



Title	6 . 松代群発地震のP波のスペクトラム
Author(s)	鈴木, 貞臣
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 20, 91-99
Issue Date	1968-09-20
DOI	10.14943/gbhu.20.91
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/13946
Type	bulletin (article)
File Information	20_p91-99.pdf



[Instructions for use](#)

6. 松代群発地震のP波のスペクトラム

鈴木 貞 臣

(北海道大学理学部地球物理学教室)

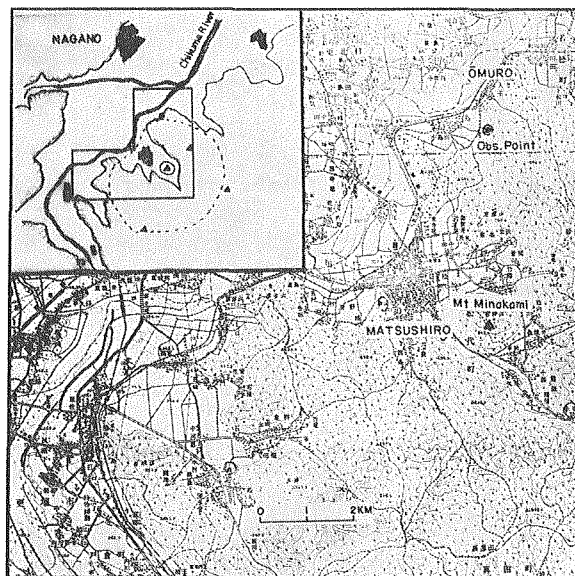
—昭和43年5月受理—

I. ま え が き

1966年1月、長野県長野市大室にて、松代群発地震を観測した。ここではその記録を基として、P-S time 頻度分布、石本一飯田の関係式を導き出した後、特にP波のスペクトラムについて調べた。1 c.p.s. 上下動のピック・アップからの利得を高、中、低倍率の3段階に分けて増幅し、磁気テープに記録することによって、ダイナミックレンジを広げてある。こうすることによって、震源位置の決った61個の地震の波形をフリ切らずに記録することに成功した。P波のスペクトラムは観測点からみた震源の方位角、震源距離およびマグニチュードによってその形が変化することが分かったので、その変化を統計的に処理することによって定量化に近づけることを試みた。

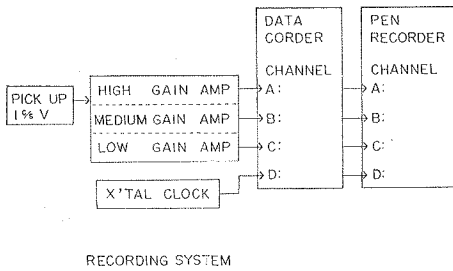
II. 観測方法および観測装置

1966年1月11日から1月20日まで、毎日20時より翌日の4時まで連続観測を行なった。観測場所は長野県長野市大室善福寺境内 (N 36°35', E 138°18') である (第1図)。



第1図 観測点の位置

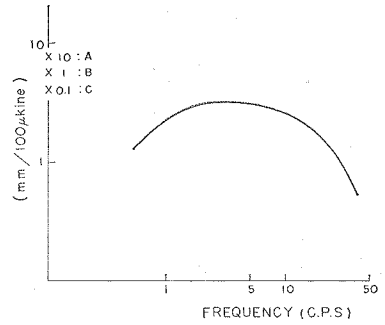
Fig. 1. Observation point.



RECORDING SYSTEM

第2図 観測装置

Fig. 2. Block diagram of the recording system.



第3図 記録系の総合周波数特性

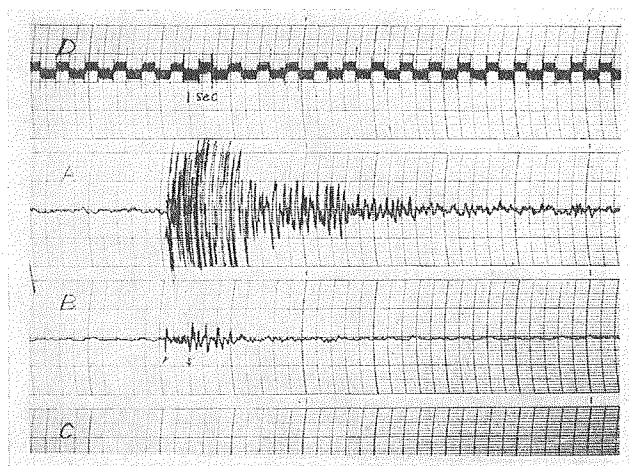
Fig. 3. Over-all frequency response curve of the velocity seismometer.

