

近畿地方北半部における最近の微小地震活動

岸本兆方・橋爪道郎・西田良平

RECENT SEISMICITY OF MICROEARTHQUAKES IN THE NORTHERN PART OF KINKI DISTRICT

by *Yoshimichi* KISHIMOTO, *Michio* HASHIZUME
and *Ryohei* NISHIDA

Synopsis

Natures of microearthquakes generated in the northern part of Kinki District were investigated with particular interest in the space and time distribution, which is considered the most fundamental information of microearthquake occurrence. The data used are earthquakes observed at 5 stations of the Tottori Microearthquake Observatory for 2 years from August, 1965 to July, 1967.

Seismically active regions are, roughly speaking, separated into 4 belt-like areas, and also there exist pretty large aseismic areas between the active regions.

There seems to be some regional differences in various natures of microearthquake occurrence, such as space distribution, magnitude distribution and time series of occurrence.

Microearthquake swarms show somewhat different distribution from that of stationarily generated earthquakes.

These two sequences are considered to be of independent occurrence, judging by a distribution of time interval of occurrence.

1. 序

鳥取微小地震観測所における微小地震観測業務は、1963年7月3日月観測室における観測開始以来既に5年が経過した。その間、観測精度の維持・向上、観測技術および計器の改良には常に留意され、特に最近約2年間の観測は、刻時の精度や感度においても、又記録の読取や整理などの方面においても、かなり満足すべき状態にあるといつてよい。

同観測所では毎月 *Seismological Bulletin*¹⁾ を発行し、観測された全地震についての詳細な資料を記載し関係方面に送付しているが、一定期間毎に、それらの資料を種々の立場からまとめて、微小地震活動の状態を明らかにしておく必要があると思われる。鳥取観測所の主たる担当地域—中国地方東部・近畿地方北半部における微小地震活動については、既に昭和40年度の本誌第9号その他²⁾において、1965年6月までの資料によってある程度述べられている。本論文は、主としてその後の2年間について解析を行なった結果である。

微小地震の活動度という言葉は、かなり広い意味に解釈すべきであろう。すなわち、単に地震数や発生エネルギーの消長というだけに止まらず、発生に関するいろいろの性質を併せ考えたものと解釈すべきだと思われる。微小地震活動の真の姿は、そのようにして始めて明らかにしうるであろう。この意味で、微小地震

発生の性質を種々の方面から追究することが必要であるが、ここでは主として、微小地震発生の空間および時間分布について考える。その理由は、地震発生の性質の中でも、空間・時間分布は最も根本的なものであり、その基礎の上に立って種々の性質の解明を試みるのが、最も有効な行き方と思われるからである。他の点については、続報以下において述べて行くつもりである。

鳥取微小地震観測所における観測システムについては、既に述べた通りである⁹⁾。

2. 空間分布

1) 震源決定および震央分布

我々が現在用いている震源決定法は概略次の通りである。まず、通常のやり方に従って P arrival~S-P の関係から Origin time を定める。この際最も注意すべきことは S 相の正確な identification であろう。我々は次のようにして S 相の identification を行なった。この地域においては、ポアソン比はほぼ一定で 0.2435 と考えてよい¹⁰⁾ ので、P arrival~S-P を表わす直線が、ポアソン比 0.2435 から導かれる勾配になるべくよく合致するように S 相の identification を行なう。原記録を比較しながらこの方法を実際に行なっていると、かなりうまく S 相を決めることができ、この作業は妥当なものであらうと思われる。このようにして作成された、P arrival~S-P のグラフから、最小自乗法によって Origin time O を求め、P-O すなわち Travel time を求める。仮定したこの地域の地殻構造は、前報⁹⁾と同じく倉吉-花房爆破によって決められたもので⁹⁾、Fig. 1 に示してある。この構造によってあらかじめ Travel time を計算しておき、Travel time の standard deviation が最も小さくなる震源位置を電子計算機によって求めさせる。この方法の詳細については、その精度や他の方法との比較などとともに続報に論ずる予定であるので、ここではこの方法によって得られた結果を図示するに止める。

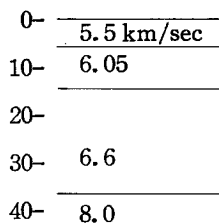


Fig. 1 Crustal structure assumed in the area concerned.

震央分布を Fig. 2 に、深さ別の震央分布を Fig. 3 に示す。ただし計算が全部完了していないので、Fig. 2, 3 に示すものはその 1 部であるが、恐らく大勢はそれ程変化しないであらう。震源分布の詳細な議論は、計算の完了をまって改めて論ずる予定である。



Fig. 2 Epicenter distribution.

