波形の相似な地震の発生と二、三の問題

東北大学理学部地球物理学教室 浜 口 博 之
東北大学理学部青葉山地震観測所 長 谷 川 昭

(昭和 50 年 2 月 13 日受理)

Recurrent Occurrence of the Earthquakes with Similar Wave Forms and Its Related Problems

Hiroyuki HAMAGUCHI

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tôhoku University

Akira HASEGAWA

Aobayama Seismological Observatory, Faculty of Science, Tôhoku University

(Received February 13, 1975)

In the course of examining the wide dynamic range records of the aftershocks of the Tokachi-oki Earthquake of 1968, the seventy two shocks having similar wave forms out of about 50,000 aftershocks were found by means of a simple but systematic data sorting. High correlations in P and later phases are clear not only among the events of the same order of magnitude but also among the events with considerably different magnitudes ($M = 1 \sim 4.6$). The recurrent occurrence of such events can be traced for the length of about 50 days, which is much longer duration compared with so-called twin or triple shocks reported so far. The activity is, as a whole, a swarm type; however, it is composed of several foreshock-main shock-aftershock sequences. The determination of hypocenters for the several large shocks shows that the events are closely distributed in space within the range of 5 km, which suggests that they have common spatial and dynamical characters. Hereby, the group of earthquakes having a similar wave character can be called an *Earthquake Family*, which may be the most basic unit of sequence of shocks.

The nature of this family is characterized by a small b -value of 0.43 (total number=68) in the Gutenberg-Richter's formula: this result is in qualitative harmony with Mogi's explanation on b -value. The variations of P wave spectral amplitude ratio with magnitude are compared with the ω^2 - and ω^3 -theoretical source models and the ω^2 -model agrees well with the observed data in the frequency range between 4.6 and 16.2 Hz. The average Q_α in the crust is estimated to be 400 from the frequency dependence of the difference between the observed and theoretical amplitude ratio.

§1. はじめに

1968 年 5 月 16 日の十勝沖地震 ($M_{JMA} = 7.8$) の余震を岩手県軽米町で高感度・広 dynamic

range の測定器で観測をおこない 5 万個を越す余震を観測することができた。これらの地震記録の磁気テープからの再生時やデータ検測の際、地震記象の pattern が互いに良く似ており、しかも波動の各 phase の山谷が良く対応する地震群が幾組か発見された。Magnitude (M) が同じ位の場合にはこれらの地震は細部にいたるまでほとんど完全に一致した pattern を示し「相似な地震」と呼んでもさしつかえない。松沢 (1933) の本にはこのような相似な地震発生の例として 1928 年 5 月のスイスでの記録が 2 個示されたあと次のように記述されている。「このことは一見極めて平凡なる事柄のやうであるが随分深長なる意味を蔵して居るものである。第一に殆んど同一地点に起つた地震を同一場所で観測したのであるから径路の条件は全く同一である。したがって震源に於ける発振が全く相似に行はれたと見るほかは無いのである。而して大きさが 2 倍も違ふに拘はらず全く相似な振動が発生し得ると云ふことも随分興味深い事柄である」。

このような例は古くは OMORI (1905, 1919) の論文に、またその後は BERCKHEMER (1962), MIYAMURA *et al.* (1965), STAUDER and RYALL (1967), MCEVILLY and CASADAY (1967), OIKE (1969), TSUJIURA (1973) 等の論文にその記象例を見ることができる。地震とは少し異なるが月震の場合には Thermal Moonquake と呼ばれているものが各大陰月のほぼ同じ時刻に、ほぼ同じ大きさの相い似た波形をもつて現われることが知られている [DUENNEBIER and SUTTON (1974)]。

これまでの例から見るとこのような地震の発見は互の地震の記録振幅のほぼ等しい場合であり、検測者が視覚と記憶にたよつて偶然に発見された場合が多いように推察される。MIYAMURA *et al.* (1965) は和歌山地方の群発地震で見出された二つないし三つの相似な地震からなる群を Twin または Triple shocks と呼び、また STAUDER and RYALL (1967) はネバダでの発見例に Familiar Earthquakes なる名称を冠した。しかしいずれも地震数が少いため相似な地震群の性質を組織的に調べるまでに至らなかった。

我々は約 50,000 個におよぶ余震のデータから以下に述べるような簡単な操作でこれまでに見出された数個よりなる相似な地震群例よりもはるかに数の多い 72 個におよぶ相似地震群を始めとしてこれよりも数の少い同様な群を数例見出すことが出来た。これ等の地震は高感度・広 dynamic range の観測方式のため M の広い範囲にわたつて波形歪みなしに磁気テープに記録されていることがこれまでの報告例と較べて特徴的な点である。ここでは上記 72 個よりなる最も活動の高い地震群について波形を示すと共に、その発生様式、スペクトル等について述べる。

Table 1. Complete list of the earthquakes with similar wave forms (the earthquake family). The blanks in *S-P* column are due to the overlapping by the next event.

