



Title	8. 1969年8月12日根室東方沖地震の余震活動
Author(s)	本谷, 義信; MOTOYA, Yoshinobu
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 24, 93-106
Issue Date	1970-09-18
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.24.93
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/13984
Type	departmental bulletin paper
File Information	24_p93-106.pdf



8. 1969年8月12日根室東方沖地震の余震活動

本谷 義信

(北海道大学理学部浦河地震観測所)

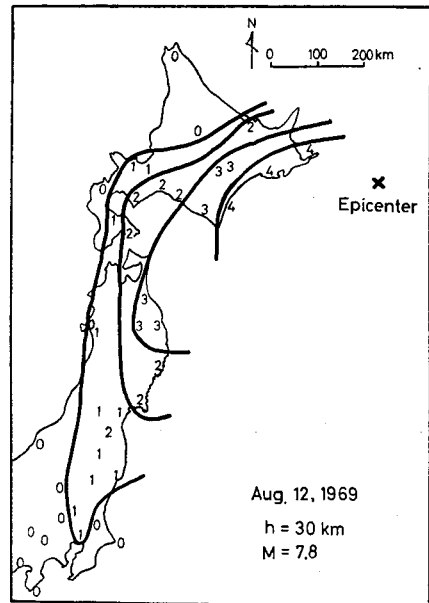
—昭和45年4月受理—

I. ま え が き

1969年8月12日06時28分頃マグニチュードが8に近い大地震が根室の東南東約150kmの沖合に発生し、道東方面では地震動および津波により軽微な被害を受けた。気象庁の発表によれば、この地震の震央は、北緯 $42^{\circ}42'$ 、東経 $147^{\circ}37'$ 、深さ30km、 $M7.8$ である。いままでこの地域に起きた地震について知られているのと同様な異常震域現象がこの地震についてもみられ、関東北部まで有感で最大有感距離は約1000kmであった(第1図)。この地震の約30分前から顕著な前震活動がみられ、また多数の余震が続いたので、浦河地震観測所のフィルムおよび磁気テープ記録方式で高感度の地震計¹⁾によって得られたデータと、気象庁(JMA)およびU.S. Coast and Geodetic Survey(CGS)で発表しているデータとを用いて、その調査を行なった。また、今回の地震の震央から約30km離れたところには1968年1月にマグニチュード6.9の地震があり、その余震活動が調べられているので²⁾、今回得られた結果と比較することが出来た。

II. 前震について

前震活動の状況を調べるために、浦河地震観測所(上杵臼)のフィルム記録についてBulletin掲載のための検測基準以下の小さな地震の読みとりもして、1969年8月1日から本震直前までの期間に、本震の周辺で発生したとみられる地震をえらび出したものが第1表である。この表にはCGSの発行する震源速報の資料も一緒にのせてある。震源の決定さ



第1図 震度分布図

Fig. 1. Distribution of seismic intensities after the Japan Meteorological Agency (JMA).

- 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 参照のこと。
- 2) 広田知保; 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—, 北大地球物理研究報告, 21 (1969), 33-43.

第1表 8月1日から本震発生以前にその周辺で起きた地震
Table 1. List of earthquakes in August, prior to the main shock.

No.	Date (d)	Origin Time (h·m·s)	Arrival Time (h·m·s)	S-P (s)	Amplitude (μ)	Hypocenter			<i>m</i>
						Lat.	Long.	depth	
1	6		04 32 44.8	40.7	0.05				3.2
2	11	06 09 26.2	06 10 25.5	46.5	0.23	43.6° N 147.6° E 20 km			4.4
3	11		06 22 49.8	43.7	0.018				2.8
4	11		07 58 35.6	43.5	0.008				2.4
5	12	05 58 53.5	05 59 49.5	46.0	0.19	44.0	147.7	24	4.1
6	12	06 02 15.0	06 03 11.3	44.0	0.25	44.0	147.7	22	4.2
7	12	06 07 57.8	06 08 54.7	47.1	0.5	44.0	147.8	20	4.5
8	12	06 21 47.3	06 22 45.9	45.6	0.5	43.4	147.6	29	4.6
9**	12	06 26 37.6	06 27 33.4		scale out	43.4	147.9	43	5.7
10	12	06 27 25.8				43.6	147.8	14	5.9
11	12	06 27 36.0				43.5	147.8	45	6.2
*	12	06 27 39.4				43.5	147.4	28	7.1

Observational data were obtained at Kamikineusu (KMU).

Hypocenter elements were determined by USCGS.

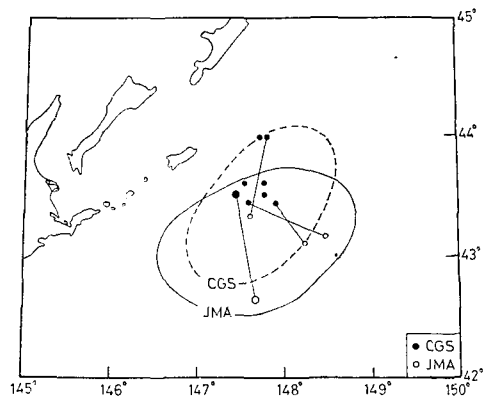
* main shock (*M* 7.8).

** Comment: The computed locations of these 3 lesser shocks may be a more accurate indication of the location of the following main event than the computed coordinates, due to the paucity of associated data. (USCGS).

