

最近の伊豆半島周辺の地震活動

堀 貞喜*

国立防災科学技術センター

Recent Swarm Activity around the Izu peninsula

By

Sadaki HORI

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Swarm activities occurring around the Izu peninsula are investigated in detail based on relocated hypocentral parameters. Since July, 1979, when NRCDP began a routinely observation, at least twelve earthquake swarms have been observed in this region to date (October, 1988). No systematic changes in the background seismicity are recognized through the period analyzed in this study. But the interval from swarm to swarm becomes shorter since the 1984 activity. Magnitude-frequency relation is analyzed for each swarm and the b value is found to vary from swarm to swarm. The b value becomes higher for the swarms occurring at shallow region across the coast of the Izu peninsula while it decreases for the deepest swarm off the east coast. The variation of b values in each swarm attributed to its regionality. Hypocentral parameters are redetermined with restricting station used in the calculation and with introducing station corrections. The result shows a fine structure of the active area and its variation from swarm to swarm. The focal regions are found to be classified into several groups. Focal mechanisms are also redetermined based on the relocated hypocentral data. Most of the mechanism solutions are classified into a strike-slip type through all the swarm activities. However the swarms occurring off the east and south coast of the Izu-Oshima island are quite different in the fault type and direction of P and T axes from those off the east coast of the Izu peninsula.

1. はじめに

伊豆半島周辺の地殻活動は、1974年の伊豆半島沖地震 ($M 6.9$) 以来、それまで約40年間の静穏状態から一転して活発化した。1976年には河津地震 ($M 5.4$)、1978年には伊豆大

*第2研究部地震前兆解析研究室

島近海地震 (M7.0) が発生し、伊豆半島東方沖でも、1978~79年、80年、そして1982年以降は毎年のように群発地震が発生している。国立防災科学技術センター (以後「防災センター」と略す) は1979年7月の定常観測開始以来、特に伊豆地域には重点的に観測点を配置し、この地域の地震活動についても良好な観測結果が得られるようになってきた。1988年10月までに防災センターの定常処理によって震源が決定された地震の総数は約10万個であるが、このうち伊豆半島周辺のもの1万個以上に達しており、1割を越えている。伊豆半島東方沖において頻繁に発生している各群発地震の特徴を調べたものとしては速報的なもの (例えば、堀, 1985a; 1985b; 1986a; 1986b; 1987) を含め数多くの研究がされており、全体的な特徴を調べたものとしても、石田 (1987) が主として防災センターの定常処理による震源データに基づいて1985年の活動まで議論している。しかし、その後1986年9月、87年5月、88年2月と7月に新たに群発地震が発生しているのに加え、後述するように、詳細な震源分布を議論する場合、定常処理結果だけでは問題もあるため、本研究では、堀 (1985c) が調べたことを拡張して、主として再決定した震源データをもとに各群発地震活動期の特徴について詳細に解析した。

2. 地震活動度の推移

本研究で用いたデータの基礎となっているのは、防災センターの定常観測処理によって構築されたデータベースである。しかし、観測開始以降現在に至るまで、観測点数や処理システム等に変更があるためデータは均質とは考えられず、地震活動度の時間変化を調べるには

表1 防災センターの観測システムの変遷。計算機はテレメータに直結しているものを示す。

Table 1 History of the observation system.

Year	Month	No. of station	Computer system [†]
1979	7	18	None
1980	4	18	
1981	4	28	HITACHI HITAC20
1982	4	44	
1983	4	55	
1984	4	66	
1985	4	66	
1986	4	68	FACOM S3500×2, M360
1987	4	76	FACOM S3500×2, M360AP
1988	9	81	

[†] The real-time part of the system is directly connected with the telemetry system.

多少問題がある。そこでまず、防災センターにおけるデータ処理方式の変遷について簡単に述べることにする。表1は観測開始時から現在(1988年10月)までの、観測点数の変化と、処理システムの更新時期を示したものである。微小地震の観測点数は、当初の18点から1984年にかけて飛躍的に増大し、その後も徐々に新設ないしは他機関からの提供を受けて、現在では81点にも及んでいる。処理方法としては、当初は記録紙上でP波、S波の到着時刻や最大振幅などを読み取った後、汎用計算機にカード入力することによって震源を計算していたが、1981年10月にはテレメータと直結した2台の計算機を導入して処理システムを刷新し(松村ら, 1979; 浜田ら, 1982), グラフィックディスプレイ上での検出作業から震源計算までの処理を一連のジョブとして行えるようになった。また、1986年3月から3台の計算機を核とする「地震前兆解析システム」を導入し(松村ら, 1988), 地震の検知能力と処理能

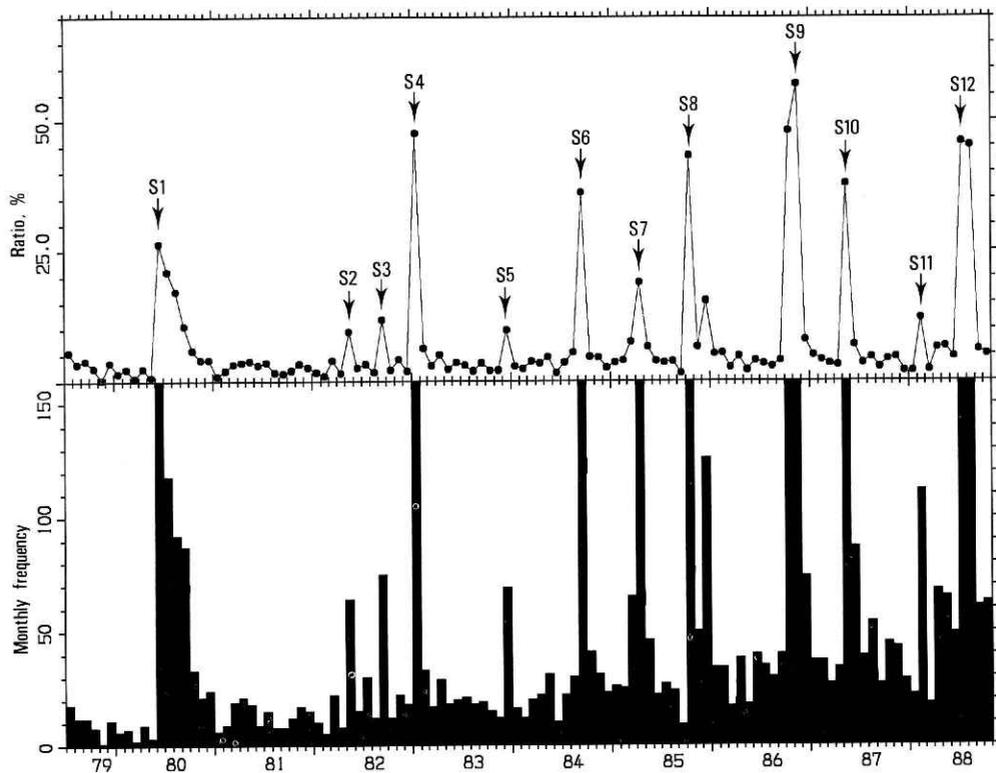


図1 伊豆半島周辺の地震の月別個数とそれを防災センターの定常処理で決定した震源の総数で正規化したもの(%)。活発な時期を矢印で示す。

Fig. 1 Monthly frequency of earthquakes (bottom) and its ratio to the total number of earthquakes detected by the observation network of the National Research Center for Disaster Prevention (top.) Active periods are denoted by S1~S12 with arrows.

力は飛躍的に向上した。

図1は、震源が決定された地震のうち、伊豆半島東方沖群発地震の典型的な活動域の中心(34.9°N, 139.2°E)から半径50km以内、深さ50km以浅の領域で発生した地震の月別個数と、それを他の地域も含めた地震の総数で正規化した百分率をそれぞれを棒グラフと折れ線グラフで示したものである。月別地震数の図は160個/月で飽和するように描いてあるが、ピーク時には500個以上、特に1984年9月と1986年11月には1000個を越える地震が発生している。この図から分かるように、群発地震活動はほぼ1~2カ月で終息する間欠的なものが多く、これまでに少なくとも12回の極大期(以後これらをS1~S12と呼ぶ)が認められる。その発生間隔は次第に短くなっており、特に1984年以降はかなり頻繁に群発地震が発生していることが分かる。また、発生地震数だけでみると、静穏期におけるバックグラウンドの地震活動度も次第に高くなっていくように見えるが、これは、前述したように地震の検知能力が一定ではないことなどによるものと考えられ、全体に対する割合でみる限り特に系統的な変化は認められない。

最も地震発生数が多かったのは1986年10~12月にかけてのS9であるが、これは伊豆大島三原山の噴火に伴う地震も含まれているためである。表2は各群発活動時における最大地震の震源要素を示したものである。ただし、S1の最大地震のマグニチュードは、防災センターの観測では正しく求められていないため、気象庁のデータに基づいている。またS12に関しては、最大地震が防災センターのデータ未処理期間(7月31日~8月6日)に発生した

表2 各活動期における最大地震の震源要素。ただしS1のマグニチュードとS12の全てのパラメータは気象庁のデータによっている。

Table 2 Hypocentral parameters of the greatest event in each active period.

No.	Y	M	D	H	M	S	Lat. (deg.)	Long. (deg.)	Dep. (km)	M
S1	1980	06	29	16	20	07.7	34.945	139.184	14.4	6.7 [†]
S2	1982	03	16	11	17	53.5	34.962	139.165	10.4	2.0
S3	1982	09	09	13	09	20.5	34.959	139.168	10.5	3.7
S4	1983	01	20	00	42	56.6	34.945	139.211	14.2	4.4
S5	1983	12	30	21	51	14.3	34.743	139.297	8.7	3.2
S6	1984	09	05	16	17	46.9	34.944	139.266	11.6	4.4
S7	1985	04	18	05	11	22.7	35.016	139.126	10.3	2.3
S8	1985	10	29	21	23	30.8	35.020	139.110	8.5	3.8
S9	1986	10	13	19	23	41.4	34.976	139.157	8.4	4.3
S10	1987	05	11	06	35	18.0	34.917	139.275	13.4	5.0
S11	1988	02	20	04	50	33.8	34.928	139.223	15.5	4.4
S12	1988	07	31	08	40	43.8	34.935	139.213	5.0	5.2 ^{††}

[†] Magnitude is given by JMA.

^{††} Hypocentral parameters are given by JMA.

ため、震源位置等についても気象庁のデータを示してある。最大地震の規模はS1が最も大きく、以下、S12、S10となっている。S1における地震数が規模に比べて少ないのは、発生地震数が当時の処理能力を上回るほど多く、特定の観測点に対して震源計算を行う地震の最大振幅に下限を設けていたことによるものと考えられる。

3. 規模と頻度の関係

伊豆半島東方沖群発地震の規模と頻度の関係についてはこれまで、1977年、1980年、1983年1月の活動についてはそれぞれ、井元ら(1979)、大竹ら(1980)そして井元(1984a)が活動期内における時間変化を調べている。また、比較的長期間にわたる解析結果としては松村(1984)、堀・大久保(1987)、井元(1987)が、その地域性ないしは時空間変化について報告している。本研究では、各群発活動期(S1~12)について、モーメント法に基づく宇津(1965)の方法で b 値を求めてみた。この方法では、もれなく震源が決定されているマグニチュードの下限 M_m を設定しておく必要があるため、各活動期における積算個数とマグニチュードの関係プロットし、直線関係から外れる箇所を M_m とした。また、防災センターの観測網は微小地震を対象としており、規模の大きな地震についてはそのマグニチュードを正しく計算できないため計算する際のマグニチュードの上限 M_l は全て4.5とした。図2は各活動期の規模別頻度図である。設定した M_m は矢印で示す。 M_m は地震の検出限界を表していると考えられ、観測網と処理システムの整備に伴い、新しいデータほど小さな値になっていくはずであるが、図2を見る限り必ずしもその傾向は認められない。これは群発地震発生時には、地震の同定が困難になって処理にもれが生じたり、また、データを取り込むためのトリガレベルを人為的に上げることがあるためである。特に伊豆大島三原山の噴火時期を含むS9の場合、 M_m が2.4と大きくなっているが、これは微小な火山性地震の同定にかなりのもれがあったことを示唆している。またS1の場合も、 M_m は2.7と大きい。前述したようにこの群発活動中のある期間は処理するデータに制限を設定していたためである。

このようにして設定したマグニチュードの上限と下限を用いて計算した b 値とその標準偏差を、図2に直線をあてはめることによって得られる b 値とともに表3に示す。これから分かるように、 b 値は各活動期ごとにかなり異なっており、特にS1、S10、S11の低い値と、S2、S7、S8の高い値が目立つ。こうした b 値の多様性は、各群発活動期における活動様式の差を反映したものと考えられるが、震源域が各活動期で異なっており、主として b 値の地域性を表していると考えられる。

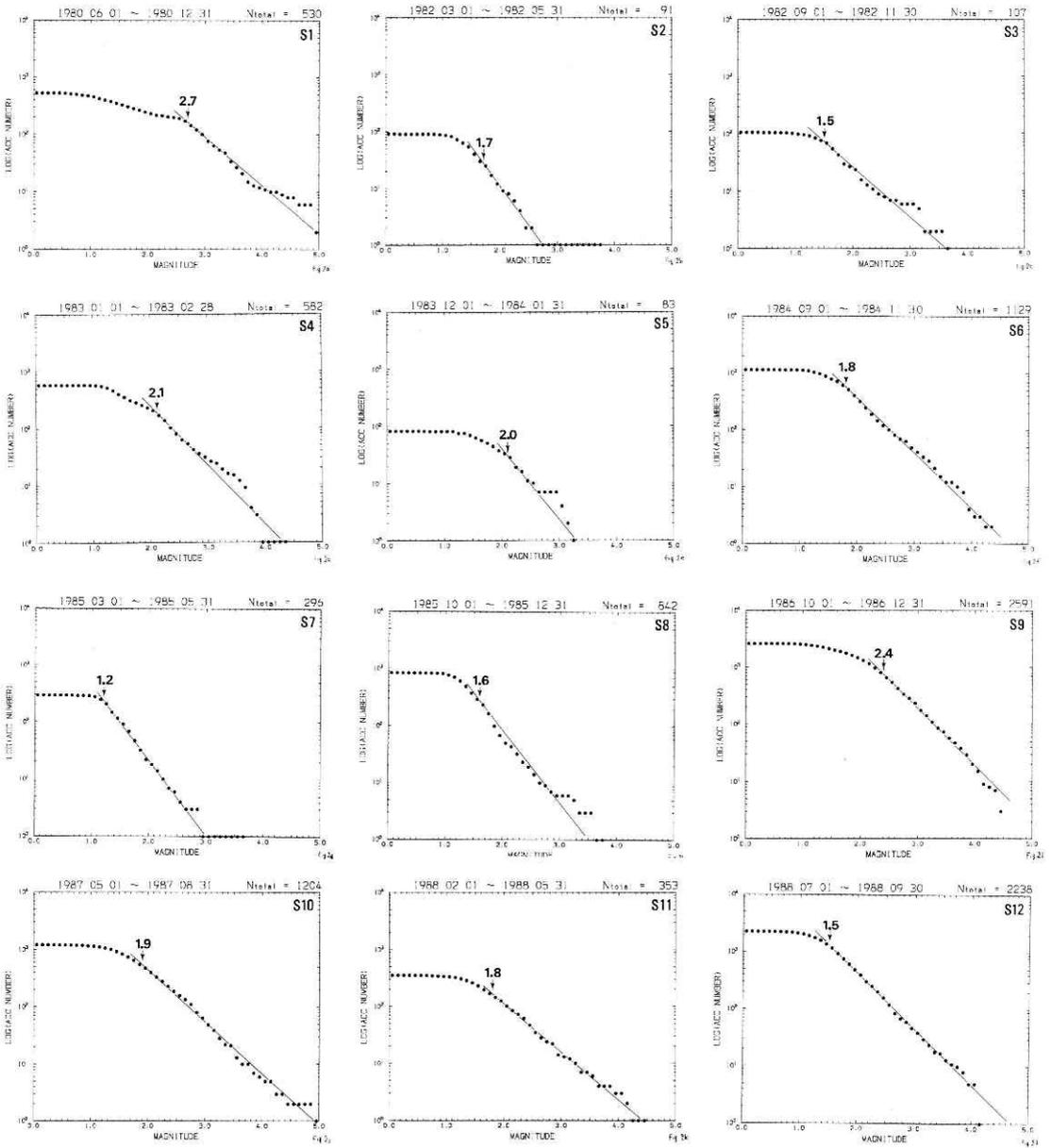


図2 各々の活動期における規模別頻度図。(a) S1. (b) S2. (c) S3. (d) S4. (e) S5. (f) S6. (g) S7. (h) S8. (i) S9. (j) S10. (k) S11. (l) S12. 矢印で示してある数字はb値を計算するときのマグニチュードの下限 M_m .

