



Title	4 . 1968年1月29日色丹島沖地震の余震活動 : とくに本震直後の余震について
Author(s)	広田, 知保
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 21, 33-43
Issue Date	1969-02-15
DOI	10.14943/gbhu.21.33
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/13952">http://hdl.handle.net/2115/13952</a>
Type	bulletin (article)
File Information	21_p33-43.pdf



[Instructions for use](#)

## 4. 1968年1月29日色丹島沖地震の余震活動

——とくに本震直後の余震について——

広田知保

(北海道大学理学部地球物理学教室)

—昭和43年10月受理—

### I. ま え が き

北大浦河地震観測所が観測を開始して以後、1968年1月29日19時19分頃マグニチュード約7の大地震が色丹島の南南東沖に発生し、道東方面で軽微な被害が生じ、また小津波が観測された。気象庁の発表によれば、震央は、北緯 $43^{\circ}11'$ 、東経 $147^{\circ}00'$ 、深さ30 km、 $M$ 6.9である。この地震に対する浦河地震観測所の震央距離は約350 kmとやや遠いが、フィルムおよび磁気テープ方式による高感度の地震計<sup>1)</sup>によって多数の余震の記録が本震直後から得られたので、これらのデータの解析を行なった。大地震の後に、高感度の地震計により余震の臨時観測が行なわれた例は多いが、この様な観測では本震直後のデータは得られない。

高感度の地震計を有する常設観測所1カ所のデータを用いてやや遠い余震群を研究した例は、1956年8月13日の伊豆沖地震 ( $M=6.5$ ) を松代 ( $L \approx 310$  km) で観測したもの<sup>2)</sup>、1962年4月30日の宮城県北部地震 ( $M=6.5$ ) を筑波山 ( $L \approx 290$  km) で観測したもの<sup>3)</sup>、1964年6月1日の新潟地震 ( $M=7.5$ ) を筑波山 ( $L \approx 250$  km) で観測したもの<sup>4)</sup>、1965年4月20日の静岡地震 ( $M=6.1$ ) を伊勢 ( $L \approx 150$  km) で観測したもの<sup>5)</sup> などがある。今回の場合はこれらの諸例よりも距離は遠いが、より多量のデータが得られている。

### II. 余震の震央分布

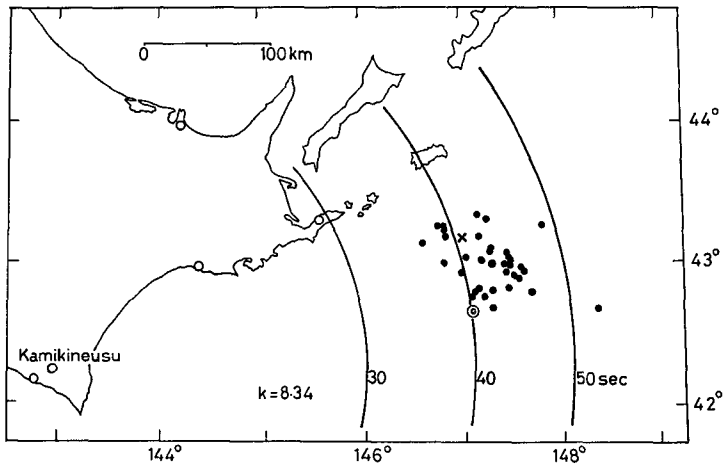
気象庁によって震源が決定された余震の数は3月末日までで、38個である。これらの余震の震央を第1図に示す。図の中に示されている大きな円弧は、後に述べるように大森係数 $k=8.34$  km/secとしたときの浦河地震観測所に対する等P~S線である。×印は本震 ( $M=6.9$ )、

- 1) これらの地震計の特性については、Bulletin of the Urakawa Seismological Observatory, No. 3, January-March, 1968 参照。
- 2) S. SUYEHRO; Aftershock Sequence of the Izu Earthquake of August, 1956, Papers Met. Geophys., 9 (1959), 193-203.
- 3) 萩原尊礼・岩田孝行・前田良弘・茅野一郎; 筑波山で観測された1962年4月30日宮城県北部地震の余震, 震研彙報, 40 (1962), 625-637.
- 4) 宮村撰三・辻浦 賢; 新潟地震とその余震の筑波における観測, 震研速報, 8 (1964), 15-21.
- 5) 津村建四朗・山田三枝子; 微小地震観測によって検知された1965年4月20日の静岡地震の余震について, 地震 (ii), 20 (1967), 57-59.