	D	H	M	S	<i>S-P</i>	<i>M</i>		D	H	M	S	<i>S-P</i>	<i>M</i>
MAY	19	01	39	22	8.27	1.2	JUN.	6	04	55	21	8.14	0.7
	19	01	40	28	7.77	1.3		6	12	57	34	8.14	3.0
	20	00	43	37	8.07	1.1		6	12	59	49	8.11	3.3
	21	03	45	42	8.32	1.4		7	03	57	17	8.18	1.2
	21	08	22	33	7.69	3.1		7	04	40	12		1.0
	22	12	52	36	7.94	0.9		7	04	40	18	8.20	2.6
	22	13	39	52	7.97	1.6		7	16	51	26	8.04	0.2
	25	08	56	00	8.15	2.6		8	08	32	05	8.04	1.1
	25	08	57	40	8.11	0.9		9	17	42	46	8.04	0.7
	25	21	12	56	8.09	1.6		10	11	32	40	8.08	0.8
	26	13	08	12	8.32	0.8		12	06	30	10	8.00	0.6
	26	13	52	10	8.02	2.4		14	04	31	28	8.08	4.6
	26	13	55	00	8.11	0.1		14	11	38	56	8.03	4.4
	27	17	04	55	8.30	0.7		14	11	39	57	8.13	3.4
	28	04	06	44	8.10	2.3		14	11	44	15	7.78	1.3
	28	04	08	02	8.10	3.1		14	11	56	44	8.03	1.2
	28	04	59	54	8.06	0.8		14	13	35	31	8.08	1.1
	28	08	42	43	8.15	1.6		14	16	55	11	8.11	2.0
	28	08	43	33	7.97	1.0		14	17	13	29	8.10	1.2
	28	11	50	31	8.12	0.9		14	17	18	44	8.11	0.8
	28	17	40	32	8.15	2.2		14	17	32	11	7.78	0.7
	29	17	33	48	7.99	1.2		14	19	33	48	8.11	0.9
	30	04	59	37	8.10	2.5		14	22	39	37	8.02	0.7
JUN.	2	07	05	58	8.09	1.4		15	02	06	11	8.00	1.9
	2	07	05	58	8.08	1.9		15	03	09	00	7.97	3.4
	2	08	42	04	8.13	3.1		17	15	07	12	8.06	2.1
	2	09	03	15	8.05	0.8		19	04	14	34	8.05	1.4
	2	10	11	12	8.07	1.1		24	19	54	04		1.0
	2	16	14	17	8.31	0.7		26	13	06	30	8.09	2.3
	2	16	18	02	7.90	1.4		26	13	20	36	8.04	2.1
	2	16	20	46	8.08	1.9	JUL.	3	19	36	22	7.78	1.6
	2	19	56	40	7.74	0.8		4	15	02	49	7.90	1.0
	2	22	41	57	8.07	0.6		7	07	24	22	8.11	3.7
	3	02	57	58	7.83	0.7		7	23	44	25	8.12	0.8
	5	14	34	17	8.21	0.2		8	18	46	28	7.81	0.2
	5	17	45	29	7.90	0.6		9	09	09	03	8.05	1.2

§ 2. 観測及びデータ処理

余震の臨時観測は岩手県軽米町増子内の廃坑 (40°18.9'N, 141°32.1'E) を利用して本震発

生後約 50 時間あとより約 3 ヶ月間継続された。

この観測では M の広い範囲を振り切らずに記録するため上下動地震計 ($f_0 = 2.5 \text{ Hz}$) からの出力は利得の異なる増幅器を通じて、高、中、低倍率の 3 段階に分けて磁気テープ・レコーダに記録された。観測方式および周波数特性等の詳細は前報 [HAMAGUCHI and HASEGAWA (1970), RESEARCH GROUP FOR AFTERSHOCKS (1971)] に報告してあるのでここでは省略する。

多数の余震の中より相似な地震を系統的にピックアップする作業を従来のように験測者の記憶に頼つて行うことは到底不可能なことであろう。またすべての地震について相互相関係数を計算することもこれまた不可能に近い。そこで次のような簡便な手順で作業を進めた。まず験震表の内容として P 波着震時刻、 $S-P$ 時間、最大振幅値、チャンネル番号、初動極性と共に記象の pattern を 7 段階にわけて各々の地震にどれかの pattern index を附す。この pattern 区分をあまり多くの段階に細分してもそれ程意味がない。記録の pattern 認識・分類も験測者の感覚的要素が

Fig. 1. Example of seismograms in magnitude order for the P wave parts of the earthquake family; the amplitude is adjusted so as to have about the same amplitude. Peaks and troughs following P onset have high correlation even between the shocks having considerably different magnitude. The numerals attached in each trace indicate month, day, hour and minute, respectively.

