

## 長町-利府断層(宮城県中部) 近傍の微小地震活動

東北大学大学院理学研究科\* 吉本和生†・内田直希・佐藤春夫・大竹政和  
東京大学地震研究所\*\* 平田直  
防災科学技術研究所\*\*\* 小原一成

### Microseismicity around the Nagamachi-Rifu Fault, Miyagi Prefecture, Northeastern Japan

Kazuo YOSHIMOTO, Naoki UCHIDA, Haruo SATO and Masakazu OHTAKE

Graduate School of Science, Tohoku University, Aoba-ku,  
Sendai-shi, Miyagi 980-8578, Japan

Naoshi HIRATA

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo,  
Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Kazushige OBARA

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,  
Tennodai 3-1, Tsukuba-shi, Ibaraki 305-0006, Japan

(Received May 20, 1998; Accepted March 2, 1999)

To investigate microseismicity around the Nagamachi-Rifu fault, the B class active reverse fault with a northeast-southwest strike and a northwest dip, Miyagi Prefecture, northeastern Japan, a temporal seismic observation composed of sixteen high-sensitivity stations was carried out for the total period of one year between 1996 and 1998. In spite of high artificial noise in the urban area of Sendai City, we succeeded in obtaining high-quality seismic data by using a DAT continuous recording system. The total number of the earthquakes recorded is 119, of which the smallest one is magnitude  $-0.5$ . The depths of the events range between 3 and 13 km. Most of hypocenters are concentrated in the northwestern region of the Nagamachi-Rifu fault, while few earthquakes in the southeastern region regardless of our high sensitivity observation. This indicates that these earthquakes occur only in the hanging wall side of this active fault. Focal mechanisms in this region are not necessarily coincident with that of the Nagamachi-Rifu fault. In particular, focal-plane solutions of strike-slip are predominant along the Kagitori-Okubushi line, which is a flexure with a conjugate strike to the Nagamachi-Rifu fault. The spatial pattern of the horizontal crustal strain also changes its characteristics across this line. These results strongly suggest that not only the Nagamachi-Rifu fault but also the Kagitori-Okubushi line may control the seismogenesis of this area.

Key words: active fault, DAT continuous seismic monitoring in urban area, Kagitori-Okubushi line, microseismicity, Nagamachi-Rifu fault.

#### § 1. はじめに

東北地方の内陸地震活動は大局的には太平洋プレート

の沈み込み運動に伴う東西圧縮応力に起因すると考えられている [例えば, KOSUGA (1996)]. しかしながら, 内

\* 〒980-8578 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉

\*\* 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1

\*\*\* 〒305-0006 茨城県つくば市天王台 3-1

†: 連絡責任者

電話: 022-217-6533, FAX: 022-217-6783

E-mail: yoshi@zisin.geophys.tohoku.ac.jp

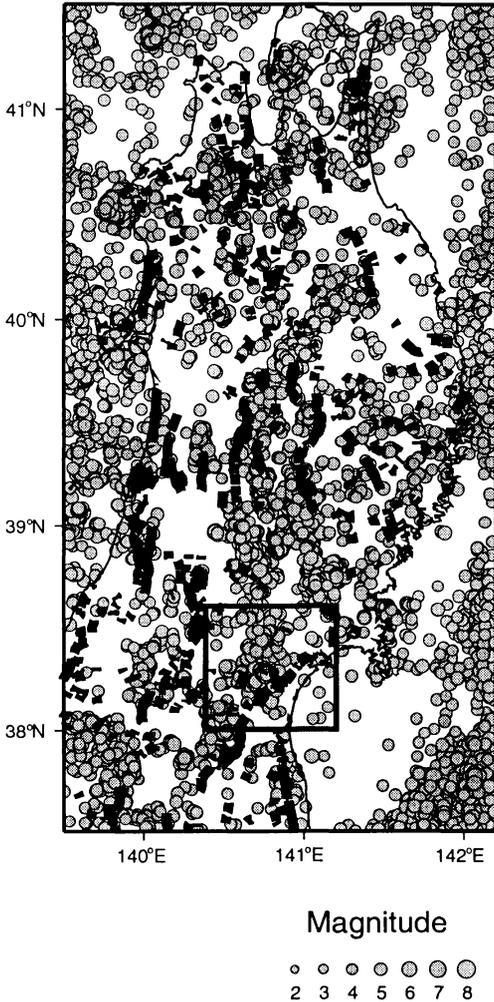


Fig. 1. Epicentral distribution of shallow earthquakes (Depth < 30 km,  $M > 2.0$ ) in the Tohoku district, Japan for the period from 1978 to 1998 (after Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University). Symbols are scaled to the local earthquake magnitude. Solid lines represent active faults. The boxed area shows the location of the study area (shown by Fig. 2).

陸地殻内の微小地震の活動は一様ではなく、地域的な偏在性が明瞭に認められる。Fig. 1 に示すように、北上山地の北西から奥羽山地の東縁を経て仙台湾まで連続する微小地震活動はひじょうに顕著である [例えば, Ishii *et al.* (1983)]. この地震多発域は南北約 250 km におよび、その南限は宮城県仙台市を北東-南西方向に横切る長町-利府断層とほぼ一致する。

長町-利府断層は全長約 17 km の活動度 B 級の活断

層で、内陸側に傾斜する逆断層とされている [活断層研究会 (1991)]. 第四紀の累積上下地殻変動量から、平均上下変位速度は最大地点で 0.7 mm/y と推定され、相対的に内陸側が隆起をしている。同断層の南端付近には、類似した走向をもつ坪沼断層や円田断層、あるいは共役な走向を示す鉤取-奥武士線 (撓曲) などが存在する。