二重丸は最大余震 ( $M=5.8$ ) を示す。これらの震央は、片側だけのかかなり遠い観測点のデータによって求めたものであるから系統的誤差はかなり大きいものと思われる。ただし相対的な位置はある程度信頼できよう。

浦河地震観測所のデータは、1月29日から3月31日までのフィルムの記録、1月29日から2月8日までの磁気テープの記録を用いた。

第2図に、フィルム記録のデータによるP~S時間の頻度分布を示す。41秒付近にピークを持ち32秒から57秒まで分布している。

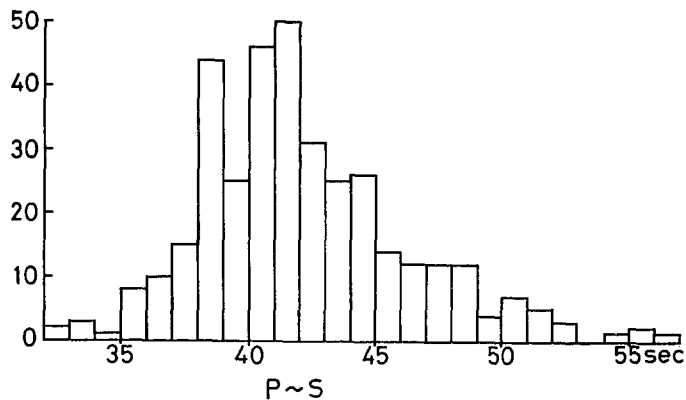


第1図 本震および余震の震央分布 (気象庁による)

×; 本震, ⊙; 最大余震

浦河地震観測所における等P~S線も同時に示されている。

Fig. 1. Epicenters of the main shock and aftershocks (after JMA), ×; the main shock, ⊙; the largest aftershock.



第2図 P~S時間の頻度分布 (浦河地震観測所のフィルム記録による)

Fig. 2. Frequency distribution of S-P.

### III. 前震について

前震活動の有無を調べるために、1968年1月1日から本震直前までの約1カ月間の資料を、浦河地震観測所のフィルム記録について Bulletin 掲載のための読みとり基準に該当しない小さなもの、および今回の地震の震央に最も近い気象庁根室測候所の高感度のフィルム記録を、P~S時間を基準として調べた。両方の点で共通に記録されていて前震らしいものとして次の2つが見つかったが、直前の前震と思われるものは見当らなかった。

発 震 時	M	根室での P~S	浦河での P~S	P の差
1968年1月3日 22時07分	2.7	24.2 <sup>s</sup>	36.5 <sup>s</sup>	32.0 <sup>s</sup>
1968年1月7日 00時42分	2.7	12.2 <sup>s</sup>	41.7 <sup>s</sup>	33.9 <sup>s</sup>

これらの地震がはたしてほんとうに前震とみなせるかどうか判断する資料はない。

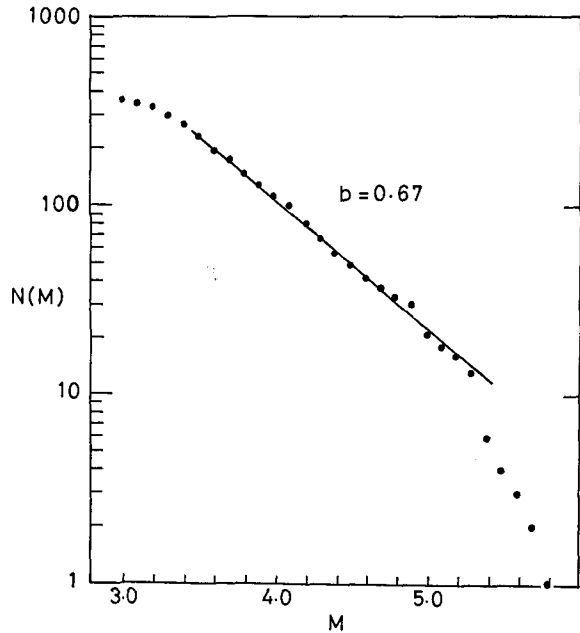
今回の地震の余震域には、1926年から1960年までは M6 を越える地震は起っていないが、その後1961年2月13日 M6.8 を主震とする地震群と、1964年5月31日 M6.7 の地震とその余震が起っている。

