

# 北陸微小地震観測所の震源マップの概要について

—約1万個の地震データのとりまとめ—

竹内文朗・平野憲雄

## ON SEISMICITY MAPS BY THE HOKURIKU MICROEARTHQUAKE OBSERVATORY —SUMMARY OF DATA FOR ABOUT 10,000 EVENTS—

By *Fumiaki TAKEUCHI* and *Norio HIRANO*

### Synopsis

More than 10,000 earthquake data has been obtained since the telemeter observation system was set up at the Hokuriku Microearthquake Observatory in May 1976. Hypocenters are calculated on a mini computer at the observatory and stored in a disk file, which provides us with various seismicity maps and cross sections. Maps classified by magnitude show that the observation system can detect almost all  $M \geq 2$  events occurring in the area shown by the routine map.

The hypocenters are determined accurate enough to compare them on the whole with maps of other geophysical informations, such as the distribution of active faults or the Bouguer anomalies. To study more detailed features of hypocenters, we have, however, to relocate them by particular methods, e.g., the master event technique, or have even to reproduce high speed paper records from the analog data recorder.

We have found a few deficiencies in the present way of hypocenter determination. For example, the stations used to locate the earthquakes in a certain area are not always the same. We are preparing to improve those deficiencies found through this study.

### 1. 序

北陸微小地震観測所（以下、観測所と略称する）ではテレメーターによる7点のオンライン観測を1976年5月に始めた<sup>1)</sup>。以後順調にデータが蓄積され、1984年中に観測期間が100ヶ月を超え、地震データ数も1万個を数えるに至った。これを1つの区切りと考え、今までのデータのとりまとめ、特に震源決定された地震の数や精度の目安などを中心に記したい。

### 2. データのとりこみと震源決定

#### 2.1 データの収録

観測所のデータのとりこみ方法や機器類の性能については、上記の文献<sup>1)</sup>に詳述されているので、ここでは簡単に概要のみを記述する。ネットワークは、Fig. 1 に示される7点からなる。それぞれの略号（例えばKMJ, FKJ など）の他に、便宜のため1~7の数字でも観測点を代表することとしている。この番号は、後述の14 ch. モニター記録の1~7 ch. にも対応する。各点には1 Hz, 3成分のP. U. がセットされ、増巾された信号は観測所本所（HKJ, 7）へ電話線で送信される。本所では、受信した信号を3種の記録に残している。1つは、長期間レコーダ<sup>2)</sup>による連続記録であり、衛星観測点での時々刻々のデータのとりこみ具合

の把握や、トリガー方式では記録として残らないような小さな信号の確認に有効である。あとの2つは、14 ch. のペンレコーダと 14 ch. のアナログテープレコーダである。この2つはいずれも同一の遅延装置からの出力を記録しており、観測点1と3、あるいは5と6のいずれかの組の信号によってトリガー装置がONになる事によって起動されるものである。本稿で述べるデータのほとんどは、この 14 ch. ペンレコーダの可視記録から、ディジタイザーで読みとられたルーチン処理によるものである。刻時精度については、観測所の親時計を、毎朝9時の NHK 時報と比較して、10 msec 以上の狂いがないよう調整しているので現在のところ全く補正の必要がないと考えられる。

2.2 読みとり

14 ch. のペンレコーダは、8 mm/sec の紙送りを使用している。Fig. 2 に得られた地震の記録例を掲げる。上から7番目までのトレースは、Fig. 1 の7ヶ所の観

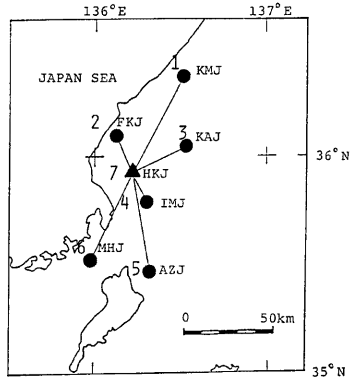


Fig. 1 Locations of observation stations. Numerals are also used to identify stations.

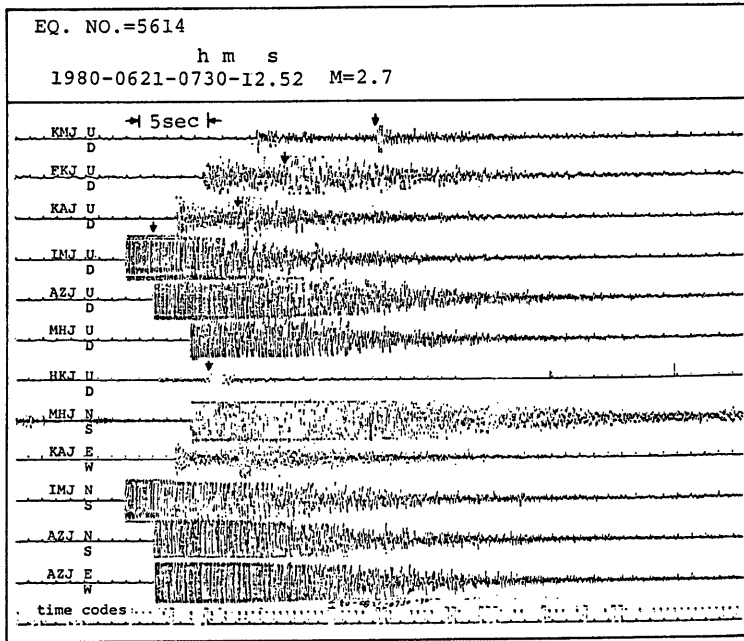


Fig. 2 Example of records. ↓ indicates S phases read by one of the authors.