多分に入ることおよびこまかく見ればほとんど無限の pattern が存在することを考えると震度階の分類と同様に 7~10 段階程度で止めるべきであろう。

基礎データがカード化されると分類の第一段階としては $S-P$ 時間と pattern index とで制限を加えて同属の地震を拾い出す。但しこの際の制限は拾い落としを避けるためある程度ゆるくしておく必要がある。次に紙送り速度 5 mm/sec の再生記録を見て対象外の地震と思われるものをふるい落とす。残ったものについてはより高速度（今回は 140 mm/sec）の再生記録を作り更にチェックする。広い dynamic range の故に M が異なっても振幅が飽和することなく記録上で目による相関をとることは容易である。以上の手順を慎重におこない今回の 72 個の相似な地震群を見出した。このリストは Table 1 に示されている。表中の M は村松 (1964, 1966) の方法によつて 1 点より求めたものである。この方法で求めた M を気象庁発表の M_{JMA} と対応する全余震について比較すると $M=M_{JMA}+0.28$ (S. D.=0.47, $3.5<M_{JMA}<7.2$) となる。

§ 3. 相似な波形

Fig. 1 の記録例は P 波初動 1.6 秒間の部分を記録上の振幅がほぼ同じ大きさになるよう再生利得を調整し、 M の大きさの順に並べたものである。各記録にはそれぞれの地震の着震時刻（月一日一時一分）と M が付記されている。なおこの記録例としてとりあげた多くのものが初期の地震であるのは 1968 年 5 月 30 日を境にしてレコーダーの記録速度を 1 7/8 inch/sec より 15/16 inch/sec に変更したので周波数特性に多少の変化があるためである。

この Fig. 1 より M が小さくなるにつれて、高周波成分が卓越してくること、それにもかかわらず波の各相の山谷の対応は非常に良いことが一見して理解されるであろう。但し注意して見ると初動から第 2 のピークまでは M の減少とともに高周波成分の成長が顕著であるのに較べて、第 2 ピーク以後 0.8 秒間の波については M が 1.2 まで M による変化はほとんど無いといつて良い。従つてこの境界はほぼ第 2 のピーク近傍で初動からは約 0.3 秒の位置にある。 M が 1.2 以下になると第 2 ピーク以後の波は急激に減衰しているように見える。また P 波初動の見掛けの半周期は $M=4.6$ で 0.07 秒から最小の $M=0.9$ で 0.03 秒まで減少している。このように初動直後の波の周期は M によつて異なるが全体として相関には影響しない。

次に Fig. 2 には M が同じ地震であれば初動から後続波までの各相の対応がどの程度あるかを示す例として P 波部分と S 波部分を示した。三本のトレースは M が 1.2, 1.4, 1.2 の三つの地震を重ね合せたものである。一見して P 波部分の対応は見事であることが理解されよう。また一方 S 波の部分は P 波に較べると対応はやや劣るがやはり顕著である。地震発生の日

Fig. 2. Superposition of three truncate seismograms of P and S parts. Three shocks have identical magnitude. The maximum time interval of about 50 days is worthy of note.

時はこの3個の間で最大50日間離れているにもかかわらず波形の差異が見られない事に注目していただきたい。

このように速度振幅において見掛け周波数で3~10 Hz程度の波動の微細構造までを考えてもなおかつ波動の再現性をもつ地震が多数存在するという今回の事実は地震の発生、少なくともその主要部分の機構そのものは空間的・時間的に非常に単純なものであることを強く示唆している。

§4. 震 源

松沢 (1933) の言うように相似な地震は殆んど同一震源からのものと考えて良いだろうか。Table 1 にあげた地震の内6月14日の $M=4.6$ と 4.4 については JMA の報告があるが震央は互に約14 km 離れている (Table 2)。そこで比較的大きい地震について震源決定を試みた。解析に使用したデータは今回の軽米観測点の他に上杵臼、恵山 (北海道大学)、石巻、宮古、大船渡、八戸、盛岡 (JMA) および青葉山、本荘、二ッ井 (東北大学) の各観測点の原記録から直接読取るかあるいは読取り原簿または発行のプレティンから採用したものである。震

Table 2. List of hypocenters for some large shocks. Nos. 8 and 9 are from JMA bulletin.

No.	Date and Time (JST) H M S	Lat. (N) Deg.	Long. (E) Deg.	Depth km	Mag.
1	May 21 08-22-20.6 $\pm$ 0.7	40.33 $\pm$ 0.02	142.33 $\pm$ 0.04	12 $\pm$ 5	3.1
2	May 26 13-51-56.7 $\pm$ 1.8	40.39 $\pm$ 0.20	142.33 $\pm$ 0.12	19 $\pm$ 11	2.4
3	May 28 04-06-32.5 $\pm$ 1.1	40.24 $\pm$ 0.04	142.23 $\pm$ 0.06	10 $\pm$ 8	2.3
4	May 28 04-07-50.5 $\pm$ 1.3	40.30 $\pm$ 0.06	142.23 $\pm$ 0.08	17 $\pm$ 7	3.1
5	Jun 02 08-41-50.4 $\pm$ 0.9	40.30 $\pm$ 0.04	142.35 $\pm$ 0.05	11 $\pm$ 5	3.1
6	Jun 06 12-57-22.6 $\pm$ 2.2	40.28 $\pm$ 0.11	142.22 $\pm$ 0.13	15 $\pm$ 11	3.0
7	Jun 06 12-59-37.2 $\pm$ 1.3	40.27 $\pm$ 0.06	142.21 $\pm$ 0.08	17 $\pm$ 7	3.3
8	Jun 14 04-31-13.1 $\pm$ 0.4	40.40 $\pm$ 0.02	142.30 $\pm$ 0.03	40	4.6
9	Jun 14 11-38-43.5 $\pm$ 0.8	40.38 $\pm$ 0.03	142.10 $\pm$ 0.07	0	4.3

