大地震生成の過程

(1968 年十勝沖地震および 1963 年エトロフ島沖の地震)

札幌管区気象台 長 宗 留 男

(昭和 43 年 12 月 24 日受理)

Process in the Source Region for a Great Earthquake

(The Tokachi-Oki Earthquake, 1968 and
the Etorofu-Oki Earthquake, 1963)

Tomeo NAGAMUNE

Sapporo District Meteorological Observatory

(Received December 24, 1968)

On the strong motion seismograms at stations in Hokkaido and northern Honshu for the Tokachi-Oki Earthquake of May 16, 1968, remarkable waves with large amplitude are recorded at about 20~50 seconds after the S phases. The origin time and the hypocentral coordinates of this earthquake are given by JMA as follows; 00h48m53.0s (GMT), 40°44'N, 143°35'E, $H = 0$ km.

By mean of the travel time analysis, it is found that these waves can be explained as the S wave radiated at the other place from the hypocenter of the main shock. The time and coordinates of the wave origin estimated by the application of Geiger's method are as follows; 00h49m38.3s $\pm$ 1.3s (GMT), 40°35' $\pm$ 00'N, 142°20' $\pm$ 00'E, $H = 0$ km.

From the strong motion seismogram obtained at Urakawa, Hokkaido, for the Etorofu-Oki Earthquake of Oct. 13, 1963, it is also suggested that the large energy was released at the other place from the origin of the main shock, even though such unique solutions for the time and the coordinates of the origin can not be estimated as above example.

§ 1. ま え が き

大規模の地震ではいわゆる震源域が大きく、断層を生じたり、広範囲に地殻変動を生じるなど、規模の小さい地震に比べてその発生の過程は複雑と考えられる。そして大地震の地震記録は、このような複雑な震源過程についての情報を含んでいる。このため地震記録を解析して大地震の震源における過程を推測しようとする研究が盛んに行なわれている。それらの中の 1 つは、記録上に現われる波に着目して主としてそれらの走時を解析する方法である。

KOSHIKAWA (1950) は、1948 年 6 月 28 日の福井地震 ($M = 7.3$) の場合に現われた相を調査し、「地震は 2 段階あるいは 3 段階で起こつたと考えられ、第 2 の地震は本震の約 5.8 秒

後に起こつた。」と述べている。また吉山 (1950) は、1946 年 12 月 21 日の南海道地震 ($M=8.1$) の記録と余震の記録とを比較し、「本震の P 波初動はその大きさから考えて大地震の本体をなす地震の P とは考えられず、主体は恐らく第 3 番目の P にあるらしい(注)」としている。

宇佐美 (1956) は、1953 年 11 月 26 日の房総沖の地震 ($M=7.5$) で日本全国の P 波の発震時刻を詳細に調査した結果、それらには地域的な走時差があるが、3 つの異なつた場所から異なつた時刻に発生したとすればすべての走時が満足されることを示している。

HIRASAWA (1965) は、1964 年 6 月 16 日の新潟地震 ($M=7.5$) について later phase の解析から、その 1 つは移動震源モデルにおいて破壊が俾止する場合に生ずるといわれている stopping phase として説明し、震源移動の方向およびその速度を求めている。

その他 MIYAMURA 等 (1965) は、前述の新潟地震その他の地震の観測資料に基いて、multiple shock について論じている。

本論文では、1968 年 5 月 16 日の 1968 年十勝沖地震および 1963 年 10 月 13 日エトロフ島沖に発生した地震によつて記録された顕著な波の解析結果について述べる。ただし、ここで対象としている波はいずれも本震の震源から出た S よりもかなりあとに現われているものである。

本文で本震の震源とは、地震観測の結果検測上求められた点を示すことにする。

§ 2. 1968 年十勝沖地震

気象庁で求めたこの地震の震源・震源における発震時 (O) は次のとおりである。

$$\left. \begin{array}{l} 40^{\circ}44'N, 143^{\circ}35'E, H: 0 \text{ km} \\ O: 00^h48^m53.0^s \text{ (GMT)} \end{array} \right\} \quad (a)$$