測点の上下動成分で、以下は適宜水平動を入力している。読みとりは、X-Yディジタイザーによって、著者の1人平野によって行なわれる。ただし、ディジタイザー導入前の1977年7月より前のものについては、肉眼によって物指しで読みとられている。読取り項目は、初動の時刻と振幅、S波の初動、震動継続時間などである。ただし、震動継続時間が75秒を超えるものは、この記録紙には入りきらないので、予め長期間レコーダで読んでおいた値をキーインする。この過程は、P-time が3点以上で読まれるものに限って行ない、これに満たないものは、読取りデータとしては残らない。一連の作業は、ミニコンピュータ HITAC 10 II を用いて行なわれ、読取られた地震には、1976年5月1日からの通し番号(地震番号)が割りあてられる。地震番号と読取りデータは、簡単なチェックの後、ディスク装置の地震ファイルに次々と加えられる。同時に、紙テープにもデータが出力され、バックアップのために若干の期間保存される。

2.3 震源決定

読取値から震源位置、origin time、マグニチュードが定められる。S-P time の得られた観測点について、 $P-1.366 \times (S-P)$  により origin time を算出する。そしてその平均値を、この地震の origin time として固定する。次に、到着の早い方から3点の P-time を用いて、震源の x, y, z 座標を計算する。x, y, z 座標を定める方程式は非線型なので、仮震源を決めて補正値を求め、補正された値を次の仮震源として、さらに補正値を求めるといふ、くり返しの方法で計算を進めている。地下構造モデルは表層から順に  $V_p=5.5, 6.1, 6.65, 7.5, 8.0$  km/sec の層が、それぞれ 4, 20, 16, 20,  $\infty$  km の厚さをもつという成層構造を仮定している。マグニチュードは、 $F-P$  time の平均値に対し、 $2.82 \log(F-P) - 2.15^3$  という従来観測所で用いられてきた式を、そのまま使用して決めている。なお地下構造モデルおよび震源決定方法はやや異なるものの、文献<sup>4)</sup>に示された震源決定に関する誤差は、ほとんど本方法についてもあてはまる。

3. 結果とその検討

3.1 データの個数

ペンレコーダの記録は、システムがトリガーされる度に残される。その回数は1976年5月から1984年9月の間に約4万回にのぼった。Fig. 3 にはその年別の頻度を示した。図にみられる通り、年あたりのトリガー回数は相当にバラついている。そのうち、一応地震によるトリガーと判定されたものが17,814回である。この中には発破や、S波でトリガーがかかった地震も含まれている。1978年は、ネット内外で全般的に地震が多かった事や発破が多く含まれている事が原因で数が多く、1984年は長野県西部地震の余震を数多く含んでいる。地震以外のトリガーは、主として雨、風、雪どけ、雷などの気象条件で地動が大きかったためのものと、工事や農作業などの人為的なノイズによるものと、および電話回線のノイズや機器の故障によるものであ

Table 1 Numbers of events of which the numbers of P- and S-readings available are shown in the uppermost row and the leftmost column, respectively.

P	3	4	5	6	7	Total
S 0	1	32	49	62	76	220
1	617	360	73	35	30	1115
2	1367	659	249	94	72	2441
3	1383	1260	551	221	127	3542
4	—	1245	725	254	151	2375
5	—	—	411	190	116	717
6	—	—	—	72	65	137
7	—	—	—	—	13	13
Total	3368	3556	2058	928	650	10560

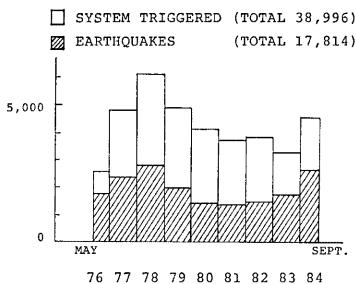


Fig. 3 Annual numbers of triggering events

る。地震によると考えられる記録は、X-Yディジタイザーで読取るが、上述の如く、3点以上のP-timeがないものは、震源決定に用いられないので、この段階で読取り作業から外される。こうして、結局読取られた地震個数(発破も含む)は10,560コであった。これらについて、P-timeとS-timeの読まれた数の分布をTable 1に示す。当然ながら、P-timeが2点以下しか読まれていないものは皆無である。またS-timeは、P-timeが読まれていない限り読まないことになっているため、S-timeの読取り個数がP-timeのそれを超えるものも全く存在しない。P-timeの読まれている点数は3~5に集中している。S-timeは2~4点のものが多く、5点以上のものは1割にも満たない。これはシステムのダイナミックレンジが狭く、従ってFig. 2に示した $M=2.7$ の地震でも近くの観測点では波形が飽和し、S波の初動が非常に読みづらいためである。S-timeの読みの数が0のものも220コあるが、同様の原因によるものが多く含まれている。そのためマグニチュードの大きな地震が震源決定されない事もあり得るので、そのような地震については、P-timeが4点以上あれば、S-timeがなくとも震源決定するな

Table 2 Numbers of events whose hypocenters are determined by using the P-times of the stations shown in the middle column by numerals.

