HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	6. 北海道駒ケ岳周辺の地震活動（1969—1970）
Author(s)	戸松, 征夫
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 26, 85-97
Issue Date	1971-09-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.26.85
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14009
Type	departmental bulletin paper
File Information	26_p85-97.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

6. 北海道駒ケ岳周辺の地震活動 (1969–1970)

戸松征夫
(北海道大学理学部地球物理学教室)

— 昭和46年4月受理 —

I. まえがき

北海道駒ケ岳は北海道南部に位置する標高1133 mの火山で現在も噴煙活動が見られる。北海道の火山の中では活動の記録も多く，1900年代に入ってからも24年・29年の大噴火を始め，05年・19年・23年・28年・37年・42年の計8回にわたって噴火をくり返している。地震活動を大まかにみると，1929年の大噴火以来減少しているといわれているが[1]，有感地震は時々起こっている。1965年からは気象庁森測候所による3成分2000倍の常時観測が開始され，活動の消長はよく把握されている。中でも1969年10月からの活動は，火山の近傍ではめずらしくマグニチュード4.8の地震を含み特徴的なものである。その後，恐れられた駒ケ岳の活動化もなく地震回数は減少した。

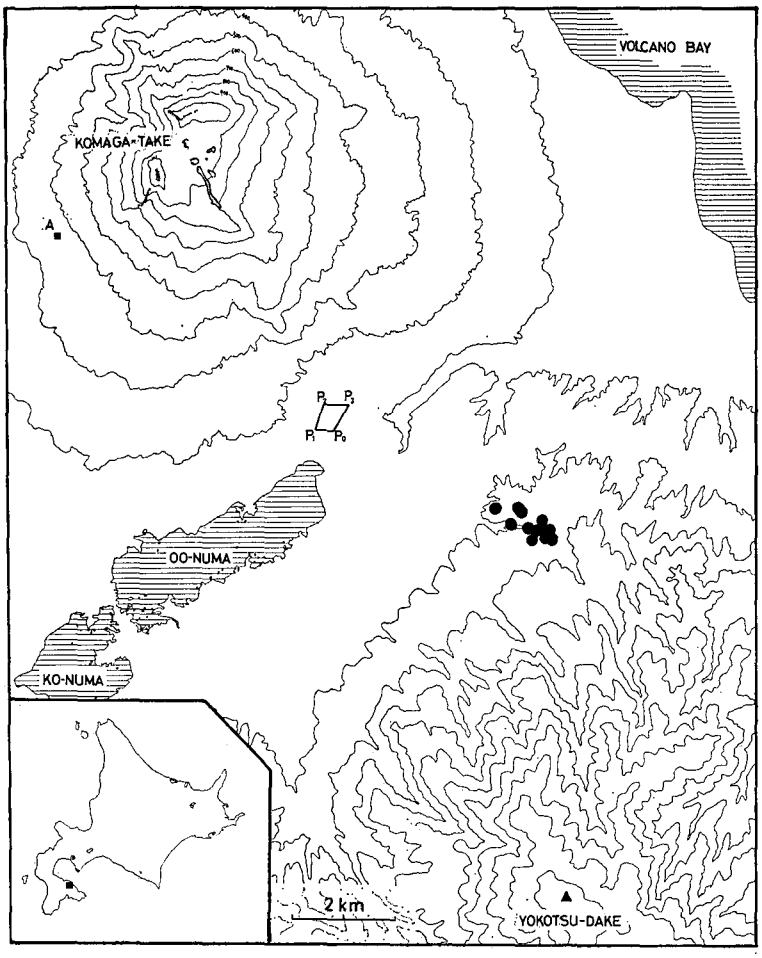
高感動の地震観測としては1961年9月に11日間の2点観測が行なわれた[2]のみであるが，この時は近い地震が確認されていない。筆者は1970年8月中旬から3週間にわたる4点観測を実施した。上記の活動期はすぎていたが，地震が観測され解析結果が出たので報告する。ここでは気象庁とは独立の方法によって初めて震源を決定し，気象庁のデータを参考にして最近の地震活動の特徴をながめ，駒ケ岳火山との関連性を考え，地下構造に関する2，3の結論を得た。これらの結果は駒ケ岳研究の新たなる手がかりを与えるものとなろう。

II. 地震観測

(1) 観測装置

第1図に駒ケ岳付近の地形図を示す。地震計は火口の南南東約6 kmの銚子口のあたりに4台を置き，その辺が565 m，501 m，489 m，および329 mとなる4点観測網とした。使用した地震計は1 Hz上下動速度計であった。これらを有線で結び，1カ所で記録した。観測期間は8月11日から9月5日までの480時間にわたった。総合倍率は10 Hz変位倍率に換算して10万倍であるが，昼間はノイズが大きく，約1万倍での再生を地震判別の基準とした。観測装置には森谷[3]により開発された長時間データレコーダーを使用したのが特徴であった。記録の

1) 田中康裕；北海道駒ケ岳の地球物理学的研究，験震時報，**29** (1965), 9–18.
2) 阿部　誉；北海道の火山におこる地震の観測 —1961年—，北海道大学地球物理学研究報告，**10** (1963), 89–100.
3) 森谷武男；地震観測用長時間データ・レコーダーの試作，北海道大学地球物理学研究報告，**23** (1970), 91–97.

