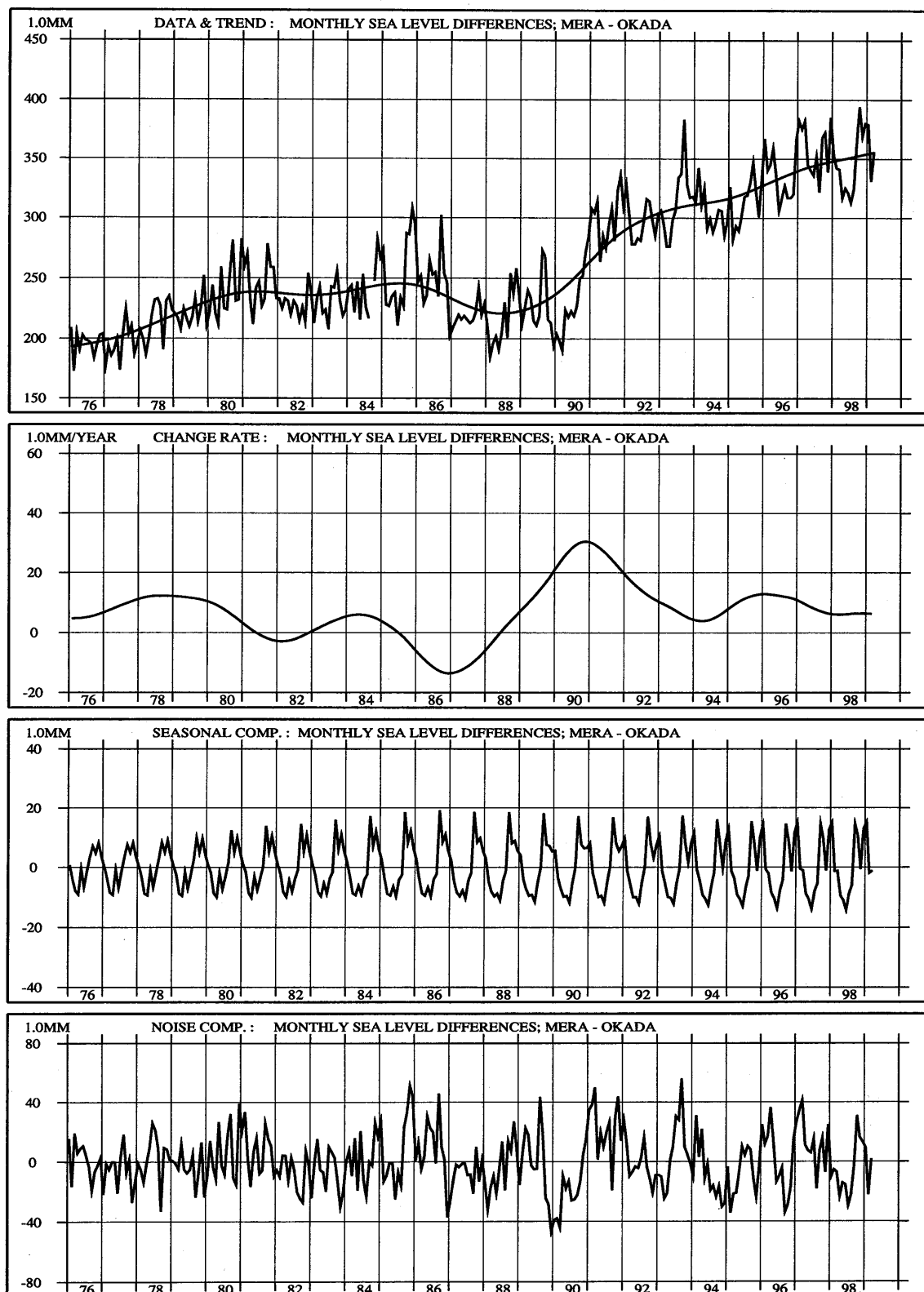


Figure 5.29 Analysis of monthly mean sea level difference between the tide stations at Mera and Okada. Top: Change of sea level difference and trend component. Second: Rate of vertical movement at Okada relative to Mera. Third: Seasonal changes. Bottom: Irregular noise component.

1 cm 前後である。日別値を平均して月平均をとると、Figure 5.30 のようになり、残差の標準偏差は 2.3 mm と小さくなる。潮位解析では、Figure 5.29 の不規則ノイズに見られるように、月平均値で 1～4 cm の誤差 (全期間の標準偏差は 19 mm) がある。GPS の観測が短くて、直線でよく近似できたこともあるが、GPS の誤差ははるかに小さいことが分かる。したがって、地殻変動を測定する方法としては、GPS が検潮より相当優れている。

(5) 南関東地域の上下変動

房総半島の南端 (布良検潮所) に対して、伊豆大島 (岡田検潮所) が年間数 mm の速さで上昇していることが判明したが、ここでは上下変動が過去にどのように推移してきたかを述べる。布良、岡田、東京などの年平均潮位のデータを用いて解析した結果を Figure 5.31 に示すが、平滑曲線は ABIC を使って Ishiguro (1981) の方法で求めたものである。なお、岡田検潮所は 1953 年に建てられており、それ以前のデータはない。

布良・岡田の潮位差を見ると、10 年程度の周期変動とともに、1990 年から 1991 年にかけて潮位差が急変している。この急変の原因として、観測上の障害、例えば観測基準面の変位が考えられたが、

- ① 月平均潮位 (Figure 5.29) ではこの急変に数か月要しており、一度に変化したものではない。
- ② 東京を基準にしてみると、布良と岡田の両方に 1991 年から逆方向の変動が始まっている。
- ③ 障害が報告されていない。
- ④ 油壺と岡田の潮位差でも同様な変化が見られる。
- ⑤ 伊豆大島の距離測定にも同じ頃から変化が現れている。

などから、自然現象であると判断される。しかも、火山島である伊豆大島の隆起だけでなく、房総半島先端部の沈降が速まっていることから、地殻変動の様子がかなり広範に変化したことを表している。

一方、東京検潮所の潮位は地盤沈下のために上昇していたが、1966-1977 年の地下水の汲み上げ規制 (東京都防災会議, 1979) で地下水位が回復するにつれて、変動が収まってきた。図の内浦・東京の潮位差に見られるように、1980 年以降ほとんど変化がなく、東京湾北部の水準は安定している。したがって、相模湾周辺で歪蓄積の状況が変化したことを示唆しており、今後の大地震などとの関連で注目される。

伊豆大島においては、1986 年の大噴火の際に火山監視の体制が強化され、ジオジメーターによる距離測定が続けられている。大島測候所で測定している山麓から山腹までの基線長観測の結果を Figure 5.32 に示すが、観測開始から比較的安定していたものが 1990 年前後から延びの傾向を示している。これは、渡辺 (1998) が指摘しているように、火山体下のマグマ溜まりへ深部からのマグマ供給が再開し、火山体が膨張していることを示唆している。潮位変化の時期と対応しており、興味深い。

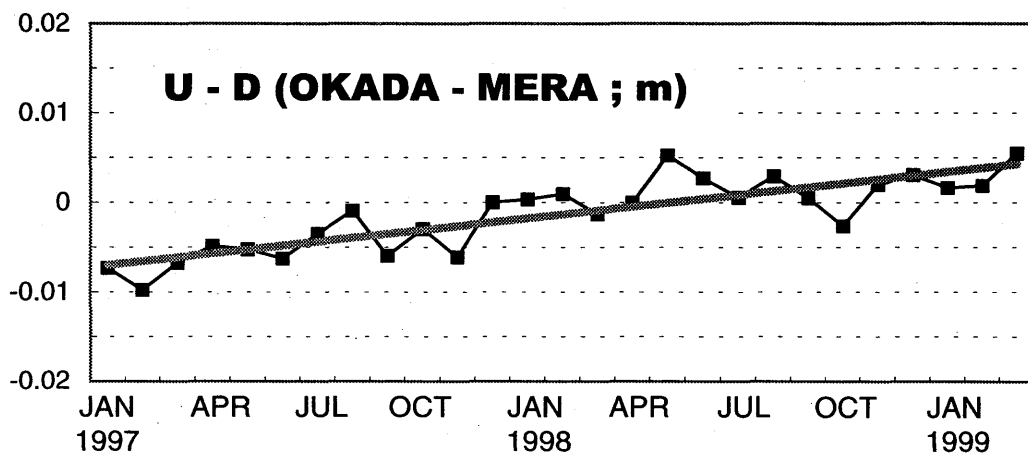


Figure 5.30 Monthly mean vertical component of GPS observation between the sites at Okada and Mera.

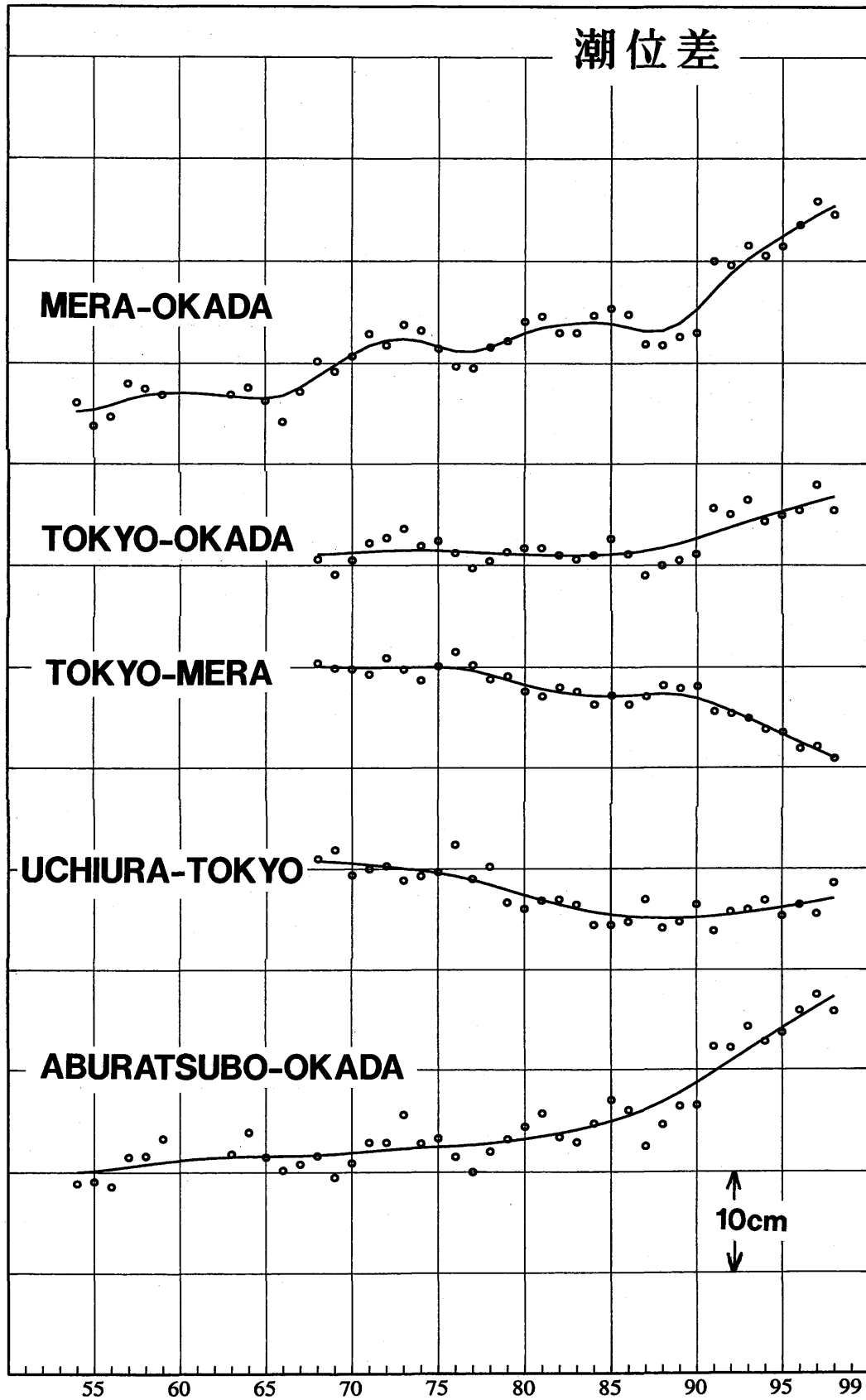


Figure 5.31 Annual mean sea level differences.

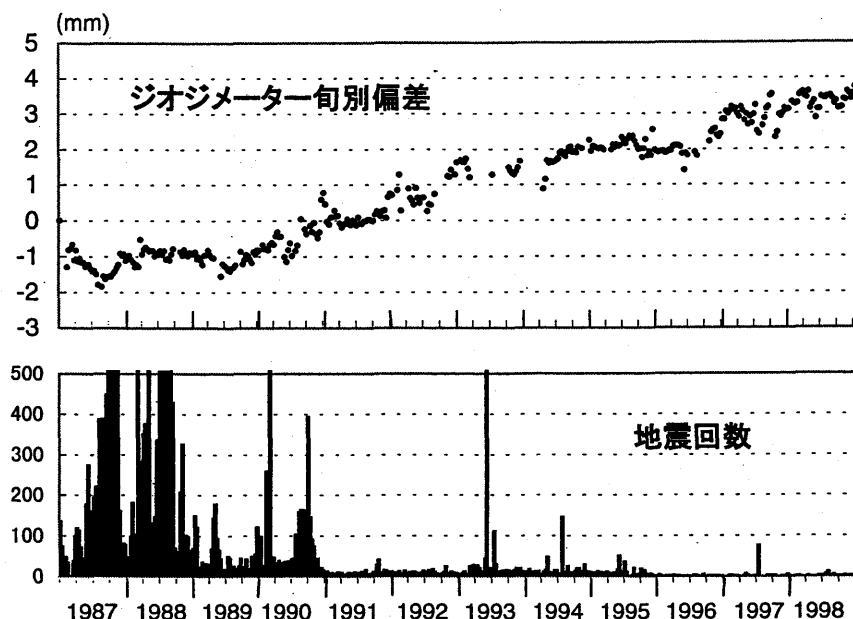


Figure 5.32 Changes of baseline length on Izu-Oshima island and the frequency of volcanic earthquake (from Oshima Weather Station).

布良・岡田の潮位差を見ると、10年程度の周期的変動が現れている。東京・布良の潮位差にも逆位相で少し現れている。このため、主として海流（黒潮の分枝流）の影響だと思われるが、伊豆大島が火山活動等に伴って上下変動している可能性も否定できない。1991年以降の変化は、それ以前のものとは様相が異なっている。

南関東地域の地震活動を予測する上で、潮位差に現れた1991年以降の変化は注目に値する。地殻変動の推移をより詳しく調べるためには、10年程度の周期的変動など、海況変動の効果を明らかにする必要がある。したがって、潮位変動に含まれる地殻変動と海況変動を分離して調査することが必要であり、布良と岡田でのGPS観測を当分の間継続する事が望まれる。

(岡田正実)

参考文献

- Akaike, H., and M. Ishiguro, 1980: BAYSEA, A Bayesian seasonal adjustment program. *Computer Sci. Monographs, Inst. Statistical Mathematics*, **13**, 1-50.
- Ishiguro, M., 1981: A Bayesian approach to the analysis of the data of crustal movement, *J. Geod. Soc. Japan*, **27**, 256-262.
- 加藤照之・津村建四朗, 1979: 潮位記録から推定される日本の垂直地殻変動 (1951-1978), 地震研究所彙報, **54**, 559-628.
- 宮崎真一・D. Dong・J. Johnson・畑中雄樹・鷺谷 威・大谷 竜, 1998: GPSで得られた座標時系列に関する考察, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 115.
- 岡田正実・高橋道夫, 1985: 検潮記録による地殻変動解析, 気象研究所技術報告, **16**, 140-151.
- 東京都防災会議, 1979: 地震時における地下水位変動に関する研究 (その1), 1-47.
- Tsumura, K., 1970: Investigation of mean sea level and its variation along the coast of Japan (part 2) - change in ground level at various places in Japan as deduced from tidal data and earthquake prediction -, *J. Geod. Soc. Japan*, **16**, 239-275.
- 渡辺秀文, 1998: 伊豆大島火山1986年噴火の前兆過程とマグマ供給システム, 火山, **43**, 271-282.