地震活動の地域性とそのテクトニクス的な意味を解明するうえで、微小地震の震源分布と地質構造 (活断層や撓曲など) の相互関係を明らかにすることは極めて重要である [例えば, 溝上・中村 (1976), 尾池 (1976)]. 長町-利府断層の周辺では、東北大学地震・噴火予知研究観測センターのルーチン地震観測によって、同断層から内陸側 (宮城-山形県境) におよぶ地震活動が報告されている。しかしながら、詳細な震源分布 (極微小地震を含む) の把握は、同地域の少なからぬ都市ノイズのためにこれまで困難であった。

本研究では、長町-利府断層周辺の微小地震活動に焦点を合わせ、延べ約 1 年間の臨時の高感度地震観測を実施した。都市ノイズの大きい地域での初めての本格的な高感度地震活動調査であった。本小論では、DAT 地震観測システムによる連続データ収録から明らかにされた震源分布および震源機構解の特徴を踏まえて、微小地震活動と活断層や撓曲などの地質構造との関連性について議論する。

## § 2. 観測およびデータ

1996 年 10 月から 1998 年 3 月までの延べ約 1 年間、仙台市周辺にオフラインの地震波形収録装置を展開して高感度地震観測を行った (Fig. 2, Table 1). 観測網の口径は約 35 km で、各観測点の間隔は 5 km 程度である。期間中の収録装置の稼動状況を Fig. 3 に示す。観測点数が時期によって異なる (14~16 点) ため、全観測期間を 1996 年 10 月 22 日~1997 年 3 月 4 日 (第 1 期), 1997 年 8 月 17 日~1997 年 9 月 19 日 (第 2 期), 1997 年 11 月 26 日~1998 年 3 月 16 日 (第 3 期) の 3 期間に分けて区別する。

内陸の山沿いを除いて、観測点の多くは都市部 (住宅地域を含む) に設置された。都市部は Fig. 2 の小円の内側と概ね一致する。同地域においては、幹線道路を避けて、地動ノイズの比較的小さい観測場所を選定した。観測では、固有周波数 4.5 Hz, 感度 96 V/(m/s) の Mark Products L-28 三成分速度型地震計を堆積土中に埋設して使用した。地震計の出力はクローバテック社製 DAT-IIG [篠原・他 (1997)] を用いて周波数 100 Hz, A/D 分解能 16 bit で連続収録した。最小記録分解能は  $1.4 \times 10^{-8}$  m/s である。刻時については、約 2 時間間隔で

## Epicenters of Micro-earthquakes (1996.10 - 1998.3)

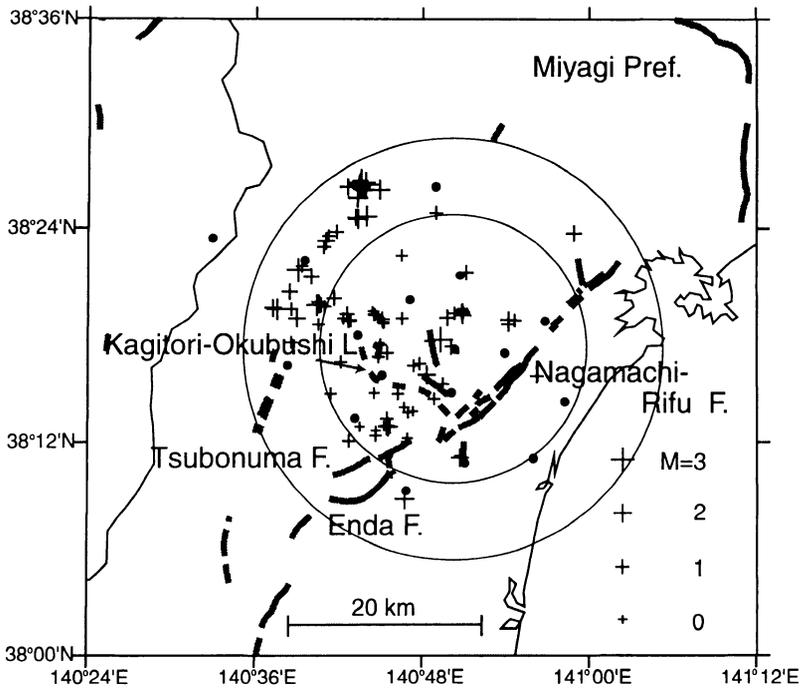


Fig. 2. A map showing the locations of observation stations (solid circles) and earthquake epicenters (crosses). Symbols are scaled to the local earthquake magnitude. The smaller circle corresponds to the urban area of Sendai City and also the coverage of our microearthquake observation in the period 1 (see Fig. 3), while the larger shows those in the periods 2 and 3. Epicenters only in the smaller circle are plotted for the period 1 and those only in the larger circle for the periods 2 and 3. Solid lines represent active faults. The broken solid line is the Kagitori-Okubushi line.

GPS 信号を受信することにより、サンプリング間隔の範囲内 (0.01 s 以内) で精度が確保されている。各観測点とも約 1 ヶ月毎に、DAT テープとバッテリーの交換作業を行った。作業の際の 1~2 時間の欠測を除いて、全期間にわたって概ね良好な連続記録を得ることができた。

### § 3. データ解析

#### 3.1 地震波形ファイルの作成とノイズレベルの測定

本解析では、都市ノイズを含んだ連続収録記録から微小地震を最大限に検出する必要があった。そこで、自動イベント処理法ではなく、ノイズの比較的小さい 7 観測点 (ISH, NIS, KEN, HAT, AKI, TSU および SUG) の記録を可視化再生して地震の検出を行った。その後、切り出した地震波形記録を各イベント毎に WIN ファイル [卜部・東田 (1992)] として保存した。Fig. 4 に波形記録の一例を示す。