Fig. 2 Magnitude frequency diagram for each swarm activity. (a) S1. (b) S2. (c) S3. (d) S4. (e) S5. (f) S6. (g) S7. (h) S8. (i) S9. (j) S10. (k) S11. (l) S12. Arrows with numerals indicate the lower limits of magnitude (M_m) for calculation of b -values.

表3 各活動期における b 値. b_1 :モーメント法から得られた b 値. b_2 :規模別頻度図から得られた b 値. M_m : b_1 を計算するときのマグニチュードの最小値. M_l : b_1 を計算するときのマグニチュードの最大値.

Table 3 b values in each active period.

No.	M_m	M_l	b_1	b_2
S1	2.7	4.5	0.77±0.08	0.84
S2	1.7	4.5	1.37±0.26	1.38
S3	1.5	4.5	0.95±0.11	0.88
S4	2.1	4.5	0.96±0.07	1.04
S5	2.0	4.5	1.07±0.19	1.23
S6	1.8	4.5	0.99±0.04	0.98
S7	1.2	4.5	1.28±0.09	1.31
S8	1.6	4.5	1.49±0.10	1.27
S9	2.4	4.5	0.97±0.04	1.00
S10	1.9	4.5	0.81±0.04	0.91
S11	1.8	4.5	0.82±0.07	0.81
S12	1.5	4.5	0.96±0.03	0.98

b_1 : b value obtained by the moment method. b_2 : b value obtained by the magnitude-frequency diagram. M_m : Minimum magnitude for calculation of b_1 . M_l : Maximum magnitude for calculation of b_1 .

4. 震源の分布

防災センターの定常処理における震源計算（以下BHDと略す）では、関東・東海地域の平均的な地下構造を反映した1次元速度構造に基づく走時表が用いられている（鶴川ら，1984；岡田，1988）。そこでは計算に用いる観測点数に制限がなく、また個々の検測値に対しても補正は行われていない。地下構造の水平的不均質性の影響は、震央距離に対して指数関数的に減少する重みを導入することによって軽減されているが、局所的な震源の分布を議論するには不十分なことがある。例えばBHDによる主震-余震群の震源分布では、主震の位置が余震域からずれるということがしばしばあるが、これは主震の場合、近距離の観測点でS波の検測がなされていないということだけでなく、速度構造の異なった遠方の観測点の検測値が存在することによって生じている可能性が高い。また、震源域を囲むような近い観測点に限った場合でも、防災センターの観測網の密度では依然として局所的な水平的不均質性の影響を無視することができない。最も望ましいのは妥当な3次元速度構造に基づいて震源を計算することであるが、本研究のように、対象とする領域が狭い場合、不確定な次元

モデルを採用するよりも、遠方の観測点を震源計算から除外し、各観測点の検測値に補正を加える方が処理が単純である。そこで本研究では、まず震源計算に用いる観測点を、図3に示すような伊豆半島東方沖を囲む20点に限定した。次に、1979年7月～1988年9月に発生した地震のうち、BHDにおいて50点以上の観測点でP、Sともに検測値が存在するものを選び出し、限定した観測点の検測値を用いて震源の再計算を行った。ただし、速度構造についてはBHDで用いている走時表をそのまま採用している。そして各観測点ごとに得られた走時残差を、計算に用いた地震について平均し、それを観測点補正値の初期値として、再度震源計算を行った。さらに得られた走時残差の平均値を観測点補正値の初期値に加算して震源計算を行うという処理を繰り返した。走時残差の平均値は、1回目の処理でかなり減少し、3回目の処理ではほぼ全点とも0.05秒以下になったので、その時点における走時残差を3回

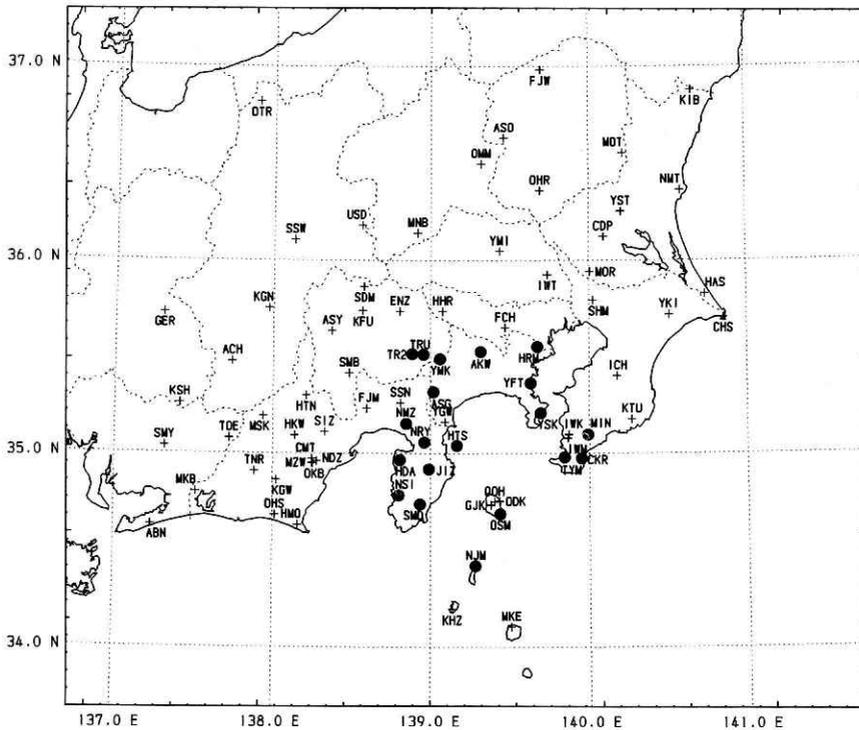


図3 防災センターの微小地震観測点の分布。黒丸は震源再決定に用いた観測点を示す。

Fig. 3 Distribution of the observation stations of the National Research Center for Disaster Prevention. Filled circles indicate the stations used in relocation of hypocenters.

目の震源計算に用いた補正値に加えて最終的な観測点補正値として、今度は1979年7月～1988年10月の全ての地震について震源の再計算（以下RHDと略す）を行った。表4は最終的な観測点補正値を示しているが、中でも大島観測点（OSM）の負、館山（TYM）・富

表 4 観測点補正值. C_P : P時刻の補正值. C_S : S時刻の補正值.

Table 4 List of station corrections.

Station	C_P (s)	C_S (s)
AKW	0.04	0.22
ASG	-0.03	0.10
CKR	-0.18	0.27
HDR	-0.11	-0.23
HRM	0.14	0.43
HTS	-0.28	-0.32
JIZ	-0.14	-0.23
MIN	0.10	0.68
NJM	0.08	0.44
NMZ	0.07	0.28
NRY	-0.17	-0.31
NSI	0.08	0.16
OSM	-0.61	-1.06
SMD	-0.17	-0.33
TRU	-0.29	-0.41
TR2	-0.27	-0.53
TYM	0.32	1.17
YFT	0.76	2.11
YMK	-0.32	-0.42
YSK	0.70	1.65

 C_P : Correction for P time. C_S : Correction for S time.

岡 (YFT)・横須賀観測点 (YSK) の正の値が顕著である。これは、観測点近傍の地震波速度が、前者の場合大きく、後者の場合小さいということを意味している。Ishida and Hasemi (1988) の求めた 3次元速度構造モデルでも地殻部分は同様のパターンを示しており、今回の結果と調和的である。

BHDとRHDによって得られた1979年7月～1988年10月の震央分布図と東西及び南北方向の断面図を図4に、その時空間分布図を図5に示す。震央分布図からは伊豆半島東岸から東方沖にかけての領域と、伊豆大島西方沖及び南方沖の領域に震源密集域が認められるが、図4c, dによると前者は沖合いにいくほど深くなるという傾向が認められる。時空間分布図を見ると、こうした震源密集域は一斉に活発化せず、各活動期の主要な活動域は少しずつ移動していることが分かる。しかし、移動の方向性は特に存在していないように思われる。BHDとRHDの結果を比べると、全体的なパターンに大差はないが、後者の方が深さ方向

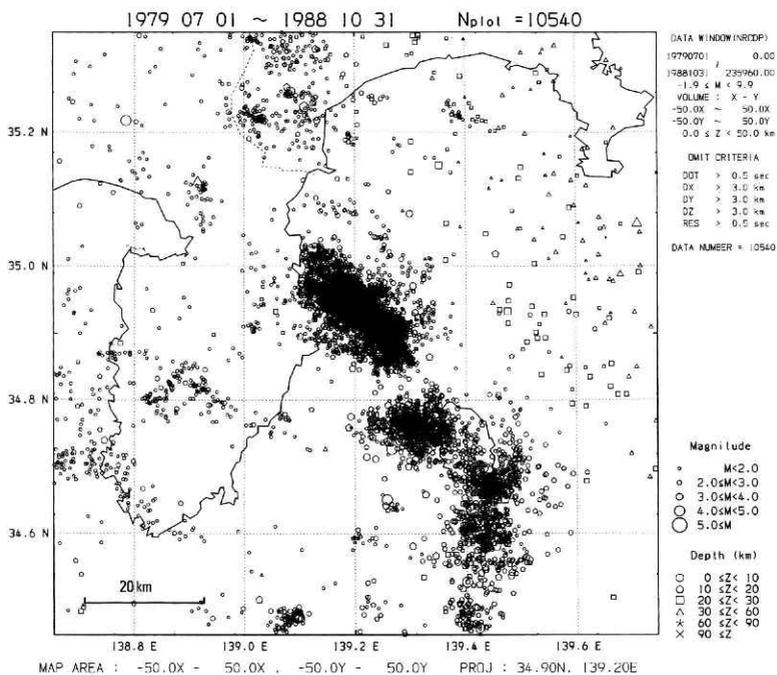


図4 (a) BHDによる全期間の震央分布図。

Fig. 4 (a) Epicentral map around the Izu peninsula obtained by BHD (routinely hypocenter determination).

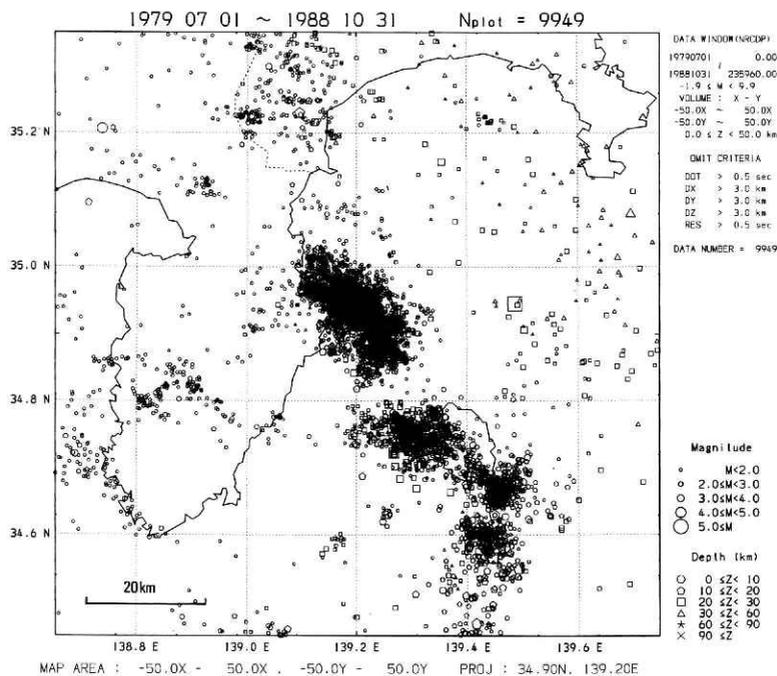


図4 (b) RHDによる全期間の震央分布図。

(b) Epicentral map around the Izu peninsula obtained by RHD (relocation of hypocenters).

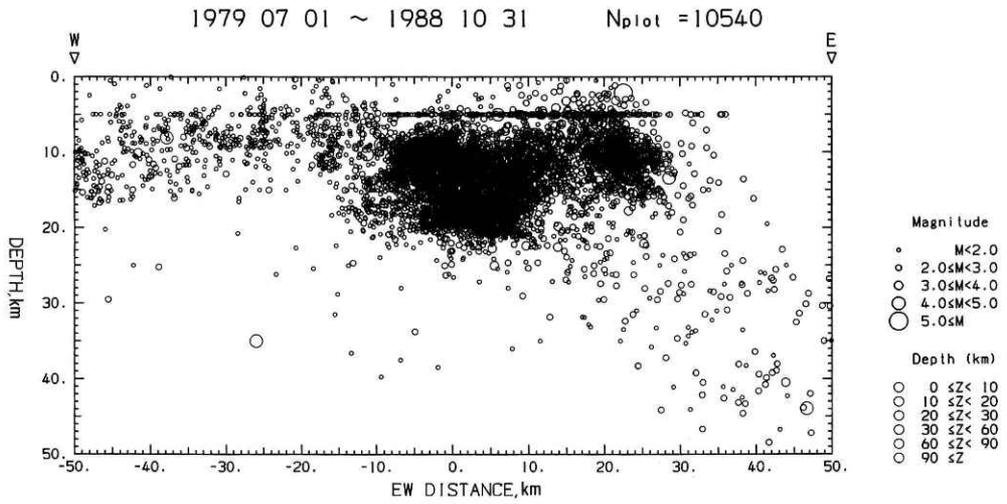


図 4 (c) 図 4 a の東西断面図。
(c) Vertical section of Fig. 4a along the EW direction.

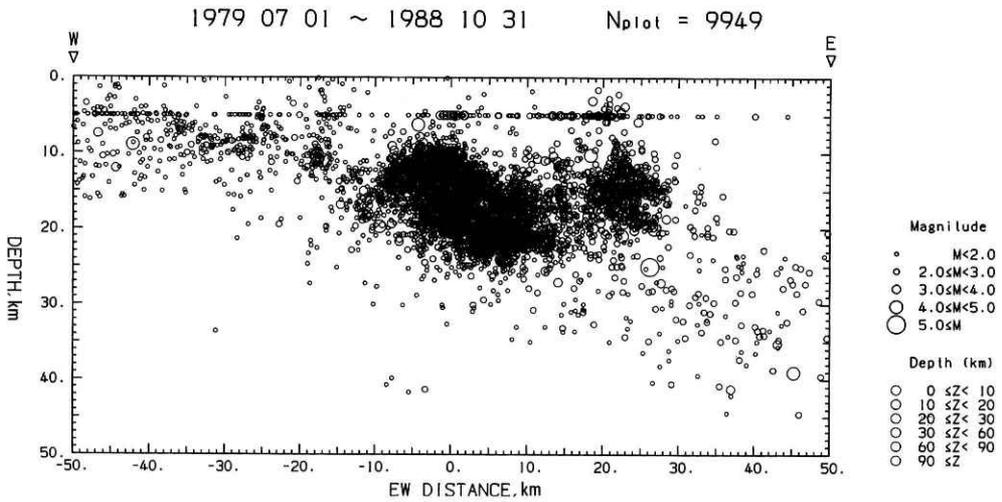


図 4 (d) 図 4 b の東西断面図。
Vertical section of Fig. 4b along the EW direction.