	Station	Number
1	*654***	4330
2	**543**	1825
3	***321	1302
4	***43*1	593
5	***432*	391
6	7***32*	271
7	7**43**	268
8	*6*4*2*	177
9	7*54***	139
10	7***3*1	95
	1-10 total	9391
	Others	557
	Total	9948

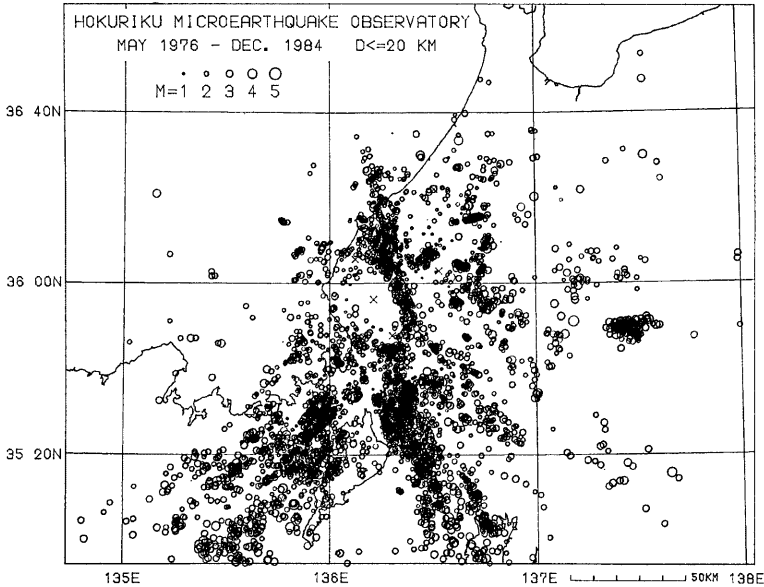


Fig. 4 Seismicity map for accurately determined events. Plotting conditions are shown in the figure.

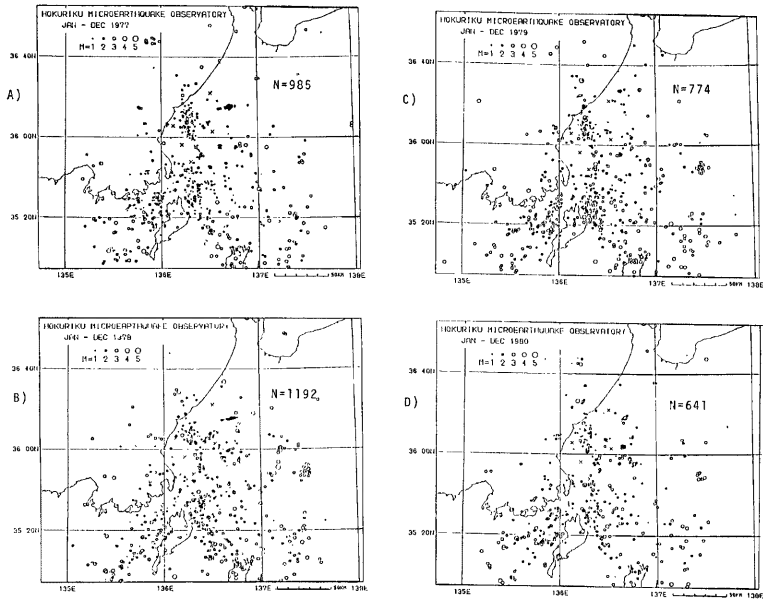


Fig. 5 Yearly map of seismicity; A) 1977, B) 1978, C) 1979 and D) 1980

どの改良が望まれる。Table 2 は、震源決定の計算によって、震源の定まった9948コの地震について、使われた  $P$ -time の観測点番号を示したものである。一番多いのが6, 5, 4の組み合わせで、琵琶湖北西から北東部の地震の多い地域をカバーしていることがわかる。以下、頻度の高い方から10番目までを示したが、1位の6, 5, 4と3位の3, 2, 1および5位の4, 3, 2の組み合わせは、いずれもほぼ正三角形の3点配置であり、決定精度もよいと思われる。一方、例えば2位の5, 4, 3の組み合わせは、平たい鈍角三角形を成し、必ずしもよい組み合わせではない。この組み合わせで震源決定された地震の中には、5, 4, 3以外の点でも  $P$ -time が得られているのに到着順位が4番目以降であるために、決定に利用されていないものがあるので、これらを用いて震源決定精度を改善できる余地がある。現在までのところは、ミニコンピュータの容量が小さい(24 kw)ことと、計算速度が遅いこと(1地震あたり数十秒)の制限から、プログラムをよりきめ細かくすることは断念している。Fig. 4 に、精度よく震源の求まった地震をルーチン処理報告用のマップにプロットした。震源の深さは20 km 以浅に限った。この図は、1984年12月までの結果を含んでいて総数7,230コである。1984年9月までに限れば、約6,800コである。

### 3.2 サイズミシティマップの特徴

Fig. 4 に示されたマップは、上記論文<sup>3)</sup> に詳述された内容に比べ、地震数が全体にふえ、いくつかの地震の果が新たに目立ってきているが、大勢は変わらないと思われる。そこで本節では、検知能力や年ごとの印象など、新たな項目について述べたい。

Fig. 5 と Fig. 6 に1977年から1984年の1年毎のマップを示した。ただし、1984年は9月までの図である。1977年は、その前年から多発しはじめた長野県の王滝村付近<sup>3)</sup>の活動が目につく。また手取川ダムの採石発破<sup>6,7)</sup>もかなりの数にのぼっている。1978年には、福井地震断層に関連したと思われる  $M=4.7$  の地震が発