### IV. マグニチュード

気象庁で震央が求められた地震について、浦河地震観測所からの震央距離を計算し、それぞれの P~S 時間で割った値として、大森係数を計算し、それらの平均値として、 $k=8.34 \text{ km/sec}$  が得られた。浦河地震観測所でのフィルム記録の上下動成分の最大振幅とその周期から地動の振幅  $A$  (マイクロン) を計算し、P~S 時間に  $8.34$  をかけて得られる値を震央距離として用い、浦河地震観測所でこの地震群を観測したときのマグニチュード  $M$  を求める式として、次のものを得た。

$$M = \log A + 1.73 \log(P \sim S) + 1.41$$

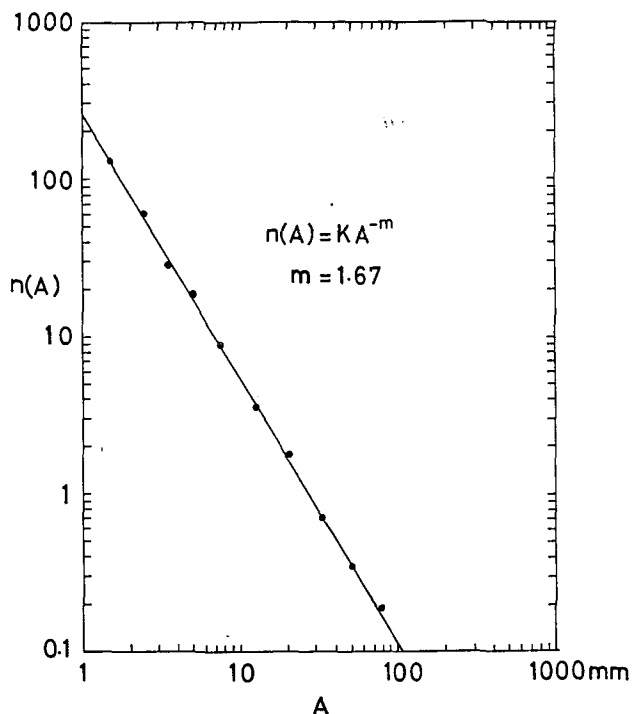
この式は気象庁で求めた  $M$  に一致するように定数項を変えたものであり、 $\pm 0.2$  の精度で気象庁のものに



第3図 マグニチュードの積算頻度曲線 ( $M \geq 3.5$ )  
 Fig. 3. Cumulative frequency distribution of magnitudes.

一致する。この式を用いて 315 個の地震の  $M$  を決めた。得られた  $M$  の積算頻度曲線を第 3 図に示す。 $M$  が 3.5 以上のものは、もれなく観測されていると思われるので、その範囲について、 $\log n(M) = a - bM$  の係数  $b$  を、宇津の式で求めると、 $b = 0.67$  となる。

フィルム記録による上下動成分の最大振幅の頻度分布を調べると、第 4 図のようになるが、この図から石本・飯田の係数  $m$  を求めると、 $m = 1.67$  となり、 $m = b + 1$  なる関係が成立している。



第 4 図 最大振幅の頻度分布 (浦河地震観測所のフィルム記録の上下動成分による)