第6章 力学モデルの作成

6.1 クーロン破壊関数と地震活動

(1) はじめに

大地震の発生に伴って断層が生じたのが観察された例は、近代になってからでも、1891年濃尾地震 $M8.4$ 、1927年北丹後地震 $M7.5$ 、1930年北伊豆地震 $M7.0$ 、外国では、1906年サンフランシスコ地震 $M7.8$ など数多くある。しかし、断層の生成が地震の原因そのものであるという認識が定着したのは、地震のメカニズムが double couple 型であること、double couple が slip dislocation と等価であることが確立した1960年代になってからであり、今から35年程前のことであろう。以降、くいちがいの弾性論(丸山, 1970参照)に基づいた弾性変位場、応力場などの計算が盛んに行われるようになり、地震に伴う地殻変動量の観測値と理論値の比較などにより断層モデルの研究が急速に進展した。

応力場の計算は、同時に、断層の生成によってもたらされる応力場の変化と、それに起因して発生する二次的な地震活動あるいは断層運動についても関心を惹くことになった。近年、地震発生に伴う応力場変化に関連して、クーロン破壊関数(Coulomb Failure Function, 以下、CFFと略記)の変化が計算され、地震活動変化との関係が議論されることが多い。その結果、両者が良好な相関を示すことが多くの例で指摘されており、今後、本震、余震の発生、あるいは地震活動度変化などに関連して、この種の計算がさらに盛んになることが予想される。

本稿では、CFF変化に関連する研究について、まず、簡単な紹介を兼ねてこれまでのおおまかな流れを概観しておく。また、小高・他(1991)、小高(1993)、小高・他(1996)、Odaka *et al.* (1997) が、横ずれ断層の場合のみならず、逆断層、開口断層、膨張性力源等多くの場合を対象に計算を行っており、その結果は多種多様な状況に適用可能であると思われるので、それに従ってこれまでの成果を概観しておく。

(2) CFFに関する簡単なレビュー

断層生成に伴う静的応力場の変化と二次的な断層運動あるいは地震活動との関連は、Chinnery (1963) による計算以降多くの人によって議論されている(例えば、Chinnery, 1966a, b; Smith and VAN DE Lindt, 1969; Yamashina, 1978; Das and Scholz, 1981; Stein and Lisowski, 1983; Rybicki *et al.*, 1985; 加藤・他., 1985)。これらの報告は主に横ずれ型の断層を議論の対象としており、断層端付近における応力集中とそれに付随する二次的破壊の発生様式、断層から離れた場所における応力増加と対応する地震活動などが議論され、また法線応力の効果を考慮することの重要性が指摘されている。

上記の例も含め、クーロンの破壊条件に従ってすべり破壊の発生に関わる応力変化を評価する場合、次の式が使われる。

$$\Delta CFF = \mu (\Delta \sigma + \Delta P) + \Delta \tau \quad (6.1)$$

ここで、 ΔCFF は CFF の変化量を表している。 μ は摩擦係数、 $\Delta \sigma$ 、 $\Delta \tau$ は、それぞれ、潜在断層面上における法線応力(伸張が正)、剪断応力の変化、 ΔP は間隙水圧の変化である。CFF の値の増加は潜在断層面に沿うすべり破壊の可能性を増し、その減少は可能性を減少させるように作用する。 ΔCFF に対応する量を、Rybicki *et al.* (1985) は resultant stress (合成応力)、加藤・他(1985) は fracture stress (破壊応力) と名付け、前者では、断層運動による平行な他の断層の安定性への力学効果を、後者では、1984年長野県西部地震の阿寺断層への影響を議論している。

小高(1986)、小高・他(1991)、小高(1993) は、加藤・他(1985) の命名による破壊応力を様々な場合に適用し計算を行っている。すなわち、地震発生に対応して横ずれ断層、逆断層の場合、マグマ貫入、隆起現象等を模して鉛直・水

平開口断層の場合、火山体などの変形しやすい場を模して円筒状物体の周りの応力場についてなどである。それと同時に、計算結果に符合するように、静的応力の増加に応じて生じたと思われる地震発生の事例を種々収集・報告している。

1992年には、アメリカで発生したいくつかの地震、1989年ロムプリータ地震、1992年ランダース地震などに関連して、CFFの変化とそれに伴う地震の発生に関する研究が相次いで発表された (Reasenbergs and Simpson, 1992; Jaume and Sykes, 1992; Stein *et al.*, 1992; Harris and Simpson, 1992)。

小高・他 (1996) は、地殻の隆起に伴う CFF の変化について、また、Odaka *et al.* (1997) は、特に、横ずれ断層の生成とそれに伴う共役断層の生成について議論している。

大都市直下で発生する大地震の恐ろしさを改めて教えた 1995 年兵庫県南部地震 M7.2 に関連して、断層生成によってもたらされた応力変化の余震等への影響 (吉川・伊藤, 1995; 橋本, 1995; Toda *et al.*, 1998), また、過去の海溝型巨大地震の影響 (Pollitz and Sacks, 1997) などの議論において、CFF の変化が評価、検討されている。

中村 (1998) は、南関東地域を対象とした有限要素法によるモデル計算において、3 次元地下構造・物性の違いと Δ CFF との関係について言及している。また、内藤・吉川 (1998) は、パソコン上で Δ CFF 等の計算・表示が容易に行える地殻変動解析プログラムを開発している。このように、最近では、いろいろの問題について Δ CFF という量が導入・評価され、議論されることが大変多くなっている。

なお、CFF に関連したレビューは Harris (1998) によってなされており、また、関連した研究が多数、同雑誌の特別セクションに掲載されている。

(3) CFF の変化と地震活動との関連

小高・他 (1991) によれば、鉛直横ずれ断層の場合、CFF の値の増加は、断層延長方向 (主に剪断応力の増加による) と、さらに、断層端よりそれに直交し、なおかつ dilatation の正、すなわち膨張する側 (主に、摩擦力の低下する効果による) で現れる (同じ走向の、あるいは共役の走向の断層に対する計算)。実際の地震活動においても、本震で生じた断層の走向の延長方向で余震活動が活発になったり、別の地震が発生したりしている。また、本震の断層の端より、それに共役な副断層の発生が見られた例もある。

断層の延長方向に活動が移行して行ったと見られる例として、1989 年 10 月 27 日鳥取県西部の地震 M5.3 とその余震の後に、南東延長部で同年 11 月 2 日に M5.4 の地震が発生している。さらにその翌年の末頃 (11 月～12 月) に、今度は、北西延長部で M4～M5 クラスの地震が多発している。メカニズム解としては、いずれも、震央の並びの北西－南東方向の節面を断層面とするような横ずれ型の解が推定されている。

断層端付近からそれに共役な方向の活動が発生する場合もしばしば認められる。その場合、もとの断層の両側ではなく dilatation の正の側、即ち既存の断層面があればそこでの摩擦力が低下する側で発生したと考えられる例が多数である。1984 年 9 月 14 日長野県西部地震 M6.8 と、翌日発生したその最大余震 M6.2 の位置関係がちょうどこれに当たる (Figure 6.1 参照)。また、1978 年 1 月 14 日伊豆大島近海地震 M7.0 と 1990 年 2 月 20 日の伊豆大島西方地震 M6.5 は、発生時期に 12 年のずれがあるが、その位置関係はやはり上述の性質を満たしている (Figure 6.2 参照)。Figure 6.1, Figure 6.2 において、太実線は主震の断層 (ともに、右横ずれの卓越するほぼ垂直な断層と考えられている) の位置を、破線は鉛直右横ずれ断層による、共役断層に対する CFF の増 (+), 減 (−) の領域 (地表における分布、 $\mu = 0.6$ を仮定) を表している。増加の大きい領域 (剛性率で標準化した値で大体 $2E-5$ 以上) を斜線で示してある。この 2 例についての詳細は Odaka *et al.* (1997) で述べられている。なお、震央分布は気象庁震源カタログによる。

1974 年 5 月 9 日の伊豆半島沖地震 M6.9 とその余震、さらにその後の活動により石廊崎より带状に南東に延びる震央分布があるが、その端付近より南西に向いて共役な方向に延びる活動が、1991 年頃より銭洲海嶺沿いで生じ始めた。

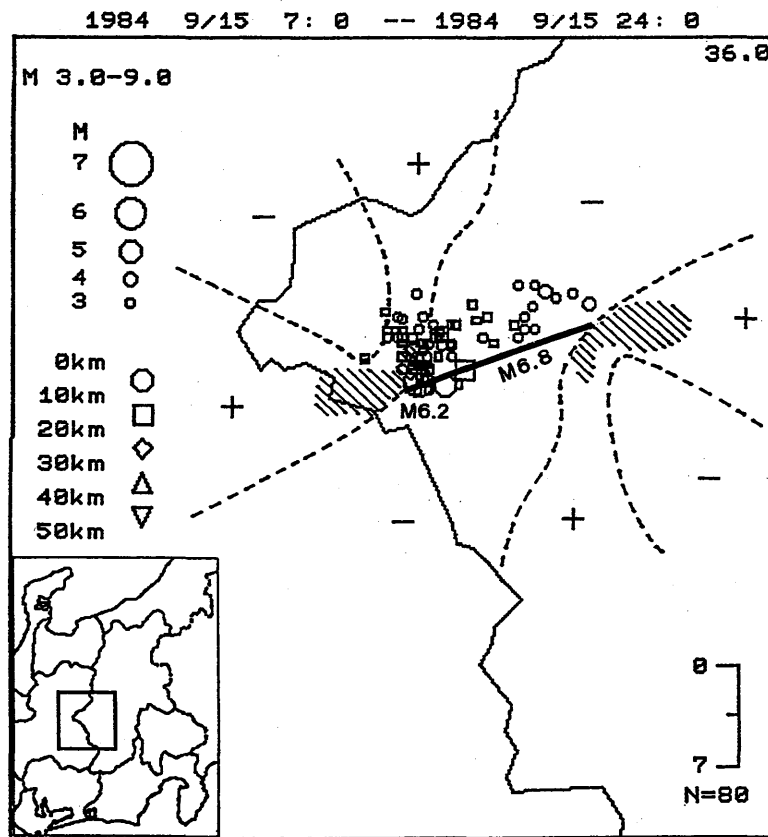


Figure 6.1 Increase (+) and decrease (-) of the Coulomb failure function caused by the 1984 Western Nagano prefecture earthquake ($M6.8$; thick line) and the distribution of the largest aftershock ($M6.2$; large circle) and its aftershocks. $\mu = 0.6$ is assumed.

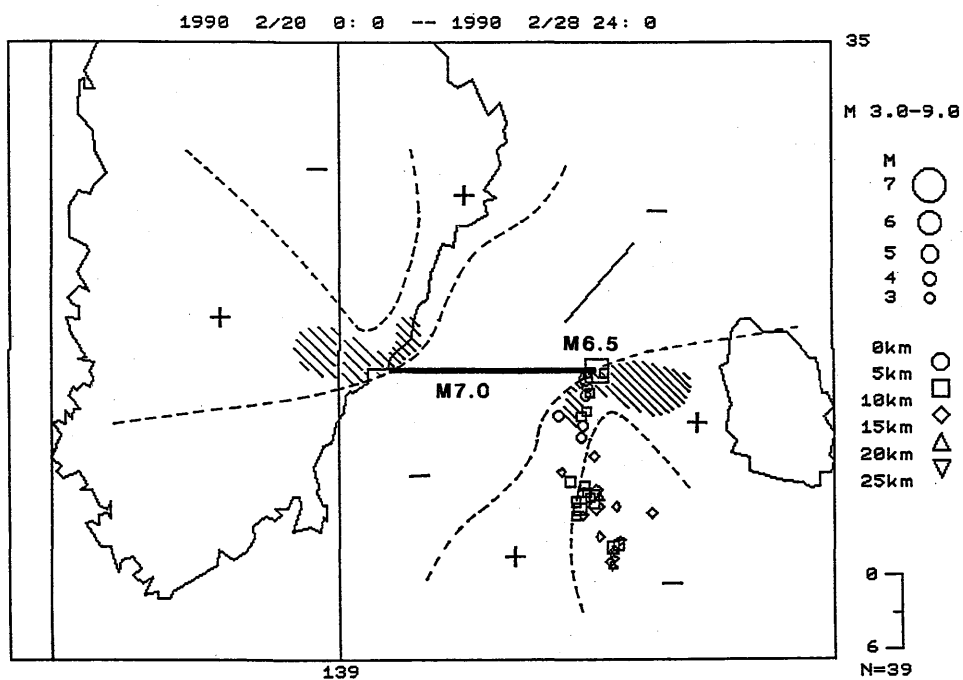


Figure 6.2 Increase (+) and decrease (-) of the Coulomb failure function caused by the 1978 Izu-Oshima-kinkai earthquake ($M7.0$; thick line) and the distribution of the main shock (large square) and aftershocks of the 1990 earthquake near Izu-Oshima Island ($M6.5$). $\mu = 0.6$ is assumed.

伊豆半島にはこのような共役な断層系が多数存在しているようである(溝上, 1992の図1を参照)。1990年7月16日フィリピン地震 $M7.8$ の際にも共役な副次断層が活動したことが指摘されている。その他, 古い地震の例でも, 1925年5月23日但馬地震 $M7.0$ の田結断層, 1927年3月7日北丹後地震 $M7.5$ の郷村断層, 山田断層の三者が相互にこのような関係に位置しているように見える(神沼・他, 1973の図19-3, 20-6を参照)。また, 1930年11月26日北伊豆地震 $M7.0$ に伴う丹那断層, 姫之湯断層が類似の関係にあるなど, これに属すると思われる例は多い。1997年5月13日鹿児島県北西部の地震 $M6.2$ とそれに伴う余震はきれいなL字型の分布を示しており, メカニズム解からも基本的に上述の条件に符合した起こり方をしており大変興味深い(鹿児島大理, 1998参照)。

逆断層について(小高, 1993参照)も, 基本的には, 横ずれ断層の場合に見られる特徴と同じであり, 断層側方の延長上, スリップの延長上, 断層端より共役に膨張域に延びる辺りなどでCFFの値が増大する(同じ走向の, 或いは共役の走向の断層に対する計算)。実際, その様な所で余震活動, 次の断層運動などが生じた例は多い。

まず, 逆断層型の大地震の発生域に隣接して(断層側方の延長上で)次の大地震が発生した例であるが, 千島海溝, 南海トラフ等海溝沿いに, 空間的, 時間的に近接して巨大地震が発生するのはこの典型と言ってよい。1707年10月28日宝永地震 $M8.4$ は2つの地震が発生したものと考えられており, 1854年12月24日安政南海地震 $M8.4$ は安政東海地震 $M8.4$ の32時間後に発生している。また, 1944年12月7日東南海地震 $M7.9$ と1946年12月21日南海道地震 $M8.0$ も同様の関係にある。Figure 6.3のA, B, C, Dは1958年11月7日/1963年10月13日エトロフ地震($M8.1/M8.1$), 1969年8月12日北海道東方沖地震 $M7.8$ と1973年6月17日根室半島沖地震 $M7.4$ の, それぞれ本震, 余震分布であるが, ほとんど重なることなく互いに隣接して発生しているのが分かる。さらに, 1938年5月23日/11月5日/11月5日の塩屋埼沖地震($M7.0/M7.5/M7.3$)の場合もこの例に当たる。

