1896 年の三陸津波の波源域および 1933 年の津波との比較

東京大学地震研究所 羽鳥徳太郎

(昭和 42 年 6 月 8 日受理)

The Generating Area of Sanriku Tsunami of 1896 and its Comparison with the Tsunami of 1933

Tokutaro HATORI

Earthquake Research Institute, The University of Tokyo

(Received June 8, 1967)

Both of the severe tsunamis of 15 June 1896 (tsunami magnitude: 4) and of 3 March 1933 (tsunami magnitude: 3) were generated off the Sanriku coast of north eastern Japan. Although the magnitude of 1896 Earthquake ($M = 7.6$) was smaller than that of 1933 Earthquake ($M = 8.3$), the intensity of 1896 Tsunami was much larger than that of 1933 Tsunami, particularly along the northern part of the Sanriku coast. In order to explain this different behaviors of these two tsunamis, tsunami sources are estimated by means of an inverse refraction diagram and the spectral analyses of records at three stations are made.

It is found that the tsunami source of 1896 lies close to the northern part of the Sanriku coast with the major axis of the source directed in NNW-SSE, in contrast to the source of the 1933 Tsunami which lies some 110 km from the coast with the axis in N-S direction. Sea level disturbances at the margin of the sources for the tsunamis of 1896 and 1933, estimated on the basis of the shoaling coefficient and the inundation heights of tsunamis along the coast, seem to be about 2 m and 1 m respectively.

In addition, the source area of the weak tsunami of 21 March 1960 is estimated. The earthquake magnitude is $M = 7.5$ and this source includes the area of aftershock activity extending about 120 km in an elongated shape.

§ 1. は し が き

三陸沖に発生した 1896 年 (明治 29 年) と 1933 年 (昭和 8 年) の津波は、三陸沿岸において津波マグニチュードそれぞれ 4 および 3 といわれる津波災害史上、特記すべき大津波であった。これらの津波を起した地震で、1896 年の地震マグニチュード ($M = 7.6$) は 1933 年の地震 ($M = 8.3$) よりも小さいにもかかわらず、津波のインテンシティは特に三陸北部沿岸において大きかった。この特異性を究明する一手段として両津波について、波源の領域を推定し、それぞれ 3 箇所 (鮎川、銚子、San Francisco) の検潮記録のスペクトル解析、さらに推定波源周縁の波高を比較検討した。

その他 1960 年 3 月 21 日, 三陸沖に起きた地震 ($M = 7.5$) で三陸沿岸に弱い津波が観測された. この地震は規模としては 1896 年の地震と同程度であつたが, この津波についても比較のため波源域の推定を行なつた.

§ 2. 波 源 域

波源域の推定にさきだち, 1896 年と 1933 年の津波はそれぞれ伊木 (1897) と地震研究所 (1934), 気象庁などによつて現地調査が行なわれ, 前述のように三陸沿岸における波高分布の相異が指摘されてきた. いまこれらの資料から, ほぼ同一地域における 1896 年と 1933 年の津波の波高差 δH を求めると Fig. 1 のようになる. 図において三陸北部沿岸は 1896 年の津波の方が波高が大きく, 特に八戸~宮古間ではその差が 10 m 以上にも及んでいるところがある. また南部沿岸では 1933 年の津波の方が, やや波高が大きかつた傾向を示している.

波源域は従来から行われている津波の逆伝播図の作図から推定した. 各地の津波到達時間は検潮記録から読みとり, 各点よりの等時線は 2 分毎に海図上に作図した. 各津波の波源域は次のようになる.

1896 年の津波

この地震の発震時は 6 月 15 日 19 時 33 分で, その震央は 39.6°N , 144.2°E と発表されている. 検潮記録は本多ら (1908) によつて示された 4 箇所 (花咲, 鮎川, 銚子, 油壺) のものを用いた. 記録によると津波の初動について, 鮎川は

Fig. 1. Difference of the tsunami height between the tsunamis of 1896 and 1933 along the Sanriku coast.

Fig. 2. The source area of 1896 Tsunami inferred from an inverse refraction diagram.