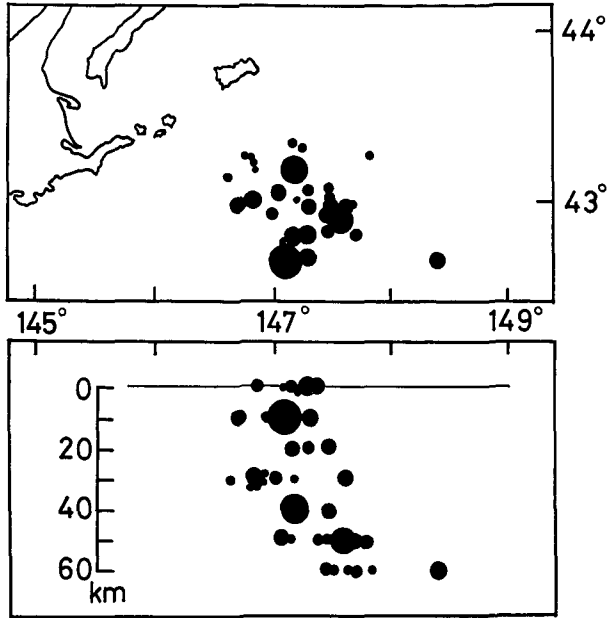
Fig. 4. Frequency distribution of maximum amplitudes.

## V. エネルギー

近年震源決定の精度の向上に伴い、余震エネルギーの集中性に関する議論が行なわれており、エネルギーが余震域の狭い部分、あるいは断層線と思われる線上に集中して解放されるらしいということが言われている<sup>6)</sup>。

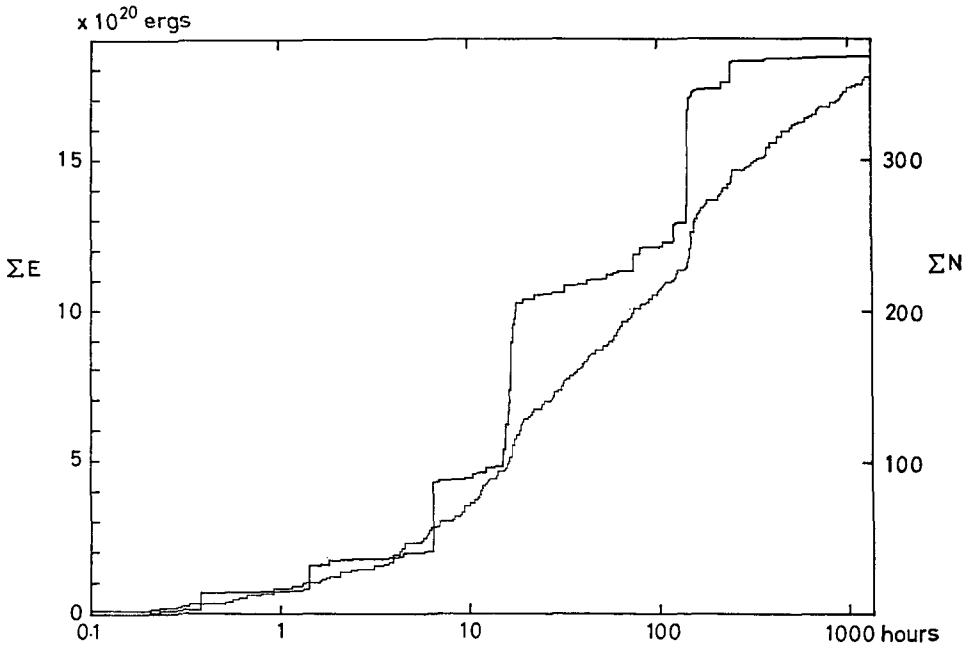
今回の余震の震源決定の精度は、内陸に起ったものに比較して、かなり悪いと思われるが、筆者もエネルギー集中性の大略を知るために震央の決定された地震について、 $\log E = 11.8 + 1.5M$  の式によってエネルギー  $E$  を計算し、そのエネルギー量に比例する円によって地図上

6) N. YAMAKAWA; Foreshocks, Aftershocks and Earthquake Swarms (I), Papers Met. Geophys., 17 (1966), 157-189; (II), *ibid.*, 18 (1967), 15-26; (III), *ibid.*, 18 (1967), 77-88.



第5図 余震エネルギーの空間分布  
上; 平面分布, 下; 垂直分布

Fig. 5. Spatial distribution of aftershock energy.



第6図 余震のエネルギーと頻度の積算曲線

Fig. 6. Cumulative energy and frequency of aftershocks plotted against the time from the main shock.