れていない地震のマグニチュードは上杵臼の最大振幅と *S-P* 時間とから、CGS のマグニチュード *m* に一致するように推定した。

本震の1日前には *m* = 4.4 の地震があったが、これに続く2回の微小地震はその余震とみなす方がよいと思われるものである。No. 4までの地震が前震と考えられるかどうかはわからないが、No. 5以降の地震が前震群を形成していたことはあきらかである。これらの前震はかなり大きなもので、No. 6からNo. 9までの4個は気象庁の観測網でも記録されており、No. 7, 8, 9の前震は震源の決定もされている。とくに、本震の約1分前のものは *m* = 5.7 という大きなもので、上杵臼のフィルム記録はここでスケールアウトしていてそれ以後の情報は得られて

いない。しかし、CGSによると、さらに本震の13.6秒および3.4秒前にも震源の決定されている大きな前震があるが、これらについては気象庁の観測でも何の資料も得られていないので



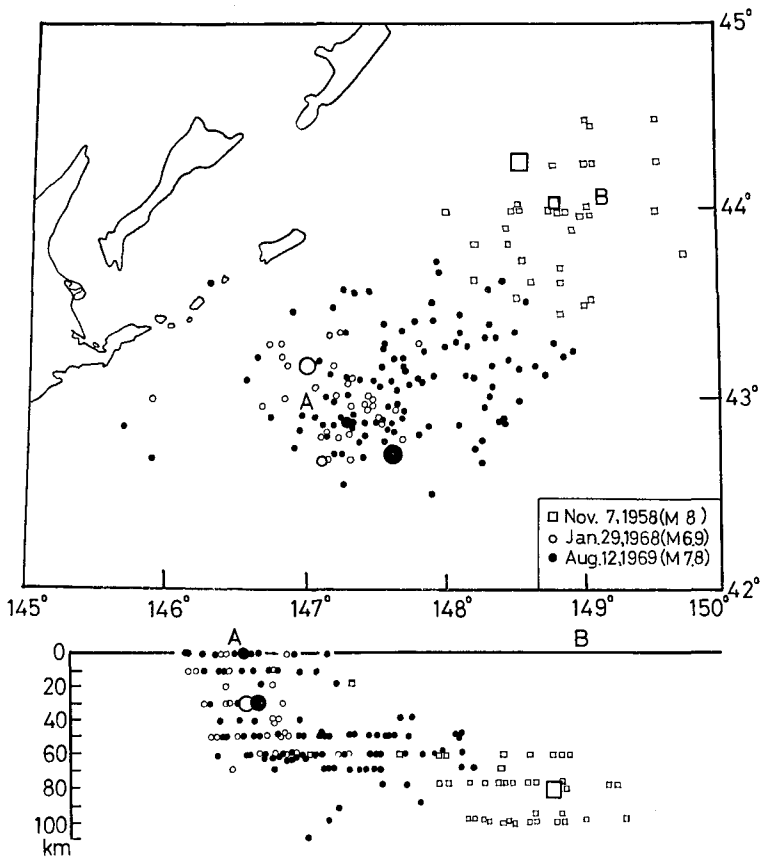
第2図 本震(大きい丸)と前震の震央および余震域(楕円)

Fig. 2. Epicenters of the main shock (large circle) and foreshocks. Ellipses show the aftershock region. Two epicenter locations are connected by a solid line.

詳細は不明である。本震周辺で m が 2.5 以上の地震があれば上杵臼の観測から検知可能と考えられるが、前震活動が始まってから微小地震は発生していないことが注目される。

以上のことから、今回の前震群は本震の約 30 分前から始まり、その発生頻度および大きさが次第に増加して本震発生に至る典型的な C 型 (連続型) の活動様式³⁾ を示したといえる。

つぎに、前震の震央分布と余震域とを第 2 図に示す。本震は大きな丸印で、同一の前震の JMA と CGS による震央は実線で結んである。JMA と CGS による震央の間には系統的なずれがあり、エトロフ島付近では CGS による震央が JMA のものより 50 km 程北側になることが知られているが⁴⁾、今回の場合にも全く同様な関係が認められ実線で囲まれた JMA による



第 3 図 エトロフ島付近に発生した 3 回の地震とその余震の震源分布

Fig. 3. Distribution of hypocenters of three main shocks and their aftershocks (after JMA).

- 3) K. MOGI; Some Discussions on Aftershocks, Foreshocks and Earthquake Swarms—the Fracture of a Semi-infinite Body Caused by an Inner Stress Origin and Its Relation to the Earthquake Phenomena (Third Paper), B.E.R.I. 41 (1963), 615–658.
- 4) T. UTSU; Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (I), J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII, 3 (1967), 1–25.

余震域は、CGS によると全体として北側へずれて点線で囲まれた範囲となる。これまでに知られているいくつかの前震群の例では、前震は本震のごく近傍に起るといわれているが⁵⁾、今回の場合にはそのようにはみえない。とくに、JMA によると前震一本震の空間的まとまりがみられないが、震央の求められている前震の数が少ないので、ここではこれ以上はふれない。

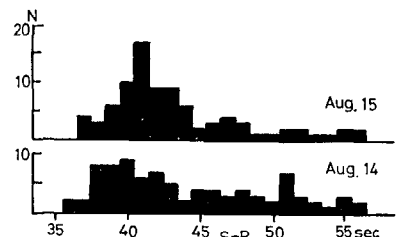
なお、CGS が実体波によって決めた本震のマグニチュードは $m=7.1$ であるが、表面波によると $M(\text{CGS})=7.8$ であり、この値は気象庁のものとは一致している。

III. 余震の震源分布

気象庁によって震源が決定された余震の数は 8 月末までで、105 個である。これらの余震の震央を第 3 図に示す。本震から約 65 時間後の 14 日 23 時 19 分に $M 6.2$ の最大余震が余震域の南西端近くで発生したが、その後この付近で集中的に余震が続いた。このことは上杵臼のフィルム記録により 14 日と 15 日の $S-P$ 時間の頻度分布を調べると、最大余震の後には $S-P$ 時間 41 秒に著しいピークがみられることからわかる (第 4 図)。

