

1993 年能登半島沖地震

伊藤 潔・和田 博夫・渡辺 邦彦・堀川 晴央・佃 為成・酒井 要

1993 OFF NOTO PENINSULA EARTHQUAKE

By Kiyoshi ITO, Hiroo WADA, Kunihiro WATANABE,
Haruo HORIKAWA, Tameshige TSUKUDA and Kaname SAKAI

Synopsis

An earthquake of magnitude 6.6 (JMA) occurred about 10 km off the northeastern tip of Noto peninsula on February 7, 1993. P and S wave arrival times of the main shock and aftershocks recorded at the network stations of the Kamitakara Observatory, Kyoto university and the Shin'etsu Earthquake Observatory, University of Tokyo together with those at a temporary station set at the northeastern tip of Noto peninsula were used for the precise determination of hypocenters and focal mechanisms. Epicenters of aftershocks are distributed in a circular region with a radius of about 25 km, but southeastern half of them are activated a few days after the main shock occurrence and they can be called "induced aftershocks". In the early stage of the earthquake sequence, epicenters of aftershocks are well concentrated on an area of about 15 km long and 8 km wide striking northeasterly. No large aftershocks occurred in the area, but foreshocks in December, 1993 were located very close to the main shock. Focal depths, which are poorly constrained compared to epicenters, are 5-12 km, when they are determined adding the temporary station, of which data are very much effective on the accuracy of focal depth. Focal mechanism of the main shock determined from P-wave first motions and that determined from body and surface wave centroid moment tensor (CMT) inversion are of reverse fault type with P-axis in NW-SE direction. Most of the focal mechanisms of major aftershocks have reverse fault type with P-axes of WNW-ESE to NW-SE direction, while those of the "induced aftershocks" have strike-slip or normal fault type. Moreover, the trend of the aftershock distribution in the early stage of the earthquake sequence is concordant with submarine active fault, which defines the northwestern margin of a rise. On the contrary, "induced aftershocks" were located on the northeast and southeastern margin of the rise, southeast side of which is also delineated by another active fault.

1. 緒 言

1993 年 2 月 7 日 22 時 27 分に能登半島沖で $M=6.6$ (JMA) の地震が発生した。この地震は 1933 年に七尾付近で発生した地震以来、能登半島における 60 年ぶりの被害地震であった。津波も小さく、人的な被害は負傷者 29 名（このうち重傷者 1 名）であった⁸⁾。しかし、地盤の液状化、地滑りなどが発生し、トンネ

ルが崩れるなどの被害が発生し余震活動が続いた。この地震の震源域の西方で、1985年に $M=5.3$ の地震が発生しているが、この地域ではそれ以前の大きな地震は記録されていない。また、この地震の2ヶ月前の12月に前震が発生している。

この地震の震源に関するパラメータは気象庁によって次のように決められている⁶⁾。2月7日22時27分43.7秒、 $37^{\circ}39.2'N$, $137^{\circ}18.0'E$, 深さ24.8km, $M=6.6$ 。

Fig. 1に京都大学防災研究所上宝観測所の能登系テレメータ観測網のトリガー数によって、余震の減衰の様子を示す。余震は4月まで2ヶ月間は単調に減少した。その後、後述するように誘発したと思われる地域の活動が盛んになり、最大余震は4ヶ月後の6月9日に $M=5.2$ が発生している。その間に約20個の $M \geq 4$ の地震が発生したが、6月9日以降は余震は減少している。この地震の主な活動はこの最大余震までであったが、その後も $M \geq 4.0$ の地震が3個ほど発生し、本震の破壊域の数倍大きな領域で群発的な活動が継続している。

この地震の調査のため、地震発生2日後から能登半島の先端で臨時観測を行い、余震活動の詳細な調査を行った。これらのデータに京都大学上宝観測所および東京大学信越地震観測所の統合データを加えて震源等を再決定した。本報告ではこの地震の震源、余震の分布および発震機構について述べる。また、上宝観測所のデータに基づいて地震前後のやや長期にわたる地震活動についても述べる。さらに、今回の地震とテクトニックな関連についても考察する。

2. 余震の臨時観測

1993年2月7日22時27分に地震が発生したが、2月9日から能登半島の先端（木ノ浦）で臨時観測を開始した。**Fig. 2**にこの地震について大学の高感度観測点の配置を示す。○が本震の位置であり、観測点が余震域を取り囲んでいるが、観測点間隔が40km程度で、近くの点がないので、震源になるべく近い能登半島の先端（**Fig. 2**の▼）で臨時観測を行った。地震計は固有周期2Hz、イベントトリガー方式で3成分観測を実施した。

この観測によって、余震が多数観測されたが、同時に**Fig. 3**に示すように、S-P時間が0.5~0.8sの地震が多数観測された。**Fig. 4**に木ノ浦におけるS-P時間の頻度分布を示す。数個の地震については震源が求められたが、臨時観測点の直下の地震である。この型の地震は2月13日頃まで多く発生したが、それ以降は数が減少し、その後は少数発生しているだけである。このように地震直後には広域で応力状態が変化したためか、定常観測網では捉えられない活動が臨時観測によって観測された。

3. 本震の位置および余震分布

本震及び余震の分布は地震発生直後、気象庁、東京大学地震研究所信越地震観測所および京都大学防災研究所上宝観測所によって発表され、かなりの相違があった。その後、気象庁のデータについては石川・他²⁾によって、5観測点の再観測データを用いて、再決定がなされている。この本震の震央は、前記の気象庁の震央から西に約2kmずれているが、誤差のうちであろう。

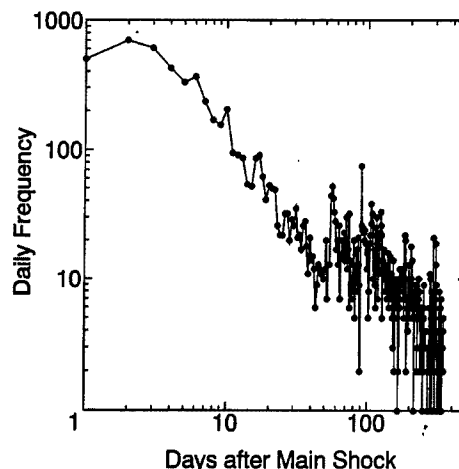


Fig. 1 Daily frequency of aftershocks triggered by the network of the Kamitakara Observatory, Kyoto University.

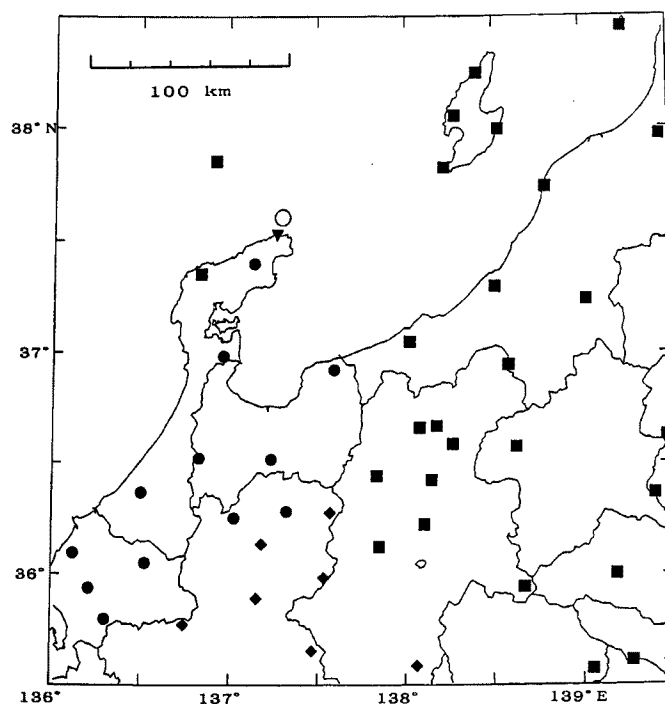


Fig. 2 Observation stations of microearthquakes operated by universities. Open circle shows the main shock of the 1993 off Noto peninsula earthquake. Solid circles, solid squares and solid diamonds indicate substations which belong to Kyoto University, University of Tokyo and Nagoya University, respectively. Inverted triangle denotes a temporary station, Kinoura.

