

17. 津波スペクトルの研究

1. ウェーブアナライザーの製作
2. 江の島津波観測所で観測された津波及び常時長波の周期分析
3. 日本各地で観測されたチリ津波の周期分析

地震研究所 {高橋龍太郎
相田勇

(昭和36年2月28日発表—昭和36年6月30日受理)

§ 1. ウェーブアナライザーの製作

津波波形のスペクトル的研究を行うにあたって、そのフーリエスペクトルを求める方法は種々考えられる。大別して機械的計算機或は電子計算機を使用して数値的に求める方法と、アナログ方式で直ちにスペクトルを図示させる方法とがある。吾々が津波波形の分析を行おうとする場合、後者の方法は精度等の点で劣る所があるにしても、非常に手軽な便利さがある。電気音響関係では、古くから種々の波形分析器が作られているが、吾々がそのまま使用するには、多くは機械的記録器で記録された津波波形を電気量に変換するか、音響に比して極めて低周波数の津波の、タイムスケールの変換を行うとか、適当な考慮が必要である。

海の波の分析器として作られた物は古くは Dr. M. J. TUCKER によるもの¹⁾、最近の国内のものとしては、気象研究所降旗常雄氏によるもの²⁾ 等がある。吾々も数年前、建物の地震時のレスポンスを記録させる、レスポンスアナライザー³⁾ を製作したが、これに使用したいわゆる記録変換装置を利用して、方式としては Dr. TUCKER のものと同様なウェーブアナライザーを試作した。その後これを使用して見た経験から、改良を行い、昨年 Fig. 1 写真に示すような器械を完成し、これによつて先ず色々な津波の記録の分析を行つて見ることにした。

この器械は前述の記録変換装置と、アナライザー本体とより成つている。長波計、検潮儀等で得られた記録は、適当な方法で潮汐を取り除いて書直し、記録変換装置のドラムに巻付ける。これと同軸に 35 mm フィルムを装填したドラムがあり、これ等を共に極めて

1) M. J. TUCKER, "A Frequency Analyser used in the Study of Ocean Waves", *Nature* **158** (1946), 329.

2) 西田道典・降旗常雄 「スペクトラム計算機 NERIAC-1-F について」電気通信学会雑誌 **42** (1959), 1045.

3) R. TAKAHASI, "A Response Computer. Preliminary Report", *Proceedings of the 3rd Japan NCTAM* (1953), 373.

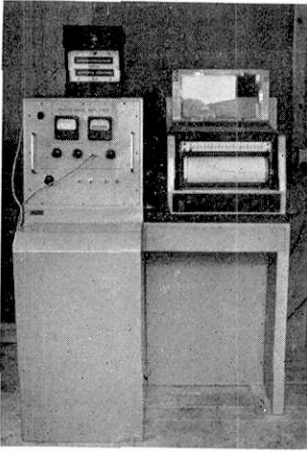


Fig. 1. Wave Analyser.

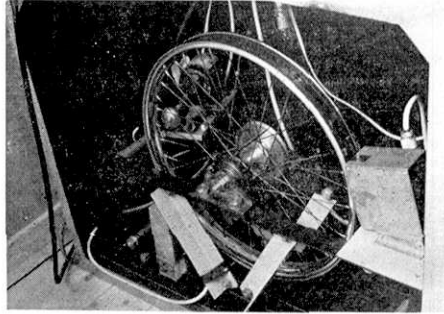


Fig. 2. The mechanism of the film-wheel.

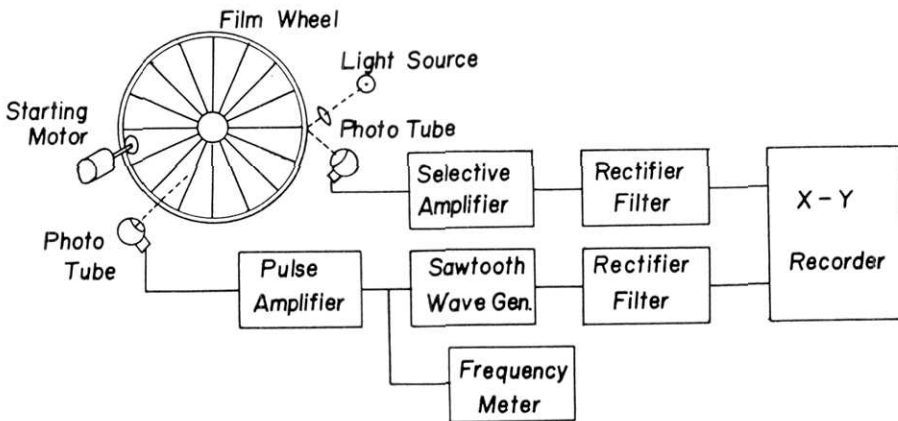


Fig. 3. Block diagram of the wave analyser.