引き波で始まっているが、他の地点は押しである。また宮古は測候所の報告によると地震後 18 分、引き波で始まったとのことである。Fig. 2 は逆伝播図を示すもので、各地の到達時間は花咲 66 分、鮎川 40 分、銚子 52 分、油壺 56 分として作図した。

波源域の推定は観測点が少ないので十分な精度を望めないが、図から波源の領域は NNW-SSE 方向にのび、波源の北部は海底の等深線に沿って横たわり、沿岸から約 50 km の沖合に近接している。

1933 年の津波

この地震の発震時は 3 月 3 日 2 時 31 分で、その震央は 39.1°N , 144.7°E , $d = 0 \sim 20 \text{ km}$ と発表されている。この波源はすでに宮部 (1934) によつて図示されているが、今回最新の海図を用い、観測資料を追加して 13 個所の検潮記録と 3 個所のききこみ調査の資料を用いて逆

Fig. 3. The source area of 1933 Tsunami inferred from an inverse refraction diagram and the distribution of aftershocks.

伝播図を作図した。記録によると大部分の地点の津波初動は押し波で始まっているが、函館の記録のみ引き波で始まっているようである。Fig. 3 はこれらの地点から作図した逆伝播図を示す。なお各地の到達時間 (分) および 3 月中の余震をマグニチュード別に図示した。

今回推定した波源域は宮部の求めたものより、領域全体がやや北方に移動した結果を得た。このことは北海道東南沿岸の波高分布が 3~6 m、ある地点では 9 m にも達した所があり、岬に津波エネルギーが集まる効果もあるが、波源域が北方に伸びていることを説明するのに都合よい。波源域は図に示すように余震域を内蔵し、日本海溝の西側の海底斜面に沿って沿岸から約 110 km のはるか沖合に N-S 方向にのび、その長径は約 500 km にも及んでいる。

1960 年の津波

地震月報 111 号 (1960) によれば発震時は 3 月 21 日 2 時 7 分で、その震央は 39.8°N , 143.5°E , $d = 20 \text{ km}$, $M = 7.5$ である。この地震によつて三陸沿岸に最大半振幅 50~60 cm の弱い津波があつた。気象庁、水路部などから提供された 10 個所の検潮記録から波源域を推定すると Fig. 4 のようになる。図のなかの黒丸は同月報による 3 月中の余震分布を示し、A は本震々央を表わす。B は余震中 3 月 23 日 9 時 23 分に起つた $M = 6.7$ の地震々央を示し、この地震でも 21 日の津波より小さい津波を発生した。

Fig. 4. The source area of the tsunami of March 21, 1960 inferred from an inverse refraction diagram and the distribution of aftershocks.

A: Epicenter of the main shock ($M = 7.5$). B: Epicenter of the earthquake of March 23, 1960 ($M = 6.7$) generating a weak tsunami.

推定波源域は図に示すように海溝の西側斜面にあつて、余震域とはほぼ同一地域に横たわつてゐる。長径は約 120 km で、波源の大きさは飯田による地震マグニチュードと長径の関係式からみて、かなり標準的である。

§ 3. 波源域周縁の波高分布

新潟地震において波源近傍の沿岸における津波の波高分布から波源周縁の波高分布を計算し、海底変動の一断面と比較したところ、かなりよく対応する結果を得ている。(Hatori, T. (1965)). その他 2, 3 の近地津波について沿岸の地盤変動と波源における計算波形とを対比して、海底変動を考察した (Hatori, T. (1966)). 同様に次に示す方法で 1896 年と 1933 年の波源域周縁における波高を計算する。

Fig. 5. Refraction diagram and distribution of the mean height of tsunami (m). The azimuth at the margin of the source was divided by the unit length of 20 km.

Fig. 5 は両津波の推定波源からの伝播図を示し（等時線は前章と同様 2 分毎に作図した）、波の射線は波源周縁を 20 km 毎に分割した点から出発している。また沿岸における数字は各射線内における平均的な津波の高さ (m) を示している。一方、伝播図から三陸沿岸に、1896 年の津波の第 1 波は約 20 分で到達するのに対し、1933 年の津波では約 30 分を要し、かつ来襲方向の相異が判別される。Fig. 6 は各射線内の沿岸における平均波高から、Green の法則によつて計算した波源周縁の波高 η を示す。図の縦軸の A, B, ……N 記号は Fig. 5 の波源周縁の位置に対応する。計算にさいし津波は沿岸において完全反射をし、沿岸の水深は 10 m

Fig. 6. Calculated wave-height, η , at the margin of the source, where the symbols of A, B, C, ... N on the ordinate correspond to those in Fig. 5.

