

神戸地震の余震観測と震源断層

堀 直人*・山本 俊六**

Aftershock Observation and Source Fault of the 1995 Kobe Earthquake

By Naohito Hori* and Shunroku Yamamoto**

Synopsis: Field survey and aftershock observation were carried out for the Kobe earthquake (Jan. 17, 1995). Over several hundreds aftershocks were recorded at 6 stations for about a month. These near-field records were analyzed to investigate source information contained in waves, and the following conclusions were obtained. 1) Fault-plane solutions of aftershocks, calculated by the P, S, first-motion data, agree with main-shock solutions. This indicates that observed S waves keep source radiation patterns. 2) Corner frequencies of observed spectra are clearly identified, and fault-lengths estimated by these frequencies are reasonable under the moving source assumption.

1. 序

1995年1月17日5時46分に発生した神戸地震（兵庫県南部地震）は、明石海峡付近に震源を持ち、淡路島北部、神戸市直下に断層面の破壊が伝播した内陸型の地震であった。このために淡路島北淡町、神戸市、芦屋市、西宮市などは、関東地震以来の大被害を受けた。また5400人以上のかげがえのない命が奪われたことは、地震工学に携わる私達に対して大きな責任を感じさせた。このようななか、被害直後の神戸市民、警察の協力によってなした余震観測について以下に報告する。

気象庁速報によれば、発生時刻1995年1月17日5:46:52 (JST)、震源位置北緯34.61°、東経135.04°、深さ14.3 Km、マグニチュード7.2である。建物被害から震度7の震度階が適用され、構造物の耐震設計基準を上回る500 gal以上の地動加速振幅を持つ地震波形が神戸市内の各所で記録された。本震直後に、菊池氏は広帯域変位地震波形を用いてウェーブインバージョン解析を行い、断層面解・震源過程を決定した。報告によれば、断層は右横ずれのストライクスリップ型、3つのサブイベントから

なり、地震モーメントは 2.5×10^{19} Nm（モーメントマグニチュード6.9）である。このメカニズムは、この地域の持つ広域な応力場と矛盾しない。さらにその後、余震分布の正確な位置決定ならびに断層面解が決定され、この初期解析が正しかったことが示された。これは、多くの研究所、大学の臨時余震観測地点の設定によってなされたもので、余震の観測、震源解析が本震震源断層を解析する上で重要なことは明らかである。

神戸地震は高角の傾斜角を持つマグニチュード7を超える内陸型地震であったために、淡路島の野島断層に沿って10.5 kmにわたって（地表）地震断層を現した。しかし、深さ10 km以上の地殻内の動的震源断層運動を知るためには、多くの課題が残されている。

著者らは、本震地震の調査と余震観測を目的として、本震発生の1月17日夜大阪に到着し、翌日18日から2月20日まで花崗岩の岩盤上で余震観測を行った。今回の地震は内陸型で震源が浅く震源近傍に岩盤が露頭していたために、伝播過程の影響が少なく震源の放射特性を強く反映していると考えられる余震記録を長期にわたって記録することが可能となった。このような観測地点が得られることは、海洋型のプレート境界の地震が多い日本では、まれなことと考える。

本論の目的は以下の通りである。

- 1) 本震地震を地震断層と活断層との関係から推定する。

*工学部建築学科 教授 工学博士

Depart. of Architecture, Faculty of Engineering, Professor, Dr. of Engineering.

**早稲田大学理工総研

Advanced Research Center for Science and Engineering, Waseda Univ.

- 2) 岩盤上で観測した余震データの分析。
- 3) ニアフィールド余震記録による断層面解の決定。
- 4) ニアフィールド余震記録による移動震源の断層長さの決定。

2. 震源域の地質と断層

2.1 野島断層にみられた地震断層

淡路島北西端に現れた地震断層は、島の輪郭を刻むような明らかな断層崖に沿っている。この野島断層の断層崖は、高度200 mほどの低山と海岸線の台地を区切っている。断層崖の花崗岩は北淡町ではおにまさと呼ばれており、著しく風化したまさ状である (Photo 1)。今回、北淡町の平林において特に顕著な地震断層が現れた。この付近では1990年発行の地質調査所報告²⁾により花崗岩と大阪層群の砂礫層が、走向 N75°E、傾斜48°SEで接する逆断層の露頭が認められていた。その他の地点、大川、ひき浦、江崎においても逆断層が認められていた。また平林の断層露頭に隣接した位置での低位及び下位段

丘面を切る変位地形から、野島断層の平均変位速度が求められていた。これによると、鉛直方向に0.4~0.5 m/10³年、右ずれ方向に0.9~1.0 m/10³年とあり、活動度B級の活断層となる。

平林の地震断層を Photo 2~5 に示す。Photo 2 の上部に50 cm 程の鉛直ずれが続く様子が示されている。Photo 3, 4 に地震断層の著しい地点の詳細を示す。鉛直ずれは120 cm、花崗岩側の上昇とみられ、ほぼ傾斜は90°である。地震断層面の花崗岩は水分の循環により、硫化しており、白褐色のシルト状に破碎している。Photo 5 に水田の畦の地震断層によるずれを示す。鉛直方向に130 cm 南東上がり、畦に直角に80 cm、畦方向に160 cm ずれていた。これから計算すると右横ずれは190 cm となる。

菊池の遠地実体波のインバージョンによれば、震源断層の傾斜角は86°、すべり角172°で、ずれは2.2 m となっている。これから右ずれ成分を計算すると218 cm となる。平林に現れた地震断層の右横ずれは最大190 cm で



Photo 1 Granodiority at Nojima are extremely weathered into silt form.



Photo 2 Earthquake fault produced by strike slip faulting at Hokudan, Awaji.



Photo 3 The surface of earthquake fault at Nojima active fault.



Photo 4 The gap (over 120 cm) of earthquake fault at Nojima active fault.



Photo 5 The footpath in rice fields moved to right 190 cm and the hanging wall moved up 130 cm.

あるから、野島断層の平均変位速度、右ずれ方向に $0.9 \sim 1.0 \text{ m}/10^3 \text{ 年}$ を用いて計算すると、1900年～2100年分の変位を生じたことになる。

2.2 震源域の活断層の走向と平均年間スリップ率

(a) 諏訪山断層、布引断層

神戸の地域内には基盤岩類の花崗岩山地と被覆層の丘陵地そして沖積層地がある。多くの活断層が六甲山地（最高点931.3 m）に認められてるが、未だ今回の本震で生じた地震断層は、確認されていない。しかし、本震の

震源域を区切る六甲山系の活断層の大きな走向はNEで露頭からは高角の逆断層そして右横すべりが認められている。これは、震源解析の結果と調和的である。

被覆層は完新世の沖積層と更新世、鮮新世の大阪層群、新第三期中新世の神戸層群に分けられる。Table 1に、神戸地域の地質を示す。神戸層群の下部の六甲山花崗岩は白亜紀後期—古第三紀に属し、布引花崗閃緑岩は白亜紀に属する。大阪層群の下部は1000 m以深にあり、その下の基盤岩と六甲山地との差は2000 mとなる。大阪層群と花崗岩の衝上断層が丸山断層、五助橋断層、諏訪山断層などに数多く認められている。これによりこの高度差は第四紀以降に生じたことになり断層の活動度の高さかうかがえる。

航空写真を見ると、神戸市市街地と六甲山地とを区分する諏訪山断層の明らかな断層崖が、北東から南西にのびるのがわかる (Photo 6)。さらにその上には、布引断層のリアメントが生田川上流の布引ダムの貯水池内を横断する。活動度は活断層研究会によればB級である³⁾。新神戸駅工事により露頭した諏訪山断層は生田川の旧扇状地礫層を切断していることが報告され、川の屈曲から右横ずれ断層とみなせると述べられている⁴⁾。両断層とも活動度はB級である。



Photo 6 Aerial photograph around the Suwayama and Nunobiki faults. (taken by Geographical Survey Institute, Ministry of Construction)

(b) 丸山断層

丸山断層は神戸市長田地区の上に位置し、布引断層に直交する形で走向を持つ。しかし、その規模は六甲の断層では最も小さい。花崗岩体が神戸層群上に突きあげた衝上断層である。Photo 7に余震を観測した地点を示す。花崗岩は著しく風化している。風化花崗岩上での微

Table 1 Geological classification around the Kobe region

GEOLOGICAL TIME		STRATTA
CENOZOIC	QUATERNARY	HOLOCENE PLEISTOCENE LATE MIDDLE EARLY
		ALLUVIUM LOWER TERRACE MIDDLE TERRACE HIGHER TERRACE SURFACE OSAKAGROUP { UPPER SUBGROUP(MEIMI FORMATION) MIDDLE SUBGROUP(AKASI FORMATION) LOWER SUBGROUP
	PLIOCENE	
	NEOGENE	MIocene KOBE GROUP OGO FORMATION { UPPER LOWER YOKAWA FORMATION { UPPER { AINA FORMATION LOWER { SHIRAKAWA FORMATION TAIHATA FORMATION ARINO FORMATION
MESOZOIC	LATE CRETACEOUS -PALEOGENE	ROKKO GRANITE DOBASHI QUARTZ DIORITE
	CRETACEOUS	ARIMA GROUP { KONGOGOJI LAVA TANJOSAN TUFF BRECCIA FORMATION TSUKUHARASANDY TUFF FORMATION TAMAZE CRYSTAL TUFF FORMATION NUNOBIKI GRANODIORITY
LATE PALEOZOIC		TANBA GROUP

動観測による増幅率は、堆積層に近い値を示した。活動度はC級である。

(c) 五助橋断層，大月断層

神戸市から芦屋市にかけて六甲山を二分する五助橋断層は、高位段丘から求められた平均変位が $1.5 \text{ m}/10^3$ 年である⁴⁾。しかし活断層研究会によればB級で、今回の本震で地震断層は現れていない。一般に破碎帯に湧水が多いことが知られているが、ここではその破碎帯が侵食され、断層谷が住吉川の上流となっている。大月断層は五助橋断層と平行してNW-SEに走向を持つ。断層を横切る谷筋は、すべて右ずれ変位を示していることが示されている⁵⁾。その南端は布引断層に続いている。

(d) 芦屋断層，甲陽断層

芦屋市、西宮市には芦屋断層と甲陽断層が確認されている。芦屋断層は荒地山地塊、桧が峰地塊と北山地塊を

区切る NNE-SSW の断層で、平均変位速度は $0.3 \text{ m}/10^3$ 年、B級活動の断層である。藤田、笠間によれば⁵⁾、芦屋市山手町水車谷付近のボーリングでは、地表から35 mまで花崗岩が続き、断層面が現れた後大阪群層下部垂層群の砂、粘土層が235 mまで続き、基盤にあたっているとある。衝上断層であり、地表の花崗岩層の厚さが推定され、岩盤上の地震観測に対し地盤の構造を知る上で有用である。

甲陽断層は、芦屋断層の東に位置し、走向をNE-SW方向に持ち、北山地塊と上が原台地部とを境する。平均変位速度は $0.8 \text{ m}/10^3$ 年である。断層の南端の西宮市西部殿山町高塚山には、1958年住宅公団の宅地造成に伴い基盤岩の高角の逆断層が露頭していた。この殿山町と接する西宮市高塚町の高塚公園の隣に Photo 8, 9 のような地割れが今回の本震で生じた。120 cm の鉛直変位、



Photo 7 The weathered rock and seismometer at the Nagata Fault, Kobe City.