ゆつくりと回転しながら、ドラム上の記録を手で追跡すると、フィルム上に黒白のトーキー録音に似た記録が得られる。これまでが第1段であつて、このフィルム記録を次にアナライザーにかける。アナライザー本体の構成は Fig. 3 に示す。フィルム車輪は、その円周に沿つて鉛の板を巻付けて、慣性を大きくしてあり、その外側にニッケルクローム鍍金の輪がはめてあつて、これが鏡となつている。この鏡面上にフィルム記録を巻付けて、回転させるのであるが、このフィルム面上に直線フィラメントの電球のイメージを投写する。そしてフィルムの記録を透して、鏡面からの反射を光電管で受け、解析する記録に比例した電流変化として取り出すようになってゐる。光電管の電流は並列 T 型回路を負帰還回路に持った選択増巾器で増巾し、更に整流濾波されて、X-Y 軸レコーダーの Y 軸に入る。若しフィルム車輪の回転数を種々に変えるならば、フィルム車輪に巻き付けた記

録のタイムスケールを種々に変えることになり、一つの選択周波数を持った選択増巾器で、種々な周期の成分を取り出すことが出来る。吾々の場合、フィルム車輪は先ず起動電動機で最高速まで回転をあげ、クラッチで電動機を切離すと、車輪の慣性が大きいので車は序々に減速して行く。この減速期間を利用して、各周期成分を取り出すようにしている。これでスペクトルの Y 軸は得られるが、X 軸に解析周期をとらねばならない。これはフィルム車輪の回転数に比例した量であるので、この車輪のスプークを利用して、光源からの光をこのスプークで切り、光電管にパルス電流を流すようにする。このパルスの数は回転数に比例するから、これを電圧変化に直して、X-Y 軸レコーダーの X 軸に入ればよいわけである。この方法は種々考えられるけれども、ここでは鋸歯状波を作つてそれを整流する方法を取つた。

これで吾々は、先ず車輪にフィルムを巻付け、起動電動機のスイッチを入れて車輪を回転させ、最高速に達した所でスイッチを切り、X-Y 軸レコーダーの入力スイッチを入れれば、車輪が減速して行く間に、自動的にスペクトルが得られることになつた。この間の所要時間は約 20 分である。なおフィルム車輪及びそれに附属した機構の写真は Fig. 2 に示してある。

この器械の性能の大要は次の通りである。

フィルム車輪円周	143.3 cm	フィルム車輪回転数	402~40 r.p.m.
選択増巾器周波数	F_0 240~ 及び 120~ 切替		
同 選択度	Q 34	33	
解析範囲	F_0 240~ の時	フィルム記録上の波長	4~40 mm
	F_0 120~ の時	同	8~80 mm

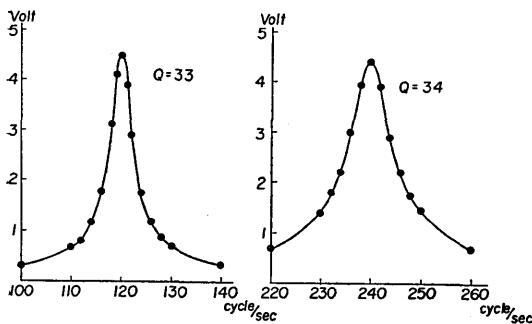


Fig. 4. Frequency characteristics of the selective amplifier.

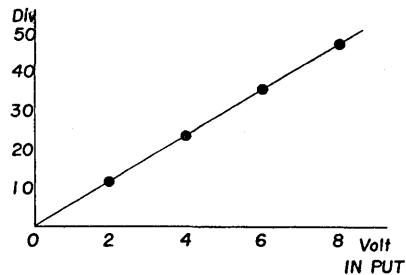


Fig. 5. Linearity of the rectifier.

選択増巾器の特性は Fig. 4 に示してある通りであり、また整流回路の直線性は Fig. 5 に示すようである。

また周期のはつきりした矩形波を解析して見て、理論値と比較すると Fig. 6 上の図のようになる。これは波長 79.6 mm の矩形波の第 3 高調波以上の各高調波のスペクトルが得られているが、高次の高調波でやや誤差が大きくなつて来ているが、フィルム記録上の