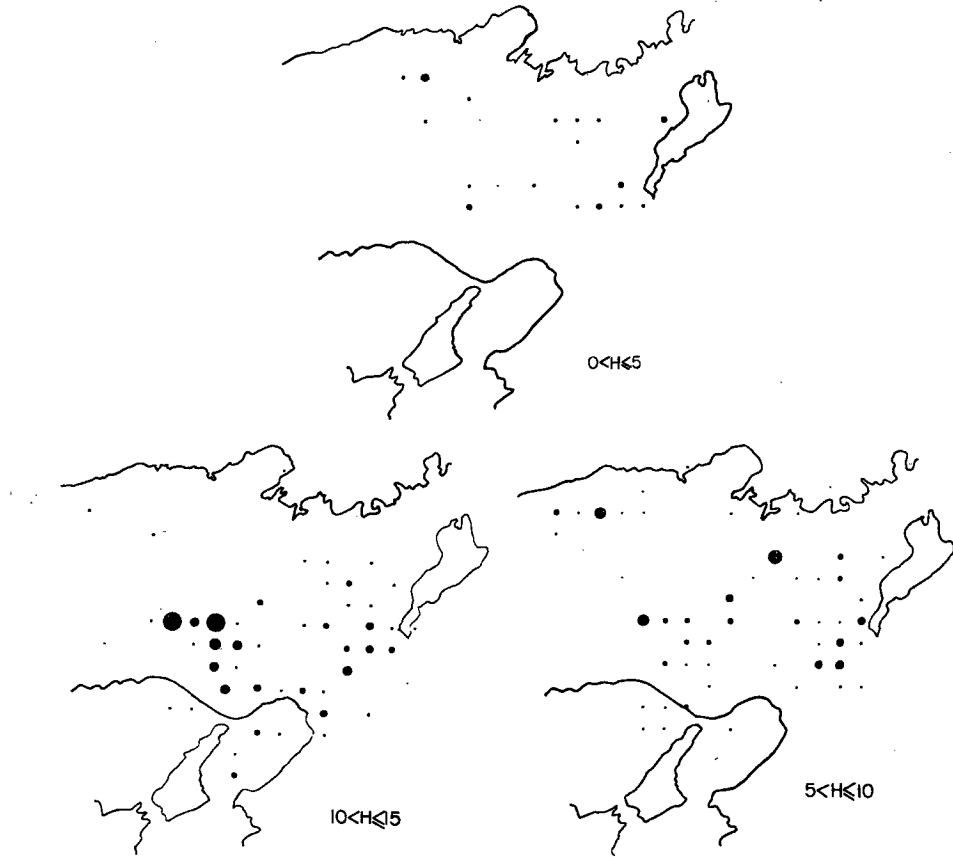


Fig. 3 Distribution of focal depth. Diameter of each circle is proportional to number of earthquakes generated in each mesh of $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$.

Fig. 2 に示される震央分布は、前報⁹⁾に示した1964年8月から1965年6月までの10カ月間の分布図とそれほど変わったところはない。

ここで震源決定の対象とした地震は、Fig. 2 において2つの大きな円弧で囲ってある部分であるが、この部分の左(西)方と上(北)方の部分には全く震央がプロットされていない。この事は前報⁹⁾にも指摘しておいたことであるが、兵庫・岡山県境あたりから西と、日本海の沿岸部で地震活動が極めて低いことを示すものである。OY を中心とする円形部分にも、前に述べたように⁹⁾、多少の地震はあるが活動度はかなり低い。

一方地震活動の盛んなところは、大きく見ていくつかの帯状の地域に分けられるのではないかと思われる。すなわち淀川に沿ういわゆる淀川地震帯¹⁰⁾、HM の東北方から IZ, MZ にかけて南西に延びるもの、および丹後半島あたりから鳥取の西方にまで東西に延びるものの3つの帯状地域と、これらに交叉する、FO, MZ を通りほぼ南北に延びるものとなる。

更に又、この分布図において、震央分布の有様が、ほぼ HM と IZ を結ぶ線を境として、その南東側と北西側とで異なっているように見える。すなわち南東側では、淀川地震帯や HM の北東方から東方にかけての地域のように、地理的にかなり巾広かつかなり均等に分布しているに反して、北西側では、分布がか

なり極限されてきて、塊状あるいはそれをつなぐ細い帯状となる傾向がある。例えばいわゆる鳥取余震域や、MZ から FO へかけての地域にその傾向が明らかである。このことは、後節で述べるような地震発生状態の種々の地域差と考え合せて、两部分の地震発生の性質—地殻の性質あるいは起震応力の状態などが異なっていることを示唆するものではないかと考えられる。

2) 震源の深さ

一般に云って、この地域の震源の深さはかなり浅く、20 km を超えるものは非常に少ない。しかも大部分が 5~15 km 位の深さに集中している。このことは、この地域の地震の大部分が crust の内部に、しかも主として granitic layer (P波速度 6 km/s 程度の層) の内部に起っているということである。このことは Fig. 3 によって明らかであろう。これらの図では、地域を 10 km 毎のメッシュに分け、各メッシュ内での地震個数を深さ別に数えたものである。これらはまだ資料数が十分でないのでもういはいえないが、この地域のどの地震帯も南部に行くに従って深くなる傾向をもつように思われる。

3) S-P 分布

上に述べた震央分布は、少なくとも 3 点あるいはそれ以上で観測された比較的大きな地震の分布である。当然のことであるが、1 点あるいは 2 点でしか観測されなかった小さい地震の数はずっと多いのであるから、Fig. 2, 3 が小さな地震まで含めたの seismicity map であるとは必ずしも云えない。しかし Fig. 4 によれば、近似的には極めて小さい地震まで含めた分布図と考えても、そう大きな間違いではないと思われる。Fig. 4 は各観測点における、 $S-P \leq 4\text{sec}$ の地震の S-P 分布である。実線は観測総数、点線はそのうち少なくとも他の 2 点で観測された比較的大きな地震の分布である。大体の形は両者よく一致していると云ってよからう。ところどころに小さい地震の異常に多い部分があるがこれは群発地震であって小地震は主

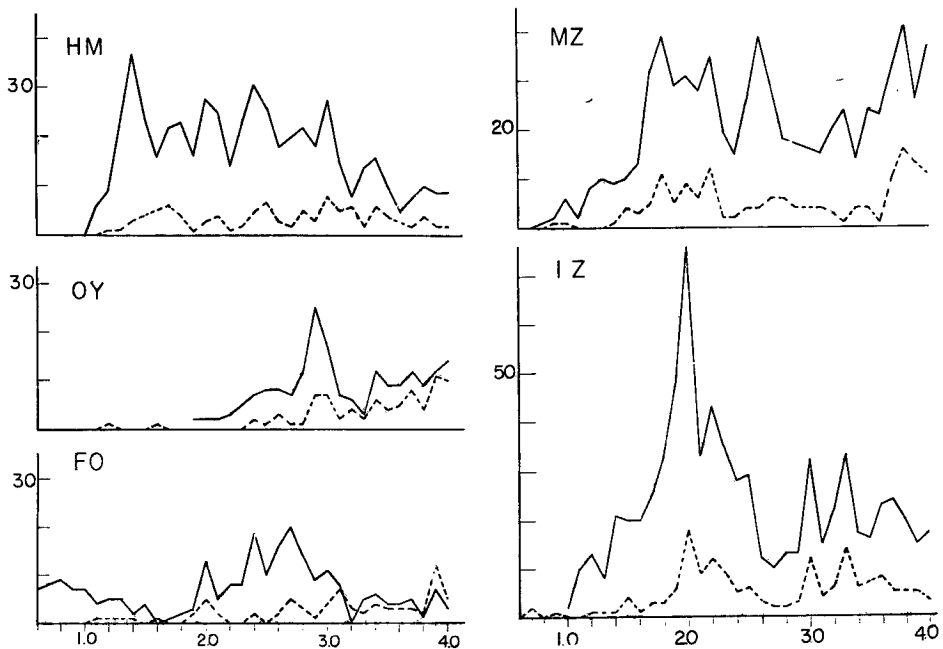


Fig. 4 S-P distribution. The full line shows the distribution of total earthquakes observed, and the dotted line that of relatively large earthquakes observed at more than 3 stations.

