

断層破碎帯に設置した 3 次元相対変位計による観測 (1)

谷 口 慶 祐・村 上 英 紀・竹 内 克 夫
西 尾 雅 至・野々口 勝 美

Observation with Three Dimensional Relative Movement Meter across the Fracture Zone (1)

Keisuke Taniguchi, Hideki Murakami, Katuo Takeuchi
Masashi Nishio and Katumi Nonoguchi

Received January 30, 1988

抄録 我々は断層破碎帯を境界とするブロック運動を研究するため、3次元相対変位計を新たに開発し、福井県鯖江市の京都大学防災研究所付属北陸微小地震観測所の観測坑内に断層破碎帯をまたいで設置した。また補助的なデータを得るため他の観測機器も設置した。これらの記録から次のことがわかった。

- 1) この3次元相対変位計は観測機器として実際に用いることができ、地球潮汐を記録することができる。
- 2) 断層破碎帯の両側での地球潮汐の相対変位は、通常伸縮計を用いて岩盤上で行われている観測によって得られる値の約百倍である。
- 3) 観測記録は3成分とも気圧と相関がある。

索引語 地殻ブロック、破碎帯、相対変位

Abstract. In order to study the movement of the crustal block bounded by the fracture zone, we set up the Three Dimensional Relative Movement Meter, which we invented, across the fracture zone in the tunnel of Hokuriku Microearthquake observatory, Kyoto Univ. And other kind of sensors, (e. g. thermometer, rain gauge, etc.) were also set up for reference. Those data lead results as follows,

- 1) Three Dimensional Relative Movement Meter can be put to practical use because earth tide is observed by this meter.
- 2) Amplitudes of relative movement caused by earth tide across the fracture zone are about 100 times as much as those by extensometer on the base rock.
- 3) Relative movement takes clear correlation with atmospheric pressure.

Key Words. Crustal block, Fracture zone, relative movement.

1. は じ め に

従来から活断層破砕帯の挙動に関する興味深い研究、報告がいくつかある。中国では、活断層破砕帯の近傍に多数の標石を埋設して短水準短基線網（標石間約20～500 m）を形成し、それらの間の距離や高さの差を頻繁に（2～3日毎に）測定している。1976年の唐山地震の際、これらの中のいくつかに前兆現象と思われる顕著な短期異常が現れた（田中，1978；尾池，1980）。例えば北京市の南側にある範壮子短水準測量点では、断層をはさんだ標石の相互間にだけ顕著な上下変動が現れ、大灰蔵短基線の水平変動のデータでも、唐山地震の前兆は断層をまたいだ標石間のみに現れ、そのすぐそばでも断層をまたいでいない標石間にはほとんど現れなかった。日本では、六甲大月断層での変位連続観測の結果から、破砕帯をまたいで一直線に並べられた伸縮計で地球潮汐を観測すると、破砕帯の両側で位相が約 180° ずれ、振幅も破砕帯の近傍で増幅されることがわかった（田中・他，1972；田中・藤田，1973）。また山崎断層安富観測坑内の伸縮計の連続観測記録から、破砕帯をまたいだ区間の地球潮汐（ M_2 分潮）の歪振幅は、またがない区間の振幅の2倍弱になり（中堀，1977）、遠地震表面波や実体波の観測からは、破砕帯をまたぐ区間の歪振幅が、またがない区間に比べて約3～4倍で、先の地球潮汐の場合に比べてより顕著であることがわかった（谷口・尾池，1982；Taniguchi and Oike，1984；谷口・尾池，1986）。

このように、破砕帯をまたいだ変位連続観測による興味深い研究から、破砕帯の存在がひずみ場に大きく影響を与えていることが理解できるが、このような現象は単に破砕帯が存在するからというのではなく、破砕帯を境としたブロック運動によっているのかも知れない。ブロック運動に関しては、測地学的な側面から Bilham and Beaven（1979）が詳しく論評している。1920年代の終りから1930年代初頭、水準測量のデータを用いて日本の中部や南部におけるブロック運動の研究がさかんになされた。（Yamasaki，1928；Muto and Atsumi，1929；Imamura，1930；Miyabe，1933；Tsuboi，1933）。それによると測地データによって確認された地殻ブロックは、地質学者や地形学者が考える構造単位となっている場合があり、今なお活発であることがわかった。Imamura や Tsuboi は一連の論文で、測量結果が示す不連続や折れ曲がりの場所は、多くの場合活断層や今は活動していない地質学的な断層と一致し、この折れ曲がりは、近接する地表がそこで回転していることを示しているのだらうと述べている（Fig. 1）。報告されているブロッ

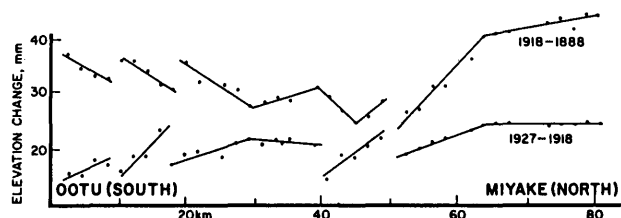


Fig.1. Block movements between 1888 and 1927 in the region between Ootsu and Miyake along the coast of Lake Biwa (Tsuboi, 1933).