1968 年 1 月 29 日の色丹島沖地震 ($M=6.9$) とその余震の震央も第 3 図に示してあるが、この余震は今回の地震の余震域の南西端近くで発生していたことがわかる。これらの震央は片側だけのかかなり遠い観測点によって求められたものであるから、系統的な誤差はかなり大きいかもしれないが、相対的な位置関係は信頼してよいであろう。さらに、この付近の過去の大地震としては 1958 年 11 月 7 日に今回の地震の北東約 150 km のところでエトロフ島沖地震 ($M \approx 8$) が発生している。第 3 図にはこの余震も示してあるが、当時の震源決定精度は現在よりも悪いと思われる。とにかく、この震央分布をみるかぎりではこの 2 回の大地震の中間部分は余震でほぼ埋められたように見える。

つぎに、これらの余震の深さを調べた。震央は海溝に平行して南西から北東へ配列しているので、これにそって A 点 ($43^\circ\text{N}, 147^\circ\text{E}$) と B 点 ($44^\circ\text{N}, 149^\circ\text{E}$) の 2 点を結ぶ断面での震源の垂直分布をみた。これによると、色丹島沖地震の余震は深さ 60 km より浅いことがわかる。一方、今回の余震は大部分が 50 km より深い、10 km より浅いところにもいくつかみられる。この浅い方の余震の大部分はさきにもべた最大余震に伴う 2 次的余震によるものであった。エトロフ島沖地震は本震も余震もさらに深いものと考えられるから、この地域全体としては南西から北東へ向って震源が深くなっている傾向がみられる。そして、今回の余震域の中央から北東へひろがる部分では、平面的には余震で埋まったように見えるが、深さ 50 km より浅いとこ



第 4 図 余震の $S-P$ 時間の頻度分布
Fig. 4. Frequency distributions of $S-P$ intervals of aftershocks.

A peak at 41 sec. is due to a secondary aftershock activity.

5) 茂木清夫; 地震 II, 20, 特集号 (1967), 144.

ろは全く空白になっていることが注目される。なお、1958年のエトロフ島沖地震の南々東約100 kmのところには、1963年エトロフ島沖地震 ($M=8.1$) が発生しているが、その余震群の深さは60 kmより浅いものであった。

IV. マグニチュード

気象庁では深さが60 kmより深い地震のマグニチュード M を発表していないが、すでにのべたように今回の余震活動はやや深いものであったから、ここではCGSのマグニチュード m も用いることとした。

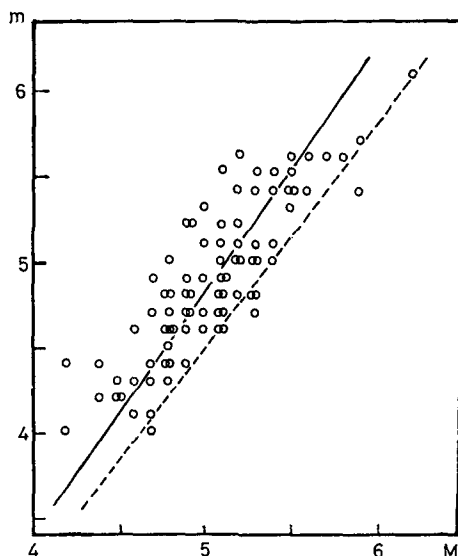
8月末までの余震92個について M と m の関係を示したのが第5図である。市川によって日本付近全体について得られている結果⁶⁾ がこの場合には適合していないことはあきらかであり、堀が指摘しているように M と m との偏差にはかなりはっきりした地域差があるらしい⁷⁾。そこで第5図について最小2乗法により M と m との関係を求めた結果は次のようになった。

$$M = 0.69m + 1.68 \quad (1)$$

マグニチュード M^* (M でも m でもよい) 以上の地震の数 $N(M^*)$ は Gutenberg-Richter の関係式

$$\log N(M^*) = a - bM^* \quad (2)$$

であらわされることが一般に知られている。8月末までの余震の m および M 別度数分布を第6図に示す。 m が4.6以上について宇津の式⁸⁾を用いて(2)式の係数 b を求めると $b_{CGS}=1.07$ が得られた。しかし、 m が5.6以上では直線の傾きもつと急になっているように見える。つぎに、 M の度数分布では M が5.1以上で直線性がよく $b_{JMA}=1.44$ が得られた。 $m=5.6$ は $M=5.5$ に対応しているので、 $m>5.6$ の折れまがりに相当するものは M の方では認められない。1968年十勝沖地震の余震群の m 別度数分布について



第5図 USCGS発表の m と気象庁発表の M との関係

実線は(1)式、点線は日本付近の地震に対する市川の式を示す

Fig. 5. Relation between magnitudes determined by JMA (M) and USCGS (m).

The solid line shows equation (1) and the dotted line is that given for Japanese earthquakes (by Ichikawa).

6) 市川政治; 実体波および表面波から求めた小地震のマグニチュードの関係について, 地震 II, 19 (280-282).

7) 堀 実; 日本付近の地震のCGSマグニチュード m について, 震研彙報, 47 (1969), 1003-1014.

8) 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, 北大地球物理研究報告, 13 (1965), 99-104.