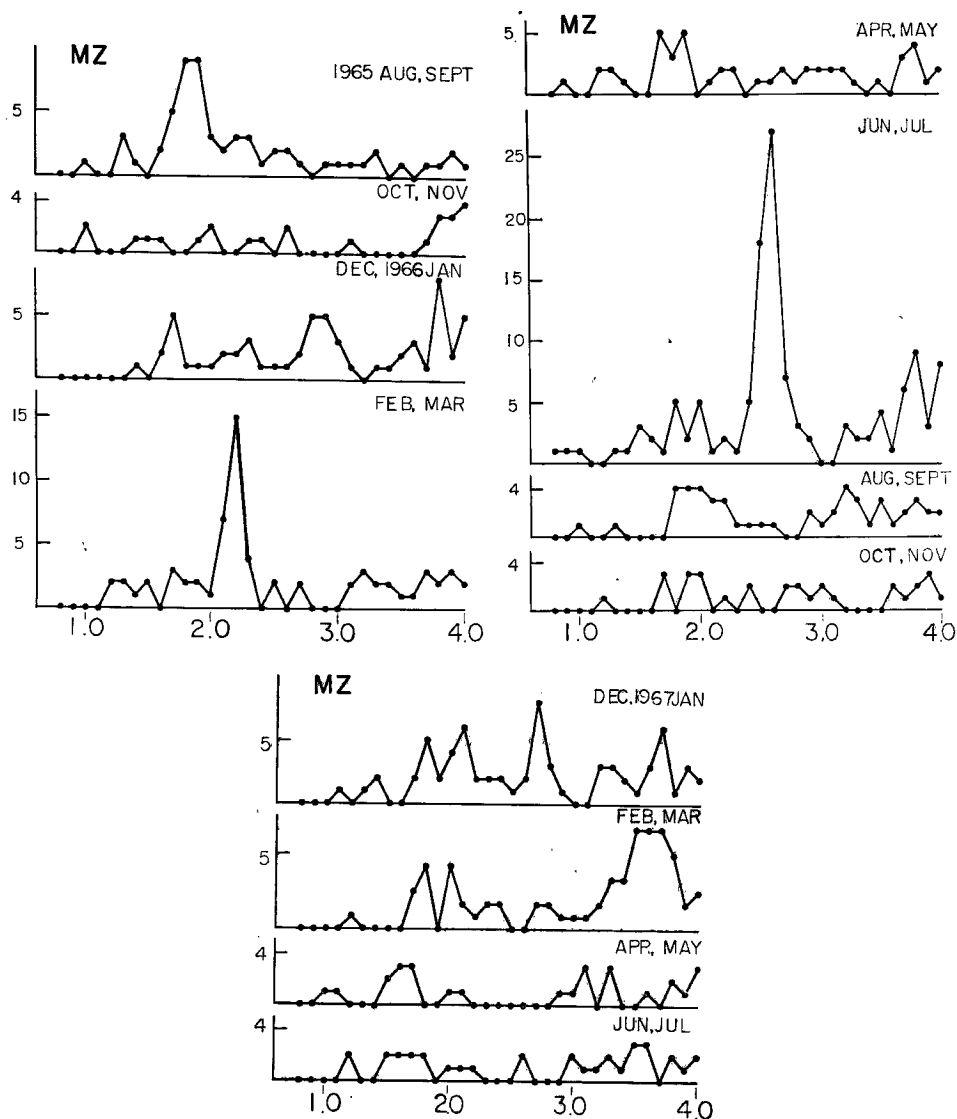


Fig. 5 Time variation of S-P distribution at MZ.

震と殆ど同じ地所で起ると考えてよい。従って、Fig. 2, 3 はかなり小さい地震まで含めた seismicity map と考えて差支えないであろう。

Fig. 5 と 6 に、S-P 分布の時間変化を調べるため、MZ, HM の 2 点において、2 カ月毎にまとめた分布が示してある。

3. マグニチュード

1) マグニチュードの決定

特に微小地震のマグニチュードの決定には、いろいろの問題があることを前報¹⁴⁾に述べた。これらの問題

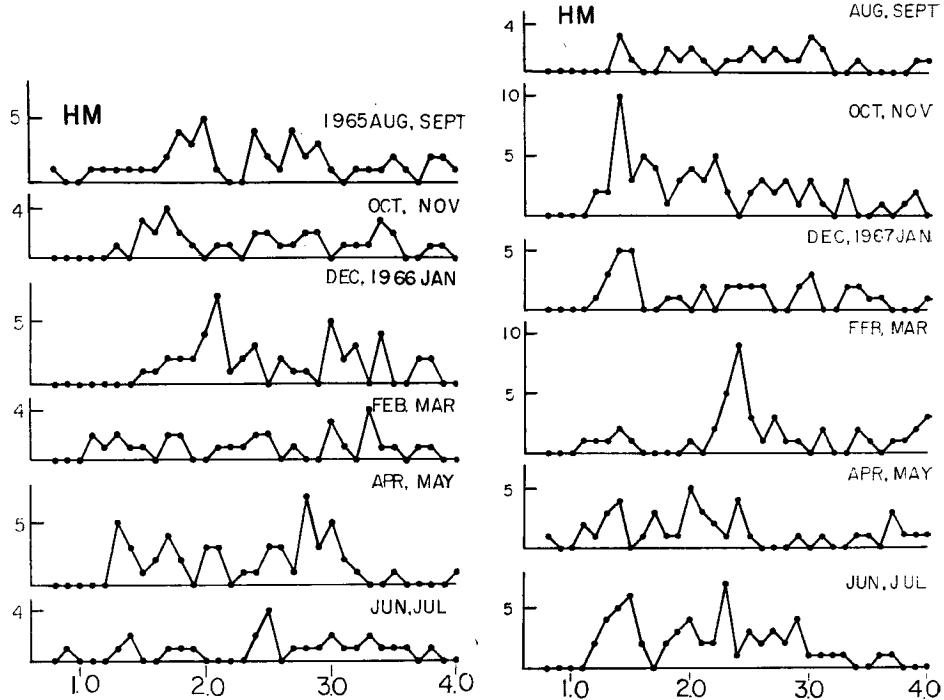


Fig. 6 Time variation of S-P distribution at HN.

