

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年間が経過したが、ここ数年安定化し上下の歪計による観測デー

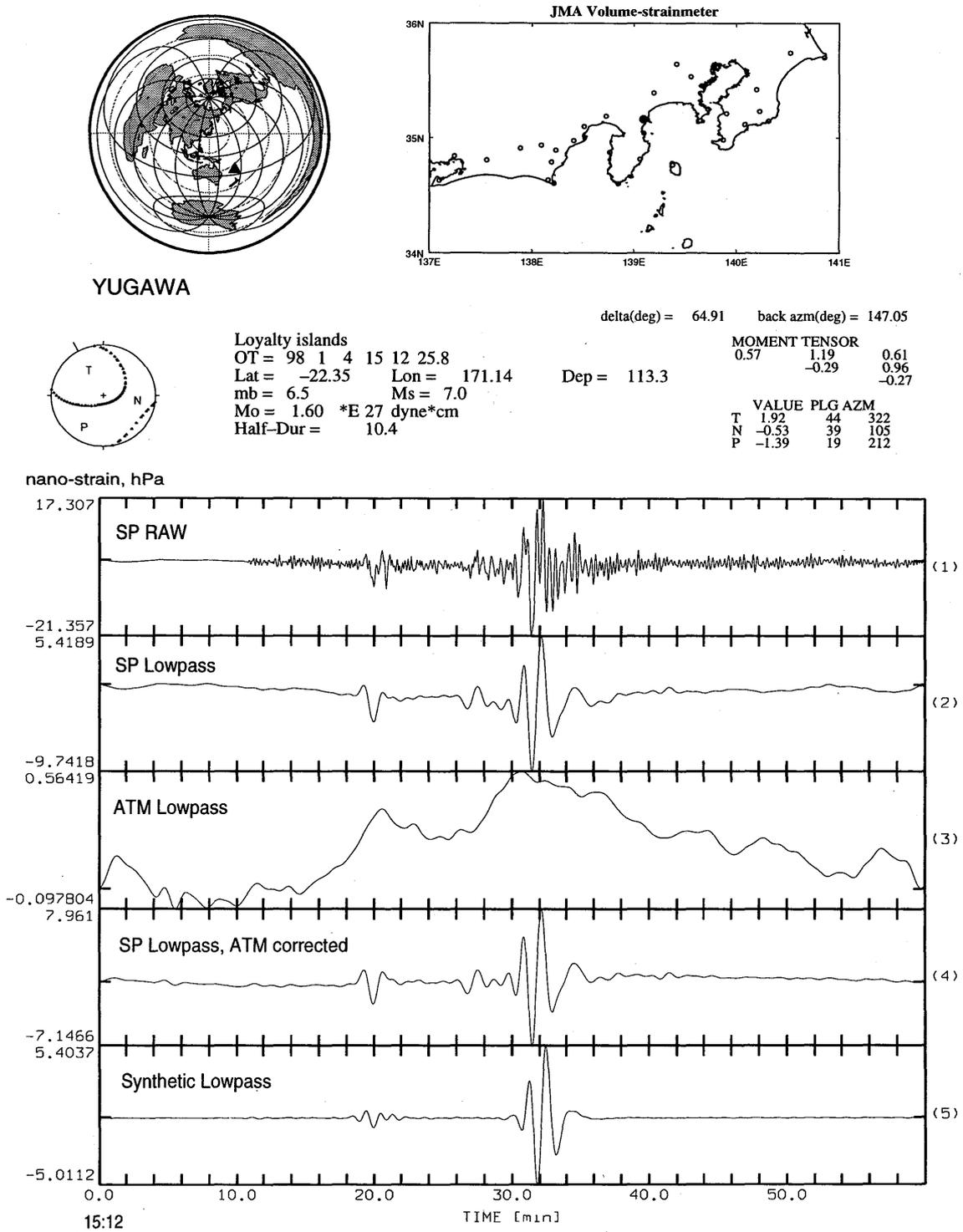


Figure 5.1 Comparison of observed and synthetic volume strain waveforms at YUGAWARA station for the Jan 4, 1998 Loyalty Islands earthquake ($M_w = 7.4$).

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、それを小口径のペローズで拡大する、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

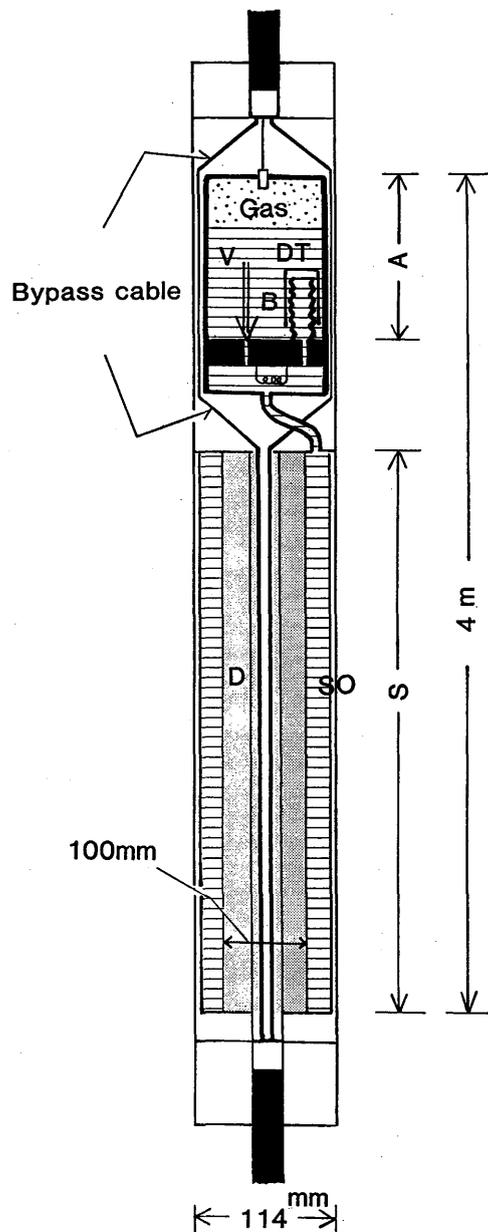


Figure 5.2 Internal structure of Double Coaxial Borehole Strainmeter (DCBS). Fundamental design is based on the Sacks-Evertson strainmeter. Upper and lower sensors are identical with each other except for cable alignment: the cables are divided into components which bypass outside Amplifier block and 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。

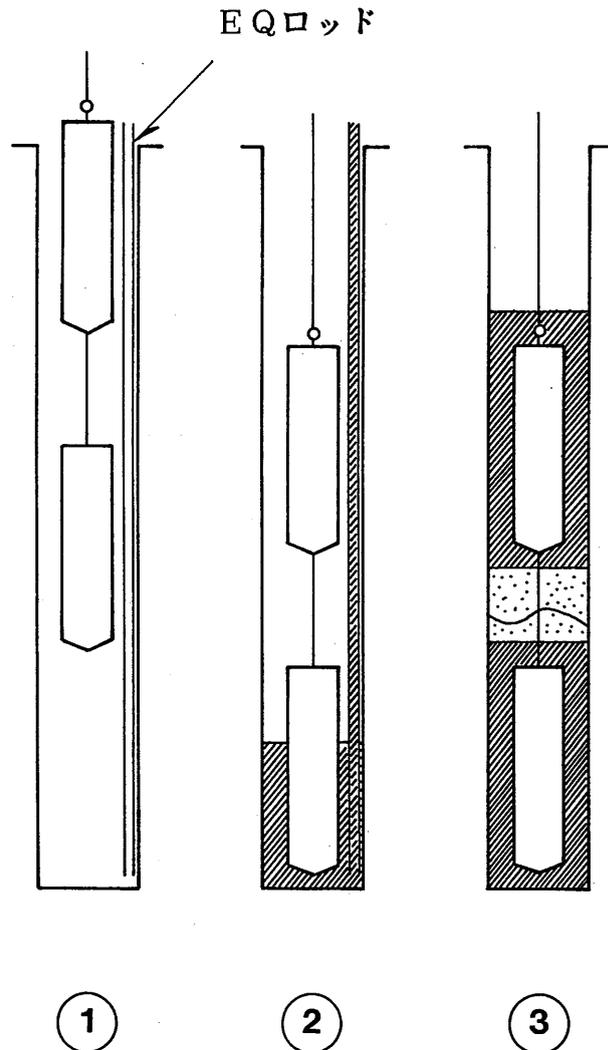


Figure 5.3 Installation of a DCBS. ① First stage: Putting the upper and lower sensors in a borehole, keeping connection of the sensor coupling. ② Second stage: Grouting the lower sensor with expansion cement. ③ Third stage: Grouting intermediate layer between the sensors with normal cement and maintaining 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

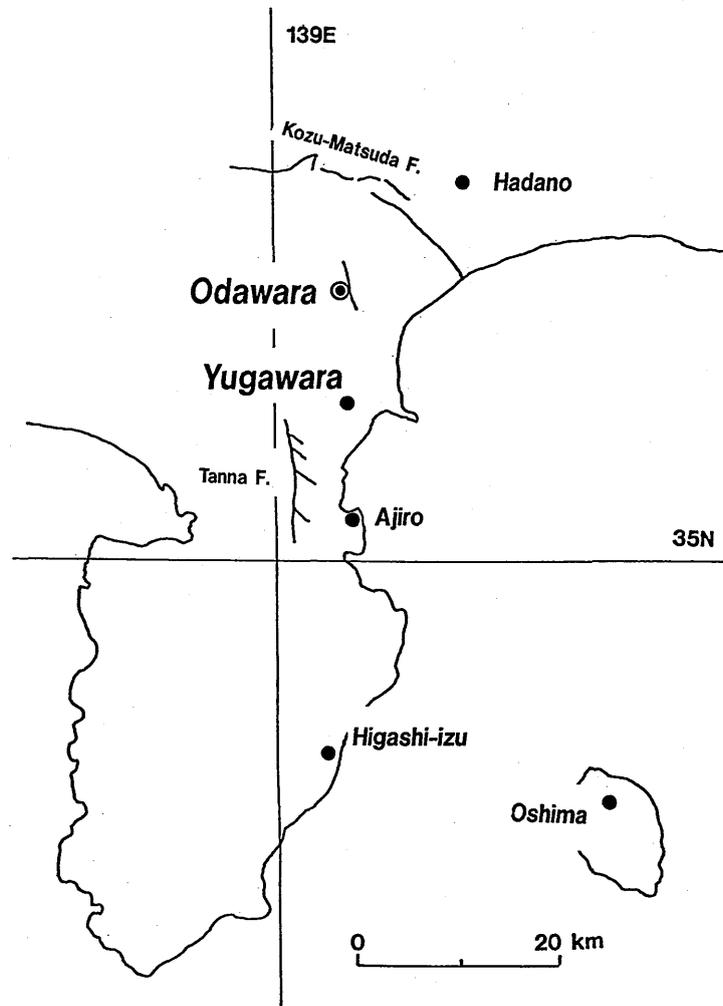


Figure 5.4 DCBS station at Odawara (double circle) and the JMA volume strainmeter stations in the adjacent area (solid circles).