都市ノイズの大きさは観測場所や時間帯によって大きく異なる。各観測点の日中と夜間のおおまかなノイズレベルを Table 1 に示す。これらの値は、午後 4 時~6 時 (日中) と午前 2 時~4 時 (夜間) におけるノイズの root-mean-square (RMS) 振幅である。具体的には、各観測点で任意に抽出した 5 個のイベントファイルについて、ノイズ部分の RMS 振幅を 20 秒間評価して、その平均値を求めた。一般的に、夜間のノイズは日中のそれと比較して半分程度であった。また、沖積平野の観測点 ONU や SHI では、ノイズレベルが相対的に大きかった。

#### 3.2 震源決定

地震波形の検測には WIN を使用した。P 波と S 波の初動の読み取り誤差は、それぞれ最大で  $\pm 0.05$  秒と  $\pm 0.20$  秒程度である。震源決定には、WIN に組み込まれている HIRATA and MATSUURA (1987) のプログラムを用いた。このプログラムは震源位置に関する先見の情報を入力パラメータとして必要とするが、震源決定の結

Table 1. Locations and ground noise levels of seismic stations.

Code	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	Ground Noise: Day/Night ( $10^{-8}$ m/s)
YSD	38.43965	140.81528	100	6/ 3
SKY	38.39083	140.54889	405	12/13
YAS	38.37029	140.65948	385	20/19
ISH	38.35675	140.84493	67	12/ 5
NIS	38.33382	140.78477	90	21/ 4
KEN	38.31326	140.94703	20	21/10
HAT	38.29999	140.72304	310	9/ 5
KUN	38.28775	140.83731	160	23/ 8
KOM	38.28329	140.89866	65	41/10
BAB	38.27164	140.63853	240	16/ 6
KAM	38.26266	140.75221	145	13/ 5
AOB	38.24644	140.83461	168	21/ 9
ONU	38.23813	140.97057	2	52/22
AKI	38.22256	140.71972	135	9/ 5
TSU	38.18814	140.76046	155	10/ 7
SHI	38.18454	140.93279	3	89/23
TAK	38.18068	140.85085	20	14/ 7
SUG	38.15467	140.78045	145	11/ 5

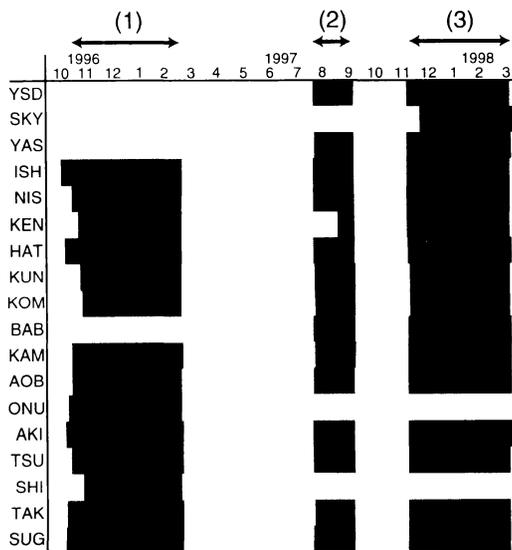


Fig. 3. Time chart of the observation. Observation period for each station is shown by the shaded bar. The total period of observation is divided into three terms: from October 22, 1996 to March 4, 1997 (period 1); August 17, 1997 to September 19, 1997 (period 2); and November 26, 1997 to March 16, 1998 (period 3).

果がこのパラメータの値によらないように設定して実行した。速度構造モデルには、東北大学地震・噴火予知研究観測センターのルーチン処理のモデル [HASEGAWA *et al.* (1978)] を採用した。同モデルは、P 波および S 波速度の深さ変化を冪関数で表し、それぞれ、地表で

5.4 km/s と 3.2 km/s、深さ 30 km で 7.1 km/s と 4.2 km/s の値を示す。解析の結果、約 300 個の震源が長町-利府断層周辺の深さ 30 km 以浅の領域に求められた。

次に、下記の条件によって、震源決定精度の良くない震源などを除外した。

- 1) 明らかに砕石発破と識別できる震源
- 2) 初動の読み取りが 4 観測点未満の震源
- 3) 深さが負（海拔高度以上）になった震源
- 4) 地震観測の第 1 期と第 2・3 期に検出された震源で、それぞれ Fig. 2 の小円と大円の外部に位置するもの。

ここで最後の条件は、各観測期間における震源決定の精度をそろえるために設定した。砕石発破記録の分別は、特定の採石場でほぼ定時に発破が行われる、P 波振幅が S 波振幅に比べて卓越する、などの理由から比較的容易であった。また、深さが負になった震源については、波形が砕石発破と同様な特徴を示すことから、建設工事などに伴う発破であると考えられた。

本研究では、上述の基準で選別した地震のデータに係数震源決定法 [PUJOL (1988)] を適用し、これを震源決定の最終結果とした。係数震源決定により、観測と理論計算の走時残差の平均値は、P 波について 0.10 s から 0.08 s に、S 波について 0.19 s から 0.12 s にそれぞれ減少した。震源位置の標準誤差は水平・鉛直方向とも約  $\pm 1$  km 以下である。後者の値は、東北大学地震・噴火予知研究観測センターのルーチン震源決定に比べて概ね半減している。マグニチュードは渡辺 (1971) の式を用