源決定には AKI (1965) の方法を使用し、また速度構造もまた AKI のものを使用した。計算にあたっては軽米の P および S の読取値にそれぞれ 1, 1/2 の、その他の観測点ではそれぞれ 1/2, 1/4 の重みをつけ、上記観測点で 6 点以上のデータのあるものについて決定を試みた。この結果 Table 2 にあげた 7 個の地震について震源が求まった。上述の JMA で震源の求まった 2 個の例についても計算したが逐次近似で収束せず解が求まらなかった。従ってこれ等の震源情報と JMA の結果を Table 2 に並記してある。

観測点が陸側に一方的に分布している制約や定常観測点の刻時分解能などの精度を考慮すると Fig. 3 に示される Nos. 1~7 の震央はほぼ同一であると解釈せざるを得ない。震央近傍に観測点がないので深さの精度は悪いため今回は考慮外とする。従って数 km の巾を認めるならばこれらの地震は同一震源の可能性が強い。No. 8 の JMA の震央は Nos. 1~7 と非常に近く有意の差はない。No. 9 の震央は Nos. 1~8 と有意にはずれているように見える。波形の相似性も少し劣る。

各々の地震の大きさに対応する地震体積あるいは断層の大きさを考意し、また上述の震源精度および S-P 時間の最大差が 0.63 秒であることを加味するとここにあげた相似の地震はほ

Fig. 3. The epicentral distribution of some large shocks. The bar indicates the standard deviation.

Data of Nos. 8 and 9 are taken from the Seismological Bulletin of JMA. Identification number is referred to Table 2.

Fig. 4. Daily number of the aftershocks with $S-P$ times between 8 and 12 seconds (upper) and that of the earthquake family (lower). The number of the aftershocks decreases normally with time, but the number of events in the family does not decrease with time but rather intermittently increase.

ば同一の場所 (少なくとも ± 5 km 以内) を共通部分として共有する形で発生したものと結論されよう。

§5. 地震活動の様式

前節までに述べたように相似な地震群は殆んど同じ場所で起こりまた同一の発震機構をもっているものと考えてよい。Fig. 4 にはこの地震群の日別頻度分布とこの群の近傍の $S-P$ 時間が 8~12 秒までの余震活動 (以下久慈沖余震群と呼ぶ) を同時に示した。また Fig. 5 には日別積算頻度分布を示す。久慈沖余震活動は双曲線に従って減衰 ($p=0.8$) する正常な余震活動を示しているが、相似な地震群の活動は

Fig. 5. Cumulative frequency of the earthquake family. Abrupt decrease in number after the occurrence of the biggest shock ($M = 4.6$) is noted.

典型的な群発型の発生様式を示している。長期的に見ればこの群の地震は1日あたり平均2個(6月14日まで)とかなり様な発生を示していることがわかるが、観測期間中の最大の地震(6月14日, No. 8)の発生後はその活動は急激におとろえ一日あたり0.6個の割合に減少した。

UTSU (1970) は MOGI (1963) の提唱した三つの地震発生型式をさらに細分し基本的には12個の型式を考えた。この分類に従えばこの相似な地震群は1-C型の群発活動に対応する。しかし Table 1 に示したリストを細かく検討するとこの群の最大のものである6月14日のNo. 8に続く余震活動、あるいは5月28日のNo. 4や6月2日のNo. 5を本震とする前震-余震活動、さらには5月26日のNo. 2を本震とし1個の前震と1個の余震を持つ活動を指摘することが出来よう。しかし最後のような例に前震、余震の名称を用いてよいか明かではない。余震の余震という概念はその観測例もあり一般に受け入れやすいが、余震の前震なるものの存在はその例が稀れである。以上の一見不自然なまた混乱した記述は前震、本震、余震や群発地震の言葉の定義のあいまいさに起因する。

ここでは地震を前震、余震等と分類する従来の立場とは別に地震の集合には基本的に *Earthquake Family** という単位が存在するのではないかと提唱したい。もちろんこの発想は相似な地震の存在という観測事実からの帰納的なものである。この *Earthquake family* の定義としてはある観測点で観測される波形が相似であるぐらい互の地震が空間的また力学的な共通部分を共有する地震群としておこう。時間的な前後関係や規模の大小などの制約を一切必要としない。

これまでの地震統計では地震を余震とか群発地震などの集合としてのみ取扱い個々の地震の相互関係を重要視しない立場にあった。この *Earthquake family* は明らかに震源での物理的性質が同じな母集団からの標本であり単なる時系列的な重ね合せで得られるこれまでの分類による集合で失なわれるであろう情報が失なわれないで済むものとする。