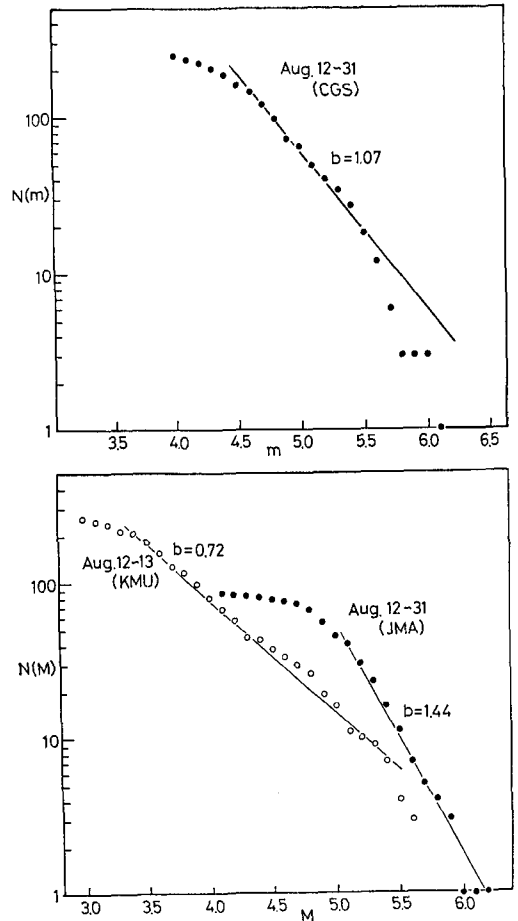
も、 m が 4.4~5.6 の範囲では $b_{CGS}=1.08$ であるが、 $m > 5.6$ では $b_{CGS} \approx 2.5$ という大きな値になることが報告されている⁹⁾ から、 m をきめる観測点のかたよりおよびマントル内の Q の値等に関連して今後検討すべき問題が含まれていると思われる。

一つの地震について I, II という方法できめたマグニチュードをそれぞれ M_I, M_{II} とし、 $M_I = \text{const} + \lambda M_{II}$ という関係が統計的に成立つとすれば同一地震群についての M_I, M_{II} の度数分布をあらわす式 (2) の係数 b_I と b_{II} の間には、 $b_{II} = \lambda b_I$ が成立つことが知られているから、 $b_{JMA} = 1.44$ は (1) 式を考えると $b_{CGS} = 1.00$ と変換されると m 別度数分布を調べた資料には深さ 70km 以上の余震も含まれているので、完全に同一地震群とはいえないかもしれないけれども、得られた値 $b_{CGS} = 1.07$ は、これとよく一致していることがわかる。

上杵臼での最大振幅と $S-P$ 時間とから、 M_{JMA} に一致するようなマグニチュード M_{S-P} を得るために次の式が出されている¹⁰⁾。

$$M_{S-P} = 1.75 \log(S-P) + \log A_2 + 1.65 \tag{3}$$

小さな余震のマグニチュードをこの式により計算した。フィルム記録上で読み落としはないと考えられる 12 日 18 時から 14 日 00 時までの余震 250 個について M 別度数分布を調べた。 M が 3.5 より大きい範囲について $b_{KMU} = 0.72$ となり、この結果は色丹島沖地震の余震群の場合とよい一致を示している¹¹⁾。そしてまた、 M が大きいところでは b はもっと大きな値となるらしく、さきにのべた M_{JMA} を用いたときの結果ともよく合う傾向がみられる。マグニチュードの広い範囲については (2) 式とはやや異なった分布形式を考えた方がよい場合もあるといわれているが¹²⁾、この余震群についても M が 5 付近でおれまがりがあると考えられる。なお、 $m = 4.6$



第 6 図 マグニチュードの累積度数分布

Fig. 6. Magnitude-cumulative frequency relations.

9) 札幌管区気象台; 1968 年十勝沖地震調査報告, 1968 年十勝沖地震調査委員会 (1969), 17-18.

10) 本谷義信; 浦河地震観測所における地震観測 (I), 北大地球物理研究報告, 22 (1969), 39-48.

11) 前出 2), 以下しばしば色丹島沖地震の結果と比較されるがそのつど文献 2) を参照のこと.

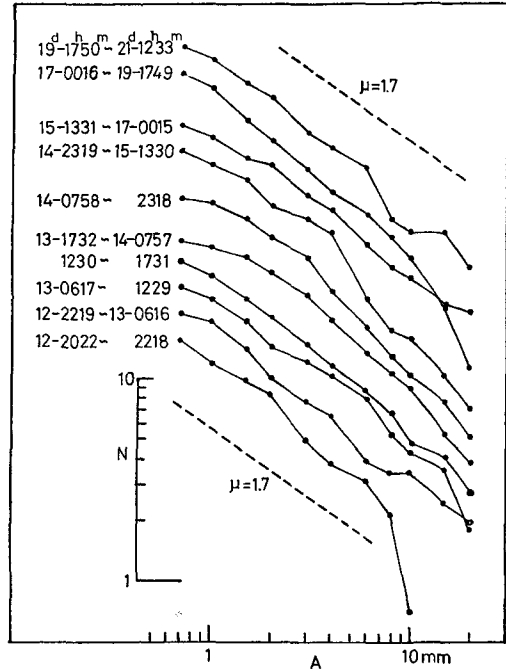
12) 宇津徳治; 北海道およびその周辺の地震活動, 北大地球物理研究報告, 20 (1968), 51-76.

は $M=4.85$ に相当するので、 $m < 4.6$ のところで地震の数が少なくなっているのは $M 5$ 付近のおれまがりに対応しているものか、観測もれによるものかはっきりしない。

余震の発生順に 50 個づつをとり、フィルム記録による上下動成分の最大振幅の累積頻度分布を調べた (第 7 図)。石本・飯田の式

$$N(A) = k A^{1-\mu} \quad (4)$$

の係数 μ は、最大振幅の大きいところで点のばらつきはあるが、ほぼ 1.7 になる。 μ と b との間には、 $\mu = b + 1$ という関係が成立っていて、さきに得られた $b = 0.72$ という値はこの余震活動の全期間についてかなり安定したものであることがわかる。



第 7 図 最大振幅の累積頻度分布

Fig. 7. Cumulative frequency distributions of maximum trace amplitudes.