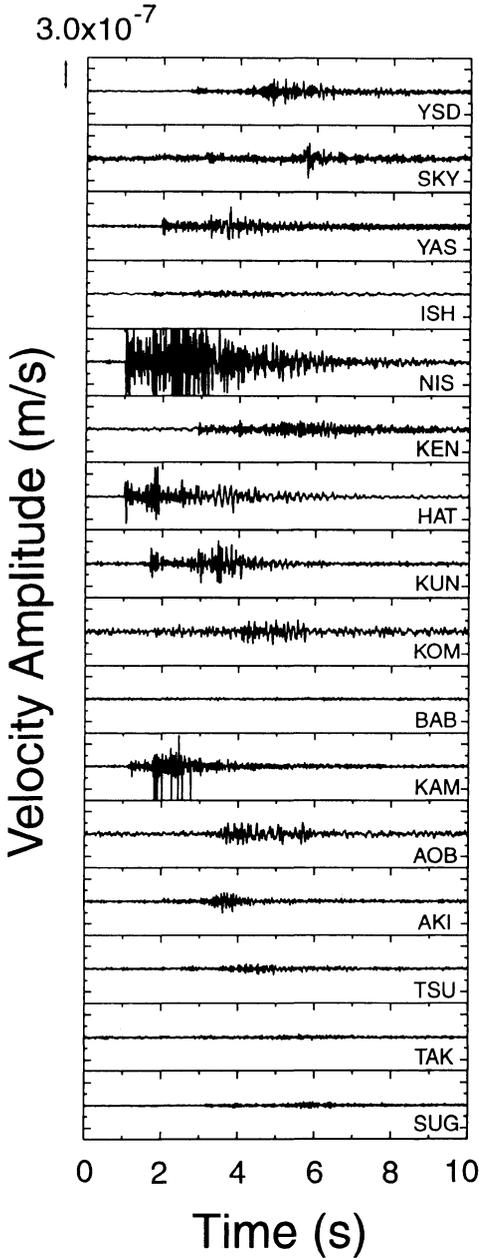


Fig. 4. An example of UD-component velocity seismograms of a micro-earthquake (hypo-center parameters: 1998/2/24 21:13 46 (JST), 38°19' N, 140°45' E, 4 km and  $M=0.7$ ).

いて算出した。

### 3.3 発震機構解の推定

前節で震源決定された地震について発震機構解の推定を行った。多くの地震のマグニチュードが2以下である

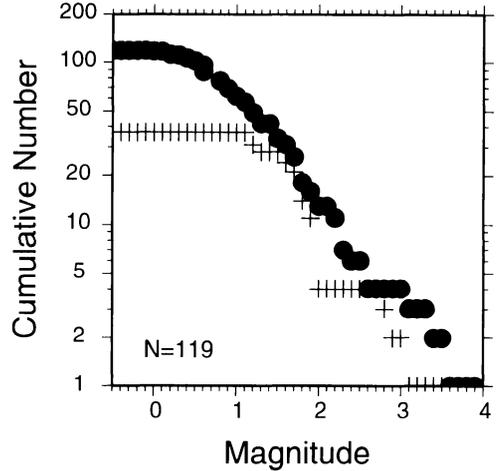


Fig. 5. Magnitude-frequency plot for earthquakes in the study area. Shaded circles and crosses correspond to the data from this study and Research Center for Prediction of Earthquakes and Volcanic Eruptions, Tohoku University, respectively.

こと、ノイズレベルが都市部で大きいことなどから、単独で発震機構解を推定できた地震は観測網の中央部で発生した  $M=3.3$  と  $M=1.8$  の2つのイベントのみであった。このため、微小地震の幾つかのクラスターについて重ね合わせ発震機構解を求めた。一辺が約3 kmの長方体に含まれる地震のP波初動データを統合解析した(地震波形の一例を Fig. 4 に示す)。その結果、5つの重ね合わせ発震機構解を推定することができた。

## § 4. 解析結果

### 4.1 震源分布およびマグニチュード頻度分布

震源決定された微小地震のマグニチュード頻度分布を Fig. 5 に示す。延べ約1年の観測期間中に震源決定された地震の総数は119個であった。観測された地震の最大および最小マグニチュードは、それぞれ3.9と-0.5である。地震発生頻度は、マグニチュード約0.8以上で Gutenberg-Richter 則に従っており、このことから、微小地震の検出能力の下限はマグニチュード0.8程度と考えられる。 $b$ 値は0.6となる。地震検出能力は、同期間・同地域における東北大学地震・噴火予知研究観測センターのルーチン震源決定の結果 (Fig. 5 の+印) と比較して、マグニチュードで1程度向上している。

日中と夜間に求まった震源の個数は、それぞれ42個と77個であった(但し、午前7時から午後7時までを日中とする)。日中の地震の検出能力がやや低いように見える。この傾向は、日中の都市ノイズの増大に起因す