ク運動の中には地震の際のものもあるが、地震後の活動も多く含まれている（Scholz，1972）。例えば、1925年の但馬の地震や1927年の丹後の地震によって同じ境界でブロック運動が起こった

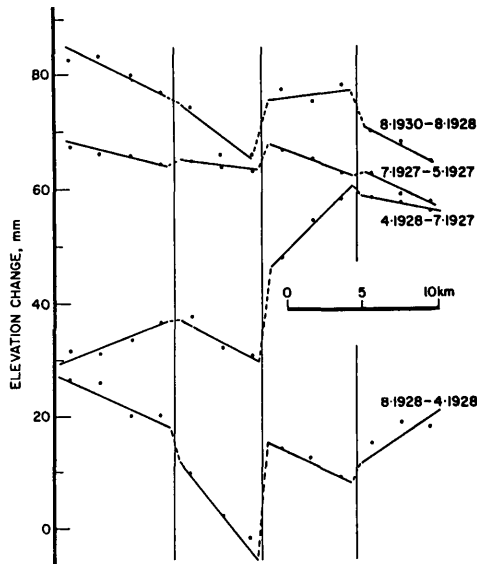


Fig.2. Block movements in the Tango district (Tuboi, 1933) during the period May 1927 to September 1930 along a leveling route from Ebara to the Sea of Japan. The Gomura and Yamada faults on which significant postseismic movement was observed, are about 15 km to the east of this N-S line.

が (Tuboi, 1933), それに続く数年間その活動が続いた (Fig. 2)。Imamura (1929) は, 1923 年の南関東地震の際のブロック運動は, 既存の地質断層が境界になっていることを指摘した。また Scholz and Kato (1977) は, その地域で70年間に得られたいくつかの水準路線に沿った23回の水準測量のデータから, これらのブロック境界は地震後も15年間活動しており, その傾向は40年後の1963年でもまだ認められると述べている。

ブロックの大きさについても様々な考えがある。Tsuboi (1933) はブロックを幅7~10kmぐらいの小さなものと, 幅50kmぐらいの大きなものに分類した。Bilham and Beaven (1979) は, 日本における2 km間隔の水準測量網のデータからは6 kmより小さい幅のブロックを見いだすことはできないが, 細長く延びたブロックを水準路線が斜めに横切り, ブロックの大きさを実際よりも大きく求めているかもしれないと述べている。Imamura (1934) は大阪近くの500 m間隔の水準測量のデータから4.5 kmのブロックを見つけ出し, Miyabe (1933) は, 幅10 kmのブロック内で水平歪が 10^{-4} を越える値が観測されたことから, ブロックが1 km以下に分裂して2次的なブロックを造っているのかも知れないと述べた。さらに唐山地域では大きさ3~5 kmのブロックが報告され (Pevnev et al., 1975), アイスランドでは大きさが500 m以下のブロックが報告されている (Tryggvason, 1970)。地球潮汐ぐらいの周期の異常な傾斜 (Tomaschek and Groten, 1961; Melchior, 1967; Lambert, 1970) や大気圧に対する傾斜の異常な応答 (Tomaschek, 1953) を説明するために, 数百kmの大きさのブロックを推定することがあるが, 水準測量の結果からは, この大きさのブロック運動は現れない (例えば Mizoue, 1967)。これは数百kmの大きさのブロックの推定を必要とするような傾斜のデータには, 初期の研究者たちが気づかなかった系統的な誤差が含まれているからだろうと推定されている (King and Bilham, 1973 a)。

次に伸縮計や傾斜計による観測とブロック運動の関係について述べると、Harrison (1976) は、地形の影響や弾性常数が場所によって違う影響を見積り補正することによって、ある場所の傾斜計のデータを理論値と一致させた。また歪計に関しては Berger and Beaumont (1976) が行った。アメリカ合衆国内に限られた観測所に関しては Levine and Harrison (1976) が達成した。King et al. (1976) は立地条件の影響を補正するテンソルの決定方法を示している。これらの場合はいずれもブロックの存在を仮定しなくてもよいが、地殻ブロックの存在を考えなければならない例もある。Kasahara (1973) は、鋸山、油壺の両観測所の傾斜や歪の方向と振幅はお互いにあまりよく一致せず、その地域の測地データともよく一致しないのは、不均質さやブロック構造が原因であるとした。Scholz and Kato (1977) は、この2つの観測所が、その地域の一般的な傾向と違う動きをする別のブロック上にあることを示した。局所的に弾性の不均質があった場合、テクトニックな力、地球潮汐等によって加えられる歪の振幅はかなり乱されるが、主歪の軸の回転まではおこらない (Berger and Beaumont, 1976)。しかしブロック運動があれば、場合によっては主歪の軸を大きく回転させることも可能である。このことはブロック運動を検証する上で重要である。

Fig. 3 は、現在観測を行っている鯖江市近傍の地殻構造を示すため、活断層研究会 (1980) によって求められた北陸地方の活断層分布図を参考に福井市、鯖江市の位置を加筆した図で、活断層や主な地震の震源が示されている。掲載されている地震は、宇佐見 (1966) の巻末に付せられた付表 (日本付近の主な地震の表) に掲載された歴史時代から1964年までの主な地震 (歴史時

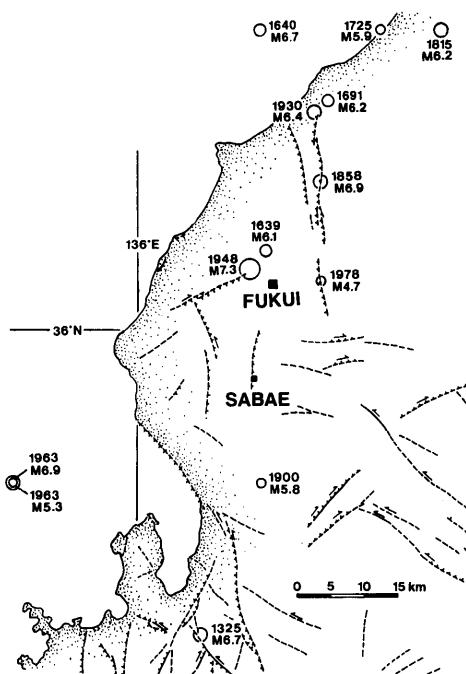


Fig.3. The distribution of active faults and main earthquakes in the Hokuriku district (The Research Group for Active Faults, 1980).