V. エネルギー

余震によりエネルギーがどのように放出

されたかを調べた。8 月末までに気象庁で震源の決定されている余震について

$$\log E = 11.8 + 1.5 M \quad (5)$$

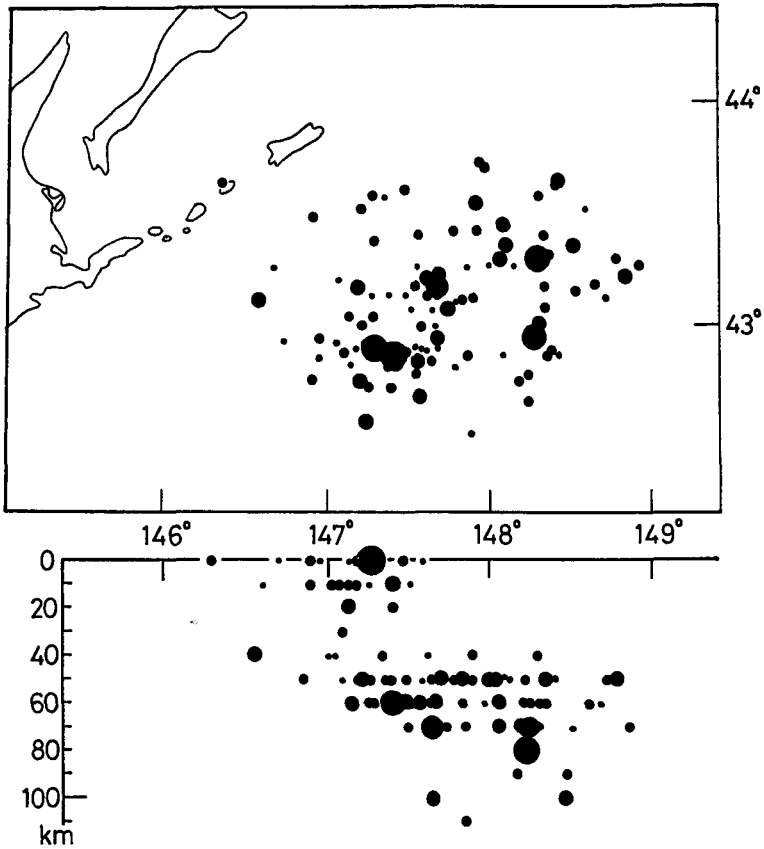
の式によりそのエネルギーを計算した。また、深さが 70 km より深い余震については M と m との関係式 (1) を上の式に入れて得られる式

$$\log E = 14.3 + 1.0 m \quad (6)$$

を用いた。得られたエネルギー量に対応する大きさの円によって地図上にその分布を示したものが第 8 図である。水平分布ではエネルギー放出に特別集中性があるようにはみえないが、垂直分布では 10 km より浅い部分と 50 km より深い部分とにはっきりわかれている。そして、さきにのべたように 14 日の最大余震およびその 2 次的余震によって浅い部分で集中的にエネルギーが放出された。エネルギーが余震域の中の狭い部分、あるいは断層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いわれているが¹³⁾、今回の場合にははそうにはみえない。

深さ別に放出されたエネルギーを合計して示したものが第 9 図である。深さ 20~30 km で余震によるエネルギー放出が著しく少ないが、本震の深さが 30 km とされていることを考えあ

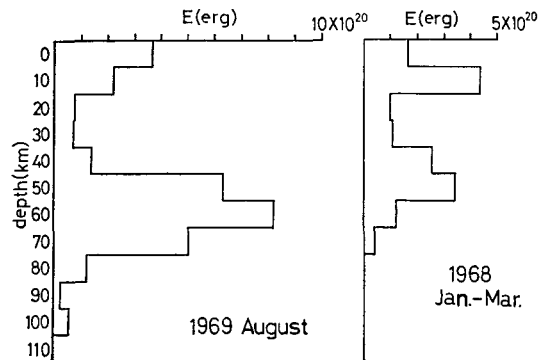
13) 山川宣男; 余震に関する二, 三の調査 (第 1 報), 地震 II, 18 (1965), 25-40.



第8図 余震エネルギーの空間分布

Fig. 8. Spatial distribution of energy released by aftershocks.

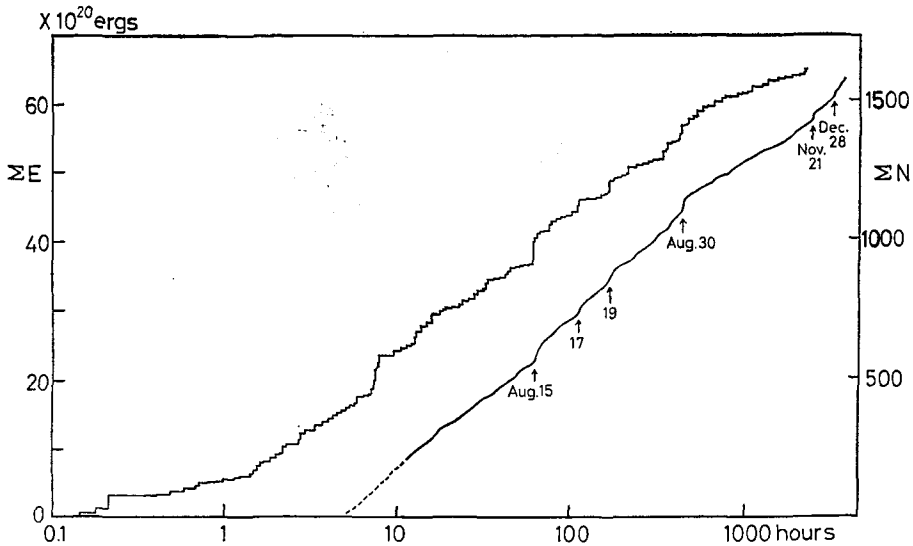
わせると興味がある。また深さが 70 km 以上で全体の 23% にあたる 6.9×10^{20} erg のエネルギーが放出されていて、これを無視することは出来ないと思われる。余震現象は地殻内の浅いところに限られているという考えもあるが¹⁴⁾、今回の余震活動の主要な部分は地殻直下、マントル最上層にあると考えて間違いのないであろう。色丹島沖地震についてもその本震の深さに相当する 20~30 km の深さで余震によるエネルギー放出が少なくなっていることがみられる。この場合には 70 km より深いところでは余震活動はみられなかった。



