

# 箱根火山観測所における地震の振動継続時間と マグニチュードの関係

平賀士郎, 伊東 博

神奈川県温泉研究所\*

Relation between Magnitude and Duration Time of Earthquakes  
at Hakone Volcano Observatory

by

Shiro HIRAGA and Hiroshi ITō

Hot Spring Research Institute of Kanagawa Prefecture  
Hakone, Kanagawa

(Abstract)

A determination of magnitude was studied based on the total time of oscillation (F-P) observed at the Hakone Volcano Observatory.

Based on 150 local earthquakes and 70 volcanic microearthquakes, an empirical relationship between the calculated magnitude and the total duration of events was formulated.

The formula is a convenient method for quick estimation of magnitudes without record of the maximum amplitude and hypocentral distance of an earthquake.

It is suggested that wide range of magnitude including tectonic earthquakes as well as volcanic microearthquakes could be estimated by the empirical formula.

## はじめに

地震の振動継続時間 (F-P) からマグニチュード (M) を決める試みは Bisztricsany (1958), Solov'ev (1965), 津村 (1967) らによって始められた。その後, 各地の地震観測所がこの (F-P) を使用して (M) を決めるようになり, その実用性が認められている。地震の振動継続時間 (F-P) とは, 地震の始まり (P) から地震の終り (F) までの時間をいう。一般に単位は秒で表わされる。

\*神奈川県箱根町湯本997 〒250-03  
神奈川県温泉研究所報告 第7巻, 第1号, 11-18, 1976

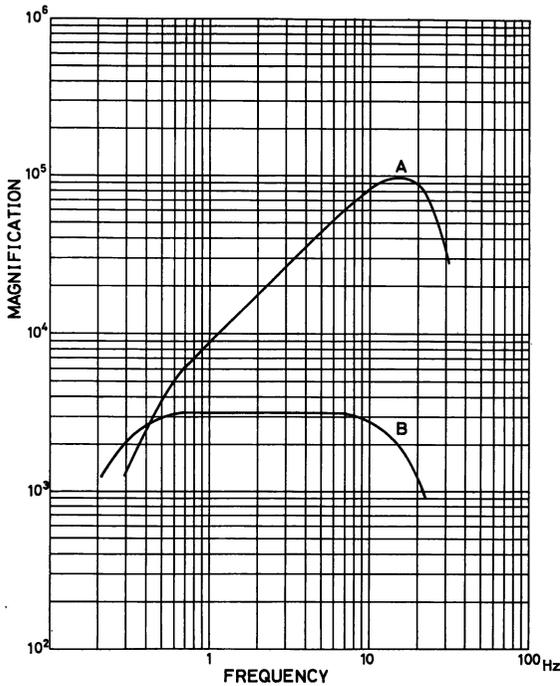


図 1 地震計の総合周波数特性曲線  
 A: 湯河原温泉のテープレコード方式地震計  
 B: 箱根火山観測所の常時観測用地震計

従来のマグニチュード (M) を決める方法では、震源を決めてから震源距離と地震記録の最大振巾を用いる必要がある。このため震源が求まらない場合や、振巾が大きすぎてスケールアウトして最大振巾がわからない場合はマグニチュードを決めることが出来ない。

同じマグニチュードの地震の振動継続時間は震源距離や振巾に関係なく一定の値になることが津村 (1967) らによって明らかにされている。したがって振動継続時間からマグニチュードを決めようとする方法では、震源距離や最大振巾がわからなくてもマグニチュードを求めることが出来る。単に振動継続時間だけを験測すれば簡単な式からマグニチュードが求まるという利点がある。反面、験測者の個人差、雑振動などにより S/N比が高く、振動の終了の判定が困難になり誤差が大きくなる場合、地震が連続し振動終了 (F) が読みとれない場合などの欠点はまぬがれない。

各地の地震観測所で用いられている (F-P) マグニチュード決定式は気象庁が決めたマグニチュード (MJMA) に合わせて求められている。そのためマグニチュードの範囲は 3~7 ぐらいで、M が 3 以下での (F-P) と M の関係は求められていない。