代については被害地震、近年についてはどこかの測候所で震度Ⅳ以上を記録した地震)に、それ以後1978年までについて同じ基準で選んだものを加えたものである(活断層研究会, 1980)。線は活断層を示しており、実線に矢印もしくは突起が付いたものは確実度Ⅰ(活断層であることが確実なもの)で、矢印が横ずれの方向を表し突起が出ている側が沈降している。点線に矢印もしくは突起が付いたものは確実度Ⅱ(活断層であると推定されるもの)で、ただの点線は確実度Ⅲ(活断層の疑いのあるリニアメント)である。

この図の中で鯖江市を南北に走る活断層は、鯖江断層である。この断層は福井平野の南に接する東西約10km、南北13kmのほぼ四角形の盆地地形をしている武生・鯖江平野の中央部を南北に走る長さ8kmの活断層で、確実度Ⅱ、活動度Bである。岡山(1931)、小笠原(1949)、桑原(1962)等によって調査され、活断層である可能性が示された。ここで確実度と活動度について説明すると(活断層研究会, 1980)、確実度(Certainty as active fault)とは、第四紀に活動している断層であることの確からしさを表すもので、確実度Ⅱとは、活断層であると推定されるもの。すなわち、位置・変位の向きは推定できるが、活断層であることが確実であると判定できるような決定的な資料に欠けるもので、例えば以下のような場合、1) 2~3本程度以下の尾根や谷が横ずれを示す場合、2) 断層崖と思われる地形の両側の地形面が時代を異にする場合、3) 明瞭な基準地形がない場合(山地など)である。また活動度(Degree of fault activity)とは、その断層の第四紀における活動程度を表し、第四紀の平均変位速度をS(単位はm/1000年)とすると $A: 10 > S > 1$, $B: 1 > S > 0.1$, $C: 0.1 > S > 0.01$ である。この断層は地表では断層崖となっており、西側が10m以上隆起しているが横ずれはない。鯖江断層を含む武生・鯖江平野の微小地震の活動は非常に低い(渡辺・他, 1978; 竹内・平野, 1985)。見野(1986)は、武生・鯖江平野における水準測量の結果から、濃尾地震や福井地震の際、鯖江断層を境とするブロック運動があったと述べ、また湧泉跡及び湧泉のある場所が鯖江断層を表す断層崖に沿って線状配列していると述べている。

我々は、断層破砕帯の両側の相対的な動きを連続観測し、断層破砕帯を境界とするブロック運動の様子を調べる目的で、今回3次元相対変位計を新たに開発し、福井県鯖江市の京都大学防災研究所附属北陸微小地震観測所の観測坑内の断層破砕帯をまたいで設置した。また補助的なデータを得るため他の観測機器も設置した。北陸微小地震観測所は、衛星観測点6カ所と観測所自身に地震計を設置し、常時北陸地方南部の地震活動を監視している。観測所では地震計を設置するための観測坑を持っており、地震計以外にも伸縮計、傾斜計など各種の装置が設置され、観測が続けられている。

2. 観 測

断層破砕帯でのブロック運動を検出するため、観測坑内において1986年8月29日から観測を開始し、1988年1月現在、観測坑内には破砕帯をはさんだ3次元相対変位計、破砕帯をはさんでいない3次元相対変位計、湧水量計、坑内温度計、気圧計、観測所敷地内の百葉箱に温度計、雨量計を設置している。観測坑内を見取図をFig. 4に示す。この観測坑の内部には、見取図に示すように先ほど述べた鯖江断層と走行がほぼ同じで距離が数kmしか離れていない断層破砕帯が走っている。ただし断層とは見なせるが正式に研究対象となったことがなく、その活動の状態や歴史についてはわかっていない。しかしこの地域のブロック運動になんらかの役割をしているか、も

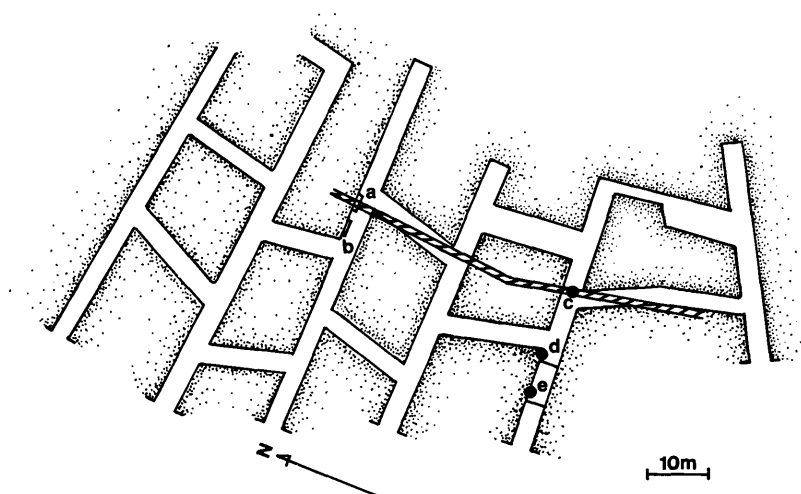


Fig.4. Arrangements of observational instruments (a: Three dimensional relative movement meter across the fracture zone, b: Relative movement meter on the base rock, c: Sensor for discharge in the tunnel, d: Thermometer, e: Barometer) in the observation tunnel of the Hokuriku Microearthquake Observatory, Kyoto Univ.. The line written in shows the fracture zone.