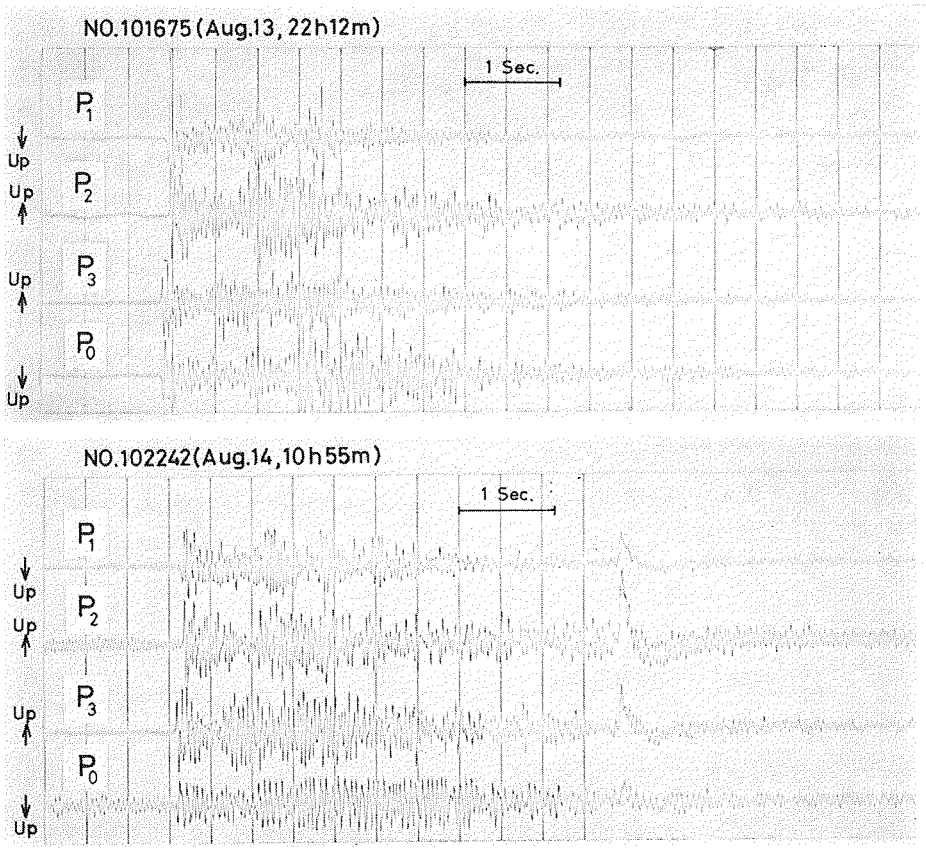


第1図 駒ケ岳付近の地形と震央分布
P_0, P_1, P_2, P_3; 4点観測網
A; 気象庁森測候所による火山性地震3成分観測点

Fig. 1. Topographical map around Volcano Komagatake and epicenters of earthguakes.
P_0, P_1, P_2, P_3; observation net,
A; Telemetrical observation point by Mori Weather Station with 3 component seismographs.

解析は43.6倍の速度で行ない，ビジグラフ上に1秒を23 mmの送りとした。

長時間データレコーダーによる観測の場合，一般のFM式データレコーダーに比べて問題となるのは，周波数特性と時間差読み取りの精度とであった。使用した長時間データレコーダーは，1 Hzから50 Hzまでほぼ平坦な特性を示すが，実際に，観測期間の初期にFM式データレコーダーを併用して，波形の対応はよくできた。また，地震波初動の時間差については，記録紙上で1/500秒まで判別可能であるが，火山地震のようなみかけ速度の小さい地震では，500 m程度の観測網から顕著な初動の差異をみることができた。観測はほとんどの期間依託で



第2図 4点観測による記象例

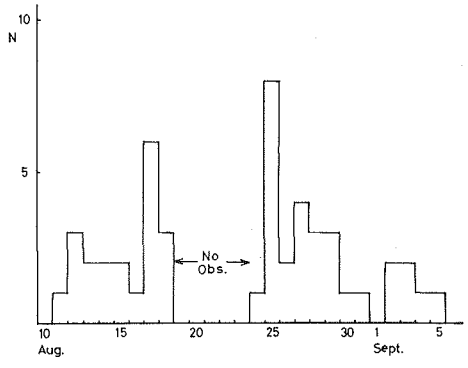
Fig. 2. Two examples of seismograms recorded by four points observation.

あったが，定期的な点検でよい記録を得ることができた。

(2) 地震の形・日別頻度

記象例を第2図に示す。地震は明瞭な押しに始まり，P相の後に2つの相が認められる。P波から第2相までの時間は約0.9秒，第3相までが約1.4秒であるが，波形から前者が直接S波と判断される。後者は森測候所の記象では顕著でなく，小さな構造がきいているものと考えられる。

観測期間中に事故による欠測があったが，観測時間は480時間におよぶ。S-P時間2秒以内の地震で判別されたものは48個あり，日別頻度分布を第3図に示す。森測候所の観測で同じ期間に報告された地震は4個である。場所も倍率も違うが，



第3図 地震日別頻度

Fig. 3. Daily frequency of earthquakes from Aug. 11 to Sept. 5, 1970.