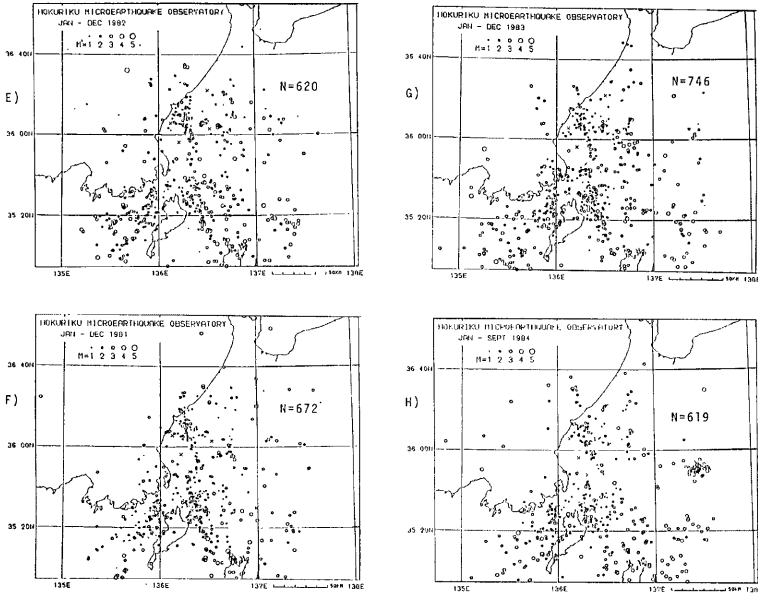


Fig. 6 The same as Fig. 5; E) 1981, F) 1982, G) 1983 and H) 1984

生し、また王滝村のあたりにも  $M=5.3$  の地震が起こり、活動の活発な年であった。1979年以後は地震活動はそれほど活発でなく、手取川の発破も減少したので、地震数が減っている。1980年には福井-石川県境の赤兎山に群発的な活動が起こり<sup>8)</sup>、それまでの空白部分がやや埋まったように見える。1984年9月には長野県西部地震 ( $M=6.8$ ) が起こり、9月末で平年の一年分に相当する地震が発生した。Fig. 7 には、マグニチュード別のマップを掲げた。期間は1976年5月～1984年12月である。 $M \leq 0$  の地震は、わずかに2ヶ(湖西域にある。)だけ求まっている。これらは、あくまで震源が精度よく求まったものであって、個々の観測点の長期間レコーダには、多数の  $M \leq 0$  の地震が記録されている。図B)は、 $0 \leq M < 1$  のものである。これらの地震は、ちょうどネットワークのひろがり一致する範囲に発生している。即ち、 $M < 1$  の地震は、ネットの外側に発生しても、震源決定されないということである。図C)、図D)は、それぞれ  $1 \leq M < 2$ 、 $2 \leq M < 3$  でこれらによってほとんどの活動域が浮きぼりになることが解る。E)、F)には  $M \leq 3$  が描かれている。このクラスの地震なら、マップ内に発生した場合必ずシステムをトリガーすると考えられる。この他に  $M$  のきまらなかった地震が14あり、それらは遠方に発生した  $M=6$  以上の大きな地震で、 $F-P$  time がうまく読めなかったものである。Fig. 8 にマグニチュード別の個数のみを示したが、これを見ても、マグニチュード2以上位の地震が、このシステムで均質に捉えられることが解る。Fig. 9 には、上のマップの中心部分を、断面図とともに示した。図をこの範囲に限ったのは、これ以上外側の震源は深さ精度が非常に悪いからである。ただし図の範囲内であっても、両断面図で解るように、震源が上空に出ているものが相当数ある。これは、使用した地下構造モデルに修正が必要であることを意味している。断面図から、この地域に発生する微小地震の深さが、2種類に大別できることが見られる。すなわち、1つはいわゆる上部地殻に発生する深さ20km未滿のもので、他の1つは深さ40km付近に発生するフィリピン海プレートのもぐり込み