しくは鯖江断層を境とするブロック運動とよく似た動きがこの断層破碎帯の所で見られる可能性は高いと思われる。図中に示したa～eはわれわれの設置した観測機器の場所を示しており、a：破碎帯をはさんだ3次元相対変位計、b：破碎帯をはさまない3次元相対変位計、c：湧水量計、d：抗内温度計、e：気圧計である。

観測システムは大きく分けると、連続観測とトリガー方式による観測がある。それぞれのブロックダイアグラムを **Figs. 5, 6** に示す。連続観測では3つの記録システムによって同時にデー

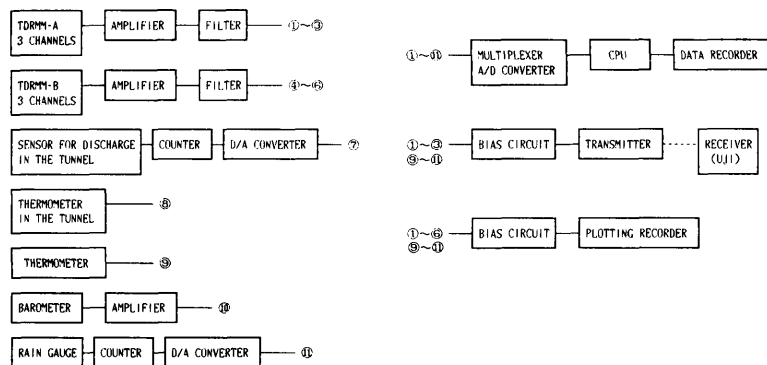


Fig.5. Block diagram of continuous observation system. TDRMM-A means Three dimensional Relative Movement Meter across the fracture zone and TDRMM-B means that meter on the base rock.

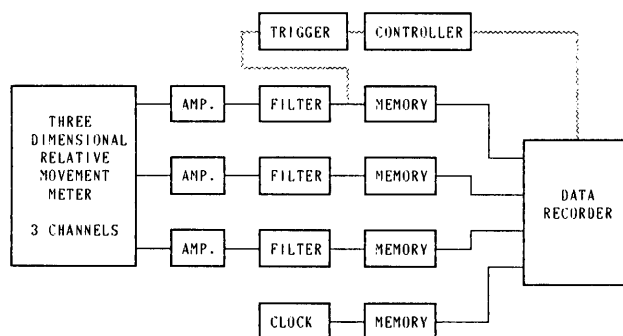


Fig.6. Block diagram of observational system recording earthquakes or other sudden movements.

タを記録している。まず打点式データレコーダを用いたものは、1986年8月29日から観測を始め、破砕帯をはさむ3次元相対変位計と温度計、気圧計、雨量計を記録している。また1987年8月13日からは、破砕帯をはさまない3次元相対変位計も記録している。サンプリング間隔は1分で、1分毎にこれらの記録を記録紙の上に記していく。紙送りのスピードは1時間に3cmで、測定範囲は0～10mVである。この記録は専ら観測所でのモニターとして用いられる。京都大学の地殻活動総合観測線のテレメータシステムを用いた連続観測を1986年12月25日から行っており、データを専用回線で京都大学防災研究所に伝送している。伝送しているデータは破砕帯をはさむ3次元相対変位計と温度計、気圧計、雨量計である。1分間隔でサンプリングされたデータは、固定ディスクに蓄えられ、定期的に磁気テープに保存される。その後観測機器が増えテレメータシステムではチャンネル数が不足するようになったので、新たに長時間レコーディングシステムを1987年12月16日に設置した。このシステムはセンサーの出力をA/D変換した後、ハンドヘルドコンピュータのメモリーにいったん蓄え、定期的にカセットデータレコーダに記録するもので、破砕帯をはさむ3次元相対変位計、破砕帯をはさまない3次元相対変位計、湧水量計、坑内温度計、

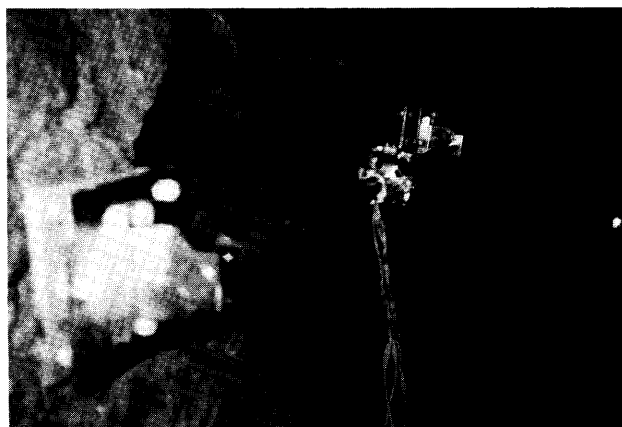


Photo.1. Three dimensional relative movement meter across the fracture zone.

