

北海道南西沖地震津波の奥尻島南端部における変形機構

野口賢二*・佐藤慎司**・田中茂信***

1. まえがき

1993年7月12日22時17分に発生した北海道南西沖地震は非常に大きな津波を伴い甚大な被害をもたらした。最も被害の大きかった奥尻島では、特に北端の稲穂地区と南部の青苗地区から初松前にかけて津波により壊滅的な被害を受けた。この津波の遡上痕跡高は、奥尻島の北端部、藻内から南側の西南部沿岸および東部の初松前周辺で10mを越える値が観測された。津波の波源域は島の西側であることから、波源域に面する島の西海岸では遡上高が高くなるものと推測される。しかし、初松前は波源域に対して青苗岬の遮蔽域に位置しているにもかかわらず、遡上高が局所的に高くなっている。また、初松前付近の海岸線は海に向かって凸状の地形となっており、初松前地区でどのような機構で高い遡上が生じたのかについては、不明確な点が多く、課題の一つとして残されている(首藤, 1994)。

また、数値計算によって津波伝播現象や遡上高がおおむね精度よく再現されている(例えば, Takahashi et al.; 1994, 加藤・都司; 1994, 山下ほか; 1994など)。しかしながら、これらの数値計算において初松前の遡上高やその分布の再現性は高いとはいえない。これは、数値計算においては考慮すべき現象が欠けているためと考えられる。そこで、本研究では水理模型実験により奥尻島南部周辺での津波の変形機構と初松前周辺の遡上現象がどのようにして生じているかを解明することを目的とした。

2. 奥尻島南部周辺の遡上高

地震直後に各調査研究グループによって津波の痕跡から津波遡上高が調査された。これらは, Bernard and González (1993) によって図-1のようにまとめられている。図より、藻内と初松前において周囲と比較して著しく高い遡上高となっていることが判る。藻内における遡上高は、入江状の海岸線であり、かつ陸上は漏斗状の

V字谷地形をしていたためこのような異常な値となったと考えられている。一方、初松前については従来遡上高が著しく高くなると考えられている地形ではない。また、初松前で道路擁壁は海側に転倒し(写真-1)、藻内から1.3km南の地点では陸側に転倒している。これらはともに津波により被災したと考えられるが、藻内側のものは押し波、初松前では引き波と両者は異なる現象で被災した可能性がある。

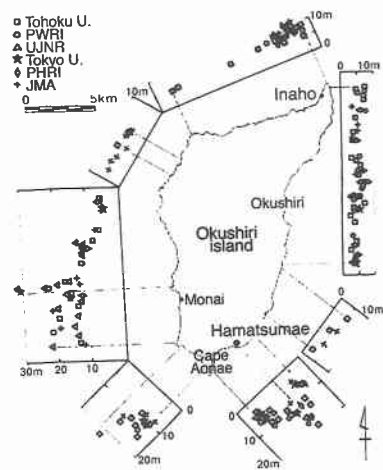


図-1 奥尻島の津波痕跡高分布



写真-1 道路擁壁の海側への転倒

* 正会員 建設省土木研究所海岸研究室 研究員
 ** 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室 主研
 *** 正会員 工修 建設省土木研究所海岸研究室 室長

青苗岬の近辺では小型の漁船でもしばしば座礁するほどの浅瀬となっている。このため、さほど大きくない波でも砕波している様子が青苗岬先端から見る事ができる。実際の津波の発生は深夜であったため砕波に関する目撃証言・情報はほとんど得られていない。しかし、このような海域に津波が来襲した際には津波が砕波していた可能性もあり、この点も実験により確認する必要がある。

3. 実験方法

奥尻島南部には青苗岬の延長上に大規模な海脚と室津島が存在し、これらが津波の変形に重大な影響を及ぼしていると考えられる。そこで、青苗岬周辺に到達すると考えられる津波の波源域を水槽内にすべて取り込む必要がある。津波の初期水位としては、東北大学から提案された断層モデル DCRC-2 から算出された初期水位(今村ほか, 1993)を用いた。これにより算出された屈折図を参考にして、奥尻島南方の 33 km×38 km の範囲を模型の対象とし、幅 30 m, 長さ 35 m の水槽に陸上 20 m から水深 500 m までの地形を再現する縮尺 1/1100 の無歪み模型を製作した(図-2)。図-2 で奥尻海脚の西側の浅海域前面の斜面を 2 つの方向を向いた斜面 A と斜面 B と呼ぶことにする。また、先端部の低地を除いて波が青苗岬を越波しないように締め切り、青苗港についても防波堤を設置した。