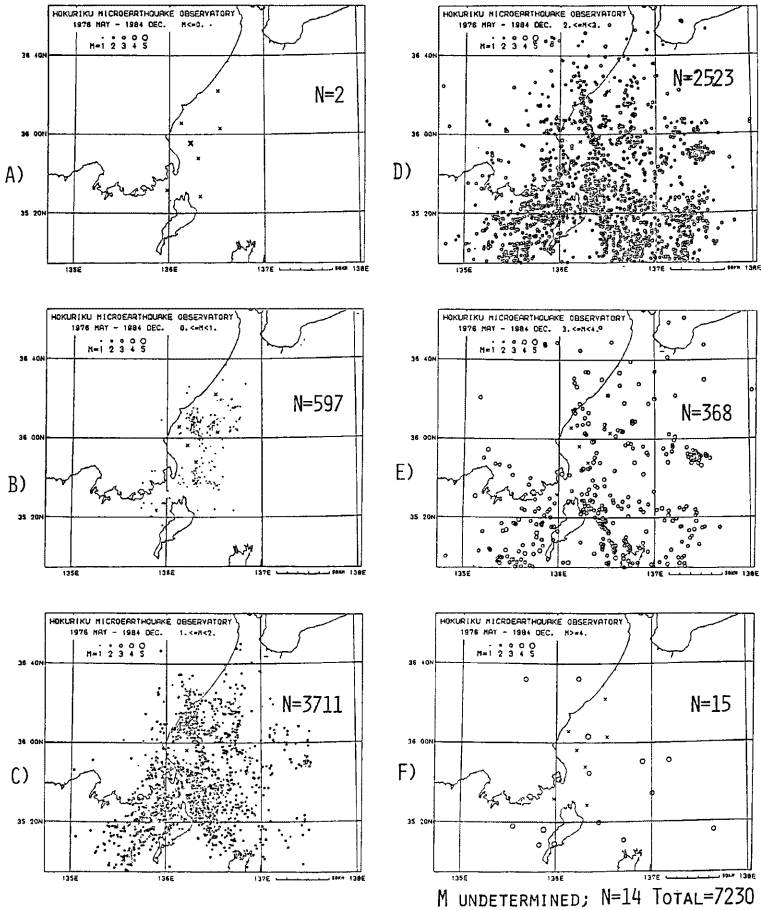


Fig. 7 Seismicity maps classified by magnitudes; A)  $M < 0$ , B)  $0 \leq M < 1$ , C)  $1 \leq M < 2$ , D)  $2 \leq M < 3$ , E)  $3 \leq M < 4$ , F)  $4 \leq M$

に関連していると思われる地震である。また深さ数 km 付近に地震の少ない部分があるように見えるが、これが本当のものか、震源決定に伴う誤差によるものかは、今後検証しなければならない。深さ 20 km~40 km の間にも、いくつか地震が見られるが、これらの中にも誤差による見かけのものが入っていると思われる。

### 3.3 より正確な震源分布との比較

ここでは 2 例について、ルーチン処理によるマップとより正確に再決定されたマップとの比較を行なう。Fig. 10 は、上述の赤兎山の群発活動<sup>3)</sup>を比較したものである。この活動は、1980年 6月と1982年12月に発生

したもので、KAJ(勝山,観測点番号3)観測室の東方約10kmに発生したものである。最大のものでも $M=3.4$ であるが、北陸域ではめずらしい活動であった。Fig. 10 左図は、これらの活動のうち、観測点1, 2, 3, 4の4点でP-timeが得られているもの50個について、この4点のP-timeのみで震源計算をした。震源は狭い範囲に集中していることが解り、また1980年と1982年の活動域が空間的に重なり合わないことにも気がつく。各々の年の活動を見ると、マグニチュードの大き目の地震ほど深い所に発生している傾向が伺える。右図は、同じ50コの地震がルーチン処理でどう求まったかを示している。左図に比べ、震源分布の拡がりやや大きい。また、深さ4km~6km付近は地震数が少なく、明瞭なギャップのよう見え

