

津波 - その発生から沿岸への影響まで -

東北大工学部 首藤伸夫 (Nobuo Shuto)

1. 始めに

津波、特に巨大津波は滅多に起らない。

沖合での津波の計測例は無いに等しい。沿岸での津波検潮記録は、測定器の水理的特性の為に信用できない。沿岸住民に体験された津波は、そこでの津波がきわめて大きいがために、かえって全貌は不明である。諸種の文献記録も、津波被害に重点が置かれ、水の運動としての津波を対象としたものは無い。

こうした事情から、津波研究者さえ生きている津波を見た事はほとんどなく、経験談・写真・痕跡等の、いわば化石を基にして考える時代が長く続いた。それを助けるものとして水理実験があったが、模型縮尺の関係で問題があった。

ここ20年来、コンピューターの発達と地震学の進歩とに助けられ、津波がこのようなものであろうかとの推測が大規

模に為されるようになってきた。そこへ1983年の日本海中部地震津波が発生した。5月の白昼、無風で海上には風波はなく、晴れて見晴らしが効き、しかも日本海であるから潮汐は高々20cm位しかないという好条件下での大津波であった。多くの人を経験し、写真が取られ、また普及し始めていたビデオの記録が沢山集まった。この津波の様々な顔が、過去の記録上の表現と対照され、津波の姿が浮き上がり、流体波動力学としてはこうではないかと推測されていた事が確認できた。そのうえ、現在の知識では解決できない側面も明らかとなったのである。

この小文では、海底地震にともなって発生する津波だけを対象として、津波の諸種の形態を紹介しながら、それに対応できる理論の現状、数値計算上での問題点などについて触れる。

## 2. 津波の発生

### 2. 1 断層パラメーターによる初期波形推定

断層運動により海底地盤が鉛直方向に変位すると、その上の海水も鉛直に変位し、これが津波初期波形となる。平均的な大津波なら、水深数kmの海で、長さ100~200km、幅がその

1 / 3 から半分の水面が、高さ数 m の鉛直変位をして発生する。断層運動は震源から始まり、数 10 秒、長くて 100 秒程度の中に完了する。岩板が割れて行く速度は毎秒数 km と早いから、海底面と海水は同じ鉛直変位をすると仮定してもよい。

津波を作る海底地盤変位は、断層面の幾何的特性（断層の深さ、幅、長さ、走向、断層面の傾き）、断層運動の力学的特性（地震モーメント、断層のズレの大きさとその方向、継続時間、破壊速度）を表わす、いわゆる断層パラメーターを基とし、半無限の拡がりを持つ弾性体を仮定して計算することが出来る。

## 2. 2 初期波形の不確実性

上述の方法で得られる初期波形は、山が一つ谷が一つと云った単純な形になるが、これが真の形である保証は全く無い。

図 - 1 に、1993 年 7 月の北海道南西沖地震で発生した津波初期波形の推定例を示す。実線は海面の上昇、点線は下降である。断層パラメーターを決めるにあたり、地震波のどの周波数成分を使用したか、遠地の記録か近地の記録か等によって、断層パラメーターそのものに差が生ずる。地震モーメントといった基本的な量でさえ、 $1 \times 10^{27} \sim 6 \times 10^{27}$  dyne·cm の間の値にバラつく。求められた初期波形が図 - 1 の