10倍以上の地震を確認することができた。

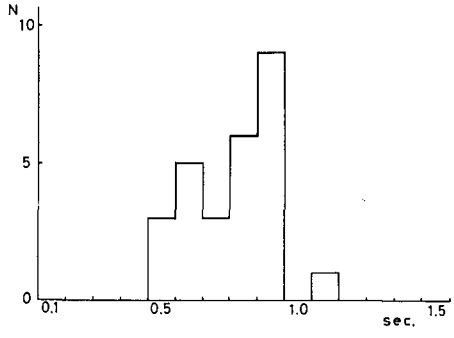
(3) S-P 時間・石本一飯田の係数

S-P 時間の判別できる地震27個について，頻度分布を第4図に示す。地震は2秒以内のものであるが，ほとんどが0.5～0.9秒にあり，それ以上の所では，この期間にはほとんどみられない。

石本一飯田の係数 m を求めるのに，対象とする数を多くするため，各観測点の最大振幅を別々に数える。その累積頻度分布を第5図に示す。係数 m は宇津の式[4]に従って求めると，

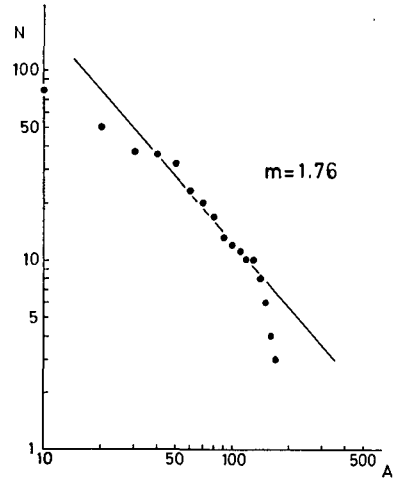
$$m = 1.76$$

であり，図に示した直線になる。この値については後にふれる。



第4図 S-P 時間の頻度分布

Fig. 4. Frequency distribution of S-P.



第5図 最大振幅の累積頻度分布

Fig. 5. Cumulative frequency distribution of maximum amplitudes.

(4) 伝播方向・みかけ速度

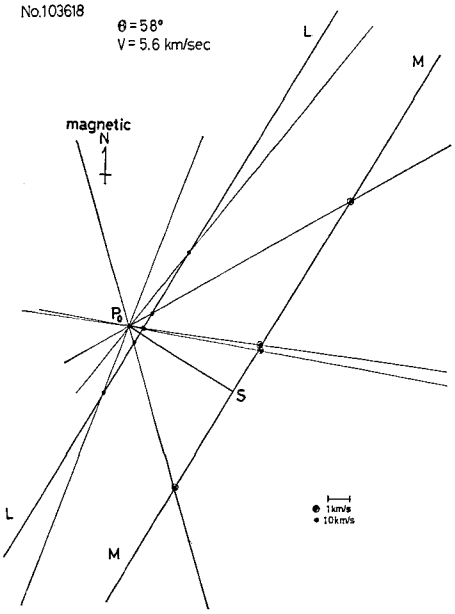
3点以上で初動が明瞭にとられた地震は，12個である。それらの伝播方向とみかけ速度は，初動の時間差から作図によって求める[5]。4点網から各2点を結ぶ測線は6本あり，2点の初動時間差から速度を求め，これを P_0 から計ってプロットする（第6図）。この点を結んだ線が波面の方向になるが，直線で近似できて，平面波とみなしてよいことがわかる。こうして得られた値が，第2表の第3・第4欄にまとめてある。伝播方向は磁気極から計って S 53°～59° E，みかけ速度は 5.0～8.0 km/sec にある。

(5) P 波速度の決定

震源を決定するために，定数として P 波速度 v_p と大森係数 k を使うが，駒ケ岳に関する

4) 宇津徳治；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，北海道大学地球物理学研究報告，**13** (1965), 99-103.

5) 安芸敬一・松本英照；Seismometer Array による地震波の研究第2報，地震研究所彙報，**41** (1963), 279-292.



第6図 伝播方向とみかけ速度の図解例
細線；4点観測網の2点の組から与えられる測線方向
・；1秒間に10kmを単位として波が進む距離
⊙；1秒間に1kmを単位として波が進む距離
LLおよびMM；波面
P_0S；波の伝播方向およびみかけ速度

Fig. 6. An example of graphical determination of direction and apparent velocity of P wave.
thin line; directions determined from each 2 set of 4 point net
・; distance plot caluculated from time difference of each 2 set in unit 10km
⊙; distance plot caluculated from time difference of each 2 set in unit 1km
LL and MM; wave front
P_0S; direction and apparent velocity of incident plane wave

v_p および k の資料はない。ここでは，4点観測の初動の時間差から，観測網についての v_p を求めることを考える。

4点観測からの v_p の決定法を茅野[6]の表示を変形して略記すると——

平面波 (l, m, n) が波源 $(x, y, z;\ T)$ を出て，弾性波速度 v_p の媒質を伝播し，観測点 P_0 $(O, O, O;\ T_0)$ に到達したとする。波面の方程式は

$$lx+my+nz = v_p(T_0-T) = v_pt \qquad (1)$$
$$l = x/D,\quad m = y/D,\quad n = z/D$$
$$D^2 = x^2+y^2+z^2$$