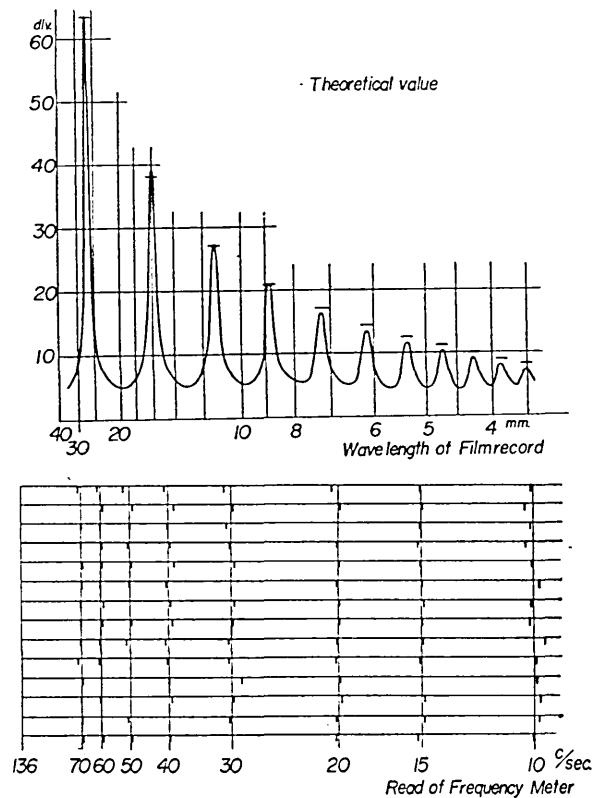


Fig. 6. Spectrum of a rectangular wave and stability test of the frequency axis.

波長で 4 mm 程度までは実用され得ると思われる。また周波数軸の精度を検べるため、14 回の測定の際の夫々の周波数のバラツキをプロットしたものが Fig. 6 下の図であり、予め定めた目盛からのズレは 5% 以内にある。

§ 2. 江の島津波観測所で観測された津波及び常時長波の周期分析

宮城県江の島にある東京大学地震研究所江の島津波観測所⁴⁾において、吾々が長波の観測を行っていると、常に、振巾はせいぜい 3 cm 以下であるが、種々な周期の波動が認められる。この常時あらわれる長波の周期分析をまず行なつた。そのスペクトルは Fig. 7 に示される。これは 1960 年 10 月 12 日 12 時より 10 時間づつ 5 期間をとり、その各々を解析したものである。この観測は Van Dorn 型長波計で行なつたものであり、その特性の補正をほどこしてある。この結果を見ると、比較的よく似ているものと、あまり似ていないものがあるが、スペクトルの山はそれぞれに共通した周期があるように見え

4) 地震研究所集報 39 (1961), 491.