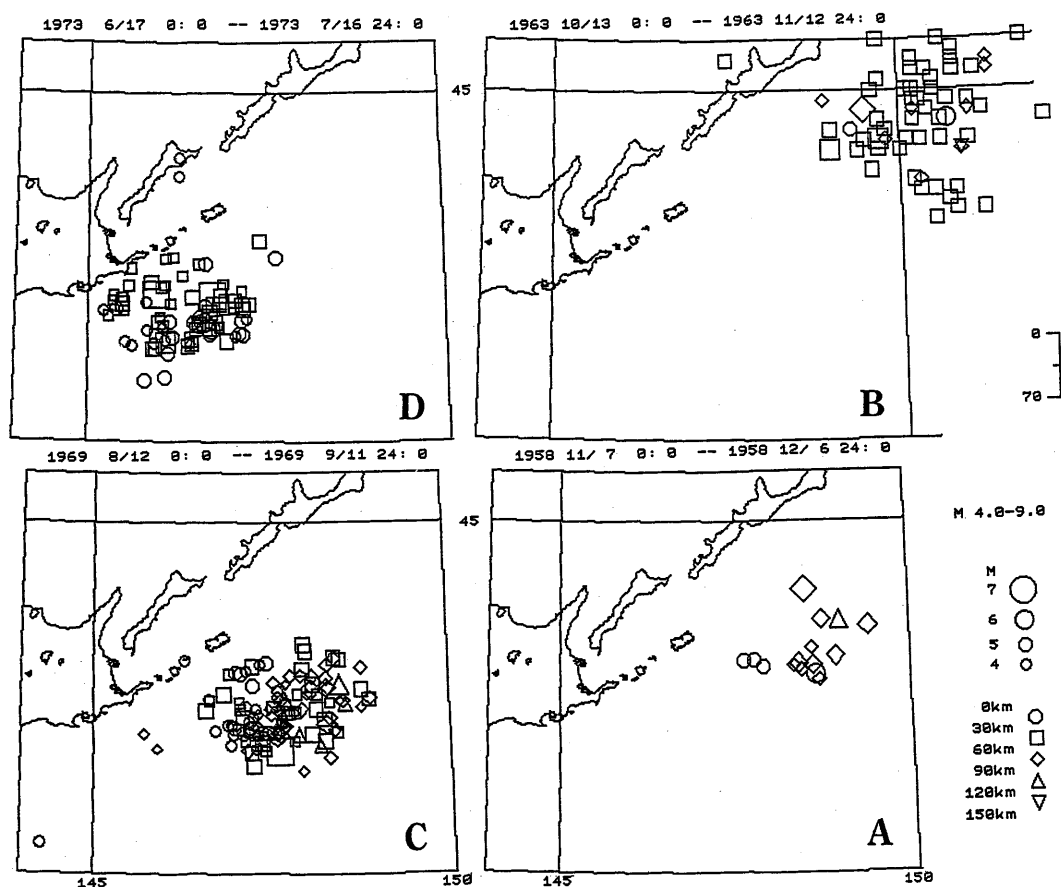


Figure 6.3 Epicenter distributions of the 1958 and 1963 Etorofu earthquakes ($M8.1$, $M8.1$), the 1969 Hokkaido-toho-oki earthquake ($M7.8$), the 1973 Nemuro-hanto-oki earthquake ($M7.4$) and their aftershocks. The PDE catalog is used for the 1963 earthquake, and the JMA catalog is used for the others.

共役な方向で生じたと見られる地震活動の例としては、1982年3月21日浦河沖地震 $M7.1$ が挙げられる。また、スリップの延長方向に破壊が延びた例としては1978年6月12日宮城沖地震 $M7.4$ が挙げられる。この地震は、低角で沈み込む面上で生じたマルチプルショックと考えられている。

逆断層地震の場合に特徴的なこととして、プレートの沈み込みによる巨大スラスト型地震の発生に関連して、その海域側で高角の正断層地震が発生したことがいくつかの事例で示されている。この関係を模式的に示したのがFigure 6.4である。実際、モデル計算によって、低角の逆断層の生成に伴ってその海域側で高角の正断層が生じ易くなることが示される。これは、主に、膨張に伴う摩擦力の低下によるものである。これに当てはまると思われる例として、1933年3月3日三陸地震 $M8.1$ 、1938年11月6日／11月7日塩屋埼沖地震 $M7.4$ ／ $M6.9$ がある。さらに1965年3月30日ラットアイランド地震 $M7.4$ がある。

小高・他(1991)は、鉛直開口割れ目の生成により、断層端より斜交する方向に横ずれ断層が誘起され易くなことを示した。これに相当すると思われる事例として、1980年6月29日伊豆半島東方沖地震 $M6.7$ とその前の開口性の微小割れ目群の生成、1986年11月伊豆大島側噴火と直後の斜交する方向への地震活動(清野・他, 1988 参照)、1989.7.13 伊豆半島東方沖海底火山(手石海丘)噴火に先立つ開口割れ目の形成と1989年7月9日伊東沖地震 $M5.5$ の発生等が挙げられる。

小高・他(1991)は、また、火山体、マグマ溜まりなどを模して、膨張・収縮性の力源の周りの応力場(ΔCFF)を計算している。それによると、膨張体の周りでは主圧力軸側、収縮体の周りでは主圧力軸に直交する側で、横ずれ型の地震が発生しやすくなる。対応すると思われる事例も幾つか挙げられている。

小高・他(1991)、小高・他(1996)の計算によれば、地殻の隆起が生じた場合、それに伴って隆起域付近ではCFFの増加(横ずれ断層への計算)が見られ、地震発生の可能性が増大する。1970年半ば以降、伊豆半島中部では地盤の異常隆起が観測され、また、周辺での地震活動も大変活発化した。1930年北伊豆地震、1965年から始まった松代群発地震の際にも、隆起現象が観測されている。しかし、何れの場合も、地盤の隆起が地震の直接の引き金と判断するのは困難かも知れない。むしろ、これらの場合には、地下のマグマ・水蒸気、水などがより重要な役割を果たしたと考えられる。しかしながら、ひずみの蓄積がかなり進行しているような場において、何らかの原因で地殻の隆起が生じた場合には、それが地震誘発の直接の原因になり得ることを計算結果は示している。

(4) おわりに

前章で紹介したように、CFFの増加が予想される領域でそれに符合するように地震活動が誘発されたと思われる事例は数多く存在する。このことは、地震発生や火山活動などを対象にした静弾性論による ΔCFF の計算が、現実の場における(次の)地震の発生の予測(場所に関して)に有効であり得ることを示している。今後も更に確実な事例の収集に努め、その信頼性を高めて行く必要がある。また、断層生成時(地震発生時)のみならず火山活動時や隆起現象の出

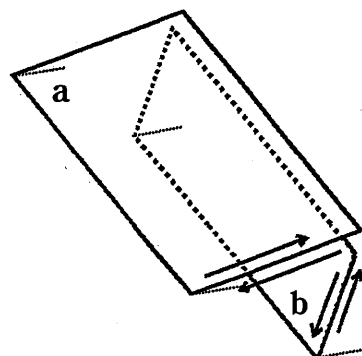


Figure 6.4 Schematic illustration of a geometrical relation between a thrust fault (a) and a secondary normal fault (b).

現時などに、地震がどこで誘起されやすいかという目で事象の推移を監視してゆく姿勢も必要であろう。

CFFの変化の評価において、摩擦係数 μ としてどのような値を用いるか、また、間隙水圧の影響をどう見積もるかは大きな問題として存在する。摩擦係数 μ は0と1の間の値をとるが、その値は研究者によって大幅にばらついている。例えば、Stein and Lisowski (1983) は0.75という値を採用している。また、Mavko *et al.* (1985) は0.6を使用し、同様に、Rybicki *et al.* (1985) はByerlee (1978) による岩石実験の結果を参考に0.6という値を主張している。これに対して、Reasenbergh and Simpson (1992) は1989年ロマブリータ地震に関連して0.2という小さい値が地震活動の変化を最もよく説明するとしている。鶴岡・他 (1995) は、沈み込み帯における地震発生と地球潮汐との関連についての解析から、摩擦係数として0.1~0.4のような小さな値を得ている。ところで、Odaka *et al.* (1997) は日本内陸の横ずれ断層型の地震について、共役断層が一次断層の一方側、すなわち、摩擦力の低下する側に発生しているという、信頼性の高い最近の複数の事例から、摩擦係数として0.1~0.3のような小さな値より、むしろ0.5~0.7のような比較的大きな値の方が好ましいという結論を出している。

一方、間隙水圧の変化は、地震直後においては、法線応力の変化と互いに相補的に作用すると言われているなど、両者の変化は密接に関連している。これらの点を考慮して、有効摩擦係数を導入した議論がしばしば行われているが、これも時間の関数として変化する量と考えられ、定量的評価は難しい。このように、摩擦係数の値、間隙水圧の影響の評価に関してはまだ色々と議論の余地のある所であり、今後の調査が必要である。

本稿の図の歪計算にはOkada (1985) によるプログラムを使用した。また、震央分布図の作成はSEIS-PC (石川・他, 1985) によった。

(小高俊一)

参考文献

- Byerlee, J., 1978: Friction of rocks, *Pure Appl. Geophys.*, **116**, 615-626.
- Chinnery, M. A., 1963: The stress changes that accompany strike-slip faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **53**, 921-932.
- Chinnery, M. A., 1966a: Secondary faulting, I. Theoretical aspects, *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 163-174.
- Chinnery, M. A., 1966b: Secondary faulting, II. Geological aspects, *Can. J. Earth Sci.*, **3**, 175-190.
- Das, S. and C. H. Scholz, 1981: Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase?, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 1669-1675.
- Harris, R. A., 1998: Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24347-24358.
- Harris, R. A. and R. W. Simpson, 1992: Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake, *Nature*, **360**, 251-254.
- 橋本 学, 1995: 兵庫県南部地震に伴う応力変化: 断層モデルによるクーロン破壊関数の変化の計算と地震活動の変化との比較, *地震*, **48**, 521-530.
- 石川有三・松村一男・横山博文・松本英照, 1985: SEIS-PCの開発一概要一, *情報地質*, **10**, 19-34.
- Jaume, S. C. and L. R. Sykes, 1992: Changes in state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992, *Science*, **258**, 1325-1328.
- 鹿児島大学理学部, 1998: 1997年5月13日に鹿児島県北西部で発生した地震(M6.2), *地震予知連絡会会報*, **59**, 564-573.
- 神沼克伊・岩田孝行・茅野一郎・大竹政和, 1973: 図説日本の地震, *東大震研研究速報*, **9**, 136.
- 加藤照之・笠原慶一・K. Rybicki, 1985: 1984年長野県西部地震による阿寺断層の歪場変化, *地震研究所彙報*, **60**, 231-237.

- 丸山卓男, 1970: 地震波源の断層模型—地震現象解明のために—, 科学, **40**, 129-137.
- Mavko, G. M., S. Schulz and B. D. Brown, 1985: Effects of the 1983 Coalinga, California, earthquake on creep along the San Andreas fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 475-489.
- 溝上 恵, 1992: 最近の伊豆・銭洲海嶺の地震活動とその発生機構, シンポジウム内陸地震—発生の場と物理—, 43-46.
- 内藤宏人・吉川澄夫, 1998: 断層運動に伴う地殻変動解析プログラム, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 105.
- 中村浩二, 1998: 3次元不均質モデルによる地震後地殻変動の推定—南関東地域の有限要素モデル(2)—, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 98.
- 小高俊一, 1986: 断層生成による応力場の変化—特に端での応力増加に関連して—, 地震研究所彙報, **61**, 517-528.
- 小高俊一・清野政明・吉田明夫, 1991: 横ずれ断層, 開口断層, 円筒状変形体による応力場と関連する地震活動, 気象研究所研究報告, **42**, 105-126.
- 小高俊一, 1993: 逆断層による応力場と関連する地震活動, 気象研究所研究報告, **44**, 91-104.
- 小高俊一・塚越利光・中村浩二・原田智史, 1996: 地殻の隆起に伴う応力場の変化, 日本地震学会講演予稿集, No. 2, C50.
- Odaka, T., T. Tsukakoshi and H. Takayama, 1997: Stress changes caused by strike-slip faulting and inducement of secondary faulting in conjugate directions, *Pap. Met. Geophys.*, **48**, 41-48.
- Okada, Y., 1985: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- Pollitz, F. F. and I. S. Sacks, 1997: The 1995 Kobe, Japan, earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 1-10.
- Reasenber, P.A. and R.W. Simpson, 1992: Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, **255**, 1687-1690.
- Rybicki, K., T. Kato, and K. Kasahara, 1985: Mechanical interaction between neighboring active faults - Static and dynamic stress fields induced by faulting. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **60**, 1-21.
- 清野政明・小高俊一・山里 平, 1988: マグマ貫入に伴う地震群の線状配列—伊豆大島の例, 地震学会講演予稿集, No.2, 119.
- Smith, S. W. and W. VAN DE Lindt, 1969: Strain adjustments associated with earthquakes in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1569-1589.
- Stein, R. S. and M. Lisowski, 1983: The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation, *J. Geophys. Res.*, **88**, 6477-6490.
- Stein, R. S., G.C.P. King and J. Lin, 1992: Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake, *Science*, **258**, 1328-1332.
- Toda, S., R.S. Stein, P.A. Reasenber, J.H. Dieterich and A. Yoshida, 1998: Stress transferred by the 1995 $M_w = 6.9$ Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24543-24565.
- 鶴岡 弘・大竹政和・佐藤春夫, 1995: 沈み込み帯における地球潮汐の地震トリガー作用, 地球惑星科学関連学会1995年合同大会予稿集, 364.
- Yamashina, K., 1978: Induced earthquakes in the Izu Peninsula by the Izu-Hanto-Oki earthquake of 1974, Japan, *Tectonophysics*, **51**, 139-154.
- 吉川澄夫・伊藤秀美, 1995: 1995年兵庫県南部地震の概要, 月刊地球号外 No.13, 30-38.

6.2 関東地方のプレート構造モデル

(1) これまでのモデル

関東地方は、東から太平洋プレートが沈み込み、南からはフィリピン海プレートが沈み込むというテクトニックな面では非常に複雑な場所に位置している（北からの鳥瞰図をFigure 6.5に示す）。そのため、これらの沈み込むプレートについての相対位置や三次元的形状についても多くの研究がなされてきた。特に、二枚のプレートの沈み込んだ部分であるスラブの形状モデルについては多くの提案がなされており（笠原，1985；石田，1990），岡田（1990）は多くのモデルを概説している。気象研で取り組んできた力学モデルは、石田（1990）のモデルによる形状を採用している。

一方、陸側プレートである関東地方を含む東北日本弧についても、太平洋プレートやフィリピン海プレートとの相互作用の研究が多くなされ、応力場の検討もなされてきたが（瀬野，1980），主な関心は伊豆半島が日本列島に衝突したことによる影響を見るものであった。その後、日本海東縁に新生プレート境界が存在するという説が有力になるに伴って、東北日本が属するプレートの解釈が変化した。プレートテクトニクスの確立以降、アジア大陸から日本海溝までは一枚の巨大なユーラシア・プレートとして扱われており、東北日本はこれに属するされてきた。しかし、日本海東縁からフォッサマグナを通る線にプレート境界が引かれることによって、東北日本は、ユーラシア・プレートから切り離されて北米プレートあるいはオホーツク・プレート（または東北日本マイクロプレート）に属するとされるようになった（Seno, 1985；石川，1998）。一般に、属するプレートの変更は、その地域を取り巻くプレート境界でのプレート運動の評価に大きな影響をもたらす。しかし、この場合の所属するプレートの変更は、プレート運動論的には

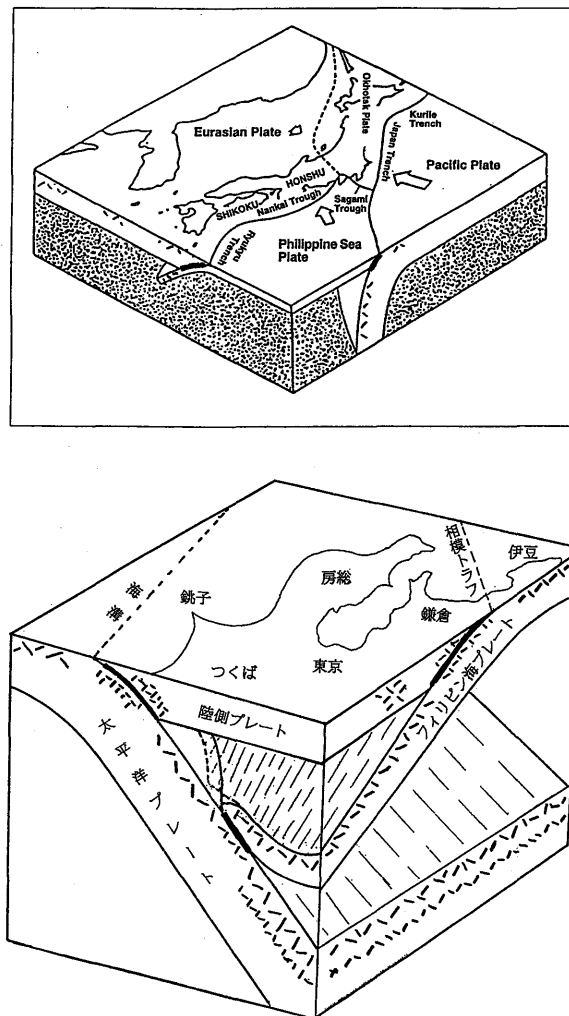


Figure 6.5 A bird's eye view of the plate structure in Kanto District.