にそのエネルギーを示してみた。また、深さによる集中性を調べるために北緯  $43^\circ$  に沿った垂直分布を描いてみた。これらを第 5 図に示す。水平分布図および垂直分布図いずれについても集中性があるかどうか判断することはできない。

次に、時間的なエネルギー放出の経過を見るために、本震後からの経過時間を横軸に対数目盛でとり、放出されたエネルギーの積算曲線を描いてみた。これを第 6 図に示す。2 月 4 日 20 時 01 分、本震後 143 時間たって起った最大余震など大きい方の 5 個の余震で、余震総エネルギーに対して占める割合は 47%、大きい方の 10 個では 62% である。これは  $b=1.0$  の標準的な地震群に比較して、大きな地震によるエネルギーの占有率がかなり小さい<sup>7)</sup>。

第 6 図には、余震の数 (後述) の積算曲線も同時に示してある。

## VI. 余震の数の減衰曲線について

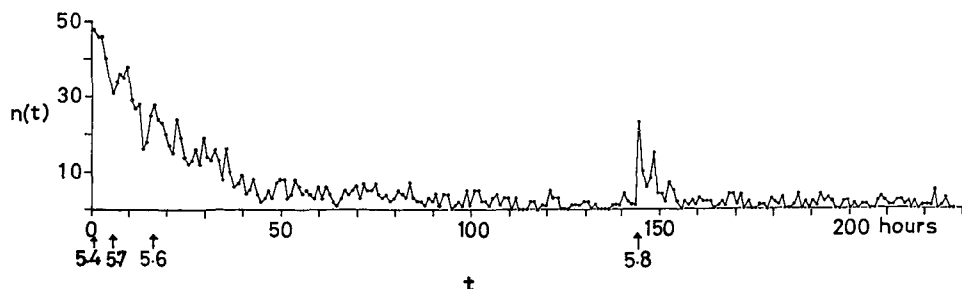
従来、大きな地震が起った際、一般の観測所においては、記録針が飛んでしまったり、流し記録でないために隣同志の記録が重なってしまったり、あるいは本震や大きな余震の表面波などの振幅が大きく長周期の波が永く続くために振幅の小さい地震が埋れてしまったりして、とくに本震直後の多数の小さな地震の活動の様子を正確に知ることはほとんど困難であった。従って本震直後は余震の数をかぞえてもかぞえ落しが多く、余震の数の減衰を示す曲線も本震後 1 日程度経過してから作るべきであるとされていた<sup>8)</sup>。

しかしながら、微小地震観測のための短周期高感度の磁気テープ式地震計による観測が開始されるようになって、本震直後の様子が小さな地震も含めて詳細に知ることができるようになった。浦河地震観測所開設以後はじめて観測された多数の余震を伴った今回の地震について、磁気テープによる記録が本震直後約 30 分から得られたので、直後からの余震の発生頻度について詳細な様子を知る目的で次のことを行なった。磁気テープ式地震計は 50 c/s 程度に倍率のピークがあり数 c/s 以下の長い波に対しては倍率はかなり落ちているが、なおかつ振幅の大きい長周期の波に続いて起った小さな地震が重なって読みとりが困難になるので、Low-cut Filter (Cut off Frequency 10 c/s) を通して、500 c/s のビジュグラフで再生した。震央距離が 350 km 程度に達するのに各余震は 10 c/s 以上の高い周波数成分を充分含んでおり、これは震源から観測所に至る径路が  $Q$  の大きい地域に当たっていることも関係しているであろう。

低周波成分をカットした結果、各余震の震動継続時間は著るしく短くなり、フィルムでは検知されなかった地震を多数見いだすことができた。検出された地震の数は本震後約 10 日間分で、約 1370 個に達した。これはフィルム記録によるものの約 5 倍である。余震かどうかの判定には主として P~S 時間によった。浦河地震観測所で P~S 時間が 35 秒から 50 秒程度

7) T. UTSU and T. HIROTA; Statistical Nature of the Energy and Strain Release in Earthquake Sequences, J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 3 (1968), in Press.