また気象庁その他外国の地震観測所等によつて求められたこの地震の M は次のとおりである (気象庁以外の値は USCGS-ESSA-Preliminary Determination of Epicenters による)。

7.9 (JMA)

8.4 (PAL), 8.2 (PAS), 8.0 (GOL), 7.9 (BRK, USCGS-MS)*

地震記録の例として Fig. 1 に浦河および八戸の強震計のトレースを示してある。この例で、八戸では S から約 22 秒後、浦河では S から約 46 秒後に「I」で表わした顕著な波が

(注) MATUZAWA (1964) は、P 波の部分で 3 段階になつていくようにみえるのは P, P*, $\bar{P}$ で、第 3 番目の振幅が大きいのは、破壊が地表面までおよぶような大地震では $\bar{P}$ が卓越するためであると説明している。

* 観測所の略号は USCGS のコードによる。

Fig. 1. Example of seismograms for the Tokachi-Oki Earthquake of May 16, 1968. Strong motion seismograph ($T_1 = 5 \sim 6$ sec, $v = 8$, $V = 1$).

現われており、間もなく「振り切れ」になっている。しかも八戸および浦河までの震央距離はそれぞれ約 172 km および 176 km でその差はわずか約 4 km であるが I の発現時刻にはかなり差がある。

このように顕著な振幅の大きい波が東北地方の北部および北海道の観測点で観測されている。これらの読取値を他の要素と共に Table 1 に示した。表中「I」の振幅の欄はその立ち

Table 1. Seismometric data for I waves. Δ_0 and Δ_I indicate the distances from the epicenter of the main shock and the origin of I respectively.

Station	Abbrevi- ation	P			S		I					Δ_0 (km)	Δ_I (km)
							Arrival time m s		Amplitude (mm)				
		h	m	s	m	s			N	E	Z		
Hachinohe	HAC	00	49	23.9	49	46	50	03	−30	−7 or +30	−14	175.7	55.2
Urakawa	URA		49	24.6	49	46.2	50	32	−17	+19		171.9	178.3
Hiroo	HIR		49	24	49	47	50	34	+3?	+28		173.6	205.3
Aomori	AOM		49	32.2	50	02.9	50	19				236.6	133.9
Obihiro	OBI		49	33	50	05.2	50	57	> +35?	> +32		244.8	269.2
Tomakomai	TOM		49	35.2	50	11	50	45		+9		267.9	234.8
Hakodate	HAK		49	35.9	50	08.0	50	35				265.4	190.0
Muroran	MUR		49	36.9	50	07.6	50	41	+13	−13		279.3	222.3
Mori	MOR		—		—		50	44	+24			294.0	224.0
Sapporo	SAP		49	42.0	50	19.0	50	57	−17	+19		318.8	286.9
Akita	AKI		49	43.8	50	21.0	50	40	−27?	+17		317.0	213.7
Rumoi	RUM		49	51.5	50	32	51	19	+3?	+5		391.8	377.9

上がりの方向および大きさを読み取つたものであるが、タイムマークが両成分に入っていないので相の対応が完全でないものもあるかも知れない。

Table 1 以外のいくつかの観測点の記録でもこの波に相当すると思われるものがあるが、ここでは立ち上がりが特に明りようなものだけ採用してある(注)。

気象庁で求めた震央 (a) を基にして P, S および Table 1 の I の走時を画いたのが Fig. 2 である。ただし P, S は北海道および東北地方だけの資料であり、それらの時刻は 2, 3 のものを除いて地震月報に掲載されている値である。図中の曲線は $H=0$ km の場合の和達・その他による理論曲線である。

S 相は Fig. 1 の例のように全体として振幅が小さく、立ち上がりが不明りようなものが多いのでややばらついているが、P はかなり良く理論曲線にのついていると言える。

一方、黒丸で示した I は大きくばらついており本震の震源から同時に出了同じ種類の波とは考えられない。しかし細かく見ると、それぞれの黒丸は全くでたらめに分布しているのではなく、震央からみて西～南西にある八戸・青森・秋田、北にあたる浦河・広尾・帯広、ほぼ北西方向に位置するその他の観測点の 3 つに大別すれば、それらはそれぞれほぼまとまつていゝとみられる。

そこで、これらの波は同じ種類のものでこの波に対しては地域的な速度差はないものとして

(注) 今回調査の対象にしたのは北海道および東北地方の地震記録だけである。Fig. 1 の例以外の記録については「気象庁技術報告第 68 号」または「1968 年十勝沖地震調査報告」を参照されたい。

Fig. 2. Arrival time for P, S and I waves as a function of distance. The epicenter is located at $40^{\circ}44'N$ and $143^{\circ}35'E$. Curves are the theoretical ones for $H = 0$ km.