大きな変化は伴っていない。確かに、日本海東縁のプレート境界に沿って、プレート間の相対速度ベクトルが新しく求められた。しかし、関東地方の南方に位置するプレート境界である相模トラフでは、陸側プレートを北米プレートと仮定した場合でも、ユーラシア・プレートと仮定した場合でも南側に接するフィリピン海プレートとの間の相対速度ベクトルには自然地震のスリップ・ベクトルから検出できるほどの大きな違いが無いことが指摘された(瀬野, 1984)。

このようにこれまで関東地方が所属し、またこれを取り巻くプレートの見直しは行われたが、関東地方内部のテクトニックな評価は以前から変わっていない。しかし、近年の地震観測データの蓄積によって、石川(1992a)は特に陸側プレートの縁辺部にあたる関東地方内部の地殻内地震に注目し、そのテクトニックな意味を検討し、新しいモデルの提案を行った。ここでは、その詳しい検討と新しいモデルについて述べる。

(2) 注目すべき現象

まず、相模トラフから南関東の下へ滑り込むフィリピン海プレートは、トラフ軸の走向に対して平行といえるほど斜めに沈み込んでいる。しかもトラフの一部が房総半島南方と伊東東方沖で大きく屈曲しているため、一部では海側プレートが陸側プレートの下へ入り込んだ後、また海側プレートが表面を見せるという「エダクション」を起こしているという指摘もある(中村・島崎, 1981)。相模トラフでは、このような非常に横ずれ成分の大きな斜め沈み込みが行われているが、一般に海溝で斜め沈み込みが起きている場合、ほとんどの地域で島弧内部に海溝軸の走向に平行する横ずれ断層が存在することが知られている。例えば、フィリピンのフィリピン断層、インドネシアのスマトラ断層、南米のアタカマ断層、西南日本の中央構造線などである(Alen, 1962; 貝塚, 1972; 石川, 1992b)。このような横ずれ運動は、Matsuda and Uyeda (1971) によって地形論的立場から拡大適用され、Figure 6.6に示すように日本付近では伊豆・小笠原列島の北上や千島弧の南西進も含めて解釈されている。また、瀬野・木村(1986)は貝塚の考えを相模トラフにも適用し、相模トラフ沿いの陸側プレート縁辺帯の北西方向への運動と関東盆地形成の関係を議論している。この研究が相模トラフでの斜め沈み込みと陸側プレート内部の変形の関連を扱った唯一のものであるが、残念ながら陸側プレートでの横ずれ運動の細かな議論は行っていない。一方、瀬野(1986)は南海トラフの斜め沈み込みによる西南日本外帯の西進を扱っており、ここでは明確に中央構造線に沿った横ずれ運動により島弧前縁部が独立した動きをしていることを指摘した。

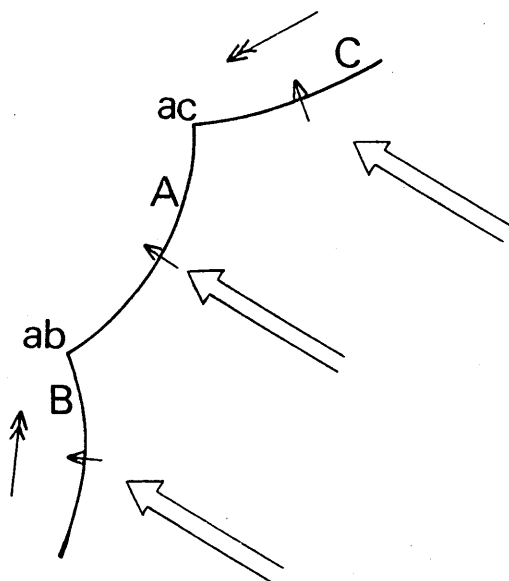


Figure 6.6 Axial compression in a chain of arcs. White arrows indicate oceanic plate motion; small arrows, relative motion between oceanic and marginal sea plates; and double arrows, motion of marginal sea plates C and B, relative to A (after Matsuda and Uyeda, 1971).

このように、トレンチでの海側プレートの斜め沈み込みが、陸側プレート前縁帯に横ずれ運動あるいは、その背後に横ずれ断層を形成する事が一般的であることが判明した。そこで相模トラフ沿いにこのような動きあるいは構造線が存在するか否かに注目する。

Figure 6.7に関東地方の浅発地震の震央分布を示した。東京湾から東京都直下の地震活動についてはフィリピン海プレート内の地震活動とする意見もあるが、石田(1990)は地殻内の地震であることを示した。この地震活動は、神奈川県から東京湾北部を通り房総半島九十九里南部へと連なりひとつの地殻内地震帯を形成しているように見える。石川(1990)は日本全国の浅発地震の分布を調べ、日本の地殻は多くの地震帯でブロック構造に分割されていることを示し、その中にこの地震帯も指摘していた。しかしそのときは、この地震帯を取り上げてテクニクな考察は行っていない。その後、石川(1992)はこの地殻内地震帯に着目し、先の相模トラフでの斜め沈み込みによる陸側プレート内部の横ずれ断層との関連を指摘した。実際、関東地方南部にはFigure 6.8に示すように北西-南東走向の活断層が多く指摘されている。

一方、岡田(1992)は関東地方で発生する地震の震源断層をFigure 6.9の①から⑤の型に分類している。ここで石川(1992)が注目した東京湾から房総半島を横切る地殻内地震帯は、岡田(1992)の分類では①に該当する可能性がある。しかし、岡田の①の地震は一般的な内陸地殻内地震を指しており、特に帯状分布を示すものを指摘したわけではなく、更に、相模トラフの斜め沈み込みによる陸側プレート前縁帯の横ずれ運動に関連したものでもない。従って、この帯状地震活動に関する解釈は、石川(1992)が初めてである。

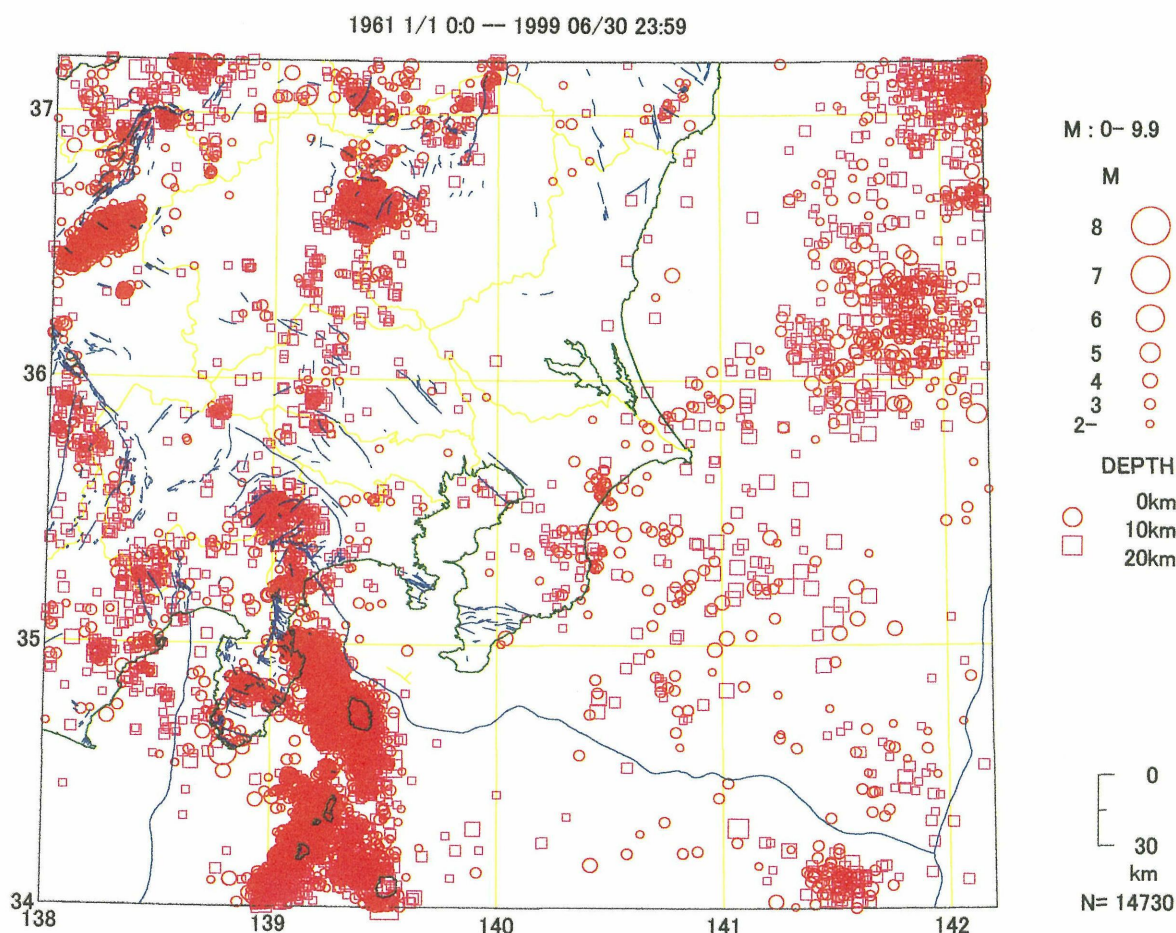


Figure 6.7 Epicentral distribution of the shallow events.

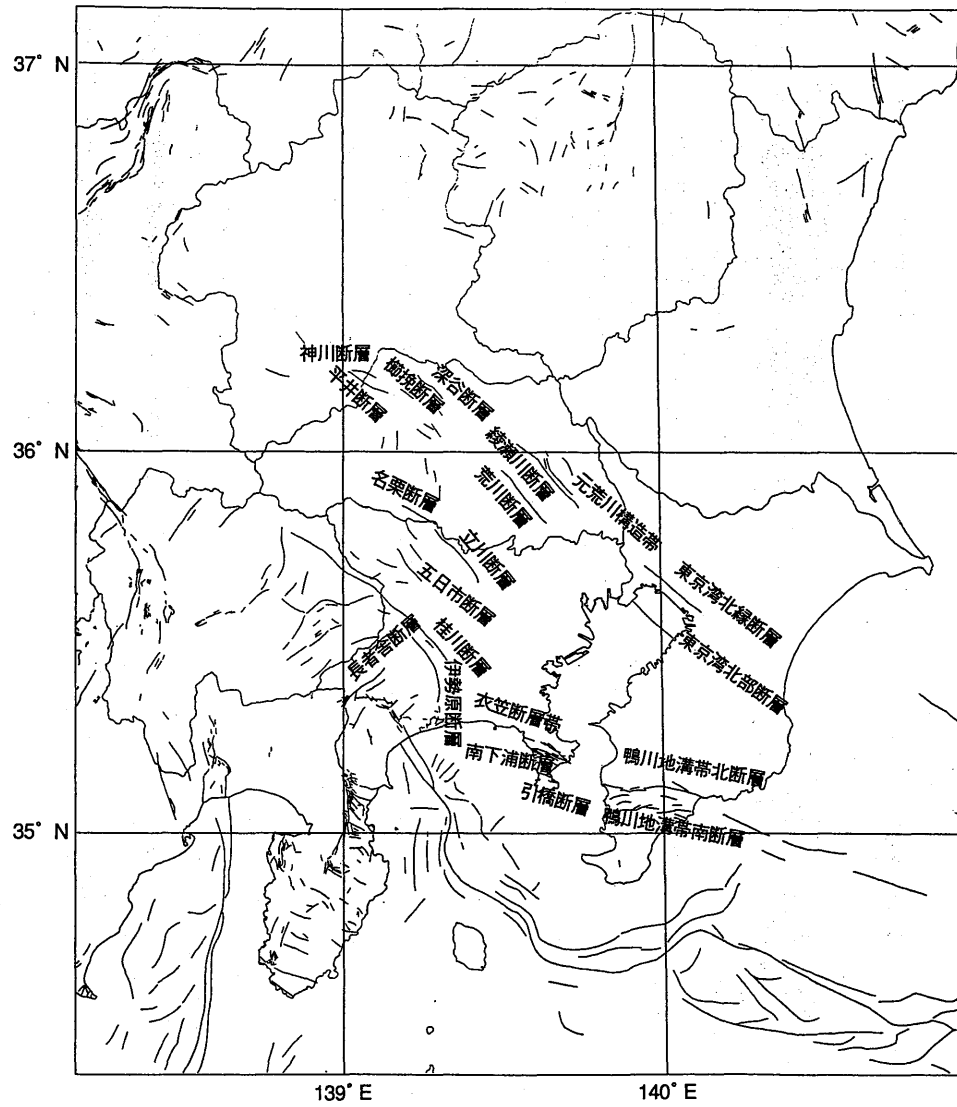


Figure 6.8 Active faults distribution in southern Kanto district.

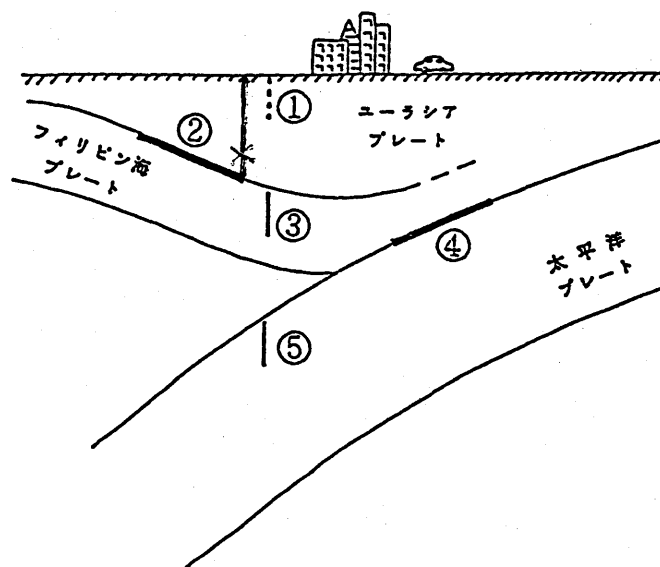


Figure 6.9 The five types of earthquakes that occur in Kanto district proposed by Okada (1992).