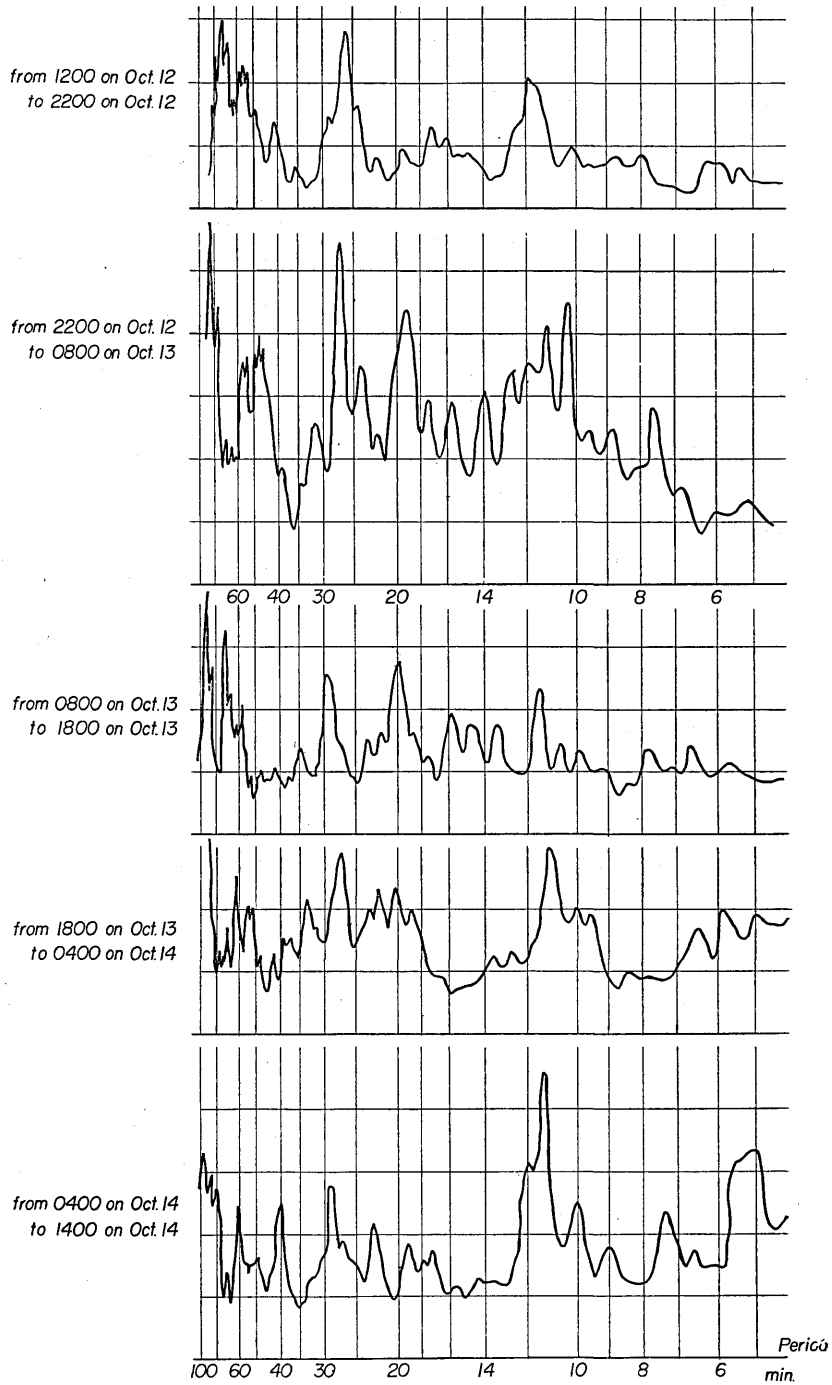


Fig. 7. Spectra of long waves observed at Miyagi-Enoshima on Oct. 12-14, 1960.

る。今この周期とその成分の割合とだけを問題とするため、振巾、周期をそれぞれ対数目盛にとつて、スペクトルの山の位置をプロットして見ると Fig. 8 のようになる。

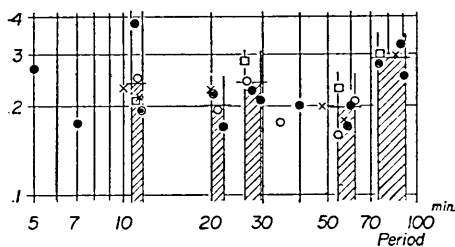


Fig. 8. Predominant periods of the fluctuation of sea level at Miyagi-Enoshima.

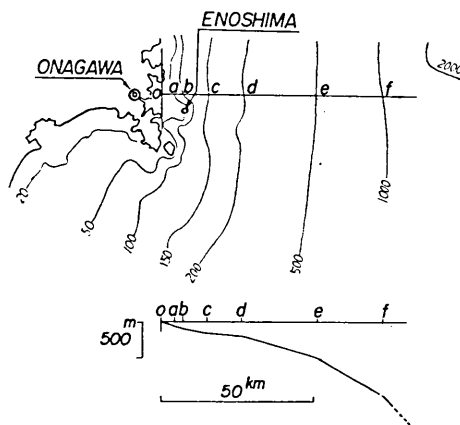


Fig. 9. A sea map near Miyagi-Enoshima.

即ち 11 分, 21 分, 28 分, 58 分, 84 分附近のある巾の中に, これら 5 ケのスペクトルの中, 4~5 回は, 山が現われていることになる, これを見ると以上の周期は, 常時長波の出現し易い周期であるといえる. 図中斜線を入れて示したものがその帯域である. またこの高さは平均的に, そのスペクトル振巾の大きさの割合を示している. さて江の島附近の海図によれば Fig. 9 に示すような海底地形となつている. このような場所以上のような種々な周期が現われるのであるが, この周期がなにによるものかは, 種々な考え方があると思う. 今一応水深 200 m の線からの反射を考えれば周期 58 分になり, また 500 m からの反射は 86 分に, 1000 m からの反射は 102 分になる. したがつて常時長波の出現し易い周期の中 58 分および 86 分はこれらであるかもしれない. また 21 分, 28 分はそれぞれ 58 分, 84 分の周期の波の第 3 高調波とも考えられる.

つぎに江の島で今までに得られた, 大小数箇の津波の記録の分析を行なつた. これを Fig. 10 に示す. 図中もつとも上のは 1960 年 5 月 24 日のチリ津波で, 震研 III 型津波計で得られたものであり, この地震のマグニチュードは 8.5 といわれている. つぎは 1958 年 11 月 7 日のエトロボ沖地震 $M=8.1$ による津波, つぎは 1960 年 3 月 21 日三陸沖に群発した地震の中, 最大なもので, $M=7.5$ のものによる津波, つぎは 1959 年 1 月 22 日福島県東方沖の $M=6.9$ の地震による微小津波, つぎは 1960 年 3 月 23 日の三陸沖地震で $M=6.7$ のもので, 3 月 21 日のものと同時に群発した地震の一つであり, それによる微小津波のスペクトルである. 後四者はいづれも Van Dorn 型長波計による記録であり, また後三者は非常に小さい津波で, ほとんど他の検潮所等では記録できなかったようなものである. これらのスペクトルは津波計の特性の補正を行なつてあり, 解析した記録は前二者は 20 時間, 後三者は数時間乃至 10 時間である. なおスペクトルは振