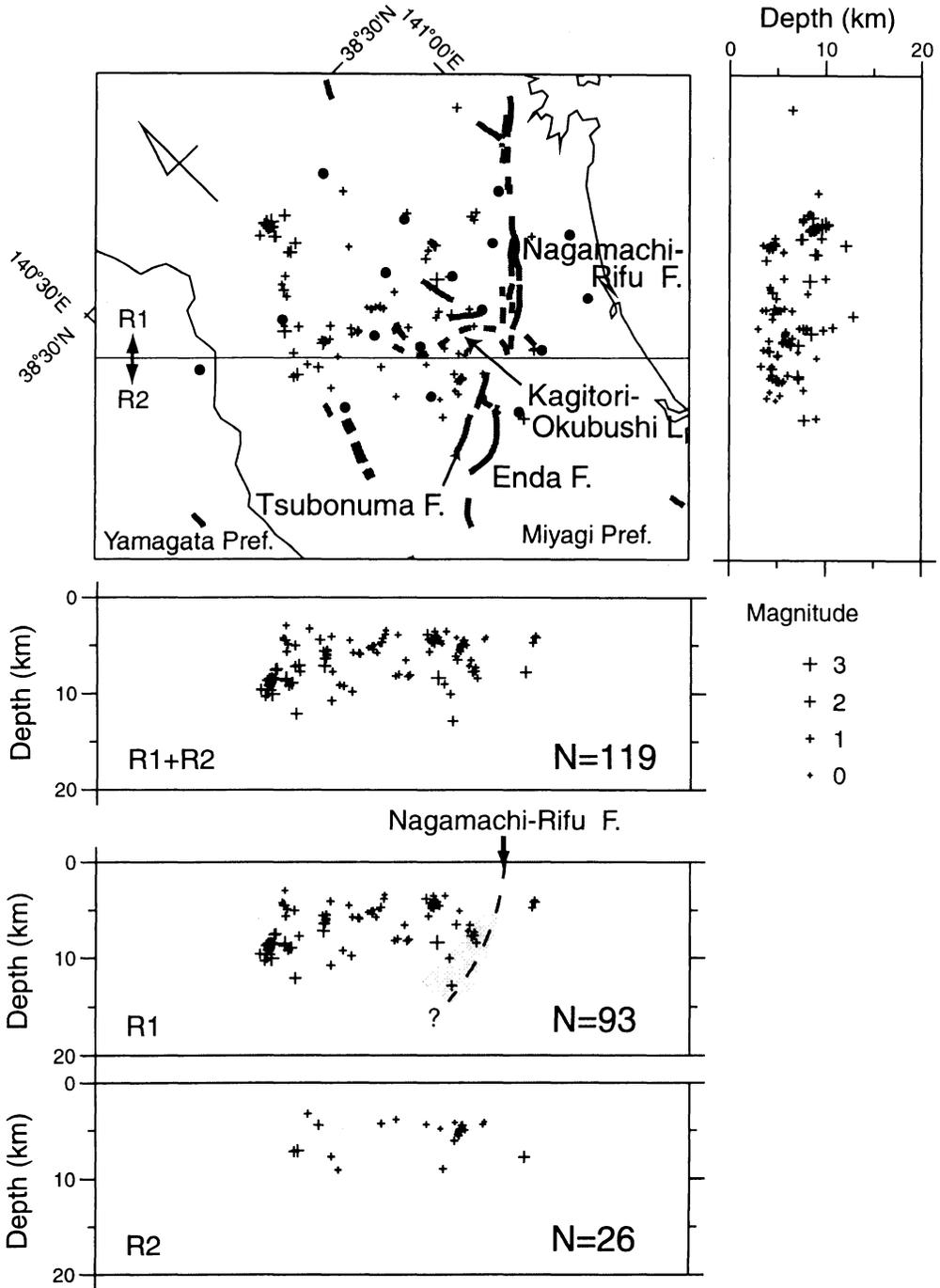


Fig. 6. Hypocentral distribution of earthquakes. Symbols are scaled to the local earthquake magnitude. Solid circles indicate observation stations. Bold solid lines represent active faults. The bold broken line is the Kagitori-Okubushi line. The map is rotated so that the vertical cross sections represent the hypocenter distributions in perpendicular to and in parallel to the Nagamachi-Rifu fault. Each NW-SE vertical cross section corresponds to the region R1+R2, R1 and R2, respectively.

るものと考えられる。しかしながら、Fig. 5 に示したマグニチュード頻度分布の結果は、都市部においても微小地震観測が十分に可能であることを示している。

Fig. 6 に微小地震の震源分布を示す。鉛直断面図は、長町-利府断層の走向に垂直および平行になるように作成した。地震の発生頻度は長町-利府断層の両側で大きく異なる。求められた震源 119 個のうち 115 個 (97%) は長町-利府断層の北西側に分布し、これとは対照的に、同断層の南東側においては地震活動がほとんど見られない。この特徴は、東北大学地震・噴火予知研究観測センターの過去 20 年間の震源データと一致する。さらに詳細に見ると、微小地震は長町-利府断層の南端(同断層と

坪沼および円田断層の境界部)の北西側で特に多く発生し、その震源は北西方向に連続的に (Fig. 6 の領域 R1 と R2 の境界線の上側に沿って) 分布する。

震源分布の鉛直断面図から、地震は地殻の上部でのみ起きていることが分かる。震源の深さの上限と下限は、それぞれ約 3 km と 13 km である。高感度地震観測によっても地殻の極浅部にほとんど地震が検出されない結果は、前田・渡辺 (1984)、溝上・中村 (1976)、佐藤・他 (1994)、和田・他 (1979) および吉本・他 (1997) などの他地域における報告と調和的である。長町-利府断層に直交する鉛直断面図から明らかなように、ほとんどの震源が同断層の北西側に限られている。また、断層に平行