点は未だ解決に到っていないが、前報に述べたのと同じやり方で、これらの地震のマグニチュードを調べよう。マグニチュードの決定に用いた方法は、前報と同じく村松の式によった、すなわち

$$M = 1.25 \log V + 2.5 \log r + 1.0$$

ここに、 V : 3成分のうち最も大きい最大幅巾 (kine),
 r : 震源距離 (km),

である。ただし今回の場合は、5点の観測室の内3成分観測をしているのは2観測室(1967年4月より3観測室)、他は上下動1成分なので、観測室間の比較のためには、上式の V の値として上下動の最大振巾を用いる方がよい。前報に述べたように、水平動の最大振巾は上下動の2~4倍程度と考えられるので、上下動の最大振巾を用いて求めた M の値に一律に0.5を加えてマグニチュードとした。

この結果によると、観測された地震のマグニチュードは、大体-1.5~3の程度である。2年間にこの地域で起った最も大きい地震でもせいぜい3であって、それ以上のものはなかったと思われる。1点あるいは2点でしか観測されない地震では、発震機構その他の影響でマグニチュード決定はかなり不確かであるが、3点以上で観測されたものについては、少なくとも相互比較のためにはある程度信用できると思われる。こ

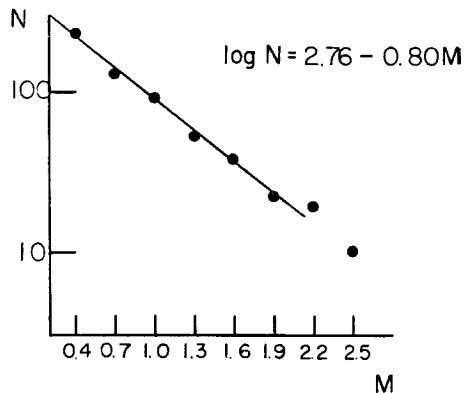


Fig. 7 Gutenberg-Richter' relation.

の点をチェックするため、比較的信頼性が高いと思われた $M \geq 0.3$ の地震をとり上げ、Gutenberg-Richter の関係を調べた。Fig. 7 に見るように、プロットされた値はかなりよく直線に沿っており、 b の値は 0.80 でもっともらしい。従って絶対値にはなお問題があるとしても、比較のためには、十分用いるであろう。

このようにして求められたマグニチュードを用いて、各地域および各深さにおけるエネルギー発散の分布を作ることは興味あることであるが、この問題も、震源決定が完了して後に取扱うことにする。

2) 石本—飯田の関係

石本—飯田の関係式における m の値が、媒質の性質や応力の作用状態によって変ることは茂木の実験的研究¹²⁾によって示されているし、実際の地震についての同種の研究も発表されている¹³⁾。又 m の値と地震活動度との関連についての研究も、松代群発地震を好適の材料として種々行なわれている¹⁴⁾。従って石本—飯田の m あるいは Gutenberg-Richter の b の値の、地域性や地震活動と関連した時間変化などの有無の問題は、微小地震の常時観測でも重要な研究課題の1つであると思われる。

本論文においては、問題としている地域を以下のように分割することにしよう。

先に述べたように、微小地震の空間分布は地域的に多少異なっているように見える。又後節に述べるように、時間的分布の様子もそれに応じてある地域性を持つようである。尚実際に見ても、微小地震の刻々の活動状態を知るためには、特定の観測点のみで観測される多数の極微小地震から情報を引出すことが必要であり、そのためにも、それぞれの観測点附近での地殻の性質や地震発生状態を調べておくが必要になるのである。

以上のような観点から、ここでは、Fig. 10 に見るように、観測点を中心とし、 $S-P=4$ sec (約 32 km) を半径とする半球をそれぞれの観測室の“近傍”と呼ぶ。Fig. 2 における花形の囲いもこの半球群の外廓を示している。このようにすると、淀川地震帯を除けば、今取扱っている地域で起る地震の大多数を包含できて都合がよい。

さてこのようにして作ったそれぞれの観測室の“近傍”における石本—飯田の関係を作ると、Fig. 8 の如くなる。 m の値が統計的に異なるか否かについては、厳密な資料の検討と適当な検定が必要なのはいうまでもない。今回の場合は、資料の検討がやや不十分であって厳密な取扱いはできないから、 m の値の地域差の有無を論ずることはできない。しかし、この論文のいろいろの結果から見て、特に MZ (1.70) と HM (1.47) の間の差が有意であると考えても、お互いに矛盾するものではないように思われる。

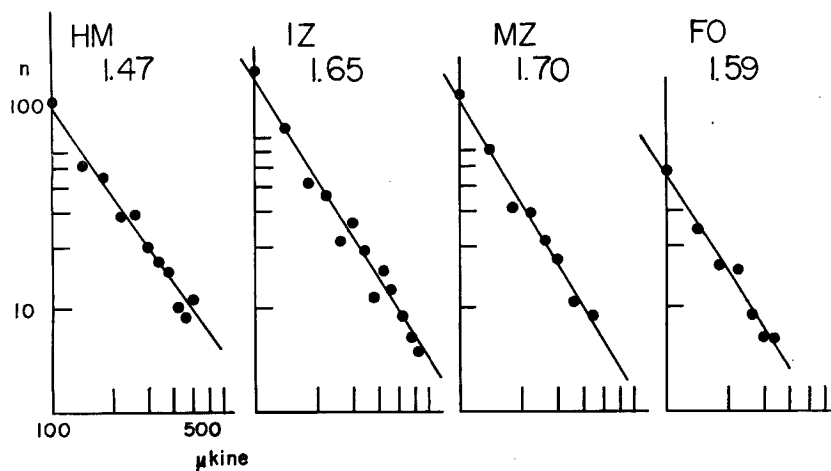


Fig. 8 Ishimoto-Iida's relation at each station. The data used are limited to earthquakes of $S-P$ smaller than 4 sec at each station.

