

## 宮城県沖津波による伝播の屈折効果

羽鳥 徳太郎\*

Refraction Effect of the Miyagi-Oki Tsunamis, NE Japan

Tokutaro HATORI

Suehiro 2-3-13, Kawaguchi, Saitama 332-0006, Japan

Based on the refraction diagrams of the tsunami sources locating near the coast and off Miyagi Prefecture, the amplification factors along the Sanriku to Fukushima coasts are calculated, applying Green's formula. In case of the sources located near the trench, the shoaling-refraction factors along the bathymetric line of 50m are 1.5-2.3 and the value at the Oshika Peninsula is the largest. The distribution patterns of the calculated factors nearly agree with those of the inundation heights for the Miyagi-Oki tsunamis in 1793 and 1897. The inundation heights of the 1793 tsunami (magnitude scale:  $m=3$ ) are relatively large in the bays having the seiche periods of 15min (Ryoishi, Ryori and Samenoura) and 45min (Hirota and Kesen'numa). On the other hand, the S.R factors for the sources locating near the Miyagi coast are 1.0-1.3.

Key words: Tsunami heights, Refraction diagram, Shoaling-refraction factor.

### § 1. はじめに

三陸沖は地震活動がきわめて活発であり、それに伴う津波により沿岸域は多くの被災歴がある[渡辺(1988)].最近、政府の地震調査委員会から、宮城県沖でマグニチュードM7.5-8.0の地震が「今後30年以内に98%の確率で起こる」と発表され、注目された。その後間もなく、2003年5月26日に宮城県近海でM7.0の地震が発生した。しかし、深い地震で津波をわず、想定とは別なプレート内の地震であった。周辺域で、新たな地震誘発の可能性が高まり、2005年8月16日の宮城県沖地震(M7.2)で小津波伴った[羽鳥(2006)].さらに、2005年11月15日に三陸沖でM7.1の地震があり、大船渡で50cmなど三陸沿岸各地に津波が観測された。

さきに筆者[羽鳥(1976)]は、三陸沖で発生した津波について、伝播の屈折効果を解析した。本稿では、宮城県沖の海溝付近と牡鹿半島近海に波源域を想定して伝播図を描き、新データを加えた津波高分布と対比し、沿岸での屈折効果を再検討してみる。

### § 2. 津波の波源域

図1に、宮城県沖における歴史津波の波源域を再

録して示す[羽鳥(2002)].それぞれ発生年に地震と津波のマグニチュードM/mを付記した。まず、海溝付近に発生した1897年8月の津波の波源域は、逆伝播図から求められた。大規模な1793年寛政津波の波源域は、震度・津波分布のパターンから1897年津波の波源と重なる形に推定され、津波マグニチュードは $m=3$ と格付けられた[羽鳥(1987,2000)].

一方、1835年天保地震と1861年文久地震の震度分布は、1978年宮城県沖地震と類似しており、それに伴う津波の波源は牡鹿半島近海とみなされた。なお、両津波の記録に疑問視するむきもあるが、遡上記録を重視すると、津波マグニチュードはそれぞれ $m=2$ と $m=1.5$ と格付けられた[羽鳥(2002)].

### § 3. 伝播の屈折効果

図2には、波源を海溝付近に想定した2波源モデルの伝播図(波面は10分間隔)を示す。D波源は海溝沿いに長さ150kmにとり(左図)、1897年(8月5日)津波の波源より北側にずらし、E波源(右図)は南側に想定した。波線は、波源周縁を18kmに分割した地点から描いてある。三陸沖では等深線が南北にほぼ平行しており、沿岸付近で波線の幅にあまり差

\* 〒332-0006 埼玉県川口市末広 2-3-13

がないが、福島県沖では等深線が陸側に折れ曲がり、波線が広がる。E波源では波線が牡鹿半島に集まる。

一方、宮城県近海の波源からの伝播図を図3に示す。左図は、1978年宮城県沖津波の伝播図である。各検潮所で観測された伝播時間(時,分)を付記した[羽鳥(1978)]。右図に示すF波源は、1835年天保津波を想定したものであり、牡鹿半島沖に南北方向に長さ90kmにとつてある。両波源とも周縁を12kmに分割して波線を描くと、牡鹿半島に集まる。

さて、波線を描き始めたところの水位が沿岸へ伝わるとき、近似的にグリーンの法則で変化するとみなし、伝播図をもとに水深50mの沿岸での浅水(Shoaling)・屈折(Refraction)係数を計算した。これは、沿岸における波高増幅度の目安になる。ここで波源周縁の水位は一樣な高さとして仮定し、沿岸との水深比が1/4乗、波線の幅比は1/2乗で水位が変化すると取り扱う。