P_0 を基準として，他の観測点 $P_1(x_1, y_1, z_1;\ T_1)$，$P_2(x_2, y_2, z_2;\ T_2)$，$P_3(x_3, y_3, z_3;\ T_3)$ では

$$\begin{aligned} lx_1+my_1+nz_1 &= v_p(T_1-T_0) = v_pt_1 \\ lx_2+my_2+nz_2 &= v_p(T_2-T_0) = v_pt_2 \\ lx_3+my_3+nz_3 &= v_p(T_3-T_0) = v_pt_3 \end{aligned} \qquad (2)$$

この連立方程式を解くと

$$M_0 = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & z_1 \\ x_2 & y_2 & z_2 \\ x_3 & y_3 & z_3 \end{vmatrix},\quad M_1 = \begin{vmatrix} t_1 & y_1 & z_1 \\ t_2 & y_2 & z_2 \\ t_3 & y_3 & z_3 \end{vmatrix},\quad M_2 = \begin{vmatrix} x_1 & t_1 & z_1 \\ x_2 & t_2 & z_2 \\ x_3 & t_3 & z_3 \end{vmatrix},\quad M_3 = \begin{vmatrix} x_1 & y_1 & t_1 \\ x_2 & y_2 & t_2 \\ x_3 & y_3 & t_3 \end{vmatrix} \qquad (3)$$

$$\begin{aligned} l &= \sin\theta\cos\varphi = v_pM_1/M_0 \\ m &= \sin\theta\sin\varphi = v_pM_2/M_0 \\ n &= \cos\theta = v_pM_3/M_0 \end{aligned} \qquad (4)$$

6) 茅野一郎；近地地震の震源決定，地震2，**20** (1967) 特集号，115–122.

$$\varphi = \tan^{-1}\frac{M_2}{M_1},\quad \theta = \tan^{-1}\frac{\sqrt{M_1^2+M_2^2}}{M_3},\quad v_p = \frac{|M_0|}{\sqrt{M_1^2+M_2^2+M_3^2}} \qquad (5)$$

(3), (5) 式からわかるように観測点の相対的高度差 z がすべて零であっては v_p は求まらないが，各観測点とも高度差が測量の誤差をこえて，計算可能である。また，入射波が平面波でないと成り立たないので，4点で初動の観測された地震8個のうち第6図に於いて比較的バラツキの小さい地震4個を選んで計算を行なう。

第1表 P波の伝播方向・みかけ速度・速度。式 (5) から計算で求めた値と第6図の方法で求めた値との比較

Table 1. Direction, apparent velocity and velocity of P wave calculated from equation (5) in comparison with by the way of Fig. 6

No.	Direction of wave		Apparent vel.		P-Wave velocity
	Graph (deg)	Cal. (deg)	Graph (km/sec)	Cal. (km/sec)	(km/sec)
103367	MS 56 E	MS 55.8 E	5.5	5.25	3.97
103618	58	57.7	5.6	5.77	4.99
300531	59	58.8	8.1	8.72	4.66
301915	55	55.0	5.2	5.42	4.52

$v_p = 4.52 \pm 0.56$ km/sec

この様にして計算から得られた伝播方向・みかけ速度・P波速度を第1表に示す。第6図の作図による値と比較すると，みかけ速度は5%バラツクが，伝播方向はよく一致する。この事から，計算された v_p はそうとうよく決まっていることがわかる。震源決定上，半無限均質モデルをとるので，v_p は一定値と考える。そこで平均としての値

$$v_p = 4.5 \text{ km/sec}$$

を採用する。ポアソン比は任意性の小さい値であるが，普通の状態の岩石の値0.25を仮定すると，

$$v_s = 2.6 \text{ km/sec},$$
$$k = 6.2 \text{ km/sec}$$

を得る。

これらは火山地域としてはやや大き目の値である。しかし，後に述べるように震源が観測点の駒ケ岳側になくて反対側に決まることから必ずしも火山地域での常識的な値でなくてもよく，また，後に述べるように森測候所の記録を説明できることから支持される値である。

(6) 震　源

3点以上で記録された12個の地震について震源決定を行なう。第2表には決定に使った地震番号・S-P時間・伝播方向・みかけ速度・入射角と，求められた震央距離・震源深さを示す。第7図は横軸に震央距離，縦軸に震源深さをとったが，12個の地震は伝播方向がほぼ一定なので，垂直断面を表わしているとみなしてよい。求められた震源深さは2-4 kmである。震央は第1図に示してある。地震は駒ケ岳の南東約9-10 kmのところに集中して起こっており，観測網に対して駒ケ岳側では全く観測されなかったことは興味ぶかい。