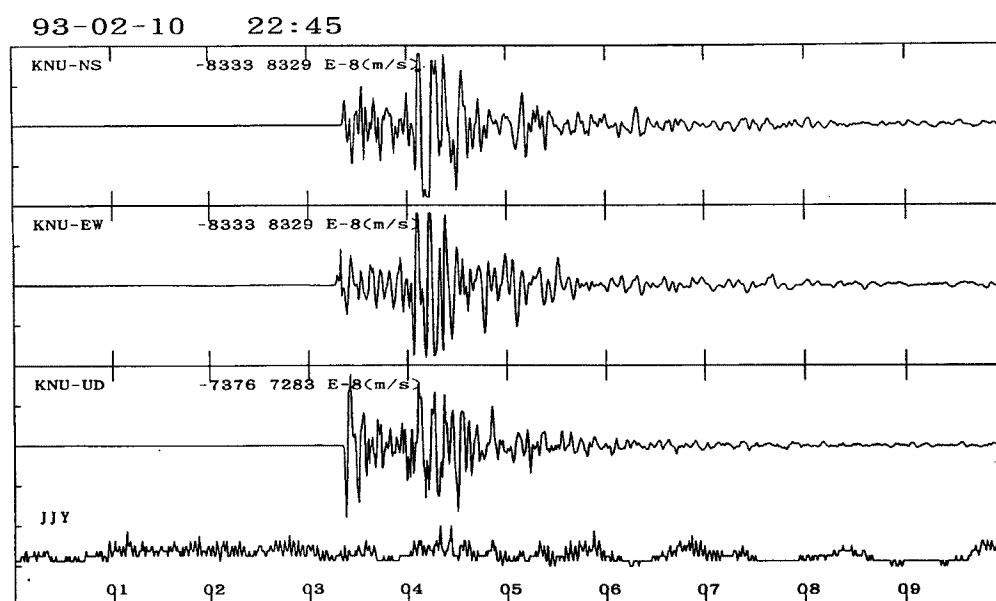


Fig. 3 An example of local earthquake occurred very close to the temporary station, Kinoura.

Tsukuda et al.¹⁵⁾ は信越地震観測所および上宝観測所の統合データのうち、5 観測点のデータを用いて震源を決定した。この震央分布と気象庁の分布は全体的な形状は良く似ているが、詳細に見ると気象庁の震源が Tsukuda et al.¹⁵⁾ に比べて、約 5~6 km 北にずれている。これは震源決定に用いた観測点および走時（速度構造）の違いに由来する。震源域は海陸の境界で、しかも速度構造が良くわかっていないため、この程度の相違は当然発生すると考えられる。深さに関しては、さらに精度が悪い。Tsukuda et al.¹⁵⁾ の統合震源の本震は 14.9 km である。深さの精度が悪いので、震源の面的構造は良く決まらない。

この地震の余震分布は上記のようにいくつか発表されているが、必ずしも良く分かっているわけではない。京都大学上宝観測所および東京大学信越地震観測所の統合データによる結果¹⁵⁾ が最も良いと思われるが、なお、疑問が残っている。

Fig. 5 には統合データによる震源(a)とそれに木ノ浦を加えた震央分布(b)を示す。Fig. 6 には同じく深さの分布を比較して示す。震源決定には Aoki et al.¹⁾ を参考にした水平成層速度構造を用いた。使用した構造は P 波の速度が 5.5, 6.0, 6.6, 7.8 km/s で、その厚さが、5.0, 10.0, 10.0 km で、 V_p/V_s は 1.73 を仮定した。統合震源の観測点は宝立、七尾、朝日、輪島、舢倉島、野、および深浦であり、これに木ノ浦を

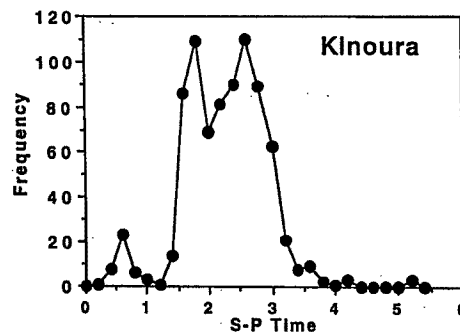


Fig. 4 Frequency distribution of S-P times at Kinoura.

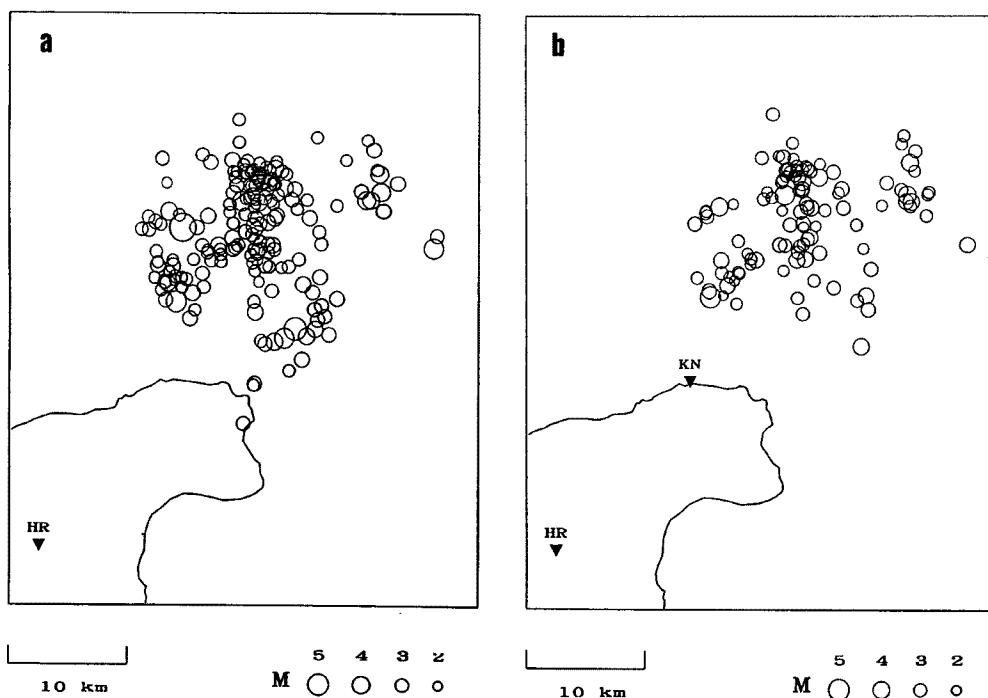


Fig. 5 Epicenter distributions of aftershocks. Left figure shows the epicenters determined from 7 stations of the Kamitakara and Shin'etsu Earthquake Observatories, and right figure shows those determined from 8 stations including the temporary station, Kinoura.

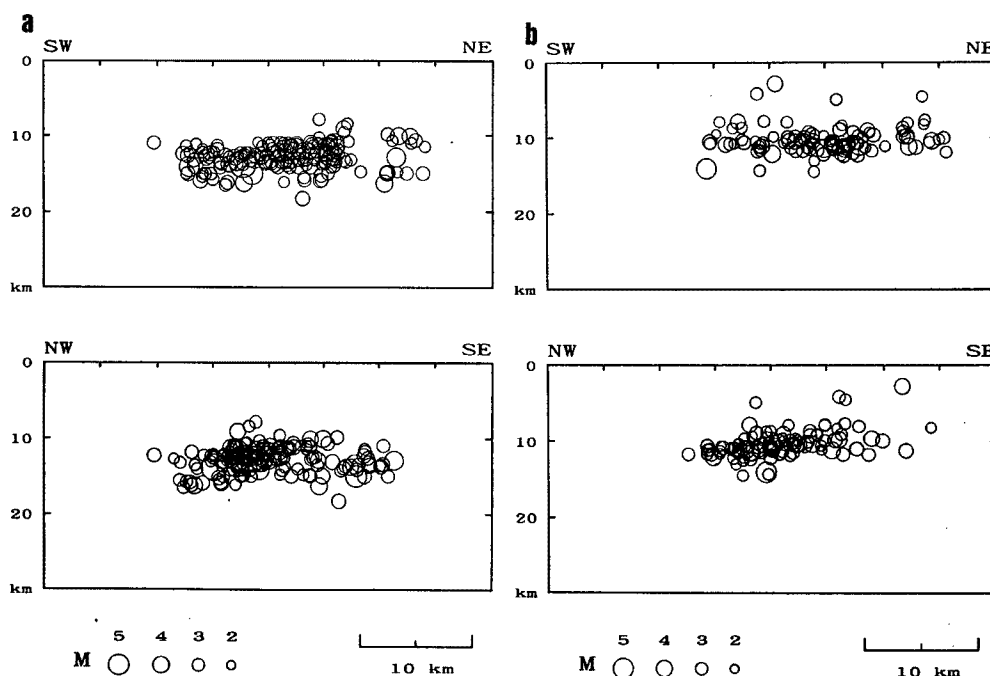


Fig. 6 Focal depths of aftershocks projected on SW-NE and NW-SE sections. Left figures show the focal depths determined from 7 stations of the Kamitakara and Shin'etsu Earthquake Observatories, and right figures show those determined from 8 stations including the temporary station, Kinoura.