第9図 余震エネルギーの深さ別分布

Fig. 9. Aftershock energy released at every ten kilometer interval of depth.

14) R. PAGE; Focal Depths of Aftershocks, J. Geophys. Res., 73 (1968), 3897-3903.



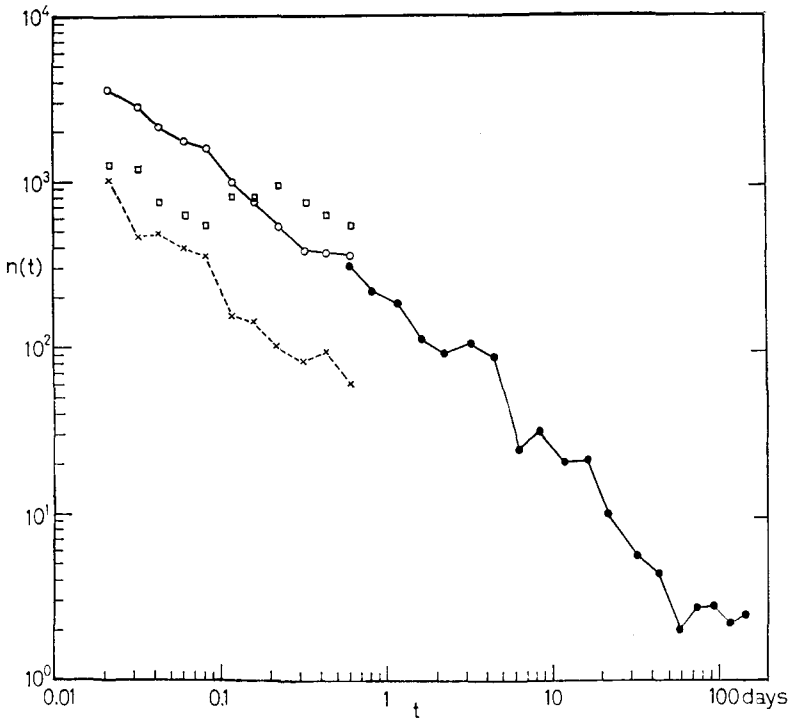
第10図 余震のエネルギーと頻度の積算曲線

Fig. 10. Cumulative energy and frequency of aftershocks plotted against the time from the main shock. Counting of aftershocks starts at 6 hours after the main shock.

つぎに、エネルギー放出の時間的経過をみるために、本震からの時間に対して放出されたエネルギーの積算曲線を作った(第10図)。本震直後からの様子を出来るだけ詳しく調べるために、上杵臼における磁気テープ記録を用いた。広田が色丹島沖地震の余震の調査をしたときと同様に、振幅の大きい長周期の波につづいて起った小さな地震を見落さないために low cut filter を通して再生記録を作った。この結果、本震直後にはかなり大きいと思われる余震でも震源要素の決定されていないものがみつかったので、これらのエネルギーはその振動継続時間から推定した。それでも本震後30分間の記録振幅はほとんど連続的にテープの dynamic range を越えているため、エネルギーにいくらかの見積り落としがあるかも知れない。本震から15時間以降の余震はフィルム記録により調べ、エネルギーの計算が必要な場合には(3)式と(5)式を用いた。このようにして見積ったエネルギーを、マグニチュード m から計算したものに加えた全エネルギーは、本震から12時間後で $E_{total} = 25.4 \times 10^{20}$ erg であるのに対して、CGSのデータによるエネルギーの積算値は $E_{CGS} = 18.2 \times 10^{20}$ erg で、 $E_{CGS}/E_{total} = 0.72$ である。さらに、11月末のこの値は0.85となった。一方、気象庁が M を発表している余震のエネルギーの積算値は8月末で、 $E_{JMA} = 30.2 \times 10^{20}$ erg で、 $E_{JMA}/E_{total} = 0.53$ であった。余震により放出された全エネルギー E_n は12月末現在でまだいくぶん増加するかも知れないが、ほぼ 65×10^{20} erg となり、本震のエネルギーに対する割合は $E_n/E_0 = 0.020$ となる。色丹島沖地震の場合には広田の結果では $E_n/E_0 = 0.138$ であるが、70 km より深い余震がなかったことを考慮に入れて、気象庁によるエネルギーが全エネルギーの約65%を与えると仮定すれば $E_n/E_0 = 0.21$ となり、その余震活動は今回の場合より活発であったと考えられる。