津波造波装置は、起潮装置を改造したもので実験水槽の水が空気室の下部を通して出入りできるようになっている。空気室の寸法は、長さ 30 m, 幅 3 m, 高さ 3 m である。津波の造波方法は、空気室の空気を吸い出し、空気室内部の水位が上昇した状態を保ち、そののち急激に空気室内の圧力を解放することで、実験水槽側に津波を発生させる仕組みである。

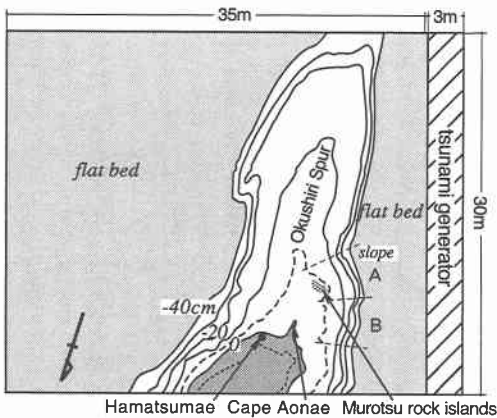


図-2 模型の平面図

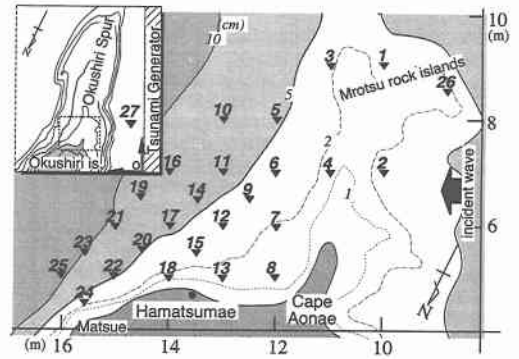


図-3 測点配置図

実験は、入射波高 2.7~7.8 mm の間の 8 ケースについて行った。計測は、図-3 に示した 27 点で容量式波高計による波形測定と同時に 3 台のビデオカメラにより津波の伝播状況を撮影した。黒逆三角形が測点位置でその上の数字は測点番号である。予備実験により、水槽内に再現した奥尻海脚の南側半分からの屈折波は奥尻島に直接来襲しないことが確認されたので初松前周辺に測点を集中させた。ビデオカメラの角度は、伝播状況撮影用として直上から、遡上状況撮影用として測点 18 から初松前方向へ、来襲状況撮影用として初松前東岸から室津島方向への 3 つである。ビデオ撮影と波形計測との同期は、直上撮影画像の範囲内に測定中に点灯するランプを設置し、他のカメラについては同期のための基準時間を津波の先頭が到達した時間から割り出した。

4. 実験結果

4.1 水位変動波形と伝播の状況

本論文では、断層モデルで得られる初期水位分布の波源域での最大値が 3~4 m であることから、これに最も近い波高 3.9 mm のケースについて解析結果を示す。入射波形を図-4 に示した。時刻 $t=0$ は計測開始時刻であり、津波造波時刻はこれより少し遅れる。以下で示す時刻はすべてこの計測開始時刻を原点としている。