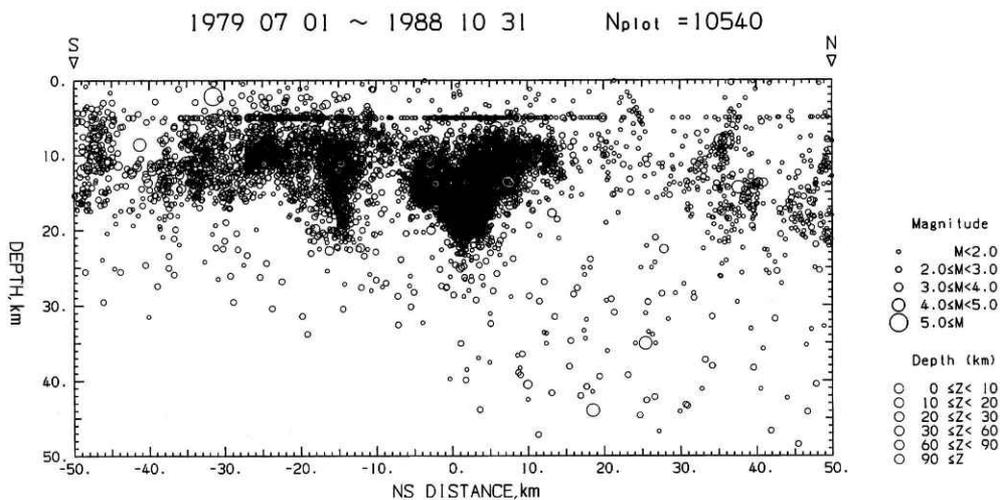


図4 (e) 図4 aの南北断面図.

(e) Vertical section of Fig. 4a along the NS direction.

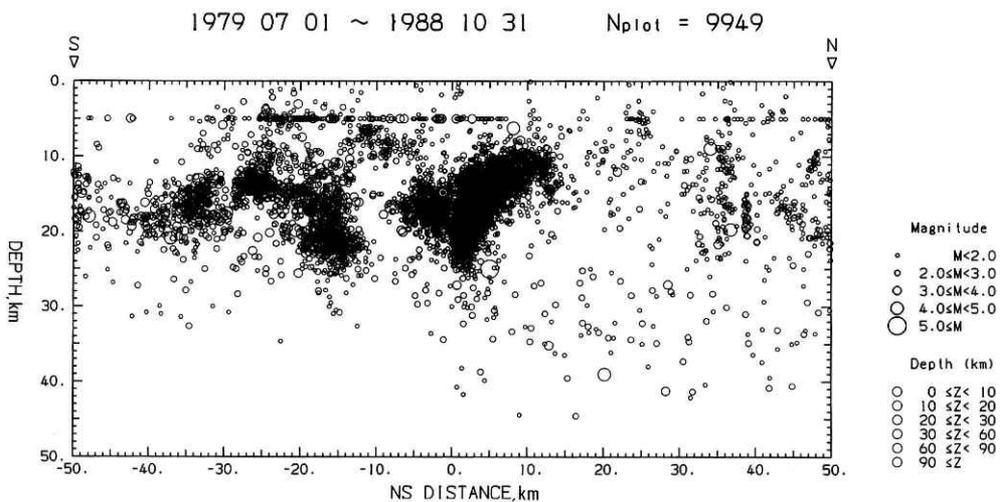


図4 (f) 図4 bの南北断面図.

(f) Vertical section of Fig. 4b along the NS direction.

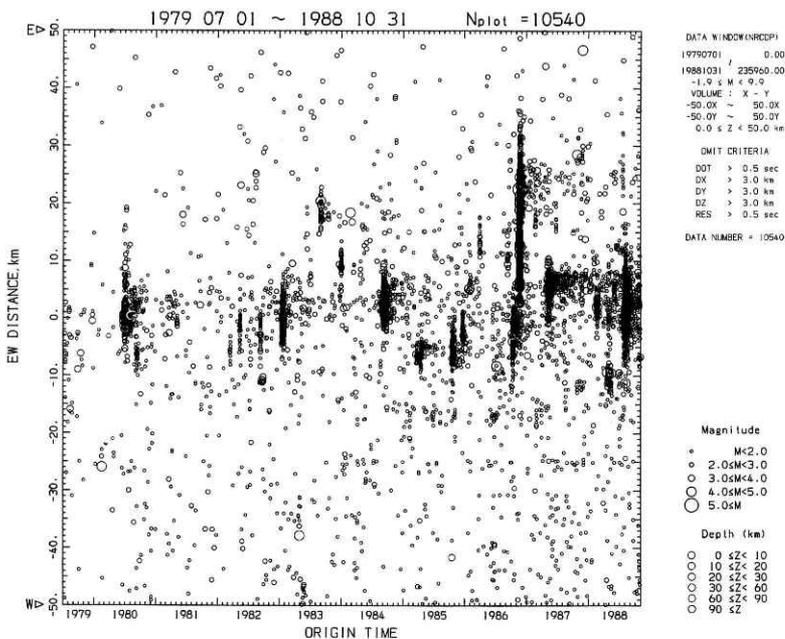


図5 (a) 図4 a にプロットされた地震の東西方向の時空間分布図。

Fig. 5 (a) Space-time distribution of earthquakes plotted in Fig. 4a along the EW direction.

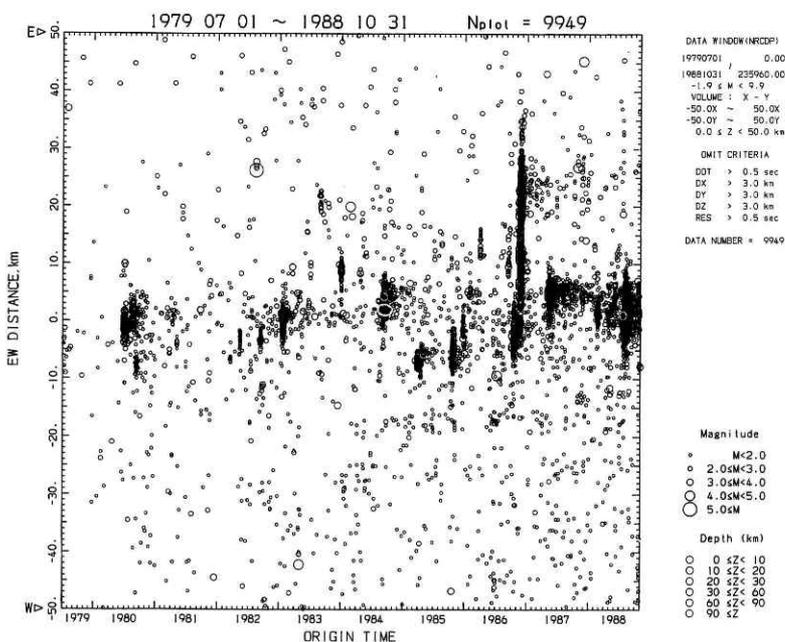


図5 (b) 図4 b にプロットされた地震の東西方向の時空間分布図。

(b) Space-time distribution of earthquakes plotted in Fig. 4b along the EW direction.

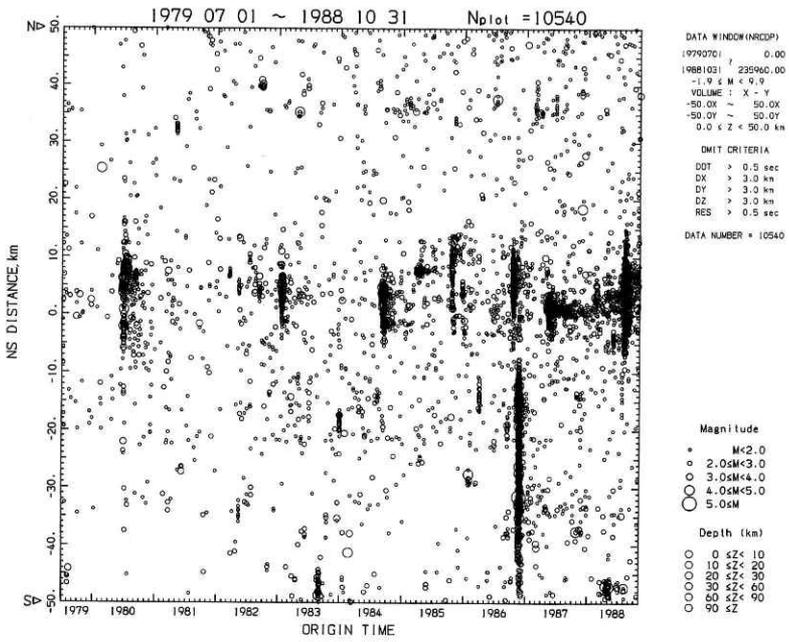


図5 (c) 図4 a にプロットされた地震の南北方向の時空間分布図。

(c) Space-time distribution of earthquakes plotted in Fig. 4a along the NS direction.

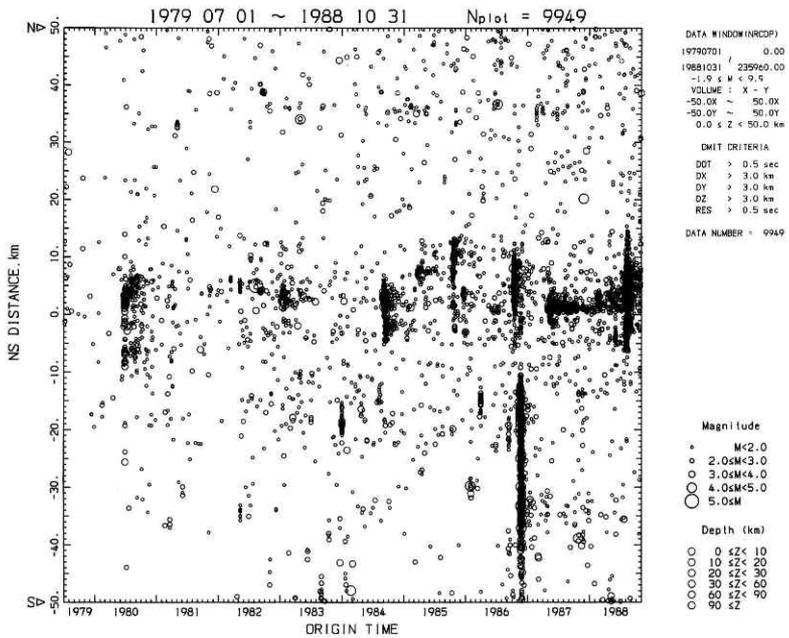


図5 (d) 図4 b にプロットされた地震の南北方向の時空間分布図。

(d) Space-time distribution of earthquakes plotted in Fig. 4b along the NS direction.

も含めて空間的な広がりには締まっているように見える。その他BHDとRHDの結果を比較すると以下のような特徴が認められる。

- ① 伊豆半島内およびその西側の地震の深さはRHDの方がやや浅い
- ② 伊豆大島西岸付近と南方沖の地震の震源はRHDの方がやや深い。
- ③ 震源の深さが固定されて決定される地震（図4で5kmの深さに列状に分布する地震）の数はBHDよりRHDの方が少ない。
- ④ RHDでは伊豆半島東岸から東方沖の分布に 34.9° N付近でくびれが見られ、西北西—東南東方向に延びる分布と、その東端から南方に延びる分布とに分離される。
- ⑤ 伊豆大島南東沖の活動域は少なくとも2つの領域に分かれているが、RHDではその分離がより明瞭である。
- ⑥ 伊豆大島を北西から南東にかけて横切る線上の震源分布がRHDには認められる。

これらの特徴は、観測点を制限し、補正を加えることによって、震源位置の系統的なばらつきが小さくなったことによるものと考えられる。図6～17は、S1～12の各群発活動期における震央分布図をBHDの結果とRHDの結果について示したものである。以下、それぞれの特徴について述べる。

S1（1980年6～12月； 図6）

この時期に起こった最大地震（ $M6.7$ ）は、伊豆半島東方沖の北北西—南南東方向ないしは南北方向に走向を持つ断層運動によるものと考えられている（大竹ら，1980； 井元ら，1981）。しかし、群発地震の活動域は南北に延びる帯状の分布というより、南北の2つの領域（A，B）に分離しているように見える。2つの活動域の分離はRHDの結果の方が明瞭である。BHDによる震源分布図では、北側の震源密集域Aは 35° N付近まで広がっているが、RHDの結果では 34.8° Nあたりまでとなっている。また両結果とも伊東付近のやや内陸側（C）にも小さな震源密集域が認められる。

S2（1982年3月～5月； 図7）

この群発活動は、地震発生数や活動域の空間的広がりからみるとかなり小規模な群発活動に属する。BHDではそれほどはっきりしないが、RHDの結果では震源は西北西—東南東方向に海岸を横切って延びる長さ7kmの帯状の領域に分布している。また、この領域内でも活動は均一ではなくその両端に震源が密集する傾向が認められる。両端での活動は時間的にも差があり、3月に西側が、5月に東側が活発化した。