本報では箱根火山観測所において観測されたデータから気象庁が M を決定した、いわゆる構造性地震と箱根の火山性地震 (A 型) を用いて (F-P) から M を求める関係式を得たのでここに報告する。箱根火山に震源を有する火山性地震のほとんどは M が -1~1 程度の極微小地震である。このため震源の不明なものが多く従来の方法では M が決まらなかった。今後、この関係式を使用することによって、地震による放出エネルギーなどの資料が容易に得られることになる。

表 1 使用した観測点と地震の数

	小塚山 (KOZ)	二の平 (NIT)	神山 (KAM)	温泉荘 (ONS)
構造性地震	154	154	119	136
火山性地震	69	73	34	61

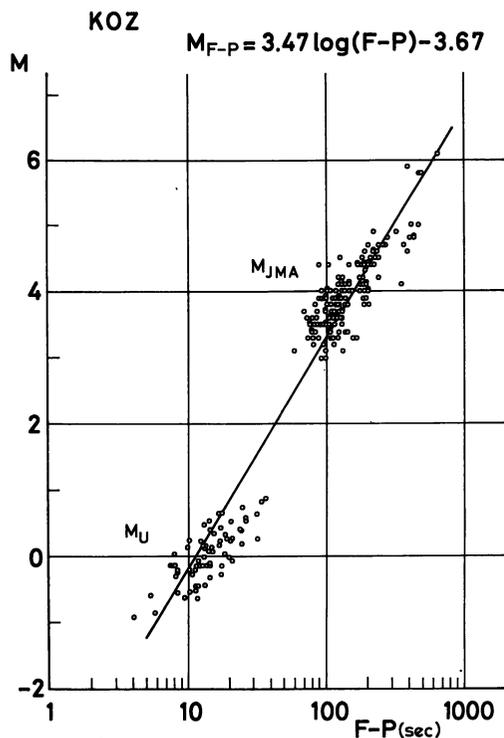


図2 箱根小塚山観測点 (KOZ) におけるマグニチュード(M)と振動継続時間 (F-P) の関係

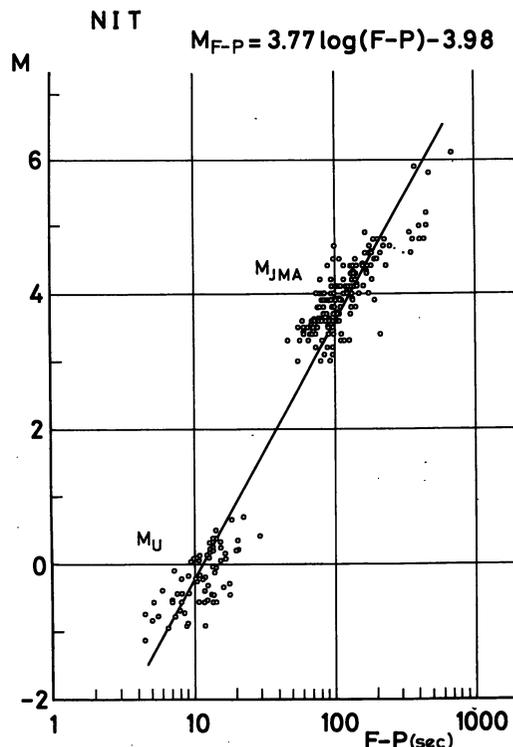


図3 箱根二の平観測点 (NIT) におけるマグニチュード(M)と振動継続時間 (F-P) の関係

### 資料

箱根火山観測所が大涌谷自然科学館に移転した昭和47年(1972)5月から昭和50年(1975)12月までの常時観測の記録を使用した。関係式をみちびくために次の二種類の地震を用いた。(1)気象庁でマグニチュード(MJMA)が決定された地震(M>3)で、箱根火山観測所からの震源距離200km以内、深さ60km以浅のもの。(2)箱根火山観測所で観測され、震源が決定され火山性地震(M<1)で、初期微動継続時間(S-P)が2秒以内のもの。使用した観測点と地震の数を表1に示す。

一般に火山性地震のような極めて浅い震源をもつ地震を近距离で観測し、マグニチュードを決めることは多くの問題がある。今回は次の3通りの方法を検討した。

$$M_r = \log A + 2.31 \log \gamma - 1.38 \quad (\text{坪井1958})$$

$$M_w = \log A + 1.73 \log \gamma - 0.83 \quad (\text{渡辺1971})$$

$$M_U = \log A + \log \gamma + 0.026 \gamma - 0.19 \quad (\text{梅田1968})$$

ここでA: 水平動の最大変位振巾(単位ミクロン),  $\gamma$ : 震源距離(単位km)である。梅田の式は松代群発地震をその発生地域内において観測を行った資料を用いているので、ごく浅い地震のマグニチュードを近距离( $\gamma < 30\text{km}$ )から決めるのに適当な式である。箱根火山地震のマグニチュードの決定に