8) K. MOGI; On the Time Distribution of Aftershocks Accompanying the Recent Major Earthquakes in and near Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 40 (1962), 107-124.



第7図 本震直後から10日間の1時間あたりの余震の頻度（浦河地震観測所の磁気テープ記録をフィルターを通して再生したものによる、また大きな余震の  $M$  を示す数字が矢印とともに下の方に書き込まれている）

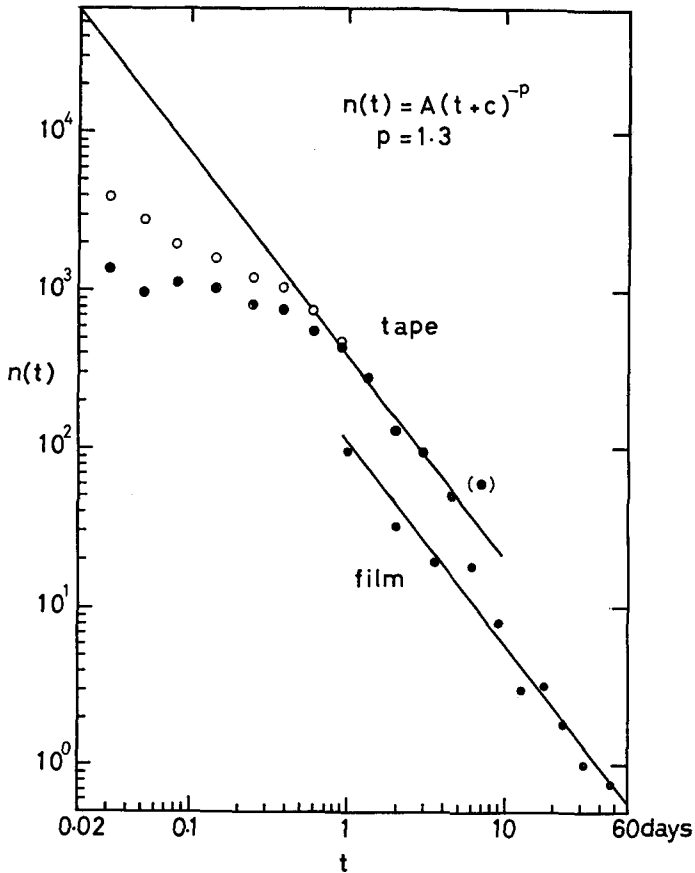
Fig. 7. Hourly numbers of aftershocks recorded on magnetic tapes and reproduced through a low-cut filter.

のものとしては、根室東方沖の他に三陸沖のものが考えられる。これが混入していたとしてもその率はわずかで大勢に影響はないと思われるが、東大震研の堂平の読みとり報告を参照して、堂平の観測網にかかっているものは、発震時などを参照して除いた。しかも、今回の地震の調査期間では、三陸沖には活発な地震活動は見られなかった。

第7図には、磁気テープの再生記録による1時間毎の地震の頻度を1月29日20時から2月8日09時までについてプロットした。2月4日20時01分に、最大の余震 ( $M$  5.8) が起ったが、その後の減衰の様子はそれ自身の余震（二次余震）を伴ったように思われる。この最大余震の震央は第1図に見られるように余震域の端の方に位置している。第7図にも見られるように、この最大余震に近い大きさの余震もいくつかあるが、それらについては二次余震の存在は明瞭でない。多くの二次余震を伴った余震は特殊なものであろう。

本震直後1月29日20時から2月8日09時までの1日当りの余震の数の減衰を示すのが第8図の大きな黒丸である。この図の下側には同時にフィルム記録による余震の数を本震後1日後から63日後まで1日当りの数になおしてプロットしてある。本震後1日以降については、磁気テープの場合もフィルムの場合も、傾き  $p=1.3$  の直線にのっている。しかし、それより前については、傾き  $p=1.3$  の直線からは明らかにはずれており、余震の数は  $t=1.0$  day 以降の直線をそのまま延長したものから予想される数より著るしく少ないことは明らかである。フィルターを通すことによって従来見逃していた多数の余震を見いだすことができたが、それでもなお振幅の大きい波の中に極く小さいものが重なれば、実際はもっと数が増すはずである。そこで、本震直後約1日間の磁気テープ記録の振幅の頻度分布を作ってみた。この場合、振幅の小さいものおよび飽和するような大きい振幅のところは、数が正確に求められないので除き、8~15 mm の振幅を持つ地震の数を示す点を結んで直線を引いた。この範囲ではフィルム記録のデータによる傾き  $m=1.67$  とほとんど同じである。この直線関係が小さいものまで成立するとして、7 mm 以下の小さいものについて、この直線より下側にある点について不足する数を見積って合計すると、約200個の地震が不足する。これを補正值として加えなければならない。