独自に波面の中心を求めると、本震の震央から約 100 km 西方の地点を原点とすればすべての観測値は 1 本の走時曲線、しかも震源の浅い場合の S 波のそれによつてよく表わされる。ここでは一応これらの波は S 波と考え、鷺坂・竹花の近地地震用 S 波走時表のうち $H = 0$ km の値を基にして Geiger の方法で原点および原点における時刻を求めると次のようになる。

$$\left. \begin{array}{l} \text{北緯: } 40^{\circ}35' \pm 00' \\ \text{東経: } 142^{\circ}20' \pm 00' \\ \text{O: } 00^h49^m38.3^s \pm 1.3^s \text{ (GMT)} \end{array} \right\} \quad (b)$$

Fig. 3 は (b) に対する I の走時で、曲線は $H = 0$ km の S 波の理論曲線である。観測値と理論曲線とは極めてよく一致している。また Table 1 に示した I 波初動もこの点を原点とすれば、ほとんど進行方向に対して垂直になり、横波としての特性を示すことになる。なお

Fig. 3. Arrival time for I waves as a function of distance. In this figure, however, the origin of the wave is located at $40^{\circ}35'N$ and $142^{\circ}20'E$. The curve is the theoretical one of S for $H = 0$ km.

Fig. 4. Distribution of seismic intensities and the relationship between the epicenter of the main shock (O_0) and the origin of the I wave (O_1). Dotted ellipse indicates the origin of tsunami estimated by the Sapporo District Meteorological Observatory.

Table 1 の 4_I は、(b) に対する震央距離である。

(b) の地点は八戸東方約 55 km, 本震の震央からの距離約 107 km になり、波の発生時刻は本震発震後約 45 秒になる。

Fig. 4 に (a) と (b) の関係位置を、津波の波源域 [札幌管区気象台 (1969)] および震度分布と共に示してある。

Fig. 4 からわかるように、今回の地震の震度の中心は、本震の震央よりやや西に片寄っており (b) の地点のやや北の地域になると考えられる。また地震による被害は青森県で最も大きく(注)、次いで日高山脈以西の北海道南部地域で大きくなっている。しかし、日高山脈以東の北海道東部における被害は極めて軽微であつた。一方津波の波源域からも考えられるように、今回の地震の震源域は本震の震源から西～北西方向に広がっているとみられる。震度および被害分布のこのような特性は、震源域の広がりの方と共に (b) の地点で大きなエネルギーの放出があつたことによると考えられる。

(注) 青森県で地震による被害が大きかつた 1 つの原因として、同県東部を中心に地震の 3 日前から降り続いた大雨による地盤のゆるみがあげられている。(気象庁技術報告第 68 号)

§ 3. 1963 年のエトロフ島沖の地震

ある地点で各地に起こった地震を観測すると、震央の場所によつて系統的に振幅が大きく(小さく)なつたり、ある種の波が卓越したりすることがある。これは途中の媒質に地域的な差があり、ある径路では相対的に波の減衰が小さく(大きく)かつたり、特種の波を伝えるのに効果的な構造であつたりするためと考えられる。

Fig. 5 は浦河における最大振幅から坪井の式によつて求めた M の値と、気象庁で決めたその地震の M とを比較したものである(注)。これらの地震の震央(地震月報による)は Fig. 6 に示してある。Fig. 5 で黒丸で示した資料は、Fig. 6 の黒丸の地震を表わしており、すべて北海道東方沖から千島列島中部地域に起こつたものである。

Fig. 5 を見て気の付くことは、黒丸で表わされた地震ではすべて M (JMA) よりも M (URA) の方が大きく、場合によつては 1 以上の差があることもある。一方白丸で表わされた地震については、 M (JMA) と M (URA) との間に大きな差はないと考えてさしつかえない。このことは、北海道東方～千島中部に起こる地震を浦河で観測すると最大振幅が特に大きくな

Fig. 5. Comparison of the magnitudes assigned by Tsuboi's formula for Urawa with those reported by JMA for the same shocks. Solid circles indicate the earthquakes which occurred in the offering of the southern Kurile Islands and of the Etorofu Island.