(3) 新しいモデル

Figure 6.10に石川(1992)が提案したテクトニックなモデルの概念を示した。相模トラフの北西方向への斜め沈み込みによって東北日本マイクロプレートの前縁にあたる三浦半島、房総半島を含む部分が独立したブロックを形成し、北に隣接するマイクロプレートの残りの部分に対して横ずれ運動をしているのである。そしてこのブロックを、南関東ブロックと命名したが、今回はより正確な表現として「三浦・南房総ブロック」と呼ぶ。ただ、このような島弧前縁帯の横ずれ運動はプレート間運動の副次的結果から生じるもので、その速度は一般のプレート運動に比べ非常に遅く、相模トラフで発生する地震のスリップベクトルから三浦・南房総ブロックの運動を推定することは出来ない。また、マイクロプレート内部のブロック境界である神奈川ー東京湾ー房総半島と通る地震帯で発生する地震の規模は小さく、かつ数も多くないためスリップベクトルを求めて前縁部ブロックの運動を決定することは出来ない。一般に、陸側プレート前縁部の巨大横ずれ断層では、それに沿った常時地震活動は高くない(石川, 1992b)ため前縁部の動きは地形などから求められている場合が多い。ただ、三浦・南房総ブロックの場合は相模トラフでの沈み込みの歴史のなかで斜め沈み込みであった期間が伊豆半島の衝突以降であり、それほど長期間になっていないため、まだ地形で明確に出来ないと思われる。

では、このような陸側プレート前縁部に地殻を断ち切る断層が存在しうるのであろうか。その可能性を示したのが、Figure 6.11である。この図は、1964年のアラスカ地震の震源断層と副次断層の位置を示している。アラスカ地震の発生時にプレート境界の震源断層で変位があったのと同時に副断層であるパットン湾断層でも大きな5 m以上のズレを生じたことが知られている。このパットン湾断層は、海溝軸からおおよそ150 kmも離れている。そして、地震時の断層運動は、地殻をほぼ断ち切ったと推定されている。地殻を断ち切る断層としては、プレート境界のトランスフォーム断層であるサンアンドレアス断層や北アナトリア断層が良く知られている。しかし、プレート内のフィリピン断層でも1990年の地震の際は、ほぼ鉛直な断層で地殻を切ったとされている(吉田, 1993)。これを関東地方で見れば、海溝軸である相模トラフから今注目している地震帯までは100 km足らずであり、プレート境界の傾斜はアラスカ地震の場合と異なるものの、地殻を断ち切る断層の存在を否定することは難しいと結論される。

今回の新しい三浦・南房総ブロックモデルは、その独自の運動を規定することが出来なかったため、気象研で取り組んできた力学モデルに導入出来なかった。しかし、この地域は人口稠密地域でありこれまでも多くの調査研究が行われて来たが、再度このブロック境界の存在を考慮して過去の地震活動を検討し、プレート間地震、ブロック境界地震、プレート内(ブロック内)地震のそれぞれを地震活動の特徴を明らかにする必要がある。(石川有三)

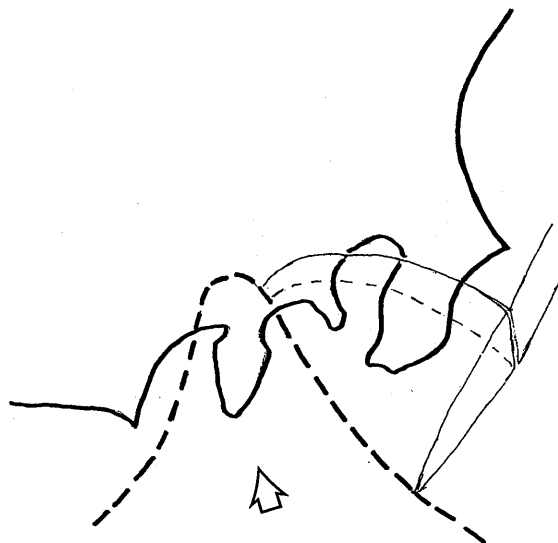
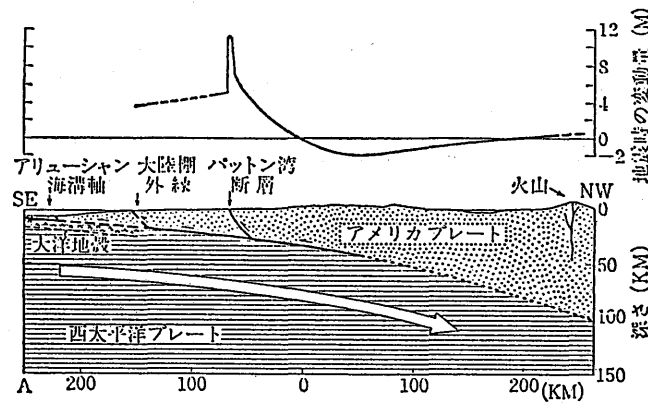


Figure 6.10 Proposed plate model including Miura-south Boso block. Small arrow shows the motion of the Philippine Sea plate, and white arrow shows the relative motion of Miura-south Boso block to the rest of Kanto district.



1964 年アラスカ地震

Figure 6.11 The fault model of 1964 Alaska earthquake and its displacement of the ground surface (after Yonekura and Ando (1973) modified from Plafker (1972)).

参考文献

- 石川有三, 1990: 日本列島内陸部の地震活動空白域—序論—, 月刊地球, **132**, 355-361.
- 石川有三, 1992a: 関東地方南部のテクトニクスに関する一考察, 地震学会予稿集, No.2, A90.
- 石川有三, 1992b: 東アジアのテクトニクスと中央構造線の地震活動, 地質学論集, **40**, 205-218.
- 石川有三, 1998: 日本海の変動帯, 月刊地球, **230**, 490-496.
- 石田瑞穂, 1990: 首都直下のプレート構造 地震発生のメカニズムを探る, 地震ジャーナル, **10**, 7-13.
- 岡田義光, 1990: 南関東地域のサイスモテクトニクス, 地震, **43**, 153-175.
- 岡田義光, 1992: 首都圏直下に発生する地震のタイプ分け, 1992年日本地震学会秋季大会予稿集, No.2, A69.
- 貝塚爽平, 1972: 島弧系の大地形とプレートテクトニクス, 科学, **42**, 573-581.
- 笠原敬司, 1985: プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 33-137.
- 活断層研究会, 1991: 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 437pp.
- Matsuda T. and S. Uyeda, 1971: On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas, *Tectonophysics*, **11**, 5-27.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981: 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, **51**, 490-498.
- Plafker G., 1972: Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics, *Jour. Geophys. Res.*, **77**, 901-925.
- 瀬野徹三, 1980: 変化する広域応力場—南関東を例として—, 月刊地球, **14**, 146-154.
- 瀬野徹三, 1984: 東北日本は北米プレートか, 月刊地球, **55**, 49-54.
- Seno T., 1985: "Northern Honshu Microplate" hypothesis and tectonics in the surrounding region -When did the plate boundary jump from central Hokkaido to the eastern margin of the Japan sea?-, *Jour. of the Geod. Soc. Japan*, **31**, 106-123.
- 瀬野徹三, 1986: 日本列島の中期更新世—50万年前に何が起こったか?—, 月刊地球, **90**, 708-715.
- 瀬野徹三・木村学, 1986: 斜め沈み込みの一般的特性からみた相模トラフのテクトニクス—三重点付近の凹みと関東造盆地運動—, 月刊地球, **82**, 271-277.
- 米倉伸之・安藤雅孝, 1973: 海溝系の大地震に伴う地殻変動と地形, 科学, **43**, 92-101.
- 吉田康宏, 1993: 1990年フィリピン地震の震源過程, 月刊地球, **174**, 751-754.

6.3 三次元有限要素モデル

(1) はじめに

地震は、プレートの相対運動などに起因する力が、地球を構成する岩石を変形させ(歪を蓄積)、その変形が積み重なって、その岩石の強度の限界に達した時に急激に起こる破壊現象である。したがって、地震予知や地震活動予測の研究のためには地下の歪や応力の分布を知ることが非常に重要である。

しかしながら、我々が持っている歪や応力の観測手段は地表面付近に限られており、地震が発生している主な場所である地下深くの状態については、地表面付近の歪や応力の観測値、あるいは地震の解析(震源分布、発震機構など)から間接的に推定するしか方法がない。

そこで、地下の状態を適当な構造や物性を持った数値モデルで近似した上で、現実に近い境界条件を与えてモデルを動かし、その結果を既存の観測値とつきあわせて評価して行くという数値モデルの手法が、歪や応力の情報を得る上で重要になってくる。

本研究では、代表的な数値計算法である有限要素法を採用し、複雑な構造を持った南関東地域の地下構造を有限要素モデル化する手法の開発と、そのモデルによって歪や応力を推定する手法の開発を行った。

(2) 有限要素法について

有限要素法とは、連続体を幾つかの要素に分けて、それぞれの要素毎に方程式を作り、それをもとに全体としての方程式を組み立てて解く方法である。

その特徴のひとつは、基本的に個々の小さな要素単位で式を立てて行くため、全体としては難しい連続体の問題でも要素単位に簡単な近似式を立てて問題を解くことができることである。本研究で扱う、地下の不均質な構造を反映した歪や応力の推定の問題も、非常に難しい連続体の問題であるが、有限要素法を使うことによって解くことができる。

もうひとつの有限要素法の特徴は、電子計算機技術に大きく依存しているということである。有限要素法では電子計算機なしでは実際的な問題を解くことはできない。また、解くことが出来る問題の規模、精度などは電子計算機の計算速度、記憶容量などの技術的な進歩に大きく依存している。本研究でも、有限要素モデルの作成および数値計算のために工学分野で利用されている汎用の有限要素解析ソフトウェア(MSC/PATRANおよびADVANCED FEA)を導入し電子計算機(ワークステーション)を用いて作業を行った。

(3) 南関東地域の三次元有限要素モデルの作成手法

数値モデルが実用分野に達している気象や海洋の分野では、モデル対象の領域をかなり規則的な格子で近似できるため、問題を解く枠組みとなるモデル作成そのものには大きな困難はない。それに対して、固体地球の場合は、プレート構造などの複雑な構造を有限要素モデルで表現するために形や大きさの不揃いな不規則格子でモデルを表現せざるを得ない。プレート構造に依存した不規則な格子構造を有限要素で組み立てて行く作業は非常に困難を伴うので、本研究では汎用の有限要素モデル作成ソフト、MSC/PATRANを利用して、電子計算機上において対話形式で行った。

MSC/PATRANは、作業者が与えた形状モデルを作業者が与えたパラメータ(要素の大きさ、分割様式など)に従って有限要素(6面体型、5面体型など)のメッシュに自動分割して有限要素モデルを作成していく。そのため、まずプレートの形状などのデータを電子計算機に与え、電子計算機上に地下構造の形状モデルを作成しなければならない。東北地方のような構造の簡単な2枚プレートの問題では形状モデルの作成は比較的簡単である。しかしながら、我々が対象とする南関東地域は、大陸プレート、太平洋プレートおよびフィリピン海プレートの3枚のプレートが会合し、しかも太平洋プレート・フィリピン海プレートはそれぞれ海溝から沈み込み、互いに複雑に接触しているという幾何学的に極めて複雑な地下構造を有している。このような複雑な構造の有限要素モデルを作成する際には、後の有限要

素メッシュ分割作業を考慮したいいくつかのルールにしたがって、形状モデルを作らなければならない。

以下、南関東地域のプレート構造を有限要素モデル作成の実際の作業を順を追って説明しながら、モデル作成手法について解説する。

a) プレーートの形状データ

主に形状モデルのもとになるのは、プレート上面の地表面の深さである。日本全国各地のプレートの深さについて、地震波探査や微小地震の震源分布、地震の発震機構などから推定されたものが報告されている。関東地域についても、多くの研究者がそれぞれのプレート構造モデルを提案している (Kasahara, 1985; Noguchi, 1985; Ishida, 1986, 1988; Yamazaki *et al.*, 1989; Ishida, 1992)。

本研究では、以下に示す形状モデル作成手順の開発段階で、フィリピン海プレートの形状データについて、代表的な二つのモデル、Kasahara (1985) と Ishida (1992) について、その形状の特徴やプレート内の応力分布について有限要素法で研究を行った (小高・他, 1996)。ここでは、これらの結果をふまえた上で、Ishida (1992) で提案されているプレートの形状 (Figure 6.12) を元に作業を行った。

b) 形状モデル作成手順

I. モデル化する範囲の決定

地下構造の複雑な地域ではモデル化する範囲 (緯度・経度の範囲、深さの範囲) の選択が重要である。関東地域の場合でも、太平洋プレートの沈み込み部 (海溝) を範囲に含めるか否か、どれくらいの深さまでプレートをモデル化するかなどいくつかの要素を考慮した上でモデル化する領域を決めなくてはならない。一般に有限要素メッシュの幾何学的拘束からプレートの沈み込み部をモデル領域に含めると、沈み込み部の形状を取り込むために有限要素を巧妙に配置する必要があり、モデル作成は難しくなる。また、沈み込むプレートをより深い部分までモデル化しようとする、上側のプレートの幾何学的拘束が沈み込み部にまでかかり、モデル作成はより困難になる。

ここで例に示すモデルでは北緯34～37度、東経137.5～141.5度、深さ140 kmまでをモデル範囲とした。(Figure 6.13)

II. プレーートの厚さの仮定

プレートに"板"としての形態を与えるためには厚さを決める必要がある。しかし、プレートの厚さを決める下面の深さについては資料が少ないので、通常は一定の厚さを仮定する。

ここでは太平洋プレートの厚さ60 km、フィリピン海プレートの厚さ30 km、大陸プレートの厚さを60 kmと仮定した。

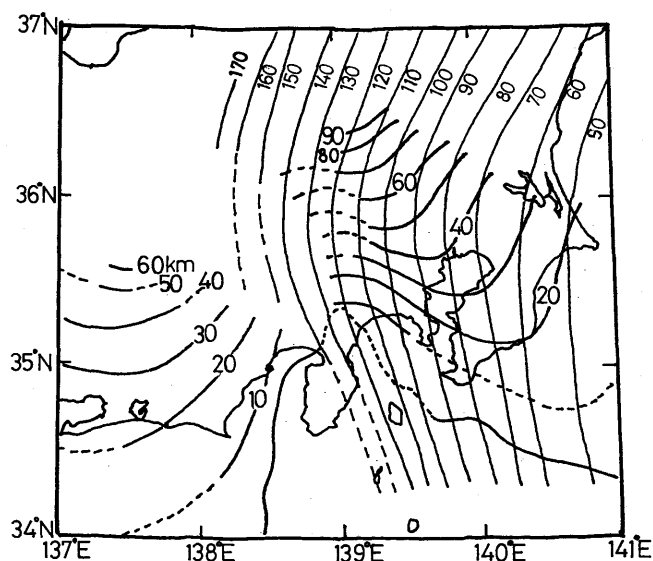


Figure 6.12 Depth contours of the upper boundaries of the PHS and PAC slabs (Ishida, 1992).

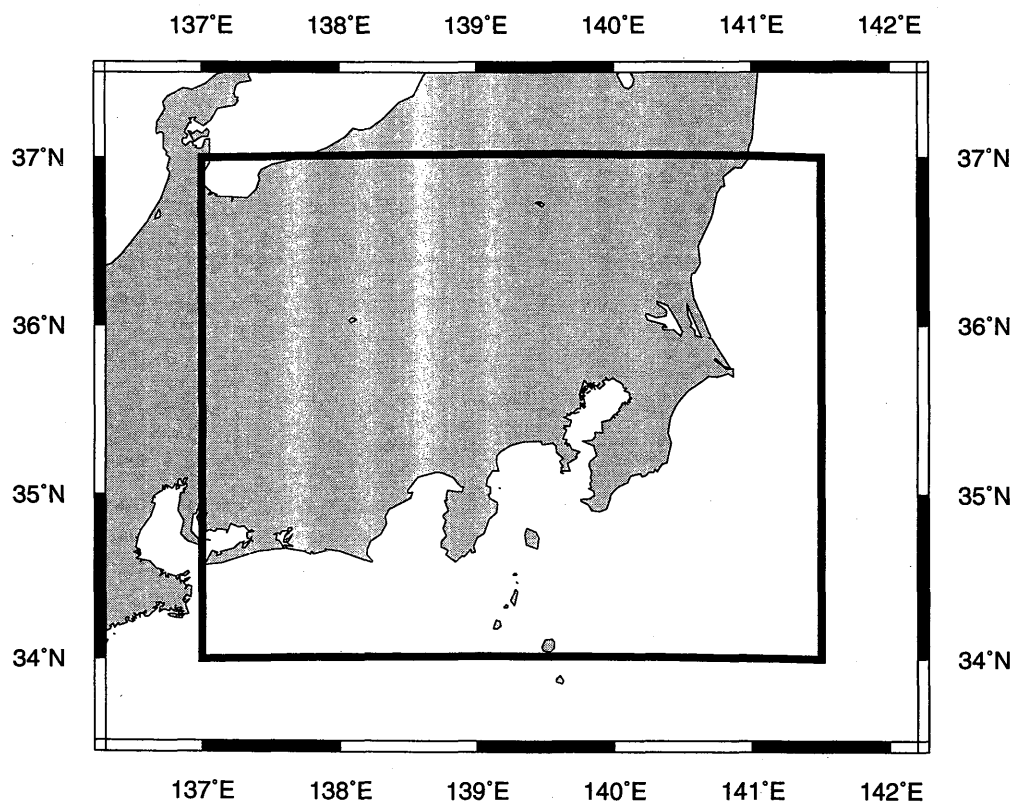


Figure 6.13 Area for FEM model in this study.