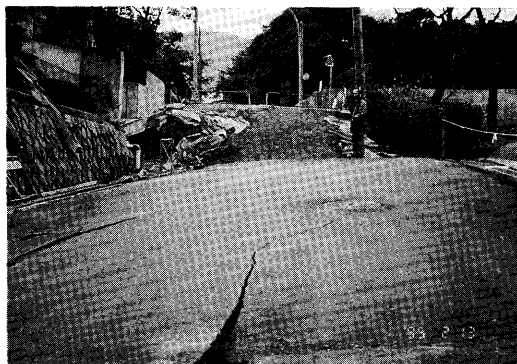


Photo 8 The geotechnical failure of the ground near the Kouyou fault at Nishinomiya City (a).

走向も 40° で1 km以上にわたり続いていたため、一時、地震断層として報道された。しかし、走向、横ずれ方向の不連続性、破碎面の化学変化、礫の長軸移動の無さから、地盤の塑性化による地滑りと考えられる。

2.3 地盤被害

花崗岩山地で山崩れや土石流がみられた (Photo 10)。丘陵地では粘土層と細礫の間の地滑りによる広範囲の斜面崩壊がみられた。神戸層群は上位から有野、吉川、淡河累層に区分され、それぞれ上位の凝灰岩の細粒と下位

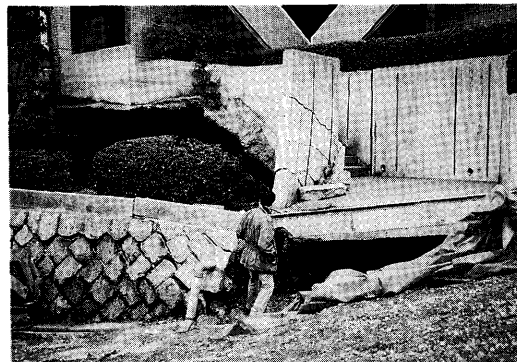


Photo 9 The geotechnical failure of the ground near the Kouyou fault at Nishinomiya City (b).



Photo 10 The Rokko granites slipped by the landslide at Ashiya City.

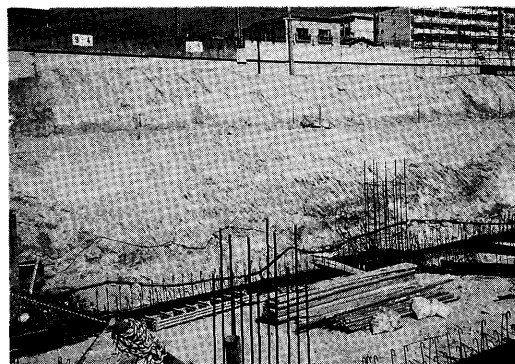


Photo 11 The soil of alluvium at Sannomiya, Kobe City (a).

の礫岩の碎屑岩とに分けられる⁴⁾。

神戸の市街地下部は完新世の沖積層と、1000 m以上の深さの大阪平野の大阪層群が西上がりに続く (Photo 11, 12)。このために強震地震動が増幅され、地盤や構

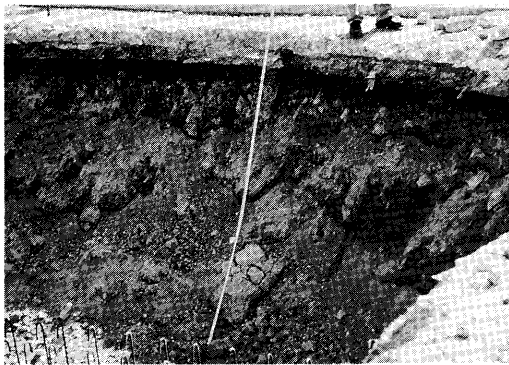


Photo 12 The soil of alluvium at Sannomiya, Kobe City (b).



Photo 13 The soil failure at Portpier, Kobe City, caused by liquefaction (a).



Photo 14 The soil failure at Portpier, Kobe City, caused by liquefaction (b).

造物の被害を多くした。ポートアイランドでは液状化に伴う大規模な埋め立て地盤の崩壊が見られた。液状化に伴う地盤のずれや沈下は、兵庫区や、中央区に多く見受られた (Photo 13, 14, 15)。特に六甲アイランドやポー

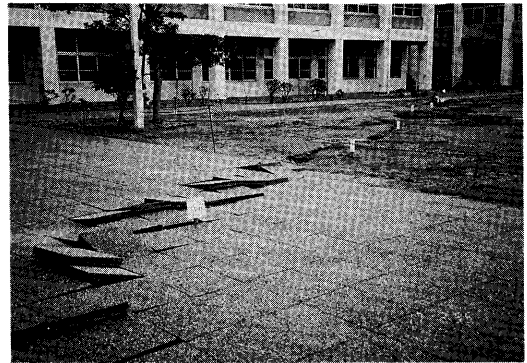


Photo 15 The soil failure at Hyogo ward, Kobe City.



Photo 16 The settlement at Portpier. The ground subsided up to about 1 m.

トアイランドでは、地盤全体の不同沈下が著しかった。Photo 16はポートアイランドの不同沈下により1 m以上の高低差の段ができた様子を示す。

3. 余震観測

3.1 観測地点

本論の目的より、観測地点は震源に近い岩盤上とした。但し、決定に際しては以下に示すより詳細な条件を考慮している。

- 1) 地質：風化の少ない新鮮な第三紀以前の火成岩の露頭している地点
- 2) ノイズ：人工的なノイズレベルの低い地点
- 3) 電源：連続観測のための電源が確保される地点
- 4) アクセス：最低限のアクセス性が確保される地点
- 5) 安全：最低限の安全性が確保される地点

条件1)2)と3)4)5)は一般に相反するものであるが、連続観測と機器搬入のため3)4)5)を優先した。また、地質情報の不足により条件1)2)は現地にて判定せざるを得ないケースも多かった。劣悪な交通状況のもと幾度

かの試行を繰り返し、結果として観測を行ったのは、芦屋市奥山 (OKU), 神戸市長田区東丸山町 (MARU), 神戸市中央区葦合町 A (FUKIA), 神戸市中央区葦合町 B (FUKIB), 神戸市中央区葦合町 C (FUKIC), 北淡町野島平林 (HIRA) の 6 地点である。すべて、白亜紀あるいは白亜紀前の花崗岩、花崗閃緑岩が露頭している地域である。以下、各観測地点の詳細を述べる。

(a) 芦屋市奥山 (OKU): 観測期間は1995年1月18日～1月19日および1月21日である。表層は六甲花崗岩 (白亜紀後期) が露頭している。観測地点は道路よりやや脇に入った芦屋川沿いの岩上。平均的な微動レベルは $400 \mu\text{kine}$ 以下で比較的小さい場所と言える。但し、付近に AC 電源は無く、自動車用鉛蓄電池を用いた DC 駆動とした。観測地点の対岸では落石の形跡が認められた (Photo 17)。



Photo 17 The observation site of aftershocks at OKU, Ashiya City.

(b) 神戸市長田区東丸山町 (MARU): 観測期間は1995年1月20日である。付近にはやや風化した布引花崗閃緑岩 (白亜紀前) が露頭している。観測地点は妙昌寺内のコンクリート基礎上。表層付の岩の風化が著しく付近の交通量が多いため、微動レベルは $1000 \mu\text{kine}$ 程度と高めである。但し、AC 電源が使用可能であり、安全性も確保されていた (Photo 7)。

(c) 神戸市中央区葦合町 A (FUKIA): 観測期間は1995年1月26～1月27日である。

付近は布引花崗閃緑岩 (白亜紀前) が露頭している。観測地点は布引断層に沿った細い車道脇の岩。岩の表面はやや風化していた。微動レベルは $500 \mu\text{kine}$ 程度であるが、時間によっては車、人の通行があり観測環境は必ずしもよくない。観測は自動車用鉛蓄電池による DC 駆動とした。

(d) 神戸市中央区葦合町 B (FUKIB): 観測期間は

1995年1月27～2月16日である。

付近は布引花崗閃緑岩 (白亜紀前) が露頭している。観測地点は FUKIA より数百 m ほど山を登った地点にある遊歩道沿いの岩上。岩の風化の度合いは少ないが浮き石である可能性がある。微動レベルは $200 \sim 400 \mu\text{kine}$ 程度と比較的小さい。遊歩道沿いの茶店より AC 電源を長期借用できた。但し車道からは遠く機材の運搬に手間取った。

(e) 神戸市中央区葦合町 C (FUKIC): 観測期間は1995年2月17～2月18日である。

FUKIB 地点より直線距離で $50 \sim 60 \text{ m}$ 程にある雄滝脇の布引花崗閃緑岩 (白亜紀前) 上。微動レベル $400 \mu\text{kine}$ 以下であり、上述の茶店より延長コードを用いて AC 電源が使用できた。但し、観測地点横は溪谷状になっており機材搬入、観測に際しては転落の危険あり。また、付近は落石が非常に多かった (Photo 18, 19)。