加えた。Figs. 5, 6にはこれらの観測点全点で観測された地震について、震源を計算し、O-C残差を平均して観測点補正值として再計算した結果である。この操作を繰り返せば、全体の残差は小さくなるが、震源が面上に集まってくるので、この操作は1回だけとし、走時残差の標準偏差が0.2s以下のもののみを示す。計算した地震の9割以上がプロットされている。データは地震発生から5月11日までのものであるが、余震観測データは2月10日以降のものであり、数に相違がある。

震央は木ノ浦を加えることによって、全体的に約3km南東にずれるが、相対的な位置はほとんど変化しない。震央分布は気象庁、信越観測所、上宝観測所それぞれの結果でも、相対的な形状はほとんど同じである。絶対位置は10km程度ずれている。

深さについてはFig. 5に見られるように木ノ浦を加えることによって、ばらつきが大きくなり約3km浅くなる。また、北西に向かってやや深くなる傾向が見られる。ちなみに他の分布については気象庁の震源の深さが25km程度であり、いずれもFig. 6(b)より深く決まっている。震源の深さの精度を上げるためには、震源に近い観測点がどうしても必要となる。一般に海陸境界域の地震の深さは決定精度が悪いので、今後、地下の速度構造の調査などによって、深さの決定精度を向上させることは、津波の予報などにとっても重要であろう。

前節で述べた木ノ浦のS-P時間分布や佐渡の観測点ではT相が観測された¹⁵⁾ことを考えると震源は浅かったと考えるのが妥当であろう。すなわち、この地震は地殻の上層部に発生した地震であった。後述するが、地震は水深200m以浅で発生しており、海水がなければ陸の直下型地震になっていると思われる。

Fig. 5に見られるように、余震域は円形に拡大して、断層面が良く分からない。しかし、時間的に余震が拡大していった経過を追うことによって、本震の破壊域を推定し、余震活動の変化を見ることができる。上宝観測所の観測網による震源はこの地震に関しては3点の観測点で小さい地震まで震源を決めている¹⁰⁾。

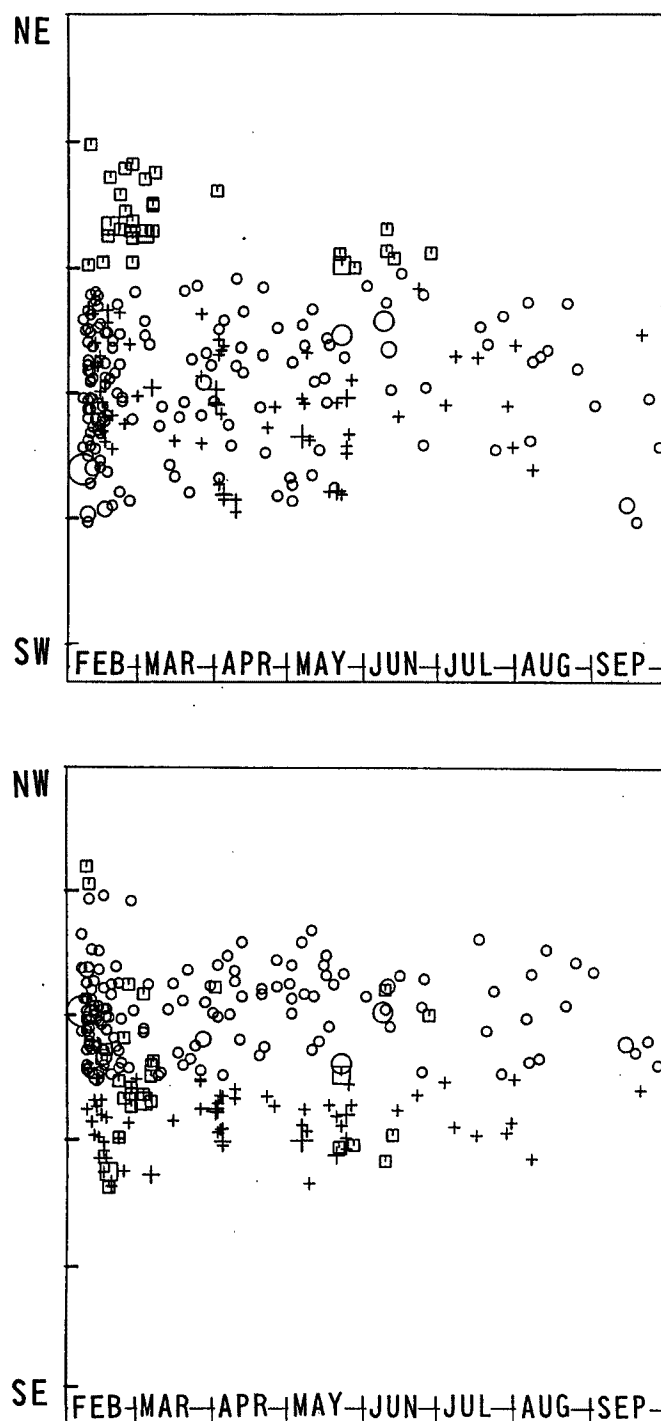


Fig. 7 Time-space diagrams of aftershocks of $M \geq 3.0$ determined by the Kamitakara Observatory. Open circles show aftershocks in regions I and V, plus signs show those in regions II and IV, and squares show those in region III in Fig. 10., respectively.

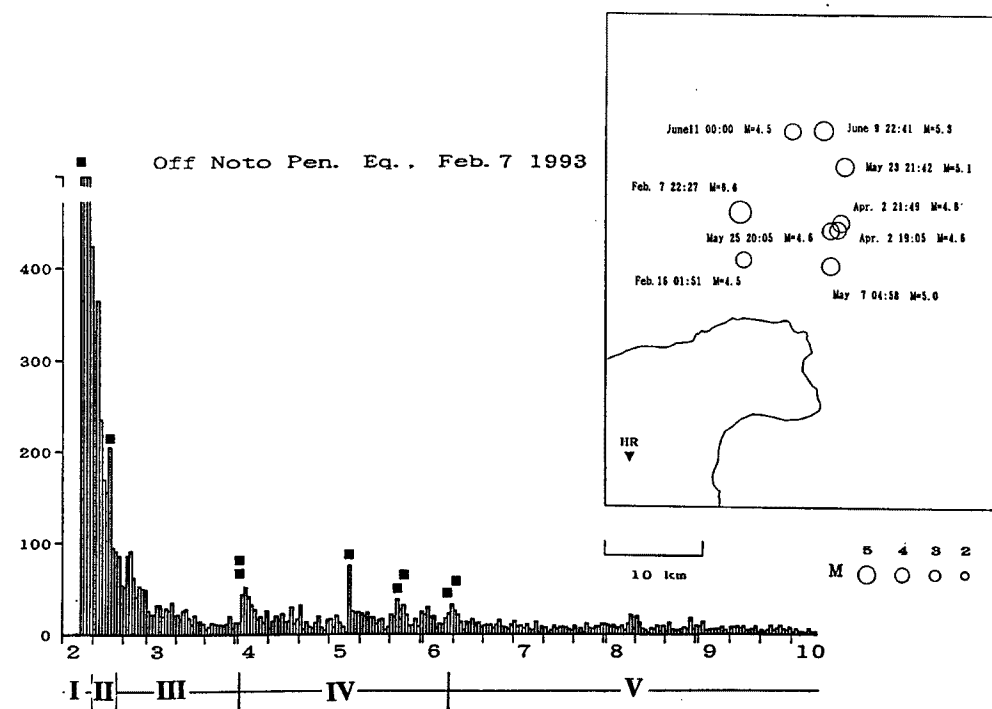


Fig. 8 Daily frequency of triggered events by the network of the Kamitakara Observatory and epicenter distribution of aftershocks with $M \geq 4.5$. Solid squares correspond to the epicenter distribution. Periods, I - IV correspond to those in Fig. 9.