津波は、浅海域へ伝播するにつれて分散波列を生じることがある。分散波列は、1983 年日本海中部地震の際にも生じており秋田県峰浜地区で消波ブロックが広い範囲

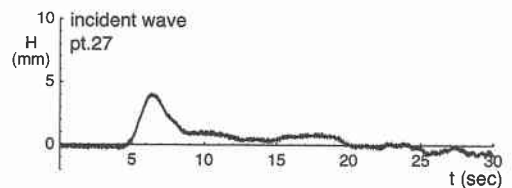


図-4 津波入射波形

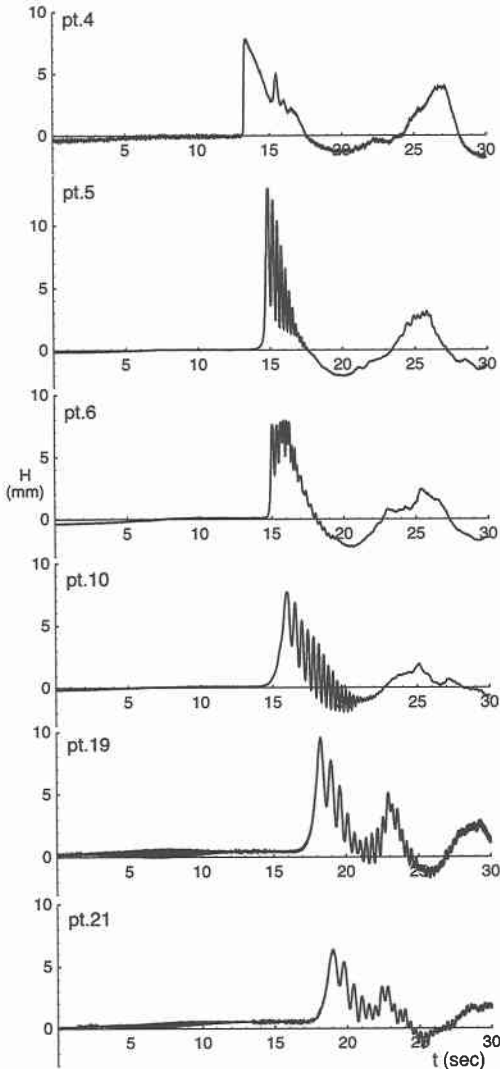


図-5 非線形分散波列の時間波形

に散乱した原因の一つと考えられている(首藤, 1984)。本実験においても、奥尻海脚を越えた後に津波は分裂した。

津波の分裂状況を見るために代表的な測点の波形を図-5に示す。これらの測点は、沖側の測点から選んだものである。奥尻海脚のほぼ頂部に位置する測点4では、まだ分裂は生じていない。測点5, 6から東側の全域では分散波列が存在している。また、室津島から青苗岬までの奥尻海脚の峰の部分で碎波が生じており、津波は碎波後に分裂することが確認された。測点5は、分裂して間もない状態で分散波列の個々の間隔が詰まっている。分散波列の個々の波を本論文では個々波と呼ぶことにする。測点6は、図-2で示した斜面Aと斜面Bから屈折

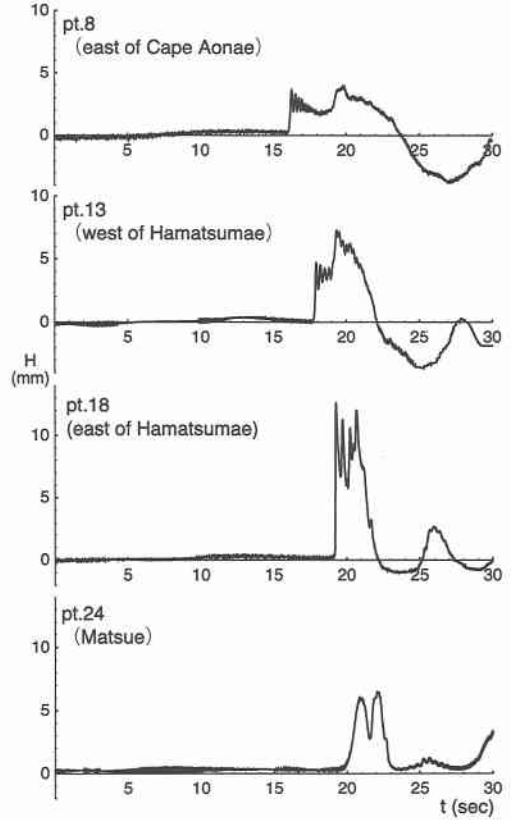


図-6 海岸線近傍の時間波形

してきた2つの波が交差する点に相当していると考えられる。そのため薄い角度で交差する2つの波による非線形干渉が生じ、複雑な波浪変形が生じている可能性がある。測点10は、分裂が生じた後しばらく屈折しながら伝播して来た波を捉えている。個々波の波速が異なるため、測点5に比べ個々波の間隔が広がり波高の小さな波が取り残されるようになる。測点19や測点21ではさらに測点10よりも個々波の間隔が広がっており、取り残される個々波の数も増し、その波高が小さくなっている。

また、測点8, 13, 18, 24の青苗から初松前に向かう沿岸方向への波形の変化を図-6に示す。青苗岬の津波入射方向に対して裏側(東側)に相当する測点8においても波高は小さいながらも明瞭な分散波列が確認できる。初松前の東に当たる測点18で最も波高が高く、この付近の遡上高も大きくなると考えられる。さらに、これらの波形の特徴として、いずれも2つの山が確認できることが挙げられる。ビデオ画像から判断すると、この2つ目の山は海岸からの反射波を表わしていると考えられる。