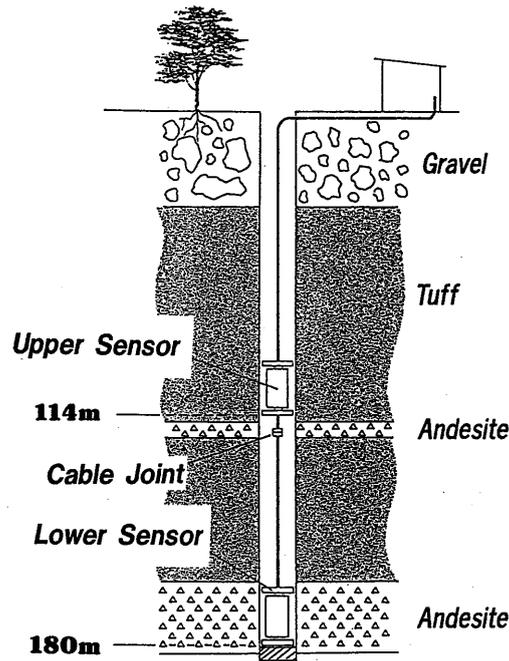


Figure 5.5 Geological structure around the DCBS borehole. Upper sensor is installed in soft Tuff layer, and lower sensor, in solid Andesite layer.

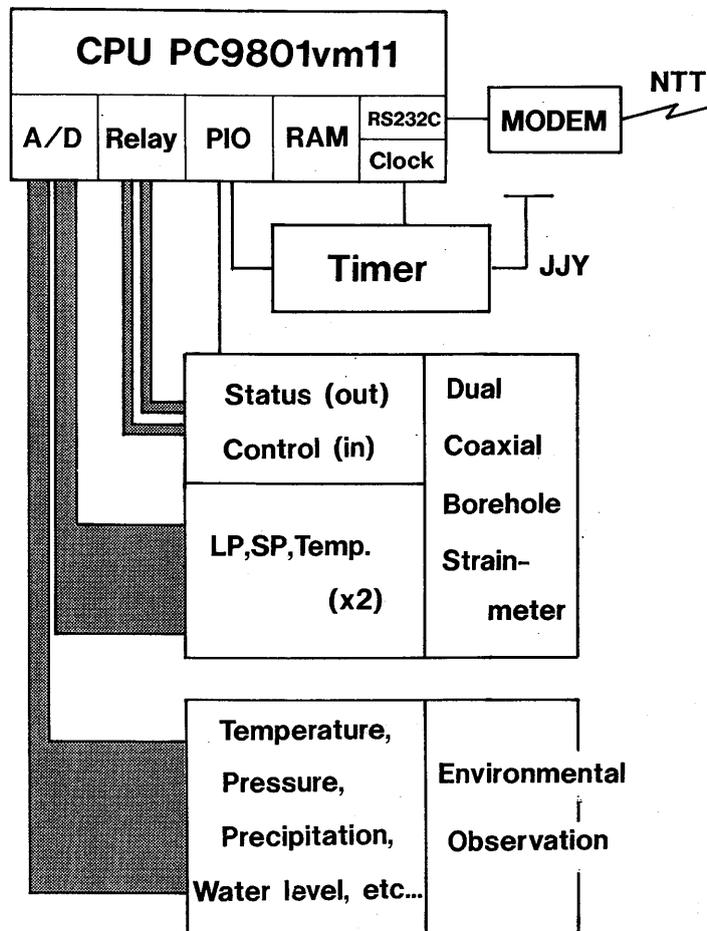


Figure 5.6 Overview of the system for data acquisition and transmission. The data of the strain and the environmental factors (rain, temperature, atmospheric pressure, etc.) are acquired by a personal computer (NEC PC-9801vm) through 16bit A/D board, and temporarily stored in the internal storage (RAM 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)が何回か見られるが、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。

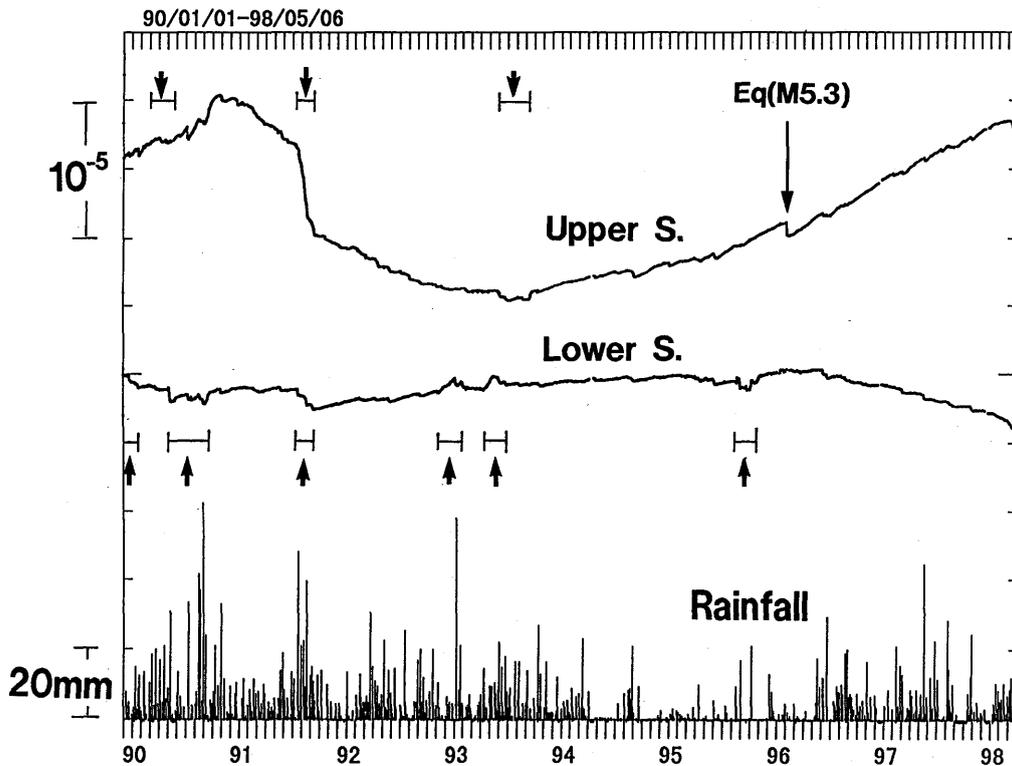


Figure 5.7 Outputs from DCBS from 1990 to 1998 (hourly value). Eq. shows the earthquake that occurred in the north (M5.3, March 1996, epicentral distance 30km). Upper arrows indicate irregular changes due to unstable coupling between the sensor and the surrounding media, and lower arrows indicate those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

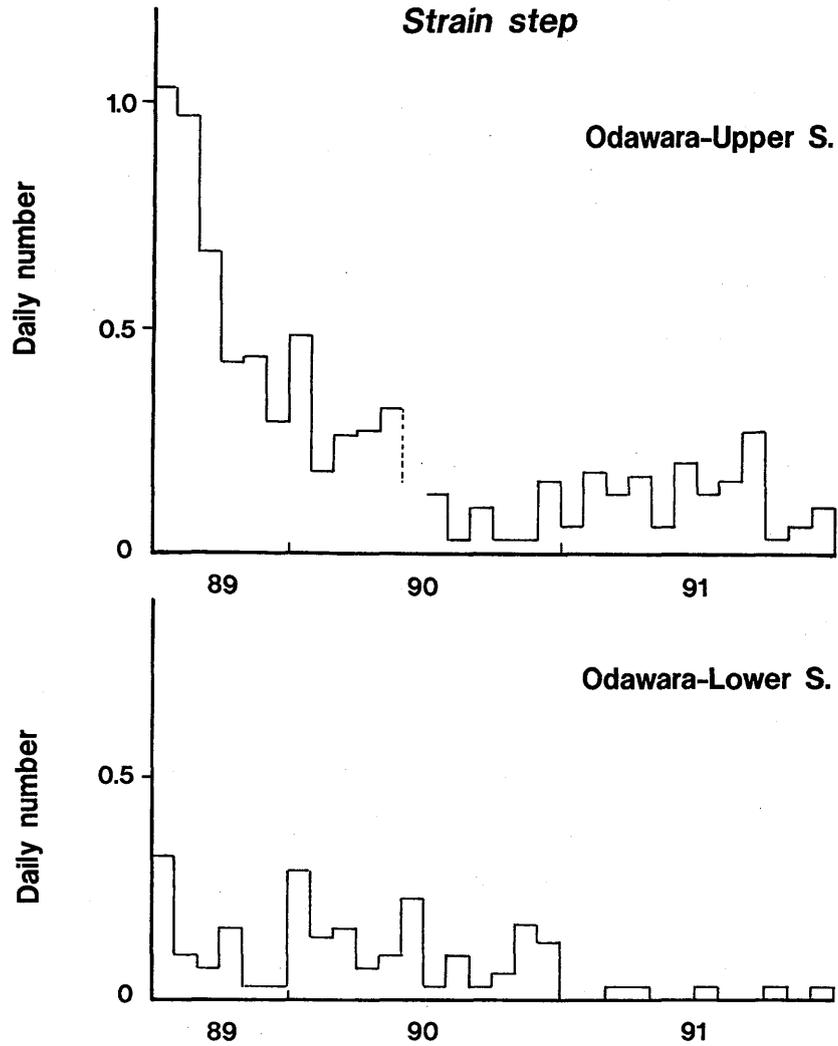


Figure 5.8 Temporal change of the frequency of strain-steps that occurred irregularly (daily number).