深さを別にすれば、震央の相対精度は良い。このデータを用いて、 $M \geq 3$ の地震について余震の時空間分布をFig. 7に示す。図には余震を北西地域(○)、南東地域(+)および北東地域(□)に発生したもの3つに分けて異なった記号で示してある。これによって、余震が北東および南東に拡大していった様子が分かる。Fig. 8には地震の日別頻度分布および $M \geq 4.5$ の地震の震央を示した。Fig. 9にはFig. 8に示す各期間の震央分布を示す。余震は2月11日から南東に拡大し、4月1日からは北東に大きく拡大した。余震域の拡大は本震直後から始まっているが、その拡大していった地域でやや遅れて大規模の余震が発生していることが分かる。特にこの南東および北東の活動域はいわゆる群発地震が移動する様子を示し、「誘発余震」ともいえるものである。これらは本震の破壊域における余震活動とは別の活動で、本震の破壊域の活動はFig. 9のIの期間のものである。この地震の余震活動は主震の断層面の近傍だけにとどまらず、「誘発余震」が広域で活発化し、群発地震の様相を示したのが特徴的であった。このような拡大の様子をまとめたのがFig. 10である。

4. 本震前の地震活動

さらに長期間の分布を見るために、Fig. 11には上宝観測所で決定された能登半島周辺の震央分布およびマグニチュードの時間分布を示す。テレメータ観測を開始した1986年以降、全般的に震源域の活動は低調であることがわかる。しかし、1992年12月に震源域で前震活動が起こり、本震まではまた活動は低下した。これらの前震は気象庁の観測によっても得られている²⁾。さらに、直前の2月6日に1個だけ前震が観測されている。これらの前震はFig. 16に示すように本震のごく近傍で発生している。

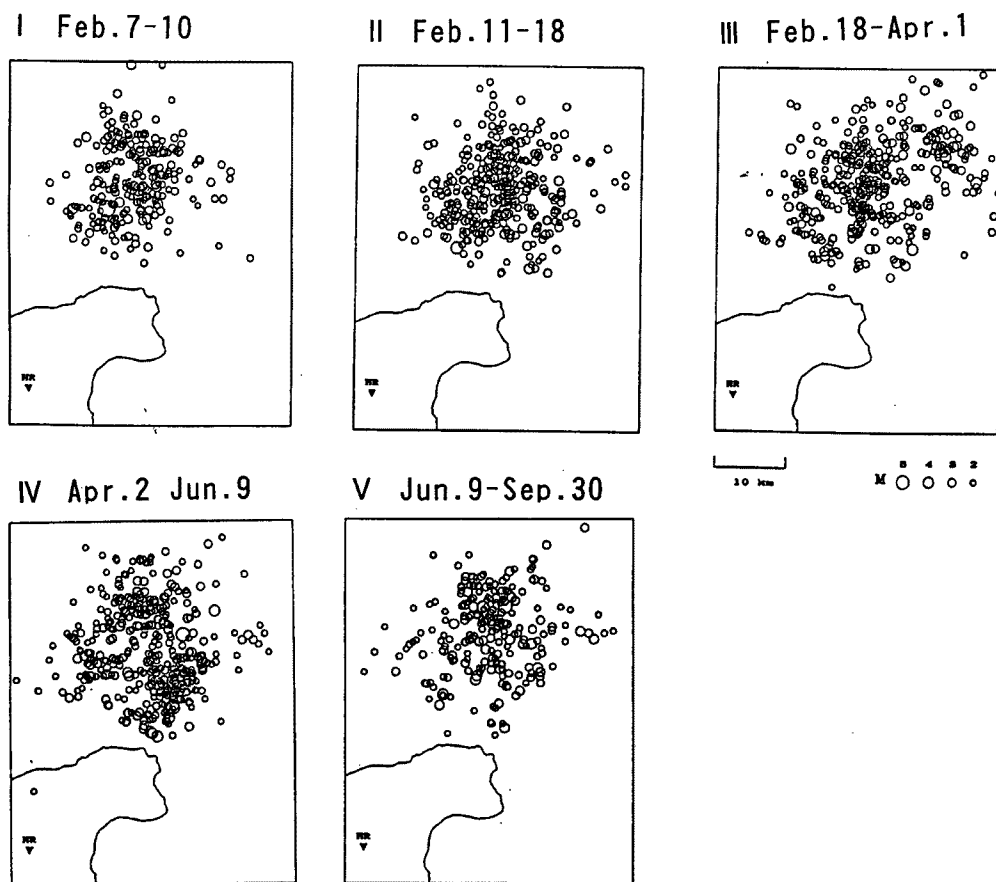


Fig. 9 Epicenter distributions for periods I-V in Fig. 8.

1985年10月18日にはこの地震の西方で $M=5.9$ (Fig. 11のNo.1), 同年7月30日にはさらに西で $M=4.0$ の地震が発生している。この地域での大きな地震は珍しいので、今回の地震の広義の先駆的地震活動であった可能性もある。三雲・他^{11), 12)}によるとこの地震にも前震が発生している。今回の地震と1985年の地震を比較すると、今回の地震は15 km程度西側で発生している。ただし、1985年の地震については気象庁で決定された位置は、さらに西北西に約15 kmずれている。当時はこの付近の観測点が少なかったため精度は悪いが、今回の地震の西方で発生したことは確実である。発震機構は1985年10月18日の地震は主圧力軸が北西-南東方向の逆断層型であったが、7月30日の地震は横ずれ、縦ずれ両方を含み、主圧力軸が北東-南西方向であった (Fig. 17)^{11), 12)}。後者はこの地域の広域応力場と調和的でない。

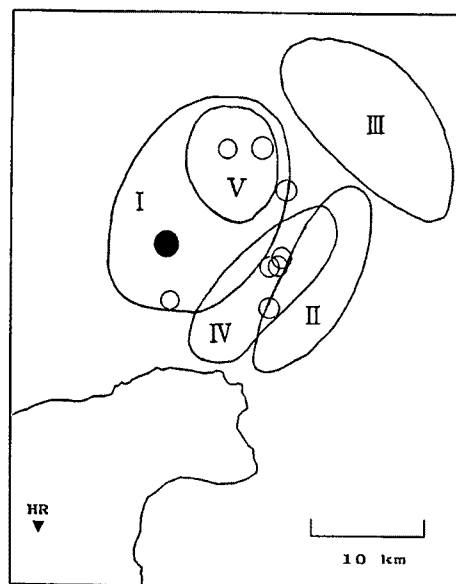


Fig. 10 Schematic diagram of major aftershock areas corresponding to the periods in Fig. 8. Solid circle denotes the main shock.