S3（1982年9月～11月； 図8）

震源再決定の効果が最もよく表れたものの一つがこの活動である。BHDの結果によると

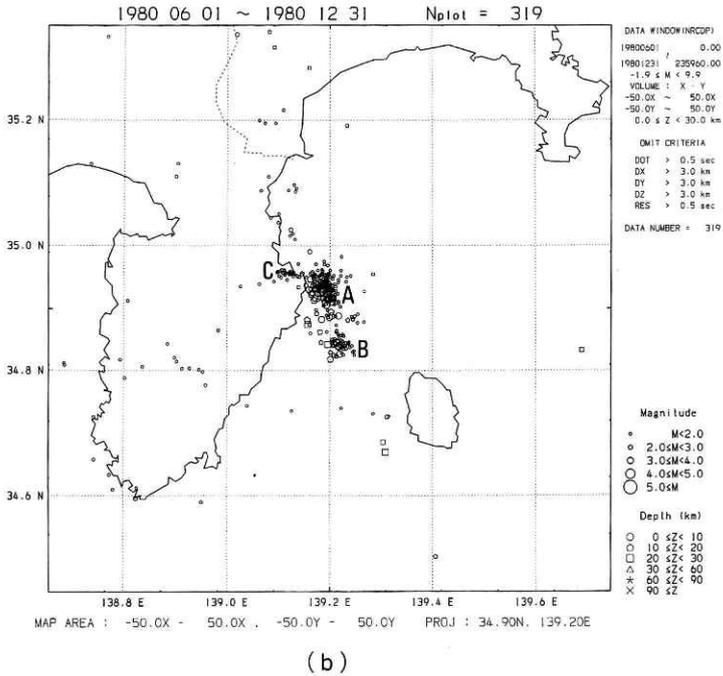
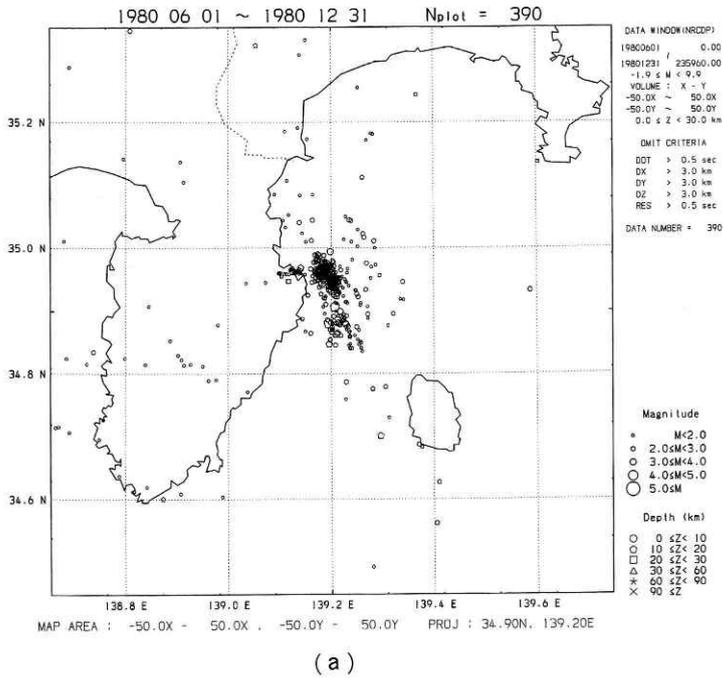
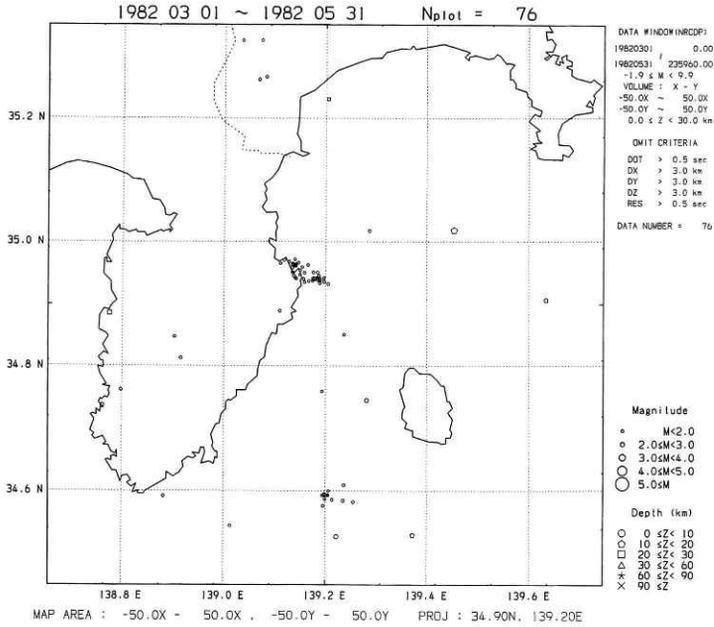
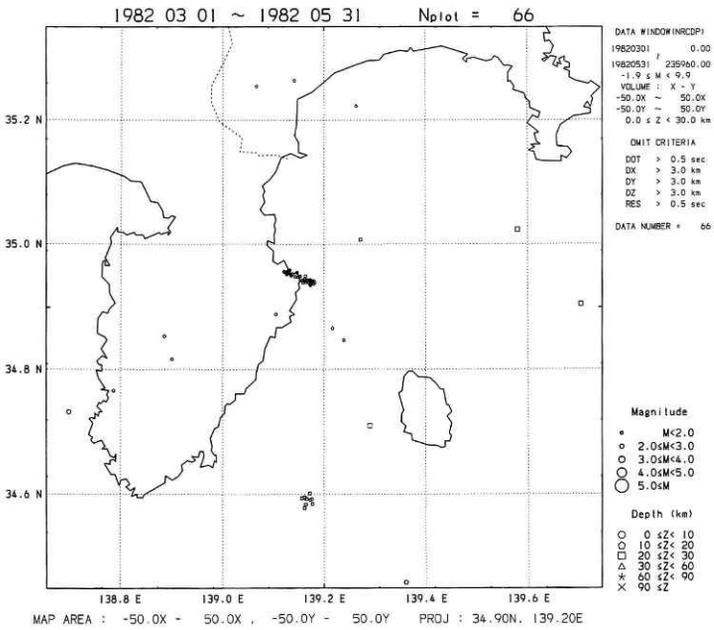


図6 S1 (1980年6月~12月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 6 Epicentral map around the Izu peninsula for S1 (June–December, 1980).
 (a) BHD. (b) RHD.



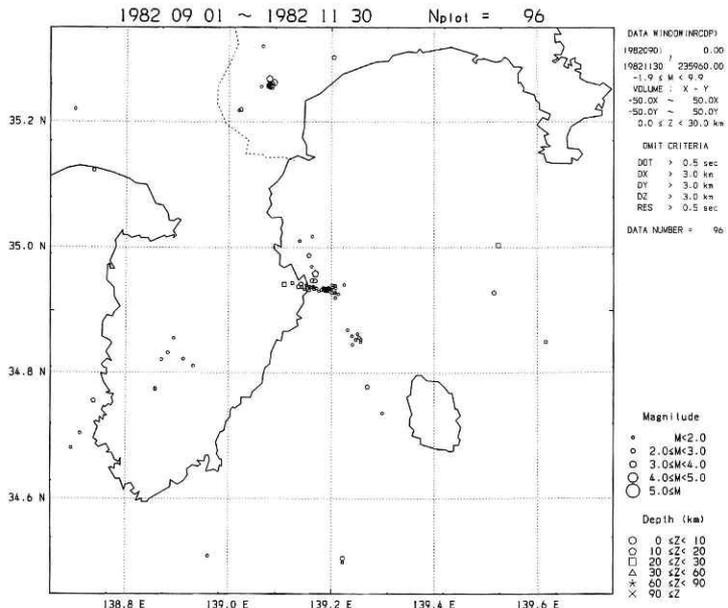
(a)



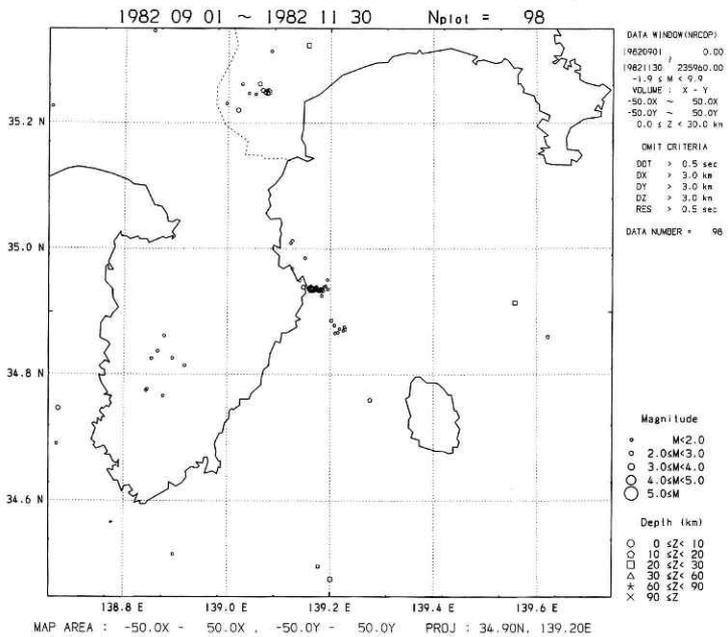
(b)

図7 S2 (1982年3月～5月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 7 Epicentral map around the Izu peninsula for S2 (March–May, 1982).
 (a) BHD. (b) RHD.



(a)

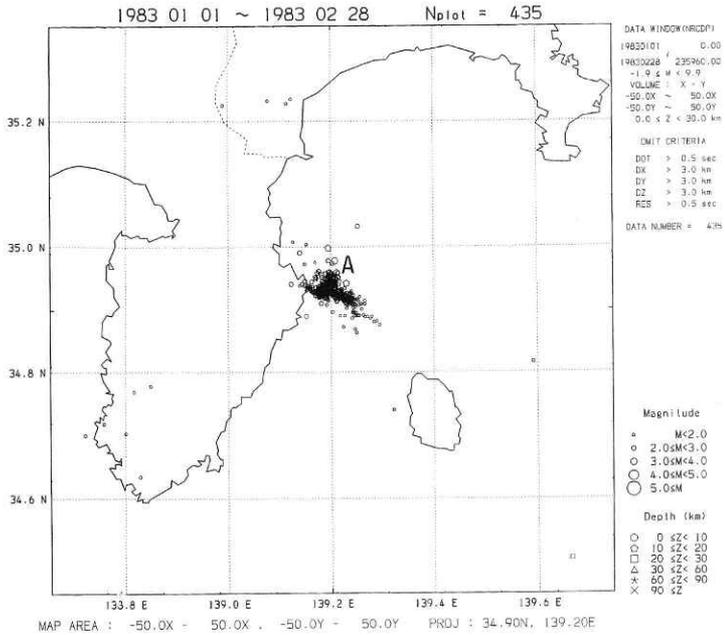


(b)

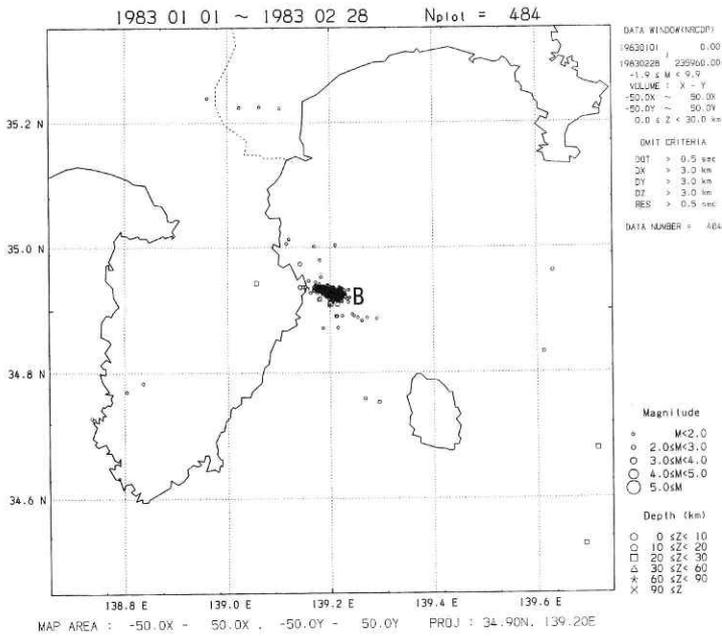
図8 S3 (1982年9月~11月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 8 Epicentral map around the Izu peninsula for S3 (September–November, 1982).
 (a) BHD. (b) RHD.

最近の伊豆半島周辺の地震活動—堀



(a)



(b)

図9 S4 (1983年1月～2月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 9 Epicentral map around the Izu peninsula for S4 (January–February, 1983).
 (a) BHD. (b) RHD.

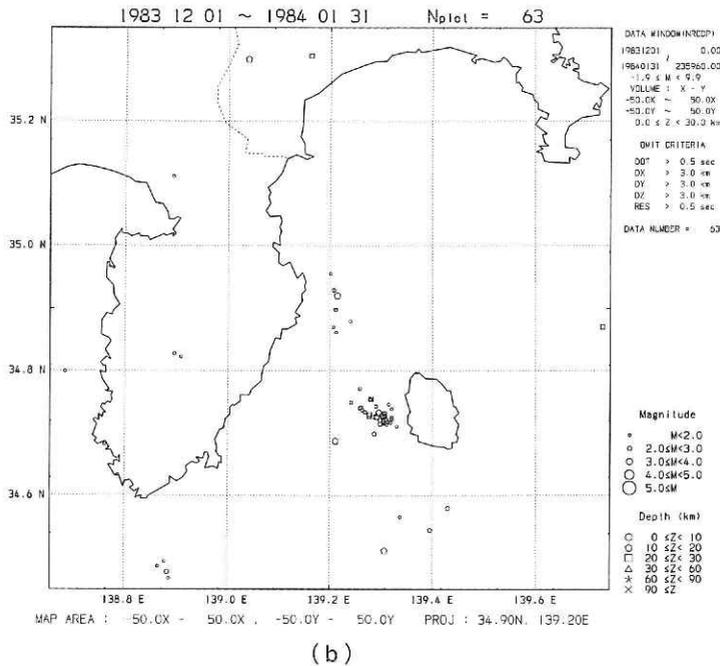
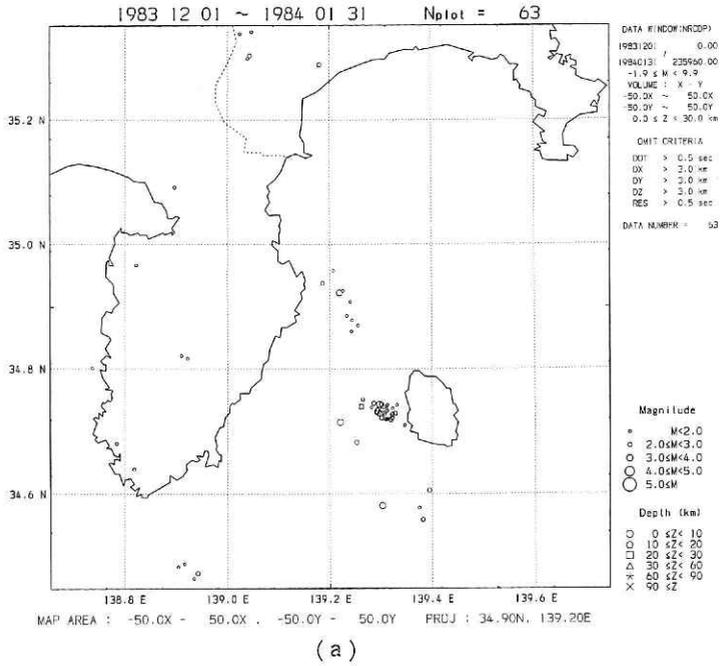


図10 S5 (1983年12月～1984年1月)における伊豆半島周辺の震央分布図。
 (a) BHD, (b) RHD.

Fig. 10 Epicentral map around the Izu peninsula for S5 (December, 1983–January, 1984). (a) BHD. (b) RHD.