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、いずれについ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。

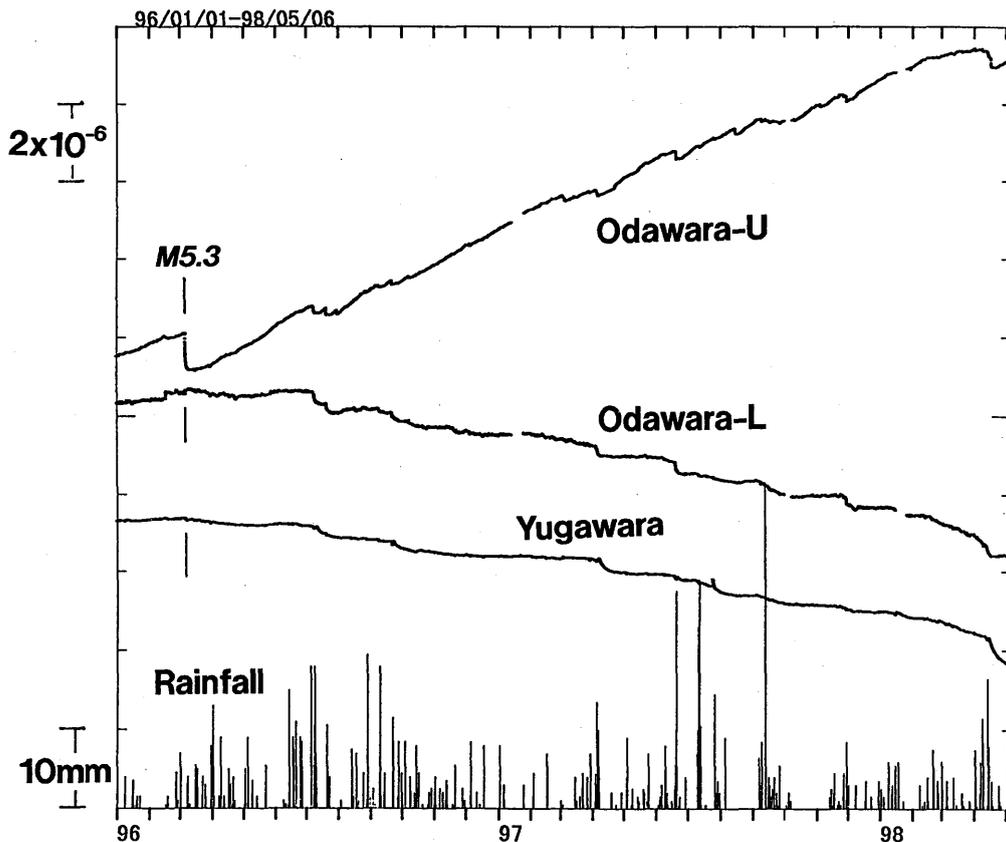


Figure 5.9 Outputs from DCBS at Odawara and from the Sacks Evertson type BS at Yugawara from January 1996 to May 1998. Upper sensor shows expansion whereas lower sensor shows relatively steady contraction that resembles the strain changes in Yugawara.

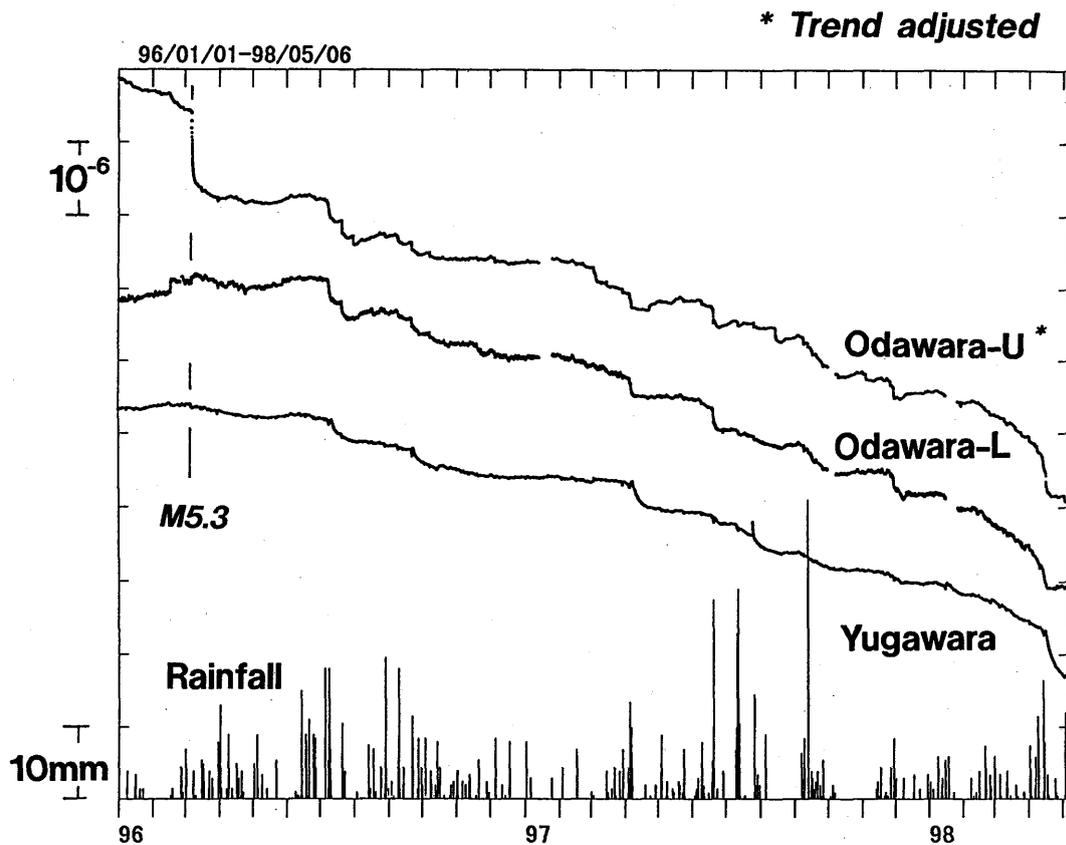


Figure 5.10 Outputs from DCBS at Odawara and Yugawara from January 1996 to May 1998. Trend of output from upper sensor is adjusted to the other strain changes. Characteristic changes for the period from a few days to a month are very similar, which can be attributed to rainfall.

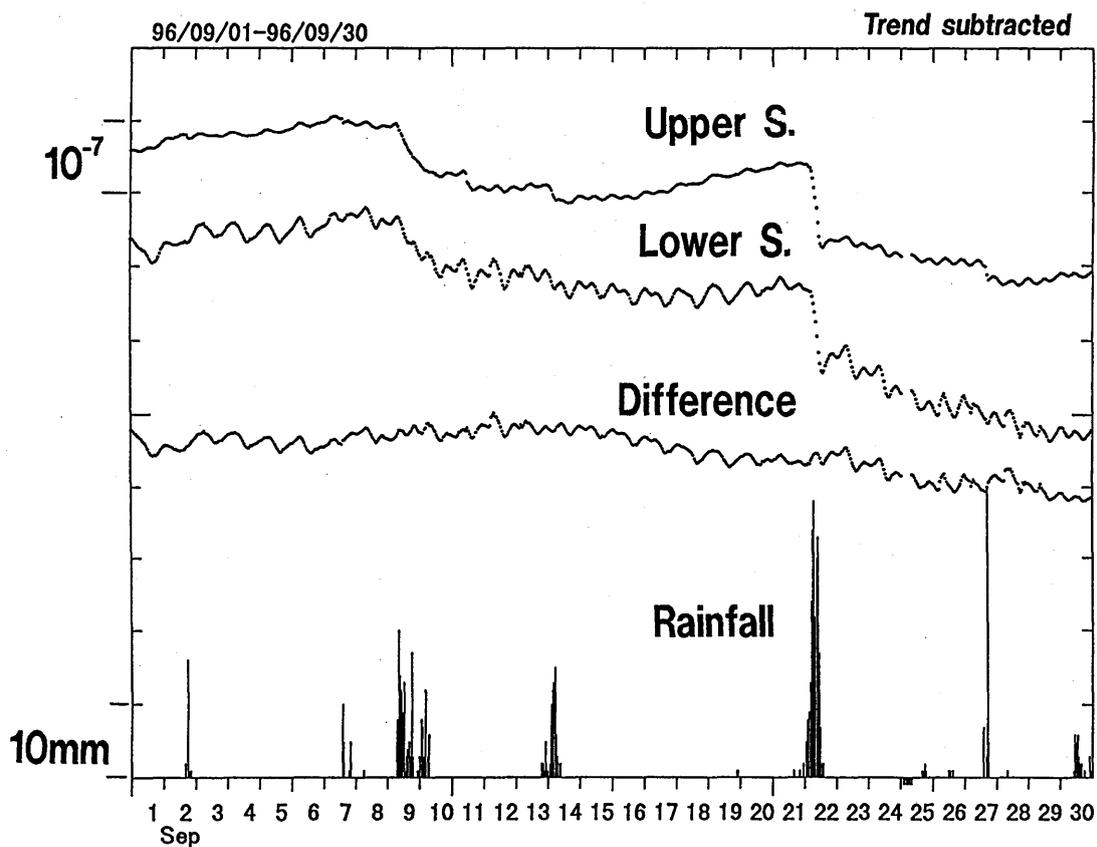


Figure 5.11 Outputs from DCBS and the differences (all trends adjusted). Changes due to rainfall can be largely reduced by taking the difference between lower and upper sensors.