温度計, 気圧計, 雨量計など現在観測中の全てのセンサーの記録を収録している。サンプリング間隔は5分で, 1セットで8チャンネルの記録ができ, テープの交換は10日毎である。現在は2セット設置しているが, 将来は適宜増やしていくつもりである。

次に各センサー及び記録システムについて説明する。

1) 3次元相対変位計

3次元相対変位計というのは, 2点間の相対変位を連続で測定する機器で, この研究のために新たに開発したものである。外観を Photo 1 に, 設置状態を Fig. 7 に示す。この機器は, 2カ所の岩盤に固定端を取り付け, それぞれの固定端から長さ約50cmのスーパーインバールパイプを伸ばし, その先に変位センサーを取り付けたもので, 片方のパイプ(左側)には, 3方向に差動トランス型変位センサーのコイルを取り付け, もう片方(右側)にはコアを取り付ける。コアにはマイクロメータが取り付けられており, $10\mu\text{m}$ 単位でコアを変位させることができ, これによってオフセット消去を行っている。チャンネル1はほぼ垂直方向の相対変位を測定し, チャンネル2は岩盤の横ずれ(ほぼ南北方向)の動き, チャンネル3はパイプの延びている方向(ほぼ東西方

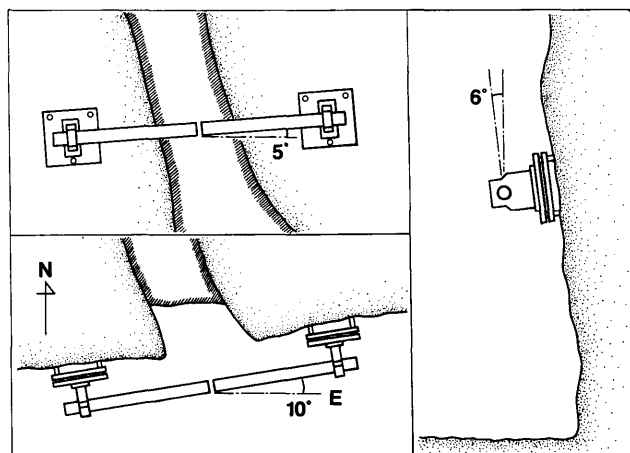


Fig.7. The sketch of the Three Dimensional Relative Movement Meter across the fracture zone.

向)の動きを表す。1986年8月29日この3次元相対変位計を断層破碎帯をはさんで設置した。スーパーインバールパイプの方向は $N80^{\circ}E$, 5° 東上がりで, チャンネル1のコアは鉛直上方が南に 6° 傾いている。チャンネル1は後で述べる地震観測のトリガーに用いている。次に破碎帯をはさまない3次元相対変位計を1987年8月13日に設置した。設置状態は破碎帯をはさんだものとほぼ同じであるが, 各センサーの設置方向はまだ測定していない。

3次元相対変位計の出力は, 増幅回路を通った後オフセット消去回路によって通常 $\pm 1\text{V}$ の範囲を保たれる。感度はマイクロメータによって強制変位を与えその出力を測定して求める。感度曲線の例を Fig. 8 に示す。Table 1 には, 打点式データレコーダ, テレメータシステムに対する3次元相対変位計の総合感度を示す。(a)は破碎帯をはさむもの, (b)は破碎帯をはさまないものである。長時間データレコーディングシステムに対する感度はテレメータシステムと同じ

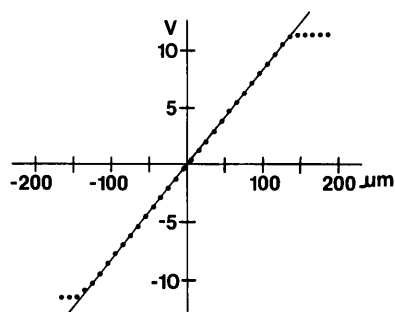


Fig.8. The example of relation between relative movements and output voltage of Three Dimensional Relative Movement Meter.

Table 1. The sensitivity of Three Dimensional Relative Movement Meters across the fracture zone (a) and on the base rock (b) for plotting recorder and telemeter

(a)

PLOTING RECORDER				CH 1	CH 2	CH 3(μ/mV)
'86	8/29 ~	11/25		-11.1	-11.5	-11.7
	11/26 ~	12/25		-0.323	-0.335	-0.341
	12/26 ~	'87 1/23		-0.323	-0.335	-3.75
	1/24 ~	2/5		-0.323	-0.335	-0.341
	2/6 ~	6/7		+1.61	+1.68	+17.1
	6/8 ~	10/27		+1.21	+1.27	+12.6
	10/28 ~	12/15		-0.111	-0.116	-1.15
	12/16 ~			-0.111	-0.116	-0.115
TELEMETER				CH 1	CH 2	CH 3(μ/V)
'86	12/26 ~	'87 1/23		-4.84	+5.03	+56.3
	1/24 ~	2/5		-4.84	+5.03	+5.12
	2/6 ~	6/7		+48.4	-50.3	-512
	6/8 ~	12/15		-12.1	-12.7	-126
	12/16 ~			-12.1	-12.7	-12.6

(b)

PLOTING RECORDER				CH 1	CH 2	CH 3(μ/mV)
'87	8/13 ~	10/27		+1.26	+1.24	-1.24
	10/28 ~			-0.127	-0.125	+0.125
TELEMETER				CH 1	CH 2	CH 3(μ/V)
'87	8/13 ~	10/27		-12.6	+12.4	+12.4
	10/28 ~			+1.27	+1.25	+1.25

CH 1 ~ 3 indicate vertical relative movement (+: the point on the east of fracture zone goes to upward), one component of horizontal relative movements (+: southward), and other component (+: westward), respectively.