最近の伊豆半島周辺の地震活動 — 堀

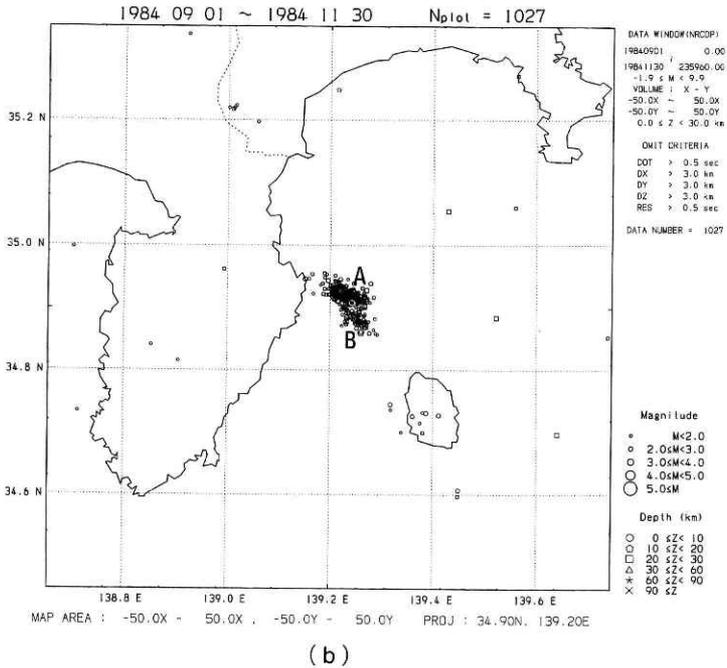
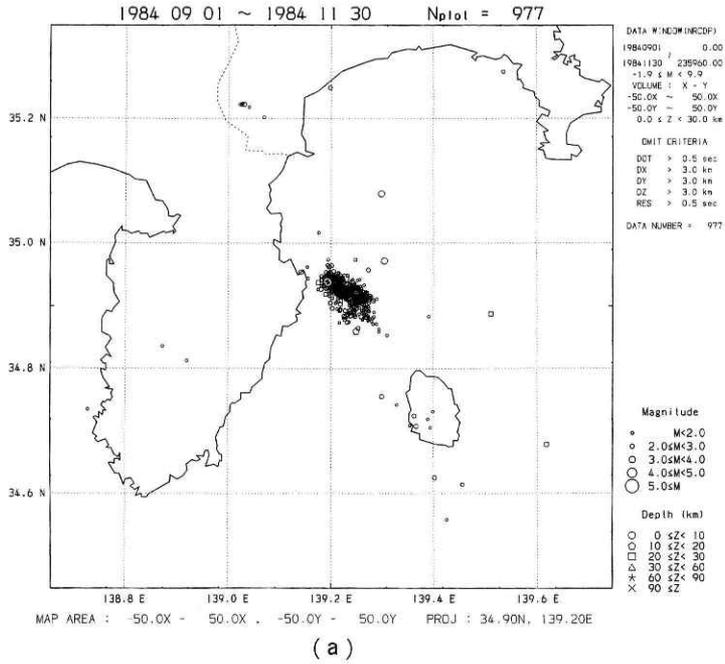
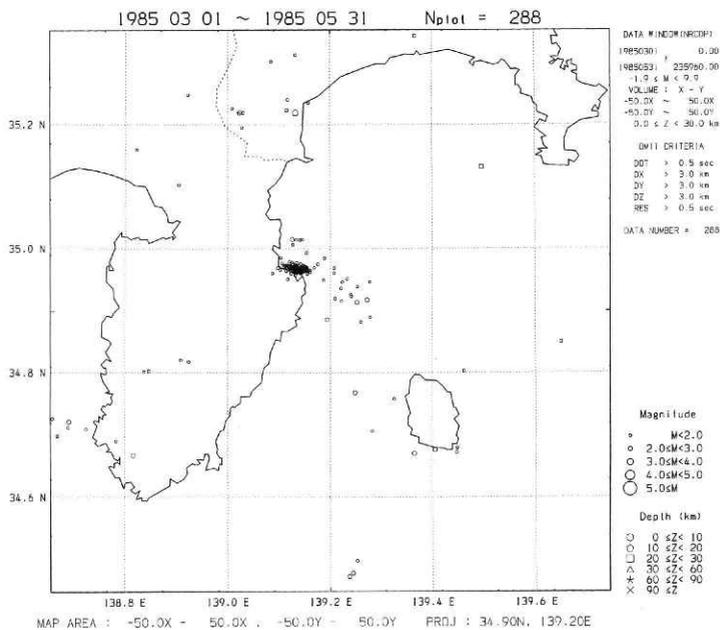
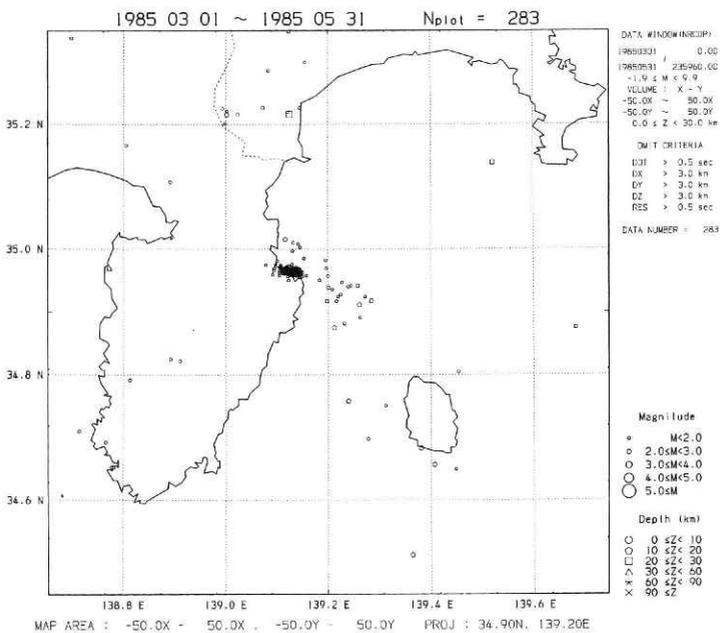


図11 S6 (1984年9月～11月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 11 Epicentral map around the Izu peninsula for S6 (September–November, 1984). (a) BHD. (b) RHD.

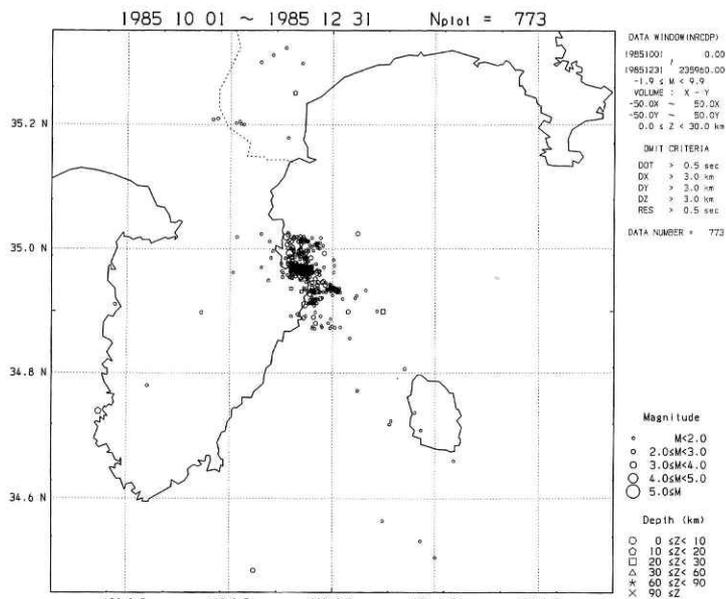


(a)

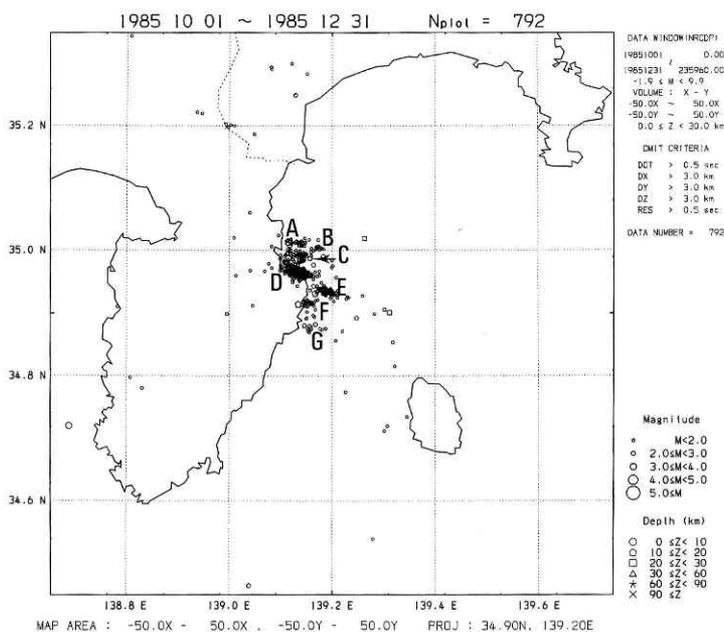


(b)

図12 S7 (1985年3月~5月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。
 Fig. 12 Epicentral map around the Izu peninsula for S7 (March-May, 1985).
 (a) BHD. (b) RHD.



(a)



(b)

図13 S 8 (1985年10月~12月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 13 Epicentral map around the Izu peninsula for S8 (October–December, 1985).
 (a) BHD. (b) RHD.

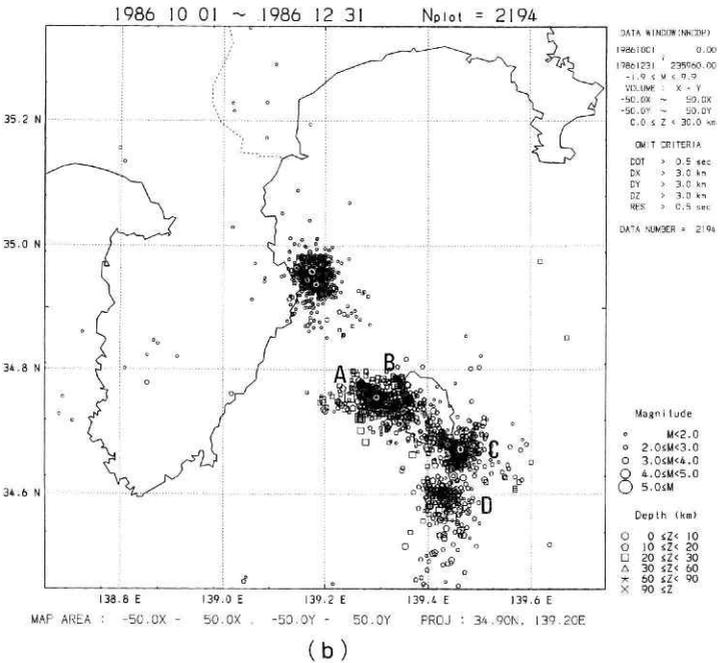
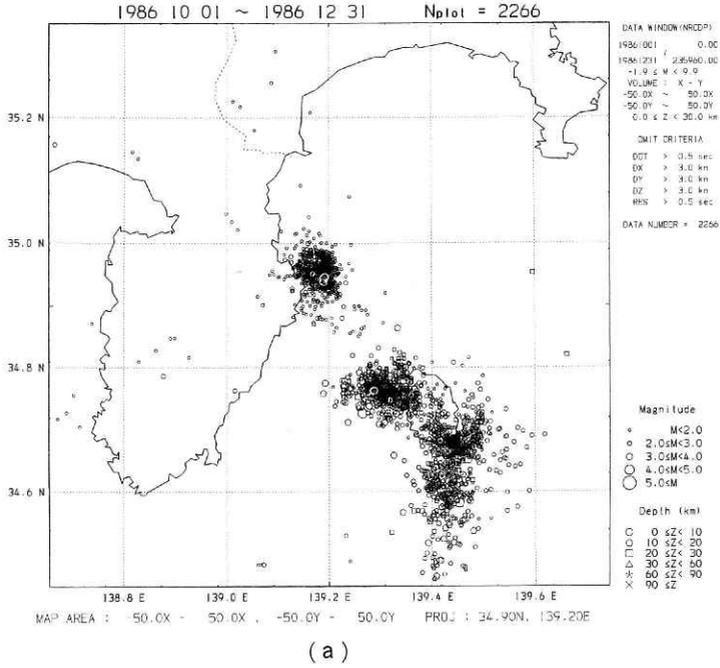


図14 S9 (1986年9月~12月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD。

Fig. 14 Epicentral map around the Izu peninsula for S9 (September–December, 1986).
 (a) BHD. (b) RHD.

最近の伊豆半島周辺の地震活動 — 堀

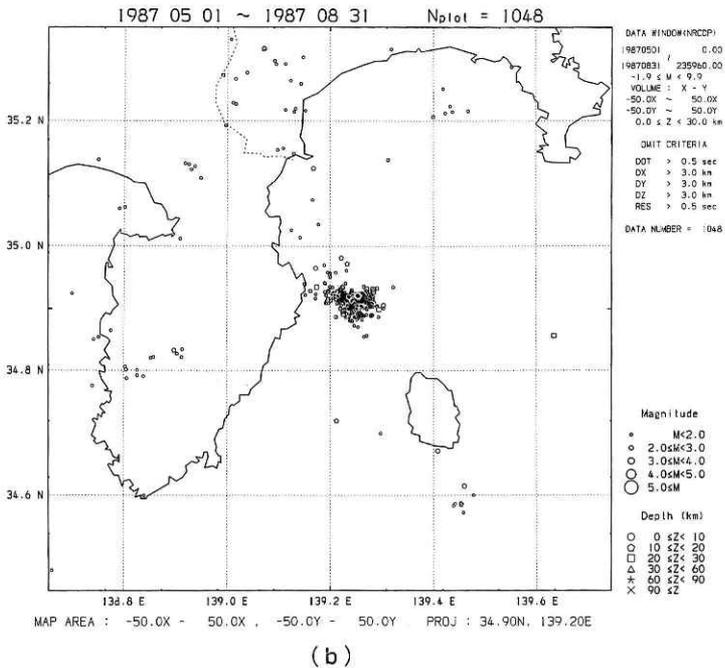
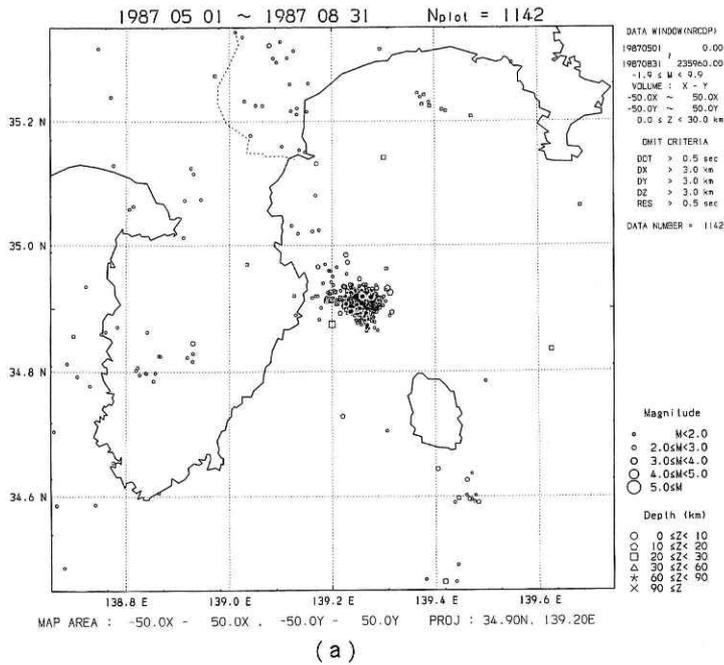


図15 S10 (1987年5月～8月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD.

Fig. 15 Epicentral map around the Izu peninsula for S10 (May–August, 1987).
 (a) BHD. (b) RHD.

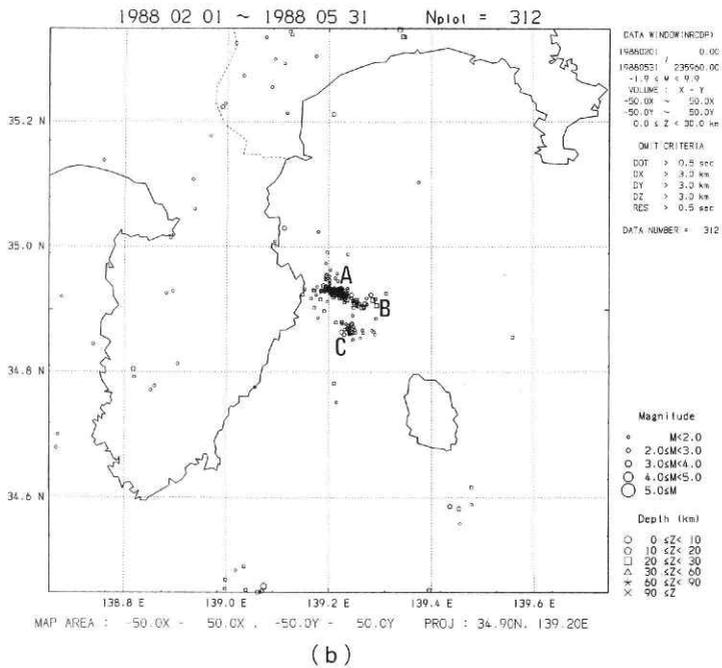
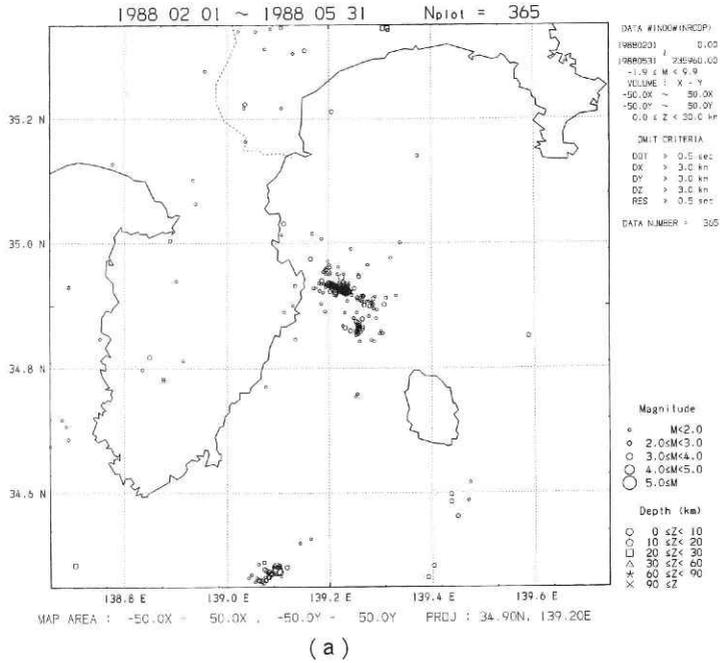


図16 S11 (1988年2月～5月)における伊豆半島周辺の震央分布図. (a) BHD. (b) RHD.