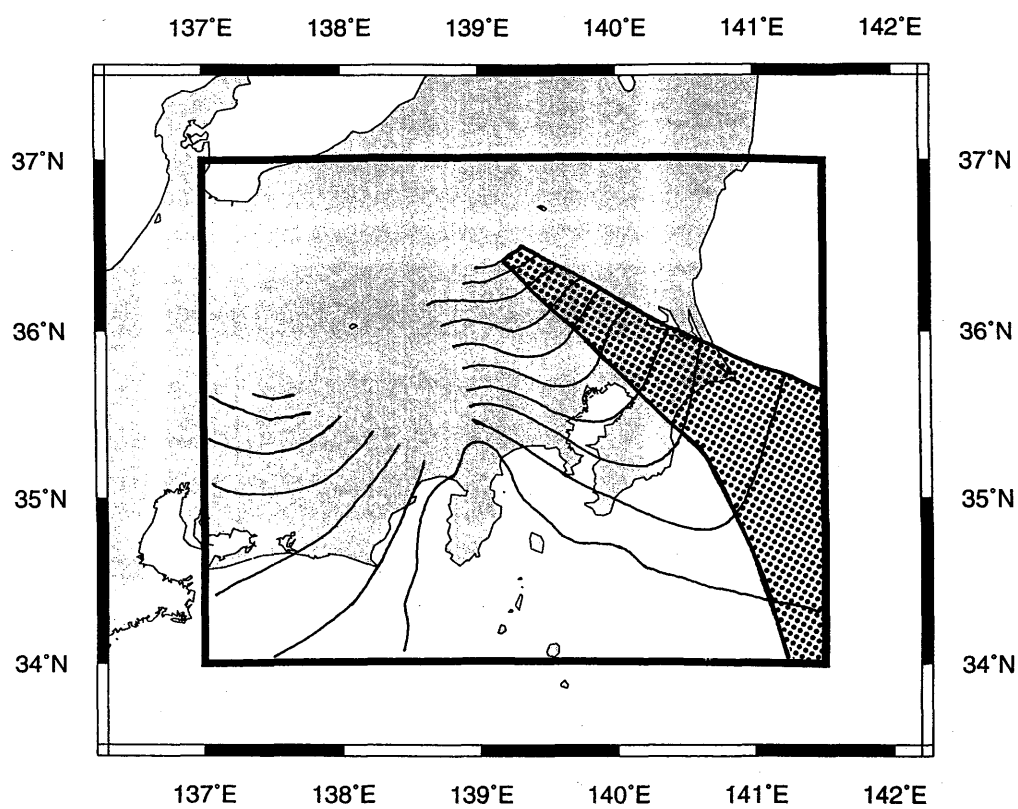


Figure 6.14 The contact area between PHS and PAC assumed in this study. Depth contours of the upper boundary of the PHS are also drawn.

Ⅲ. プレート接触部の決定

各プレート上面の形状とⅡで仮定したプレートの厚さからプレート相互の幾何学的位置関係が確定する。そして、形状モデル作成上で重要なプレート相互の接触部分が決定される。有限要素メッシュ作成の際には、この接触部分の形がそのまま有限要素メッシュで表現されなければならないため、形状モデル作成時には、この接触部分の形状を十分に考慮しなければならない。Figure 6.14には太平洋プレート上面とフィリピン海プレート下面の接触部分を例として示した。

Ⅳ. 二次元メッシュ分割(形状モデルの参照点決定)

モデル領域を二次元的に大きなメッシュ(三角形もしくは四角形)に分割する。このメッシュは基本的には形状モデルの構成要素(三角柱や四角柱)を地表面に投影した形になっている。このメッシュの頂点は形状モデル作成時に参照する点(以下参照点と呼ぶ)となる。参照点の決定は、最終的な有限要素モデルへのメッシュ分割作業に大きな影響を与える重要な作業である。

二次元メッシュ, 参照点決定の作業は以下の規則に従って行う必要がある。

- ① プレート上面の適当な間隔の等深線上に参照点が並ぶようにする。
- ② プレート接触部(Ⅲ)は二次元メッシュに反映する。つまり、接触部を地表面に投影したものは、一つまたは複数の二次元メッシュで表現される。
- ③ プレート接触部の縁辺部分は必ず四角形のメッシュが並ぶように配置する。
- ④ その他の特別な構造(特定の地震の震源断層, プレートの成層構造など)を考慮したい場合には、それらの構造が水平メッシュに反映されるように①～③に準じた扱いをする。

以上のような規則に沿って二次元メッシュ分割した例がFigure 6.15である。図から上下にプレートが重なる領域では、①の規則によって2組の等深線で構成される四角形によってメッシュが作られている。また、③の規則にしたがって配置されたメッシュが灰色で示されている。

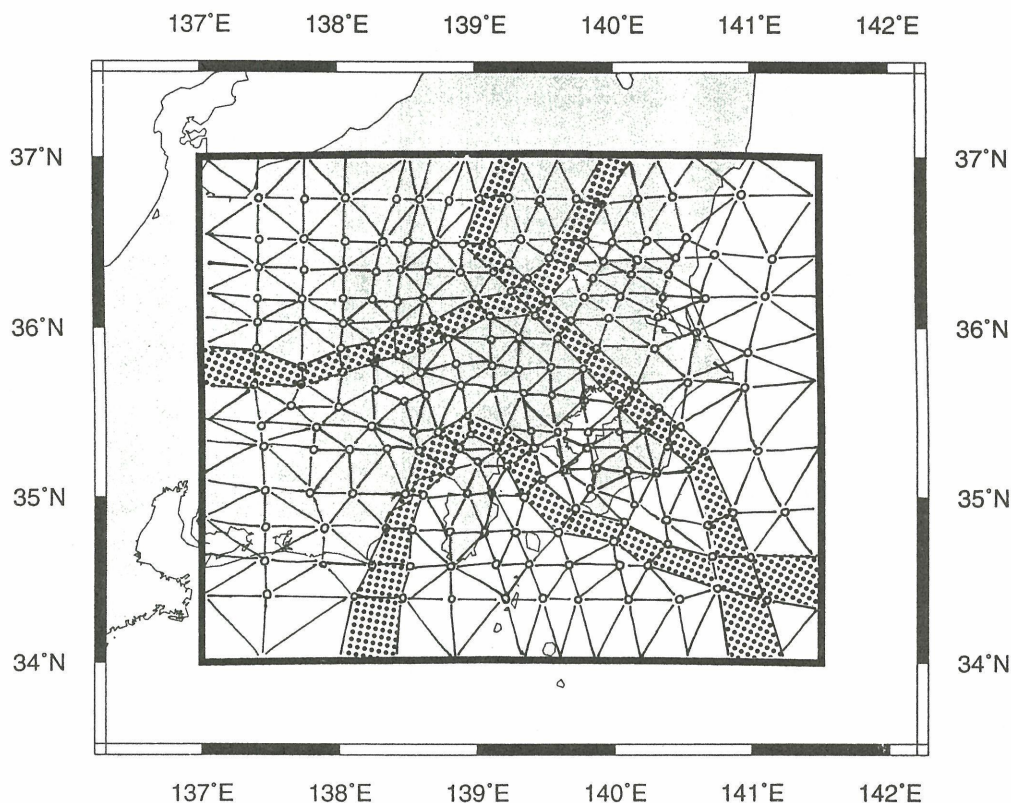


Figure 6.15 2D division of geometry data. The dotted area should be filled with a Wedge element.

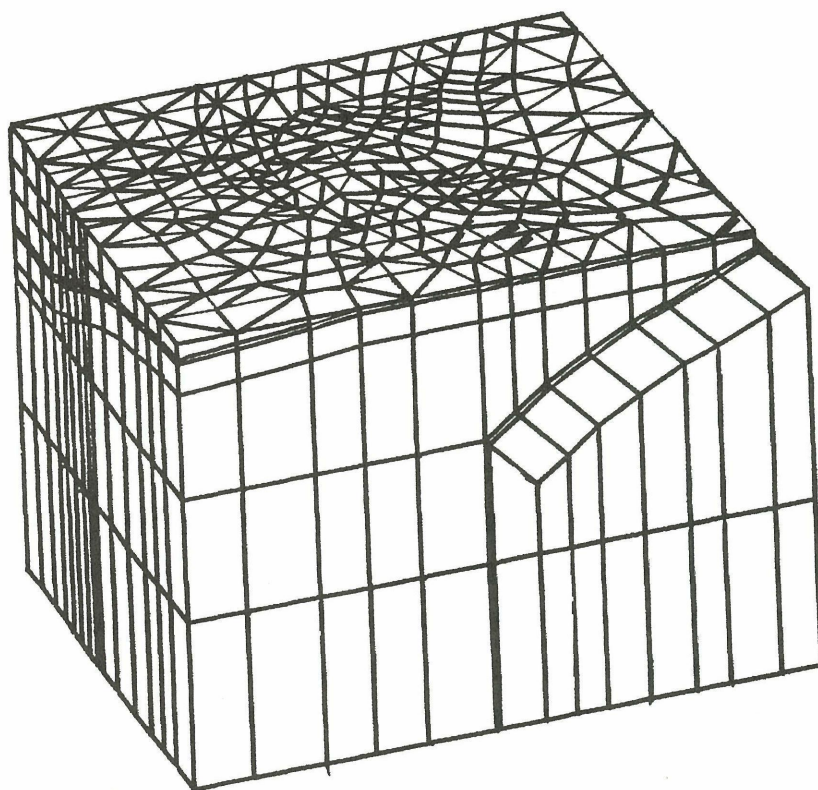


Figure 6.16 Geometry data for FEM.

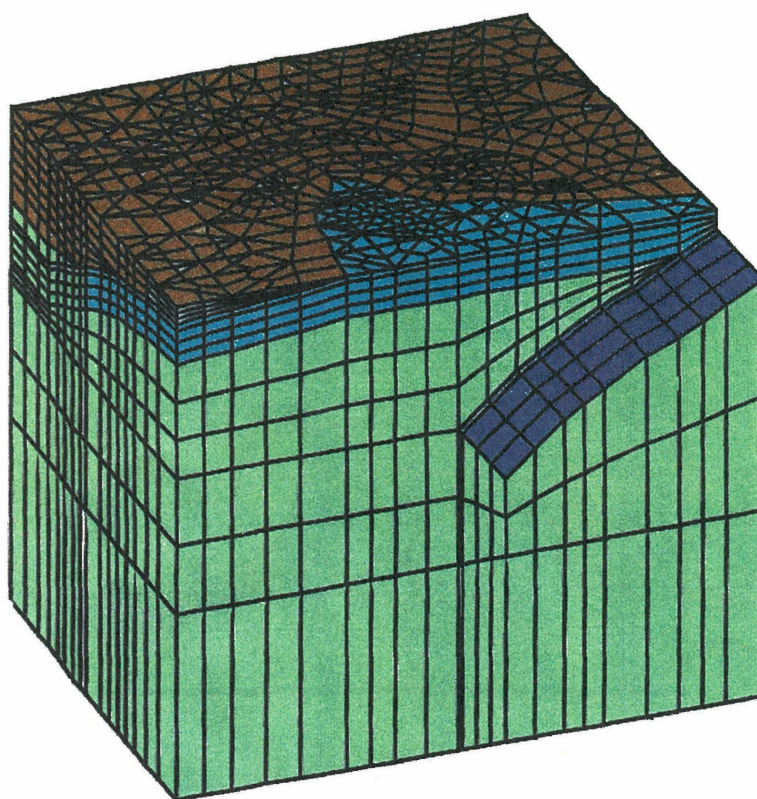


Figure 6.17 FEM model of Kanto area. The Continental plate, the Philippine sea plate, the Pacific plate, and the athenosphere are in different colors.

V. 参照点の番号付け

IVで決めた参照点には、適当な規則で通し番号をつける。後に作成する形状モデルの構成要素の頂点には、この参照点の番号と同じ規則で番号を付加する。形状モデル作成作業およびその後の有限要素メッシュ分割の際に、この参照点番号を元にした形状データの厳密な管理が重要となる。

VI. 形状モデルの幾何学的形状の決定

IVで決めた参照点をもとに形状モデルの幾何学的形状を決定する。通常は参照点のそれぞれのプレートの上、下への投影点が、プレート形状モデルの構成要素の頂点になるので、プレートモデルを参考にして、この頂点の座標を決めて行く。この頂点によって形状モデルの幾何学的形状が決まる。(Figure 6.16)

VII. 形状モデルの作成

VIで決めた各形状モデルの構成要素の頂点の座標を電子計算機に入力する。そして、この電子計算機上の点をそれぞれつないで曲線、曲面、立体の順に形状モデルを構築して、最終的に形状モデルが完成する。なお、この作業は有限要素モデル作成ソフト (MSC/PATRAN) を使用して行う。

c) 有限要素メッシュ分割

b)で作成された形状モデルを元に有限要素モデル作成ソフト (MSC/PATRAN) のメッシュ自動分割機能を使って有限要素モデルを作成する。

メッシュ分割の際には、以下の点に留意する必要がある。

- ① 重要でない領域はできるだけ大きなメッシュ分割を行う。
- ② モデル領域の中心から外に向かって何段階かに分けてメッシュ分割を行う。
- ③ b)のIVで考慮したプレート接触部の縁辺部は必ず三角柱要素で構成されるようにする。
- ④ 構造が複雑な場所は、全体に先だってメッシュ分割をしておく。

①は計算効率のための配慮であり、②③④は幾何学的な問題によって有限要素メッシュ作成作業が失敗するのを防ぐために必要な配慮である。

以上のような作業を経て、Figure 6.17のような三次元の有限要素モデルを作成することができる。

(中村浩二)

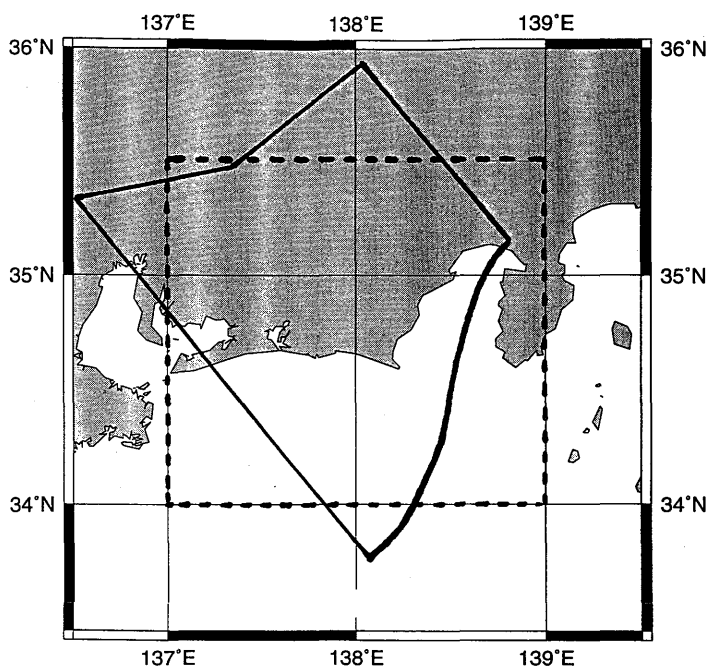


Figure 6.18 The modeled area is surrounded by a solid line. The area surrounded by broken lines corresponds to the areas shown in Figures 6.19 to 6.22.