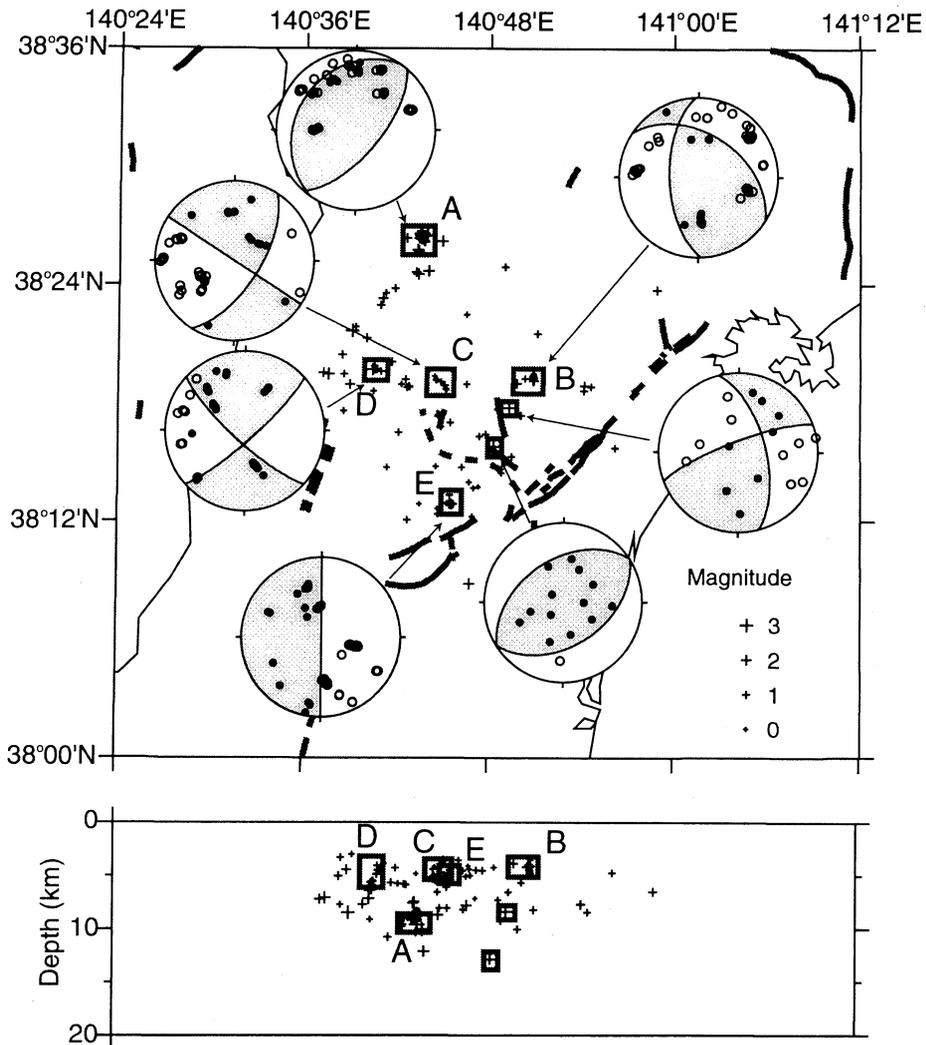


Fig. 7. Focal plane solutions of earthquakes (equal area projection to the lower hemisphere). Five solutions are obtained by the composite analysis of earthquakes in clusters (A-E). Bold solid lines represent active faults. The bold broken line is the Kagitori-Okubushi line.

する断面図からは、同断層の南端付近で震源が浅くなる傾向が認められる。

#### 4.2 発震機構解

Fig. 7 に微小地震の発震機構解を示す。図中、右下に示した 2 つが単独の地震に求められた解、他の 5 つは重ね合わせ発震機構解である。Fig. 8 には、重ね合わせ発震機構解を推定したクラスタの地震の個数とマグニチュード分布を示す。同図中の A~E の記号は、Fig. 7 の各クラスタに付けた記号と対応する。

長町-利府断層の内陸側で見つかった逆断層型の発震機構解の走向は概ね北東-南西方向を示し、同断層のそれと一致する。Fig. 7 の右下の地震（深さ 13 km）については、走向、傾斜角、すべり角はそれぞれ、 $240^\circ$ 、 $45^\circ$  および  $90^\circ$  であった。

本解析では、逆断層型と併せて横ずれ型の発震機構解も複数確認された。これらは、図の中央から左上（北西）の地域にかけて見つかる。横ずれ型の発震機構解の一方の節面は同断層の走向と共役的な傾向を示す。左上に示した発震機構解（横ずれ型）の推定に用いた微小地震のクラスタは北西-南東方向に配列しており、長町-利府断層に共役な節面が地震断層面である可能性を強く示唆している。

#### § 5. 議 論

長町-利府断層の両側での地震活動度の違いは、観測点配置による地震の検出能力の地域性を考慮しても有意である。吉田・佐藤 (1995) は地震断層を挟んで余震震源分布に非対称性が認められる事例を報告している。長町-利府断層は北西傾斜の逆断層 [活断層研究会 (1991)] なので、これらの微小地震の多くは断層の上盤側で発生していることになる。震源鉛直断面図 (Fig. 6) からは、長町-利府断層の深部形状を直接的に示唆する震源の配列は見られない。仮に、震源分布の東縁が長町-利府断層の地下断層面に対応しているとする、その北西傾斜角は概ね  $50^\circ$ ~ $80^\circ$  と推定される。しかしながら、前述した逆断層型地震の発震機構解の傾斜角は、この値よりも低角に推定されている。長町-利府断層の傾斜角については、地表から深部へ低角になる可能性を含めて、今後の継続的な観測研究が必要であろう。一方、脆性破壊域の下端は微小地震の深さ分布から、深さ 13 km 前後と推定された。このことは、長町-利府断層が深さ 13 km 程度の深度まで達している可能性を示唆する。

Kosuga (1996) は、浅発地震の発震機構の解析から、東北地域の地殻の最大圧縮主応力軸が概ね東西方向であることを示している。長町-利府断層の北西側で発生したやや大きい地震についても、Kosuga (1996) や東北大

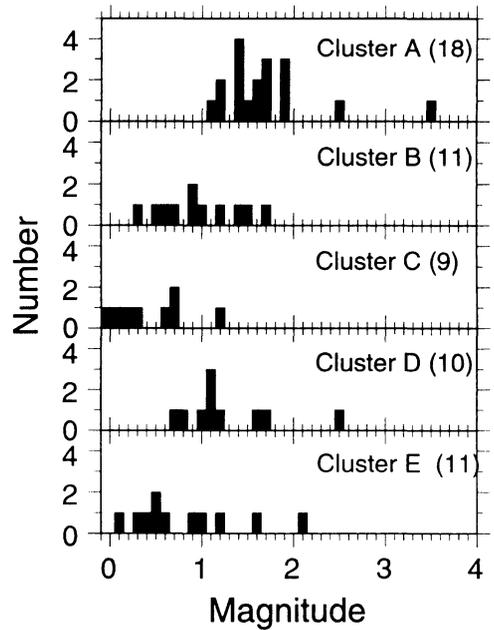


Fig. 8. Magnitude distribution of earthquakes in each cluster (A-E) shown in Fig. 7.