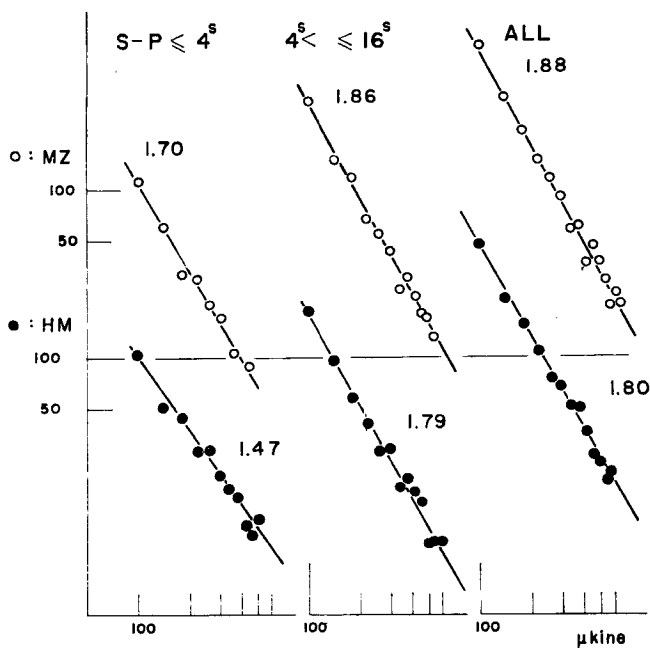


Fig. 9 Ishimoto-Iida's relations at 2 stations, in which three ranges of S-P are adopted in order to examine the variation of m with difference of S-P.

尚前報¹⁵⁾において求めた m の値は、全観測室において一致して2.0であった。この場合は観測された全部の地震についてのものであったので、Fig. 8 と直ちに比較することはできない。そこで、S-P の範囲を3通りに区切って、 $S-P \leq 4$ sec, $4 \text{ sec} < S-P \leq 16$ sec, および観測されたすべての地震の3つの場合について、HM と MZ におけるそれぞれの m の値を求めて見た。その結果を Fig. 9 に示す。両観測室における、観測全地震についての値は、よく一致し1.8~1.9となる。 $4 \text{ sec} < S-P \leq 16 \text{ sec}$ の場合も両観測室での m の値の一致はよい。両観測点とも、S-P の値が小さくなるにつれて、 m の値が小さくなる傾向がある。しかし $S-P \leq 4 \text{ sec}$ の場合のように大きい m の値の違いは他に見られないので、この場合の不一致はやはり地域差の存在を示しているように見える。

4. 微小地震の活動度

この節においては、上に定義した各観測室の近傍毎に、発生する地震数とその時間的変化、発散エネルギー、比較的大きな地震と小さい地震の数との関連などについて述べる。

まず、最も簡単に seismicity を表わす量は、云うまでもなく発生する地震数である。Fig. 10 に、それぞれの観測室近傍での月平均発生数を示す。この図には、比較のため、全く同じ観測システムにより、又はほぼ同じ感度で観測を行なっている和歌山微小地震観測所管下の観測室における結果をも加えてある。ただし鳥取管下の FO, OY, MZ, IZ, HM の5点については1965年8月~1967年7月の2年間 (FO のみ1966年1月~1967年7月)、和歌山管下の観測室については、1965年1月~6月の6ヵ月である。この図から、近畿地方北部の問題の地域における地震発生数 (特に crust 内の) は、ほぼ紀伊半島南端部乃至東部と同程度のものと云えるであろう。和歌山・海南地域や日高地域は、発生数が1桁多い。

次に鳥取管下の4観測室の近傍における、微小地震の活動状態を示す。Fig. 11 はそれぞれ、月毎のエネルギー発散 E (下段、縦軸は任意)、発生地震数 n (中段、点線は平均)、および観測地震数の積算 N (上

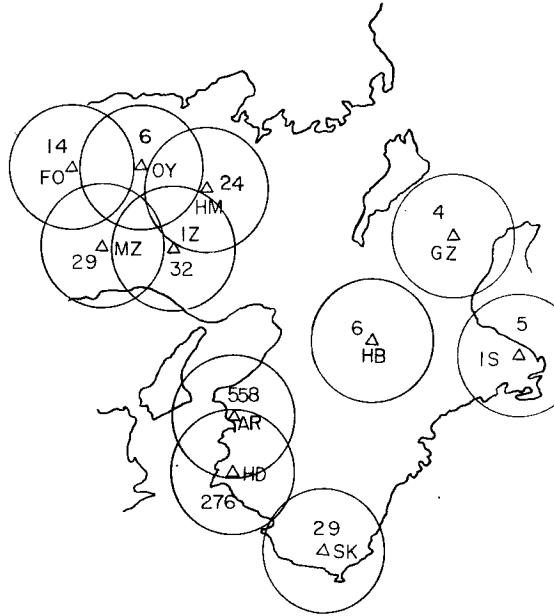


Fig. 10 Monthly mean number of earthquakes observed at Tottori and Wakayama Microearthquake Observatories.