観測装置は微小地震から有感地震まで ($0 < M < 4$) の地震波形をフリ切れずに記録するために、次のような装置を用いた。ピック・アップは電磁式 1 c.p.s. 上下動 1 つのみを使用し、特殊に設計された増幅器を通すことによって増幅度を高、中、低の 3 段階に分け、それをデータレコーダーのテープに記録し、それをペンレコーダーで再生した。この経過を第 2 図に示す。

この記録系の総合振幅特性は第 3 図に示される。

III. 地震記録の概観

得られた地震記象 (上下成分) のほとんど全部が、P 相、S 相両方とも立上りが明瞭であり、上下成分の最大振幅の約 60% が P 相での振幅となっている。P 相の立上りはほとんどが「押し」である。気象庁や東大地震研究所で得られた松代群発地震群の P 波初動分布から推定すると、この観測点は「押し」の地域に入っているが、これは今回の観測事実と合っている。



第4図 上下動地震記象の例

Fig. 4. A typical seismogram of the vertical component.

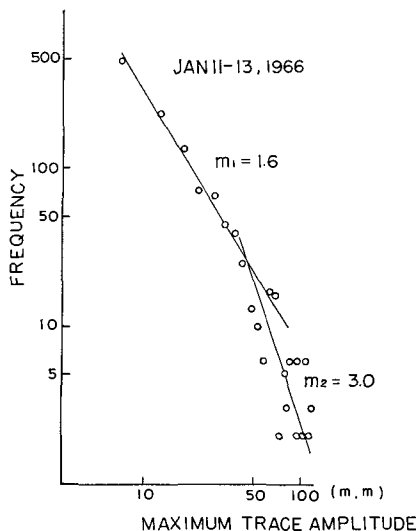
典型的な地震記象を第 4 図に示した。第 4 図の記象は A, B および C チャンネルとも同じ記象であるが、倍率が C, B, A と移るにつれそれぞれ 10 倍ずつ増している。

IV. 地震の発生頻度と最大振幅

地震の数は、最大速度振幅（上下動）が μ kine 以上の地震については、12 月 11 日から 12 日の 12 時間の平均をとると、1 時間当たり 95 個記録された。次に地震の発生頻度と記録紙上の最大振幅との関係、つまり石本—飯田の関係式をグラフにプロットすると第 5 図になる。この関係を直線で表わすと、石本—飯田の係数 m は 1.6 と 3.0 の 2 つになるように思える。 $m=1.6$ の方ははっきりと分るが 3.0 の方の直線は地震のサンプリングの数を増さないとはっきりしたことは云えない。ここでの記録系はダイナミックレンジが広いので、地震のサンプリングの数を増すことによって上述の不明確さをはっきりさせることができよう。

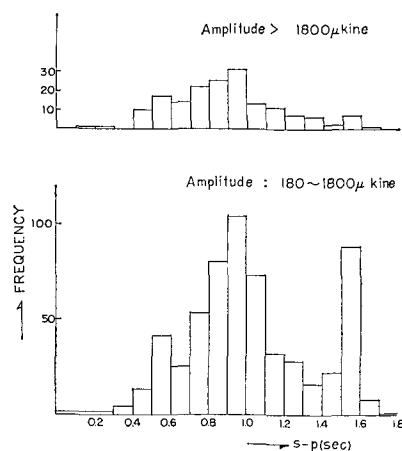
V. P-S time 頻度分布

12 月 11 日から 13 日の 3 日間に観測された地震の中で、P-S time がはっきり分り、誤差が大きくとも 0.05 秒以内であるものの地震の頻度を第 6 図に示した。ここでは、180~1800 μ kine のものと 1800 μ kine 以上のものとを分けてある。これらの図を見ると、0.9 秒付近を中心として、ほとんどの地震が 0.5 秒から 1.3 秒までの間に分布している。震度の小さい地震 (180~1800 μ kine) では 1.5 秒付近にもう 1 つのピークがあるが、震度の大きい地震 (1800 μ kine 以上) では 2 番目のピークは極めて小さい。これは P-S time 1.5 秒に相当する震源距離にやはり 1 つの地震発生群があるが、その地震のマグニチュードが他と比べて特に大きいものではないことを意味している。