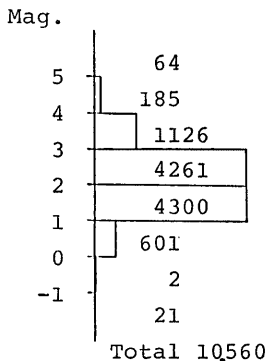


Fig. 8 Frequency distribution for the magnitudes of events

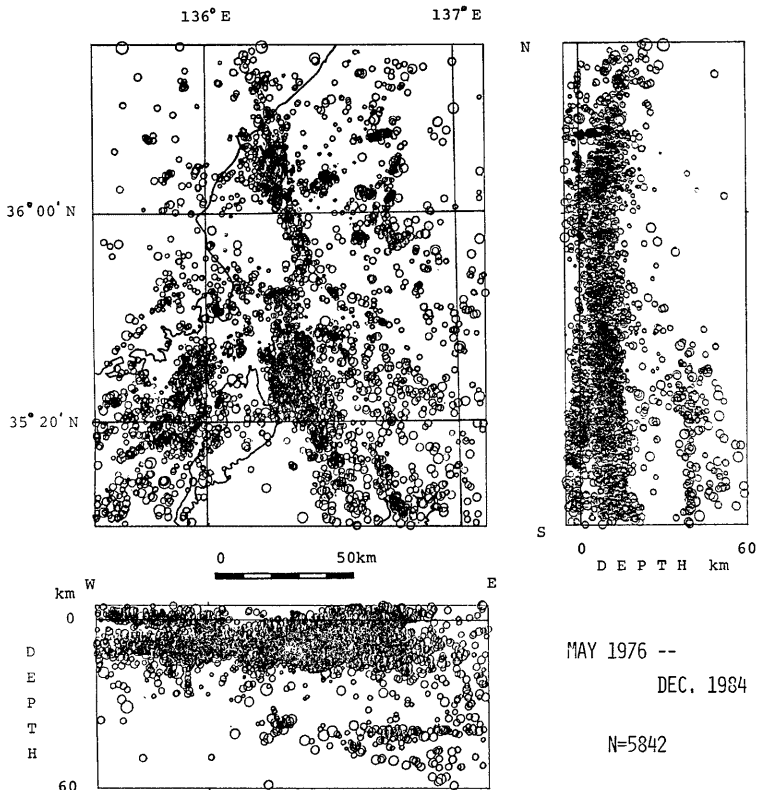


Fig. 9 Seismicity Map with its cross sections



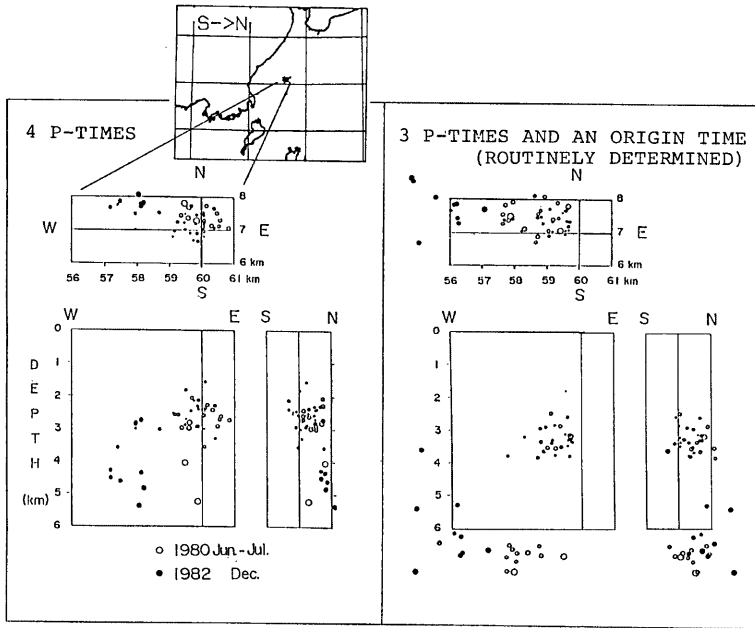


Fig. 10 Hypocenter distributinos of the swarms at Akausagi-yama mountain. Left: Hypocenters were determined by the P-times at stations 1, 2, 3 and 4. Right: Determined by the routine work.

る。しかし、マグニチュードの大き目の地震と小さ目の地震では、震源決定に用いられる観測点の組み合わせが異なる事が原因であって、ルーチン処理の結果を過大に評価することはできない。それでも震央、深さについて 2~3 km の誤差を許すならば、ルーチン処理による図も、活動のあらましを見るには十分であることが理解されよう。Fig. 11 は、手取川ダムの採石発破<sup>9)</sup>の例である。左図にはルーチン処理による結果が示されているが、これらの発破はほぼ東西にのびる約 10 km の線状配列をなすようにみられる。しかし現地での発破状況を見たところ、これらは南北に約 600 m 離れた 2 つの山をけずるような形で行なわれており、各々は数百 m の範囲内に限定されたものであった。そこで、この発破のうち、KMJ, FKJ, KAJ の 3 点で P 波が正確にとらわれている 309 コを選び、それらについて、14 ch. アナログデータレコーダのテープ記録を、紙送りの速いペンレコーダに再生して、再読取りを行なった。現場の状況から発破点の座標のわかっている爆破 (右図の●) をマスターイベントに選び、上の 3 点の P-time だけから他の爆破の水平位置を推定した。Fig. 11 の右図の小さな黒点がそれである。図のハッチ部分が、発破状況から割り出した真の発破点の分布する範囲である。再決定した発破点は、系統的に西方にズレていて、計算過程での定数のとり方に工夫の余地があることを示している。いずれにせよ、南北の 2 つの山における発破が完全に分離されている事、また東西方向の分布の中も、数百 m 以内に収まっていて、ルーチン処理とは比較にならないほど改良されている事がわかった。これにより、ルーチンのマップで局所的にみられる震源の連なりは、真のものでない可能性が高いこと、またテープのデータを再生して注意深く解析すれば、格段に細かい地震の分布が得られることが例示された。

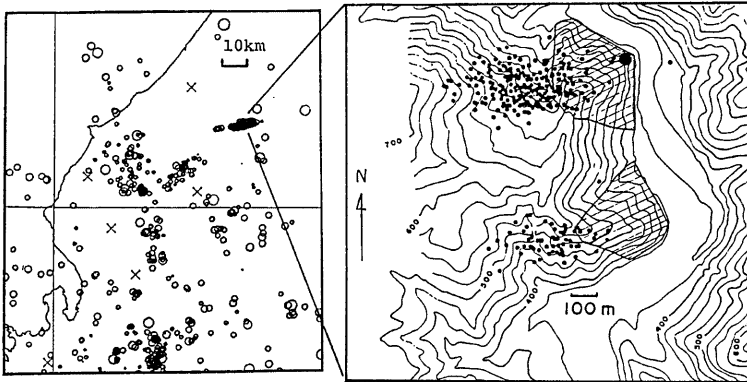


Fig. 11 Epicenters of the quarry blasts at Tedori-river dam site. Left: Those by the routine work. Right: Relocated ones by a master event method using data reproduced from an analog data recorder and carefully re-read.

### 3.4 他の地球物理学的情報との比較

前節に見たような誤差のあることを考慮して、他の地球物理学的なデータとつき合わせて見ることも重要である。Fig. 12 は日本の活断層<sup>9)</sup>の金沢と岐阜から活断層をトレースしたものに、震央分布図を重ねたものである。これで見ると、福井地震断層付近は、活断層の分布と微小地震の震央分布が対応しているように見えるが、琵琶湖北東部では、むしろ活断層が地震分布の境界をなすようである。また、断層があっても地震がない、もしくは地震があっても、断層が見つからないなどのものも多いことに気づく。Fig. 13 は、河野<sup>10)</sup>によって与えられた北陸地方のブーゲー異常図の一部分に、震央を重ねてプロットしたものである。この図では、福井地震断層は、それほどブーゲー異常のコンターが密でなく、逆に、琵琶湖北東部は、コンターの混み合った所と地震の多い所が一致しているように見える。長野県西部地震の余震域は御岳の山頂より南に求まっているが、その付近のブーゲー異常の低い目玉とも少しズレているように見える。上述の誤差を考えても、ズレている事は事実であろう。