(4) 東海地域におけるスラブ周辺の応力場

a) はじめに

(3)節で述べたように、南関東地域は太平洋、フィリピン海、および大陸プレートの3枚のプレートがせめぎ合う複雑な構造下にあり、形状のモデル化のみならず、プレートの沈み込みや相対運動をモデル化するために必要な境界条件や荷重、力源等の与え方を調べる過程もまた複雑である。

そのため前段階として、まず、より単純な2枚のプレート間の相互作用について、与える境界条件や荷重、力源等の変化に対応して計算結果がどのように変化するかを調べておくことは、3枚のプレートについて同様のことを調べるために有用であると考えられる。

そこで、2枚のプレートの例として、駿河湾から遠州灘にかけての地域で沈み込むフィリピン海スラブと陸側プレートとの間に相互作用が生じている東海地域について有限要素モデル化を行い、弾性定数や境界条件の与え方によってプレート内に発生する応力分布がどのように変化し、それらが地震活動の観測結果をどの程度説明できるのかについて調べることにした。

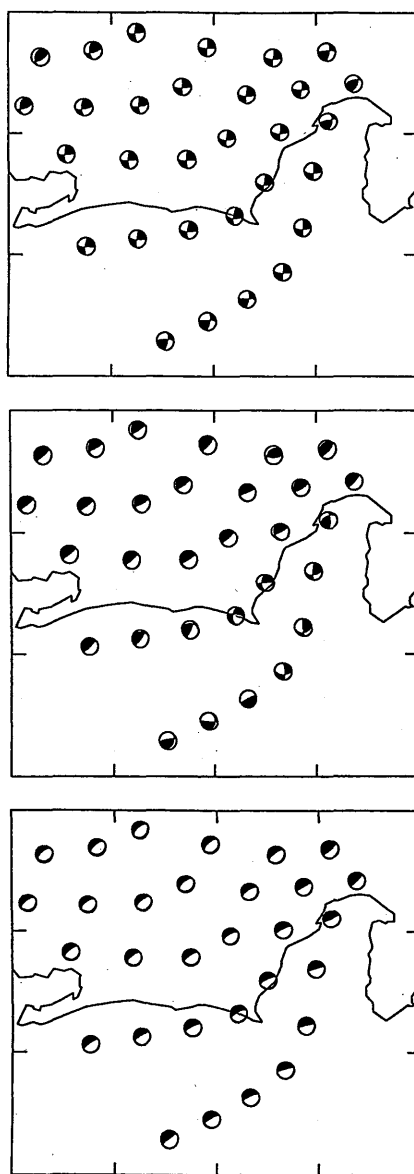


Figure 6.19 Stress distributions on the upper surface of the slab derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to Top; the southeast side, Middle; the bottom, and Bottom; the northwest side of the PHS slab.

b) 有限要素モデルの作成

本研究においてモデル化の対象としては、静岡県中部地方を中心とする東海地域のN40°W方向に200 km, N50°E方向に150 km, 深さ方向に100 kmの領域である。その領域をFigure 6.18に示す。モデルの南東側は駿河、および南海トラフ軸とした。また、北西側が一直線状ではなく、一部分が北西方向に張り出した形状をしているのは、要素分割した際に個々の要素のアスペクト比が悪くなることを防ぐためである。

陸側プレートとフィリピン海スラブの2枚のプレートの厚さはそれぞれ30 kmと16 kmで一定とした。フィリピン海プレートの上面深度は地震の震源分布から推定されたIshida (1992) による等深線を元に定め、モデル化領域内で深度が推定されていない深部のスラブ先端付近については傾向を延長することで仮に定めた。

有限要素に分割する際にはいろいろな条件を適用して繰り返し計算することを考え、計算時間が長くなりすぎないように分割をすることにし、要素数を4950個とした。

c) モデルに与える境界条件と物性条件

スラブを沈み込みを表す境界条件として、以下の3種類の位置にそれぞれスラブ接線方向に10 cmの変位を与えた場合について計算を行った。

- ・スラブの南東面(沈み込み口) [押し]
- ・スラブの底面 [引きずり]
- ・スラブの北西面(先端) [引き込み]

これ以外に、すべてのモデルに共通する境界条件は、

- ・モデル底面の鉛直方向の固定
- ・上盤プレート北西面(内陸側)の面直交方向の固定

である。

物性については、大きくプレートとマン틀の2つに区分し、それぞれの中での不均質は考えなかった。ポアソン比はいずれも0.25とし、ヤング率はプレート(スラブ)が 1.0×10^{10} Pa, マン틀がその10~90%の範囲である場合について計算を行ったが、以下ではマン틀のヤング率を 0.1×10^{10} Paとした場合の結果について示す。

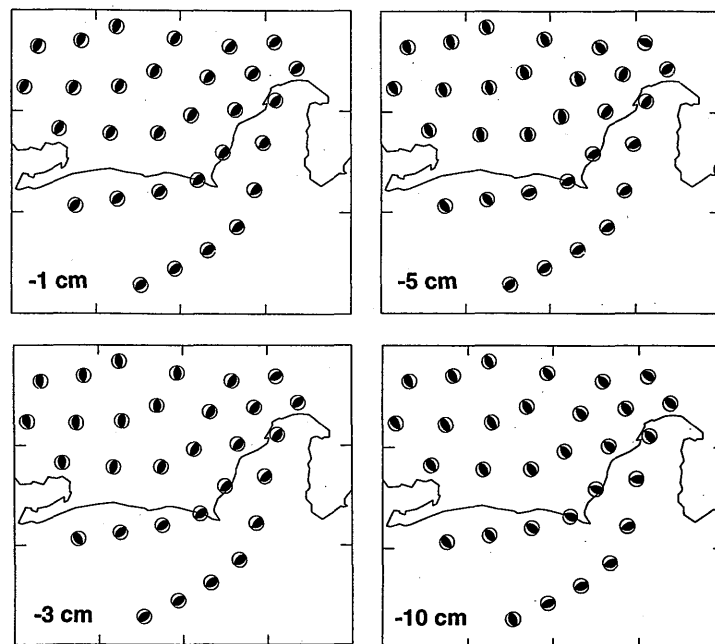


Figure 6.20 Stress distributions derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to the southeast side of the PHS slab. The number in each figure indicates the forced displacement applied to the northeast and southwest sides of the PHS slab.

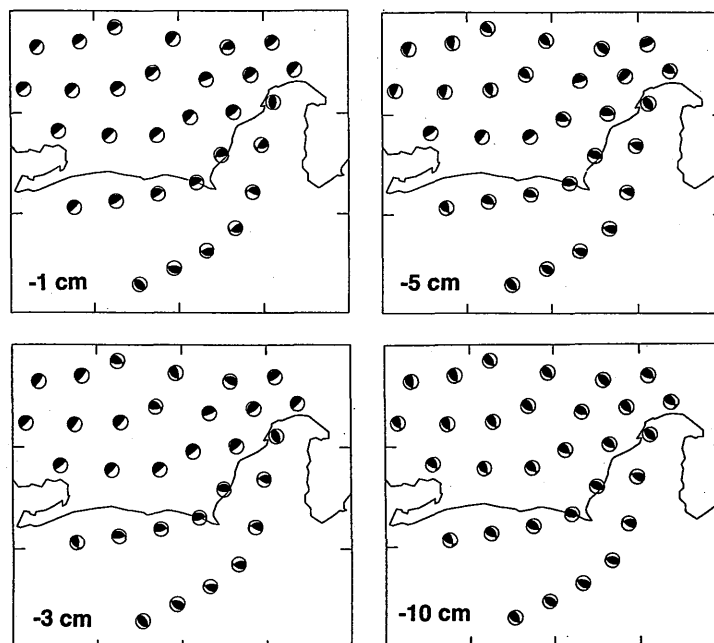


Figure 6.21 Stress distributions derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to the bottom of the PHS slab. The number in each figure indicates the forced displacement applied to the northeast and southwest sides of the PHS slab.

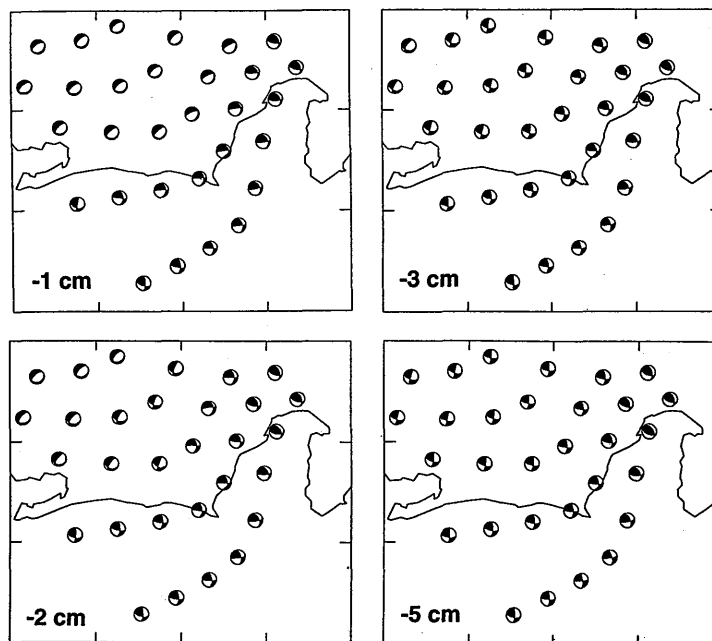


Figure 6.22 Stress distributions derived by means of the FEM for a forced displacement of 10 cm applied to the northwest side of the PHS slab. The number in each figure indicates the forced displacement applied to the northeast and southwest sides of the PHS slab.

d) スラブ内に生じる応力分布

計算結果の一例として、スラブ上面に対応するスラブ最上部要素における応力分布を、スラブ押し、引きずり、引き込みの場合についてそれぞれFigure 6.19(a)~(c)に示す。応力の表現としては主応力軸（3次元の場合は3軸）で示すことが一般的であるが、ここでは応力の絶対量については議論せず、主応力軸の方向と主応力間の相対的な大小関係だけに着目することとし、震源球の形式を模して示すことにした。すなわち、最大主圧縮軸をP軸、最小主圧縮軸をT軸とみなして表記する。

応力分布を見ると、押しの場合、北西-南東方向に最大主圧縮軸、北東-南西方向に最小主圧縮軸をもつ横ずれ型が卓越する。引き込みの場合、北東-南西方向に中間軸をもつ正断層型に近い。いずれの場合も全体的に一樣なメカニズム分布を示す。一方、引きずりの場合は深部で北西-南東方向の伸長による正断層型に近いメカニズムとなるが、浅部では陸側プレートとカップリングしていることにより北西-南東に最大主圧縮軸をもつ横ずれ型あるいは逆断層型のメカニズムとなり、押しの場合と引き込みの場合の中間的な分布を示す。

e) 観測される地震のメカニズムとの比較

実際にこの地域で観測される主なスラブ内地震のメカニズムは深さによって遷移し、トラフ軸に近い地域では北東-南西方向にP軸をもつ横ずれ型、静岡市付近の深さ約10~20 km付近で北東-南西方向にP軸をもつ逆断層型、そこから内陸に入った深さ20~30 km付近で正断層型、そして深さ30~40 km付近で再び横ずれ断層型となる（気象庁地震予知情報課，1997）。このように複雑なメカニズム分布は、上で示した単純な沈み込みモデルから計算された応力分布では説明できない。

スラブの側面直交方向に大きさ1~10 cmの内向き変位を、押し、引きずり、引き込みのそれぞれに加えた結果をFigure 6.20~6.22に示す。Figure 6.20に示されているように、押しの場合、内向き変位が大きくなるにつれて、北西-南東圧縮の横ずれ型から北西-南東圧縮の逆断層型、そして北東-南西圧縮の逆断層型へと遷移していくが、領域内で一樣なメカニズム分布を示すことに変わりはなく、実際に観測されるようなメカニズムの混在を再現することはできない。次に、引き込みの場合（Figure 6.22）には、小さな内向き変位（1~2 cm）を加えると正断層型と横ずれ型

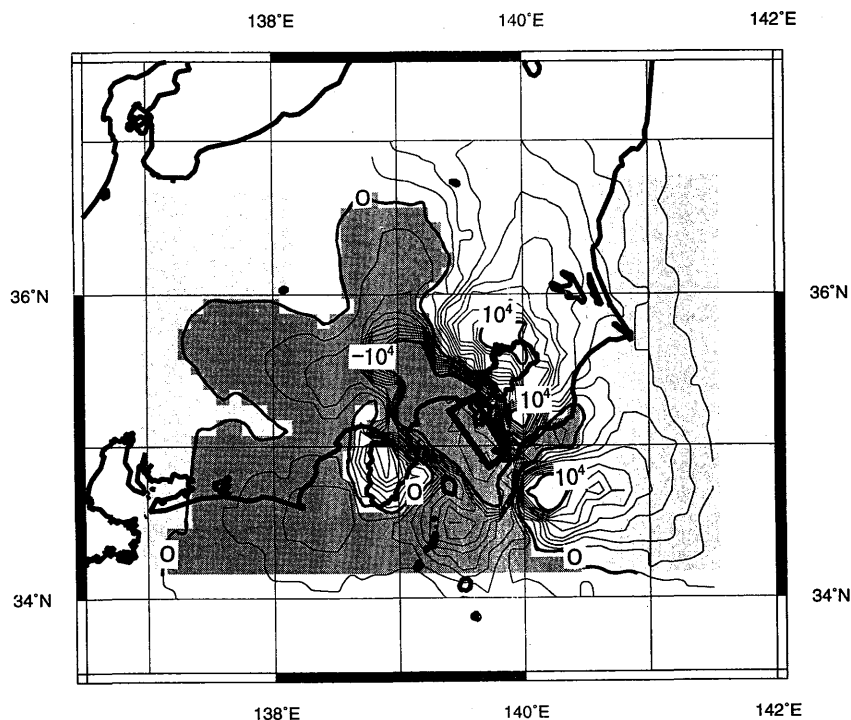


Figure 6.23 Distribution of ΔCFF (Pa) near surface by the heterogeneous model. In the shaded zone, ΔCFF is negative.

が混在して分布し、実際に観測されるものと一部の領域で似てくるが、内向き変位を大きくすると全体として一様な横ずれ型に遷移する。最後に、引きずりの場合 (Figure 6.21), 特に5 cmの内向き変位を加えたときには、静岡県中部付近のごく一部の領域で正断層型にやや近い型、それ以外の領域で逆断層型ではあるが北東-南西方向にP軸をもつ型という応力分布となり、実際のメカニズム分布にやや近い。

以上で見てきたように、3次元有限要素法を用いた解析によって、東海地域で観測される地震のメカニズムの特徴を再現することが試みられた。実際に近いスラブ形状をモデル化し、スラブの沈み込みに相当する変位を加えただけでは観測される地震のメカニズムを再現できなかったが、スラブ底面に変位を加えた上にスラブの沈み込みに直交する方向の短縮を考慮した変位を加えた場合に、観測されるメカニズムに近い応力分布を再現することができた。このことから、スラブの沈み込みに相当する境界条件として、本研究で調べた条件の中では、スラブ底面に変位を加えた場合が最適であると考えられる。

(山本剛靖)

Table 6.1 Material properties of the model. E: the Young's modulus (in Pa). ν : Poisson's ratio.