第 5 図 最大速度振幅と地震の発生頻度との関係

Fig. 5. Relation between the frequency of occurrence of earthquakes and the maximum trace amplitude

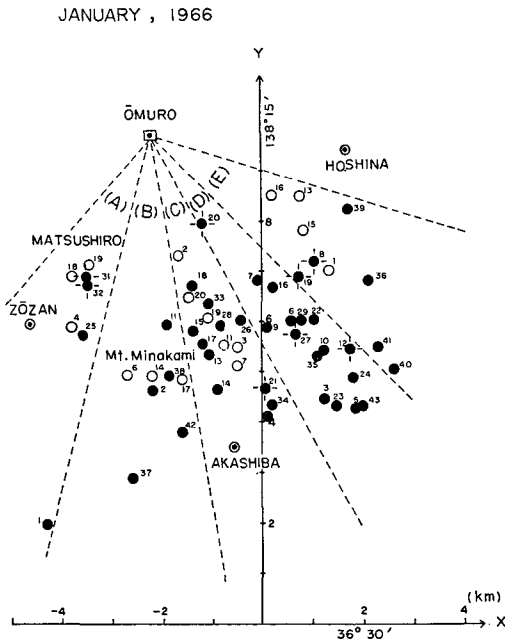


第 6 図 大室における P-S time の頻度分布

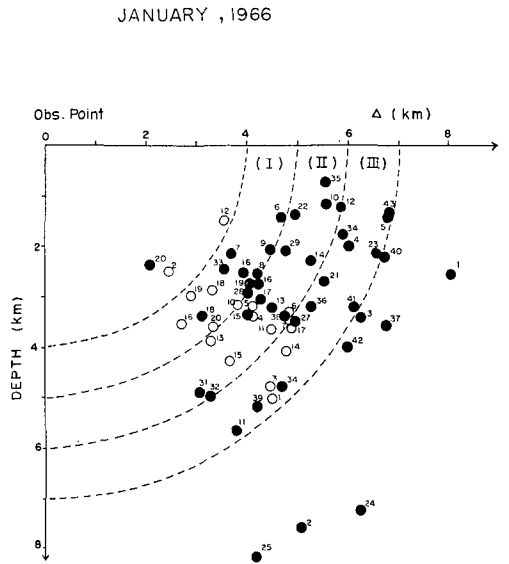
Fig. 6. Frequency distribution of P-S time observed at ŌMURO. January 11-13, 1966.

VI. 震源およびマグニチュードの決定

微小地震の震源位置やマグニチュードは、観測点が少ないと、精度良く決めることは困難である。ここでは $M > 1.6$ の地震の震源とマグニチュードは東大地震研究所 (以下震研と略す) によって決められたものを利用した¹⁾。この地震群を○群とした。 $M < 1.6$ の地震の震源は同じく震研の保科, 象山, 赤柴の3点での電磁式地震計 HES-1-0.2 のフィルムの記録から P-S time を読みとり, 地下が一様半無限媒質として震源を決定した。その際大森係数 $k=6.12$ は震研で決めたもの²⁾ を用いた。この地震群を●群とした。震源が求められた○と●群の計61個の地震の分布を第7, 8図に示した。第8図は横軸に震央距離, 縦軸に震源の深さをとってある。次に, この観測点で観測された各地震のマグニチュードを求めたいが, 上下成分しか観測していないので, 3成分の最大振幅からマグニチュードを求めることはできない。そこで, 上下動速度振幅のP波の最大振幅と震源距離から村松のマグニチュードを出す式³⁾ を使用して出し



第7図 震央の分布
Fig. 7. Distribution of epicenters.