VI. 余震の数

観測された余震の数を1日当りの数になおして、本震からの時間に対してプロットしたのが第11図である。本震直後はさきにのべた磁気テープの資料を用いた。テープ再生記録上のそのままの数は□印であるが、本震から約5時間の間はまだ振幅の大きい波の中に重なっている小さな余震の読み落としがさけられなかったので、再生記録振幅の頻度分布を作り、石本・飯田の関係を利用して、記録上の振幅10 mm以上の余震に規格化した数を白丸で示した。この場合には一部の点は外挿して求めることになるが、実際に観測された20 mm以上の振幅の余震に限っても、余震の数の時間的な減り方についてはほとんど同じ結果が得られることがわかった。本震から0.6日以後の余震の数はフィルム記録によるものである。根室東方沖からエトロフ島沖にかけて発生する地震を上杵臼で観測すると、初動の2~3秒後に振幅の大きいきわめて明瞭な相がみられるが、*S-P*時間とともにこの記象型の特徴が余震かどうかの判定に大変役に立った。



第11図 余震の数の減衰曲線

- : フィルム記録による数, □: 磁気テープによる数
- : 磁気テープで振幅10 mm以上, ×: 同20 mm以上の数

Fig. 11. Time-frequency diagram for the aftershock sequence.

- : aftershocks recorded on photographic films
- : aftershocks recorded on magnetic tapes
- : corrected values

余震の数の減衰曲線として

$$n(t) = A(t+c)^{-p} \tag{7}$$

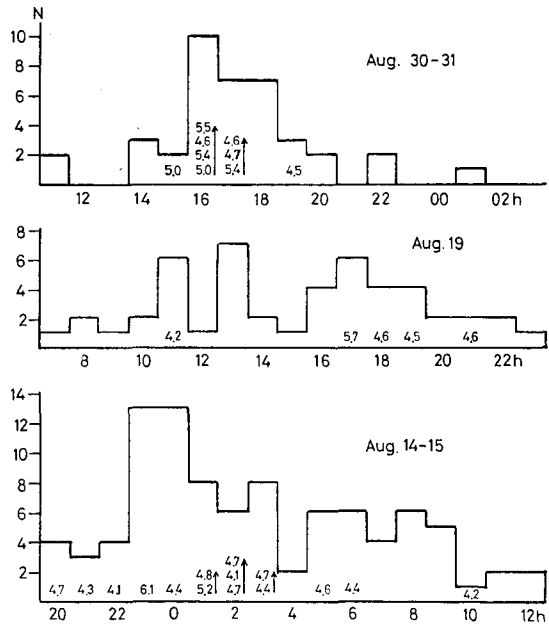
を採用するとき、色丹島沖地震の場合には $p=1.3$ で $c=0.18$ day となり、本震後1日以内の余震の数は $p=1.3$ の直線から予想される数よりも著しく少なくなっていた。一方、今回の余震数は本震のほとんどすぐ後から $p=1.0$ の直線で表わされるようであり、 c は 0.02 程度以下の小さな値と考えられる。ある時間幅の中で発生した余震の数を単位時間当りの数に直してしまうと、その時間幅の中である時間に集中的に余震が発生するようなことがあっても、それが平均化された形でプロットされるのでこのような現象がうまく表わされていないことがある。たとえば、第11図では11月8日から27日までの間に起きた57個の余震を平均して1日当たり2.85個として1点がプロットされているが、このうち14個は21日に集中して発生したのである。

エネルギーの積算曲線に合わせて、余震の数の積算曲線を描いた(第10図)。図中の点線部分は磁気テープ、実線部分はフィルムの記録によるものであり、本震から6時間以内は小さな余震に読み落としがあるので考察しなかつた。

余震の数が急に増加しているところがいくつかみられるが、その前後の余震の数を詳しく示したものが第12図である。8月14日の最大余震に2次の余震がみられたことはすでにのべたとおりである。8月19日17時50分の余震 ($m=5.7$, $H=80$ km) にも2次の余震があったように思われるが、前震のごとき活動を伴っていたこともわかる。第12図にはマグニチュード m を示す数字が入れてあるが、8月30日の活動は群発型に近いものであったと考えられる。また、11月21日と12月28日にも明らかに地震活動が活発となった。12月28日には気象庁で5個の地震の震源がきめられているが、これによるとこれらの地震は空間的には集中していないようである。

以上のことから、この地震の余震群

は、2次的な(前震—)本震—余震型、群発地震型などの地震群がいくつか重なり合って形成されていて、全体としては(7)式に従って余震の数は減少してゆくものと考えられる。宇津は複雑な時間分布を示す余震系列はいくつかの簡単な余震群が複合して起る結果として解釈される



第12図 余震活動が活発化したときの余震回数

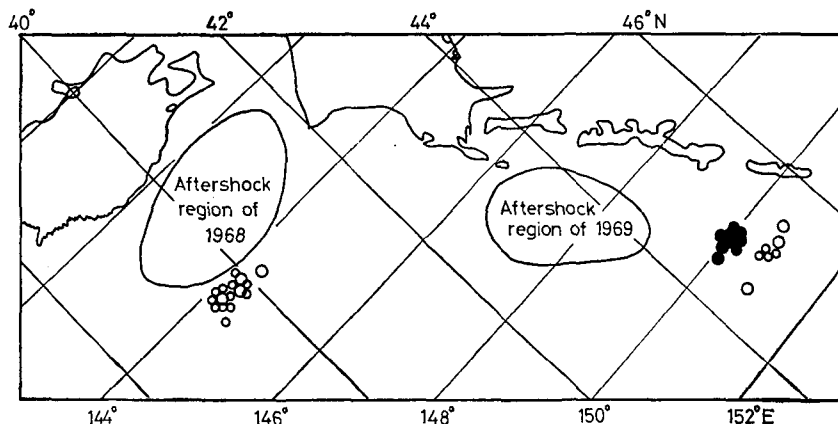
Fig. 12. Hourly number of aftershocks showing abnormally high activity.

Figures are CGS magnitude m and arrows indicate the order of the occurrence of aftershocks.