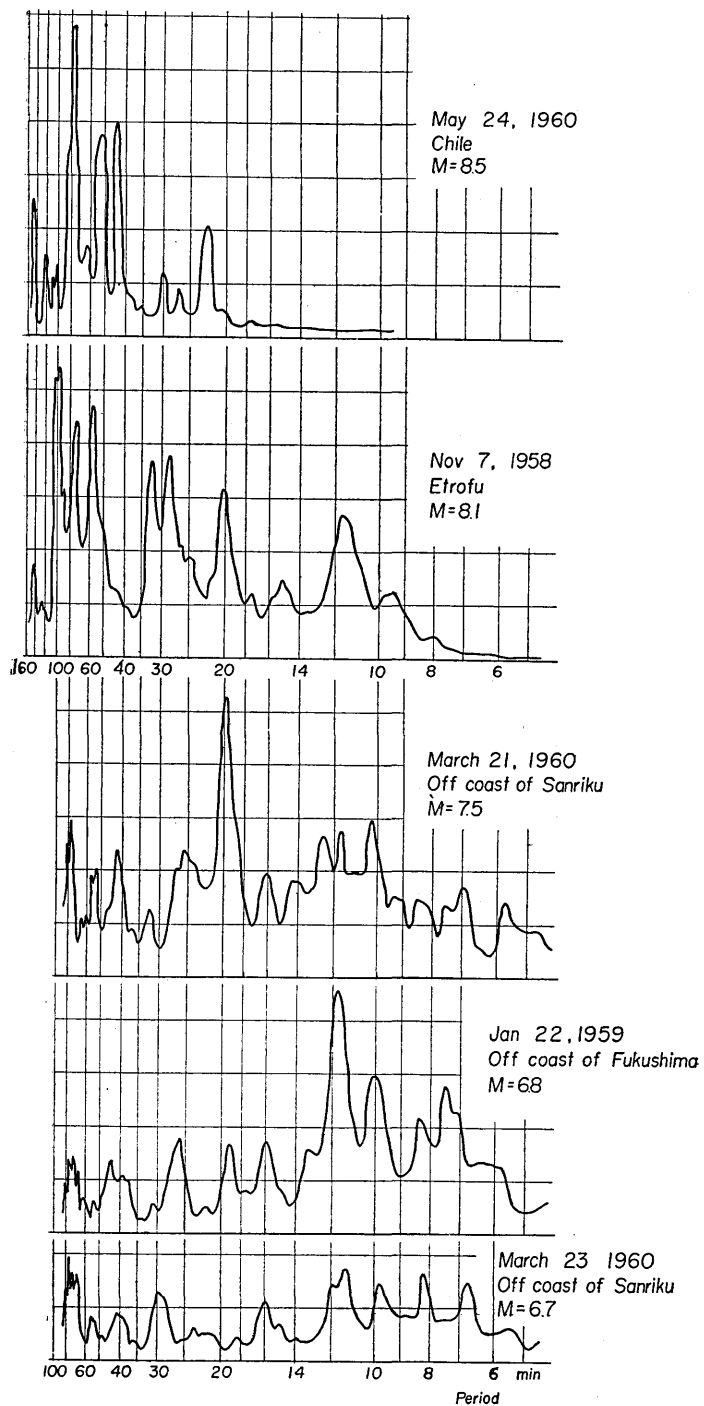


Fig. 10. Spectra of various tsunamis observed of Miyagi-Enoshima.

巾を任意スケールにとつてあるので、振巾は各成分の割合だけに着目して頂きたい。これをもう少しはつきりさせるために対数目盛に書き直して見ると Fig. 11 a, b, c, d のようになる。