この *Earthquake family* はその中の大きい地震の発生によつて同一 family を励起するばかりでなく異なる family を誘発する能力をもち且つまたある条件のもとでは family が減じる場合の可能性も十分に考えられよう。これまでの twin shocks や familiar earthquakes と呼ばれたものはこの *Earthquake family* の構成数が高々数個の場合に対応すると解釈される。

この *Earthquake family* という概念は定義のとうり空間的、力学的な共有部分の存在にその特性がありまた従来の分類は時間的、規模的な特性に重点があり両者の分類は併立して存在

*「同族地震」ではやや奇異な感じをまねがれないのでここでは英文名称のままとする。

Fig. 6. Cumulative frequency of earthquakes versus magnitude. A, B and C correspond to the earthquake family (all shocks), foreshocks (before the occurrence of No. 8 in Table 2) and aftershocks, respectively. Small b values are to be noted.

し得る。この地震群は基本的には群発型であるが6月14日の最大地震(No. 8, $M=4.6$)を本震と考えそれ以前のものを前震、それ以後のものを余震と見ることも可能である。Earthquake family としての全体および前震と余震の Gutenberg-Richter の頻度分布を調べてみた (Fig. 6)。最尤法で求めた b 値はそれぞれ 0.43, 0.49, 0.38 といずれも非常に小さい。前震と余震の b 値にも差は認められない。 M が 0.9 以上のものは高倍率のチャンネルで記録振幅が 5 mm_{P-P} を越えるものであり読み落としやデータソーティングの際のもれに依るものとは考え難い。

従つてこの Earthquake family の

0.43 という b 値はこの群の固有の値であると解釈される。なおこの family について石本・飯田の m を最尤法で求めると $m = 1.43$ となり $m = b + 1$ の関係 [SUZUKI (1953, 1959)] が良く成立している。このことは m と b の関係を求める際に仮定したいくつかの条件をこの family は十分に満足しているからである。

UTSU (1970) は b 値の異常に小さい値の説明として本震 (trigger event) とそれに伴う地震は異なる母集団からの抽出であろうとの考えに基づいて例えば 1-C 型の地震群のもつ Magnitude 頻度分布は 1-A 型の重ね合せであると解釈し小さい b 値は見掛上のものである可能性があることを指摘し、この立場から SUYEHIO *et al.* (1964), SUYEHIO (1969) の結果や東北日本太平洋の群発地震の b 値 [UTSU (1969)] を説明しようと試みた。この考えに従つて今回の b 値を検討してみよう。Table 1 のリストや Fig. 3 より判断して $M \geq 3$ の地震を trigger events と考えてみる。これらの trigger events を除いたものについて UTSU (1971) の Table 19 を使つて b 値を求めると Earthquake family 全体、前震、余震でそれぞれ 0.50, 0.53, 0.57 となり trigger events を含めた場合と同様にいずれもまだこれまでに知られている b 値に比較すると小さい値である。しかしここで用いた $M \geq 3$ の地震を trigger events であるとして除外することは Earthquake family が同一母集団に属すると

いう立場と矛盾する。この矛盾を避けるためには **trigger events** を導入しないかまたは **trigger events** は異なる母集団に属するとの考えを放棄しなければならない。これまでに述べた観測事実より後者の方がより自然なように思える。ここでは b 値の小さい値は見掛け上のものでなく **trigger events** を同一母集団にもつような **Earthquake family** に個有の値であると解釈する。これまで報告されている b 値の小さい前震や群発地震についてその構成が **Earthquake family** であるか否かの検討は興味ある問題として将来に残される。

b 値の物理的意味を解釈するために MOGI (1967) や SCHOLZ (1968) は岩

石破壊実験を試みている。SCHOLZ の実験結果によると媒質の **breaking stress** に相対的に内在する **stress** が高いほど b 値は小さくなる。この結果を直接適用すると **Earthquake family** の存在する場合は相対的な **stress** の高い状態にあることになる。この **family** の発生場所が5月16日の本震の余震域の一番西端でこれより外側では余震は1個も発生していないことおよび No. 8 の本震後の余震の b 値も変化のないこと等を説明するのに必ずしも都合が良くない。一方 MOGI の解釈は地震の発生する媒質の **heterogeneity** や構造の **nonuniformity** の度合とともに b 値が増加するとするものである。この解釈からすれば今回の地震群はより **uniform** な構造の場所に発生したものと理解される。そしてこの結果は前述のように **Earthquake family** の地震は互に空間的、力学的共有部分が大きいとする立場と定性的に一致する。

従来の b 値の研究は地震の集合を余震とかある地域内の地震など既製の分類法に依存してきた。この節では新しい観察に基づく分類によつて b 値の意味を解釈する手掛りをつかもうとする試みを述べた。

Fig. 7. Comparison of P wave velocity spectra of three events with different magnitude; the amplitude is normalized by the maximum value in each shock. The decrease in high frequency components with increasing magnitude is clearly seen. The peak positions at the frequencies indicated by arrows are common in the spectra of all events and are used to estimate the source model and Q value (see Fig. 8).