第2表 4点観測による地表の表

Table 2. List of earthquakes obtained by four points observation

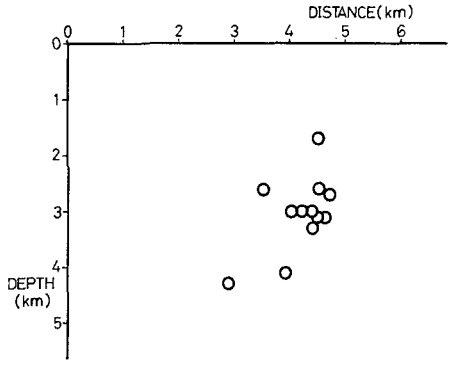
No.	S-P time (sec)	Direction of wave (deg)	Appa. vel. (km/s)	Incident angle (deg)	Epicentral distance (km)	Hyposentral depth (km)
100942	0.83	MS55°E	5.5	35.1	4.2	3.0
101675	0.89	53	5.6	36.5	4.4	3.3
102114	0.91	54	6.5	46.2	3.9	4.1
102242	0.78	56	4.8	20.3	4.5	1.7
103367	0.88	56	5.5	35.1	4.5	3.1
103618	0.81	58	5.6	36.5	4.0	3.0
104631	0.84	56	5.2	30.1	4.5	2.6
201322	0.86	58	5.4	33.6	4.4	3.0
201483	0.89	55	5.4	33.6	4.6	3.1
300436	0.72	56	5.8	39.1	3.5	2.8
300531	0.83	59	8.1	56.2	2.9	4.3
301915	0.87	55	5.2	30.1	4.7	2.7

III. 地震活動状況

次に，上で得られた結果をもとに，北海道地震火山月報，地震月報および森測候所の記象との対応を行なう。そして，駒ヶ岳付近の最近の地震活動を調べる。

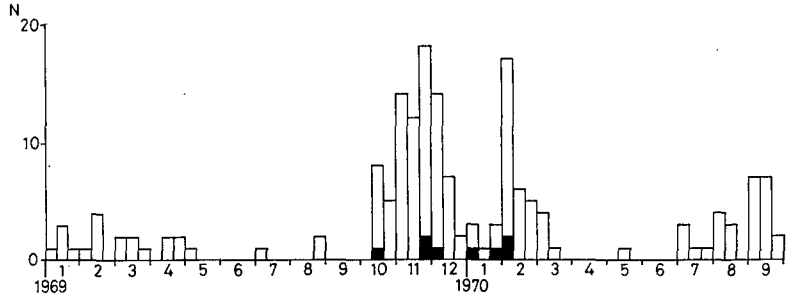
(1) 地震数の変化

1964年までの地震数の年変化については田中[1]がまとめており，65年からは気象庁森測候による3成分2000倍の常時観測が始まっている。(第1図A点)。これらによると，1942年の噴火以後静かな状態に復し，わずかに67年12月に2個の有感地震を含む活動がみられた程度である。ところが，69年10月からの活動は，はしがきでもふれたように静粛を破るものである。第8図に69年1月から70年9月までの地震発生頻度を10日ごとに示す (北海道地震火山月報による)。黒くぬりつぶしてあるのは有感あるいはそれに相当する大きさで，震源の決められた地震である。活動は70年3月頃まで続き，群発的に起こる大きな地震に余震が伴う傾向がみられる。その後活動は収まり，筆者が観測に入ったのは8月11日からである。以下では活動期とその後の筆者の観測期を含む69年10月から70年9月までの1年間の地震を考えることにする。



第7図 震源分布垂直断面図
横軸は観測点 P_0 からの距離

Fig. 7. Vertical section of hypocenter. Horizontal axis is distance from observation point P_0.



第8図 地震発生頻度
森測候所火山性地震観測のデータによる，黒くぬりつぶした部分は震源の決定された大きな地震

Fig. 8. Frequency of earthquakes by ten days from Jan. 1969 to Sept. 1970. Data from "A" point of Mori Weather Station, Blacken parts are large earthquakes which hypocenters are determined by SMO.

(2) 石本一飯田の係数

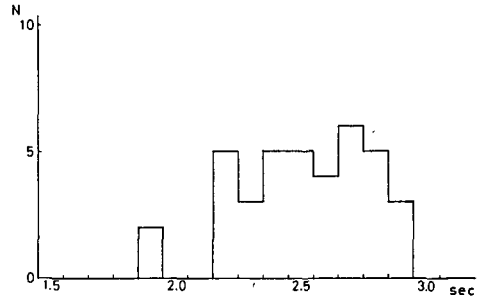
1969年10月から1年間で報告された地震は145個である。石本一飯田の係数 m を求めるに際して，振幅の小さい地震は読み落しがあるとみられるので，最小振幅 (0.1 μ) の地震は数えないこととする。上下動成分について宇津の式[4] に従い m を求めると

$$m = 1.78$$

を得る。一方，筆者の観測で得た値は1.76であり，両者は一致する。従って m に関する限り，70年8月頃の小さな地震は69年10月から70年3月にかけて群発した地震と変わっていないようである。また，この値から地震が火山性かどうかを判定するのは難しいと思われる。火山性A型地震としてとり得る値であるが，群発地震の m としてもおかしくない値である。

(3) S-P 時間

1969年10月から1年間の地震の内，S-P時間の報告されているものは38個である。第9図に頻度分布を示すが，これは森測候所で観測された地震の26% に当たるにすぎない。だいたい2.2秒から2.9秒の間に平均的に起こっており，1.9秒のものもある。筆者の観測期間中では8月13日05時45分の地震が最も大きなものである。森測候所でもそうとうはっきりしたS相がみられるが，報告されておらず，筆者の読んだところでは1.9秒である。この地震例から，森測候所でS-P時間1.9秒の地震が筆



第9図 S-P時間の頻度分布
森測候所のデータによる

Fig. 9. Frequency distribution of S-P data from "A" point of Mori Weather Station from Oct. 1969 to Sept. 1970.