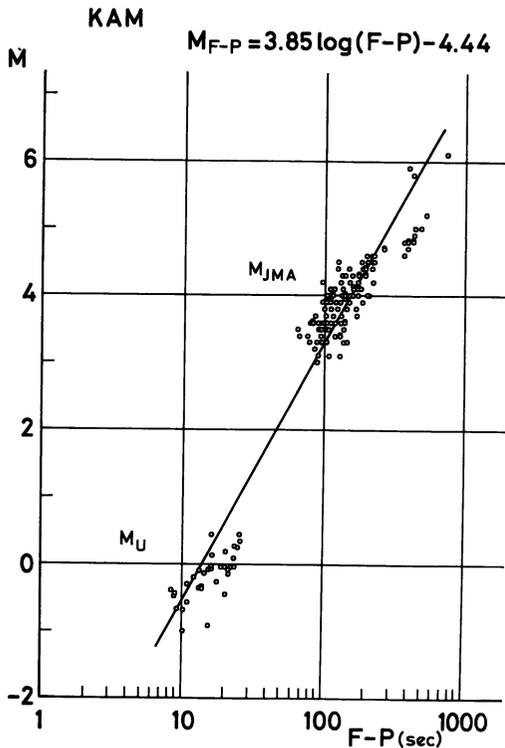


図4 箱根神山観測点 (KAM) におけるマグニチュード (M) と振動継続時間 (F-P) の関係

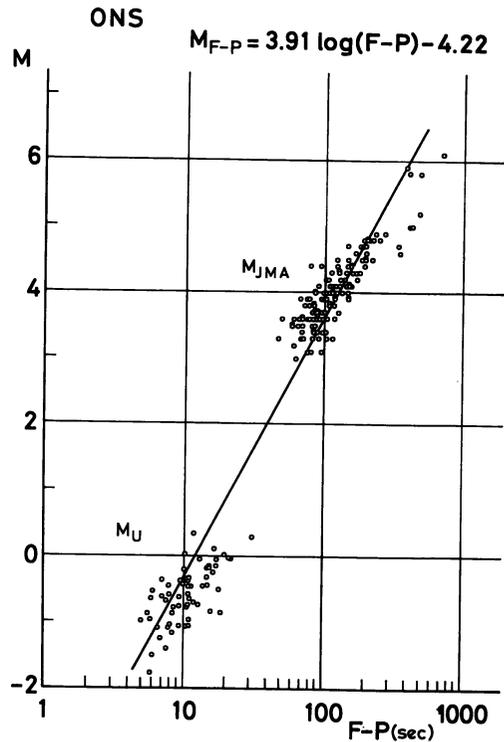


図5 箱根温泉荘観測点 (ONS) におけるマグニチュード (M) と振動継続時間 (F-P) の関係

は、観測条件から考えて、梅田の式が最も適している。

今回使用した4つの観測点、小塚山 (KOZ)、二の平 (NIT)、神山 (KAM)、温泉荘 (ONS) ではいずれも変位倍率4,000倍の記録を固有周期1 Hz、減衰定数 $h=0.6$ 、減衰比 $v=10.6$ の水平動地震計で観測し、同一の周波数特性を持つ増巾器により、紙送り4 mm/sec速度のすず書き方式で記録している。図1に総合周波数特性を示す。ただし、Aは湯河原温泉の微小地震を臨時観測したとき用いた地震計の特性である。Bが今回の調査に用いた箱根火山観測所の常時観測網の特性曲線である。

### 結果および考察

気象庁で決定されたマグニチュード (MJMA) と梅田 (1968) の式により求められた箱根火山地震のマグニチュード ( $M_U$ ) と振動継続時間 (F-P) の関係を各観測点ごとに示す。図2、小塚山 (KOZ)。図3、二の平 (NIT)。図4、神山 (KAM)。図5、温泉荘 (ONS)。図中で今回用いた箱根火山地震にはマグニチュードが大きいものがなく、 $M=1\sim3$ の間は資料がなく空白となっている。各観測点ごとに (F-P) とMが、