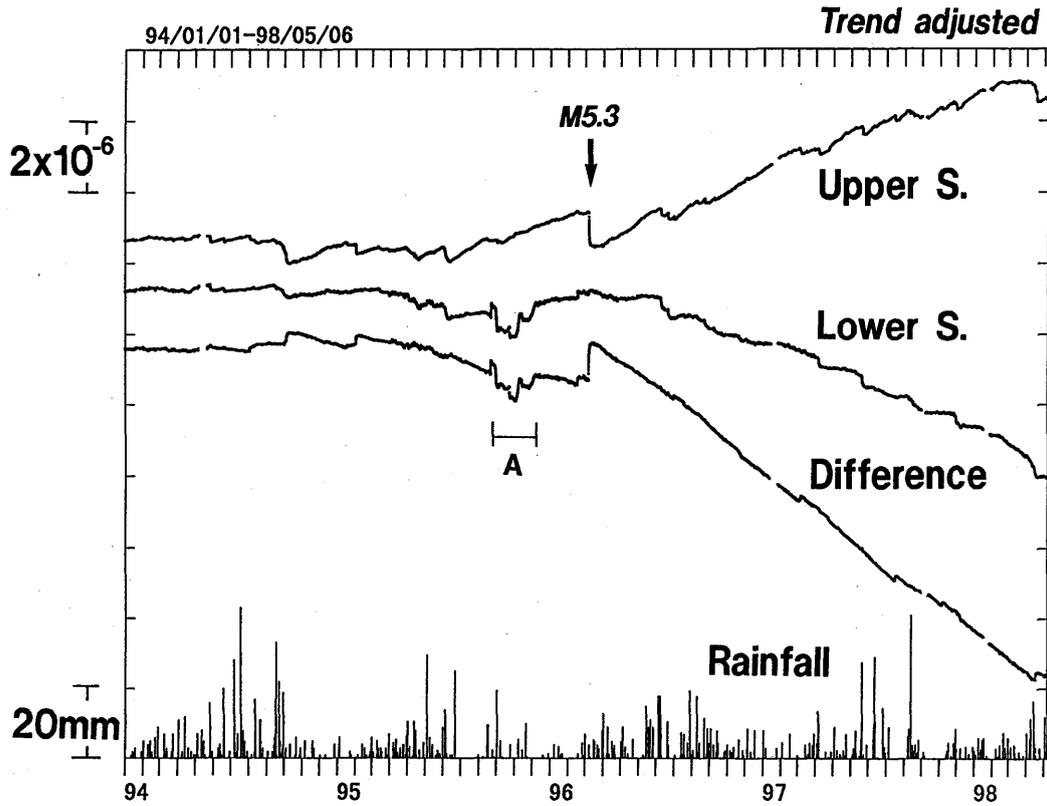


Figure 5.12 Outputs from DCBS and the differences from 1994 to 1998 (all trends adjusted). 'A' indicates irregular changes due to instruments. Trends in outputs became clear after March 1996.

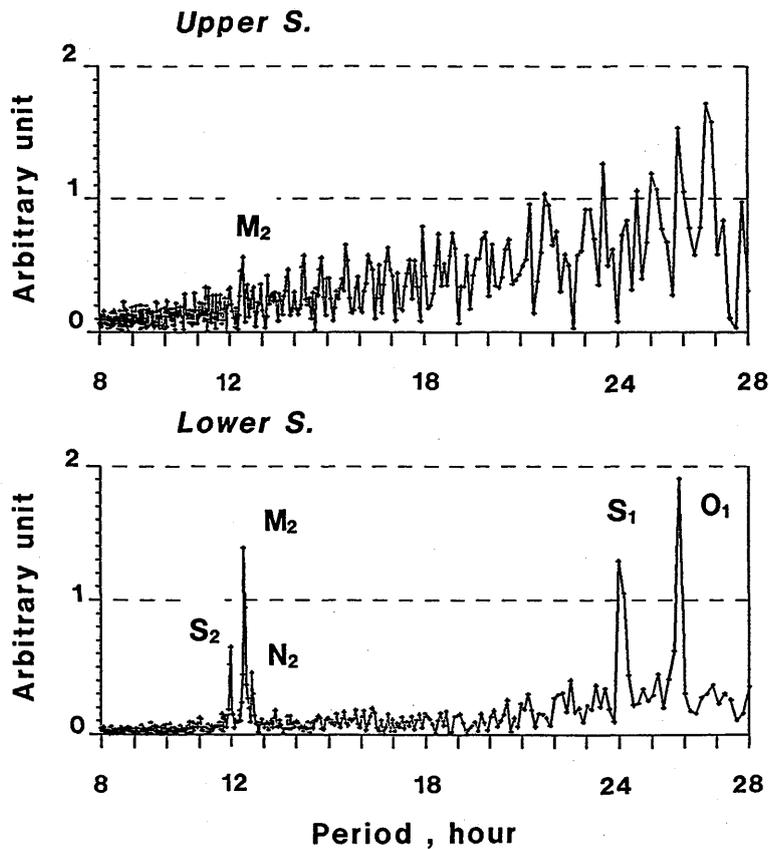
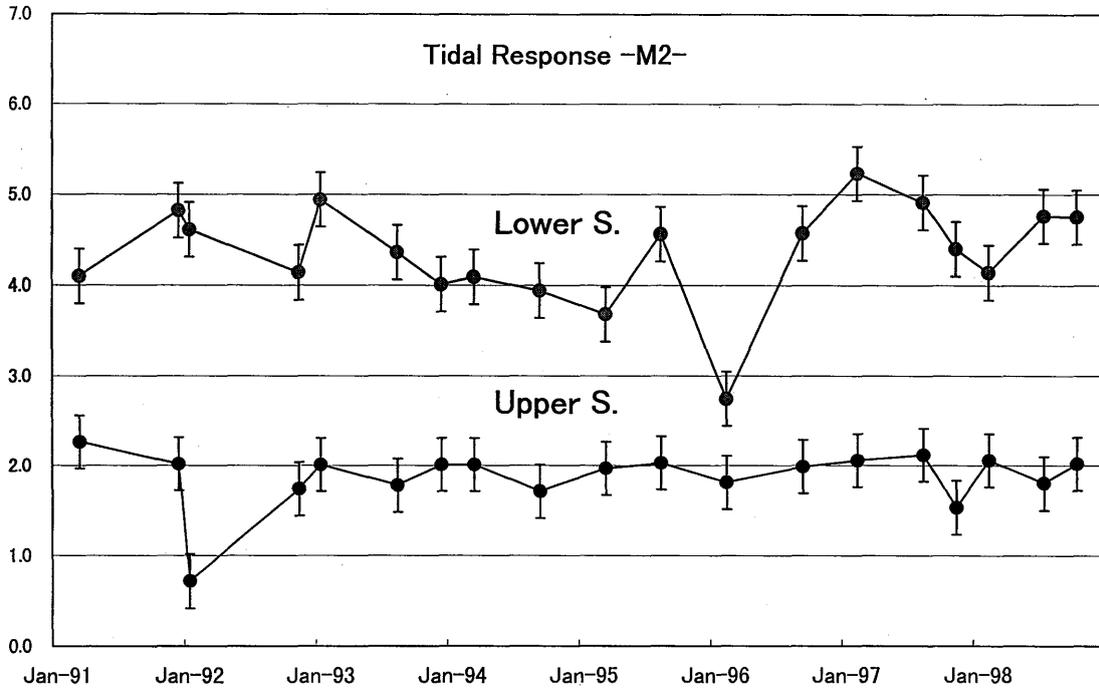


Figure 5.13 Fourier spectrum for outputs of DCBS. Quality of data from lower sensor is higher than that from upper one. M2 is a Major tide component common to both outputs.

(a)



(b)

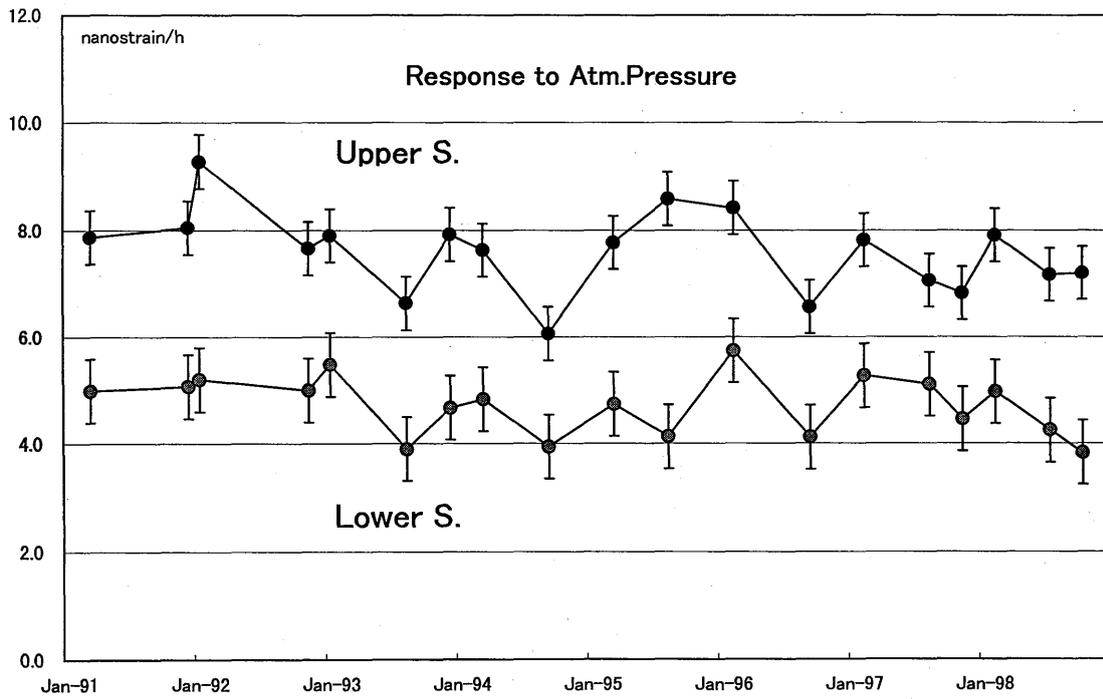


Figure 5.14 Temporal changes of mechanical responses in DCBS.
 (a) Sensitivity for the M_2 tide
 (b) Response to atmospheric pressure (in nano strain per 1hPa).