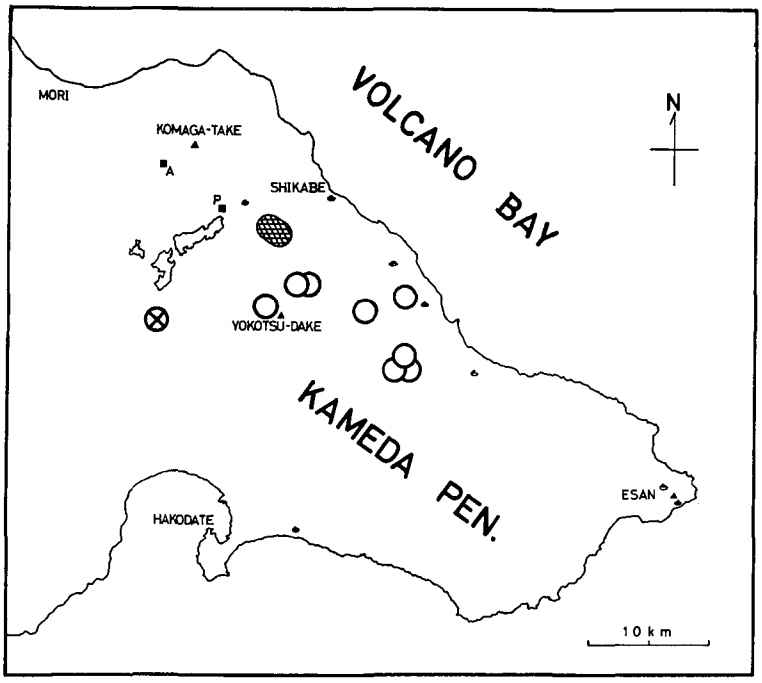
者の観測した約0.9秒の地震に対応するようである。一方，筆者の決定した震源から出た波が森測候所観測点へS-P時間1.9秒で到達したと考えて大森定数kを求めると

$$k = 6.0\ \mathrm{km/sec}$$

となり，先に求めた値6.2 km/secとほぼ一致する。従って筆者の決定した震源は森測候所で観測されるS-P時間と矛盾するものではない。

(4) 震　源

札幌管区気象台(SMO)では，最近駒ケ岳付近で起こった地震のうち8個(第8図黒印)の震源を決定している。第10図にそれらを○印で示す。2月8日の地震は特に大きな小区域地震であったので，気象庁(JMA)でも震源を決定しており，⊗印で示す。また，筆者の決定し

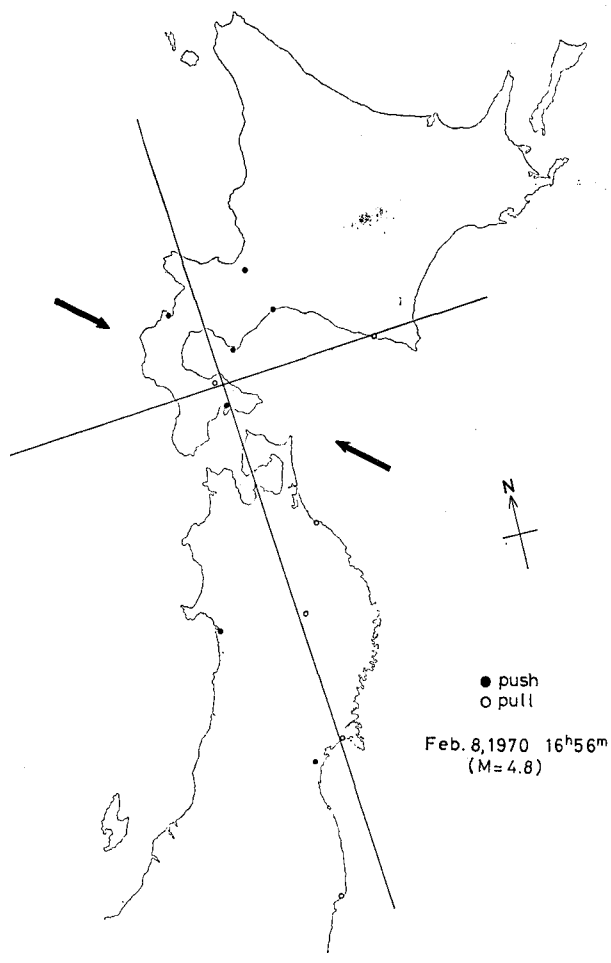


第10図 駒ケ岳付近の震央分布
○； 札幌官区気象台決定の震央 (69年10月～70年2月)
⊗； 気象庁決定の震央 (70年2月8日)
▨； 4点観測による震央 (70年8月11日～9月5日)
P； 4点観測網
A； 森測候所3成分観測点
♨； 温　泉