(f) 北淡町野島平林 (HIRA): 観測期間は1995年2月19～2月20日である。

付近は野島花崗閃緑岩 (白亜紀) が露頭しており、観測地点は石切場の一部。観測期間中、石切場付近は人工電源が少なく微動レベルは $400 \mu\text{kine}$ 以下であった。近傍に AC 電源が無いため観測は DC 駆動で行った (Photo 19)。

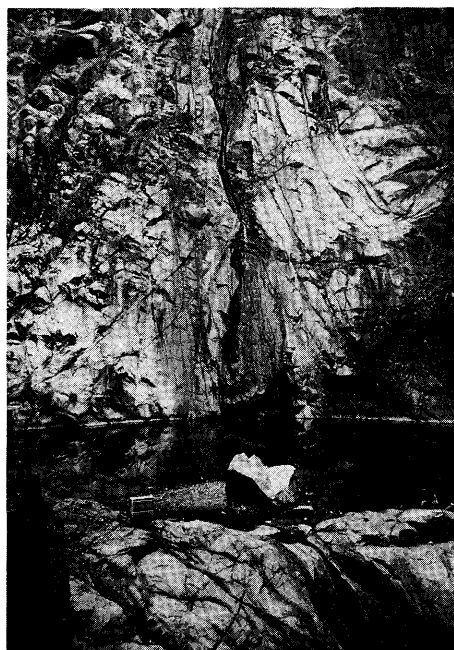


Photo 18 The observation site of aftershocks on the Nunobiki granodiority at FUKIC, Kobe City.

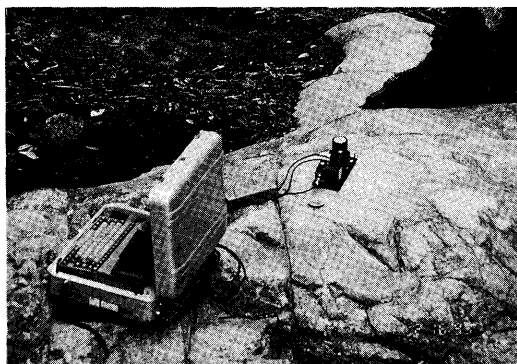


Photo 19 The seismometers at site FUKIC.

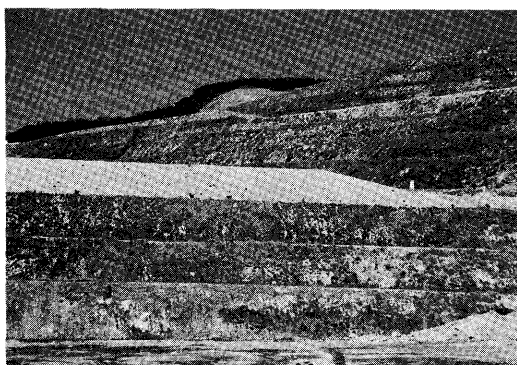


Photo 20 The observation site of after shock at HIRA, Hokudan-Cho.



Photo 21 The seismometers at site HIRA.

to 20, 21)。

以上に示した各観測地点の位置を活断層位置と併せて Fig. 1 に示す。また、各観測点と表層地質の関係を Fig. 2 に示す。

3.2 観測システム

観測は、3 成分のサーボ型速度センサーを持つ携帯用

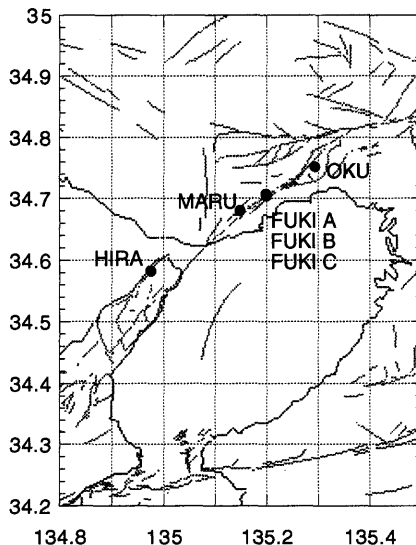


Fig. 1 Locations of observation stations and active faults

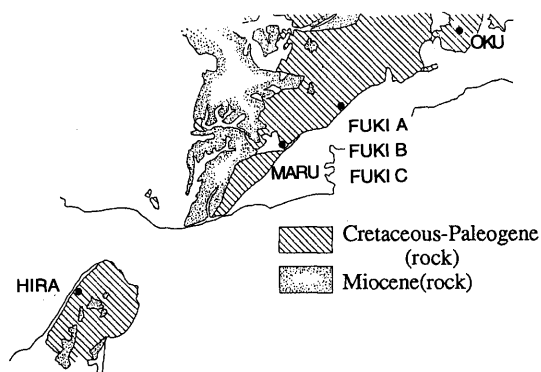


Fig. 2 Surface geology around the epicentral region

地震計（東京測振製）を用いて行った。センサー部は 0.5~40 Hz でフラットな特性 (Fig. 3) を持つ。A/D の分解能は 16 bit (80 db 以上)、記録装置としてノート型パーソナルコンピュータのハードディスクを用いている。電源は無停電電源装置を介した AC 駆動 (MARU, FUKIB), あるいは自動車用鉛蓄電池を用いた DC 駆動 (OKU, FUKIA, FUKIC) である。センサーは 3 成分を剛性の高い鋼製板に固定し、さらに鋼製板を岩に接着した。また、雨天時におけるセンサーの保護を考え、センサー部には雨避けのカバーを設置した。

標準的な記録条件として、サンプリング 200 Hz, フルスケール 1.0×10^2 mkine, トリガー条件 1.0~2.0 mkine, 遅延時間 2.5 sec とした。但し、状況に応じてこ

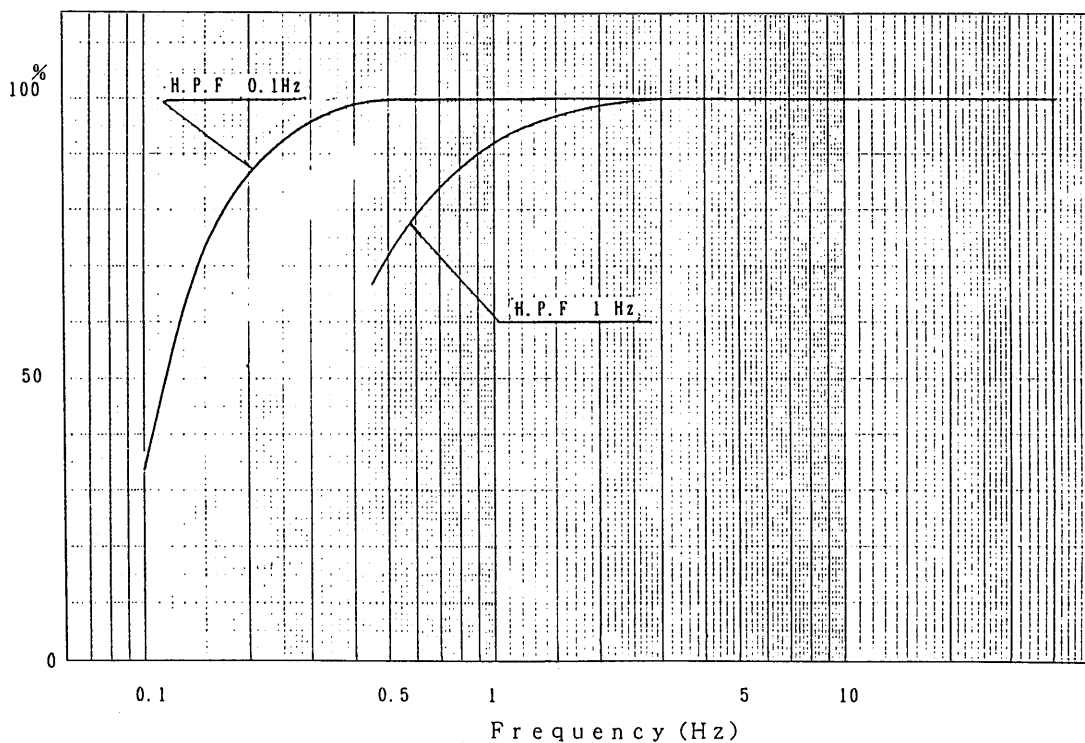


Fig. 3 Over-all characteristics of the observation system

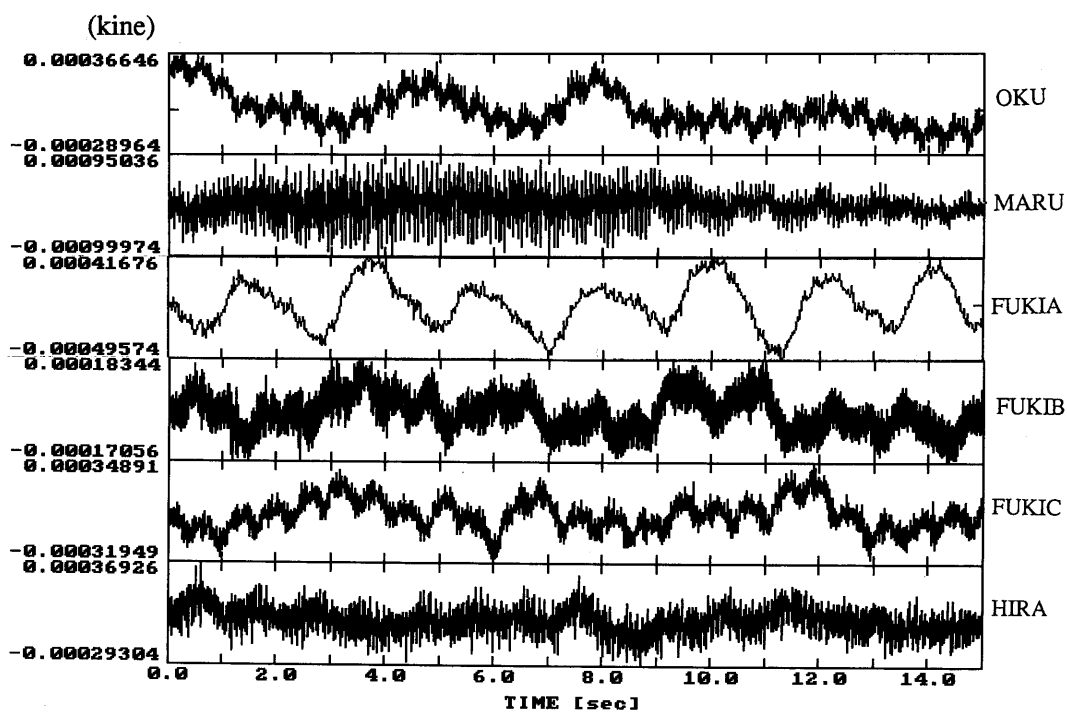


Fig. 4 Microtremors recorded at observation stations (vertical component)