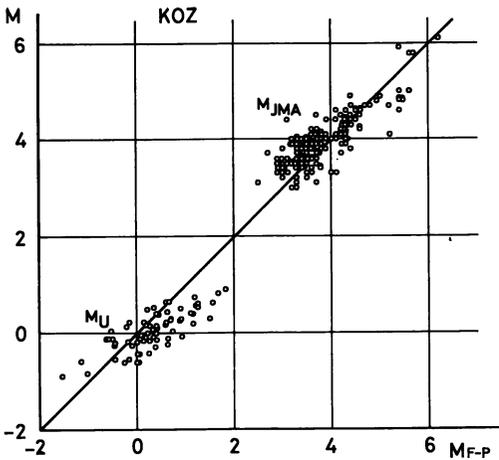


図6 箱根小塚山観測点(KOZ)の振動継続時間(F-P)から計算されたマグニチュード(MF-P)と気象庁マグニチュード, 箱根火山地震マグニチュードの比較

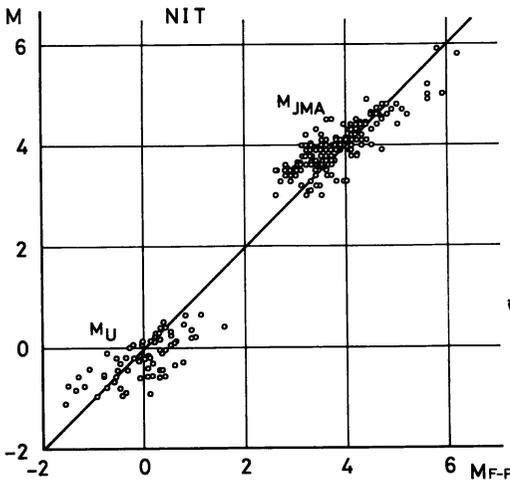


図7 箱根二の平観測点(NIT)の振動継続時間(F-P)から計算されたマグニチュード(MF-P)と気象庁マグニチュード, 箱根火山地震マグニチュードの比較

$$M = \alpha \cdot \log(F-P) + \beta$$

の関係で近似できるものとして, 最小自乗法によりその係数を決めると

$$KOZ : MF-P = 3.47 \log(F-P) - 3.67$$

$$NIT : MF-P = 3.77 \log(F-P) - 3.98$$

$$KAM : MF-P = 3.85 \log(F-P) - 4.44$$

$$ONS : MF-P = 3.91 \log(F-P) - 4.22$$

が得られる。この結果から観測点ごとの顕著な差は見られない。このようにして得られた

(F-P) マグニチュード MF-P と気象庁マグニチュード MJMA, 箱根火山地震のマグニ

チュード MU の関係を図 6: 小塚山(KOZ), 図 7: 二の平(NIT)観測点について示す。

神山(KAM), 温泉荘(ONS)も同一の傾向を示すので省略した。図中 M = -1 ~ 1 ぐ

らいまでの火山性地震による M のバラツキは震源決定の精度が不十分なことによるものと

考えられる。多少バラツキがあるが, 箱根火山観測所における (F-P) によるマグニ

チュード決定式がかなり広範囲のマグニチュードについて求められた。

次に箱根観測点ごとに得られた (F-P) マグニチュード決定式と, これまでに各地で

得られたものとを比較したものが図 8 である。ただし, N: 二の平, Ka: 神山, O: 温

泉荘, Ko: 小塚山である。

- |    |       |   |             |
|----|-------|---|-------------|
| 1. | 和歌山   | $MF-P = 2.85 \log(F-P) - 2.53 + 0.0014\Delta$ | (津村, 1967)  |
| 2. | 宇都宮   | $MF-P = 2.85 \log(F-P) - 2.48$                | (越川他, 1971) |
| 3. | 堂平    | $MF-P = 2.94 \log(F-P) - 2.56$                | (堀, 1973)   |
| 4. | 北信(1) | $MF-P = 3.63 \log(F-P) - 4.57$                | (大竹, 1970)  |
| 5. | 犬山    | $MF-P = 4.06 \log(F-P) - 5.15$                | (服部他, 1971) |
| 6. | 鳥取    | $MF-P = 2.70 \log(F-P) - 3.65$                | (田中他, 1971) |