そのサブセンターの1つである北陸微小地震観測所内に設置されているデータ転送装置に、破砕帯をはさんだ3次元相対変位計、温度計、気圧計、雨量計の出力を接続し、2分のハイカットフィルタを施した後、1分サンプリングでセンターに送っている。各チャンネルの成分を Table 2 に示す。入力は ± 1 V非接地型(± 10 V以内)で、量子化は+3071から-1024である。量子化されたデータは次の式を用いて簡単に電圧に変換される。

$$\text{アナログデータの値 (mV)} = \text{デジタルデータの値} / 2 - 512$$

5) トリガーによる高サンプリング観測

破砕帯をはさんだ3次元相対変位計を用いて、地震その他の短周期で変化する現象をトリガー方式で捕らえる観測を1986年8月29日から開始した。Fig. 6に示したように、3次元相対変位計の出力3成分はそれぞれ増幅回路、バンドパスフィルタ回路(1次の24.6分と3次の3 Hz)、遅延メモリ回路を通った後、データレコーダに記録される。北陸微小地震観測所が日常業務で微小地震を観測している際に用いている時計の信号も遅延メモリを通して記録している。なお1987年6月7日以前は倍率はすべて1000倍、それ以降はチャンネル1、2は20倍、チャンネル3については200倍にしている。Fig. 9にフィルタの周波数特性を示す。遅延メモリ回路では信号は16秒間遅延する。こうして得た信号を20 Hzサンプリングで256秒間データレコーダに収録する。収録はトリガー方式によって行い、トリガー信号には垂直方向の相対変位を測定しているチャンネル1にバンドパスフィルタ(20秒~13 Hz)を施したものをを用いる。

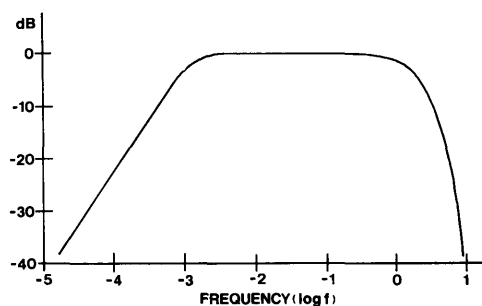


Fig.9. The frequency characteristic curve of observational system with trigger method.

6) 長時間レコーディングシステム

センサーの増設にともないテレメータシステムのチャンネル数が不足してきたので、長時間レコーディングシステムを作成し、1987年12月15日に2台設置し観測を開始した。このシステムは、ハンドヘルドコンピュータを用い、プログラムでサンプリング間隔を制御するもので、サンプリング間隔は現在は5分とし、データレコーダに記録している。ダイナミックレンジは0~5 Vで、オフセット消去はしない。システムNo 1及びNo 2の各チャンネルの成分を Table 3 に示す。解析にはパーソナルコンピュータ及びハードディスクを用いる。

3. データの処理

まず地殻活動総合観測線のテレメータによって得られたデータをパソコン処理する場合を述べる。テレメータシステムでは数百に及ぶセンサーのデータが1分サンプリングで固定ディスクに書き込まれ磁気テープに保存されるが、1時間値、5分値は永久保存されるのに対して、1分値

Table 3. Channels of long time recording system

	NUMBER	
FIRST	1	CH 1 of sensor across the fracture zone
	2	CH 2
	3	CH 3
	4	CH 1 of sensor on the base rock
	5	CH 2
	6	CH 3
	7	Discharge in the tunnel
	8	Temperature in the tunnel
SECOND	1	Atomospheric temperature
	2	Atomospheric pressure
	3	Precipitation
	4	NC
	5	NC
	6	NC
	7	NC
	8	NC

CH 1 ~ 3 are the same as Table.1.

は永久には保存されない。そこで必要な1分値のデータをフロッピーディスクに保存し、解析はパソコンで行うこととする。

1分値のデータは1巻の磁気テープに6日分入っており、ラベル名はMT 01である。まず必要とするチャンネルだけをMTから京都大学防災研究所付属防災科学資料センターの計算機の固定ディスクに写す。用いるプログラムは”BD 01. GEOMAG. CNTL (HOKURIKU)”である。FD文は1巻に入っている日数だけ要ることに注意する。また磁気テープのボリューム名は例えば”D88001”(1988年の第1巻目)のようになっている。固定ディスクに保存するときのファイル名は”BD 01. MTJOB. DATA”とする。このファイルは、レコードフォーマットが固定長(FB), レコード長は256, ブロックサイズは2560である。磁気テープ1巻(6日分)の中の6チャンネル分のデータを写すと10ブロックになる。磁気テープ4巻分を1つのファイルにするとフロッピーディスク1枚分の量になり都合がよいので、ファイルの大きさは余裕を見て50ブロック確保しておく必要がある。プログラムを4回実行し、MT 4巻分をファイルに保存したら、そのデータをプログラム”BD 01. GEOMAG. CNTL (FLOPPY 98)”を用いてフロッピーディスクに写す。この作業に用いる8インチのフロッピーディスクはフォーマットしていなくてもよい。フロッピーディスクでのファイル名は”HRPR 1”となる。ここまで行えばまた始めに戻るが、その前に”BD 01. MTJOB. DATA”のファイルを一度削除し全てのデータを消去した後、再び登録することが必要である。