これらの設定を変更したケースもある。

3.3 微動の性状

はじめに、各観測地点における常時微動（上下動）の一例を Fig. 4 に示す。振幅レベルは、もっともレベルの高い MARU で $100 \mu\text{kine}$ 程度、その他の地点ではほぼ $200 \sim 500 \mu\text{kine}$ のオーダーである。MARU を除く地点ではノイズレベルが低く、 0.5 Hz 前後の脈動とみられる成分が目立つ。

次に、各観測地点の 15 sec 間における上下動成分のフーリエスペクトルを Fig. 5 に示す。OKU, MARU, FUKIB では $1 \sim 2 \text{ Hz}$ 付近、FUKIC では 1.5 Hz , 3 Hz 付近、HIRA では、 $8 \sim 10 \text{ Hz}$ 付近にスペクトルのピークが認められる。これらの卓越が表面地盤の増幅によるものか、微動源の持つ固有周期によるものかは、判断できない。但しこれらのピークは余震記録のスペクトルでは目立たないため、以下の解析ではこれらの影響を考慮しない。

3.4 観測期間と記録数

1995年1月18～2月20日までの1カ月に記録されたファイル数は900余り、連続観測時間は360時間以上である。Fig. 6 に本震からの経過日数と1時間当たりの記録数との関係を示す。ノイズによりトリガーしていることが明らかな記録は記録数から除外している。トリガー条件等が一定していないため詳細な検討はできないが、本震からの日数経過に伴う記録数の減少は簡略化された改良大森式（図中実線）に従う。この時、記録数は $K \times t^{-1.5}$ (K : Constant, t : 日数) で近似される。

3.5 観測された記録の震源位置

記録された余震のうち、マグニチュードの大きなものに関しては、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所、兵庫県南部地震緊急地殻調査本部などにより地震位置が決定されている。このうち東京大学地震研究所による震源位置データ⁶⁾を用いて、発震時刻の検出から本観測記録と同一の余震と考えられるものを363個抽出した。その震源位置を Fig. 7 にプロットする。

図より、記録された余震は、特に観測期間の長年に渡った FUKIB 付近に集中する傾向がみられるものの、平均的には本震の断層位置付近に分布していることが分かる。平面的に投影した場合、余震分布が集中する領域の長さは約 40 km 、走行は $N50E$ である。また深さ方向では $0 \sim 15 \text{ km}$ に分布が集中することが分かる。

4. 余震の波形解析

4.1 解析に用いる波形

解析に用いる余震記録のリストを Table 2 に示す。表

中の*印は気象庁による電源位置、マグニチュードのデータである。記録の選択に際して、1) S/N が高いこと、2) 震源距離が比較的近いこと (P—S 間の時間差が短いこと)、3) 記録が飽和していないこと、を基準とした。選択された余震記録は21個、このうち気象庁より震源データ等が公表されているものが16個である。各記録の速度最大値は約数 $\text{mkine} \sim$ 数十 mkine のオーダーに分布し、P—S の時間差より推定される震源距離は数 $\text{km} \sim$ 十数 km が中心である。気象庁によるマグニチュードは最大 3.8 である。

データ量の多い FUKIB の記録は、振幅の異方性が顕著でありデータとして使用する際には補正等が必要であると考えられる。従って、本論ではこれらの記録は使用しない。

4.2 時刻歴波形の解析

Table 2 の中から時刻歴解析に用いる主な波形記録を選択し Fig. 8～10 に示す。ここにあげた波形は、原則的に次の条件を満たす。

- 1) 震源の近い余震：P—S 初動の到達時間差 $< 2 \text{ sec}$
- 2) 最大振幅の大きい余震： 10 mkine 以上
- 3) P 波が明瞭で、振幅の大きな余震：P 波最大振幅 $> S$ 波最大振幅 $\times 0.5$

但し、図中の3波は、最大振幅の条件を満たしていない。OKU01191519, HIRA021920は震源距離が 25 km 以上で、遠地の余震である。しかし、その他の記録は、HIRA で震源距離が 13 km 以下、OKU, FUKIC の観測地点が 10 km 以下である。

Table 3 にこれらの波形の最大振幅、P—S 到達時間差、震源距離を示した。

速度記録の零線補正を行い、積分し変位波形を求めた後、再び零線補正を行った。このときランニング平均の平均値を除去している。平均ウインドウ幅は 1 sec とした。得られた変位波形に関して、P 波初動から1周期の3次元粒子軌跡を描かせ、入射角 (incident angle) と波動到来方向 (back-azimuth) を求めた。震源距離計算に際して、地盤構造は半無限弾性体とし、P 波速度 5500 m/sec , S 波速度 3200 m/sec を仮定した。

以上により得られた入射角は鉛直軸から 26° 以下である。P—S 変換波が OKU01191448, HIRA021920 に見分けられる。特に OKU01191448 は震源距離が 7.7 km で入射角が 10° 以下のために、ほぼ観測地点の直下の構造に反射層があると推定される。しかし、本論では、層構造の音響インピーダンス比の影響は小さいと仮定し、平均的な値として既往の爆破実験による地盤速度構造を用いた⁷⁾。

(kine*sec)

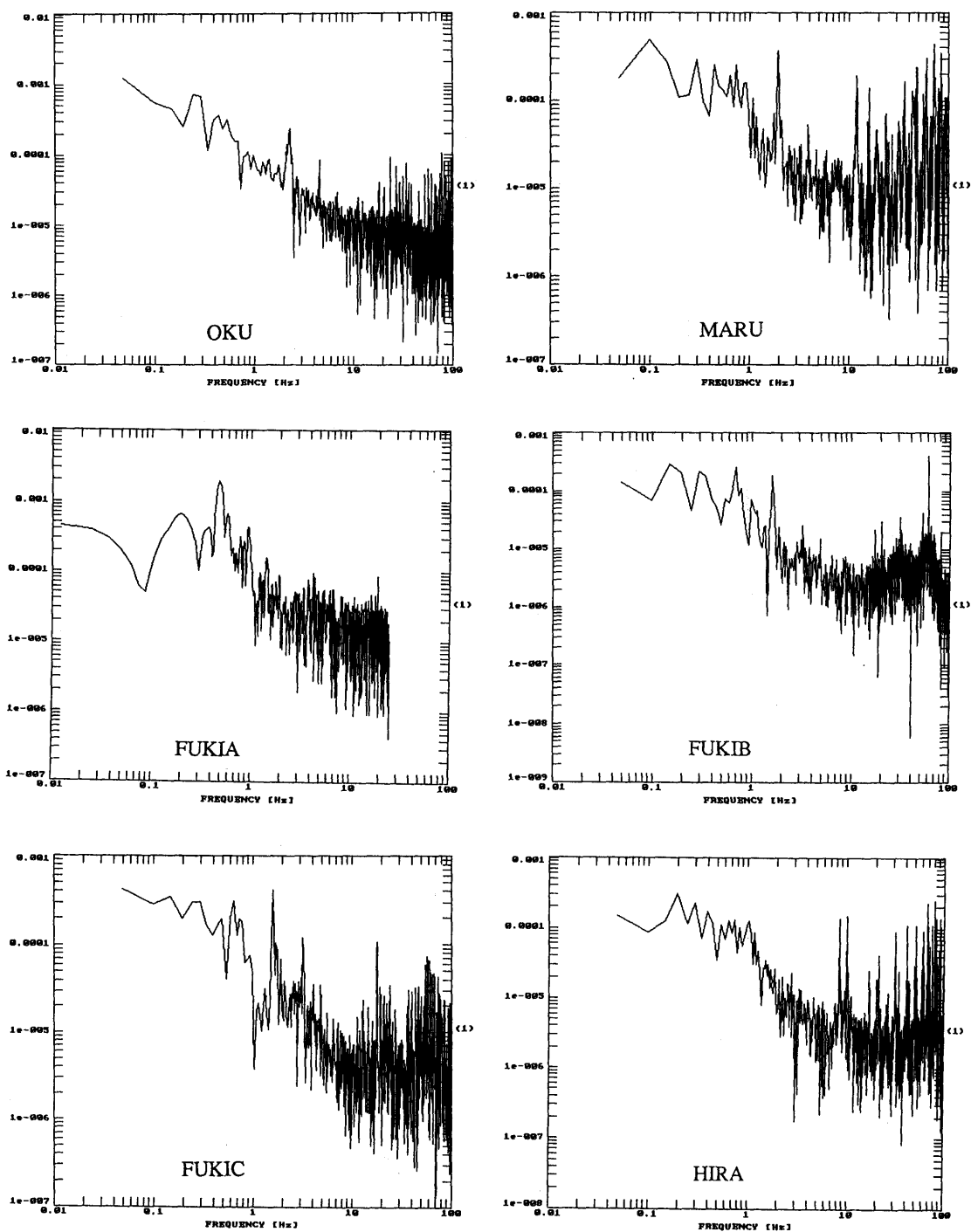


Fig. 5 Fourier spectra of microtremors (vertical component)