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るれば、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らう。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)

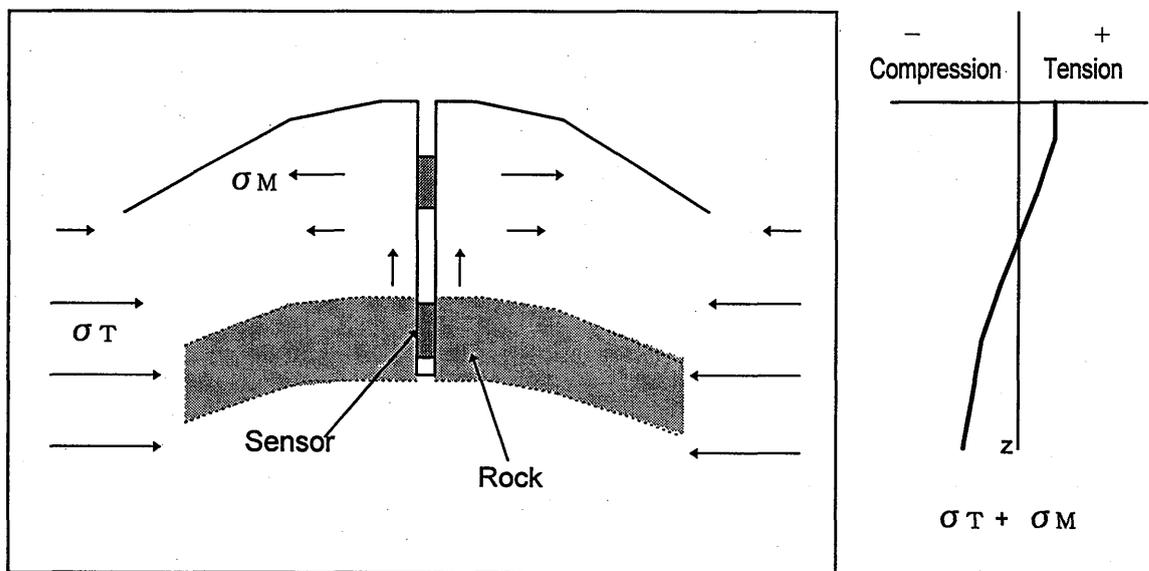


Figure 5.15 Interpretation for simultaneous but reverse changes of trends in DCBS. As the horizontal stress is applied to a hard layer around the lower sensor, a tensile force is generated around the upper sensor by bending the lower layer with an upward curvature.

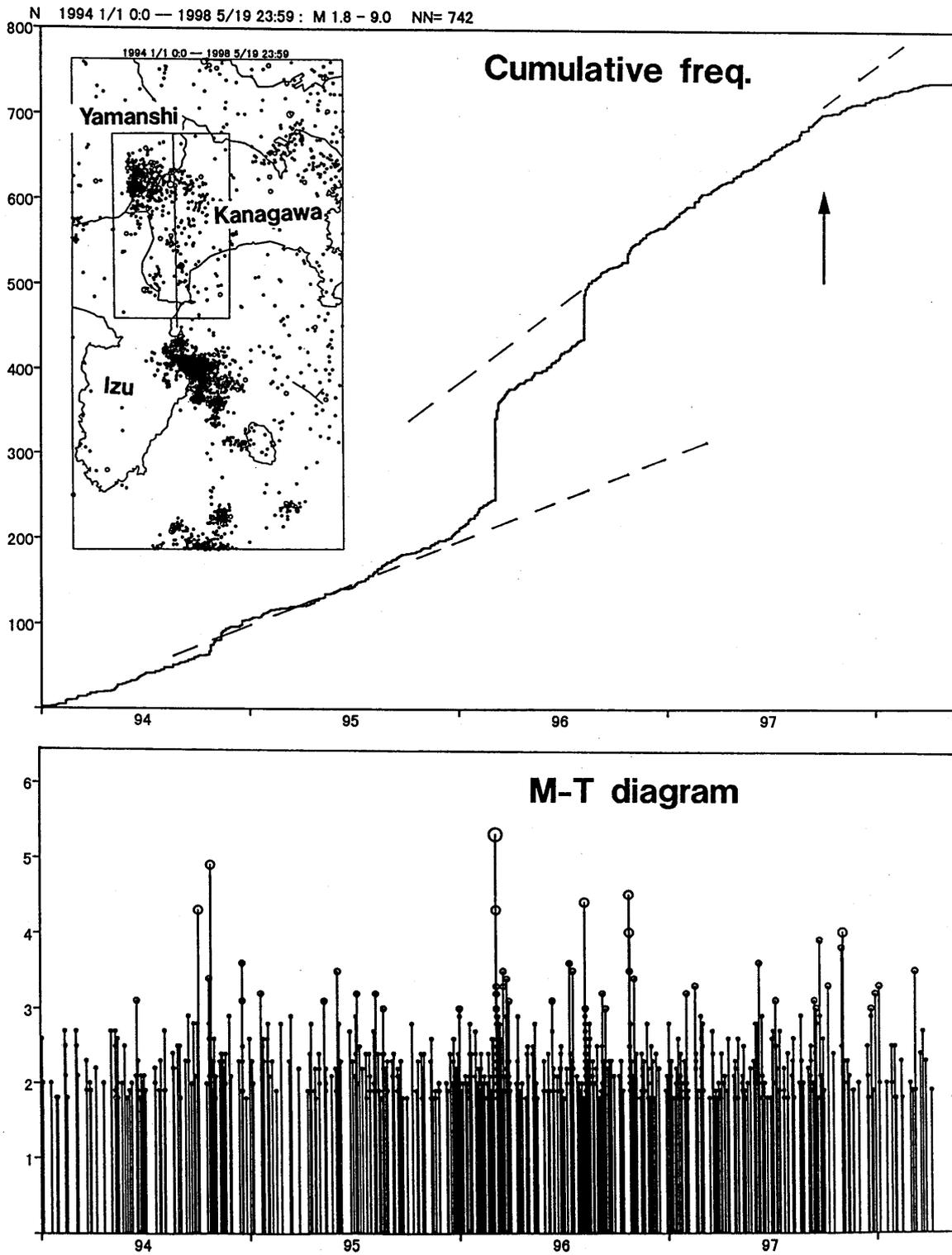


Figure 5.16 Seismic activity in western Kanagawa, eastern Yamanashi and the northern end of the Izu peninsula. Frequency of earthquake ($M > 1.8$) increases after the earthquake ($M 5.3$, March 1996) and quiescence begins in late 1997.

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る。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

MRI South Kanto GPS

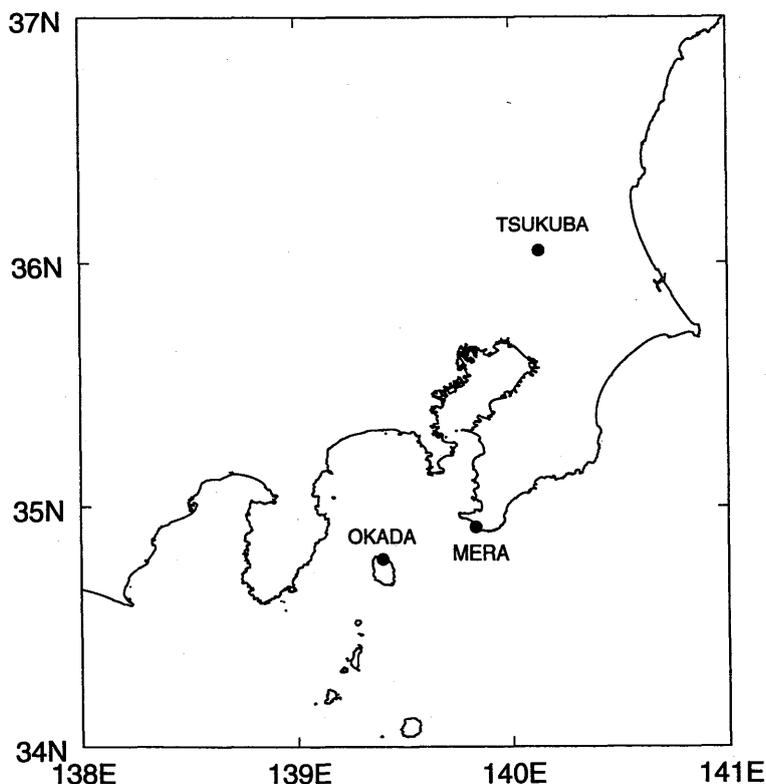


Figure 5.17 GPS Stations distribution. TSUKUBA is located on MRI campus, OKADA and MERA are located at the tide gauge stations of JMA.

アンテナピ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根検潮所においては、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。

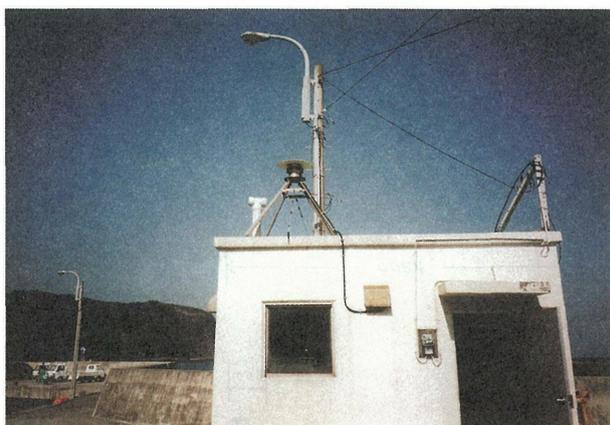
c) データの自動回収・自動解析

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.