Fig. 10. Epicenters near Komagatake
○; determined by SMO (Oct. '69–Sept. '70)
⊗; determined by JMA (Feb. 2, '70)
▨; determined by four points observation (Aug. 11–Sept., 5 '70)
P; four points observation net
A; telemetrical observation point by Mori Weather Station
♨; hot spring

た震源域を合わせて示す。これらの位置関係をみてまず問題となるのは，同じ地震の震源がSMOとJMAとで誤差の範囲を起えて異なっていることである。JMAが決定に使用したデータでSMOと違う点は，①森・室蘭・苫小牧に火山性震動観測点があるが，これら近くの観測点を使用していないこと，②本州の観測点のデータも使用していること，があげられる。今の場合，①は震源決定精度をよくするものではなく，むしろJMAの方がデータの質は悪いと考えられる。

筆者の決定した震源をSMOの震源と比較すると，今回の観測点からみて，伝播方向はどちらも同じ方向にあり，震央距離は筆者の方が近くなっている。筆者の震源が近く決まっているのは，先に述べたように森測候所のS-P時間から期待されることである。また，筆者の震源はかたまってあったが，SMOの震源は北西から南東へ広がって分布している傾向がみられる。2月頃のやや大きな地震について，北西から南東への帯状の震源域を考えるならば，8月頃の小さな地震はその北西端で起こっているとみることができる。従って互に独立に決定された震源として一致はよいといえよう。



第11図 1970年2月8日の地震の押し引き分布

Fig. 11. Distribution of push-pull for earthquake occurred in Feb. 8, 1970.

(5) 初動分布

先にあげた1970年2月8日の小区域地震は$M=4.8$ (深さ0 km; JMA) である。24点で観測され，13点で初動の押し引きが報告されている。押し引きをプロットするとメカニズム解は4象限型で満足され，第11図のように節線を引くのが最も適当である。この時の最大主圧力軸はS55°Eと求まる。この外の地震についてはデータの得られている観測点が少ないが，1969年～70年の大きな地震7個はすべて同じ傾向を示す。得られた主圧力方向は，東北地方

7) 市川政治；起震歪力，地震2, **20** (1967) 特集号，68-70.

以北の浅発地震にみられる一般的傾向[7]に従って島孤に直交する方向にあり，このあたりに作用するテクトニックな応力場の方向を表わしているとみられる。しかし，火山の噴火に伴う地震ですら，テクトニックな地震と同様に4象限型のメカニズムをもつものがある[8]ので，このことから地震が駒ケ岳火山とは独立に起こったと断定する資料にならない。

IV. 地下構造に関する考察

(1) 駒ケ岳の火口配列

駒ケ岳の最も新しい噴火は1942年にあったが，この噴火は山頂に1km余りの巨大な裂罅を生じた。形成された裂罅は石川ら[9]によると，前からの火口を結ぶ線上にあたり，小火口の連なりとみられる。その方向は火口列の卓越する方向とみなされ，安政火口から南東に延びている（第1図）。これは先に地震のメカニズムから求めた主圧力方向と一致している。従って，駒ケ岳でも広域応力場の主圧力方向に火口列が卓越するという中村[10]らの考えが支持されるようである。

(2) 震源分布に関する仮定

今回求めた震源は火口近くになく，南東に離れた特定の場所にかたまっている。SMOの震源にしてもほぼ南東に延びて分布している（第10図）。さらに，テクトニックな圧縮力がこの方向にあり，駒ケ岳の火口列の卓越方向とも一致する。このようなことから，駒ケ岳の南東部に異常帯があると考えられないだろうか。駒ケ岳付近では北西—南東方向にテクトニックな圧縮応力場が働いているが，その中でも特に駒ケ岳を通る帯状の部分は，歪が蓄積しやすい構造になっているのではないか。一方，この地域が地質学的にみて構造線あるいは構造帯であるならば歪の蓄積しやすい構造の存在が確からしくなり，そこで地震が起きやすいと考えるのは無理でない。

(3) 亀田半島の構造帯

亀田半島の地質構造に関する調査は古くは加藤[11]が行なっている。加藤は温泉の分布と地形の考察とから，ほぼ北西—南東に走る構造線を考えたが，充分なうらづけに乏しかった。その後鈴木ら[12]による調査が行なわれ，裂罅系と貫入岩の貫入方向に北西—南東の規則性が認められた。最近，地下資源調査所[13][14]によって地熱調査が行なわれ，注目すべき結果が得られて

8) V. M. ZOBIN; The Mechanism of the volanic earthquakes connected with the eruption of the Volcano Sheveluch in November 1964, Izv., Earth Physics, No. 3 (1970), 161–164.
9) 石川俊夫・橋本誠二；昭和17年11月16日駒ケ岳爆発，岩石鉱物鉱床学会誌，**29** (1943), 73–88, 116–127.
10) 中村一明；広域応力場を反映した火山体の構造 —側火口の配列方向—，火山2，**14** (1969), 8–20.
11) 加藤武夫；北海道駒ケ岳火山地質調査報文，震災予防調査会報告，**62** (1909), 1–64.
12) 鈴木 守・長谷川潔・三谷勝利；5万分の1地質図幅「東海」，1969，北海道開発庁.
13) 山口久之助・国府谷盛明・早川福利；鹿部地域地熱調査 —1号について—，地下資源調査所報告，**37** (1967), 85–91.
14) 早川福利・横山英二・和気 徹；亀田半島鹿部地区の地熱構造について，地下資源調査所報告，**41** (1970). 35–49.