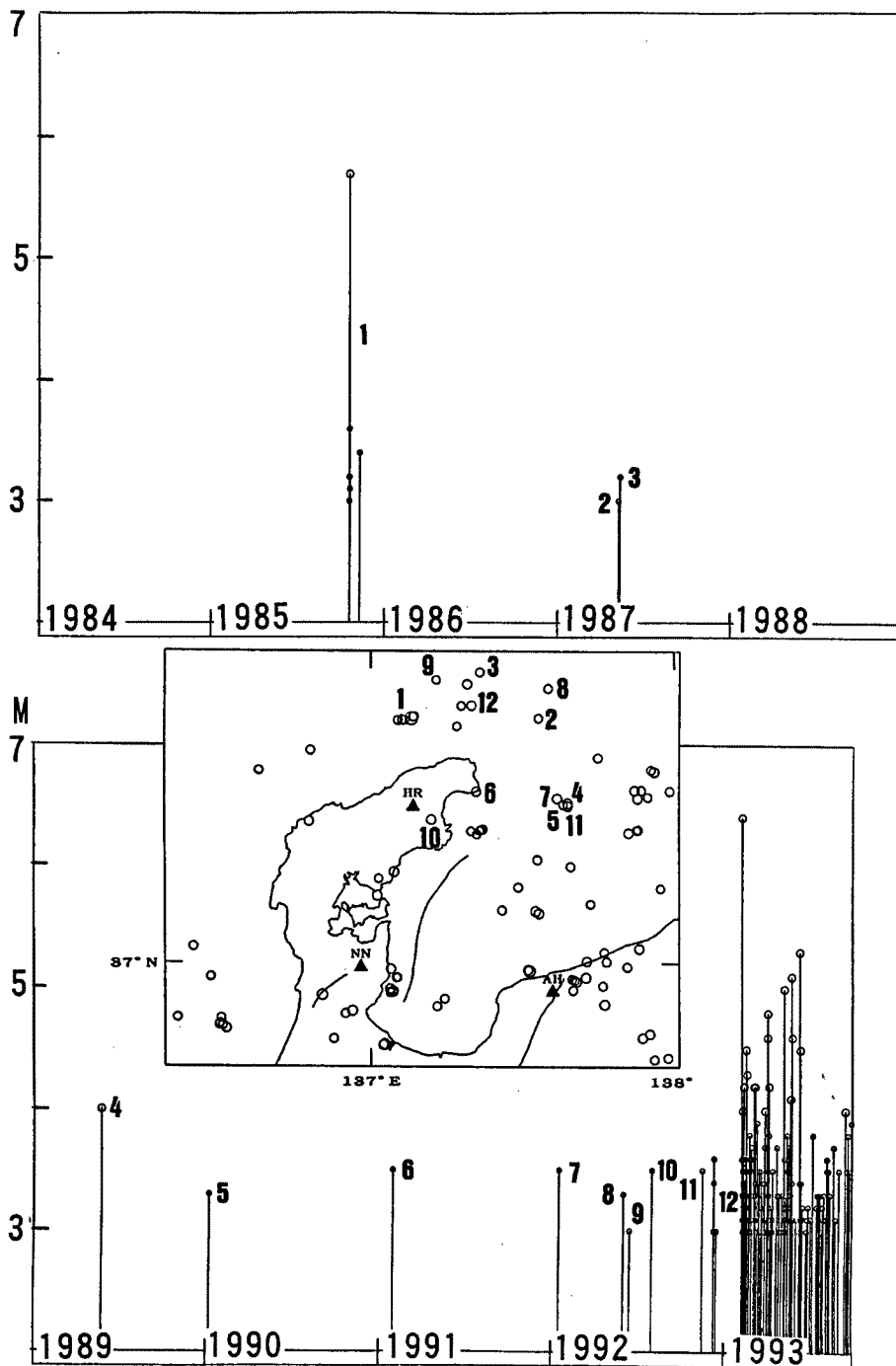
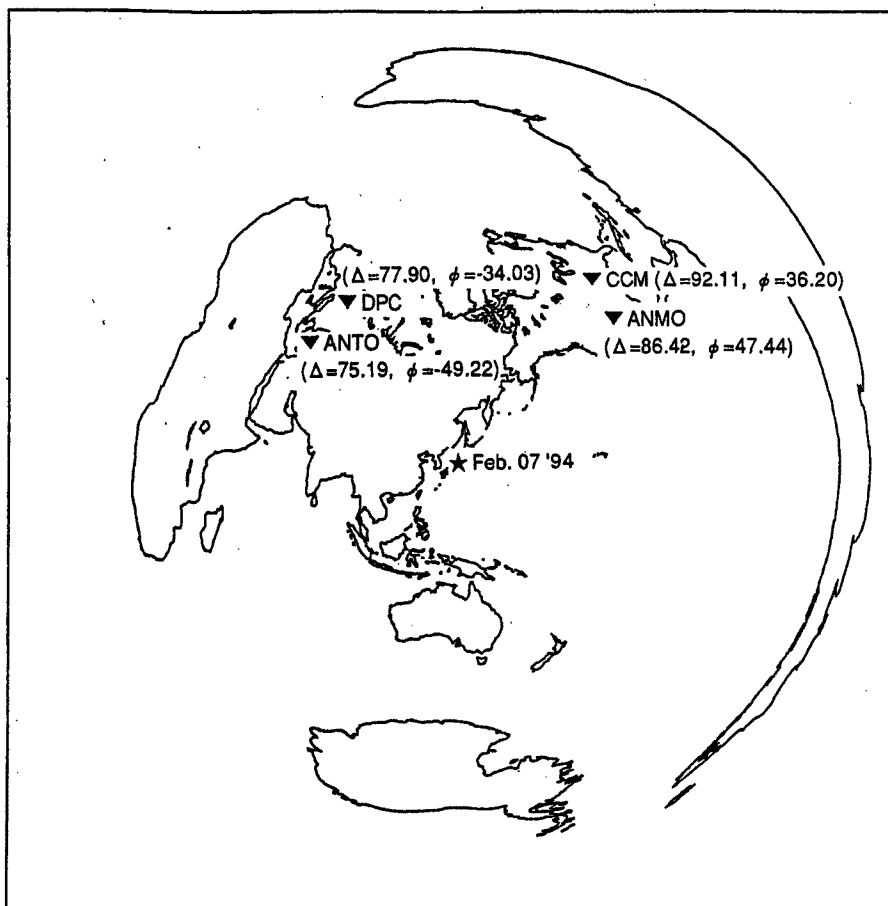
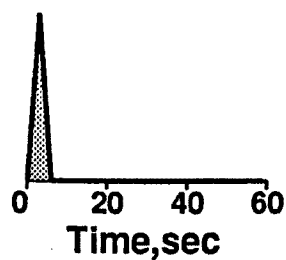


Fig. 11 Epicenter distribution and magnitude-time diagram of earthquakes in and around Noto peninsula for the data of the Kamitakara Observatory. No. 12 indicates foreshocks of the 1993 earthquake of $M=6.6$.

a)



b)



c)

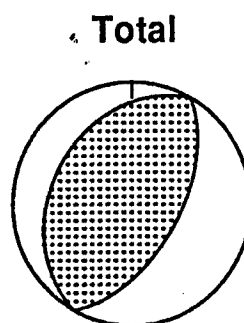


Fig. 12 Mechanism of the main shock determined from long-period body-wave inversion. Upper figure (a) shows the epicenter of the main shock (star) and used stations (inverted solid triangles) with epicentral distance and azimuth; lower left figure (b) denotes the best fitted source time function and lower right figure (c) denotes mechanism solution, in which stippled area shows compressional quadrant.