Fig. 16 Epicentral map around the Izu peninsula for S11 (February–May, 1984).
 (a) BHD. (b) RHD.

最近の伊豆半島周辺の地震活動 — 堀

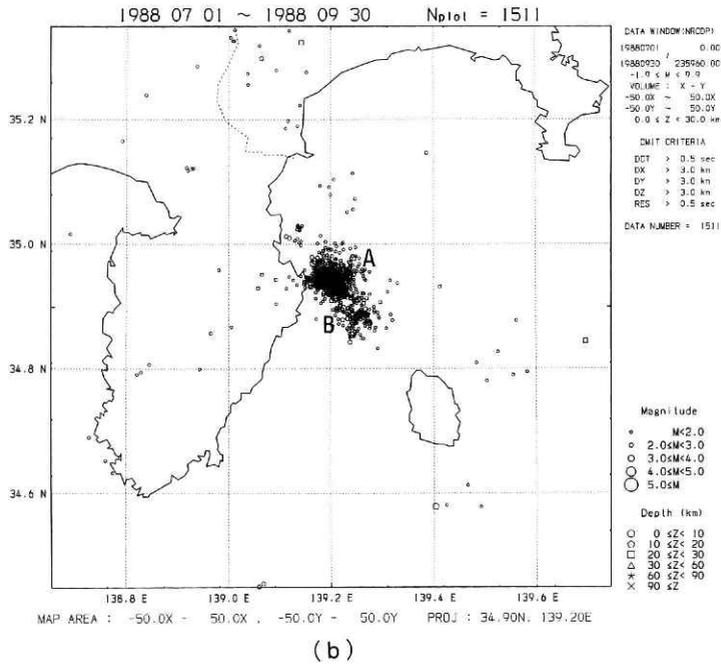
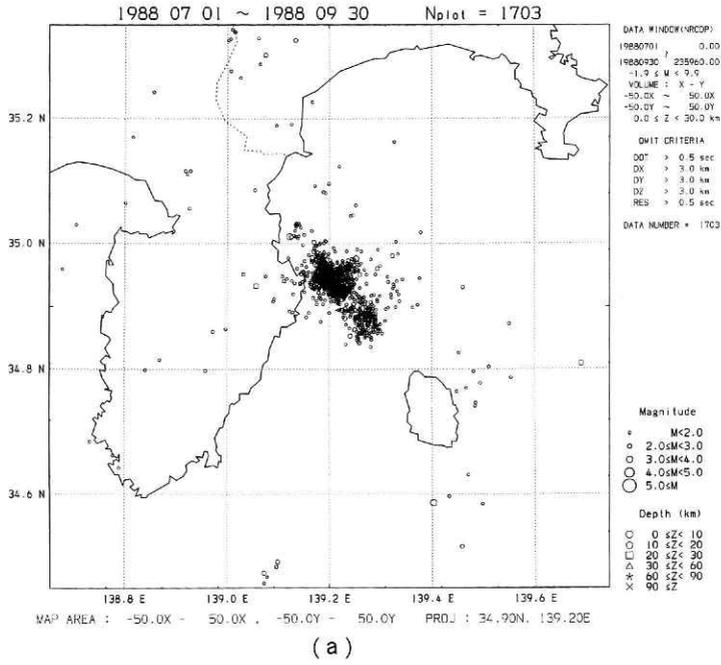


図17 S12 (1988年7月~9月)における伊豆半島周辺の震央分布図。(a) BHD。(b) RHD.

Fig. 17 Epicentral map around the Izu peninsula for S12 (July–September, 1980).
(a) BHD. (b) RHD.

その震源域はほぼ東西方向の10kmにわたって分布しており、最大地震の位置はそこからやや北側へずれているが、RHDでは海岸から少し離れた東西方向の長さが3km程度のごく狭い領域にほとんどの地震が集中している。位置的にはS2の活動域の東端部と非常に近いがS3の方がやや南方である。

S4 (1983年1月～2月; 図9)

この活動も震源再決定の効果が大きい典型的な例である。BHDでは西北西—東南東方向に延びる震源域に加えて、その中央部から北方に延びる分布(A)も認められるが、RHDでは活動域全体が小さくなるだけでなく、北方に分布していた地震のほとんどは単一の震源密集域(B)に吸収されてしまっている。BHDの結果で北方に分布していた地震の大部分は比較的規模の大きいものばかりであることから、これらの地震は、遠方の観測点の検測値による影響で震源密集域(B)からはみ出たものと考えられる。

S5 (1983年12月～1984年1月; 図10)

この活動は伊豆大島西方沖に発生したもので、規模としては極めて小さなものである。BHDと比べるとRHDの結果の方が震源がやや深くなっており、震源域の形状も北西—南東方向に延びているように見える。

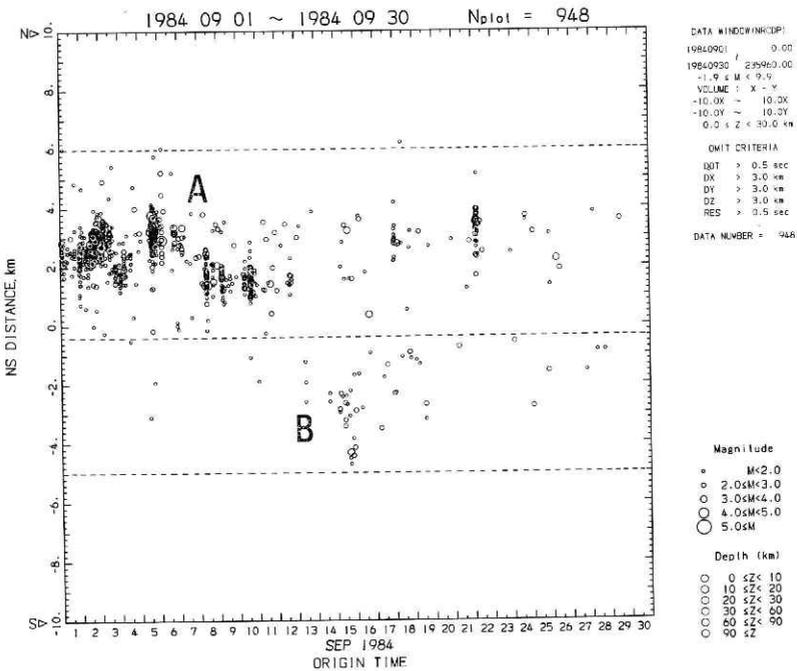


図18 図11 b中の活発な領域の南北方向の時空間分布図。

Fig. 18 Space-time distribution of the active region in Fig. 11b along the NS direction.

S 6 (1984年9月~11月 ; 図11)

この活動は1983年1月の群発域をそのまま沖合いに延長したところで発生している。主たる活動域は西北西—東南東方向に延びる分布(A)であるが、その長さはBHDでは約10 kmであるのに対しRHDでは約7 kmと小さくなっている。またRHDの場合、その南方の活動域(B)の存在がより明瞭に識別できる。BはAと斜交する形で、北西—南東方向に延びている。また、A、Bを含む領域の南北方向の時空間分布図(図18)から分かるようにBでの活動はAでの活動が沖に向かって南下した後、やや静穏化した時期(群発地震発生から約2週間後)に始まっている。震源の深さはAでは沖合いほど深く、20 kmを越えるものも多い。

S 7 (1985年3月~5月 ; 図12)

この活動は伊東直下の海岸を横切ってほぼ東西に延びる長さ約4 km、幅約2 kmの狭い領域で発生したものである。震源域の場所・形状はBHDとRHDで大差なく、また位置的には1980年のCに最も近い。震源の深さは10 km前後のものが多く、S 6と比べるとかなり浅い。

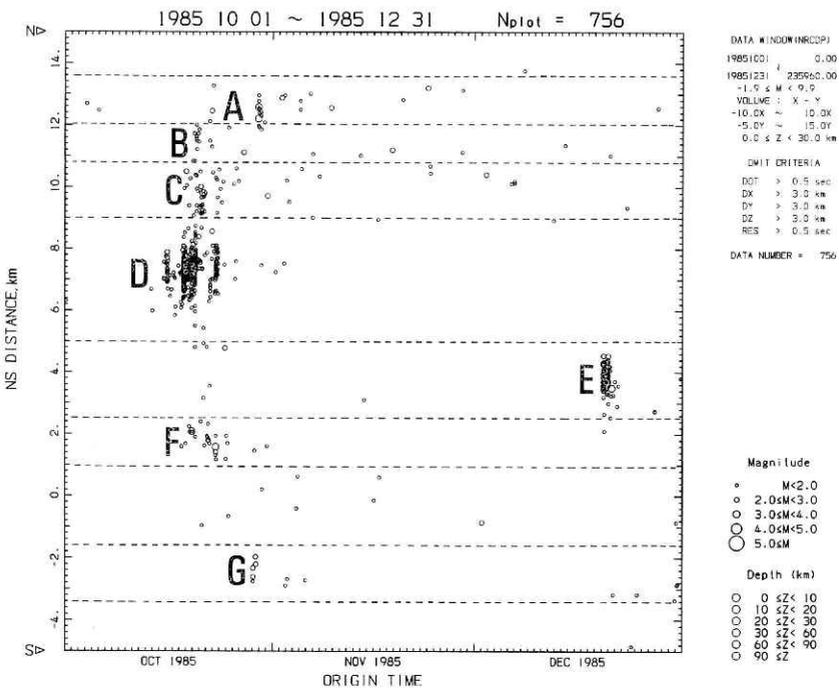


図19 (a) 図13 b中の活発な領域の南北方向の時空間分布図。

Fig. 19 (a) Space-time distribution of the active region in Fig. 13b along the NS direction.

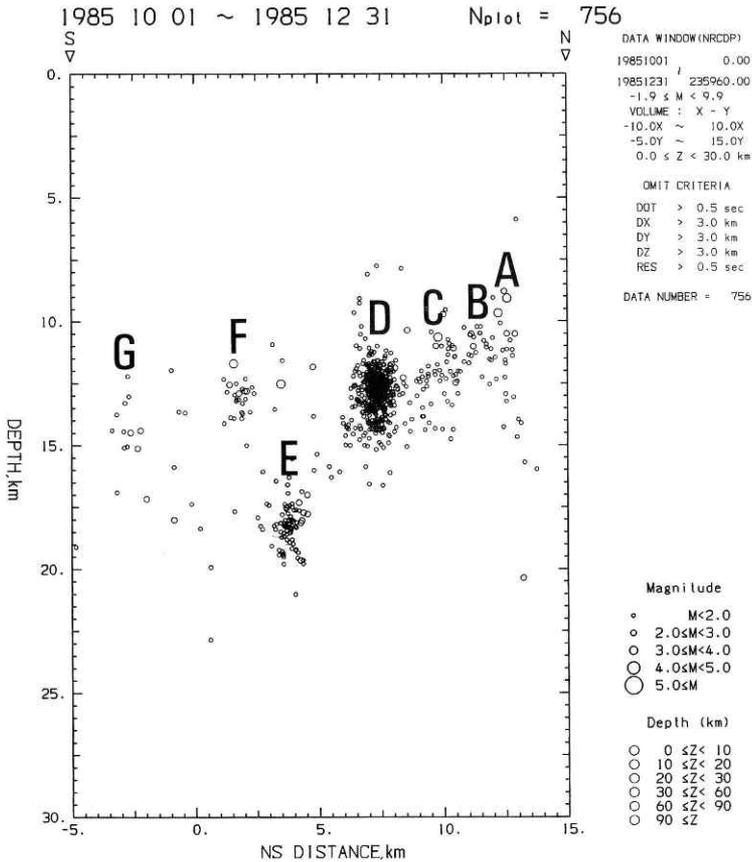


図19 (b) 図13 b中の活発な領域の南北断面図。

(b) Vertical section of the active region in Fig. 13b along the NS direction.

S 8 (1985年10月~12月 ; 図13)

この群発活動は活動域がいくつかの小さな震源密集域 (A~G) に分けられるという点で特徴的である。このうちDはS 7の活動域と同一である。また、図1から分かるように10月と12月に2度の活動のピークが存在したと考えられる。A~Gを含む領域の南北方向の震源の時空間分布図 (図19 a) を見ると、まずDでの活動が活発化した後、F・C、B、A・Gの順でその他の領域に活動域が広がっていき、D以南での活動がほとんど終息した12月20日になってEでの活動が開始していることが分かる。震源の深さは、A~Gを含む領域の南北断面図 (図19 b) から分かるように、A~D、F、Gは12~15kmでS 7とほとんど同じであるが、遅れて活発化したEだけが17~20kmとやや深い。

S 9 (1986年10月~12月 ; 図14)

この時期は、南北方向の時空間分布図(図20)から分かるように、まず10月に伊豆半島東方沖で群発地震が発生し、11月になってこの地域での活動がかなり静穏化した後で伊豆大島三原山の噴火に伴う非常に活発な地震活動(A~D)が認められた。伊豆半島東方沖の領域はS 4の活動域とS 7のEを包含する形になっている。これまでの群発地震の主な活動域一方向に延びる帯状の分布をしているのに対し、S 9の活動域にはそのようなリニアメントは余り認められない。これはこの時の群発地震に関係した局所的な応力場がそれまでと異なっていたことを示唆している。また山岡(1987)が指摘している、三原山の割れ目噴火に伴う北西-南東方向に伊豆大島を横切る震源分布(B)はBHDでははっきりしないが、RHDでは明瞭に識別できる。さらに大島の西方の震源域(A)にもBと斜交するリニアメントが見られる。

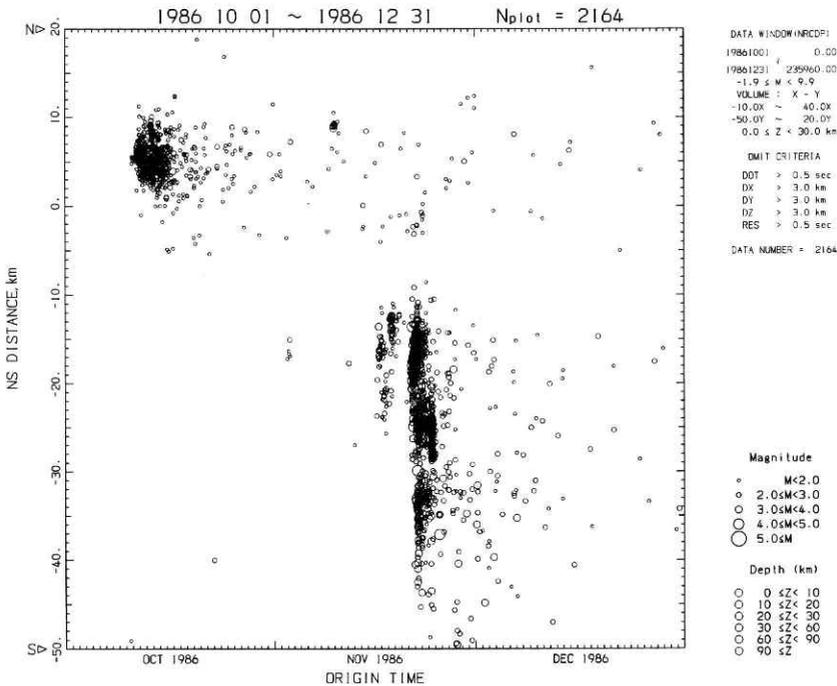


図20 図14 b中の活発な領域の南北方向の時空間分布図.

Fig. 20 Space-time distribution of the active region in Fig. 14b along the NS direction.