§ 6. P 波スペクトルと Q

波形の良く似ている Earthquake family のスペクトル構造は M によってどのように変化しているであろうか。測定場所や記録計の特性は一定でありまた震源や発震機構は同一であると見なして良い。従つて伝播経路での減衰や構造による影響はすべて一定であるとの仮定がゆるされよう。dynamic range を広くとつているため波形歪みなく記録がとられている。この節では P 波初動部分のスペクトルを論ずる。

140 cm/sec 送りの オッシロ グラフ 上で初動より 0.4 秒までをサンプル間隔 0.0075 秒で読取つたデータについてフーリエ解析をおこなつた。Fig. 7 にその例として M の異なる三つの場合を示した。この図では測定器の特性の補正をおこなつたものについてスペクトルの最大値で規格化した速度振幅スペクトルが示されている。スペクトルの型は当然のことながら互にまつたく良く似ていること、又 M が大きく

Fig. 8. Observed spectral amplitude ratio (open circle) at two frequencies of f_1 and f_2 against earthquake magnitude, f_2/f_1 being shown in the figure. Thin solid and broken lines indicate the theoretical curves of ω^2 - and ω^3 -model respectively. Thick lines are the best fit to the observed data. The difference of the spectral amplitude ratio between two curves can be used to estimate Q value (see Fig. 9).

なるに従つて高周波成分が相対的に減少していること、およびスペクトルのピークの位置が M の変化にもかかわらず変つてないことがわかる。図中で矢印を附した 4.6, 6.2, 8.0, 10.8, 13.2 および 16.2 Hz のピークは殆んどの地震に現われている。これらのピークでの振幅がマグニチュードに応じてどのように変化しているかを見るために上記の各周波数でのスペクトル比を縦軸に、 M を横軸にとり示したものが Fig. 8 の白丸である。但しこの際速度振幅スペクトルは変位振幅に変換されている。図の (a), (b), (c), (d), (e) はそれぞれ 4.6 Hz に対する 6.2, 8.0, 10.8, 13.2, 16.2 Hz の変位スペクトル振幅比である。

今震源でのスペクトルを $S(\omega)$ 、境界での反射屈折による crustal response を $C(\omega)$ 、instrumental response を $I(\omega)$ 、観測されるスペクトルを $O(\omega)$ とすれば

$$O(\omega) = k \cdot S(\omega) \cdot C(\omega) \cdot I(\omega) \cdot \exp(-\omega T/2Q) \quad (1)$$

の関係で結ばれる。但し T は観測点までの走時、 ω は角周波数、 Q は波線に沿う平均の dissipation factor、 k は定数とする。従つてある二つの角周波数 ω_1, ω_2 でのスペクトル振幅比は

$$\frac{O(\omega_2)}{O(\omega_1)} = \frac{S(\omega_2)}{S(\omega_1)} \cdot \frac{C(\omega_2)}{C(\omega_1)} \cdot \frac{I(\omega_2)}{I(\omega_1)} \cdot \exp((\omega_1 - \omega_2)T/2Q) \quad (2)$$

となる。 $I(\omega_2)/I(\omega_1)$ は instrumental response より既知の量である。 $C(\omega_2)/C(\omega_1)$ は厳密には未知の量であるが考えている周波数帯域がそれほど広くないことや P 波初動から 0.4 秒間という短い時間帯を解析しているためここでは 1 と仮定する。残る量は $S(\omega_2)/S(\omega_1)$ と Q を含

Fig. 9. The difference between the observed spectral amplitude ratio and the theoretical one is plotted against the frequency f_2 (solid circle). The curves are calculation of $\exp((\omega_2 - \omega_1)T/2Q)$ for various values of Q , where $\omega_1 = 2\pi \times 4.6$, $\omega_2 = 2\pi f_2$ and T is travel time in seconds. The observed data agree well with the curve with $Q = 400$.

む exponential の項である。しかし後者の Q の寄与は M に無関係であり Fig. 8 においてスペクトル比を縦軸に平行移動させるのみで横軸方向すなわち M による変化は全て $S(\omega_2)/S(\omega_1)$ の変化によると考えてよい。従つて $S(\omega)$ の比と Q の寄与を分離させて調べる事が出来る。

さて震源スペクトルの理論模型としては ω^3 -model [HASKELL (1966), AKI (1967)] と ω^2 -model [AKI (1967)] がある。AKI の定義式にしたがえば震源での変位スペクトル密度 $A(\omega)$ は ω^3 -model のとき

$$A(\omega) = D_m / (1 + \omega^2/k_T^2)^{3/2}, \quad (3)$$

また ω^2 -model のとき

$$A(\omega) = D_m / (1 + \omega^2/k_T^2) \quad (4)$$

で与えられる。但し $D_m = wD_0L$, $\cos \theta = 0$, $vk_L = k_T$ とする。 D_m , k_T は ω に関して一定であるが M の関数である。従つてある M の地震の二つの角周波数 ω_1 , ω_2 でのスペクトル比は M の関数として、 ω^3 -model の場合

$$\frac{A(\omega_2)}{A(\omega_1)} = \left(\frac{k_T^2 + \omega_1^2}{k_T^2 + \omega_2^2} \right)^{3/2}, \quad (5)$$