5. 発震機構

Fig. 12 には Kikuchi and Kanamori の方法による実体波のインバージョンによる発震機構を示す。図には用いた観測点の分布、震源時間関数も示してある。Fig. 13 はこの解による理論波形を観測波形とともに示してある。ハーバード大学によるもの、東京大学地震研究所によるもの¹⁵⁾も同じように北西-南東方向に主圧力軸をもつ逆断層型を示している。

短周期の P 波初動の押し引きによる発震機構は気象庁⁶⁾および大学の微小地震観測所のデータ¹⁵⁾によって求められている。これらの解は東西の主圧力をもつ横ずれ型である。しかし、P 波初動による発震機構は地震の深さおよび仮定した速度構造に依存する。Fig. 14 は P 波の押し引きによる発震機構解を示す。速度構造は震源決定に用いたものを使い、他の条件はすべて同じにして、深さのみを 14 km (a), 16 km (b) としたものである。深さ 15 km には速度が 6.0 km から 6.6 km に変わる境界をおいている。このように解は大きく変化することが分かる。前述のように地震は浅かったと思われるから、逆断層的な解の方が実際に近いと思われる。長周期の解と調和的であることなどから、今回の地震の主震は逆断層型であろう。浅い地震の断層の型を決めるには、短周期に対しても振幅などを用いた検定が必要である。

Fig. 15 および Table 1 には主な余震のメカニズム解

Noto 1993

3.0 3.0 0.2364

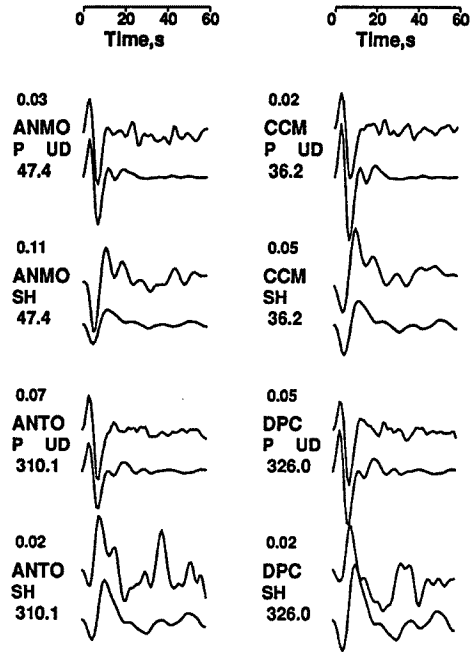
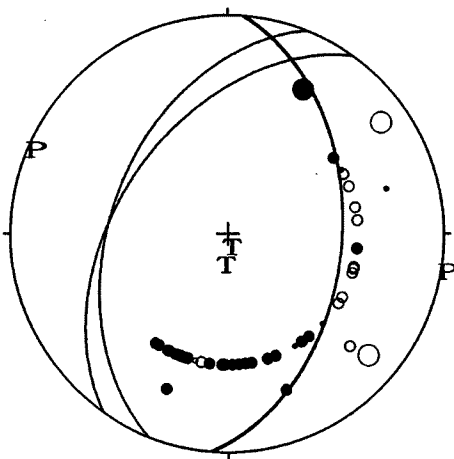


Fig. 13 Observed and synthetic waveforms for obtained mechanism solution in Fig. 12.

(a) Main Shock H=13.93



(b) Main Shock H=16.00

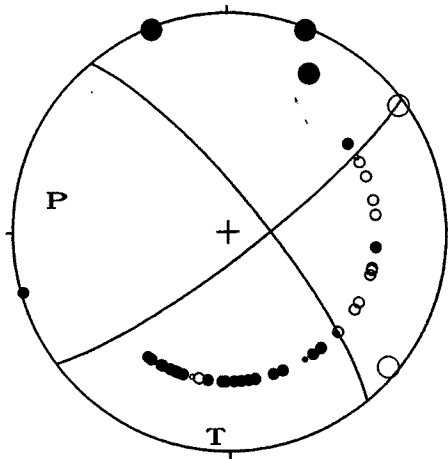


Fig. 14 Focal mechanisms of the main shock determined from P-wave first motions projected on lower hemisphere by equal-area projection. Reverse and strike-slip solutions are obtained for different focal depths of (a) 14 and (b) 16 km, even if other conditions are remained the same. Open and solid circles show dilatational and compressional first motions, respectively.

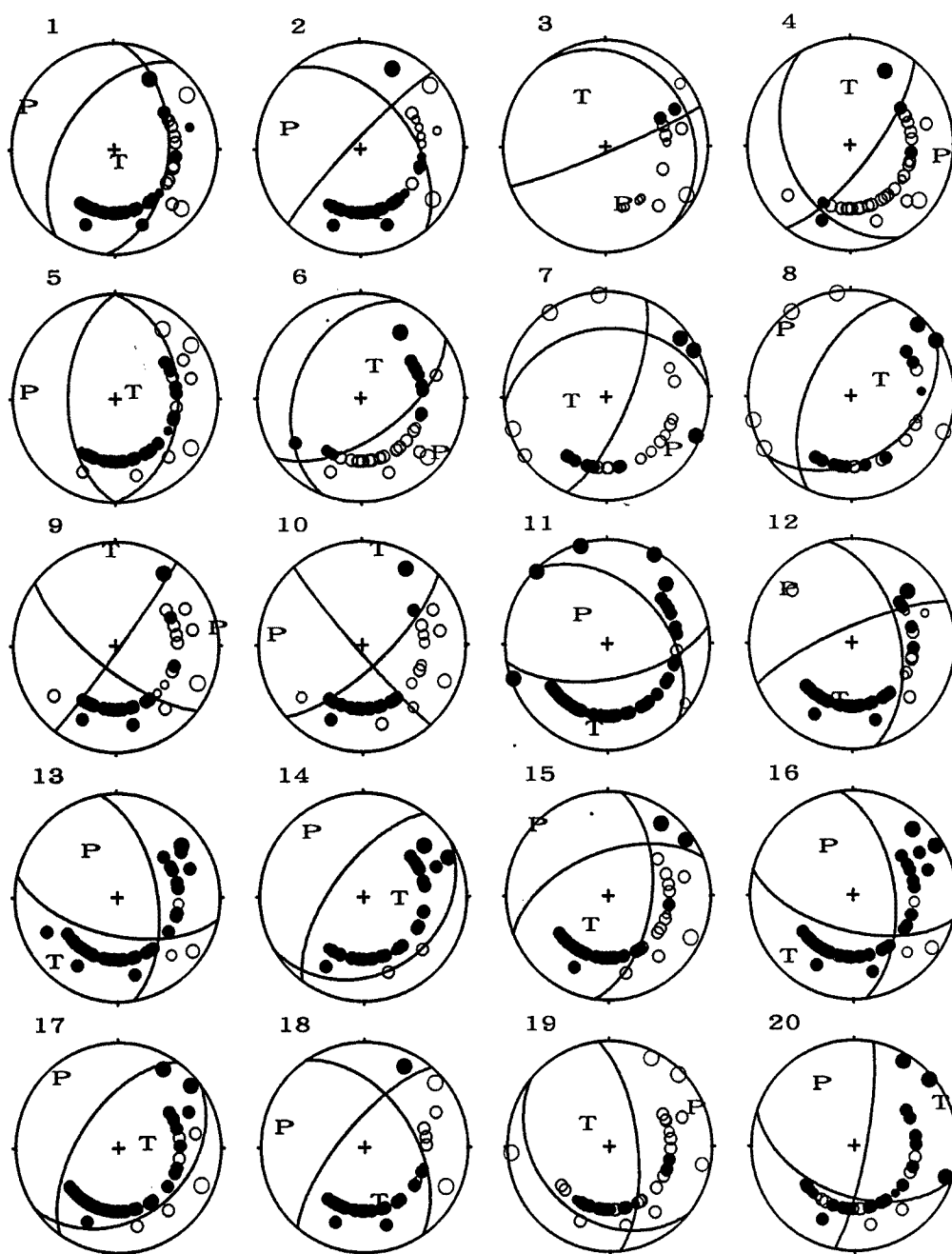


Fig. 15 Focal mechanisms of major aftershocks. Open and solid circles show dilatational and compressional first motions, respectively. Numbers refer to Table 1.