S 10 (1987年5月~8月 ; 図15)

この時期の主たる活動域は、1980年以来の群発地震のうちで最も沖合いに位置している。震源の深さは20kmを越えるものが多く、最も深い場所で発生していると考えられる。RHD

では南北方向の広がりが小さくなって東西方向に延びる分布が認められるがそれほど明瞭ではない。

S11 (1988年2月~5月; 図16)

この活動では少なくとも3つの震源密集域(A~C)が認められる。そのうちBはS10とほとんど同一の場所であり、A、Cは1984年のS6のA、Bに対応している。ただS11のCはS6のBと比べると、僅かに南西方向にずれている。またS11のAには、やはり西北西-東南東方向のリニアメントが認められる。

S12 (1988年7月~9月; 図17)

防災センターのデータは、この活動で最も活発な時期の一部分(7月31日~8月6日)が1988年11月現在未処理である。しかし震源が決定された地震数は伊豆半島東方沖単独としては最も多く、最大地震の規模(M5.2)も、S1(M6.7)について大きい。この活動ではS4の活動域を包含して、さらに北方へ広がる形で活動域(A)が分布しており、さらにその南東にもう一つの活動域(B)が認められる。いずれもS9と同様、特に方向性をもったリニアメントは認められない。また、BHDとRHDの結果を比べるとBの位置は後者の方がやや西へ寄っている。

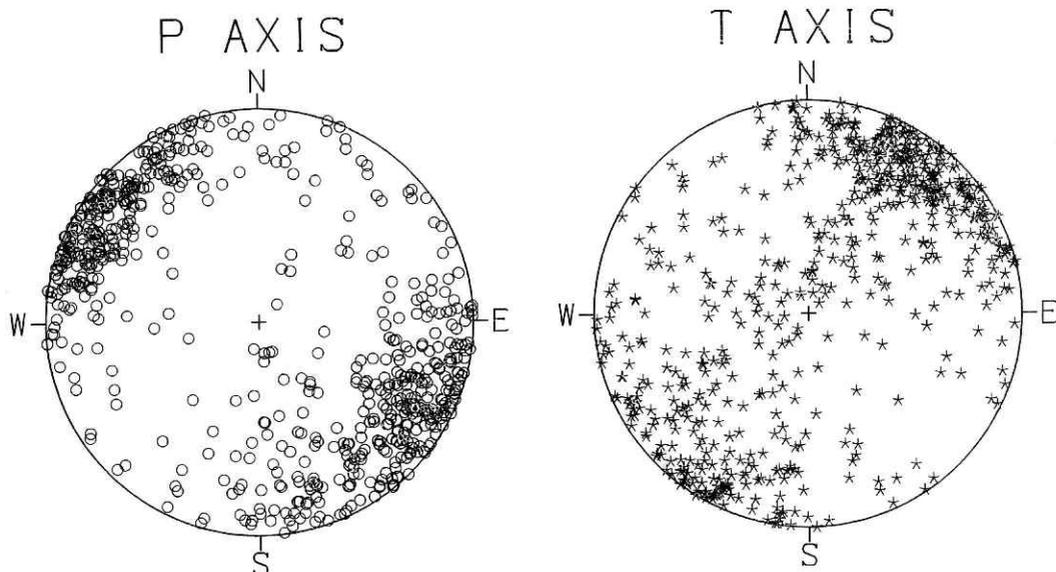


図21 (a) 下半球に等面積投影したP軸。

Fig. 21 (a) P axes projected on a lower hemisphere.

(b) 下半球に等面積投影したT軸。

(b) T axes projected on a lower hemisphere.

5. 発震機構

関東・東海地域で発生する地震の発震機構を調べたものとしては例えば井元（1984b）があるが、ここでは伊豆半島周辺の地域に限って詳細な議論を行う。防災センターの定常処理では、6点以上の観測点でP波初動の極性が読み取られている地震についてグリッドサーチによる発震機構の計算を行っている（岡田，1988）。本研究では再決定した震源データに基づいて、同様なプログラムで発震機構解の再計算も行った。この場合、その検測値を震源計算には用いていない観測点でも、初動の極性の読み取りがなされている場合、発震機構解の計算には用いた。図21は、20点以上の観測点で初動の極性が読み取られている発震機構解のP軸とT軸を下半球面上に等面積投影したものである。これを見るとP軸は西北西—東南東、から北西—南東方向のものが、T軸は北北東—南南東、から北東—南西方向のものが卓越していることが分かる。ただ、P軸の傾きは低角のものが多いのに対し、T軸は高角のものも含まれ、帯状に分布しているように見える。

発震機構解から地震を断層の型に分類し、各群発活動期ごとに示したのが表5である。ここでは、P軸またはT軸の傾きが水平方向から60°以上のものをディップスリップ型として

表5 各活動期における発震機構の断層型。N：総数。N1：ディップスリップ型の数。N2：正断層型の数。N3：逆断層型の数。N4：ストライクスリップ型の数。N5：その他の型の数。R1：N1/N（%）。R2：N2/N1（%）。R3：N3/N1（%）。R4：N4/N（%）。

Table 5 Fault types in each active period.

No.	N	N1	R1	N2	R2	N3	R3	N4	R4	N5
S1	23	3	13	0	0	3	100	12	52	8
S2	15	1	7	0	0	1	100	14	93	0
S3	28	1	4	0	0	1	100	22	79	5
S4	99	11	11	2	18	9	82	71	72	17
S5	82	1	1	1	100	0	0	76	93	5
S6	283	10	4	8	80	2	20	234	83	39
S7	247	2	1	2	100	0	0	243	98	2
S8	295	2	1	1	50	1	50	278	94	15
S9	849	119	14	69	58	50	42	508	60	222
S10	861	37	4	27	73	10	27	732	85	92
S11	809	11	1	4	36	7	64	767	95	31
S12	1184	49	4	24	49	25	51	1004	85	131
Total	3042	298	10	159	53	139	47	2092	69	652

N: Total number. N1: Number of dip-slip fault type events. N2: Number of normal fault type events. N3: Number of reverse fault type events. N4: Number of strike-slip fault type events. N5: Number of other type events. R1: N1/N (%). R2: N2/N1 (%). R3: N3/N1 (%). R4: N4/N (%).

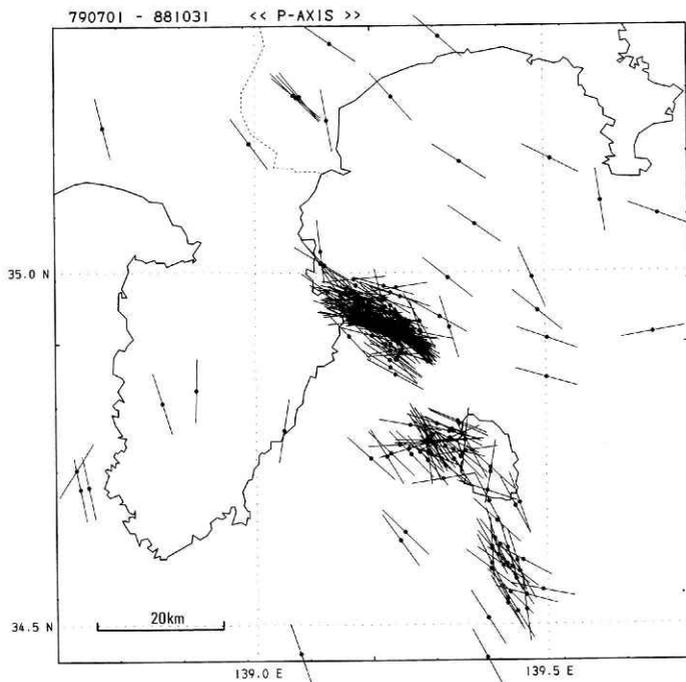


図22 (a) 伊豆半島周辺のP軸の分布図.

Fig. 22 (a) P axis distribution around the Izu peninsula.

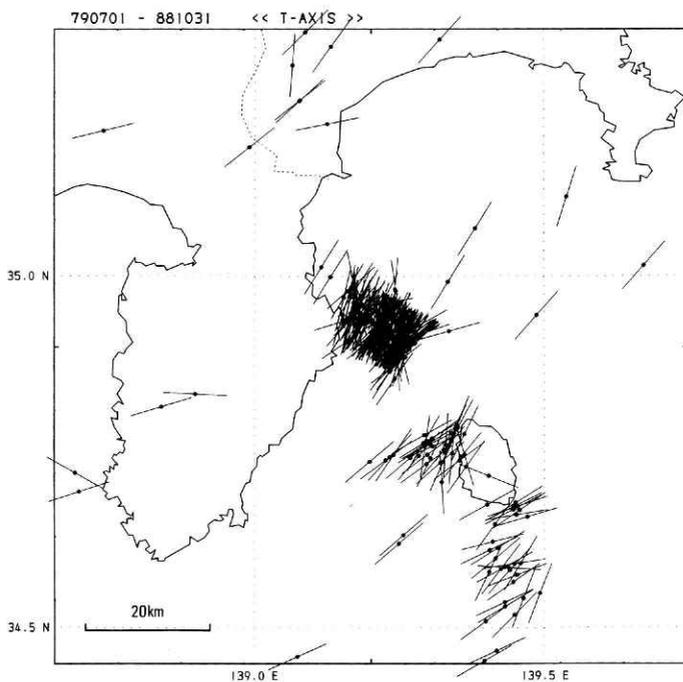


図22 (b) 伊豆半島周辺のT軸の分布図.

Fig. 22 (b) T axis distribution around the Izu peninsula.

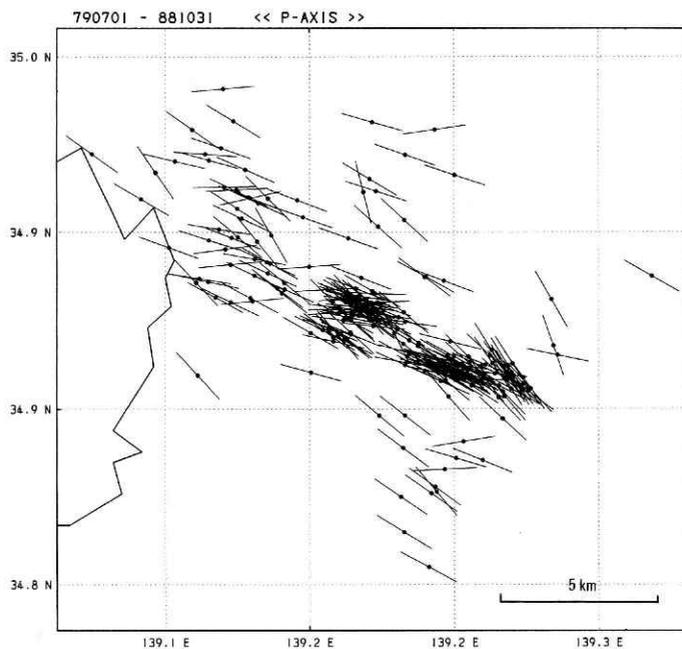


図22 (c) 伊豆半島東方沖のP軸の分布図.

Fig. 22 (c) P axis distribution off the east coast of the Izu peninsula.

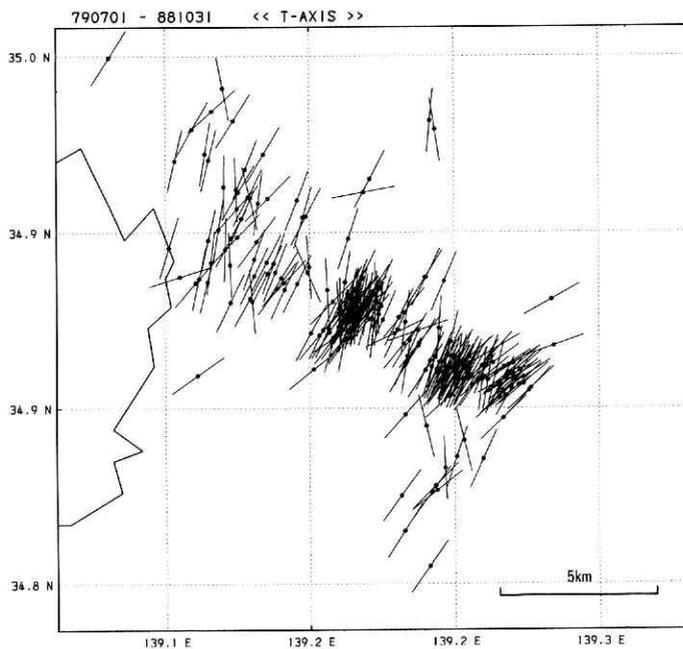
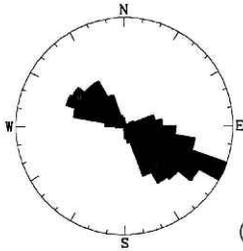


図22 (d) 伊豆半島東方沖のT軸の分布図.

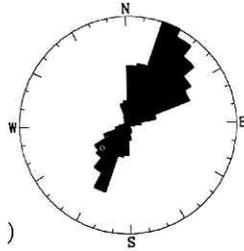
Fig. 22 (d) T axis distribution off the east coast of the Izu peninsula.

Total

P AXIS(1481)
790701-881031



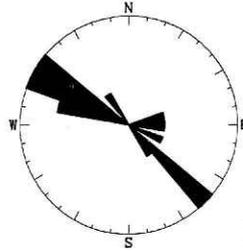
T AXIS(1520)
790701-881031



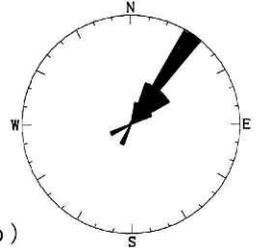
(a)

S1

P AXIS(17)
800601-801231



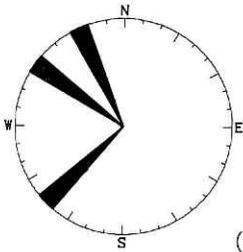
T AXIS(15)
800601-801231



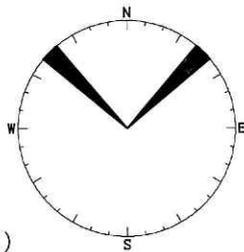
(b)

S2

P AXIS(3)
820301-820531



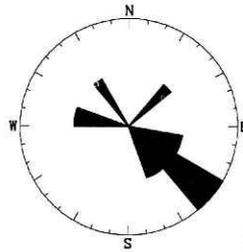
T AXIS(2)
820301-820531



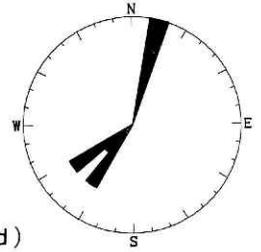
(c)

S3

P AXIS(12)
820901-821130



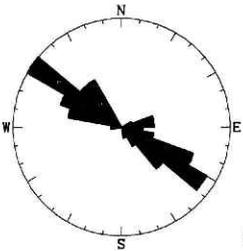
T AXIS(8)
820901-821130



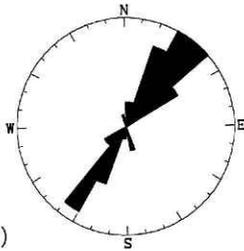
(d)

S4

P AXIS(69)
830101-830228



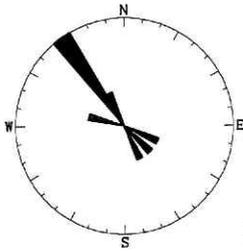
T AXIS(56)
830101-830228



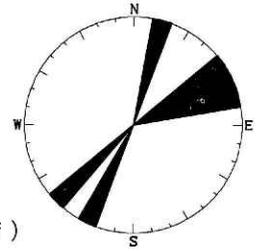
(e)

S5

P AXIS(8)
831201-840131



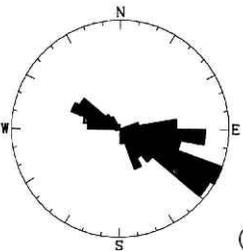
T AXIS(6)
831201-840131



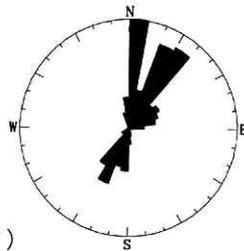
(f)