学大学院理学研究科 (1999) によって発震機構解が報告されている。同断層の北西側地域においては、その向きが北西-南東方向に若干変化する傾向が見られるようである。1998年9月15日に発生したマグニチュード 5.0 の地震 ( $38^\circ 17' N$ ,  $140^\circ 46' E$ , 9 km) の発震機構解も同断層にはほぼ直交する最大圧縮軸をもつ逆断層型であった [東北大学大学院理学研究科 (1999)]。これらの結果は、長町-利府断層周辺の小断層の構造地質学的な調査とも調和的である。中田・他 (1976) は、第四紀において鮮新統に小断層を形成した最大圧縮主応力軸が北西-南東方向であると推定している。

しかしながら、本研究で得られた発震機構解（重ね合わせ発震機構解を含む）には、逆断層型と併せて横ずれ型も複数確認された (Fig. 7)。横ずれ型の発震機構解の一方の節面は、北西-南東の走向を示し、長町-利府断層南端の北西地域における小活断層の走向と一致している。この走向は長町-利府断層のそれと共役的である。同地域における鈎取-奥武士線も北西-南東に連続する明瞭な地質構造である [中田・他 (1976)]。同撓曲は福島県から連続する双葉断層の延長として形成されたと考えられ、相対的に沈降した北東側に鮮新統を伴っている [日本の地質「東北地方」編集委員会 (1993)]。ここで述べた地質構造に特徴的な北西-南東の方向性は震源分布についても同様に認められる。今回震源決定された地震の多くは、長町-利府断層の南端から北西方向に連続して分

## Horizontal Crustal Strain (1883-1985)

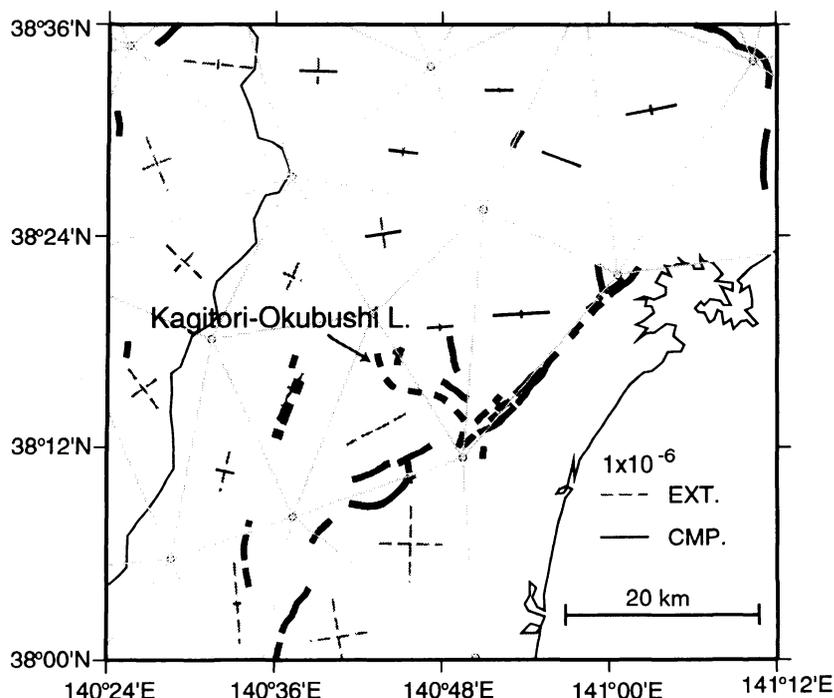


Fig. 9. Horizontal crustal strain around the Nagamachi-Rifu fault for the period from 1883 to 1985 (after Geographical Survey Institute, Japan 1987). Direction of principal axis of horizontal compressional and extensional strain is expressed by the solid and broken solid line, respectively. Symbols are scaled to the magnitude of strain. Open circles show the locations of triangulation points. Bold solid lines represent active faults. The bold broken line is the Kagitori-Okubushi line.

布する。このような震源分布および発震機構解の特徴は、長町-利府断層近傍の地震活動が、これに共役的な活断層や撓曲にも密接に関連することを示唆している。

長町-利府断層近傍の地震活動には、最近の地殻歪のパターンとの対応関係が見られる。Fig. 9 に建設省国土地理院(1987)による明治期以来約100年間の水平地殻歪を示す。同図のはぼ中央付近を境に南西側では伸び、北東側では縮みが卓越しており、伸びと縮みの領域が明瞭に区分できる。この境界は前述した鉤取-奥武士線と一致する。Fig. 9 を Fig. 6 と比較すると、地震は地殻水平短縮歪の大きな地域というよりも、地殻水平歪みの伸びと縮みの境界地域で発生していることが分かる。より広域的に見ても、仙台市周辺地域から北上山地の北西にかけて連続する微小地震活動 (Fig. 1) について同様の関係が認められる。

仙台市周辺地域の微小地震活動、発震機構、地殻歪を統一的に解釈するためには、長町-利府断層だけではなく、それと共役的な鉤取-奥武士線などの地質構造も併せて考慮しなければならない。鉤取-奥武士線の地下深