Table 1. List of mechanism solutions of the main and major aftershocks. Az, D and Sl denotes strike, dip and slip vector of nodal planes. N denotes total number of initial motions used for mechanism determination. Sc shows score of solution. Ns indicates number of solutions that give the same score. Numbers refer to Fig. 15

No.	Date	Time	Longitude (E)	Latitude (N)	H (km)	M	N1			N2			P		T		B		N	Sc	Ns
							Az	D	Sl	Az	D	Sl	Az	D	Az	D	Az	D			
1	930207 2227	43.89	136°16'21"	37°36'16"	13.9	6.6	4°	46°	68°	215°	48°	112°	290°	1°	195°	74°	21°	16°	55	93.	2
2	930207 2307	7.92	136 16 13	37 39 17	13.0	3.2	321	49	9	225	83	139	280	22	174	33	37	49	40	91.	8
3	930207 2346	55.74	136 19 02	37 39 44	10.0	3.4	323	16	165	68	86	75	172	39	322	47	69	16	14	94.	9
4	930211 2117	6.40	136 16 34	37 37 30	13.9	4.2	152	38	29	39	73	125	103	20	348	50	207	33	35	95.	2
5	930213 0326	8.16	136 20 16	37 38 01	13.3	4.5	0	38	90	180	52	90	270	7	90	83	360	0	43	89.	1
6	930216 0151	17.43	136 17 01	37 35 32	14.0	5.0	202	37	62	56	58	109	132	11	8	70	225	16	37	95.	3
7	930218 1156	54.74	136 31 29	37 38 16	17.6	4.7	266	35	147	23	72	60	136	21	257	53	34	29	30	78.	5
8	930307 1509	23.94	136 28 00	37 40 28	16.7	4.2	56	38	115	205	56	71	308	9	67	72	216	15	29	92.	1
9	930311 1158	0.29	136 22 43	37 41 06	13.9	3.9	128	72	4	37	87	162	84	10	351	15	207	72	38	83.	1
10	930328 0524	1.88	136 21 06	37 41 56	13.5	3.9	48	72	175	139	85	18	272	9	5	16	153	72	36	92.	1
11	930402 2149	52.84	136 21 59	37 34 52	17.2	4.7	317	43	-43	81	62	-124	302	58	195	11	98	30	59	95.	1
12	930405 0435	0.77	136 20 48	37 32 59	14.4	4.3	338	69	9	245	82	158	293	9	200	21	45	67	42	93.	2
13	930507 0457	59.21	136 24 23	37 34 15	13.2	5.3	351	58	-37	102	60	-142	318	47	226	1	135	43	50	92.	2
14	930521 0357	53.93	136 20 23	37 32 09	12.1	4.0	59	26	110	217	66	80	314	20	108	68	221	9	37	95.	9
15	930523 2142	27.67	136 22 49	37 39 44	11.7	4.9	8	55	44	248	55	136	308	0	218	54	39	36	56	92.	1
16	930525 2005	18.72	136 22 22	37 36 15	10.9	4.4	353	56	-35	105	61	-141	321	47	228	3	135	43	44	96.	1
17	930609 2241	51.45	136 21 23	37 41 45	12.3	5.1	55	33	106	215	59	80	313	13	98	74	221	9	61	92.	3
18	930611 0000	32.46	136 19 20	37 41 40	12.5	4.5	326	51	24	221	72	138	278	13	176	42	22	45	41	93.	8
19	931127 0940	10.45	136 22 12	37 46 42	9.5	4.5	130	30	50	354	68	110	69	20	296	62	166	19	57	79.	3
20	931208 0416	17.58	136 22 48	37 43 22	9.0	5.0	109	50	-168	11	81	-41	322	35	66	20	180	49	35	74.	1

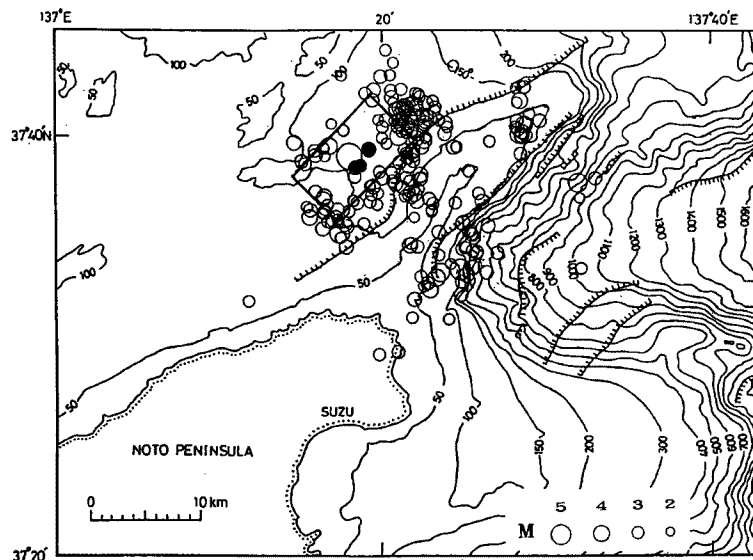


Fig. 16 Well constrained epicenters are shown together with bathymetric contours and submarine faults after Maritime Safety Agency^{3),4)}. Ticks attached to faults show subsided side. Square shows an assumed fault of the mainshock. Solid circles denote foreshocks.

を示す。余震は本震と同じ型のものが多いが、中には横ずれおよび正断層型のものがある。P 軸は北西—南東ないし西北西—東南東方向のものがほとんどである。本震の破壊域付近の地震は逆断層型が多く、他の型の地震は南東側に拡大した地域で発生したものが多い。この地域の複雑な応力場の反映であろう。

前述のように 1985 年には逆断層の地震と正断層型の地震が発生したことが報告されている^{(11), (12)}。逆断層の地震は今回のものと類似の発震機構を示しているが、正断層の T 軸は北西—南東方向である (Fig. 17)。これは他のほとんどの地震の P 軸の方向であり、この地域の局所的な応力場が複雑に変化していることを示している。

6. 能登半島沖地震とテクトニクス

能登半島付近の被害地震の分布⁽¹⁶⁾を見ると、今回の震源域では特に大きな地震は発生していない。1896 年の能登半島の先端の地震 (M=6.0) が最も今回の地震に近い。気象庁の震央分布を見ても、前節で述べた 1985 年の地震が発生しているが、中部日本の内陸に比べて地震活動は低調である。上宝観測所による震央分布図からも、震源域での微小地震の活動は低調であることが分かる。このように定常地震活動が低いに

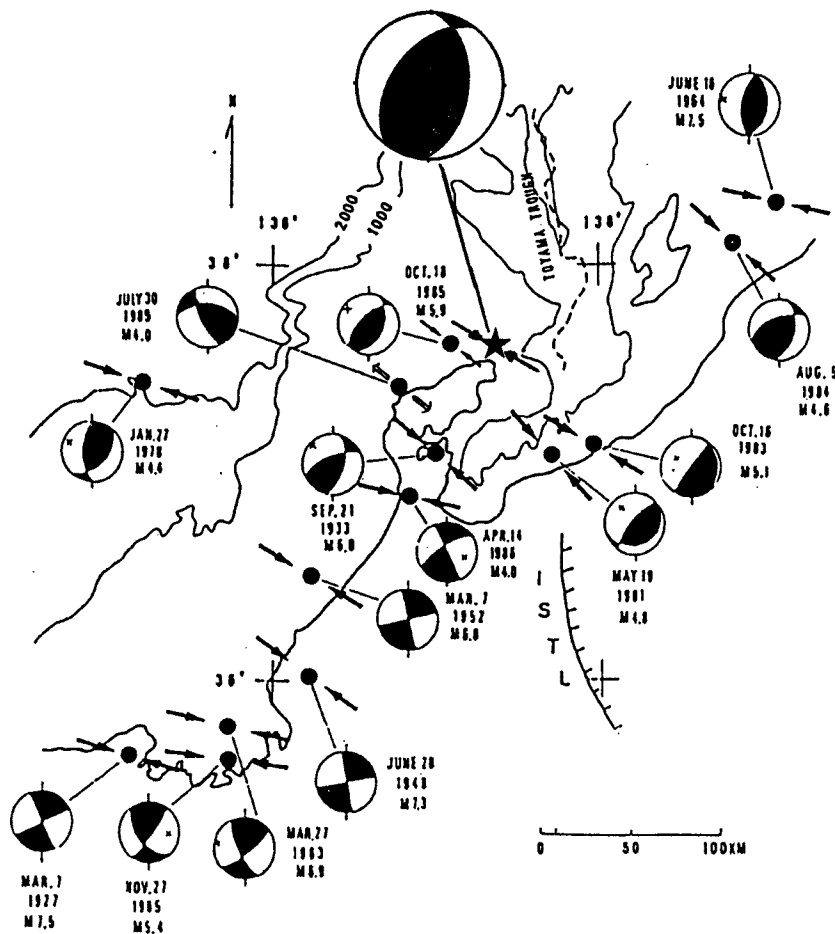


Fig. 17 Focal mechanisms in and around Noto peninsula. Mechanism of the main shock is added to Mikumo and Ishikawa⁽¹¹⁾