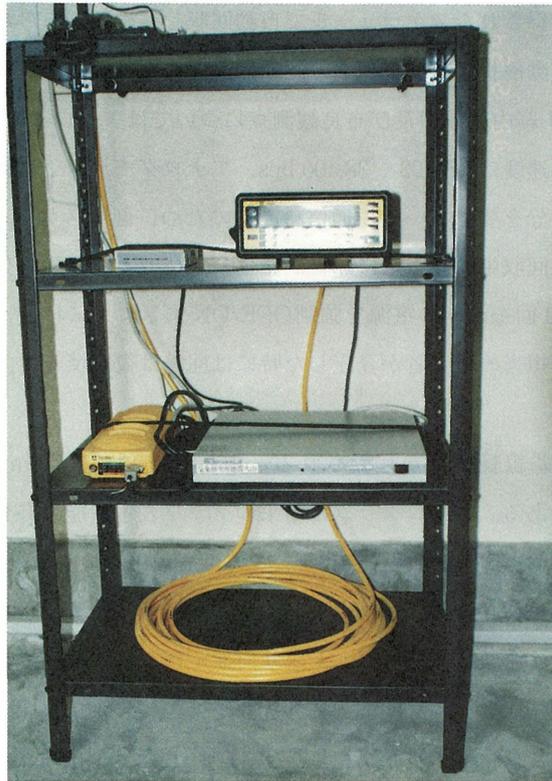


Figure 5.20 Instrument settings in the MERA tide gauge house. Top: GPS receiver (right) and modem (left). Middle: UPS (right) and power/signal unit (left). Bottom: antenna cable.

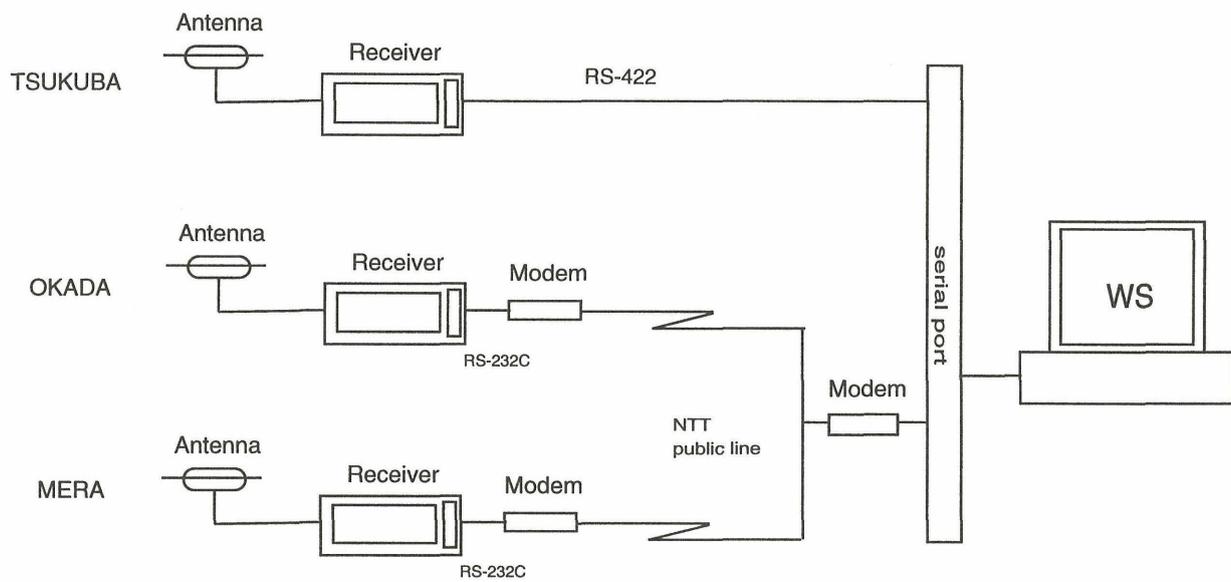


Figure 5.21 Schematic picture of the data flow in GPS observation system.

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。

1998年12月31日

基線長変化

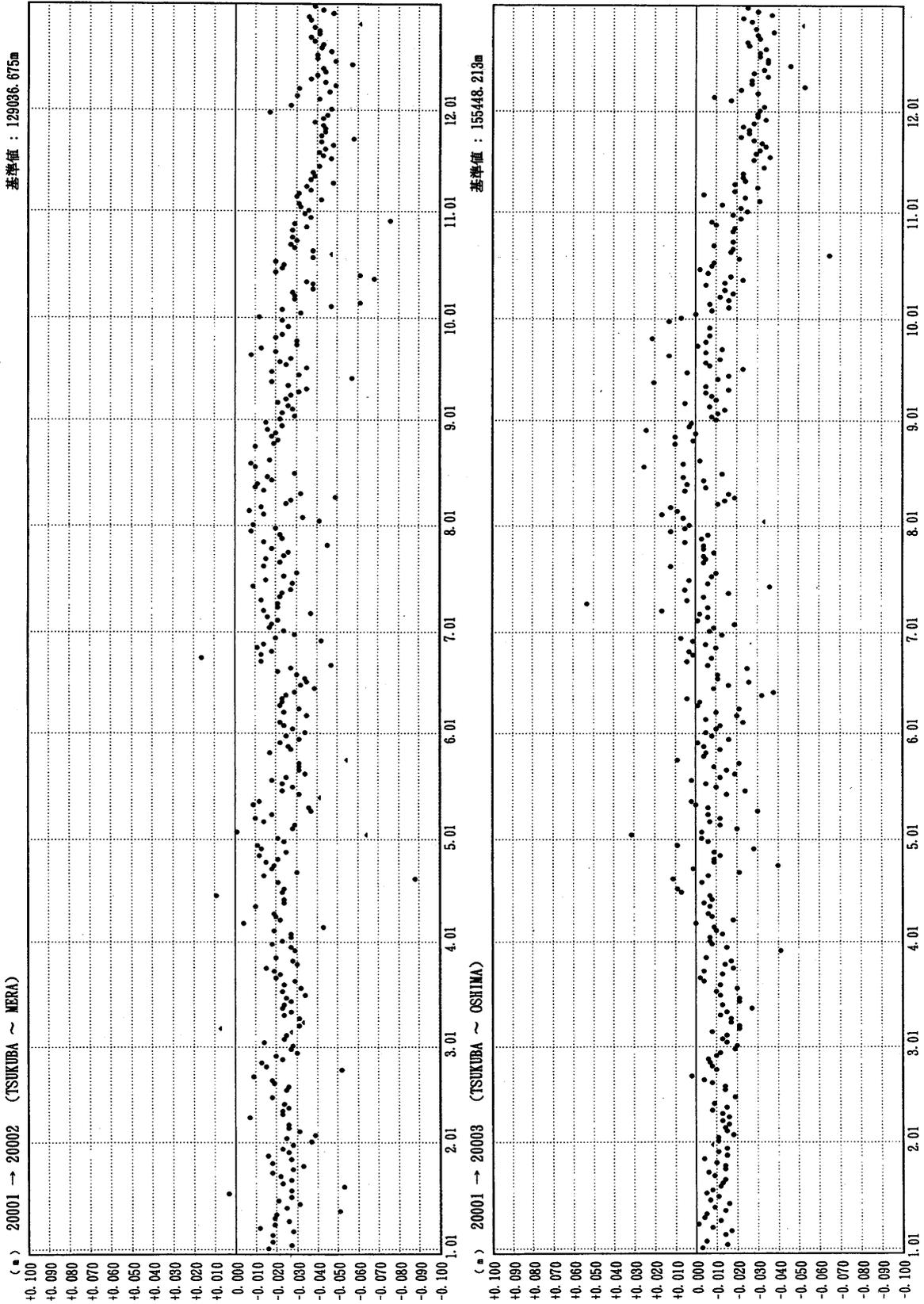


Figure 5.22 Baseline length time series in 1998 analyzed automatically. One dot corresponds to one-day observation. Ordinate scale is in meters. Top: TSUKUBA-MERA. Bottom: TSUKUBA-OKADA.

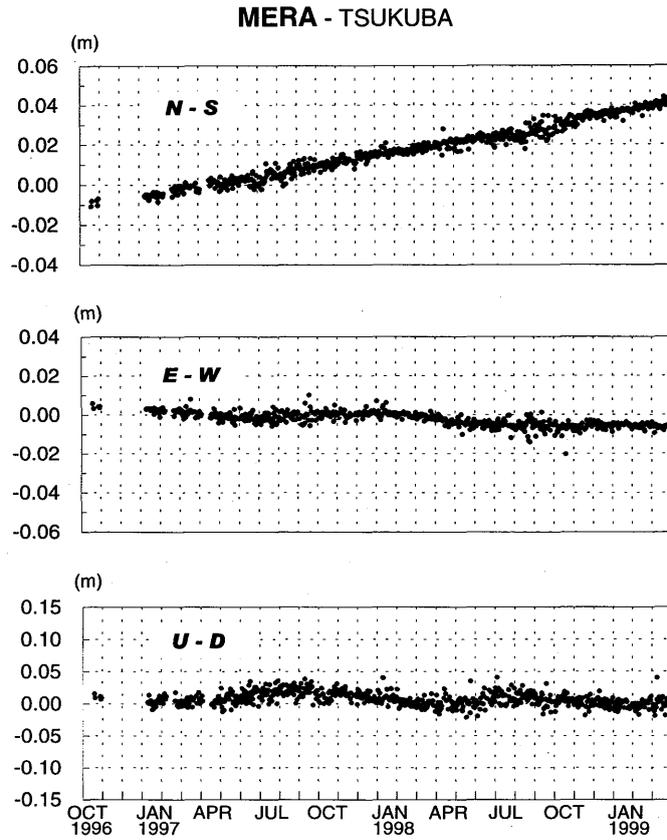


Figure 5.23 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of OKADA station referred to TSUKUBA from October 1996 to March 1999; analyzed with Bernese GPS software.

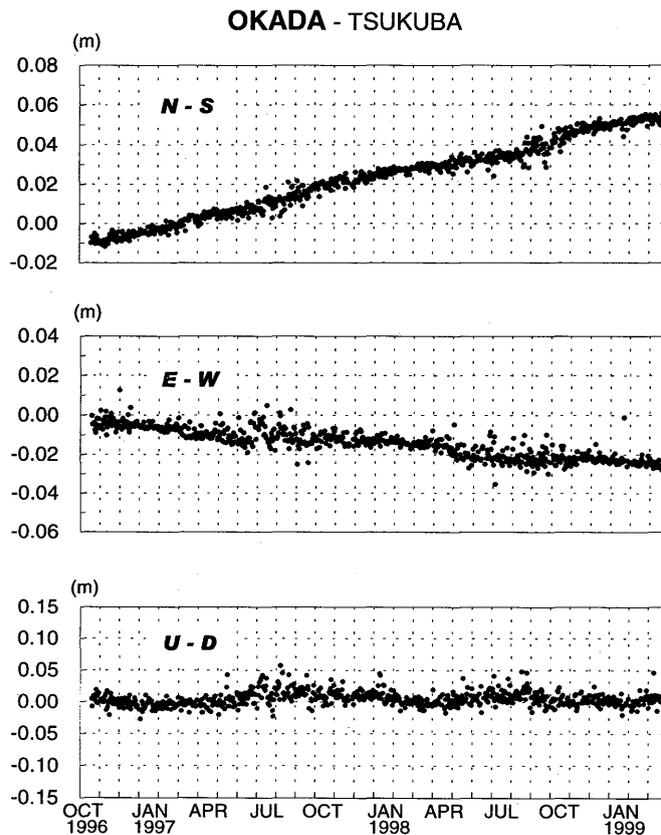


Figure 5.24 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of MERA station referred to TSUKUBA from October 1996 to March 1999.