第8図 余震の数の減衰曲線

小さい黒丸；フィルム記録による数，大きい黒丸；磁気テープ記録による数，白丸；磁気テープ記録による数を補正したもの。

Fig. 8. Time distribution of aftershock frequencies.

Small solid circle; aftershocks recorded on photographic films, large solid circle; aftershocks recorded on magnetic tapes, open circle; corrected values.

この200個の地震が、まず  $p=1.3$  の傾きに沿って減衰するとして、もとの数に加えて新しい点をプロットする。今度はこうして得られた点を結ぶ直線に沿って減衰するとして先程と同じく補正する。同じことを数回行なって収斂するようになった点を第8図に白丸で示してある。

以上のような補正をしても、本震直後1日間の余震の数は、傾き  $p=1.3$  の直線から予想される数よりもはるかに少ないといえることができる。実際、約0.03日(30分)後では、約10分1しか起っていない。この不足分がまだ読み落としによるものであるとは考えられず、実際に本震直後1日間くらいの間はそれ以後の頻度から推定される数よりもはるかに少ない数の余震しか起っていないのであろう。

余震の数の減衰曲線として、

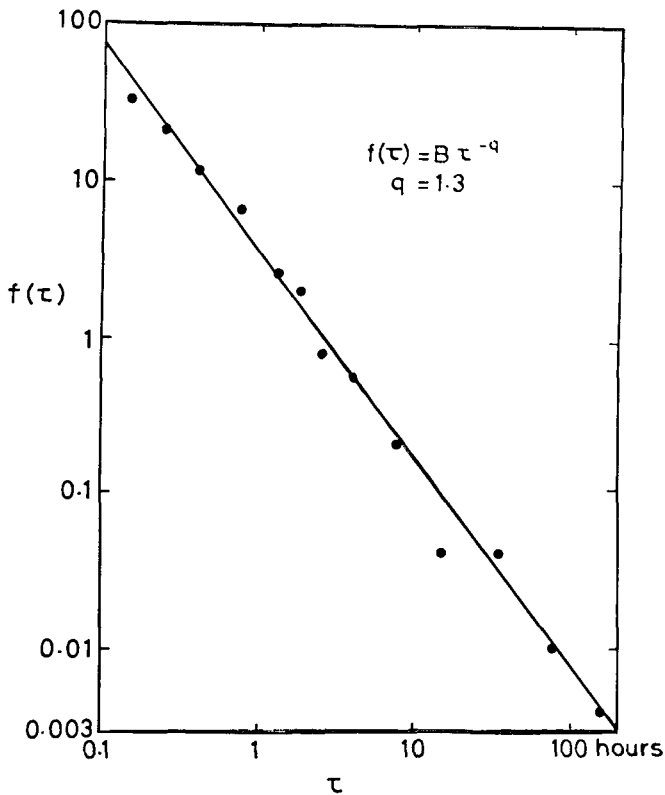
$$n(t) = A(t+c)^{-p}$$

を採用し<sup>9)</sup>,  $p=1.3$  とすると,  $c \approx 0.18$  day となる。

SCHOLZ<sup>10)</sup> は  $p$  の値は1から有意に異ならないと述べているが, また PAGE<sup>11)</sup> は上式の  $c$  が0にならない例があるのは本震直後のデータの不完全性によるものであると述べているが, 今回の地震の結果はこれらの考えを支持しない。

## VII. 余震の時間間隔について

第3図で示されたように, 浦河地震観測所でもれなく観測されたと考えられる  $M$  が3.5以上の余震について, その時間間隔の頻度分布を第9図に示す。時間間隔を  $\tau$  とすれば, その



第9図 余震の時間間の頻度分布 ( $M \geq 3.5$ )

Fig. 9. Frequency distribution of time intervals between two successive aftershocks.