S6

P AXIS(170)
840901-841130



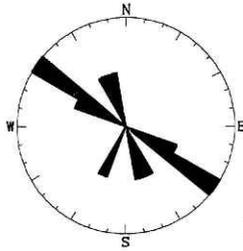
T AXIS(191)
840901-841130



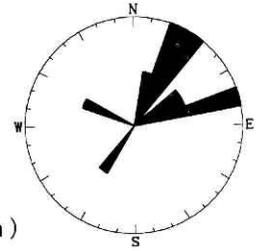
(g)

S7

P AXIS(11)
850301-850531



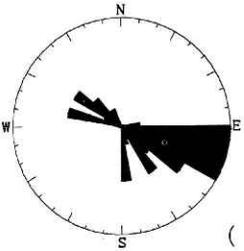
T AXIS(11)
850301-850531



(h)

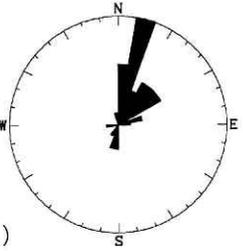
S8

P AXIS(43)
851001-851231



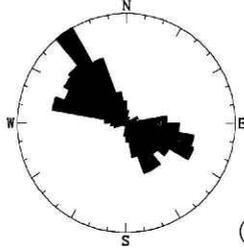
(i)

T AXIS(41)
851001-851231



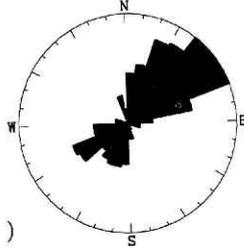
S9

P AXIS(360)
861001-861231



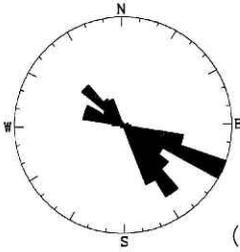
(j)

T AXIS(397)
861001-861231



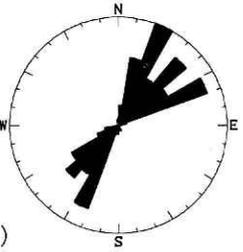
S10

P AXIS(267)
870501-870831



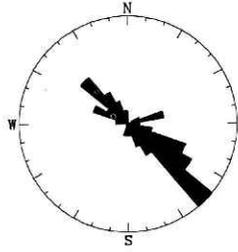
(k)

T AXIS(294)
870501-870831



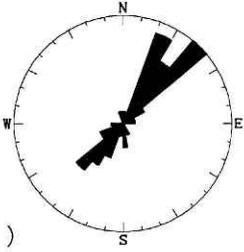
S11

P AXIS(53)
880201-880531



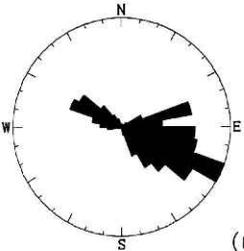
(l)

T AXIS(53)
880201-880531



S12

P AXIS(311)
880701-880930



(m)

T AXIS(314)
880701-880930

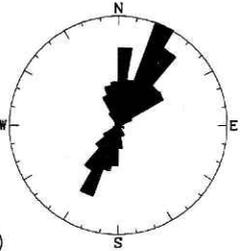


図23 P軸およびT軸の方位分布図。

カッコ内の数字は図示された発電機構解の総数を示す。(a) 1979年7月~1988年10月。(b) S1。(c) S2。(d) S3。(e) S4。(f) S5。(g) S6。(h) S7。(i) S8。(j) S9。(k) S10。(l) S11。(m) S12。

Fig. 23 Azimuthal distribution of P and T axes. Numerals in parenthesis represent total number of mechanism solutions. (a) July, 1979—October, 1988. (b) S1. (c) S2. (d) S3. (e) S4. (f) S5. (g) S6. (h) S7. (i) S8. (j) S9. (k) S10. (l) S11. (m) S12.

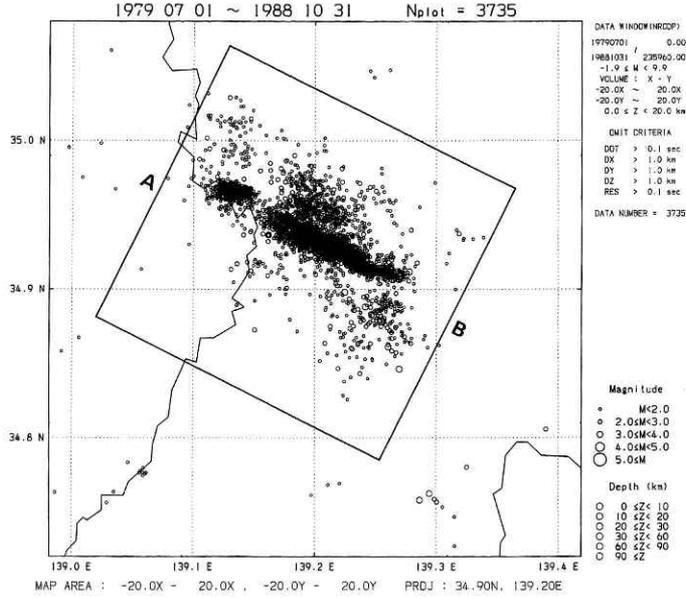
さらにそのうちでP軸が60°以上のものを正断層型、T軸が60°以上のものを逆断層型に分類し、P軸、T軸とも傾きが30°以内のものをストライクスリップ型としている。全体としては、ストライクスリップ型のものが卓越するという傾向は各期間を通して変化がないように見える。S4以前は決定された発震機構解の数が少なく、統計的なことはあまりいえないが、S7、8、11では90%以上がストライクスリップ型である。しかし、S4、6、9、10、12ではディップスリップ型のものもやや目立つ。中でもS9には14%ものディップスリップ型の発震機構解が含まれているが、これはこの時期の活動が伊豆大島三原山の噴火に伴う地震も含んでいるため、例外的なものになったと考えられる。

次に起震応力場の地域性を調べるために、傾きが30°以下のP軸とT軸を地図上にプロットしたのが図22である。まず注目されるのが伊豆半島東方沖と、伊豆大島周辺での起震応力場の違いである。P軸でみると、前者は震源の並ぶ方向と一致する、西北西—東南東方向のものが多いのに対し、後者では北西—南東ないし、北北西—南南東方向のものが目立つ。特に伊豆大島南方沖ではその傾向が顕著である。この領域での活動が認められたS9では、他と比較してディップスリップ型の地震が多かったことから、この地域の起震応力場が、伊豆半島東岸から東方沖にかけての領域と明瞭に異なっているということがわかる。また、伊豆半島東岸から東方沖にかけての領域中でもかなりの地域性が存在し、特に活動域の中央部に東西方向のP軸が密集していることや、最東端の地震群のP軸が北西—南東方向に振れているのは注目に値する。

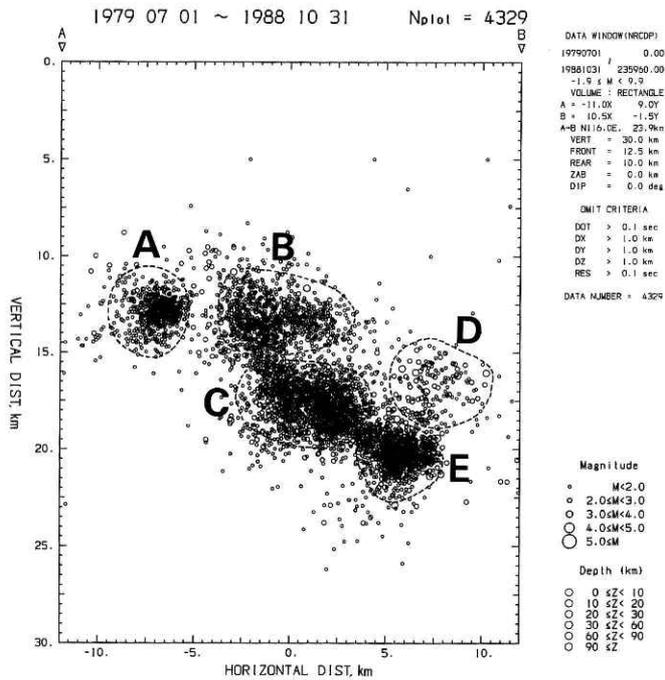
図23 a～mは傾きが30°以下のP軸とT軸の方位分布を、それぞれ全期間と各活動期について示したものである。これを見ると、P軸が主として北西—南東方向に卓越する活動期（S4、5、7、11）と、西北西—東南東～西南西—東北東方向のP軸もかなり含まれる活動期（S6、8、9、10、12）が存在することが分かる。後者の場合、S6とS10は卓越する方向が2つ存在しているように見える。S6の場合、図22 c 中央部の東西方向にP軸を持つ地震群、S10は東端部の北西—南東方向にP軸を持つ地震群の存在がこうした方位分布を与えていると考えられる。

6. 議論と結論

今回の研究で伊豆半島周辺で発生する地震の震源を再決定した結果、各活動期の詳細な震源分布が明らかになった。この地域で発生する地震群は震源域からみると、大まかに言って伊豆半島東岸から東方沖にかけての領域と、伊豆大島西方沖及び南方沖の領域に分類することができる。後者は、S4を除けば三原山の噴火に伴う地震がほとんどで、頻繁に発生する伊豆半島東方沖の群発地震とは、位置的な差だけでなく、発震機構も異なっているということが明らかになった。



(a)



(b)

図24 伊豆半島東方沖で発生した地震のうちRHDで精度良く震源が決定されたものの震央分布図(a)と長方形で囲んだ領域の西北西—東南東方向の断面図(b)。

Fig. 24 (a) Epicentral distribution of well-determined earthquakes occurring off the east of the Izu peninsula. (b) Vertical section of the hypocenters in the rectangular region of Fig. 24a along the WNW-ESE direction.

伊豆半島東岸から東方沖にかけての領域では、西北西—東南東方向の帯状領域に震源が分布することが多いので、図24にその領域を拡大した、西北西—東南東方向の断面図をRHDの結果のうちで震源決定精度の良いものについて示す。これを見ると、この領域での震源分布はそれ程連続的ではなく、海岸に近い方から、10~15kmの深さに分布するもの(A)、同じ深さでやや沖合いのもの(B)、15~20kmの深さに存在するもの(C, D)、さらに主として20km以深に存在するもの(E)に分かれている。このうちDはやや密度が小さく、震央でみるとやや南方に位置している。また、AとBの間にはかなり明瞭な地震空白域が認められ、両者の間に不均質な物質の存在が示唆される。

また、主に海岸を横切るAで活動が認められたのは、S2, 3, 7, 8であるが、これらはS3を除いて**b**値が1よりかなり大きくなっている。また最も深いEでの活動が認められたS10では、逆に**b**値が1より有意に小さくなっている。このことから、**b**値が各活動期で異なった値をとるのは、活動様式の時間的変化というよりその地域性を反映したものと考えられる。

本論文では、伊豆半島周辺の群発地震を各活動期に分けてそれぞれの特徴について述べたが、**b**値や発震機構には活動期ごとの時間変化というよりその空間的不均質性がかなり認められた。この領域はフィリピン海プレートの最北端に位置しており、すぐ東側では相模トラフから陸側プレートの下にもぐり込んでおり、北西側では伊豆半島が陸側の地殻と衝突している極めて特殊な場所に位置している。また、活発な火山である伊豆大島三原山の存在は、応力場や蓄積された歪だけでなく、地下構造にも空間的な不均質性が存在することを示唆している。今後は、こうしたことをふまえて地域性の解析を進めて、テクトニクスと関連した研究をすることが必要と考えられる。

謝 辞

原稿を読んで貴重なコメントをくださった国立防災科学技術センター第2研究部の松村正三地震前兆解析研究室長に感謝します。

参 考 文 献

- 1) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋 博(1982): 関東・東海地域地殻活動観測網—国立防災科学技術センター, 地震2, 35, 401-426.
- 2) 堀 貞喜(1985a): 1984年伊豆川奈崎沖の群発地震について, 地震予知連絡会会報, 33, 23-24.
- 3) 堀 貞喜(1985b): 1985年伊豆半島東岸付近の群発地震活動, 地震予知連絡会会報, 34, 240-246.
- 4) 堀 貞喜(1985c): 最近の伊豆半島東方沖周辺の地震活動について, 地震学会講演予稿集, 1985, No 2, A22, 23.

- 5) 堀 貞喜 (1986a): 1985年10月伊豆半島東岸の群発地震, 地震予知連絡会会報, **35**, 229-234.
- 6) 堀 貞喜 (1986b): 伊豆半島東方沖の地震活動 (1985年1月~1986年4月), 地震予知連絡会会報, **36**, 186-192.
- 7) 堀 貞喜 (1987): 伊豆半島東方沖の群発地震活動, 地震予知連絡会会報, **37**, 213-219.
- 8) 堀 貞喜・大久保正 (1987): 関東・東海地域における「地震前兆指標」の地域性と時間変化, 国立防災科学技術センター研究速報, **74**, 1-21.
- 9) 井元敬二郎・大竹政和・松村正三・笠原敬司・山水史生・大久保正・立川真理子・浜田和郎 (1979): 伊豆半島川奈崎沖における群発地震活動について—1978年11月23日~12月31日, 国立防災科学技術センター研究速報, **36**, 1-14.
- 10) 井元政二郎・唐鎌郁夫・松浦律子・山崎文人・吉田明夫・石橋克彦 (1981): 1980年伊豆半島東方沖群発地震活動の発震機構, 地震2, **34**, 481-493.
- 11) 井元政二郎 (1982): 伊豆半島東方沖に発生する地震の発震機構—1980年8月~1981年5月, 国立防災科学技術センター研究報告, **27**, 133-144.
- 12) 井元政二郎 (1984a): 1983年1月伊豆群発地震活動における規模別頻度分布の時間変化について, 地震2, **37**, 13-22.
- 13) 井元政二郎 (1984b): 関東・東海地域における起震応力場, 国立防災科学技術センター研究速報, **66**, 1-76.
- 14) 井元政二郎 (1987): 東海地域における最近の b 値の時空間変化について, 地震2, **40**, 19-26.
- 15) 石田瑞穂 (1987): 伊豆半島及びその周辺の最近の地震活動. 近年の地震についての研究成果, 地震予知シンポジウム, 1987, 51-60.
- 16) Ishida, M. and Hasemi, A.H (1988): Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res., Rep.* 2076-2094.
- 17) 松村正三 (1984): 微小地震観測網の検知能力の評価について—国立防災科学技術センター関東・東海地殻活動観測網—, 地震2, **37**, 475-489.
- 18) 松村正三・大久保正・勝山ヨシ子・浜田和郎 (1979): 計算機による地殻活動観測データ処理システム—オンラインリアルタイムシステム—, 国立防災科学技術センター研究速報, **35**, 1-18.
- 19) 松村正三・岡田義光 井元政二郎・島田誠一・堀 貞喜・大久保正・大竹政和・浜田和郎 (1988): 地震前兆解析システムの機能と構成, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 35-44.
- 20) 大竹政和・井元政二郎・石田瑞穂・大久保正・岡田義光・笠原敬司・立川真理子・松村正三・山水史生・浜田和郎 (1980): 伊豆半島東方沖の地震 (1980年6月29日) とその前後の地震活動, 国立防災科学技術センター研究速報, **43**, 1-25.
- 21) 岡田義光 (1988): 震源計算・発震機構解計算プログラムの改良, 国立防災科学技術センター研究報告 **41**, 153-162.
- 22) 鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について, 国立防災科学技術センター研究速報, **53** 1-88.
- 23) 宇津徳治 (1965): 地震の規模別度数の統計式, $\log n = a - bM$ の係数 b を求める一方法. 北大地球物理研究報告, **13**, 99-103.
- 24) 山岡耕春 (1987): 伊豆大島割れ目噴火と地震活動, 月刊地球, **97**, 386-390.

(1988年12月9日 原稿受理)