4.2 波峰線の屈曲部での波高の増幅

前節で示した測点18で沿岸方向の波高分布が最大と

なる現象について、ビデオ画像により解析を試みた。その結果、波高の高い部分が測点7の西付近から初松前付近に向けて屈折しながら伝播してゆく状況が確認できた。直上からのビデオ画像を写真-2(1)~(4)に示す。写真-2(1) ($t=14.20$ s) は奥尻海脚の嶺で碎波した直後の映像である。写真-2(2) ($t=14.26$ s) は、碎波した波が分裂を始めた映像である。分散波列の先頭の波峰線に屈曲部分が生じその部分で波高が高く (写真中では白く) なっているのが確認できる。写真-2(3) ($t=16.20$ s) では、屈曲部分での波高の増幅がさらに進み、その両側と比べ波高の高さが明瞭となる。先頭の分裂波の波向は初松前の東方へ向いている。ビデオ解析によると、浅海域での長波は波高が大きいかほど波速が大きいため、この波高の高い部分は周囲に追付いて進むようになる。そして、写真-2(4) $t=18.60$ s で、波高の高い部分は初松前付近へ伝播する。写真-2(3) と (4) を比較すると、波高の高い部分は同一の波峰線に沿って、その位置を徐々に陸側へ移動しながら、伝播していることが確認できる。

4.3 非線形分散波列の遡上状況

初松前周辺の汀線付近を撮影したビデオ画像から遡上状況を調べた。奥尻島南部の浅海域のほぼ全域で分散波

列が形成されており、遡上に関しても分散波列内の個々波が次々と遡上し複雑な遡上機構となる。

図-7 はビデオ画像から求めた最高遡上高の分布を示したものである。分散波列内の何波目の個々波によって、最高遡上高が記録されたかによって線種を変えて示してある。また、細破線で描かれている遡上範囲は、カメラより遠い位置にあったため個々波の第2波目以降の何波目で最大となったのか確認できなかった範囲である。最大遡上高は、個々波の第1波でなくそれ以降の第2波目やそれ以降の波で最大となった。この時の遡上状況は、まず分散波列の先頭が遡上し、そこで水位上昇が生じている状態に第2の個々波が滑りあがるように遡上して行くため、分散波列の先頭の遡上高よりも大きくなる。

この周辺の現地の遡上高について東北大学を中心とした調査グループ (1994) によって詳しく調査された値を図-8 に示した。津波痕跡高は、海に張り出した部分より東側で16 m を越えて、西側 (初松前の集落) で10 m 前後の値となっている。これと比較すると実験で得られた結果は、現地調査の痕跡高をよく再現しているのがわかる。