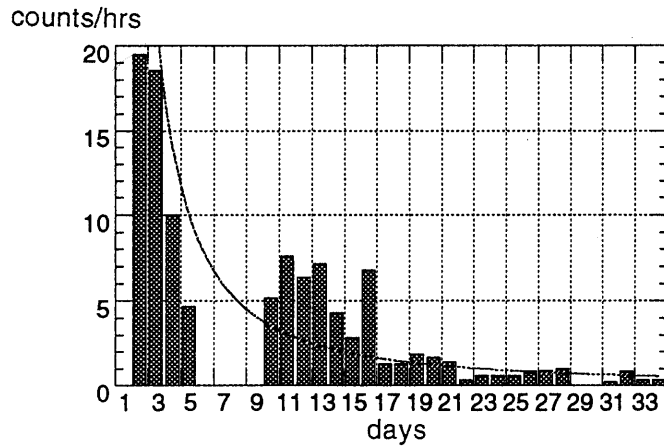


Fig. 6 Number of aftershocks recorded per hour

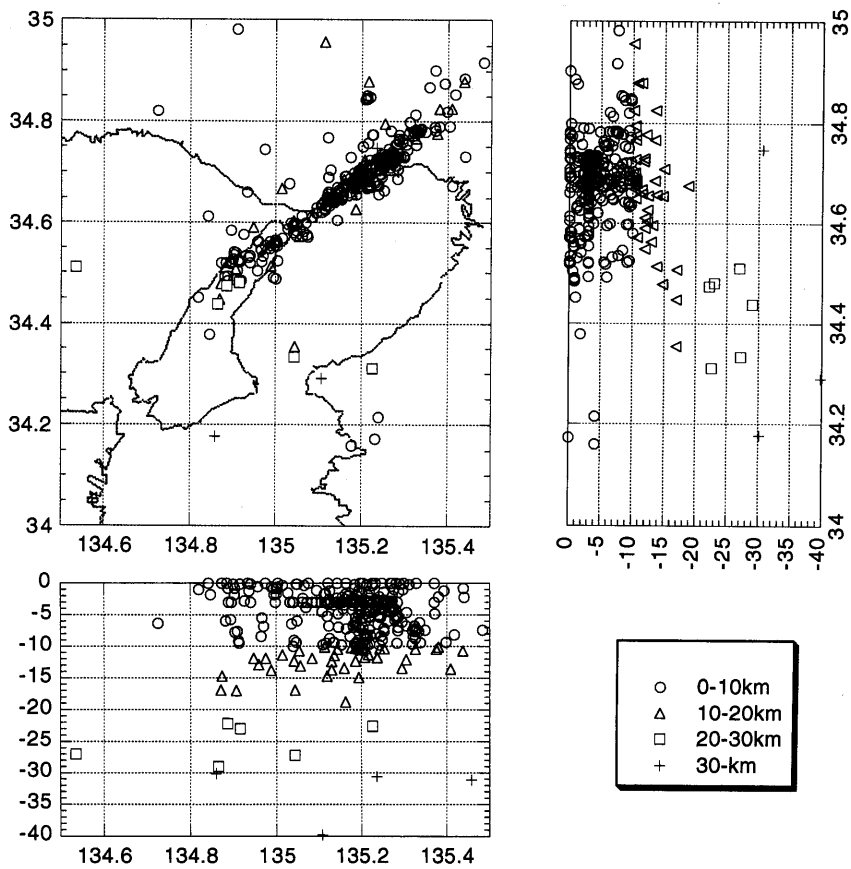


Fig. 7 Locations of recorded aftershocks (after ERI⁶⁾)

Table 2 List of aftershocks used in this study

event name	site	date	time	latitude* (degree)	longitude* (degree)	depth* (km)	magnitude*
OKU01191034	OKU	Jan. 19	10:34:10				
OKU01191101	OKU	Jan. 19	11:01:08				
OKU01191303	OKU	Jan. 19	13:03:40				
OKU01191333	OKU	Jan. 19	13:33:34				
OKU01191403	OKU	Jan. 19	14:03:40	34.717	135.268	7.5	2.6
OKU01191406	OKU	Jan. 19	14:06:14				
OKU01191448	OKU	Jan. 19	14:48:16	34.733	135.265	11.6	2.5
OKU01191450	OKU	Jan. 19	14:50:32	34.705	135.207	13.0	3.0
OKU01191519	OKU	Jan. 19	15:19:50	34.513	134.917	13.9	3.8
OKU01191538	OKU	Jan. 19	15:38:44	34.708	135.253	8.0	2.8
OKU01191621	OKU	Jan. 19	16:21:50	34.768	135.258	13.5	1.8
OKU01211657	OKU	Jan. 21	16:57:41	34.700	135.192	14.2	3.4
OKU01211748	OKU	Jan. 21	17:48:32	34.788	135.360	10.4	2.4
FUKIC02161257	FUKI C	Feb. 16	12:57:19	36.693	135.175	14.2	2.9
FUKIC02162225	FUKI C	Feb. 16	22:25:48	34.658	135.142	12.5	3.1
FUKIC02170635	FUKI C	Feb. 17	6:35:47	34.725	135.267	10.2	2.1
FUKIC02170852	FUKI C	Feb. 17	8:52:00	34.730	135.215	12.8	2.6
FUKIC02170950	FUKI C	Feb. 17	9:50:33	34.707	135.205	12.4	2.5
HIRA02192015	HIRA	Feb. 19	20:15:08	34.545	134.886	10.5	2.5
HIRA02192027	HIRA	Feb. 19	20:27:15	34.542	134.885	11.4	3.6
HIRA02200543	HIRA	Feb. 20	5:43:39	34.693	135.150	16.1	2.9

* after JMA

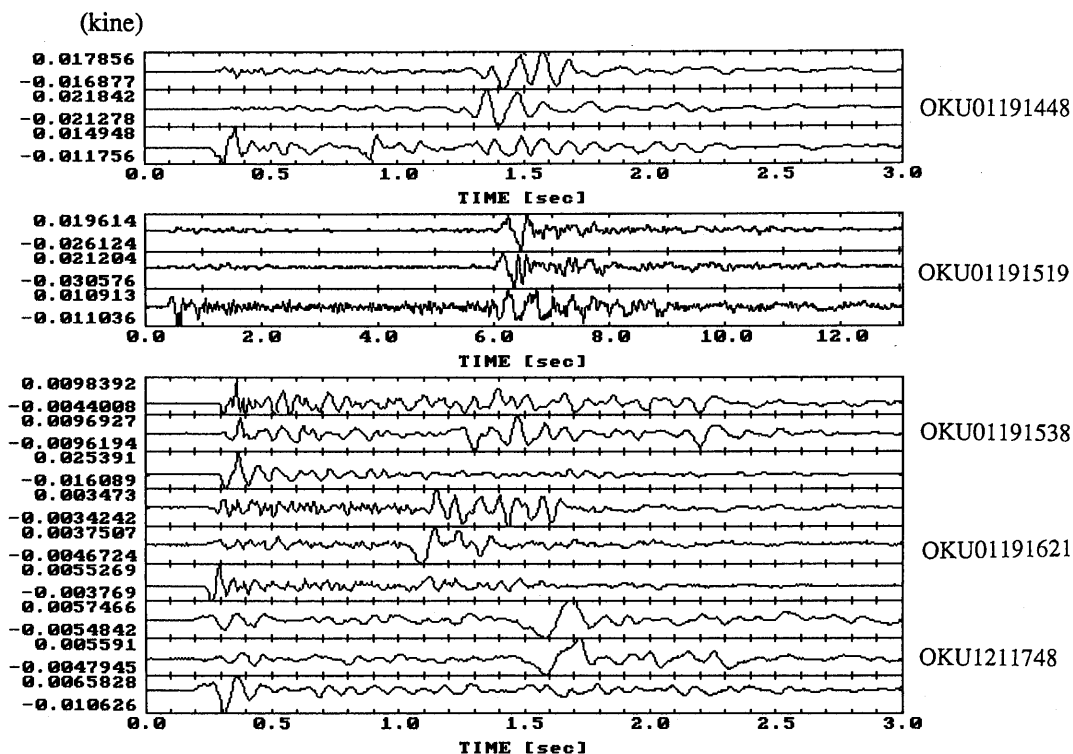


Fig. 8 Time-histories of observed records (station OKU)

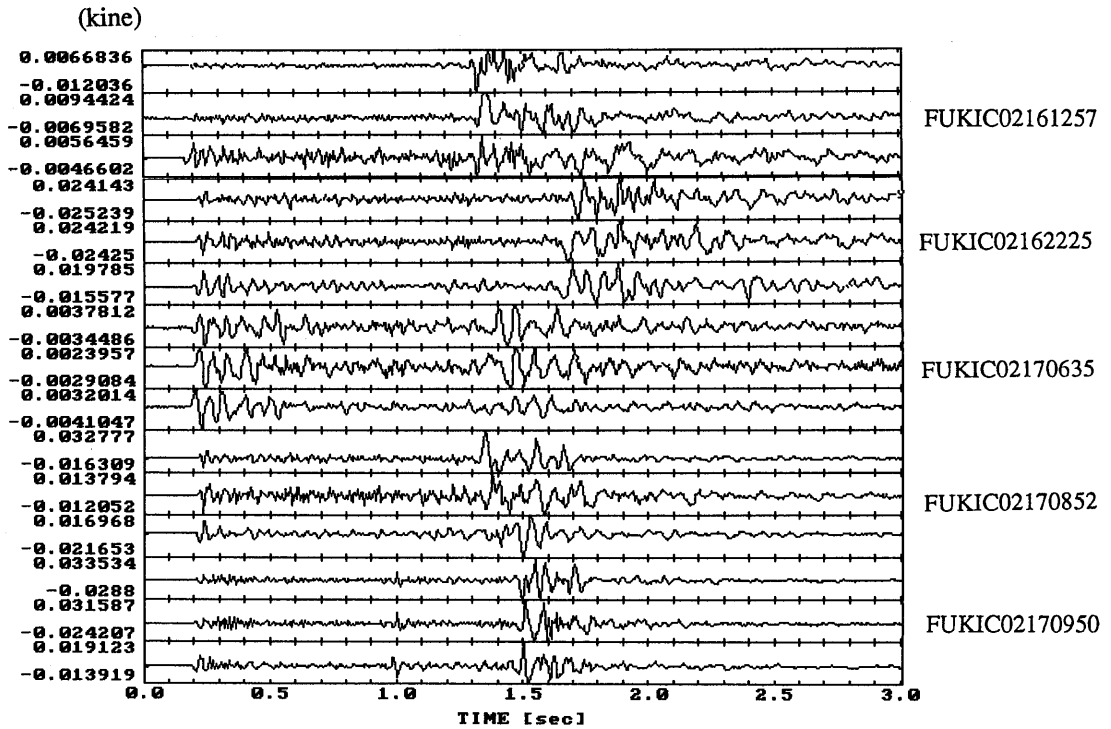


Fig. 9 Time-histories of observed records (station FUKIC)