第8図 震中距離と震源の深さとの関係
Fig. 8. Relation between epicenters and depths

- 1) Party for Seismographic Observation of Matsushiro Earthquakes and the Seismometrical Section; Matsushiro Earthquakes Observed with a Temporary Seismographic Network. Part 1, Bull. Earthq. Res. Inst., 44 (1966), 309-333.
- 2) HAMADA, K. and T. HAGIWARA; High Sensitivity Tripartite Observation of Matsushiro Earthquakes. Part 1, Bull. Earthq. Res. Inst., 14 (1966), 1213.
- 3) 村松郁栄; Magnitude の定義について, 地震, 17 (1964), 210-221.

た値を M_p とした。これは P 波のマグニチュードとすることが出来る。それぞれの地震の震源距離と P 波の最大振幅との分布が第 9 図である。

VII. P 波のスペクトラム

地震波の波形の特徴を調べる方法の 1 つとしてスペクトル解析がある。ところが一般に自然地震記象のスペクトラムは (i) 震源, (ii) 地震学的な地下の幾何学的構造, (iii) 吸収, および (iv) 地震計の応答特性等の影響を受けている

ので複雑である。しかし、松代群発地震では地震の数が多いので、スペクトラムの統計的な特徴を調べる。ここでは P 波のスペクトラムのみを調べた。

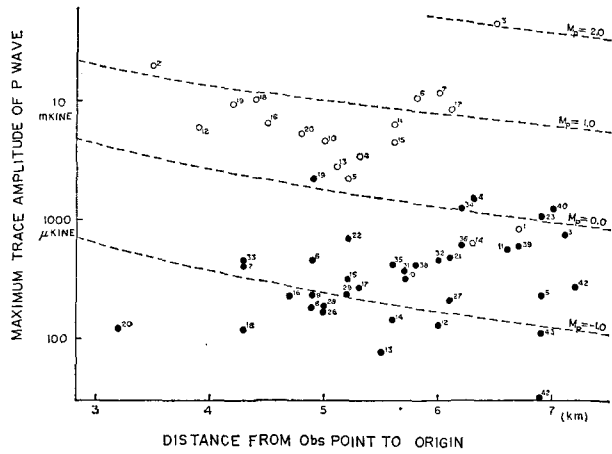
(解析方法)

解析に使用された地震は第 7, 8 図に示してある 61 個の地震である。前述の如く、P-S time の頻度分布が 0.9 秒付近をピークとしているのでも分るごとく、解析時間 T_m を P 相の立ち上りから長く取れない。ゆえに、 T_m を 0.5 秒とし、地震記象をデジタル化して、その周波数スペクトルを電子計算機によって算出した。サンプリング区間 Δt は 0.01 秒とし、振幅スペクトルは lag window⁴⁾

$$w = \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi l}{m} \right), \quad l=0, 1, \dots, m,$$

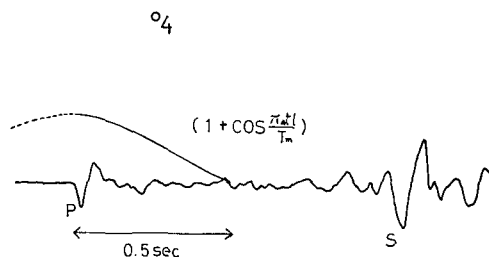
を第 10 図のごとくかけて、フーリエ解析を行ない、この結果から地震計の特性 (第 3 図) を取り去ったものを振幅スペクトルとした。

ここで m は $T_m = m \Delta t$ となるようにとった。なおスペクトルの周波数間隔は $\Delta f = 2 \text{ c.p.s.}$ で、2 c.p.s. から 36 c.p.s. まで求めた。得られたスペクトラムは一般に複雑であり、それらの特徴をみるために、方位角による違い、震源距離による変化、地震の M_p による変化、について調べた。



第 9 図 地震の震源距離と P 波の最大振幅に関する分布。数字は地震番号。

Fig. 9. Hypocentral distance and P phase maximum trace amplitude of earthquakes used for analysis.



第 10 図 解析のための window のかけ方
Fig. 10. Data window used for analysis.