また ω^2 -model の場合

$$\frac{A(\omega_2)}{A(\omega_1)} = \left(\frac{k_T^2 + \omega_1^2}{k_T^2 + \omega_2^2} \right) \quad (6)$$

となる。Table 1 に使用した M は M_{JMA} に対応するよう決められたものである。また M_{JMA} は M_s 系と考えられるから結局近似的に M は M_s に相等するものであるとして AKI (1967) の k_T の値をそのまま使用する。Fig. 8 の細い実線は ω^2 -model に、細い破線は ω^3 -model に対応する理論スペクトル比である。この曲線と観測値を比較する場合まだ Q の影響を考慮に入れていないためスペクトル比の絶対値は考えないで M による変化の傾向のみ着目する。 ω^3 - と ω^2 -model と観測値を比較するとバラツキはあるが ω^2 -model が観測値に良く合っているように見える。データのバラツキに関しては今扱っている周波数領域を考慮すればむしろ短周期のわりに理論曲線と一致していると見るべきであろう。

このままでは観測値と理論値の間にまだ減衰の影響が残っている。そこで観測値に最も合うように理論曲線を縦軸に平行移動させる。その結果を ω^2 -model と ω^3 -model に対してそれぞれ太い実線および点線で示した。この時の移動量の逆数を縦軸に周波数を横軸にプロットしたものが Fig. 9 の黒丸である。またこの図の曲線は $\exp((\omega_2 - \omega_1)T/2Q)$ を $\omega_1 = 2\pi \times 4.6$ Hz を基準として、 Q をパラメーターにして描いたものである。両者の比較より $Q = 400$ の曲線

が良く一致していることが読みとれる。

観測点までの地震波線はこの地方の地殻構造から推定すれば最深点を 6.6 km/sec 層にもつ地殻内に限られる。また波線の通過する地殻はいわゆる dipping seismic zone がもぐりはじめる位置の上部にあたり微小地震観測からは aseismic な地域 [HAMAGUCHI *et al.* (1973)] になっている。

§7. 結 論

- 1) 1968 年十勝沖地震の観測された約 5 万個の余震の中より 72 個におよぶ相似な波形をもつ地震群を見出した。
- 2) このような波形の相似な地震群を地震の集合の基本的単位と考え Earthquake family と呼ぶ。この Earthquake family の出現は約 80 日間に渡っている。この間の波形の対応性(相似性)は M が 1.0~4.6 の広い範囲にわたって非常に良い。また M の減少と共に高周波成分の卓越してくることが明瞭に読みとれる。
- 3) M がほぼ等しい地震に限れば初動より後続波の細部に至るまで相似性は非常に良い。
- 4) 以上の事実は震源での波動生成機構が単純なものであることを示唆している。
- 5) この Earthquake family の内比較的大きい地震の震源分布からするとこの地震群はほぼ同一の場所 (± 5 km 以内) に発生し互の地震は空間的また力学的な性質の共有部分が大きい可能性がある。この地震群の震央は十勝沖地震の余震域の外輪に位置している。
- 6) Earthquake family の発生様式は基本的には群発型であるが、細かく見れば前震一本震—余震型の合成とも考えられる。
- 7) Earthquake family の b 値は 0.43 ($N = 68$) と異常に小さい値をもつ。この結果は SCHOLZ よりも MOGI の解釈と調和的である。
- 8) P 波部分のスペクトル解析より source model としては ω^2 -model が 4.6 から 16.2 Hz の周波数領域で観測と良く合う。また理論 model との比較よりこの地域の地殻の平均的な値として $Q_\alpha = 400$ を得た。

余震観測およびデータ整理の際には笠原 稔氏(現在北海道大学理学部えりも地殻変動観測所)の協力を得た。北海道大学理学部浦河地震観測所の本谷義信氏には験震表にない小さい地震まで読取つて頂いた。また北海道大学理学部地球物理学教室の岡田 弘氏より恵山臨時観測点のデータの提供をうけた。東北地方の各測候所からは仙台管区気象台を通じて原記録ないし読取り原簿よりデータの提供をうけた。東北大学微小地震観測網のデータは原記録より読取り