と仮定して取扱った。図から波源周縁の波高分布を検討すると次のようになる。

1896 年の津波では八戸～宮古間の沖合の波源縁で約 2 m の波高分布を示し、1933 年の津波では宮古～大船渡間の沖合で約 1 m の波高となる。この結果から波源域の海底変動について 1896 年の津波は波源の北部に、1933 年の津波はその中央部の余震域に大きな海底変動があつたものと思われる。

§ 4. スペクトル解析

1933 年の津波における検潮記録の周期解析によると八戸で 20 分、月浜 15 分、石巻では 18 分にスペクトルのピークがみいだされている (高橋・相田, 1963)。また吉浜湾、綾里湾のように静振基本周期約 20 分をもつ湾において、異状波高を示したことは有名である。1896 年の津波も同湾において 1933 年の津波と同様に異状波高を示し、かつ湾内における波高分布のパターンが類似している。

Fig. 7 は 1896 年と 1933 年の津波におけ

Fig. 7. Power spectra at different stations for the tsunamis of 1896 and 1933.

る鮎川, 銚子, San Francisco の初動を含めた6時間分の記録からのパワースペクトルを示す。図によると銚子の解析からは両津波とも顕著なピークは現われていない。鮎川では1896年の津波で24分, 15分, 8分にスペクトルのピークみられ, 1933年の津波では余り顕著ではないが21分, 15分, 8分にピークがある。但し鮎川では津波によつて, しばしば8分の湾の静振周期と20分の海峡の周期が現われやすい (Hatori, T. (1967)). San Francisco では両津波とも40分にスペクトルのピークがみられる。

次に両津波のパワースペクトル図から周期10分~60分間の帯域の面積を求めエネルギー比を計算すると, 鮎川では1896年の津波の方が1933年の津波より1.8倍大きく, San Francisco では逆に1933年の津波の方が2倍大きい。一方, 波源の主軸の向きによる津波の指向性について波源から San Francisco までの津波の伝播コースを地球儀上で検討すると, 1896年の津波は1933年の津波に比し, 伝播方向が波源の主軸に対し垂直に近いにもかかわらず San Francisco で受けた津波のパワーは小さい。

§5. む す び

1896年と1933年の波源域を対比すると, 1896年の津波総エネルギーが1933年の津波より大きかつたためとしなくても, 波源からの距離が近かつたことや, 主軸の向きによる指向性によつて, 1896年の津波の異状な高さを説明し得るものと思われる。

終りに, 懇切なるご教示下された梶浦欣二郎教授ならびに伝播図の作図において小山盛雄技官のご協力を得た。ここに記して厚くお礼申し上げます。

文 献

- Hatori, T., 1965, On the Tsunami which accompanied the Niigata Earthquake of June 16, 1964. Bull. Earthq. Res. Inst., **43**, 129~148.
 Hatori, T., 1966, Vertical Displacement in a Tsunami Source Area and the Topography of the Sea Bottom. Bull. Earthq. Res. Inst., **44**, 1449~1464.
 Hatori, T., 1967, The Wave Form of Tsunami on the Continental Shelf. Bull. Earthq. Res. Inst., **45**, 79~90.
 Honda, K., Terada, T., Yoshida, Y. and D. Isitani, 1908, Secondary Undulations of Oceanic Tides. J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. **24**.
 伊木常誠 1897, 三陸地方津波実況取調報告, 震災予防調査会報告 **11**, 5~34.
 Miyabe, N., 1934, An Investigation of the Sanriku Tunami Based on Mareogram Data. Bull. Earthq. Res. Inst. Suppl., **1**, 112~126.
 高橋龍太郎, 相田 勇 1963, 日本沿岸で観測された数箇の津波のスペクトルについて, 地震研究所集報 **41**, 299~314.