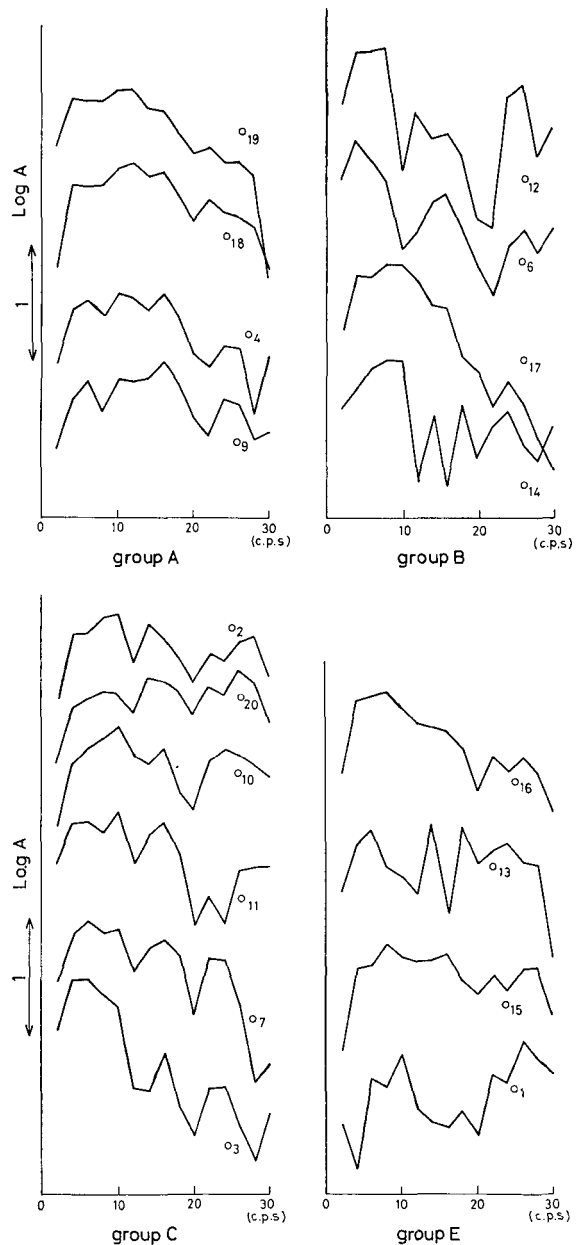
4) BLACKMAN, R. B. and TUKEY, J. W.; The measurement of power spectra. Dover Publications, Inc., New York (1958), 1.

(方位角の違いによる変化)

地震の地域的な違い、すなわち大室の観測点からみた方位角の違い、によるスペクトラムの特徴をみるために、第7図のごとく、地震を方位角別にAからE群まで区分けした。それらの地震の中で、比較的波形が単純であるO群の地震についてのスペクトラムをまとめたものが第11図である。各群を見ると、一般に、10 c.p.s. と 20 c.p.s. 付近にスペクトラムの谷が存在している。もしこれらの谷が地下構造によるとすると、地表からかなり浅い部分の構造によるものと考えられる。各群のスペクトラムを比較してみると、A, B, C群に比べてE群はスペクトラムの形が各地震で個々バラバラでそろっていない。これに反し、A群の地震のスペクトラムは比較的そろっている。もしスペクトラムの凹凸が主に地下構造によるものとする、観測点より東方向は西方向より構造が複雑であると推定されるが、地下構造が分っていないので、はっきりとしたことは云えない。

(震源距離およびマグニチュード M_p による変化)

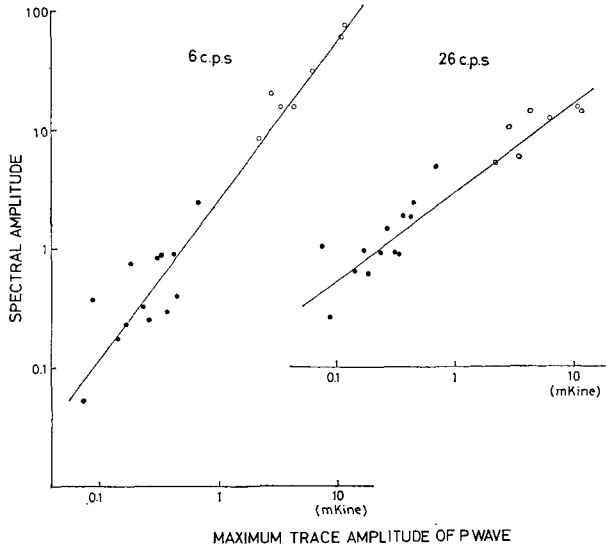
地震を震源距離 D 別に区分けをしたものが第8図である。 $4 \leq D < 5$ km をI群、 $5 \leq D < 6$ km をII群、 $6 \leq D < 7$ km をIII群とし、これら各群別に第12図のごとき図を作った。2 c.p.s. から26 c.p.s. まで、2 c.p.s. ごとに各周波数について、横軸にP波の最大振幅、縦軸にその周波数のスペクトル振幅を両対数グラフにプロットした。この関係を直線とみなして引いたのが図中