いる。鹿部付近では地質調査の外に電気探査，磁力探査，試すい調査，泉質分析などが行なわれ，その結果を紹介すると——① 温泉は緑色凝灰岩の割れ目を伝わって湧出しているらしいこと。② 緑色凝灰岩類は背斜構造をなし，海岸線にそう既存泉源群のやや内陸側を北西一南東に走っていること。③ 背斜軸周辺の緑色凝灰岩は破砕と熱水変質をうけていること。④ 鹿部から恵山にかけての温泉の熱源は似かよったものとみなされること。⑤ 亀田半島には外にも温泉があるが西へいく程温度が低く，地下等温面が深くなること——等が明らかになった。これらの事柄は加藤の提出した構造帯がうけいれられると共に，このあたりで地震が発生しても不思議ではないことを示している。

構造帯だから地震が起こるとか，逆に地震が起こったから構造帯かという議論は一般にはできないであろうが，震源の並んでいるところに構造帯がある場合，両者は関連があると考えてよいであろう。浅発地震の中にも構造帯と関連づけられるものが一部あるであろう。ここであつかった地震は，そのような地震であると考えることが可能である。

V. 結　　論

(1) 4点観測の解析からP波速度および大森係数が，観測網のあたりで

$$v_p = 4.5\ \mathrm{km/sec},$$
$$k = 6.2\ \mathrm{km/sec}$$

と求められる。

(2) 今回求められた12個の震源は駒ケ岳の南東約10 km, 深さ約3 km のあたりに決まる。これら1970年8月の震源は，69年10月から70年2月にかけて群発した地震について札幌管区気象台が決定した震源域の北西端にあたっている。

(3) 気象庁のデータから地震のメカニズムを求めると，最大圧縮軸がS55°Eと決まる。また駒ケ岳の火口列に北西から南東へ延びる卓越方向がある。これらはテクトニックな応力場を反映していると思われる。

(4) 温泉の分布や地質調査から，駒ケ岳一恵山の構造帯の存在が考えられている。1969年10月から70年9月の駒ケ岳近くの地震の多くは，この構造帯にそって起こっているとみられる。

謝　　辞

御指導戴きました横山泉教授に感謝いたします。有益な助言を下さいました地質学鉱物学教室・石川俊夫教授，北海道地下資源調査所・早川福利氏，並びに気象庁森測候所の皆さまに感謝いたします。長時間データレコーダーの製作に当たって御指導戴きました森谷武男氏に感謝いたします。現地観測の際御世話になった国民宿舎ユートピア大沼の皆さまに感謝いたします。観測に際しては大亀学・成ケ沢憲太郎・有松啓治・江原幸雄氏らの御援助を得ました。本

研究に要した経費は，特定研究「噴火予知に関する火山計測学的研究」に対する研究費によりまかなわれたもので，関係者に謝意を表します。

6. Seismic Activity around the Volcano Komagatake, Hokkaido (1969～1970)

By Yukio TOMATSU
(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

Since its last eruption in 1942, Volcano Komagatake situated at the south of Hokkaido has had little observable acitivity until the outbreak of earthquake sequence on October 1969. This activity lasted till March 1970 and four felt earthquakes were involved during this period. Quadripartite observation by high sensitive seismograph system was made in the period August 14—September 5, 1970. The purpose of the study is to observe the seismic activities around the Komagakake area. By this precise observation, 48 earthquakes were recorded and 12 hypocenters of them were determined. These data were compared with the seismic data obtained from volcanic earthquake observation by Mori Weather Station and hypocenters determined by JMA network in Hokkaido (SMO).

The conclusions of this study are summarized as follows: —

(1) The velocity of P wave is determined from the data of quadripatite net to be 4.5 km/sec near this net.

(2) Epicenters are concentrated in the south eastern part at a distance of about 10 km from Komagatake. Focal depthes are around 3 km. These determined hypocenters are located in the northwestern side of the region where earthquake swarm occured from October 1968 to February 1970 after SMO.

(3) The direction of maximum stress of compression is decided to be S 55°E from the data of earthquake mechanism. The fissure on Volcano Komagatake which has spread more than 1 km in 1942 eruption is in the NW-SE direction. They may reflect the tectonic stress.

(4) From the array of hot springs and the results of geological study, the tectonic zone from Komagatake to Esan has been presented. The seismic activity from October 1969 to September 1970 may be connected with this tectonic zone.