させていただいた。関係の皆様方に厚く感謝致します。

鈴木次郎教授、高木章雄教授の終始変らざる御指導に感謝致します。

データ処理は東北大学大型計算機センターで行った。

文 献

- AKI, K., 1965, A Computer Program for Precise Determination of Focal Mechanism of Local Earthquakes by Revising Focal Depth and Crust-Mantle Structure, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **41**, 615-658.
- AKI, K., 1967, Scaling Law of Seismic Spectrum, *J. Geophys. Res.*, **72**, 1217-1231.
- BERCKHEMER, H., 1962, Die Ausdehnung der Bruchfläche im Erdbebenherd und Ihr Einfluß auf das Seismische Wellenspectrum, *Gerlands Beitr. Geophys.*, **71**, 5-26.
- DUENNEBIER, F. and G. H. SUTTON, 1974, Thermal Moonquakes, *J. Geophys. Res.*, **79**, 4351-4363.
- HAMAGUCHI, H. and A. HASEGAWA, 1970, An Investigation on the Aftershocks of the Tokachi-Oki Earthquake of 1968, (1) Statistical Study on Magnitude Distribution, *Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 5, Geophys.*, **20**, 85-105.
- HAMAGUCHI, H., H. WATANABE, K. TAKANO, F. J. GUMPER and G. BOUCHER, 1973, Micro-earthquake Survey in Northeastern Honshu, Japan, *J. Phys. Earth*, **21**, 1-18.
- HASKELL, N., 1966, Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from Propagating Faults. Part II. A Statistical Source Model, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **56**, 125-140.
- 松沢武雄, 1933, 地震, p. 77-80, 岩波書店.
- MCVILLY, T. V. and K. B. CASADAY, 1967, The Earthquake Sequence of September, 1965 Near Antioch, California, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **57**, 113-124.
- MIYAMURA, S., S. OMOTE, R. TEISSEYRE and E. VESANEN, 1965, Multiple Shocks and Earthquake Series Pattern, *Bull. Inter. Inst. Earthq. Eng.*, **2**, 71-92.
- MOGI, K., 1963, 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 Earthquake Phenomena, 3, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.*, **41**, 615-658.
- MOGI, K., 1967, Earthquakes and Fractures, *Tectonophysics*, **5**, 35-55.
- 村松郁栄, 1964, Magnitude の定義式について, 地震 **2**, **17**, 210-221.
- 村松郁栄, 1966, Magnitude の式の訂正および注釈, 地震 **2**, **19**, 282-285.
- OIKE, K., 1969, The Deep Earthquake of June 22, 1966 in Banda Sea: A Multiple Shock, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **19**, Part 2, 55-65.
- OMORI, F., 1905, Horizontal Pendulum Observations of Earthquakes in Tokyo: Similarity of the Seismic Motion Originating at Neighbouring Centres, *Publ. Earthq. Invest. Commit.*, **21**, 9-102.
- OMORI, F., 1919, The Eruptions and Earthquakes of the Asamayama, VI, Notes on the Eruptive and Seismic Disturbances, 1911-1917, *Bull. Imp. Earthq. Commit.*, **7**, 327-416.
- RESEARCH GROUP FOR AFTERSHOCKS, 1971, General Description of the Special Observations in Case of the Tokachi-Oki Earthquake of 1968, in General Report on the Tokachi-Oki Earthquake of 1968 (ed. Z. SUZUKI), *Keigaku Pub. Co.*, 85-114.
- SCHOLZ, C. H., 1968, The Frequency-Magnitude Relation of Microfracturing in Rock and its Relation to Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **58**, 399-415.
- STAUDER, W. and A. RYALL, 1967, Spatial Distribution and Source Mechanism of Micro-earthquakes in Central Nevada, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **57**, 1317-1345.
- SUYEHIRO, S., T. ASADA and M. OHTAKE, 1964, Foreshocks and Aftershocks Accompanying a Perceptible Earthquake in Central Japan—On the Peculiar Nature of Foreshocks—, *Papers Met. Geophys.*, **14**, 71-88.
- SUYEHIRO, S., 1969, Difference in the Relationship of Magnitude to Frequency of Occurrence

- between Aftershocks and Foreshocks for an Earthquake of Magnitude 5.1 in Central Japan, *Papers Met. Geophys.*, **20**, 175-187.
- SUZUKI, Z., 1953, A Statistical Study on the Occurrence of Small Earthquakes, I, *Sci. Rep. Tôhoku Univ.*, Ser. 5, *Geophys.*, **5**, 177-182.
- SUZUKI, Z., 1959, A Statistical Study on the Occurrence of Small Earthquakes (fourth paper), *Sci. Rep. Tôhoku Univ.*, Ser. 5, *Geophys.*, **11**, 10-54.
- TSUJIURA, M., 1973, Spectrum of Seismic Waves and Its Dependence on Magnitude (1), *J. Phys. Earth*, **21**, 373-391.
- UTSU, T., 1969, Aftershocks and Earthquake Statistics (I)—Some Parameters Which Characterize an Aftershock Sequence and Their Interrelations—, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **3**, 129-195.
- UTSU, T., 1970, Aftershocks and Earthquake Statistics (II)—Further Investigation of Aftershocks and Other Earthquake Sequences Based on a New Classification of Earthquake Sequence—, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **3**, 197-266.
- UTSU, T., 1971, Aftershocks and Earthquake Statistics (III)—Analyses of the Distribution of Earthquakes in Magnitude, Time, and Space with Special Consideration to Clustering Characteristics of Earthquake Occurrence (1)—, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **3**, 379-441.