第11図 観測点からの方位の違いによるスペクトラムの変化

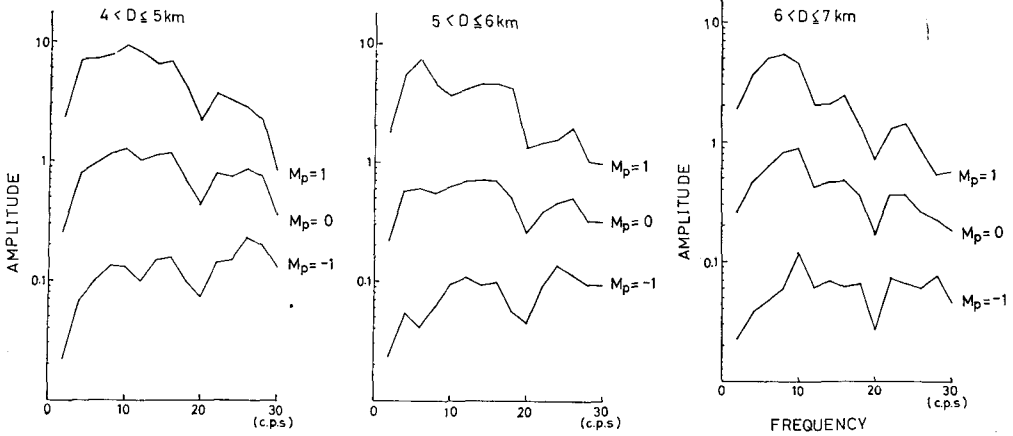
Fig. 11. Variation of spectrum dependent on azimuth from the observation point.

この関係を直線とみなして引いたのが図中



第 12 図 P 相の記象の最大振幅と 6 および 26 c.p.s. のスペクトル振幅との関係 (II 群)

Fig. 12. Examples of relation between the maximum trace amplitude of P-wave and the spectral amplitude in each frequency.



第 13 図 平均化したスペクトラム

Fig. 13. Average spectrum.

の実線である。この際の相関係数はすべて 0.8 以上であった。これは各震源距離群別によるスペクトラムの一種の平均化である。この関係をもとにして、地震群別に平均化したスペクトラムを第 13 図に示した。この図を見てすぐ気のつくことは次の 2 点である； 1) 各群とも M_p が大きくなるに従って最大振幅をもつ周波数が小さくなり、スペクトラムの低周波部が優勢になってくる； 2) I 群から II 群, III 群へと震源距離 D が大きくなるにつれて同じ M_p について比

べると高周波部が劣勢になる傾向がある。1) に関する過去の定量的な議論としては、卓越周期またはスペクトルのピークを与える周期とマグニチュードとの関係がある⁵⁾。ここでも同じく縦軸にスペクトルの最大振幅を与える周期 T_0 を対数目盛で、その地震の M_p を横軸にとると第 14 図のごとくなる。プロットした点群が直線関係にあるとみなすと、

$$\log T_0 = -1.18 + 0.27 M_p \quad (1)$$

相関係数 = 0.80

となる。

(震源距離 D とマグニチュードによるスペクトルの変化)