図4には、海溝付近に波源を想定したD波源とE波源によるS.R係数の計算値(上の目盛り、柱状グラフ)に、1793年津波[羽鳥(1987);都司・上田(1995);行谷・他(2003)]と1897年津波[今村(1899)]の波高分布(下の目盛り)を重ねて示す。両波源によるS.R係数の分布パターンには大きな差はなく、D波源では岩手県沿岸で係数は2.0、E波源では宮城県側がやや大きく、牡鹿半島付近で最大2.3となる。しかし、仙台湾岸の値は小さい。両石の遡上高が突出するがS.R係数の分布パターンは、波高分布にほぼ調和する。

図5には、宮城県近海に発生した1978年津波と、その南側に想定したF波源のS.R係数(柱状グラフ)および3津波(1835,1861,1978年)の波高分布を示す。S.R係数の値は海溝付近の波源のものより小さく、最大1.3にとどまる。係数のピークは1978年津波で岩手県綾里付近、F波源のものは牡鹿半島付近になる。なお、両波源とも仙台湾岸のS.R係数は小さく、野蒜(のびる)における1835年・1861年津波の遡上高とは調和しない。仙台湾は20-30mの浅い海であり、津波は湾セイシュとの共振作用と、局地的な地形条件が重なり増幅されたのであろう。なお、869年貞観津波を想定した波源モデル(海溝沿い断層の長さ200km)の数値実験によれば[菅原・他(2001)]、津波エネルギーは仙台湾岸に集まる。

#### §4. 港湾のセイシュ周期と津波高

以上、沿岸の50m等深線でのS.R係数を示した

が、津波が港湾に入射すると、セイシュ周期を励起させて湾奥で波高が著しく増幅することは知られている。例えば5-10分の短周期波が卓越した1933年三陸津波では、綾里白浜や吉浜湾など小型湾で波高が大きく突出した。対照的に、40-50分の長周期波であった1960年チリ津波では、大船渡湾や広田湾など大型湾奥で波高が顕著に増幅した例がある。

図6には、湾セイシュ周期と津波高の2乗値との関係について、1793年と1897年の宮城県沖津波のケースを示す。三陸港湾のセイシュ周期は、主として阿部(2002)による観測値を引用した。その結果、1793年津波はセイシュ15分と45分あたりにピークがある。また、1897年津波では2乗値は小さいが、同じ傾向に見える。これらは、1933年津波よりやや長周期波であったことを示唆する。

#### §5. むすび

宮城県沖の海溝付近と牡鹿半島近海に波源域を想定し、水深50mの沿岸における浅水・屈折(S.R)係数を計算し、1793年、1897年宮城県沖津波などの波高分布と対比した。

解析の結果、波源が海溝付近の場合では、S.R係数は1.5-2.3と求められ、牡鹿半島付近で屈折効果が大きく、仙台湾岸で値は小さい。S.R係数の分布パターンは、1793年・1897年津波の波高分布とほぼ調和的である。一方、牡鹿半島近海に波源を想定したものは、S.R係数は1.0前後、牡鹿半島で最大1.3にとどまり、波高の増幅度は小さい。しかし波源が仙台湾に直面すれば、湾岸域に津波エネルギーが集まる可能性がある。

#### 文献

- 阿部邦昭,2002:三陸の湾における固有振動の測定とそのスペクトル,日本地震学会講演予稿集,B30.
- 羽鳥徳太郎,1976:三陸沖津波の波源位置と伝播の様相,地震研究所彙報,Vol.51,pp.197-207.
- 羽鳥徳太郎,1978:1978年宮城県沖津波とその近海の津波活動,地震研究所彙報,Vol.53,pp.1177-1189.
- 羽鳥徳太郎,1987:寛政5年(1793年)宮城沖地震による震度・津波分布,地震研究所彙報 Vol.62,pp.297-309.
- 羽鳥徳太郎,2000:三陸沖歴史津波の規模の再検討,津波工学研究報告,No.17,pp.39-48.

羽鳥徳太郎,2002:天保六年(1835)・文久元年(1861)  
宮城県沖地震津波の規模,津波工学研究報告,  
Vol.19,pp.41-45.

羽鳥徳太郎,2006:2003年福島県沖,2005年宮城県  
沖津波と周辺の津波波源,津波工学研究報  
告,No.23,pp.59-62.

今村明恒,1899:三陸津浪取調,震災予防調査会報  
告,Vol.29,pp.17-32.

行谷佑一・都司嘉宣・上田和枝,2003:寛政五年  
(1793)宮城県沖に発生した地震の詳細震度分  
布と津波の状況,歴史地震,No.19,pp.80-99.

菅原大助・箕浦幸治・今村文彦,2001:西暦869年貞  
観津波による堆積作用とその数値復元,津波工  
学研究報告,No.18,pp.1-10.

都司嘉宣・上田和枝,1995:慶長16年(1611)・延宝5  
年(1677)・宝暦12年(1763)・寛政5年(1793)お  
よび安政3年(1856)の各三陸地震津波の検証,  
歴史地震,No.11,pp.75-106.

渡辺偉夫,1988:東北地方太平洋沿岸に影響を与え  
た歴史地震・津波の特徴 とくに宮城県沖地震  
について,歴史地震, No.4,pp.21-36.