もかわらず、この地域は海陸の境界に当たり、今回のような大地震が発生する潜在的な力を有する地域と考えられる。通常の活動が低調な地域は群発地震等が目立つので、今後、1985年の地震のような活動が観測された場合には、地震活動を注意深く観測する必要がある。

Fig. 16 は海上保安庁水路部による海底地形図³⁾と海底地質構造図⁴⁾に **Fig. 5(a)** の震央を重ねたものである。前述のように本震の破壊域は北東南西にのびる 10~15 km の領域で、余震の空白域だと考えられる。この破壊域の走向は海底活断層の方向におよそ一致し、能登半島から北東に延びる海丘の北西側の崖の延びる方向でもある。また、「誘発余震」ともいえる地震が集中的に発生した南東部は、その海丘の南東側の急な崖の付近であり、北東側も海丘の北東の端に対応している。さらに、能登半島の活断層図^{5), 14)}を見ると、ほとんどの活断層の走向は北東-南西方向、すなわち能登半島の北半分が延びる方向である。この方向は **Fig. 16** の海底活断層の走向とも一致している。このように地下 5~15 km の地震活動が地形に関連しているように見えるのは、地下の運動によって地形が形成されたことの反映であろう。

東北地方から中部日本にかけて日本海側で発生する地震の発震機構は逆断層が多い。一方、西南日本から北陸地方の日本海側に発生する地震は横ずれ型が多い。**Fig. 17** は三雲・石川¹¹⁾による日本海側の発震機構に今回の本震を加えたものであるが、能登半島付近を境界として、発震機構が変わっている様子がわかる。すなわち、能登半島付近で応力場が変化している。今回の地震はこの変化する地域に発生したため、複雑な応力場の反映として、誘発地震的な余震が多く発生したのかもしれない。

東北日本の日本海岸をユーラシアプレートと北米プレートの境界とする仮説が提唱されている^{9), 13)}。このプレート境界が中部日本のどこを通るかは諸説がありはっきりしていない。境界は形成されつつあるところで、今のところ境界がある程度の幅を持っていると考え、この境界は能登半島付近まで及んでいると思ってもよい。今回の地震は地殻上層部の地震であり、プレート境界の直接の運動とは考えにくい。しかし、発震機構から求められる応力場は圧縮場でプレート全体の動きと調和的である。海陸境界においては構造が急に変化するので、地殻の強度が変化し、そのため歪みの蓄積・解放が発生しやすいと考えられる。

7. 結 論

1993年能登半島沖地震について、上室（京大）および信越地震観測所（東大）のデータに臨時観測点のデータを加えて解析し、次のような結論を得た。

- 1) 余震域は直径 25 km 程度の円形であるが、本震の破壊域はその北西側で、北東-南西方向にのびる長さ約 15 km、幅約 8 km の地域である。最大余震 ($M=5.3$) はこの領域の北東端で 4 ヶ月後に発生した。
- 2) 本震および余震の深さは 5~12 km で、精度は悪いが北西落ちの傾斜する面に分布する。
- 3) 本震付近には余震の空白域があり、その周囲で大きな余震が発生している。
- 4) 余震は北東および南東に拡大し、本震の数日~数十日後から大きな余震がこの地域で発生した。これらは「誘発地震」ともいえるものである。
- 5) 12月に発生した前震は本震のごく近傍で発生した。
- 6) 本震の発震機構は北西-南東の P 軸を有する逆断層型で、短周期・長周期実体波、長周期表面波の解析で同じような解が得られた。P 波初動による解は地震の深さと速度構造に強く依存するので、これらを精度良く決定することが必要である。
- 7) 余震の発震機構は本震の破壊域のものは逆断層が多く、北東および南東に拡大した「誘発余震」では横ずれ又は正断層型が多い。これはこの地域の局所的な応力場の反映であろう。
- 8) 本震の破壊域が延びる方向はこの地域の海底活断層、海丘の崖の方向に一致し、また、能登半島の活断層の走向とも調和的であり、広域的応力場によって発生した。

8. おわりに

海陸境界の地震の破壊過程の解明のためには、まず、震源の精度、特に深さの精度を向上させることが必要である。現在のところ、今回の地震のように陸に近い地震でも精度は十分とはいえない。このような基本的なことから解決する必要があるが、速度構造調査、海底地震計による長期間の観測などはそのための有力な手段であろう。

この地震の5ヶ月後に北海道南西沖地震が発生した。このような地震活動は日本海側の一連の活動と考えることもできるが、事例が少ないので確定的ではない。さらに、この地震前後に中部地方においても広域で地震活動が活発化した。5月には御岳付近でMが5を越す地震が発生した。また、飛騨山脈でも群発地震が活発化し、7月にはやはりM5クラスの地震が発生した。このような広域における地震活動の活発化が今回の地震に関連するものかどうかすぐにはわからないが、事例を積み重ねる必要がある。

謝 辞

臨時観測は珠洲市営国民宿舎「きのうら荘」にて実施した。場所を提供していただき、記録の交換、送付などをしていただいた「きのうら荘」の関係者の方々に感謝します。また、地震直後のあわただしい中にもかかわらず、臨時観測点の選定の相談にのっていただいた石川県珠洲市役所総務課の方々にお礼申し上げます。木ノ浦における臨時観測点の設置は著者ら（渡辺、伊藤、堀川）以外に大学院生の中村衛氏によってなされた。波形インバージョンによる発震機構決定のプログラムは横浜市立大学の菊池正幸氏から借用した。これらの方々に感謝いたします。

参考文献

- 1) Aoki, H., T. Tada, Y. Sakata, I. Muramatsu, H. Shimamura and I. Furuya : Crustal structure in the profile across central Japan as derived from explosion seismic observation, J. Phys. Earth, Vol.21, 1972, pp.197-223.
- 2) 石川有三・中沢博志・中村雅基・桑山辰夫・小林昭夫・橋本徹夫：1993年2月7日マグニチュード6.6能登半島沖地震，地震2，1994，投稿中。
- 3) 海上保安庁水路部：海底地質構造図，能登半島東方，1960。
- 4) 海上保安庁水路部：富山湾付近海底地形図，中部日本活構造地域の地震テクトニクスに関する研究，1988。
- 5) 活断層研究会：日本の活断層，東京大学出版会，1980。
- 6) 気象庁地震予知情報課：能登半島沖地震（1993年2月7日M6.6），地震予知連絡会会報，第50巻，1993，pp.478-485。
- 7) Kikuchi, M. and H. Kanamori : Inversion of complex body wave-III, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.81, 1991, pp.2335-2350.
- 8) 北浦 勝(編)：1993年能登半島沖地震に関する調査研究，文部省科学研究費，重点領域研究研究成果，1993，pp.78。
- 9) 小林洋二：プレート“沈み込み”の始まり，月刊地球，第3巻，1983，pp.510-518。
- 10) 京都大学防災研究所：1993年能登半島沖地震，地震予知連絡会会報，第50巻，1993，pp.486-495。
- 11) 三雲 健・石川有三：日本海沿岸の地震と広域テクトニクス及び長期的地震予知，地震予知研究シンポジウム（1987），1987，pp.259-269。
- 12) 三雲 健・和田博夫・岡本拓夫・石川有三・佐久間喜代志：1985年能登半島沖地震のメカニズムと

周辺地域のテクトニクスに関する一考察, 地震学会講演予稿集, No.1, 1986, p.39.

- 13) 中村一明：日本海東縁新生海溝の可能性, 東京大学地震研究所彙報, 第 58 卷, 1983, pp.711-722.
- 14) 太田陽子・松田時彦・平川一臣：能登半島の活断層, 第四紀研究, 第 15 卷, 1976, pp.109-128.
- 15) Tsukuda T, H. Wada, K. Sakai and K. Ito : Aftershock distribution of the 1993 M6.6 Earthquake Off Noto Peninsula and its relation to tectonic features, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo, Vol.69, 1994 pp.1-18.
- 16) 宇佐見龍夫：日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1975.