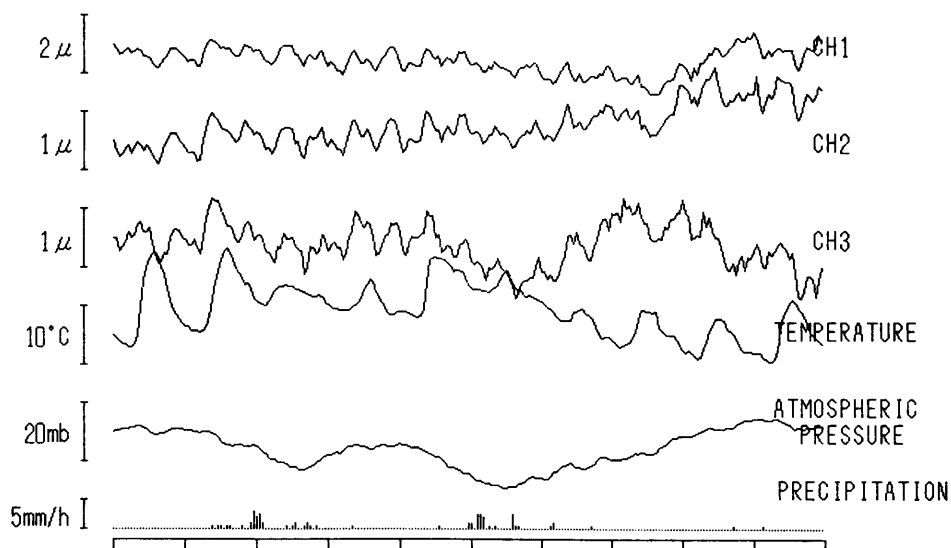


Fig.10. Relative movements in three orthogonal direction between two points across the fracture zone, temperature, atmospheric pressure, and precipitation. CH1 ~ 3 are the same as Table 1. These records are for 10 days since April 5, 1987.

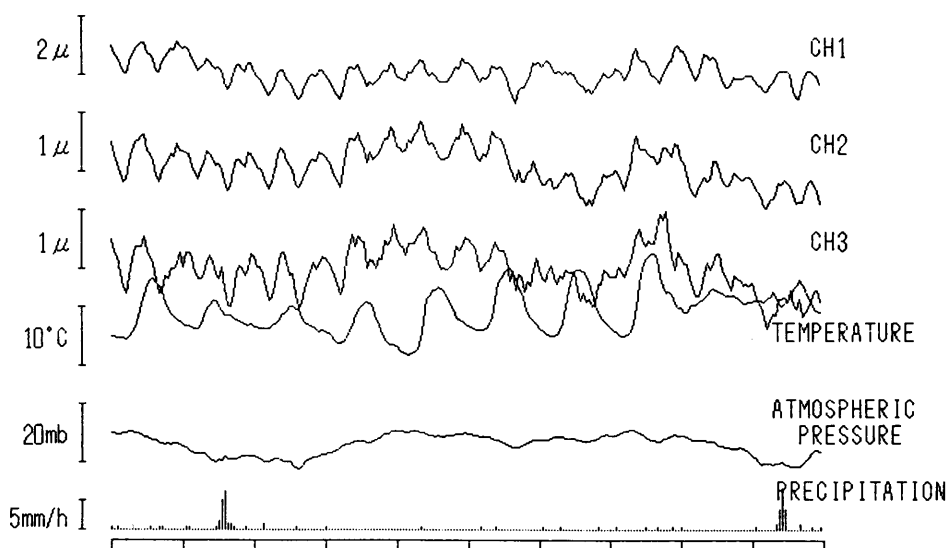


Fig.11. Relative movements in three orthogonal direction between two points across the fracture zone, temperature, atmospheric pressure, and precipitation. CH1 ~ 3 are the same as Table 1. These records are for 10 days since May 25, 1987.

これらのデータはハードディスクに区分データセットとして保存され、原データとなる。現在解析に用いているデータは、1分サンプリングのデータから5つおきにデータを取り出し、5分サンプリングのデータとし、それらを12個平均して毎時30分の1時間間隔の平均値としたものである。それらの記録の例を **Figs. 10, 11**に示す。これらは10日毎の記録で、破碎帯をはさむ3次元相対変位計のチャンネル1～3と気温、気圧、雨量を示したもので、縦軸は雨量以外は相対値である。坑内作業に伴うノイズ、オフセット調整によるステップは、全期間を通じて補正してある。

長時間レコーディングシステムによってカセットテープに蓄えられたデータは、RS-232Cを通して直接パーソナルコンピュータに読み取られ、ハードディスクに保存される。このデータは5分サンプリングされたもので、後の処理は先ほど述べたものと同じである。

4. 結 果

全期間の記録を眺めると次のことがわかる。ここでは全ての記録を紹介することはできないが、例として上げた **Figs. 10, 11**から推察して頂きたい。

- 1) この3次元相対変位計は観測機器として実際に用いることができ、地球潮汐を記録することができる。
- 2) 断層破碎帯の両側での地球潮汐の相対変位は、通常伸縮計を用いて岩盤上で行われている観測によって得られる値の約百倍である。
- 3) 観測記録は3成分とも気圧と相関がある。

謝 辞

京都大学防災研究所微小地震部門の尾池和夫博士には、この研究の初期の段階からお世話になり、また観測に用いた回路の設計をして頂いた。同じく松尾成光氏には、観測機器の製作をして頂いた。また小泉尚嗣氏には、長時間レコーディングシステムについて教えて頂いた。北陸微小地震観測所の平野憲雄、西上欽也の両氏には、観測の維持管理に関してお世話になった。また防災研究所微小地震部門の方々や防災科学資料センターの方々からは、貴重な助言を頂いた。以上の皆さんに感謝します。