Fig. 6. Distribution of epicenters of earthquakes shown in Fig. 5.

(注) 資料は 1964 年 1 月から 1965 年 12 月までの 2 年間に浦河の 59 型直視式電磁地震計のいずれかの成分で記録全振幅が 10 mm 以上になつた地震のうち気象庁地震月報で M が報告されているもの全部である。

ることを示している。

Fig. 7 および Fig. 8 (a) は地震記録の例である。S 相からやや遅れて「I」で示した振幅の大きい波が現われており、これらの波が最大振幅になっている。この例のように S のあとに顕著な波が現われるのが、この方面の地震の浦河における地震記録にみられる特徴である。この波がどのような種類のものであるかはここでは触れないが、波の径路に原因があることは間違いないと思われる。またその伝搬速度は、分散現象を示しており、Fig. 9 のようになる(注1)。ただし、震源・発震時はすべて USCGS によつて報告された値を使用してある。

ところで Fig. 8 (b) は、1963 年 10 月 13 日エトロフ島沖に発生した地震の強震計の記録である。USCGS によるこの地震の震源、発震時は次のとおりである。44.8°N, 149.5°E, $H: 60$ km, $O = 05^h17^m57.1^s$ (GMT), また気象庁で求めたこの地震の規模は $M = 8.1$ である。

Fig. 8 (b) の記録で、Fig. 7 および Fig. 8 (a) の I に相当する波は S から約 30 秒後に現われている (I で示してある)。この他に記録では I_2 で示した顕著な波がある。時間的にこの I_2 に相当すると考えられる波は、浦河の他の地震記録には現われていない。したがつて径路によるものとは考えられない。地震計の相違によるものとも考えられない。この波の発生は震源に原因があると考えざるをえない(注2)。

浦河の記録で特に卓越する波として前述のように I 波がある。ここで本震の震源に対する I 波は Fig. 8 (b) の I で示した時刻から現われており、これとは別にもう 1 つ 2, 3 倍振幅の大きい同種類の波が I_2 のところで始まっていると仮定しよう。このような考えにより、 I_2 はいつどこで発生したかを調べてみよう。

I_2 の発生源から浦河までの距離を Δ (km), 発生時刻を t_0 とする。

Fig. 7. Example of seismograms observed at Urakawa for the earthquakes which occurred in the offing of the southern Kurile Islands and of the Etorofu Island, recorded by the electromagnetic seismograph with visible recorder "VI" ($T_1 = 5$ sec, $T_2 \div 1/15$ sec, $h_1 \div 0.5$, $h_2 \div 0.5$, $V = 100$).

(注1) この波については、長宗・石黒 (1966) によつて調査されたものがある。

(注2) これについての詳しい説明は後日にゆずる。

Fig. 8. (a); Same example to Fig. 7.
 (b); Seismogram for the Etorofu-Oki Earthquake of Oct. 13, 1963, recorded by the strong motion seismograph.

Fig. 9. Velocity of I waves as a function of period.

Fig. 10. Possible origin time for the I_2 wave. Hatched area indicates the wave origin of tsunami estimated by SOLO'VEV (1965).

The meaning of the figure is as follows; if the wave was radiated at the places which have the same distance to the epicentral distance for the main shock, the time at origin took place at 19m03s, and so on.

東西成分で I_2 の到着時刻は 21^m39^s, 周期は約 5 秒で, Fig. 9 からこの周期の波の見掛けの速度は約 3.95 km/sec である. これらの値を満足するようないくつかの Δ , t_0 の組合せを求めて Fig. 10 に示してある.