段)を示す。

これらの図は月毎の合計の時間変化であるから、微小地震活動の消長を論ずるには少し時間の尺度が荒すぎるかも知れない。反対に、例えば IZ の地震数の積算に見られる1966年6月頃の勾配の変化が有意のものか否かなどの問題については、もう少し長い年月を必要とするであろう。

5. 時系列としての微小地震発生

前節もそうであったが、この節では微小地震発生の時系列を主として考えて見る。

1) 群発地震の発生

各観測室で観測される地震について非常に顕著なことは、地震発生の時系列が地域によってかなり異なるということである。このことを一つの見方に従って表にしたのが **Table 1** である。微小地震は、時間的にも空間的にもかたまて起ることがかなり多いが、そのかたまり具合は、我々の場合、時間的にはそれぞれの時間差が6時間程度以内、空間的には S-P の差が $\pm 0.5 \text{ sec}$ 程度以内におさまることが多い（もちろん、これらは観測網および観測計器の函数であるが）。従って、仮りに時間間隔6時間以内、S-P の差 0.5 sec 以内を群発の条件として、そのような条件の下に何個の地震が続いて起るかを示したのが **Table 1**

Table 1

Station	Total Number	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	>13	1	>2
HM	584	59	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75%	25%
IZ	762	58	20	10	0	0	3	0	0	0	3	0	0	66	34
MZ	728	51	19	7	4	0	2	1	0	1	1	1	2	57	43
FO	266	24	2	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	71	29

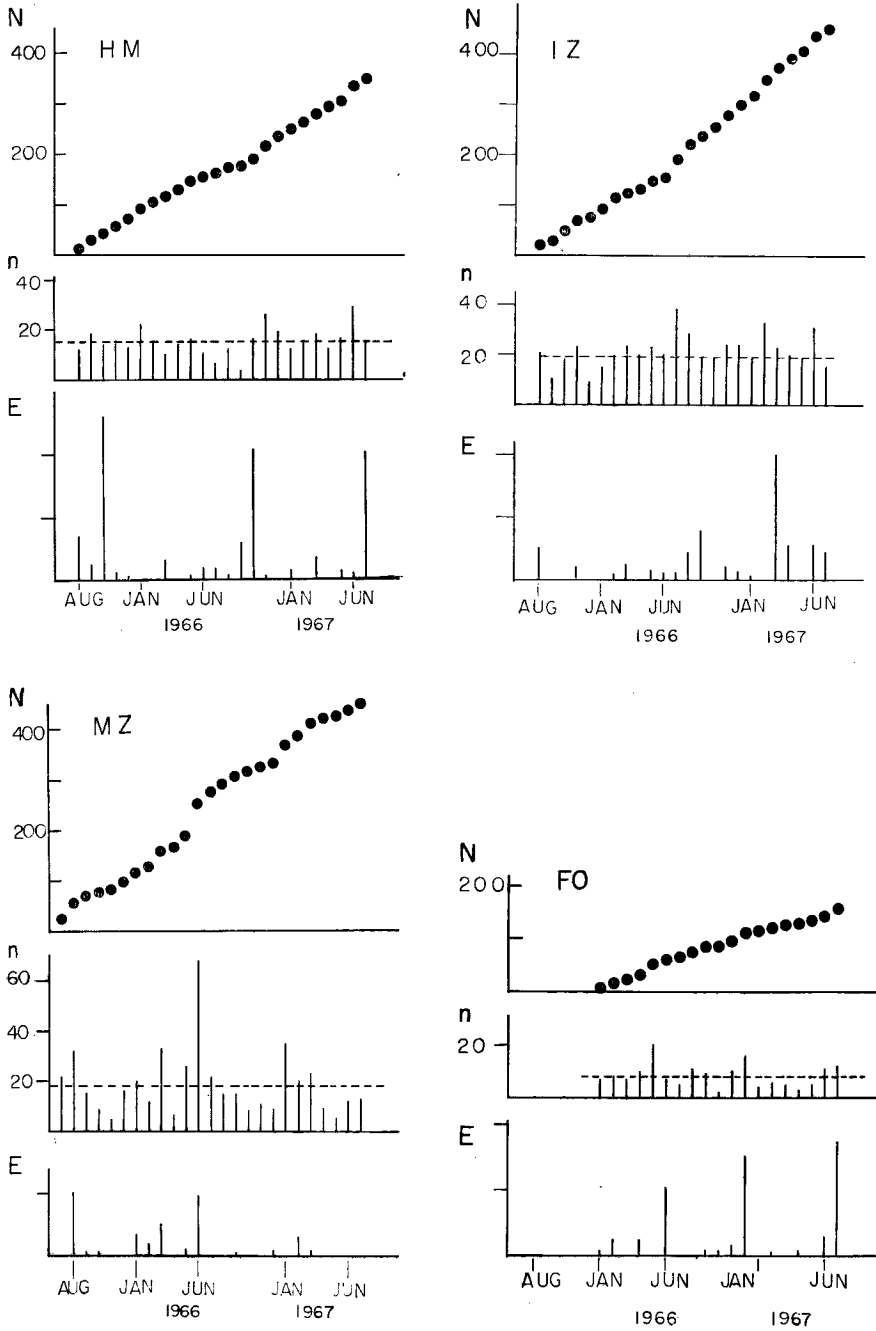


Fig. 11 Seismicity at each station. In each figure, are shown the seismic energy release (lower, the ordinate is arbitrary), monthly number of observed earthquake (middle, the dotted line shows the mean) and accumulated sum of number (upper).

である。すなわち最上欄の2, 3, 4……は、それぞれ2個, 3個, 4個……の地震が続いて起ることを意味し、その下に組数を書いてある。最後の2行は、それぞれ単発地震および2個以上かたまって起った地震の数の割合を示す。HM と MZ との差異は明らかである。MZ では群発が極めて多く、従ってそれに附随して極微小地震の数が特によく増える。このことから考えて、HM と MZ の近傍での石本-飯田の m の値の差は有意と考えるべきであろう。

これらの群発地震がどこで起るかは興味ある問題である。計算の都合上ここでは震央分布を示すに止める。5個以上続いて起った群発地震の中、その中に3点以上で観測された地震が含まれているものを選び、その震央を Fig. 12 に示した。ただしこの図においては、Table 1 の規定にこだわらず、一連のものを見なせるものは1組と考え、又1965年6月の3組の群発地震、浜坂附近のもの¹⁶⁾、氷上附近のもの、および三日月附近のものも加えてある。図の黒丸のうち、大きい黒丸は15個以上の特に顕著なものである。

この主な群発地震の震央分布図は、Fig. 2 に示した全地震の震央分布図とはかなり異なっている。まず、群発地震の起る場所は、一般の震央分布に比べて、かなり狭い帯状の地域に極限される。すなわち、OY の北西(浜坂群発地震¹⁷⁾の起ったところ)から始まり、FO・MZ を通るものと、HM 附近に始まり IZ から MZ へ延びるものがあり、両者は IZ と MZ の中間あたりで合致しているように見える。このような群発地震の分布図は、あたかも2本の帯状地域で表わされ、MZ・IZ の中間あたりで交叉しているような観を呈している。IZ・MZ の交叉点あたりには、大きな黒丸が多くかなり複雑な様相を呈しているのは、このことを示しているのではないであろうか。又、この2本の“群発地震帯”の先端にあたる浜坂附近と氷上附近に、大きな群発地震の起っていることは興味深い。