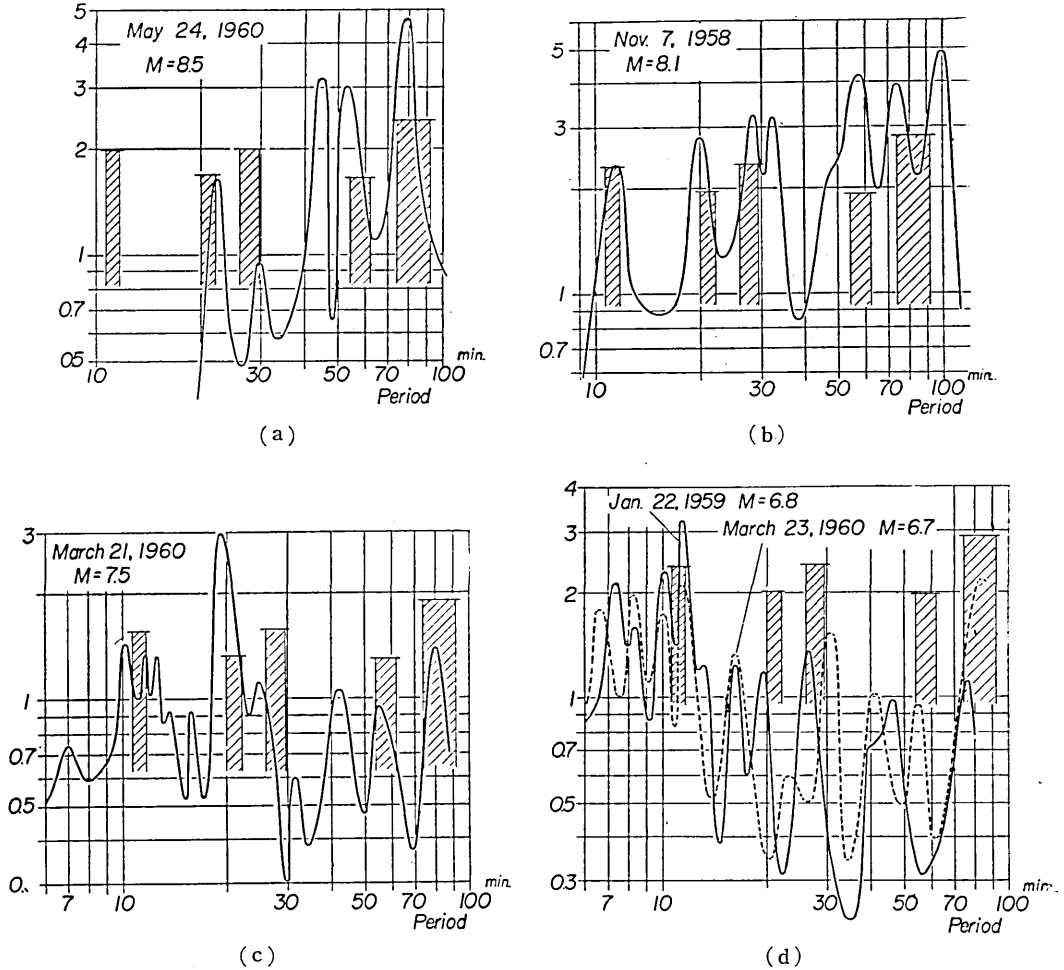


Fig. 11. Comparison of the spectra for tsunami of different magnitudes.

それぞれに斜線を入れて示してある周期の帯域はさきに Fig. 8 に示した常時現われる長波のスペクトルが卓越する周期である。

こうして見ると津波のスペクトルの山は、常時現われる長波のスペクトルの山にかなりよく一致していることがわかる。そして地震のマグニチュード、ひいては津波の規模によつて、大きいもの場合は長い周期の 84 分、58 分の帯域が出易い、小さい場合は短周期の 28 分、21 分などが出易い。ことに小さい $M=6.8$, $M=6.7$ の場合は 11 分の

周期がよくでていようである。われわれは津波のはじめの波の半周期から想像される浪源域の大きさと、地震のマグニチュードとの関係を検べたことがあるが⁵⁾。地震のマグニチュードが大きい程浪源域が大きく、したがって津波そのものの周期も長くなる。したがって常時長波にそれぞれ卓越し易い周期のあるような場合、大きい津波程その中の長い周期のものを励起し、小さい津波は短周期のものを励起すると考えることは、自然のことであると思う。

§ 3. 日本各地で観測されたチリ地震津波の周期分析

1960年5月26日日本各地を襲った、チリ地震津波の記録は、気象庁、国土地理院等を始めとする関係各検潮所で良好な記録が多数得られた。非常に遠方から伝わってきた津波であり、日本全国各地で記録が得られた点スペクトルの比較を行なうに適當であるので、この記録の解析を行なつた。解析した記録は、北より、網走、八戸、宮古、江の島(宮城)、那珂湊、久里浜、岡田(大島)、清水、鳥羽、下津、和歌山、高知、土佐清水、宇和島、油津、枕崎、富江、の17ヶ所であり、主として気象庁管理のフース型検潮儀の記録で、他の所管のものも二、三あるが器械は全部フース型である。なお江の島は §2 で述べた本所江の島津波観測所の津波計記録を使用してある。これらのスペクトルを図示すると Fig. 12 のようになる。図中斜線を入れて示した周期は、本多、寺田両博士によつて計算された湾の静振の周期である⁶⁾。

これらを見ると、特徴的なことは清水を境にして、東北日本と西南日本とやや形が異なつて見えることである。各地とも少なくとも2つ以上のたくさんの周期に、山を持つていて、たとえば宮古、土佐清水などのように湾の静振周期で説明できる周期もある。しかしながら東北日本のものは60~80分位の長い周期のところ共通して、大きい山が現われており、西南日本のものは、40~50分の周期のところ共通した山があるように見ることが出来る。もしこれが、これだけのデータからくる偶然のことでないとするれば、東北日本と西南日本とで、来襲した津波の周期分布が、その通過経路の相違などによつて異なつていたか、あるいは陸棚、海嶺その他長波の卓越周期ともいえるものを決定する要素が、東北日本と西南日本とで、系統的に相違があるということかを示すものと思われる。

最後に使用させて頂いた検潮記録を提供された関係の方々に謝意を表します。また実際にアナライザーの操作は、今泉啓君が行なつたことを附記し、同君の労に感謝の意を表します。

5) 地震研究所談話会(昭和35年1月)。

6) K. HONDA, T. TERADA, Y. YOSHIDA and D. ISITANI, "Secondary Undulations of Oceanic Tides", Journ. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo, 24 (1908).