### 3.5 その他のデータ

震源計算には、深さ 100 km までの走時表を用いているため、深発地震などは震源決定されない。しかしルーチン処理の段階で、システムのトリガーを起動し

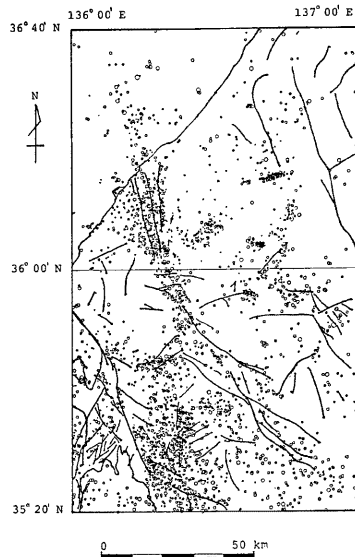


Fig. 12 Epicenters with active faults. Faults are traced after the Research Group for Active Faults<sup>9)</sup>.

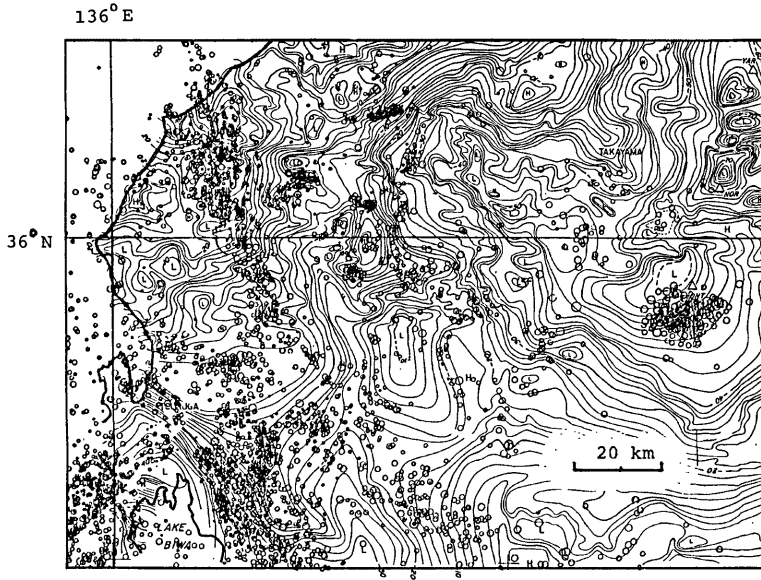


Fig. 13 Epicenters plotted on the Bouguer anomaly map presented by Kono et al.<sup>10)</sup>

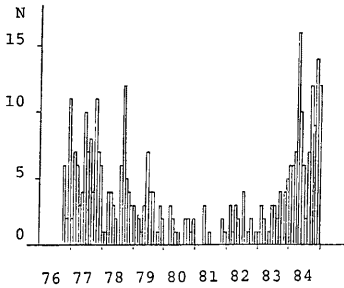


Fig. 14 Monthly numbers of deep earthquakes that triggered the observation system.

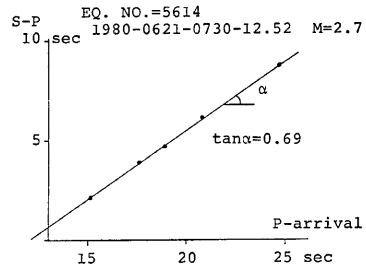


Fig. 15 Wadati diagram for an event  $M=2.7$ , whose wave traces are shown in Fig. 2.

た地震の時刻や簡単な分類を記した「トリガー表」を作成している。これを用いて、例えば Fig. 14 のように、深発地震の月別頻度を見る事もできる。震源も確認されていない未整理のデータではあるが、Fig. 3 の地震らしきものの数と消長の傾向が一致しており、相互の関連性を示唆する情報と考えられる。

Fig. 15 は、Fig. 2 に波形を示した地震の読取り値をプロットして得た、和達ダイアグラムである。この例では、観測点 1, 2, 3, 4, 7 の 5 点の  $S$ -time が読取られている。Table 1 に見られる通り、 $S$ 波が 5 点以上で読まれる地震は、非常に少なく、中でもこの例は、5 組の観測値が、一直線に近く集中し、良好な  $V_p/V_s$  値を与えてくれるものの 1 つである。図の直線の傾きから得られる  $V_p/V_s$  値は 1.69 である。し

Table 3 Example of data list.