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変化している一方、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。

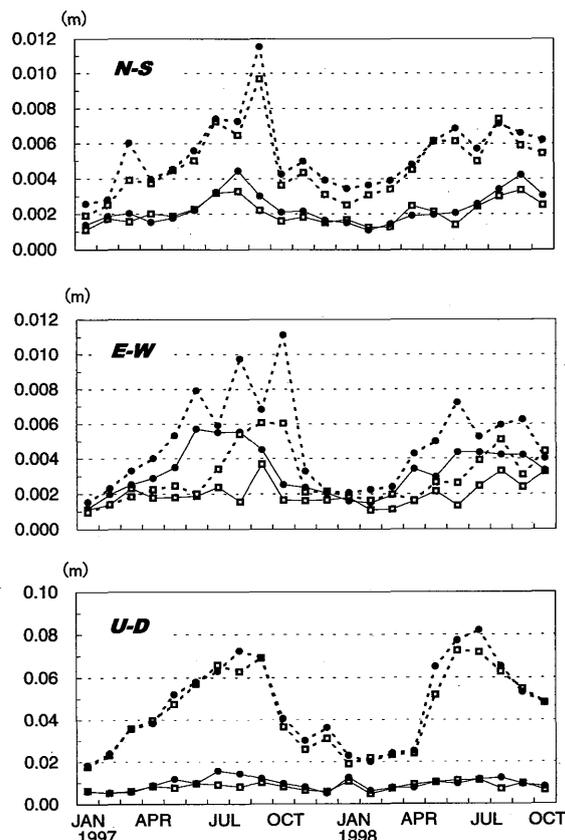


Figure 5.25 Changes of standard deviations. Solid circle and open square denote deviations of OKADA and MERA. Solid line denotes deviations with tropospheric delay estimation and broken line denotes the case of no estimation.

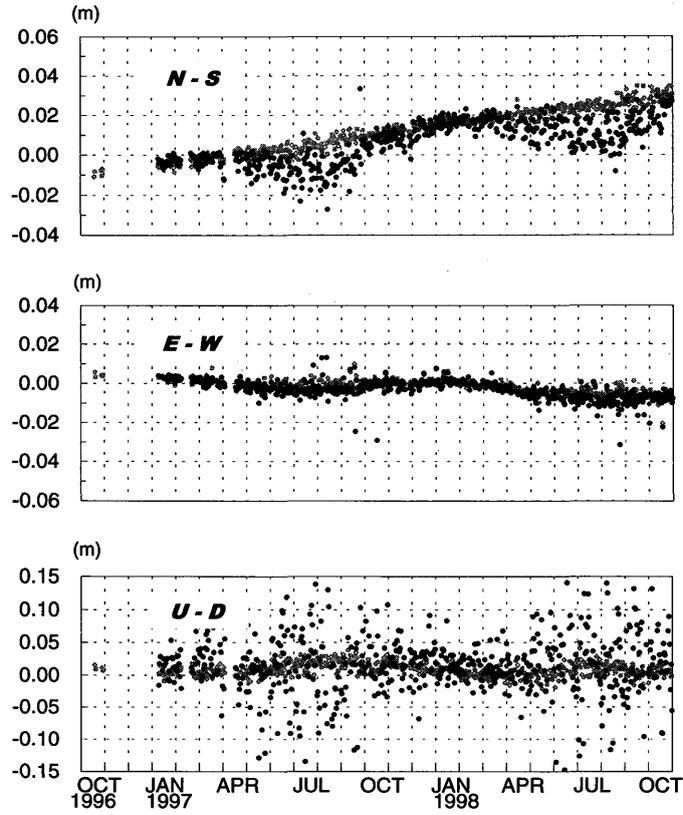


Figure 5.26 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of OKADA station referred to TSUKUBA from October 1996 to October 1998 with (gray) and without (black) an estimation of tropospheric delay.

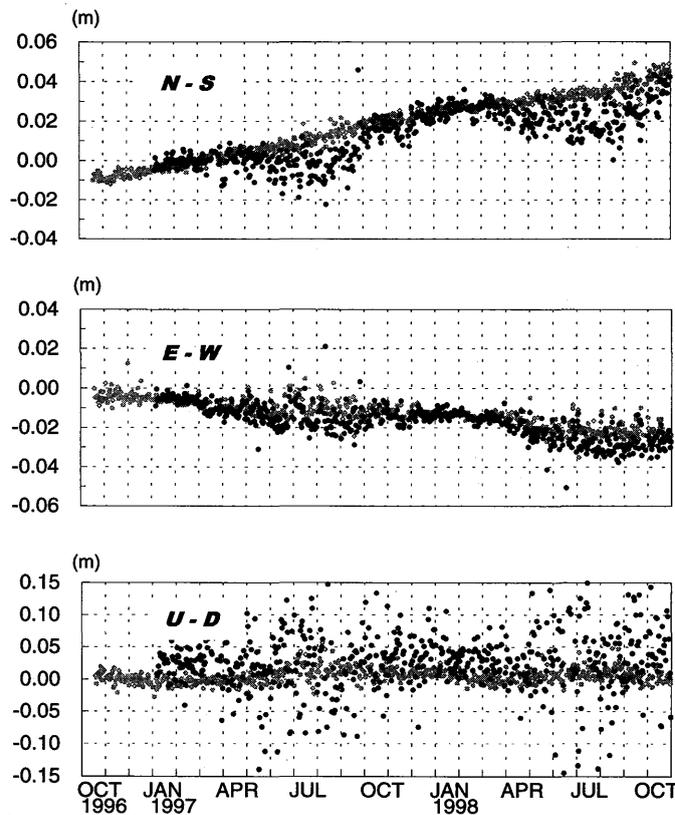


Figure 5.27 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of MERA station referred to TSUKUBA from October 1996 to October 1998 with (gray) and without (black) an estimation of tropospheric delay.

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わかるため、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、基線の方向(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

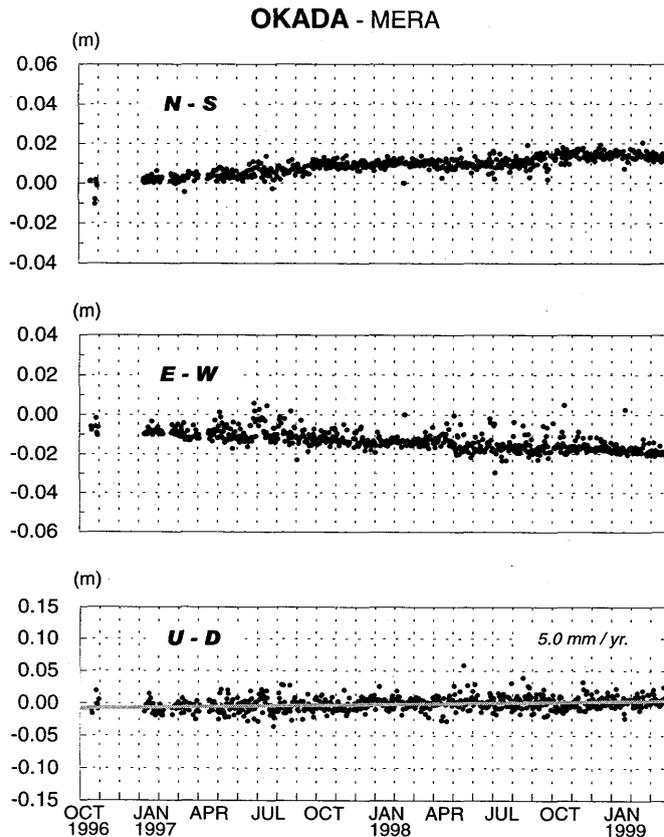


Figure 5.28 Latitudinal (top), longitudinal (middle), and vertical (bottom) displacements of OKADA station referred to MERA from October 1996 to March 1999.