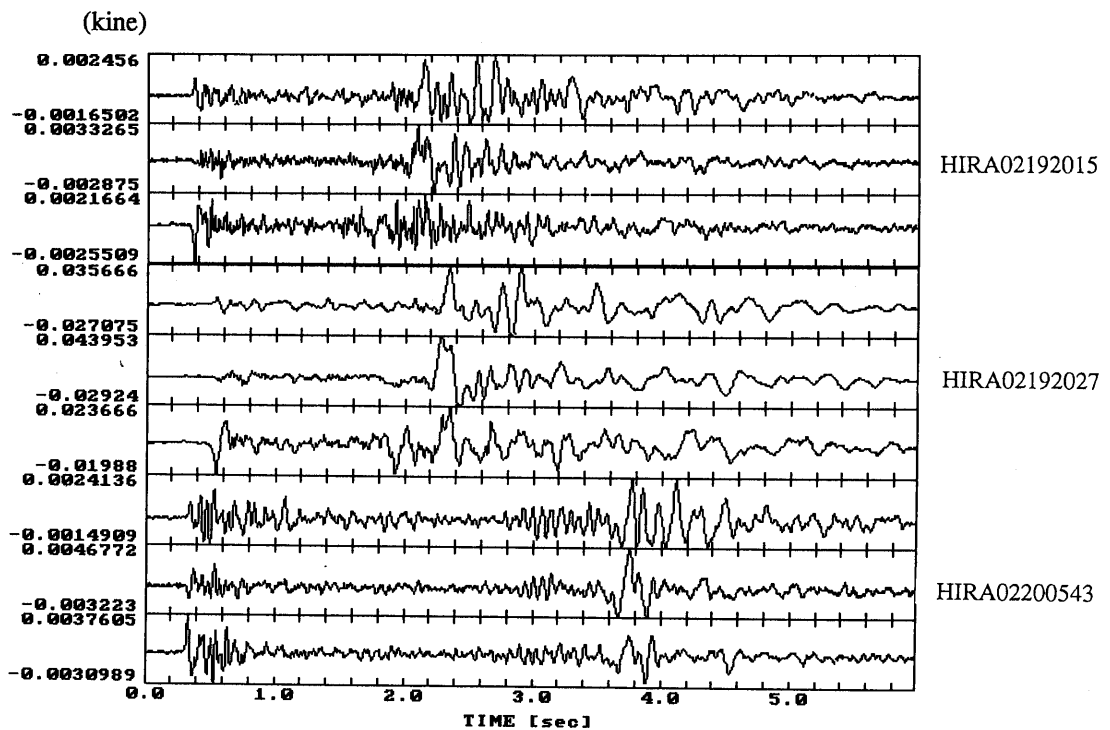


Fig. 10 Time-histories of observed records (station HIRA)

Table 3 Results of time-history analysis of aftershocks

event name	max. vel. (kine)	P-S time (sec)	hypocentral distance(km)	incident angle(°)	p-s conv- erted wave (hz)	fo(p) (hz)	fo(s) (hz)	fault L from p(m)	fault L from s(m)
OKU01191448	22(hor.-s*)	1.01	7.7	6	○	6	5	127	156
OKU01191519	31(hor.-s)	5.7	43.6	20					
OKU01191538	25(ver.-p**)	0.9	6.9	17		6.1	6	176	271
OKU01191621	6(ver.-p)	0.82	6.3	6					
OKU01211748	11(ver.-p)	1.26	9.6	22		10	9.2	80	93
FUKIC02161257	12(hor.-s)	1.15	8.8						
FUKIC02162225	25(hor.-s)	1.41	10.8	26		20	12	52	124
FUKIC02170635	4(hor.-s)	1.14	8.7						
FUKIC02170852	33(hor.-s)	1.1	8.4	16		23.3	18	49	108
FUKIC02170950	34(hor.s)	1.26	9.6	25					
HIRA02192015	3(hor.-s)	1.66	12.7						
HIRA02192027	44(hor.-s)	1.85	12.6	16					
HIRA02200543	5(hor.-s)	2.6	25.2		○				

* horizontal component of s wave, ** vertical component of s wave

fo; corner frequency

5. 余震の断層面解の推定

5.1 断層面解の推定方法

本章では、1点で観測された余震波形記録を用いて断層面解を推定する。通常、断層面解は、複数の観測点が記録されたP波初動部の押し引きにより推定されるが、ここでは、観測点が1点であるため、P波およびS波の初動の3次元ベクトルをデータとした解析方法を用いる。推定されるパラメータは、震源位置、断層の走行角(θ)、傾斜角(δ)、およびすべり角(λ)の4つである。解析は2つのステップより構成され、[第1ステップ]では、震源位置の推定、[第2ステップ]では走行角、傾斜角、すべり角の決定を行う。以下、詳細を述べる。

[第1ステップ] はじめに観測されたP波初動の押し引きの極性、および3次元ベクトルより、波動の到来方向を求める。次に、地盤構造を仮定し、P—S間の時間差を考慮することにより震源位置を決定する。

[第2ステップ] 震源パラメータを漸次変化させ、観測されたP波初動の3次元ベクトル、およびS波初動の3次元ベクトルをもっともよく説明できる値を求める。但し、計算されたP波初動のベクトルが観測値となす角が0°あるいは180°となることは、第1ステップの手続きより自明であるため、実際に収束条件として用いるのは、P波の極性、S波初動ベクトルにおける計算値・観測値のなす角とした。推定値決定には、各パラメータを10°毎に変化させ、P波の極性を満たし、かつ計算値・観測値のなす角度が最小のものを選択する方法を採用した。また、震源解として、遠方近似値を用いた。これは、今回の対象となる余震の規模が、震源距離に対して十分に小さいためである。

5.2 拘束条件と地盤モデル

神戸、淡路地域での一般的な断層震源メカニズムが角型の右横ずれであることより、今回の断層面解推定に際して、傾斜角が60°~90°の拘束条件を付加した。

地盤モデルは半無限地盤モデルおよび2層地盤モデルを用意した。このうち、半無限地盤モデルの V_p , V_s , ρ はそれぞれ5500 m/sec, 3200 m/sec, 2.5 g/cm³, 2層地盤モデル上層部の値は5000 m/sec, 2500 m/sec, 2.2 g/cm³, 下層の値は5500 m/sec, 3200 m/sec, 2.5 g/cm³, 2層地盤モデル上層部の厚さは5.0 kmである。また、解析ではすべての層において $Q=\infty$ と仮定している。

地盤モデルに関する予備解析の結果、半無限地盤モデルと2層地盤モデルによる値に殆ど差が認められないことが分かった。これは2層間の音響インピーダンス比が比較的小さいからである。従って、以下の解析にはより計算時間の節約できる半無限地盤モデルによる結果のみを示す。

5.3 解析結果

解析にはP波、S波初動部の読みとりが容易な記録を用いた。Table 4に震源位置とパラメータに関する解析結果の一覧を示す。震源位置の項目内の()は気象庁発表による値との差を示している。また、震源パラメータは断層面あるいは補助面に対するものであり、断層面のみの値を示したのではない。

表より、推定された震源位置は気象庁発表の値と比較して数km以内の誤差に収まっているケースが多い。但し、気象庁の値と他機関による発表値(例えば東大地震研究所⁶⁾)との間にも数km以上のオーダーの差が存在するため、震源位置の誤差に関する詳細な検討はここではしない。また、計算されたS波ベクトルと観測値と

Table 4 Faults-plane solutions obtained by body-wave inversion

event name	latitude (degree)	longitude (degree)	depth (km)	θ (degree)	δ (degree)	λ (degree)	error (degree)
OKU01191034	34.746(-)	135.272(-)	11.1(-)	65	90	40	21
OKU01191101	34.749(-)	135.28(-)	6.8(-)	115	90	200	11
OKU01191303	34.749(-)	135.284(-)	4.9(-)	285	70	320	79
OKU01191333	34.749(-)	135.306(-)	6.9(-)	145	60	170	32
OKU01191403	34.751(0.034)	135.279(0.011)	7.2(-0.3)	115	90	220	28
OKU01191406	34.752(-)	135.287(-)	3.0(-)	145	90	40	18
OKU01191448	34.752(0.019)	135.279(0.014)	7.3(-4.3)	95	80	30	8
OKU01191450	34.747(0.042)	135.269(0.062)	12.5(-0.5)	75	90	10	8
OKU01191538	34.758(0.05)	135.304(0.051)	6.7(-1.3)	275	80	340	9
OKU01191621	34.757(-0.011)	135.302(0.044)	5.7(-7.8)	215	60	350	8
OKU01211657	34.750(0.050)	135.265(0.073)	14.4(0.2)	115	70	210	4
OKU01211748	34.758(-0.003)	135.309(-0.051)	9.2(-1.2)	195	90	200	18
FUKIC02162225	34.633(-0.025)	135.150(0.008)	7.1(-5.4)	150	60	320	53
FUKIC02170852	34.726(-0.004)	135.291(0.076)	7.4(-5.4)	300	60	40	24
HIRA02192027	34.549(0.042)	134.927(0.042)	8.6(0.5)	30	90	140	17