No	NEQ	YEAR	MMDD	HHMM	ORIGTM	MAG	STDDDNV	X (km)	Y (km)	Z (km)
6	4790	1979	731	1639	-999.000	4.7	90.00	206.51	-77.20	100.00
		NST	CODE	P-TIME	PT-ERROR	S-P TIME	SP-ERROR	F-P TIME	P (V) AMP	RANGE
		1	KMJ	51.66	-0.03	99.00	99.00	-9999.00	11.000	1.00
		2	FKJ	51.19	0.00	99.00	99.00	287.00	11.400	0.50
		3	KAJ	49.87	-0.01	30.17	-0.36	283.00	11.000	0.50
		4	IMJ	50.24	-0.01	29.86	-0.45	233.00	11.100	0.50
		5	AZJ	49.85	-0.02	29.29	-0.32	311.00	11.200	0.50
		6	MHJ	51.08	-0.05	29.79	-0.29	278.00	11.600	0.50
		7	HKJ	50.48	-0.05	31.66	-0.41	-9999.00	6.200	5.00
No	NEQ	YEAR	MMDD	HHMM	ORIGTM	MAG	STDDDNV	X (km)	Y (km)	Z (km)
7	4804	1979	804	356	12.696	3.3	0.00	135.57	-82.40	91.05
		NST	CODE	P-TIME	PT-ERROR	S-P TIME	SP-ERROR	F-P TIME	P (V) AMP	RANGE
		1	KMJ	999.00	99.00	99.00	99.00	9999.00	99.000	99.00
		2	FKJ	38.81	-0.15	21.22	99.00	84.00	99.000	0.50
		3	KAJ	34.38	-0.05	15.32	0.41	72.00	99.000	0.50
		4	IMJ	34.34	-0.03	16.50	99.00	75.00	99.000	0.50
		5	AZJ	32.72	-0.08	14.66	0.00	91.00	99.000	0.50
		6	MHJ	36.89	-0.36	18.82	0.62	99.00	99.000	0.50
		7	HKJ	999.00	99.00	99.00	99.00	9999.00	99.000	99.00

かし、仮に5点のうち1点のデータが欠落して、4点の値から  $V_p/V_s$  を算出するとすれば、点7が欠ければ、 $V_p/V_s=1.66$ 、4が欠ければ1.68、以下、3、2、1が欠ければ、おのおの、1.69、1.69、1.71という値が得られ、細かい差異を論じるには不適當であることが理解できる。**Table 3** には、読取り値と、その震源要素をまとめた地震リストの例を示した。これは、上に述べた読取り段階を経たすべての地震について、ミニコンピュータのディスクファイルに収められていて、必要に応じてこのようなりスト形式で見られるようになっている。P波初動の押し引きの調査には、P(V) AMP の項のデータが利用できる。

#### 4. まとめと今後の問題点

1976年5月からのテレメータ観測による観測所の地震読取りデータが1万個を超えた。このうちマグニチュードが2以上位に限れば、ルーチン処理報告用マップ内で、ほぼ均質なデータが集められていると考えられる。ルーチン処理のマップは、平面図、断面図ともにおおよその活動状態を知るには十分な情報を提供しているが、細かい検討を必要とする場合には、震源の再計算、さらにはアナログテープの再生による精度の高い再読取りを必要とする。震源決定の方法には、2、3の欠点があるが、観測所のミニコンピュータではこれらの改良は難しい。現在、バックアップの意味を含めて、これらの読みとりデータを、大型計算機のMTに編集し、加えてパーソナルコンピュータのフロッピーディスクにも移す作業を準備している。

システムの欠測時間は、年あたり数時間程度と短かく、刻時精度も10 msec 以内に収まっている。しかし、読みとり段階で、キーインのミスなど人為的なエラーも入っているので、それらのチェックや、欠測時間内の地震活動を他のデータであなうめすることも、今後の課題である。

#### 5. 謝 辞

ここで用いたデータは、京都大学防災研究所岸本兆方教授はじめ、微小地震グループの方々の協力で得られたものである。とくに渡辺邦彦氏には、データの提供など負うところ大である。また、観測点の維持には、各点の地元の方々の援助を頂いている。皆さんにお礼申し上げます。

#### 参 考 文 献

- 1) 岸本兆方・尾池和夫・渡辺邦彦・佃 為成・平野憲雄・中尾節郎：鳥取および北陸微小地震観測所のテレメータ・システムについて、地震, Ser 2, Vol. 31, No. 3, 1978, pp. 265-274.
- 2) 尾池和夫・松村一男・竹内文朗・松尾成光・清水 昇：地震観測用長期間連続インク書き記録装置の開発, 地震, Ser 2, Vol. 29, No. 2, 1976, pp. 127-135.
- 3) 渡辺邦彦・平野憲雄・岸本兆方：北陸地方のサイスミシティ, 地震, Ser 2, Vol. 31, No. 1, 1978, pp. 35-47.
- 4) Watanabe, K., N. Hirano and F. Takeuchi: On the Accuracy of Hypocenter Determination of the Hokuriku Microearthquake Observatory, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 28, Part 3-4, 1978, pp. 95-111.
- 5) 竹内文朗・平野憲雄：北陸地方の微小地震活動の特徴について(その1)―浅井観測室付近の活動―, 防災研究所年報, Vol. 22, B-1, 1979, pp. 11-18.
- 6) 松村一男・見野和夫・渡辺邦彦・竹内文朗・平野憲雄：北陸地方南部の地殻構造について―手取川ダム砕石発破および琵琶湖発破―, 防災研究所年報, Vol. 22, B-, 1979, pp. 1-10.
- 7) 平野憲雄・渡辺邦彦・竹内文朗：手取川ダム砕石発破記録を利用した  $V_p$  の時間変化について, 防災研究所年報, Vol. 22, B-1, 1979, pp. 19-28.
- 8) 竹内文朗：北陸地方の微小地震活動の特徴について(その2), 防災研究所年報, Vol. 26, B-1, 1983,

- pp. 145-151.
- 9) 活断層研究会：日本の活断層—分布図と資料，東大出版会，1980，pp. 363.
  - 10) Kono, Y., T. Hibi, M. Kubo, O. Michigami, K. Shibuya, M. Sunami, K. Suzuki and N. Furuse: Gravity Anomaly over the Northern Part of Central Japan. (1), Science Reports of Kanazawa University, Vol. 27, No. 1, 1982, pp. 71-83.