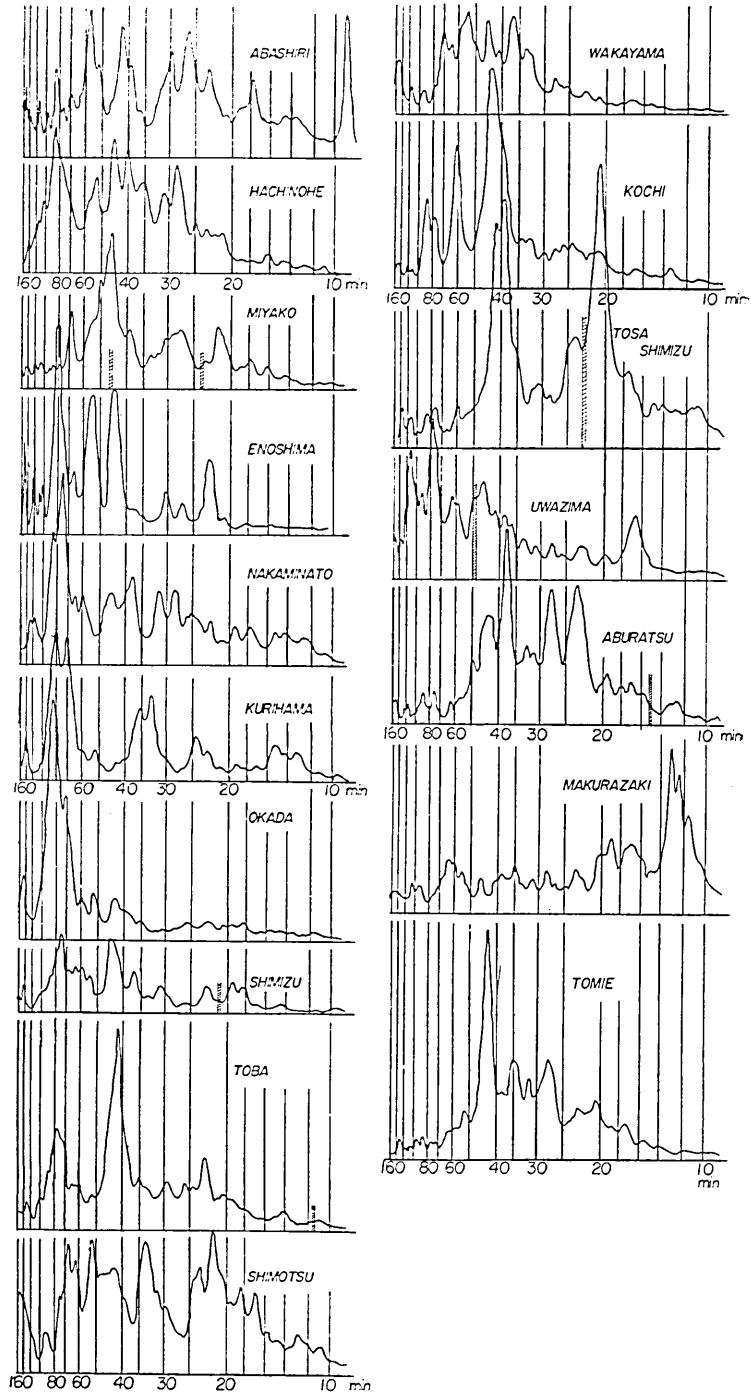


Fig. 12. Spectra of Chilean tsunami observed at Japanese stations.

17. Studies on the Spectrum of Tsunami.

By Ryutaro TAKAHASI and Isamu AIDA,

Earthquake Research Institute.

Part 1. Design and Construction of a Wave Analyser.

Several years ago we constructed a wave analyser which is similar in principle with that written by Dr. M.J. Tucker. According to experience gained in the use of this prototype instrument, several modifications were made, and finally the instrument was improved as shown in Fig. 1.

The present analyser is composed of a record transcriber and the analyser proper. A wave record to be analysed is firstly copied on 35 mm film in a similar way to an area-type talkie sound truck. This record film is wound on an inertia wheel as shown in Fig. 2, which has a mirror surface on the periphery. A light beam is thrown on to this wheel and reflected to a photo-cell head by the mirror surface under the record film. The light beam is modulated in this way, when the film wheel rotates.

The output of the photocell is fed to a selective amplifier and then to a filter and rectifier and finally to the Y-axis of a X-Y recorder. So, if the film wheel is rotated at different speeds, different harmonic components of the record will be taken out.

In the present analyser, the film wheel is speeded up first by a small motor and then it is allowed to slow down very gradually by itself. The rotation speed is taken out by the interruption of another light beam thrown to another photo-cell by the spokes of the film wheel. The number of pulses thus obtained is counted by the combination of a pulse amplifier, a saw-tooth wave generator, a filter and a rectifier. The out-put of the rectifier, which is a function of the rotation speed of the film wheel, is fed to the X-axis of the X-Y recorder. We can thus obtain the spectrum of a wave record. The schematic diagram of the analyser is given in Fig. 3.

The characteristic data of the present analyser is as follows:

Peripheral length of the film wheel: 143.3 cm

Rotation speed of the film wheel: 402-40 r.p.m.