部の構造は必ずしも明らかではないが、藤田(1990)は同撓曲下の基盤が北東上がりで断裂している可能性を指摘している。生出(1955)によれば鉤取-奥武士線の形成は白亜紀とされる。本研究での観測結果は、このような古い起源を持つ地質構造が現在の地震活動に影響を及ぼしている可能性を強く示唆している。今後、長町-利府断層と坪沼および円田断層の構造的な連続性を評価するうえにおいても、鉤取-奥武士線など古い時代に形成された地質学的構造、特にその深部構造に関する情報は不可欠なものとなるであろう。

## § 6. ま と め

1996年10月から1998年3月にかけての延べ約1年間、長町-利府断層(宮城県中部)の周辺地域に16台のDAT収録機を展開して高感度地震観測を実施した。本観測での成果は、市街域における微小地震活動調査が十分可能であることを示すものであった。本稿の主な結論は、以下の通りである。

1. 長町-利府断層の周辺地域において、既存の地震

観測網では検出が難しいマグニチュード1前後の微小地震の活動が認められた。震源決定された地震の総数は119個であった。震源は深さ3kmから13kmに分布する。

2. 長町-利府断層の北西側において顕著な微小地震活動が認められた。これとは対照的に、地震の検出感度を高めても、同断層の南東側ではほとんど地震活動が見られない。長町-利府断層が北西傾斜の逆断層であることから、本地域では微小地震の多くが断層の上盤側で発生していることが確認された。
3. 長町-利府断層に共役の走向をもつ鈎取-奥武士線に沿って、微小地震活動が特に活発で、横ずれ型の発震機構も見られた。また、地殻水平歪のパターンも同撓曲を境界にして大きく変化する。このことは、現在活動中の活断層だけでなく、第四紀以前に形成された撓曲などの地質構造も現在の地震活動に影響を及ぼす可能性を示唆する。

## 謝 辞

地震観測においては、宮城県庁森林水産課の方々をはじめ多くの人々にご支援をいただきました。海野徳仁氏には東北大学地震・噴火予知研究観測センターの地震カタログの使用の便宜を図っていただくとともに、東北地方の地震活動について有益なコメントをいただきました。木下繁夫氏にはデータ解析にあたって計算機などを支援していただきました。山内謙作氏は地震観測に積極的に参加してくれました。松原誠氏と中川茂樹氏には東京大学地震研究所での地震観測機材の搬出・搬入などにご助力をいただきました。また、堀内茂木氏と匿名査読者には多くの有益な助言をしていただきました。以上の方々に、ここに記して深く感謝の意を表します。本研究は平成9年度の東京大学地震研究所の一般共同研究1997-G0-10から補助を受けました。

## 文 献

藤田至則, 1990, 日本列島の成立—環太平洋変動—, 築地書館株式会社, 259 pp.  
 HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978, Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.  
 HIRATA, H. and M. MATSU'URA, 1987, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **47**, 50-61.

ISHII, H., T. SATO, K. TACHIBANA, K. HASHIMOTO, E. MURAKAMI, M. MISHINA, S. MIURA, K. SATO and A. TAKAGI, 1983, Crustal strain, crustal stress and microearthquake activity in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **97**, 217-230.  
 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 437 pp.  
 建設省国土地理院, 1987, 日本の地殻水平歪, (財)地震予知総合研究振興会, 133 pp.  
 KOSUGA, M., 1996, Near-field moment tensor inversion and stress field in northeastern Japan, Ph. D. Thesis, Tohoku University, Sendai, 233 pp.  
 前田直樹・渡辺 晃, 1984, 微小地震の活動様式—近畿地方中北部の微小地震活動について—, *地震* **2**, **37**, 579-598.  
 溝上 恵・中村正夫, 1976, 微小地震の震央分布と発震機構にもとづく断層系の推定, *地質学論集*, **12**, 75-87.  
 中田 高・大槻憲四郎・今泉俊文, 1976, 仙台平野西縁・長町-利府線に沿う新期地殻変動, *東北地理*, **28**, 111-120.  
 日本の地質「東北地方」編集委員会, 1993, 日本の地質2: 東北地方, 共立出版, 354 pp.  
 生出慶司, 1955, 「鈎取-奥武士線」の意義について, *地球科学*, **25**, 12-20.  
 尾池和夫, 1976, 微小地震の時空分布と活断層, *地質学論集*, **12**, 59-73.  
 PUJOL, J., 1988, Comments on the joint determination of hypocenters and station corrections, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1179-1189.  
 佐藤隆司・当舎利行・長 秋雄・増田幸治, 1994, 四国中央部中央構造線付近に発生する微小地震の震源分布, *地震* **2**, **46**, 405-412.  
 篠原雅尚・平田直・松田滋夫, 1997, GPS 時計付き地震観測用大容量デジタルレコーダ, *地震* **2**, **50**, 119-124.  
 東北大学大学院理学研究科, 1999, 1998年9月15日の仙台市の地震活動について, *地震予知連絡会会報*, **61**, 39-43.  
 卜部 卓・束田進也, 1992, win-微小地震観測網波形検測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), *日本地震学会講演予稿集*, no. 2, P41.  
 和田博夫・三雲 健・小泉 誠, 1979, 飛騨地方北部特に跡津川断層付近の地震活動と発震機構, *地震* **2**, **32**, 281-296.  
 渡辺 晃, 1971, 近地地震のマグニチュード, *地震* **2**, **24**, 189-200.  
 吉田明夫・佐藤興平, 1995, 地震活動と地質構造(2)—余震分布の非対称性—, *地質ニュース*, **486**, 27-39.  
 吉本和生・平田直・飯高 隆・関根真弓・篠原雅尚・蔵下英司, 1997, 淡路島直下における1995年兵庫県南部地震の余震分布—余震分布と活断層との対応—, *地震* **2**, **50**, 251-257.