SPAN=48, SHIFT=1, ORDER=2, SORDER=1, RIGID=0500, PERIOD=12, AVABIC=183220, DATE=10/28/99

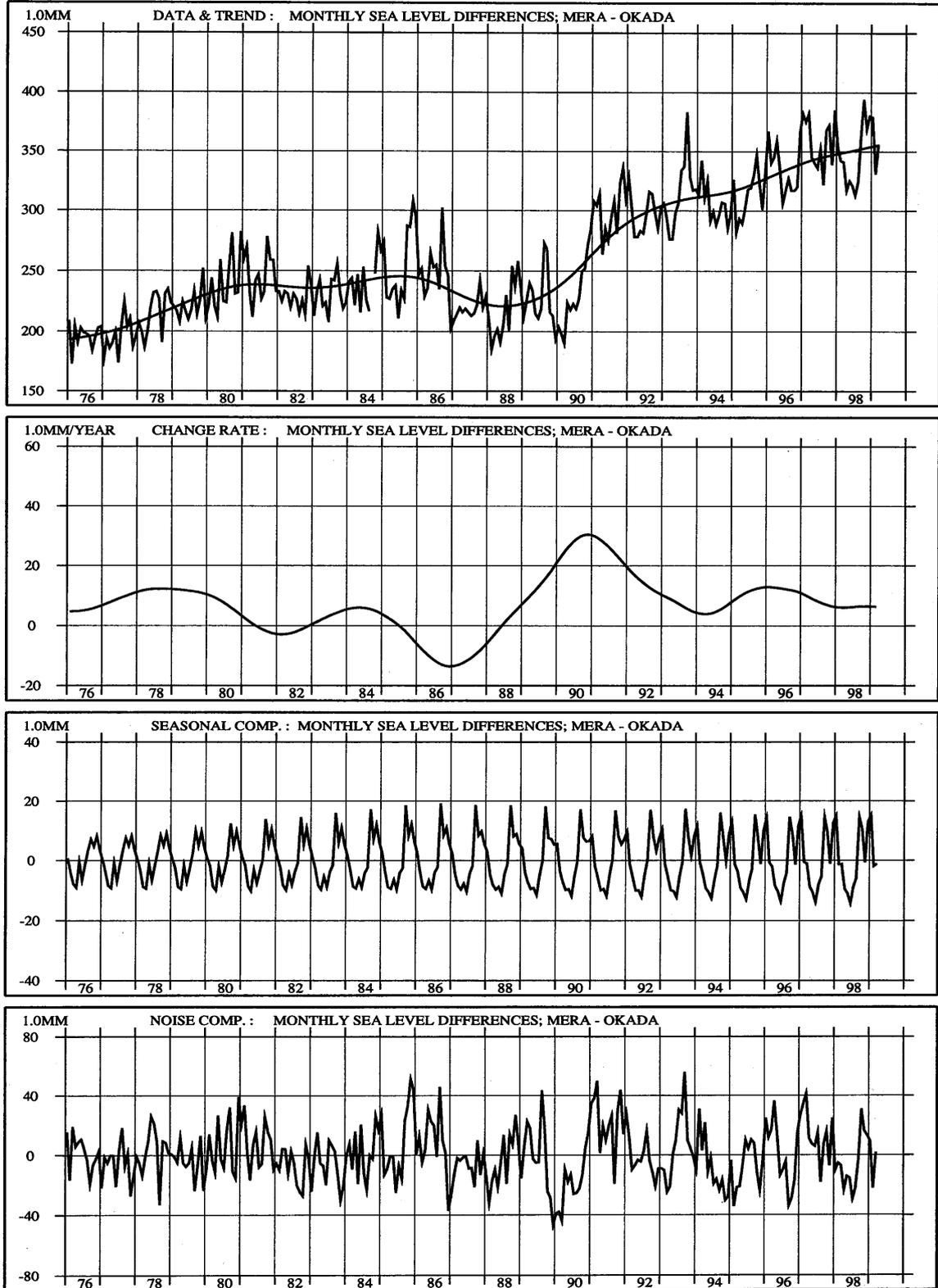


Figure 5.29 Analysis of monthly mean sea level difference between the tide stations at Mera and Okada. Top: Change of sea level difference and trend component. Second: Rate of vertical movement at Okada relative to Mera. Third: Seasonal changes. Bottom: Irregular noise component.

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の誤差が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。

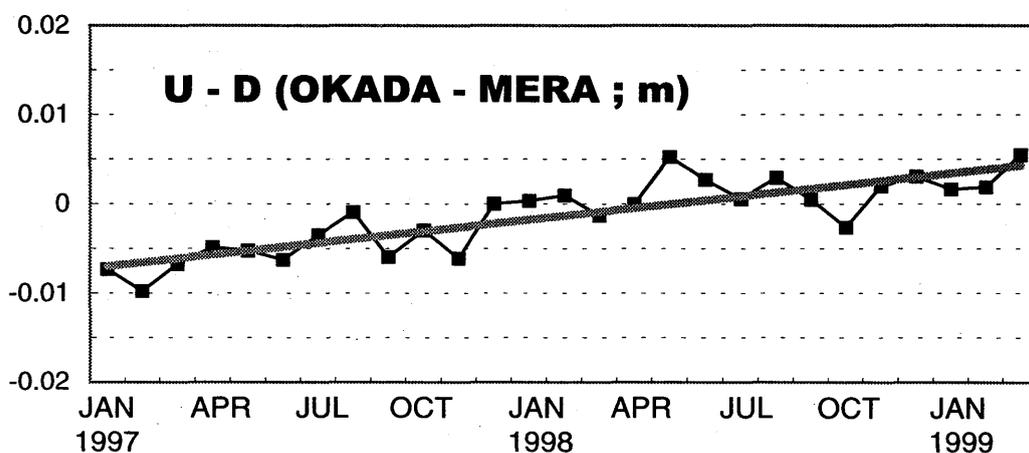


Figure 5.30 Monthly mean vertical component of GPS observation between the sites at Okada and Mera.

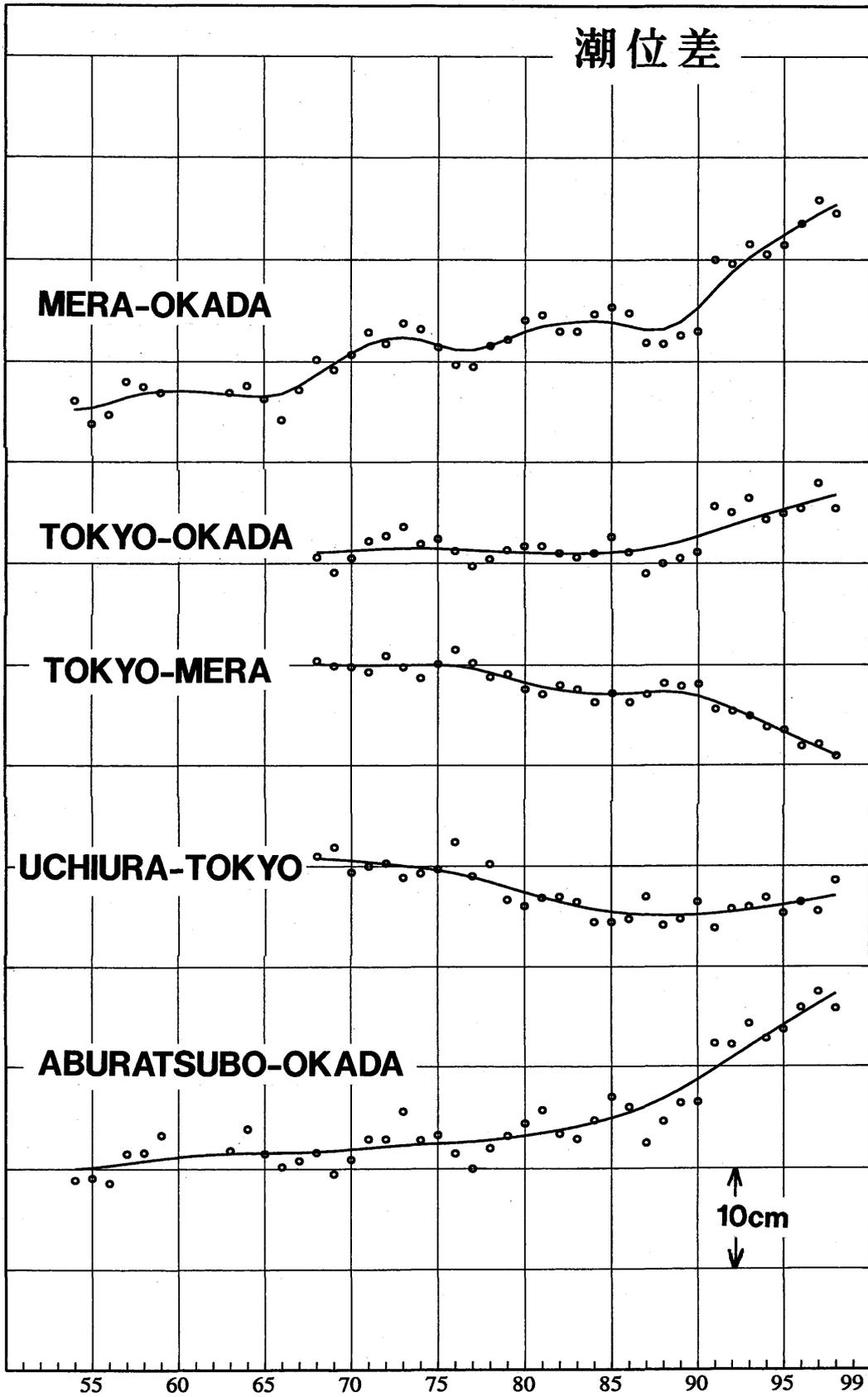


Figure 5.31 Annual mean sea level differences.

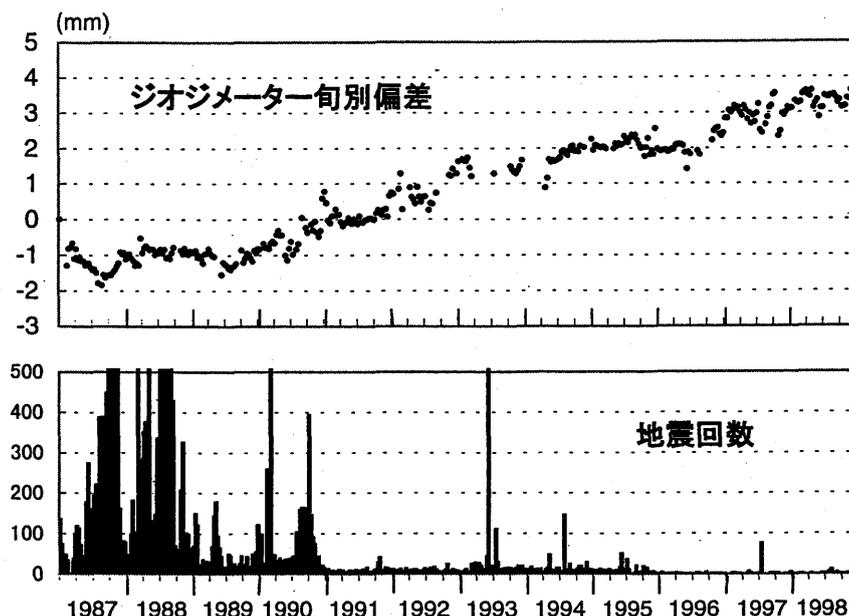


Figure 5.32 Changes of baseline length on Izu-Oshima island and the frequency of volcanic earthquake (from Oshima Weather Station).

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、それ以前のものと同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.