Name of region	$E (\times 10^{11})$	ν
Upper COP	0.8	0.25
Lower COP	1.2	0.25
Upper PHP	0.8	0.25
Lower PHP	1.2	0.25
Upper PCP	0.8	0.25
Lower PCP	1.2	0.25
Athenosphere	0.1	0.25

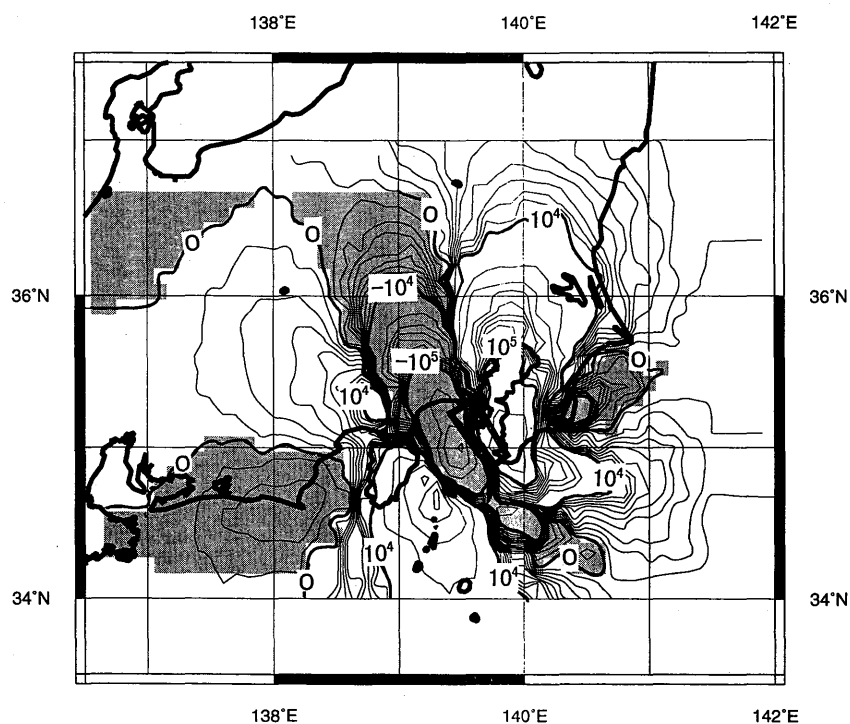


Figure 6.24 Difference of ΔCFF between the heterogeneous model and the homogeneous model.

(5) プレート間地震による地殻変動の推定

a) 破壊応力の変動量の推定 (不均質性の効果)

(3) で例として示した石田モデル (Ishida, 1992) をもとにした関東地域の三次元有限要素モデルを使って、プレート間地震による地殻変動の計算を行った。

関東地域で代表的なプレート間地震である1923年関東地震は、相模湾周辺のフィリピン海プレートと大陸プレートの間で発生した地震である。この関東地震の震源断層についてはいくつかのモデルが提唱されている (佐藤 (編), 1989) が、どのモデルも石田モデルのプレート構造と幾何学的に一致しない。ここでは石田モデルのプレート境界面上で1923年関東地震の震源域に近い場所に仮想的な震源断層 (Figure 6.23) として有限要素モデル内の不連続面として作成した。この震源断層に対して地震による断層運動 (走向N320° W, 断層面の傾き10°, すべり角103°, 相対変位1 m) に相当する強制変位を条件として与えて、弾性の静解析として有限要素解析を行い地殻変動の計算を行った。計算に使用した物性常数をTable 6.1に示す。

一次的な計算結果は、各有限要素に対するひずみ、応力の形で出てくるが、Figure 6.23には、それらの結果から破壊応力の変動量を計算した結果を示した。なお、ここではフィリピン海プレートの北西方向への運動を反映した東西走向の断層の右横ずれ型の浅い地震に対する破壊応力を示した。図の中で矩形で示された震源断層周辺は断層近傍の歪の解放そのものによる大きな変動量が示されているが、その東西南北それぞれの方向に変動量が正の領域が広がっていることが分かる。破壊応力の変動量そのものに地震発生に結びつく明確なしきい値が存在するわけではないが、これらの正の領域では特定のタイプ (東西走行の右横ずれ) の地震が発生するとすればその発生の可能性は相対的に増大すると考えられる。

Table 6.1に示した通り、Figure 6.23の計算は地下構造の不均質性を考慮している。従来、このような地殻変動の計算は計算の簡便さから均質な弾性体に対して行われることが多い。しかし、地下の複雑な構造を有限要素モデルで表現すれば、その個々の要素単位で物性を設定することが可能なため、Table 6.1のようにリソスフェアやアセノスフェアの物性を考慮に入れて計算することができる。

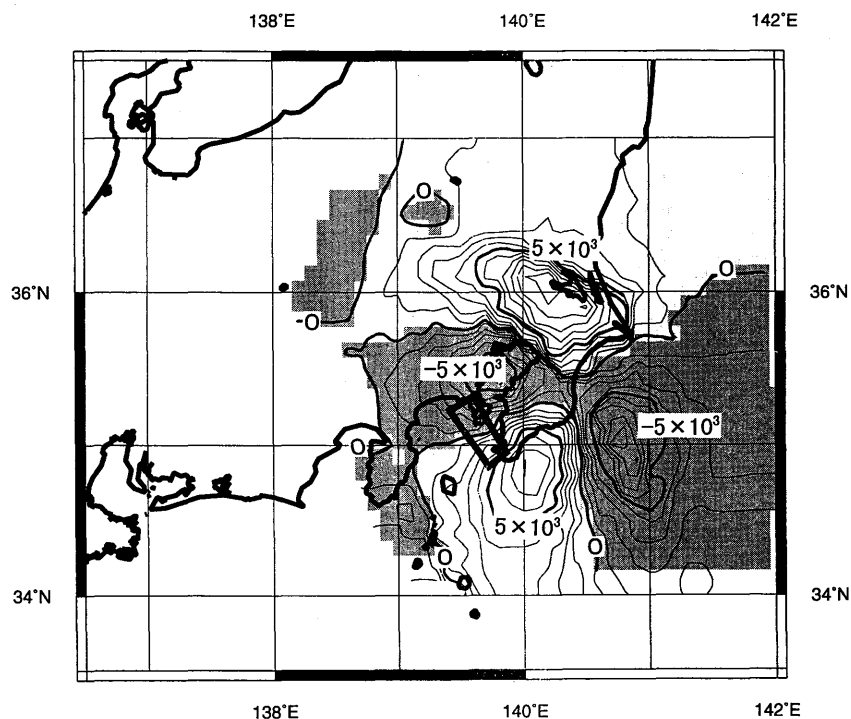


Figure 6.25 Distribution of normal stress (Pa) on the upper boundary of PAC. The shaded zone indicates increased compressional stress.

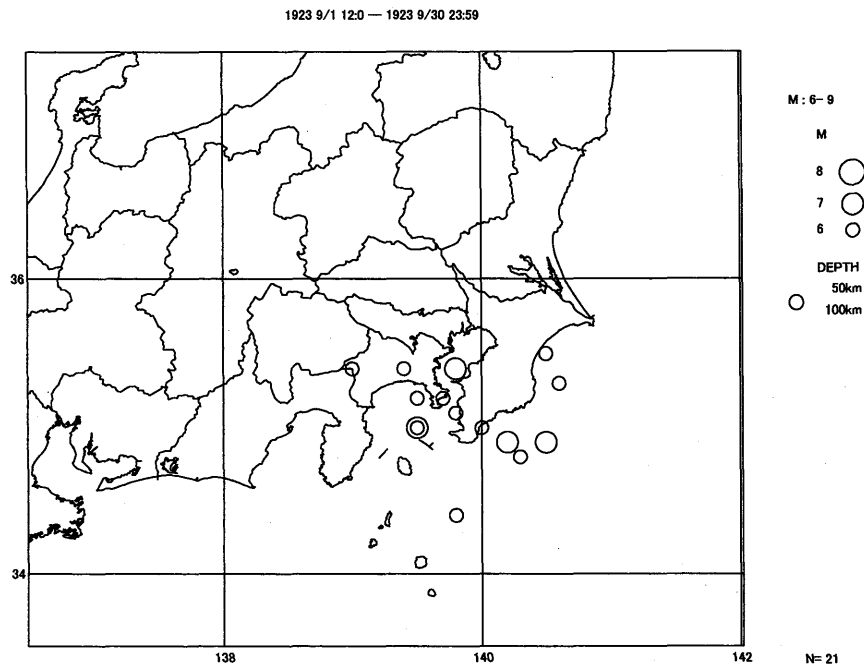


Figure 6.26 Aftershock distribution of the 1923 Kanto Earthquake (September 1 to September 30, 1923).

Figure 6.24 は、同じ有限要素モデルについて均質な弾性体 (Table 6.1 のリソスフェア上部の物性) として計算した場合の結果と Figure 6.23 の不均質な場合の破壊応力の変動量の差を示したものである。リソスフェアとアセノスフェアの物性の差を考慮することによって、均質な弾性体の場合よりも不均質な場合の方が、震源域の東側で破壊応力の変動量が大きくなり、西側ではその逆になっていることが分かる。その差も場所によっては 10^4 Pa 程度と大きくなっている場所もみられる。より精度の高い地殻変動の計算には、不均質性の考慮が不可欠であることが分かる。

b) プレート間の法線応力の計算

地震は、断層面をはさんだ岩石同士のすべり運動と言える。一般にある面を境にして接している物体同士は、境界面を境に互いに押し合う力が強くなれば摩擦の効果によってすべりにくくなる。逆に押し合う力が弱くなれば摩擦の効果小さくなってすべりやすくなる。したがって、地震の場合も同様に断層面を境に互いに押し合う力 (断層面の法線方向の圧縮力) の変化が、地震発生の可能性に影響を与えることが考えられる。

Figure 6.25 は、(a) と同じ仮想的な関東地震の断層運動により生じた地殻変動の計算結果を用いて、沈み込む太平洋プレート上の法線応力の変動量を示したものである。モデルの物性は Table 6.1 に示されているものを使用した。Figure 6.25 で太平洋プレート上の法線応力の変動量が張力成分 (図の上では正の応力) となっている房総沖と千葉北部から茨城県南部の地下では、プレート間で押し合う力が弱くなったことが分かる。

地震はいろいろな力が組み合わさって起こるので、このプレート間で押し合う力のみで単純に地震活動への影響を判断することはできない。しかし、地震発生に影響する一つの要素として考えれば、房総沖や千葉北部から茨城県南部の地下の太平洋プレート上では地震が起きやすくなる材料が増えたと考えられることができる。

Figure 6.26 に気象庁の震源カタログにもとづく 1923 年の関東地震直後一月間の関東地方の地表付近よりもやや深い部分の地震活動を示す。図から分かるように房総沖でいくつか大きな地震が発生している。当時は地震の観測体制も不十分で、これらの地震の震源の正確な深さやメカニズムは不明である。また、ここで計算に使用した仮想的な断層は実際の断層と一致しているわけではない。そのため、これらの地震が Figure 6.21 に示したような関東地震の断層運動の影響によって太平洋プレートとフィリピン海プレート間で発生した地震であるかどうかは不明である。しかし、

関東地震の余震の数少ない地震記録の研究から房総沖の地震の震源が深いところにある可能性も示唆されており(武村, 1994), これらの震源分布と太平洋プレート上の法線応力の変動量の分布の関係は非常に興味深い。

(6) まとめ

本研究では, 3枚プレートが会合する複雑な地下構造を持つ関東地方の有限要素モデルの作成手法について研究し, ある一定の技術的目処をつけた。また, この有限要素モデルを使ってプレート内の地震のメカニズムの推定や地震に伴う地殻変動が地震活動へ及ぼす影響の評価などについて検討した。

現在作成可能なモデルのメッシュスケールは実際の観測量と直接比較するには未だ不十分である。また, 計算方法についてもより現実に近い時間発展型の粘弾性問題として扱って行く必要がある。計算結果についての精度評価についても今後の課題である。

今後期待される計算機の能力, メッシュコントロール技術の向上等を取り入れ, さらに精密なモデルと計算手法を開発して行く必要がある。(中村浩二)

参考文献

- Ishida, M., 1986 : The configuration of the Philippine Sea and the Pacific plates as estimated from the high-resolution microearthquake hypocenters in the Kanto-Tokai district, *Rep. NRCDP*, **36**, 1-11.
- Ishida, M., 1988 : The configuration of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan, *Paper presented at 1988 DELP Tokyo International Symposium*.
- Ishida, M., 1992 : Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- Kasahara, K., 1985 : Patterns of crustal activity associated with the convergence of three plates in the Kanto-Tokai area, central Japan, *Rep. NRCDP*, **35**, 33-137.
- 気象庁地震予知情報課, 1997 : 東海地方における地震活動の変化, 地震予知連絡会会報, **58**, 320-326.
- Noguchi, S., 1985 : Configuration of the Philippine Sea plate and seismic activities beneath Ibaraki Prefecture, *Earth Mon.*, **7**, 97-104.
- 小高俊一・原田智史・中村浩二・橋本徹夫・伊藤秀美, 1996 : 関東地方下のフィリピン海プレートの3次元形状表現と弾性板としての変形の特徴, 気象研究所研究報告, **46**, 107-117.
- Sato, K., 1988 : Stress and displacement fields in the northern Japan island arc as evaluated with three-dimensional finite element method and their tectonic interpretations, *Tohoku Geophys. Jour.*, **31**, No.3,4.
- 佐藤良輔(編), 1989 : 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 390.
- 武村雅之, 1994 : 1923年関東地震の本震直後の余震活動, 地震2, **46**, 439-455.
- Yamazaki, F., T. Ooida and H. Aoki, 1989 : Subduction of the Philippine Sea plate beneath the Tokai area, central Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, **36**, 15-26.

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. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図－400m（又は500m）深と1,000m深－（1934－1943年及び1954－1980年）（海洋研究部，1981）
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m 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及び紫外日射の観測（高層物理研究部，1982）
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozon 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 Meteorological 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压観測（地震火山研究部・海洋研究部，1984）
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (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 火山活動監視手法に関する研究（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 Changes of the Three - Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon 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－（海洋気象研究部，1985）
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI - II - A Compilation of Results - . (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 Satellite Research Division, Forecast 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年間分の積分（予報研究部，1986）
Mean Statistics of the Tropospheric MRI · GCM - I based on 12 - year Integration. (Forecast 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基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 Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology 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 Division, 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）
Database 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 - Radiation 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. Yamazaki, 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)
- 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, 1994)
Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第33号 各種気象観測機器による比較観測 (気象衛星・観測システム研究部, 1994)
Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第34号 硫黄酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用 (応用気象研究部, 1995)
The Long - Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第35号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究 (気象衛星・観測システム研究部, 1995)
Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第36号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究 (地球化学研究部, 1996)
Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第37号 大気と海洋の地球化学的研究 (1995年及び1996年) (地球化学研究部, 1998)
Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
- 第38号 鉛直2次元非線形問題 (金久博忠, 1999)
Vertically 2-dimensional Nonlinear Problem, (H. Kanehisa, 1999)
- 第39号 客観的予報技術の研究 (予報研究部, 2000)
Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department)

気 象 研 究 所

1946 (昭和21) 年 設 立

所 長 : 中 山 嵩

予 報 研 究 部	部 長 : 理 博	吉 住 禎 夫
気 候 研 究 部	部 長 :	近 藤 洋 輝
台 風 研 究 部	部 長 :	八 木 正 允
物 理 気 象 研 究 部	部 長 :	田 中 豊 顯
環境・応用気象研究部	部 長 : 理 博	花 房 龍 男
気象衛星・観測		
システム研究部	部 長 : 理 博	高 島 勉
地 震 火 山 研 究 部	部 長 : 理 博	吉 田 明 夫
海 洋 研 究 部	部 長 : 理 博	宇 治 豪
地 球 化 学 研 究 部	部 長 : 理 博	伏 見 克 彦

気 象 研 究 所 技 術 報 告

編集委員長 : 近 藤 洋 輝

編 集 委 員 :	加 藤 政 勝	井 上 豊 志 郎	北 畠 尚 子
	深 堀 正 志	清 野 直 子	高 谷 美 正
	上 垣 内 修	安 田 珠 幾	松 枝 秀 和
事 務 局 :	佐 藤 博	岡 田 孝 文	

気象研究所技術報告は、1978年(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、原則として気象研究所職員及びその共同研究者による気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学に関する技術報告、資料報告および総合報告(以下報告という)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。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告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気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気 象 研 究 所 技 術 報 告 ISSN 0386-4049

第 40 号

平成12年3月 発行

編 集 兼
発 行 者

気 象 研 究 所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

TEL. (0298) 53-8535

印 刷 所

松枝印刷株式会社

〒303-0034 茨城県水海道市天満町2438