参 考 文 献

- Berger, J. and Beaumont, C., 1976, An analysis of tidal strain observations from the United States of America. II. The inhomogeneous tide, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1821-1846.
- Bilham, R. G. and R. J. Beavan, 1979, Strain and Tilts on Crustal Blocks, *Tectonophysics*, 52, 121-138.
- Harrison, J. C., 1976, Tilt observations in the Poorman Mine near Boulder, Colorado, *J. Geophys. Res.*, 81, 329-336.
- Imamura, A., 1929, On the multiple source of origin of the Great Kwanton earthquake and its relation to the fault system connected with the earthquake, *Proc. Imp. Acad. Jap.*, 5, 330-333.
- Imamura, A., 1930, Topographical changes accompanying earthquakes or volcanic eruptions. *Publ. Earthquake Invest. Comm. Foreign Lang.*, 25, 1-143.
- Imamura, A., 1934, Chronic movements of a minor crustal block as revealed by the revision of a leveling line into one with closely-spaced benchmarks, *Proc. Imp. Acad. Jap.*, 11, 51-54.
- Kasahara, K., 1973, Earthquake fault studies in Japan, *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, A 274, 287-296.

- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 東京大学出版会, 204-211.
- King, G. C. P., and R. G. Bilham, 1973, Tidal tilt measurement in Europe, *Nature*, 243, 74-75.
- King, G., W. Zurn, R. Evans, and D. Emter, 1976, Site correction for long-period seismometers, tiltmeters and strainmeters, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 44, 405-411.
- 桑原正見, 1962, 武生・鯖江盆地の地形, 資源研彙報, 56・57, 41-50.
- Lambert, A., 1970, The response of the Earth to the ocean tides around Nova Scotia, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 19, 449.
- Levine, J. and J. C. Harrison, 1976, Earth tide strain measurements in the Poorman Mine near Boulder, Colorado, *J. Geophys. Res.*, 81, 2543-2555.
- Melchior, P. J., 1967, Oceanic tidal loads and regional heterogeneity in weaten Europe, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 14, 239-244.
- 見野和夫, 1986, 北陸地域南部の活断層(2) - 鯖江断層 -, 地震2, 39, 567-577.
- Miyabe, N., 1933, Block movements of the Earth's crust in the Kwanto district, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 11, 639-691.
- Mizoue, M., 1967, Models of secular movements of the Earth's crust, Part 1, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 45, 1019-1090.
- Muto, K. and K. Atsumi, 1929, An investigation into the results of the new and old measurements of the leveling net in the Kwanto district, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 7, 495-522.
- 中堀義郎, 1977, 山崎断層安富観測坑において観測された地球潮汐歪について, 京都大学修士論文.
- 小笠原義勝, 1949, 福井地震の被害と地変, 地理調査所時報, 2, 2-13.
- 尾池和夫, 1980, 中国の地震学と地震予知, 京大防災研年報, 23-A, 1-16.
- 岡山俊夫, 1931, 美濃越前山地内部の断層地形(一), 地理評, 7, 920-942.
- Pevnev, A. K., T. V. Guseva, N. N. Odinev and G. V. Saprykin, 1975, Regularities of the deformations of the Earth's crust at the joint of the Pamirs and Tien - Shan, *Tectonophysics*, 29, 429-438.
- Scholz, C. H., 1972, Crustal movements in tectonic areas, *Tectonophysics*, 14, 201-207.
- Scholz, C. H. and T. Kato, 1977, The behavior of a convergent plate boundary: Crustal deformation in the South Kanto District, Japan, *J. Geophys. Res.*, 83, 783-797.
- 竹内文朗・平野憲雄, 1985, 北陸微小地震観測所の震源マップの概要について - 約一万個の地震のデータのとりまとめ -, 京大防災研年報, 28B-1, 257-270.
- 田中豊, 1978, 中国における地殻応力, 地殻変動および重力変化の観測と地震前後の異常変化, 1977年地震学会訪中代表団報告集, 89-111.
- 田中豊・林守考・加藤正明・藤田和夫, 1972, 六甲断層における地殻変動の連続観測(第1報), 京都大学防災研年報, 15-B, 29-41.
- 田中豊・藤田和夫, 1973, 断層の診断 - 六甲大月断層の変位連続観測 -, 科学, 43, No. 5, 288-292.
- 谷口慶祐・尾池和夫, 1982, 山崎断層破碎帯の遠地震表面波に対する応答特性, 京大防災研年報, 25B-1, 101-113.
- Taniguchi, K. and K. Oike, 1984, Behavior of fractured zones at the Yamasaki fault for teleseismic surface wave, *J. Phys. Earth*, 32, 449-461.
- 谷口慶祐・尾池和夫, 1986, 山崎断層破碎帯のS波に対する応答特性, 京大防災研年報, 29B-1, 49-58.
- Tomaschek, R., 1953, Nonelastic tilt of the Earth's crust to meteorological pressure distributions, *Geofis. Pura. Appl.*, 25, 17-25.
- Tomaschek, R. and R. Groten, 1961, The problem of residual ellipses of tilt measurements, *Commun. Obs. Belg. Ser. Geophys.*, 58, 78-92.
- Tryggvason, E., 1970, Surface deformation and fault displacement associated with an earthquake swarm in Iceland, *J. Geophys. Res.*, 75, 4407-4422.
- Tsuijboi, C., 1933, Investigation on the deformation of the earth's crust by precise geodetic means, *Jap. J. Astron. Geophys.*, 10, 93-248.
- 宇佐見龍夫, 1966, 日本付近の主な被害地震の表, 地震研究所彙報, 44, 1571-1622.
- Yamasaki, N., 1928, Report on the precise levelings in the meizoseismal area of the Tango earthquake, *Proc. Imp. Acad. Jap.*, 4, 60.