Fig. 10 で斜線の部分は SOLO'VEV (1965) によつて求められた津波の波源域である. もし I_2 が本震の震央までの距離と同じ距離のところ (本震の震源を含む) から出たとすれば, その発生時刻は 19^m03^s, それより 100 km 遠いところから出たとすれば 18^m38^s, ... になる.

発生点およびその時刻をおさえることはできないが, この地震の場合も前節の例と同様に, 恐らく I_2 波群は本震の震源以外の地震域のどこかで発生したものと考えられる.

§ 4. あとがき

北海道および東北地方北部の観測点における 1968 年十勝沖地震の強震計記録には, S からやや遅れて振幅の大きい顕著な波が現われている. これらは本震の震央から約 107 km 西方の地点で, 本震の発震時刻から約 45 秒後に発生した S 波として説明できる. しかもその振幅は, 本震の震源から出た S のそれに比べてはるかに大きい.

1963 年 10 月 13 日エトロフ島沖に起つた地震の浦河における 強震計記象紙にも, 同様に

本震の震源以外の地点で発生したと思われる大きな振幅の波が記録されている。

これら2つの例で、波の種類はお互いに異なるかも知れないが、このような波が発生した「機構」はいずれも同じと考えられる。そして「機構」として2つの場合が考えられるであろう。

1つは *stopping phase* と考える場合、他の1つは大地震を形成する一連の地震の1つとする考え方である。

1963年エトロフ島沖の地震は、Fig. 10からもわかるように津波の波源は本震の震央から北東方向に延びており恐らく震源域もこの程度であつたと思われる。また金森(1968)は長周期表面波の解析から、この地震では震源がほぼ北東方向に4~5 km/sec の速度で300 km 程度移行したらしいと述べている。

もし Fig. 8 の I_2 が破壊の停止によつて生じたもの (*stopping phase*) とすれば、Fig. 10 から移動距離 200 km の場合は移動速度は約 13 km/sec になり、約 270 km 移動したとしたときは I_2 は本震の発生とほとんど同時に発生したことにしなければならない。このことから I_2 は、もし移動震源を考えると、完全な停止によつて発生したものではなくてその途中で発生したと考えざるをえない。

§ 2 の例でもただ単に震源が (a) から西方に向つて移動し (b) で停止したとするのは、津波の波源域から推定される震源域の形から考えて必ずしも妥当ではないと思われる。

大地震発生の過程においては、本震の震源以外のいくつかの地点でエネルギーの放出が行なわれ、地震によつては本震の震源以外の地点においてその地震の規模を左右するようなエネルギーを放出することがあるものと考えたい。

文 献

- HIRASAWA, T., 1965, Source Mechanism of the Niigata Earthquake of June 16, 1964, as Derived from Body Waves. *J. Phys. Earth*, **13**, 35~66.
- 金森博雄, 1968, 長周期表面波による大地震震源過程の推定法. 昭和 43 年度秋季地震学会講演会.
- KOSHIKAWA, Y., 1950, Seismometrical Features, Report of the Special Committee for the Study of the Fukui Earthquake (edited by H. TSUYA). 30~36.
- MATUZAWA, T., 1964, Study of Earthquakes. Uno Shoten, Tokyo.
- MIYAMURA, S., S. OMOTE, R. TEISSEYER and E. VESANEN, 1965, Multiple Shocks and Earthquake Series Pattern. *Bull. Intern. Inst. Seis. Earthq. Engin.* **2**, 71~92.
- 長宗留男・石黒長蔵, 1966, 浦河の地震記録に現われる顕著な波群について. 昭和 41 年度北部管区気象研究会誌 (札幌管区気象台), 21~23.
- 札幌管区気象台, 1969, 1968 年十勝沖地震調査報告. 1968 年十勝沖地震調査委員会.
- SOLO'VEV, S. L., 1965, The Urup Earthquake and Associated Tsunami of 1963. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 103~109.
- 宇佐美竜夫, 1956, 房総沖地震の研究 (1). 験震時報, **21**, 93~105.
- 吉山良一, 1950, 南海道地震とその一余震について. 地震, **3**, 23~26.