と述べているが¹⁵⁾、今回の結果はこの考えを支持するものであろう。

VII. 本震前後の地震活動

直接前震、余震という関係ではないが、大地震がおこるとそれに隣接するかやや離れた地域で別の顕著な地震が比較的短い期間の間に発生するという例がいくつかあげられているが¹⁶⁾、今回の地震についてそのようなことがみられたかどうかを調べたところ、次の2つの顕著な地震活動に気がついた。これらのCGSによる震央を第13図に、各々の活動に属する地震の数を第14図に示す。



第13図 1968年5月(●)と1969年8月(○)にみられた顕著な地震活動
 Fig. 13. Remarkable earthquake activities in May, 1968 (●) and in August, 1969 (○).

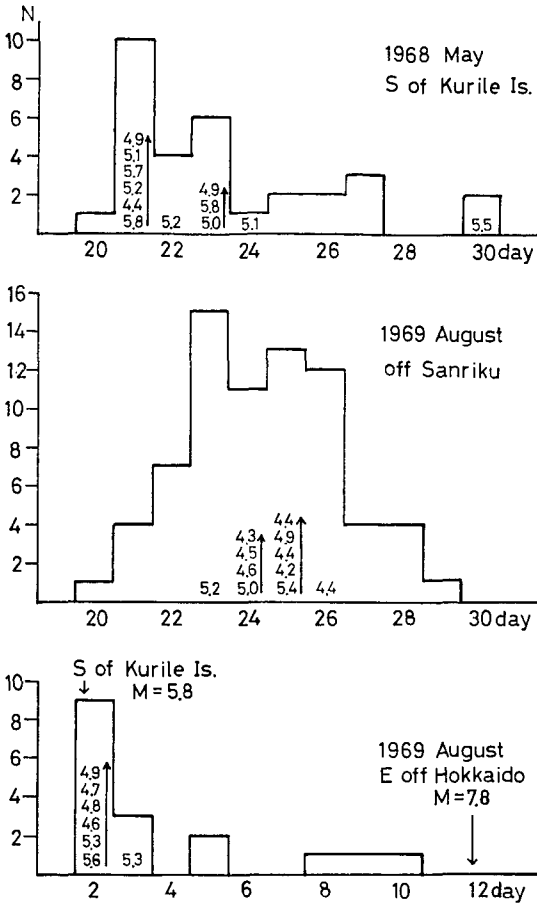
8月2日08時44分に千島列島南部で $M=5.8$ の地震があり、明らかに余震活動がみられた。この地震群によるエネルギー放出は 3.0×10^{21} ergである。

8月20日から29日にかけて、三陸はるか沖で群発地震活動がみられた。最大の地震のマグニチュードは $m=5.4$ で、この地震群による放出エネルギーは 1.6×10^{21} ergである。この地震群が1968年十勝沖地震の余震域より海溝側へはづれて位置していたことは気象庁の震源からもあきらかである。

なおつけ加えると、1968年5月16日の十勝沖地震($M=7.9$)の後には5月20日から30日にかけて、エトロフ島沖に顕著な地震活動があり、 5.3×10^{21} ergのエネルギーが放出された。この活動様式は群発型に近かったようである。以上のべた地震相互の関係は偶然の事柄かどうかわからない程度のものであるから、ここでは事実をあげるにとどめておく。

15) 宇津徳治; 地震発生の時間的分布に関する諸問題 (その3), 北大地球物理研究報告, 23 (1970). 49-71

16) 前出 12).



第14図 第13図に示した顕著な地震活動に含まれる地震の数

Fig. 14. Daily numbers of earthquakes for the remarkable activities shown in Fig. 13.

Figures are CGS magnitude m and arrows indicate the order of the occurrence of earthquakes.

VIII. おわりに

1969年8月12日06時28分頃の根室東方沖地震の余震データを解析した。震源については震央位置にくらべて深さの精度は悪いと思われるが、今回の余震活動の主要な部分は50kmより深かったものと考えてよいであろう。現在気象庁では深さが60kmより深い地震のマグニチュードは発表していないが、北海道太平洋岸からエトロフ島沖にかけての地震はやや深い(60±20km)ものが多いので、もっと深い地震のマグニチュードまで求められることが望ましい。

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から得られたが、それによる余震の数の減衰は、 $n(t)=A(t+c)^{-p}$ の式を用いると、 $p=1.0$ で $c \leq 0.02$ dayとすればうまく表わされる。全体の余震活動にはいくつかの二次的な地震群が含まれていることがわかったが、高感度地震計により余震の観測される機会が多くなると、二次的余震現象はいままで考えられていたよりたくさんみつかるのではないかと思われる。

終りに、この原稿については宇津徳治先生より、いろいろと御注意を頂きました。心から厚くお礼申し上げます。

8. Aftershock Sequence of the Earthquake East off Hokkaido on August 12, 1969

By Yoshinobu MOTOYA

(Urakawa Seismological Observatory, Faculty of Science, Hokkaido University)

An earthquake of magnitude about 8 occurred some 150 km ESE off Nemuro, Hokkaido on August 12, 1969. A remarkable foreshock sequence was observed for half an hour prior to this main shock, which was accompanied by many aftershocks. In this paper data obtained by sensitive seismographs at the Urakawa Seismological Observatory, Hokkaido University (epicentral distance about 380 km) were investigated together with data reported from JMA and USCGS.

The decay of the frequency of aftershocks with time is well represented by an equation $n(t) = A(t+c)^{-p}$ with $p=1.0$ and $c \leq 0.02$ day. Abnormally high seismic activities were detected at least five times during this aftershock sequence. It is expected that secondary aftershock phenomena can be found more frequently when microaftershocks are observed by highly sensitive seismographs.