Frequency of the selective amplifier F_0 : 240 cycles and 120 cycles.

Q-value of the selective amplifier: 34 and 33

Range of analysis:

Wave lengths betw. 4~40 mm on the record film in case $F_0=240$

Wave lengths betw. 8~80 mm on the record film in case $F_0=120$

Part 2. Spectral analysis of Tsunamis and Long Waves observed at the Miyagi-Enoshima Tsunami Observatory.

At the Miyagi-Enoshima Tsunami Observatory, which is attached to the Earthquake Research Institute, long period sea level changes, ranging from 5 min. to more than 100 min. are observed all the time, although the amplitude of these oscillations seldom exceeds 3 cm.

The spectra of these long waves which appear incessantly were first studied. Examples of such spectra are shown in Fig. 7. The spectra correspond respectively to five successive time-intervals of 10 hour length, beginning at 12 h, Oct. 12, 1960. The record of the Van Dorn long wave recorder was used, and results of the analysis are corrected by the sensitivity curve of the Van Dorn instrument. To pay the closest

attention to the predominating frequency, and to their relative intensities, we plotted the positions and heights of the remarkable peaks of the spectra in logarithmic scales as shown in Fig. 8.

By this Figure we can see that in almost all spectra, peaks fall within narrow bands around 11 min., 21 min., 28 min., 58 min. and 84 min. respectively. This shows that there are several fixed predominant periods in the continual fluctuation of the sea level observed at Miyagi-Enoshima. Their relative intensities are to be seen by the relative height of the peaks plotted in Fig. 8.

To explain the nature of these predominant oscillations we calculated the period of seiche on the continental shelf off Miyagi-Enoshima. The sea bottom topography is shown in Fig. 9. Slight changes are noticeable in the bottom slope at 200 m and 500 m. If a part of long wave energy is reflected at the 200 m depth line, the period of the resulting seiche will be 58 min., while if the wave energy is reflected at the 500 m depth line, seiches of the period of 86 min. will result. These seiches may be the origin of the continual fluctuation at Miyagi-Enoshima. The fluctuation with the periods of 21 min. and 28 min. may be respectively the third harmonics of the seiches cited above.

Secondly we made the analysis of records of tsunamis of different magnitudes that were felt at Miyagi-Enoshima. Results of the analysis are shown in Fig. 10. In the Figure, the uppermost curve is the spectrum of the Chilean Tsunami of 1960. The magnitude of the Chilean earthquake that caused this tsunami has been estimated as 8.5. Other curves are spectra of tsunamis caused respectively (from top to bottom) by the Etorofu Earthquake ($M=8.1$) of Nov. 1958, the Sanriku Earthquake ($M=7.5$) of March 1960, the Earthquake ($M=6.8$) off the coast of Fukushima Prefecture, and the other Sanriku Earthquake ($M=6.7$) of March 1960. Since the ordinate of each spectrum is of an arbitrary scale, we should notice that only the shapes of the spectra are significant. So we plotted these spectra again in a logarithmic scale as shown in Fig. 11a~11d.

Comparing these Figures with Fig. 8, we can find that the peaks in the spectra of tsunami coincide pretty well with the peaks in the spectra of sea level fluctuation at ordinary times; that the predominating peaks fall in the bands of periods of 84 min. and 58 min. when the magnitude of the earthquake and accordingly the magnitude of the tsunami is large, while the peaks of the shorter period of 28 min. and 21 min. are liable to appear when the magnitude of the earthquake is small. Especially when M was as small as 6.8 or 6.7, the shortest period of 11 min. appeared most intensely.

Two years ago, we found that the larger the magnitude of an earthquake, the larger is the size of the origin area of the accompanying tsunami, as estimated from the period of the main part of the tsunami. Accordingly, if there are several dominating periods in the spectrum at ordinary times, it is very natural that large earthquakes will excite the longer part of the ordinary time spectrum and small earthquakes the shorter part of the spectrum.

Part 3. The spectra of tide-gauge records of the Chilean tsunami as obtained at different stations along the Japanese Coast.

In the case of the Chilean tsunami of May 24, 1960, tide-gauge records were obtained at almost all tide-stations along the Pacific Coast of Japan. We made a spectrum analysis of records obtained at 17 stations well distributed from Hokkaido to Kyushu. The tide-gauges at these stations are mostly of the same type. In Fig. 12, the spectra of these records are shown side by side.

It is remarkable that the features of tsunami spectra for NE Japan are different from that for SW Japan. In the former region, spectra seem to have a common large peak in the interval 60~80 min., while in the latter region, spectra seem to show a common peak in the interval 40~50 min. This difference in the spectrum features for the two regions might be attributed to the difference in the paths of propagation or to the difference in the directions of emission of wave energy at the origin. The difference might also be considered to show some systematic difference in the near-shore topographies of the two regions such as trench, continental slope or ridge which can effect the change of shape of the spectrum.