Fig. 12 に示した群発地震頻発地域は、MZ・IZ から FO にかけての部分では Fig. 2 に示した全地震分布図と一致しているが、両者がかなり異なる部分も存在する。例えば、鳥取附近から西方には、このような大きな群発地震が起っていない。又 HM の東方及び東南方にかけては群発地震の発生が見られないが、この地域は、前に述べたように、地震の分布の有様が西方地域と比べて、空間的により巾広く且均等に分布しているところである。

以上のような一般の地震と群発地震との空間分布の差は非常に興味のあることと思われ、両者の発生メ

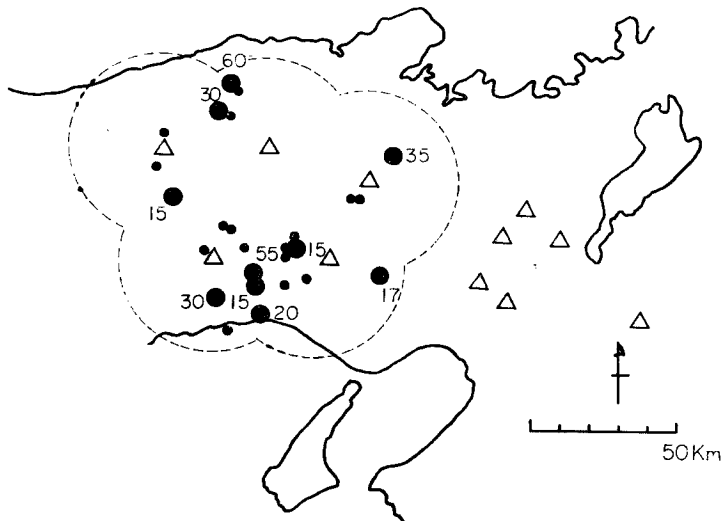


Fig. 12 Distribution of main swarms of microearthquakes. Large and small circles denote major swarm containing the shocks more than 15, and minor one less than 15, respectively.

カニズムをくわしく調べること、地質学などとの関連を研究することなどは今後の重要な課題であると思われる。

2) 地震発生間隔の分布

地震発生間隔の分布あるいは地震発生個数の分布については、茂木の実験的研究¹⁹⁾、友田の火山地震についての研究¹⁰⁾その他多くの研究が発表されている。微小地震の常時観測においては、この問題は特に重要なものあろうと思われる。

微小地震のように、かなり広い地域に、時間的にも空間的にも連続して発生している場合には、どの程度の地域および期間で区切るかが大切である。今回は微小地震発生の大掴みな性質を調べるのが目的であるから、地域的には前に述べた各観測室を中心として $S-P \leq 4 \text{ sec}$ の範囲を、期間としては1965年8月から1967年7月までの2年間全部をとることにしよう。この2年間において、それぞれの小地域内では微小地震が定常的に発生していると考えて、発生間隔分布を調べる。発生間隔の級間としては一応6時間とする。Fig. 13 はそれぞれの小地域における、時刻 t から ∞ までの累積頻度分布を示している。時間間隔の小さい所を除くと、かなりよく直線によって表わされることがわかる。特に HM や IZ については、 τ の小さい所まで直線性はかなりよい。このことは、時間間隔に対して、指数分布、

$$\phi(\tau) = \mu e^{-\mu\tau}$$

が近似的に成立ち、 μ がほぼ一定であることを示すものである²⁰⁾。

一方、MZ や OY については、 τ の小さいところで強く上方に凹に弯曲し、1本の直線で表わすことができない。このことは、これらの場合は1つの定常状態とは考えられないことを意味している。しかし、これが群発地震の影響であることは、例えば MZ において Table 1 に示した3個以上の群発地震を除いて発生間隔分布を作ってみると、Fig. 14 に示すように τ の小さいところまで直線性が非常によくすることによって判るのである。このことは群発地震と一般の地震とが、それぞれに独立な2つの系列であることを示す

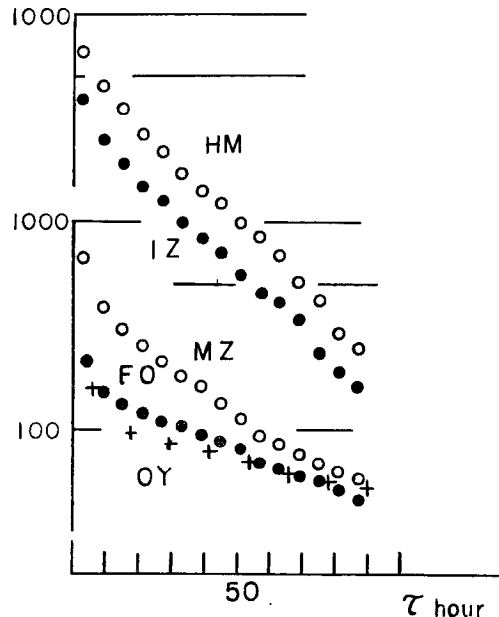


Fig. 13 Distribution of time interval of earthquake occurrence. The ordinate shows the accumulated sum from time t up to ∞ .

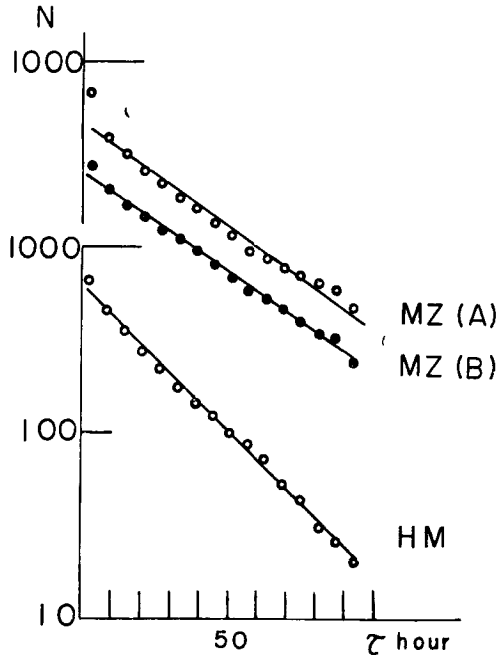


Fig. 14 MZ(A) contains the earthquake swarm. In MZ(B), swarms of more than 3 shocks are omitted.