次に 1), 2) で述べてあるごとく、第 11 図のごとく、個々のスペクトラムを片対数グラフで表わしたとき、周波数に対する傾き、つまり $\text{Grad}(\log V)$ が震源距離 D とマグニチュード M_p に対しどのように変化するか調べるために、実験式

$$\text{Grad}(\log V) = a M_p + b D (\text{km}) + C \quad (2)$$

によってスペクトルの傾きが近似されると仮定した。ここで $\text{Grad}(\log V)$ は 6 から 34 c.p.s. までの 2 c.p.s. ごとのスペクトル振幅の対数値とその周波数が直線関係にあるとして、最小二乗法で求めた時の傾きである。61 個の地震に (2) 式をあてはめた結果が次の関係式である。

$$\begin{aligned} \text{Grad}(\log V) = & -(0.0004 \pm 0.0012) D (\text{km}) \\ & -(0.0199 \pm 0.0017) M_p \\ & -(0.0095 \pm 0.0068) \end{aligned} \quad (3)$$

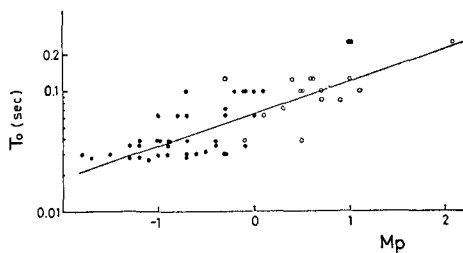
これから、 $\text{Grad}(\log V)$ の変化は震源距離 D より M_p の方に大きく依存し、10 倍以上の影響があることが分る。しかし震源距離が数 10 Km 以上になると、スペクトラムの形がかなり変化することが考えられる。次に、ここで注意すべきは D の係数である。一般に地震波の吸収のみ考えた時の速度振幅スペクトルの変化は

$$V(x, f) = C \exp\{-\pi(\tau/Q)f\} \quad (4)$$

で与えられる。ここで C は定数、 $V(x, f)$ は周波数 f の速度スペクトル、 τ は走時、 Q は $\int (1/vQ) ds = \tau/Q$ で表わされる平均の Q 値である。(3) 式を常用対数で表わすと

$$\log_{10} V(f) = -0.4343 \pi (\tau/Q) f + C' \quad (5)$$

C' は定数



第 14 図 T_0 と M_p との関係

Fig. 14. Relation between T_0 and M_p

5) たとえば, KASAHARA, K.; The Nature of Seismic Origins as Inferred from Seismological and Geodetic Observations (1), Bull. Earthq. Res. Inst., 35 (1957), 474-532.

そこで (2) 式の D の係数 b が地震波の吸収によるとすると, (2) と (5) 式とから

$$bD = -0.4343 \pi (\tau/\bar{Q}) \quad (6)$$

となる故, P 波の速度を 6.0 km/sec^6 とすると, $\tau = D/6$ となり, \bar{Q} が計算される。しかし物理学的には \bar{Q} が負であることは考えられない故

$$\bar{Q} = 140 \sim 570 \sim \infty$$

となる。結局, b のバラツキが大きく, Q の値をはっきりと決めることは不可能であるが, 少なくとも, $\bar{Q} > 140$ であると言える。これから推定すると, 松代地域の地下には極度に吸収の大きいものが全般的に存在していることはあり得ない。この点について, 一層くわしい議論を行なうためには, 震源決定の精度がもっと良くならねばならぬ。そのためには地下構造がくわしく分らねばならぬ。1967 年の終りに, この地域で, 弾性波による地下探査が行なわれたので, 震源決定の精度も良くなることが期待される。

VIII. 謝 辞

この研究に種々の有益な助言を下された北大地球物理学教室と震源決定のための資料を貸して下さった東大地震研究所萩原研究室の各位に感謝する。この論文のデータ解析には北大計算センターの NEAC 2203 G を使用した。

6. P-Waves Spectra of Matsushiro Earthquakes

By Sadaomi SUZUKI

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

In order to investigate the P-waves spectra of Matsushiro earthquakes for wide range magnitude, shocks were amplified to various magnification using three amplifiers, and hence recorded on the magnetic tape. Difference in spectral amplitudes could be accounted for difference in earthquake magnitude, hypocentral distance, and azimuth from the observation point. The relation between P-wave magnitude, M_p , and the period of the maximum spectral amplitude, T_0 , was found to be $\log T_0 = -1.18 + 0.27 M_p$. The specific attenuation factor Q was calculated from the relative change of P-waves velocity spectra with distance from the source. Q was found to be greater than 140.

6) 三雲 健・他; 爆破地動観測による日本中部の地殻構造, 地震, 14 (1961), 168-188.