9) T. UTSU; A Statistical Study on the Occurrence of Aftershocks, *Geophys. Mag.*, **30** (1961), 521-605.

10) C. H. SCHOLZ; Microfractures, Aftershocks, and Seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58** (1968), 1117-1130.

11) R. PAGE; Aftershocks and Microaftershocks of the Great Alaska Earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58** (1968), 1131-1168.

分布は、

$$f(\tau) = B\tau^{-q}$$

によって示される。今回の地震では、 $q=1.3$  である。千秋<sup>12)</sup>によれば、余震系列を短期間ごとにみればそれぞれランダムに発生し、全体として  $t^{-p}$  の傾向をもって減少している場合には、

$$q = 2 - \frac{1}{p}$$

となるはずである。この式で  $p=1.3$  とすれば  $q=1.23$  となり、観測された  $q=1.3$  の方がわずかに大きい。このような現象は他の余震系列についても認められている<sup>13)</sup>。

### VIII. 結 論

1968年1月29日19時19分頃の色丹島沖地震について浦河地震観測所において、磁気テープ式高感度地震計の記録が本震直後30分から得られたので、このデータを解析した。余震の数の減少を示す式として、 $n(t) = At^{-p}$  なる式を用い、これを両対数方眼紙上にプロットした場合、 $t=1.0$  day以降については、 $p=1.3$  なる傾きを持つ直線にあてはまるが、それより以前では  $p=1.3$  という直線から推定される余震の数と比較してはるかに少ない数の余震しか検知できない。大きい余震の中に埋れている小さな余震の数を見積もってもとの値に加えて補正を試みた。しかし、それでもなお、例えば、 $t=0.03$  day (30分) では  $p=1.3$  なる直線から推定される数の約10分の1に過ぎない。これは単にみかけ上のものではなく、実際本震後1日くらいの間はわずかの余震しか起っていないと考えられる。

$n(t) = A(t+c)^{-p}$  の式を用いた時、 $c$  の値として、0.18 day なる値が得られた。 $p=1.0$  または  $c=0$  という考えもあるが、今回の結果はそのいずれをも支持しない。

### 謝 辞

終始御指導を戴いた宇津徳治先生に深く感謝致します。また資料を提供して戴いた浦河地震観測所および根室測候所の皆様に感謝致します。

12) 千秋鋭夫；余震間隔の分布に関する確率論的考察，地震 (ii)，12 (1959)，149-161.

13) T. UTSU；On the Time Interval between Two Consecutive Earthquakes, USCGS Tech. Bull., No. 17 (1962), 1-5.

#### 4. Aftershock Sequence of the Earthquake off Shikotan Island on January 29, 1968

By Tomoyasu HIROTA

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

An earthquake of magnitude about 7 occurred off Shikotan Island, Southern Kurile Islands on January 29, 1968. Many aftershocks were recorded at the Urakawa Seismological Observatory, Hokkaido University ( $A \doteq 350$  km), by two types of sensitive seismographs on magnetic tapes and on photographic films.

The decay of the frequency of aftershocks with time is well represented by an equation  $n(t) = At^{-p}$  with  $p=1.3$  for  $t > 1$  day. However, the recorded number of aftershocks within one day from the main shock is far smaller than that predicted by the above equation, even if the aftershocks are counted on oscillogram reproductions of the magnetic tapes through a low-cut filter having a cut-off frequency of 10 cps. The use of the low-cut filter minimizes the duration of the oscillation of each aftershock and thus reduces the incompleteness of the data due to overlapping. Moreover, the number of smaller aftershocks which are obscured by larger ones is estimated by using an amplitude-frequency diagram. The final time-frequency distribution corrected for the above mentioned deficiency fits rather closely to an equation  $n(t) = A(t+c)^{-p}$  with  $p=1.3$  and  $c=0.18$  day. Therefore, the present data do not support the opinion of  $p=1$  or  $c=0$  expressed by some seismologists.