ものであろう。従って MZ 附近のような群発地震の頻発地域では、seismicity の研究において、特にこれら 2 種の系列を区別して考えること、そして両者の関係を明らかにすることが重要である。

著者の一部が前に行なった浜坂の群発地震系列の研究²¹⁾において、余震系列の発震機構が、その地域に定常的に発生する地震のそれと異なること、更に前者は時とともに変化して次第に定常的地震の発震機構に近付くことを述べた。このことは、群発地震と定常的地震の関係についての 1 つの資料であると考えられるが、更にくわしく研究を進める必要があろう。

6. 結 び

本論文においては、微小地震発生の性質を明らかにする上において、最も根本的な問題であるという考えに基づき、主として微小地震の空間および時間分布の性質について述べた。主な点を列挙すれば次の通りである。

(1) 前報の如く、微小地震の空間分布はかなり特徴的である。微小地震活動の特に盛な地域は、大きく見て、放射状の 3 つの帯状の部分と、これらに交わる 1 つの帯状地域で表わされる。一方地震活動の極めて低いかかなり大きな部分がある間に存在する。震央分布は、近畿北半部の中、東部と西部ではやや様相を異にし、東部では比較的巾広く均等に分布するが、西部では塊状あるいは帯状につながる傾向がある。

(2) 各観測室の近くのみに限って見ると、その範囲内での微小地震活動にはかなりの地域性が見出される。例えば、石本一飯田の関係式の m の値は、1.47~1.70 位の差があり、これは恐らく有意であろう。

(3) 1965年8月から1967年7月までの2年間にこの間にこの地域で起った地震の最大のマグニチュードは 3 程度である。又この観測網では -1.5 程度までは観測可能である。

(4) 群発微小地震は、この地域の全地震の分布と比べて、地域的にかなり限られた細い帯状地域に分布する。特に MZ と IZ 附近で群発地震の発生が多く、反対に HM 附近や鳥取地震余震域などでは大きな群発

地震は極めて少ない。

(5) 各観測室の近傍に限って地震発生間隔分布を調べると、群発地震を除くと、各小地域ではほぼ定常的に微小地震が発生している。群発地震はこれらの定常的微小地震と独立な系列と考えられる。

(6) 以上の結果、微小地震発生の性質を更に詳しく調べるためには、各地域における微小地震の空間的・時間的分布の総合的な考察が先ず必要であると思われる。

最後に、微小地震記象の読取・整理および験震表の作成に、多大の努力をされている古賀光子・羽倉妙子・平井栄子・矢部征・中尾節郎の諸氏、又各観測室における煩雑な観測業務をお引受頂いている、三日月観測室屋部光崇、船岡観測室小倉龍一、氷上観測室細見五郎、大屋観測室四方恒男、泉観測室上中善信の諸氏に厚く感謝の意を表したい。

参 考 文 献

- 1) Seismological Bulletin of the Western Network of the Tottori Microearthquake Observatory. 1965年4月より発行, 1967年7月まで発行済。
- 2) 岸本兆方・橋爪道郎・尾池和夫, 近畿地方西部における微小地震活動について, 京大防災研究所年報第9号, 昭和41年3月, 27—45
M. Hashizume, K. Oike and Y. Kishimoto, Investigation of Microearthquakes —Seismicity and mechanism of their occurrence—, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 15, Part 3, 1966, 35—47
- 3) loc. cit. 2)
- 4) 橋爪道郎・岸本兆方, 微小地震の震源の求め方について, 京大防災研究所年報第10号A, 昭和42年3月, 35—41
- 5) loc. cit. 2)
- 6) 橋爪道郎他, 第1回, 第2回倉吉爆破および花房爆破観測より得られた西部日本の地殻構造, 第2部 西日本の地殻構造, 地震, 第2輯, 第19巻, 1966, 125—134
- 7) loc. cit. 2)
- 8) loc. cit. 2)
- 9) loc. cit. 2)
- 10) K. Okano and I. Hirano, Micro-earthquakes Occurring in the Vicinity of Kyoto (1), Special Contr., Geophys. Inst., Kyoto Univ., No. 4, 1964, 63—74
- 11) loc. cit. 2)
- 12) K. Mogi, Magnitude-Frequency Relation for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes (2nd Paper), Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 40, 1962, 831—853
- 13) 宮村撰三, 地震活動と地体構造, 地震, 第2輯, 第15巻, 1962, 23—52
- 14) 岸本兆方・尾池和夫・見野和夫, 松代群発地震の2, 3の性質について, 京大防災研究所年報第10号A, 昭和42年3月, 43—50
K. Hamada and T. Hagiwara, High Sensitivity Tripartite Observation of Matsushiro Earthquakes. Part 3, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 44, 1966, 1665—1687
Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquakes, Matsushiro Earthquakes Observed with a Temporary Seismographic Network, Part 3, ditto, Vol. 45, 1967, 197—223
- 15) loc. cit. 2)

- 16) Y. Kishimoto and M. Hashizume, On the Mechanism of Earthquake Swarm at Hamasaka, Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 16, Part 1, 1966, 41—55
- 17) loc. cit. 16)
- 18) K. Mogi, Study of Elastic Shocks Caused by the Fracture of Heterogeneous Materials and its Relations to Earthquake Phenomena. Bull, Earthq. Res, Inst., Vol. 40, 1962, 125—173
- 19) 友田好文, 地震の時間々隔の分布およびこれと地震動の最大振巾の分布との関係に関する統計的記述, 地震, 第2輯, 第7巻, 1954, 155—169
- 20) 平田森三, 物理学における統計的現象 (II), 応用統計学, 金原出版, 昭和33年, 11・01
- 21) loc. cit. 16)