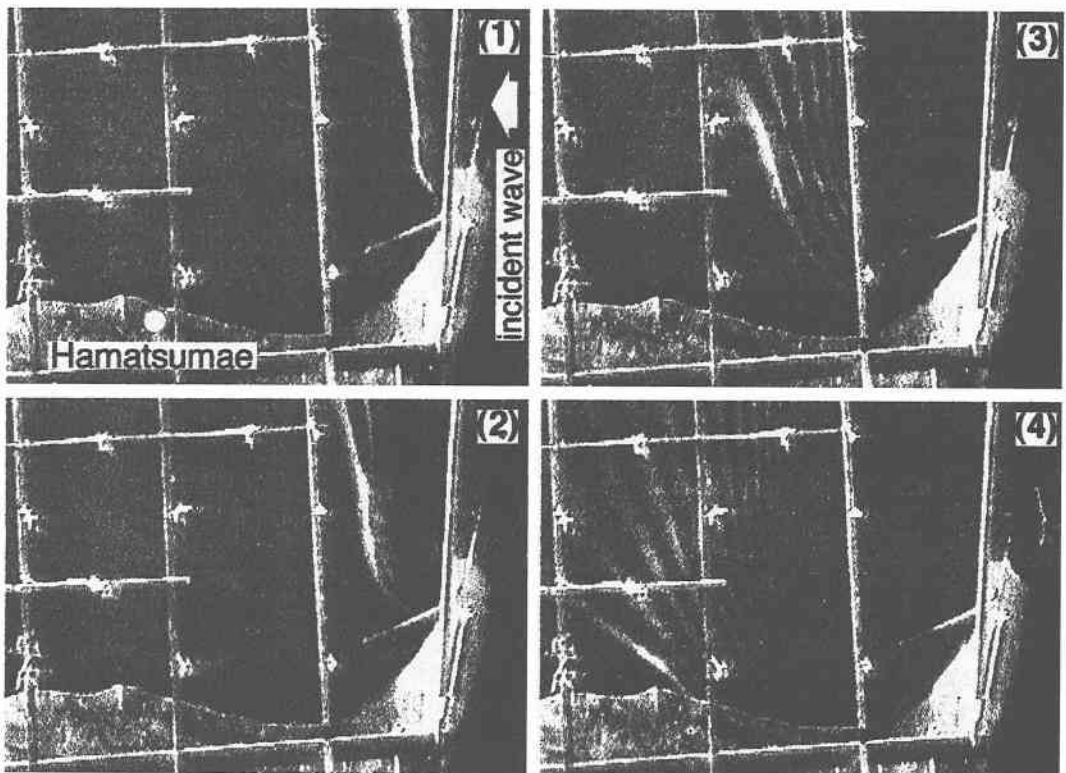


写真-2 津波の変形状況 (1) $t=14.20$ s, (2) $t=14.26$ s, (3) $t=16.20$ s, (4) $t=18.60$ s

5. 結 論

本研究で得られた主な結論は次の通りである。

(1) 北海道南西沖地震津波は青苗岬東側の浅海域では、その西側の奥尻海脚の嶺上で碎波した津波が分裂し、非線形分散波列を形成していたと考えられる。

(2) 波峰線が屈曲する部分では波高が大きくなり、次第に前方に張出し、同一の波峰線に沿って、その位置を陸側へ移動しながら伝播する。

(3) (1) および (2) の影響を受けた津波が屈折しながら初松前地区に大きく回り込む。

(4) 初松前地区周辺の遡上状況は、非線形分散波列が斜めに次々と遡上し、第2列目以降の個々波のときに最大の遡上高が記録される。

(5) 実験で明らかになった津波の伝播機構により、現地調査結果を合理的に解釈することができる。

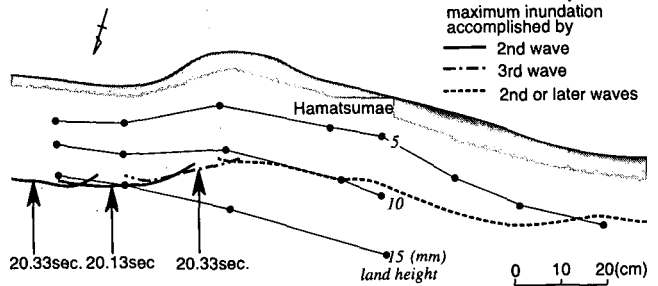


図-7 初松前周辺の最大遡上高分布と個々波順位

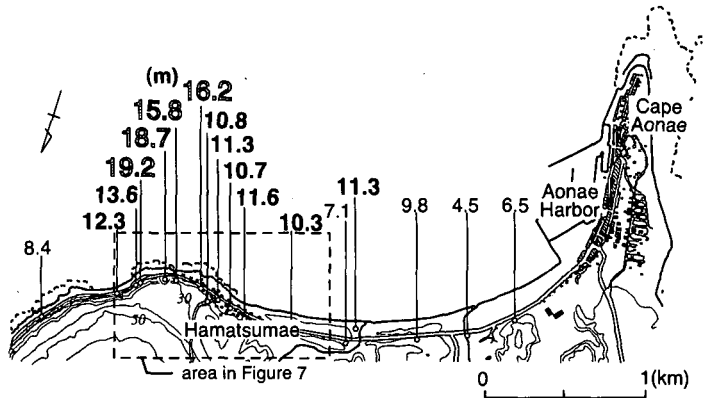


図-8 東北大学グループによる初松前周辺の津波痕跡高

謝辞: この研究を進めるにあたり、東北大学災害制御研究センター首藤伸夫教授には随所にわたり貴重な助言を頂いた。ここに記して謝辞を表したい。

参 考 文 献

Bernard, E. and F. I. González (1993): Tsunami Devastates Japanese Coastal Region, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 74, No. 37, September 14, 1993, pp. 417, 432.
 Takahashi, T., N. Shuto, F. Imamura and H. Matsutomi (1994): The measured and computed Hokkaido Nansei-Oki Earthquake tsunami of 1993, 24th ICCE abstracts, pp. 126, 127.
 今村文彦・高橋智幸・川俣 奨・M. Ortiz・高橋武之・首藤信夫 (1993): 津波解析から推定される1993年北海道南西沖地震

のメカニズムに関する検討, 地震学会秋季大会予稿集, No. 2, p. 55.
 加藤健二・都司嘉宣 (1994): 1993年北海道南西沖地震の断層要素の推定とその津波の特性, 地震研究所彙報, 東大地震研, 第69巻, pp. 39-66.
 首藤伸夫 (1984): 秋田県北部海岸における日本海中部地震津波, 第31回海岸工学講演会論文集, pp. 247-251.
 首藤伸夫・松富英夫・卯花政季 (1994): 北海道南西沖地震津波の特徴と今後の問題, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 236-240.
 東北大学工学部災害制御研究センター (1994): 第2編 調査資料, 津波工学研究報告, 第11号, 120 p.
 山下隆男・高林 努・土屋義人 (1994): 北海道南西沖地震による津波と奥尻島青苗地区での津波氾濫解析, 海岸工学論文集, 第41巻, pp. 231-235.