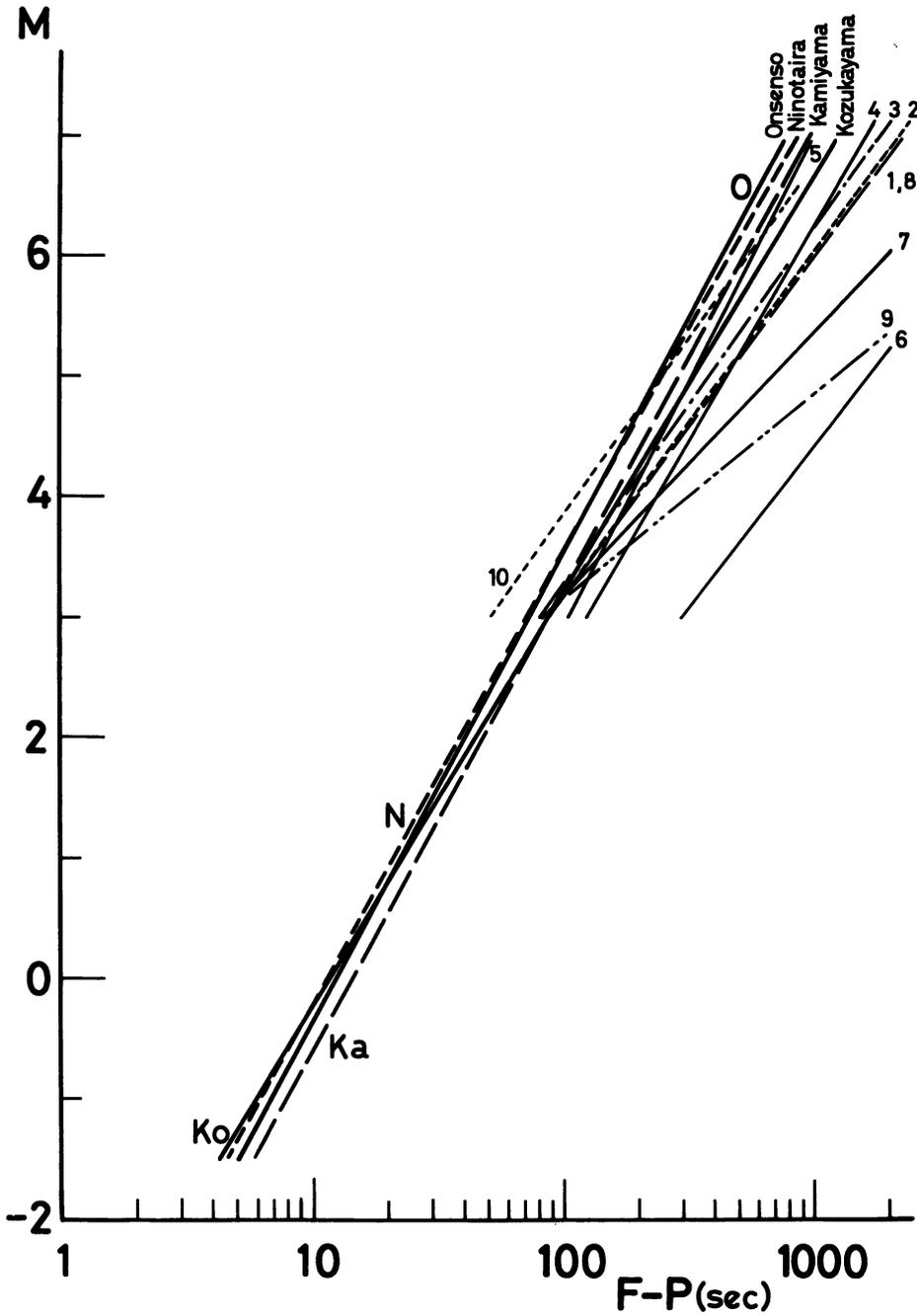


図 8 箱根火山観測所および各地の振動継続時間 (F-P) とマグニチュード (M) の関係

Ko: 箱根小塚山観測点 N: 箱根二の平観測点 Ka: 箱根神山観測点  
 O: 箱根温泉荘観測点, 1: 和歌山, 2: 宇都宮, 3: 堂平, 4: 北信(1),  
 6: 鳥取, 5: 犬山, 7: カルフォルニア, 8: 北西アメリカ, 9: 北信(2),  
 10: 阿武山