() error between this study and JMA value

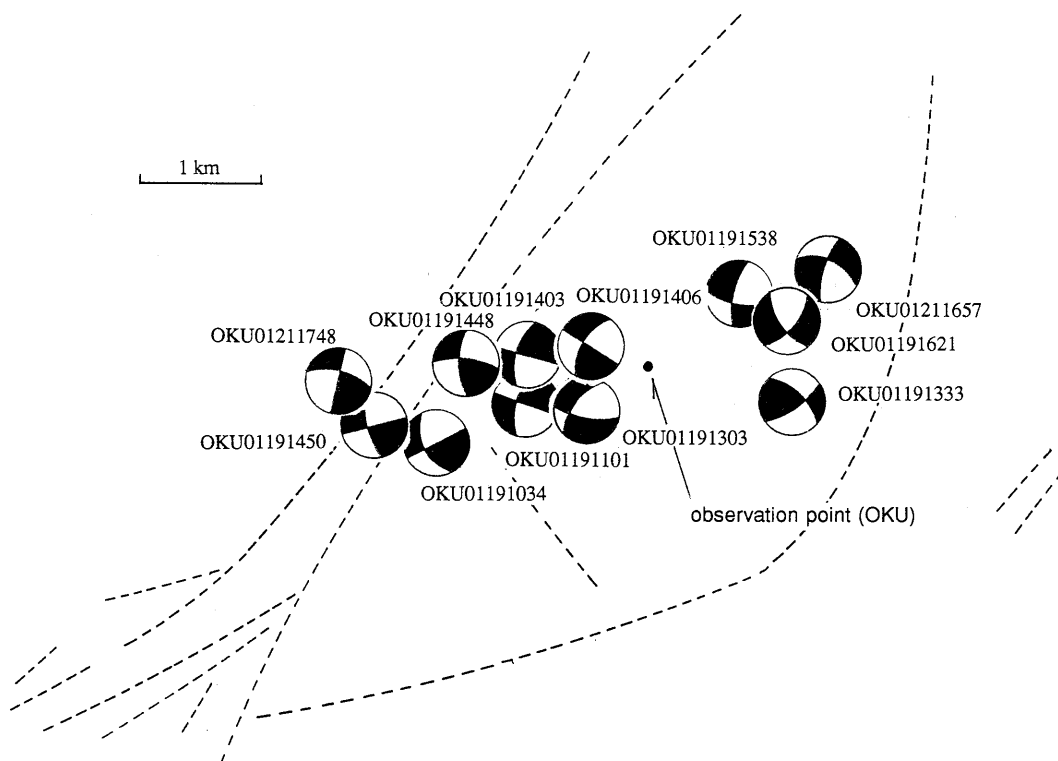


Fig. 11 Calculated fault-planes in this study (for station OKU)

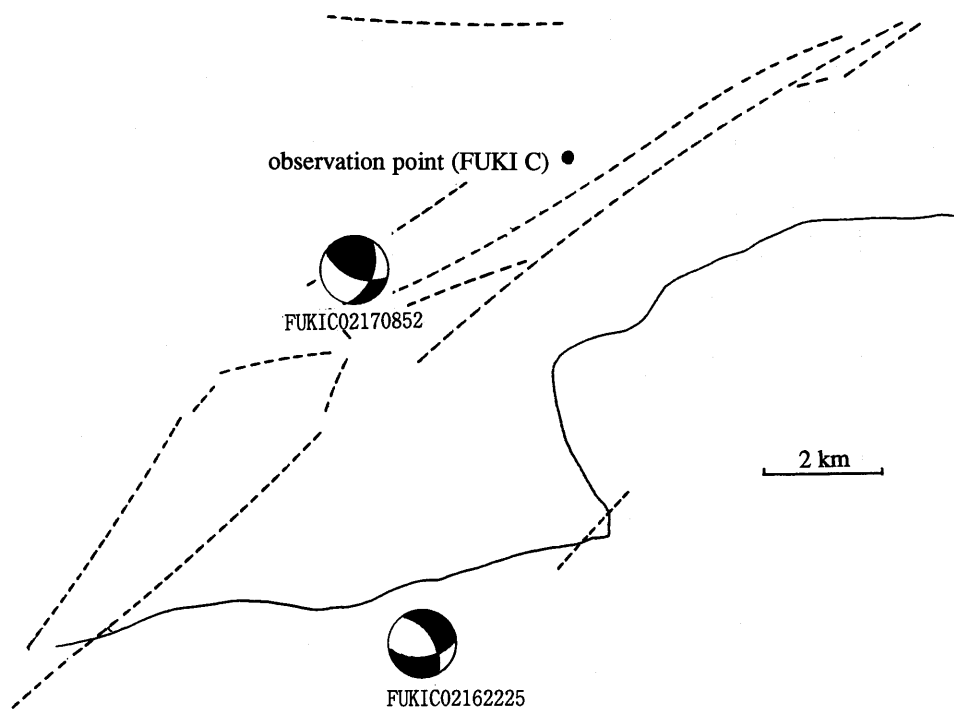


Fig. 12 Calculated fault-planes in this study (for station FUKIC)

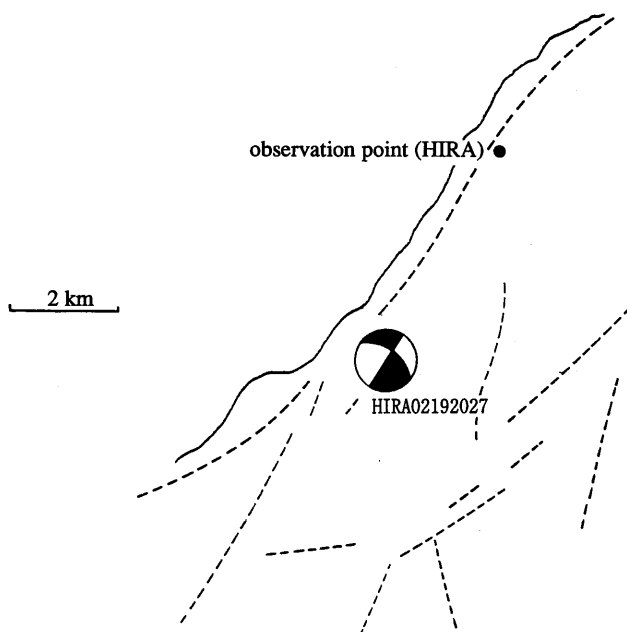


Fig. 13 Calculated fault-planes in this study (for station HIRA)

の誤差を示した項から、15波中11波が 25° 以内の誤差に収まっていることが分かり、全体として比較的安定した収束を示していることが理解できる。しかし、一部（例えばOKU01191303, FUKIC02162225）誤差の大きな例も存在する。

Fig. 11～Fig. 13に、推定された断層面解（上半球）を各観測点毎に示す。図中、波線で記したのは既知の活断層位置である。図より、震源断層砂右横ずれとみなした場合、観測点によらず推定された走行角は近傍の活断層の走行また本震の走行とほぼ一致することが分かる。従って、本震発生直後の余震発生メカニズムが本震のメカニズムとほぼ同一であると仮定するならば⁹⁾、本解析による推定値の妥当性が示される。また、この場合、比較的短周期のS波初動部は、伝播経路において乱されることなく震源の放射特性を十分に保持していたことになる。

6. 震源スペクトルとコーナー周波数

6.1 震源スペクトル

4.2で求めた入射角と波動到来方向から変位波形の縦波成分（longitudinal (P) component: L）、鉛直剪断成分（vertically polarized (SV) component: Q）、横剪断成分（transversely polarized horizontal (SH) component: T）を分離した。L成分のP波とT成分のS波から変位スペクトル密度を求めた（Fig. 14）。余震の震源距離が11 km以内のために、Q値の影響を無視し、 $Q=\infty$ と仮定する。岩盤は風化のほとんどない花崗岩を選んだが、3.3で求めた微動のスペクトルによれば、OKU, FUKICでは2～3 Hz, HIRAでは8～10 Hzの卓越振動数がみられる。しかし、これを用いて直接観測点の増幅率を除くことはできない。特にHIRAのHIRA021920スペクトルをみると、10 Hz以降振動数に向かって単調増加している。これは明らかに観測点の増幅率のためと考えられるので、このスペクトルは除く。その他については観測点の増幅率の影響は少ないとみなす。よってFig. 14のスペクトルは、電源スペクトルを近似すると考えられる。但し、OKU01191519は遠地の地震であり、パスの影響を示す。フラットなスペクトル部分がなくなり低振動数が卓越している。また地震計の特性から、40 Hzまでを有為なデータとみなす。

6.2 コーナー周波数

ユニラテラルな有限長の移動震源モデルを仮定し、スペクトルから震源断層長さの推定を試みた。Haskellモデルの傾斜関数を仮定し、移動震源から観測点方位へのディレクティビティにより次式が成り立つ。

$$L=2c/[f_0(c/v_r-\cos\bar{\theta})] \quad (1)$$

ここに、 L は断層長さ、 c は震源から観測点までの弾性波の伝播速度、 f_0 はコーナー周波数、 v_r は断層の破壊伝播速度、 $\bar{\theta}$ は震源から観測点への方位である。

破壊速度を $v_r=0.72v_s$ とする。5.で求めた断層面解より、右横ずれ型に相当する断層面の走向、傾斜、滑り角を求める。これを用いて $\bar{\theta}$ を求めた。一方、Fig. 14のスペクトルからコーナー周波数を求めた。コーナー周波数までの低周波数領域は平坦で、高周波数側に向かって低下している。これらの値を式(1)に代入し断層長さを計算するとTable 3のようになる。P波とS波から求めた断層長さはS波から求めた方が大きくなるが、その差はほぼ妥当なオーダーに相当すると考えられる。しかし、FUKICの結果はコーナー周波数が高く、求めた断層長さがOKUに比較して小さい。岩盤の特性は、FUKICは布引花崗閃緑岩で岩体も大きいと推測された。一方、OKUは六甲花崗岩である。FUKICの方が高振動数でコーナー周波数が現れることは予想されるが、データ数が少ない。しかし両者の結果は、マグニチュード2.4～3.1から推定される長さ調和的である。

7. まとめ

本論では、1995年1月17日に発生した神戸地震（兵庫県南部地震）に関して地源域の地震断層と地盤の調査および余震観測・解析に関する報告を行った。特に余震観測では震源距離の近い（十数 km 以内）地震波を数百波以上記録することができた。このような岩盤上のニアフィールド地震波記録は非常に貴重なものであり、本論ではこれらの波形を対象として波動解析、断層面解の推定、コーナー周波数の解析等を行った。上記解析の結果、以下の結論を得た。