7. カルフォルニア  $MF-P=2.2 \log(F-P)-1.2+0.0033\Delta$  (Lee et al., 1971)
8. 北西アメリカ  $MF-P=2.82 \log(F-P)-2.46$  (Crosson, 1972)
9. 北 信 (2)  $MF-P=2.41 \log(F-P)-1.61+0.0027\Delta$  (羽田他, 1974)
10. 阿 武 山  $MF-P=2.78 \log(F-P)-1.78$  (渡辺, 1973)

各地で決められた (MF-P) と今回箱根火山観測所で得られた (MF-P) を比較すると、同一マグニチュードに対して箱根の方が振動継続時間が短い傾向が見られる。この違いは、いままでに各地で決められたものとの低周波域での地震計の周波数特性の違いではなく、むしろ箱根火山観測所の火山としての地域性によるものが大きいためであろう。

### ま と め

箱根火山観測所における小塚山 (KOZ), 二の平 (NIT), 神山 (KAM), 温泉荘 (ONS) の観測点のデータから振動継続時間によるマグニチュードを決める関係式が得られた。一般の構造性地震と箱根火山性地震を一つの関係式に入れ、マグニチュードを広範囲に、しかも簡便に求められるようにした。

今回資料の得られなかった  $M=1\sim3$  の地震を用いてさらにくわしい調査が今後必要である。資料が蓄積されれば、あるいは一つの関係式では近似出来なくなるかも知れない。

箱根火山地震のマグニチュードを決定するのに梅田の式を使用した。箱根火山地域における A 型地震の減衰特性から直接マグニチュードを計算する努力を行う必要がある。

### 謝 辞

今回の調査に有益な助言および討論をしていただいた温泉研究所大木靖衛所長に感謝します。箱根町立大涌谷自然科学館の職員の方々には毎日の地震観測に御協力をいただいた。ここに厚く御礼を申し上げます。

本調査は温泉研究所、火山観測調査費で行なった。

### 参考文献

Bisztricsany, E. (1958), A New Method for the Determination of the Magnitude of Earthquakes, *Geofiz. Kozl.*, Vol. 7, No. 2. 69—96.

Crosson, R. S. (1972), Small earthquakes, structure, and tectonics of the Puget Sound Region, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 62, 1133—1171.

堀 実 (1973), 堂平微小地震観測所の観測による近地地震のマグニチュードの決定, *地震研究所速報*, 第10号, 1—4.

羽田敏夫, 酒井要 (1974), 振動継続時間マグニチュード決定上の二三の問題, *地震研究所速報*, 第12号, 99

—104.

- 服部定育, 飯田汲事, 宮島力雄 (1971), 犬山地方の地震活動, 地震, Vol. 24, 54—66.
- 越川善明, 鈴木将之, 亀山弘 (1971), 関東北部の地震について, 第3報, 宇都宮大学教育学部紀要, Vol. 21, No. 2, 1—10.
- Lee, W.H.K., M.S. Eaton and E.E. Brabb (1971), The Earthquake Sequence near Danville, California, 1970, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 61, 1771—1794.
- Ohtake, M. (1970), Micro-structure of Seismic Sequence Related to a Moderate Earthquake, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 48, 1053—1068.
- Solov'ev, S.L. (1965), Seismicity of Sakhalin, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 43, 95—102.
- 田中豊, 西田良平 (1971), 生野鉾山内の山はねによる震動, 京大防災研年報, Vol. 14A, 149—164.
- 坪井忠二 (1954), 地震動の最大振巾から地震の規模Mを定めることについて, 地震, Vol. 7, 185—193.
- 津村建四郎 (1967), 振動継続時間による地震のマグニチュードの決定, 地震, Vol. 20, 30—40.
- 梅田康弘 (1968), 松代地域における地震波の減衰(I), 地震, Vol. 21, 169—177.
- 渡辺晃 (1971), 近地地震のマグニチュード, 地震, Vol. 24, 189—200.
- 渡辺晃 (1973), 近地地震のマグニチュード (続報), 地震, Vol. 26, 160—170.