1) 今回記録されたニアフィールド波形の多くは、時刻歴、スペクトルともに伝播経路における影響を余り受けずに震源特性を強く反映していることが分かった。

2) 1観測地点でのP, S波の初動部をデータとした余震断層面解の推定の結果、既存の活断層・本震のメカニズムと調和的な解を得た。これより観測されたS波初動部が震源放射特性を十分に保持していることが分かった。

3) 観測波形のスペクトルにはコーナー周波数が認められた。移動震源を仮定しコーナー周波数と断層面解より計算される断層長さのオーダーはほぼ妥当なものであることが分かった。

謝辞：本震直後の震源域は、交通状況、通信状況など

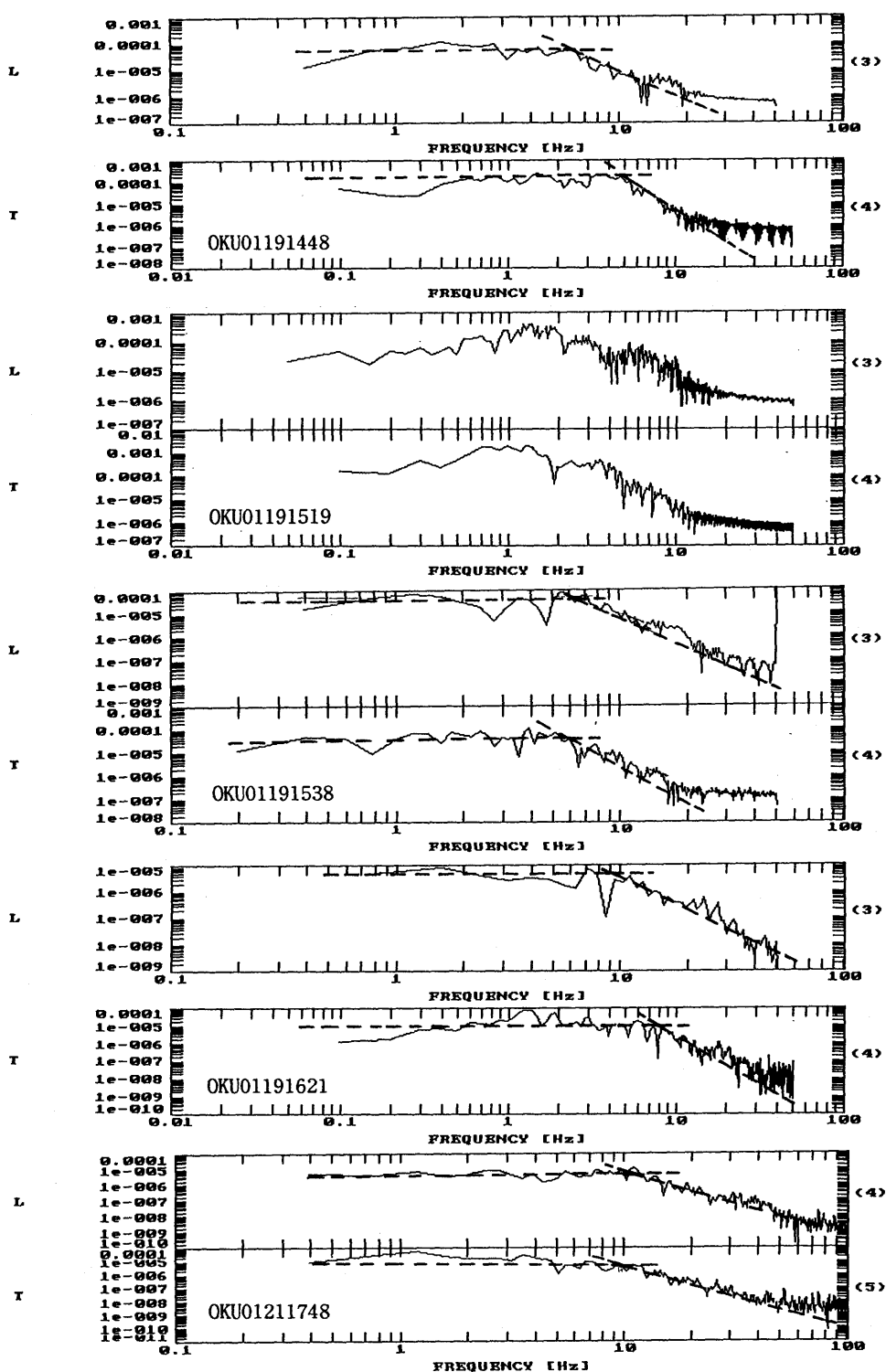


Fig. 14(a) Spectral densities of observed displacement

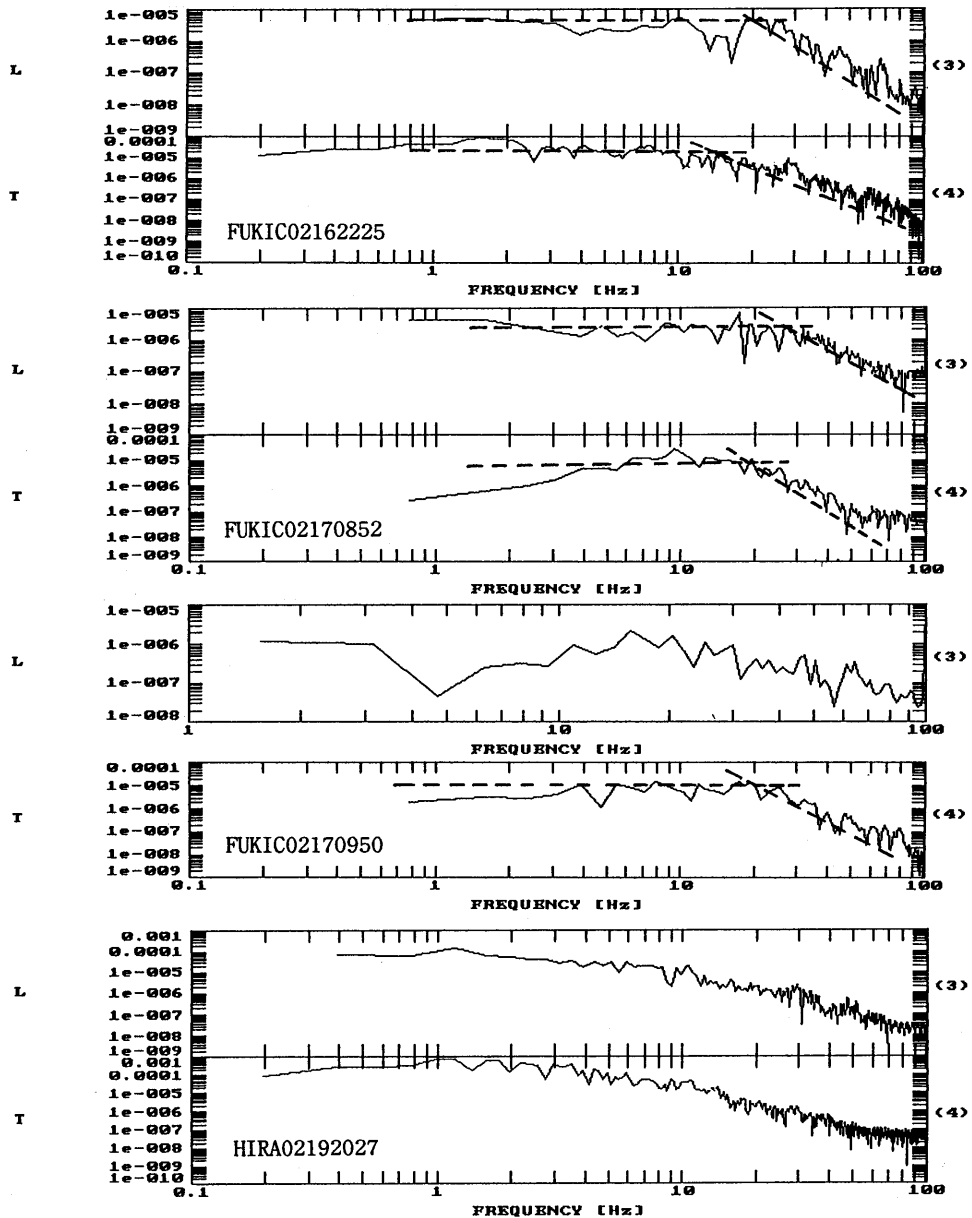


Fig. 14(b) Spectral densities of observed displacement

が劣悪であり、必ずしも良好な状態で調査、観測が行われたわけではない。特に余震観測地点の選定にあたっては文字どおり試行の繰り返しであり、現地の方々の協力なしに連続観測は実行し得なかった。亡くなられた方々のご冥福を祈るとともに、神戸の多くのご協力いただいたかたに感謝いたします。また観測中、東京から適時有益な情報を送っていただいた早稲田大学教授山田真

先生に感謝いたします。

(原稿受付 平成8年1月22日)

参考文献

- 1) 菊池正幸：遠地実体波による震源のメカニズム，地球号外13，1995年兵庫県南部地震，pp. 47～53，1995. 8.

- 2) 水野清秀, 服部仁, 寒川旭, 高橋浩: 明石地域の地質, 地球地質研究報告第83号, 1990. 3.
- 3) 活断層研究会: 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 1991. 3.
- 4) 藤田和夫, 笠間太郎: 神戸地域の地質, 地域地質報告第49号, 1983.
- 5) 藤田和夫, 笠間太郎: 大阪西北部地域の地質, 地域地質報告第50号, 1982.
- 6) 東京大学地震研究所: 兵庫県南部地震余震分布, <http://www.eri-u-tokyo.ac.jp>, 1995.
- 7) Yoshii, T. et al.: J. Phys. Earth, 22, pp. 109~121, 1974.
- 8) 片尾浩 他: 兵庫県南部地震の余震メカニズム, 日本地震学会講演予稿集, Vol. 2, 1995.
- 9) 中田高, 蓬田清: 地震断層からみた1995年兵庫県南部地震の震源過程, 地球号外13, 1995年兵庫県南部地震, pp. 47~53, 1995. 8.