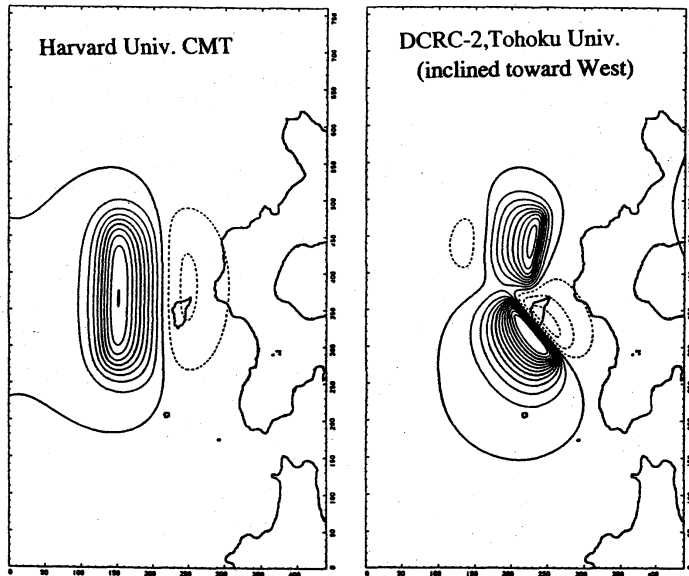


図 - 1 北海道南西沖津波の初期波形推定例

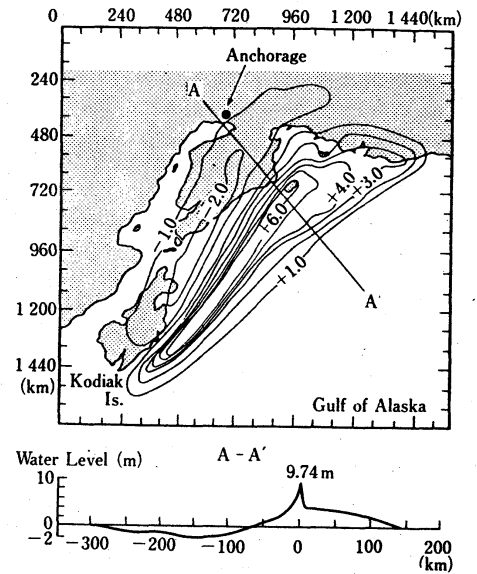


図 - 2 1964年アラスカ津波の初期波形

ように異なるのは当然と云えよう。

しかも、断層パラメーターが一義的に決定されたとしても、現在の変位推定法では求められない変位がある。図 - 2 に、1964年アラスカ地震の地盤変位を示す。この時は変位が陸上にも現れ、詳しく測られた。図中のA-A線に沿った変位を下図に示してある。長波長の変位は主断層によるもので上述の理論から求められるが、もう一つの鋭いピークは計算できない。ところが、その大きさから云っても、津波としては後者の方が影響が大きいのである。

このように、現在の津波の理論では、その出発時から不確かさがつきまとう。

### 3. 深海の津波

#### 3. 1 理論

発生したての津波は水深波長比が  $10^{-2}$  の程度であるから長波近似が採用され、波形勾配が  $10^{-5}$ 、波高水深比が  $10^{-3}$  であるから微小振幅波と考えて良い。

波源が陸地に近い近地津波なら、デカルト座標を使った線形長波理論で十分である。この近似の段階では、波速  $C$  は水深  $h$  のみの関数で、

$$C = \sqrt{gh} \quad \text{----- (1)}$$

とあたえられ、全成分波が同じ速度で進行する。

しかし、津波初期波形は海底地盤変動によって決められ、様々な成分波を含むものである。現実の波速は水深だけでは決まらない。

$$C = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi h}{L}\right) \quad \text{----- (2)}$$

のように周期にも関連している。  $L=CT$  の関係を使えばすぐ導けるが、(1)式は(2)式の  $h/L \rightarrow 0$  の極限である。各成分波は(2)式の波速で進む。周期の長いほど速い。その差は僅かであるが、時間が経てば無視できない。長周期成分波は前に進み、短いものは遅れ、波形に変化が生ずる。

どの様な条件下で分散項を必要とするかは、次の梶浦の判別式<sup>1)</sup>で検定できる。

$$p_a = (6h/R)^{1/3} (a/h) \leq 4 \quad \text{--- (3)}$$

なら、線形長波理論では波形を論ずることが出来ない。ここで、 $h$ は水深、 $R$ は波源からの距離、 $a$ は波源のスケールである。

したがって、太平洋など長距離を伝播する遠地津波に対しては周波数分散効果を考慮した上、地球の丸さを取り入れた球座標で表示し、コリオリの力をも必要とす。コリオリ効果も波数の分散性を持っている。最低でも線形プーシネスク式となる。

### 3. 2 数値計算

分散項は高階の微分で表わされるから、数値計算にあたっては手間が掛かる。プーシネスク式を解く代わりに、一段低い近似である線形長波の式を使いながら、同等の結果を得る方法がある。計算をするために差分化すると、かならず打ち切り誤差が生ずる。誤差である数値分散項を制御することによって、物理的に必要な分散項の代用とするのである。もしリープ・フロッグ法を使うなら、次の今村項<sup>2)</sup>が1に近くなるように格子間隔を選べば、少なくとも主要な成分波に対しては良好な結果を得る。

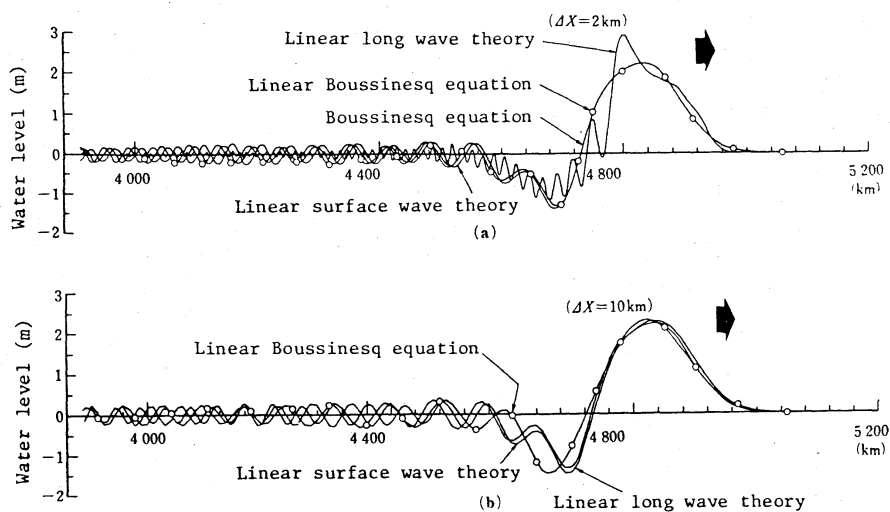


図 - 3 三つの長波理論数値解の比較。真の解は表面波理論により与えられる。(a)  $\Delta x = 2 \text{ km}$  (b)  $\Delta x = 10 \text{ km}$ .

$$I_m = (\Delta x / 2h) [1 - (C \Delta t / \Delta x)^2]^{1/2}$$

----- (4)

1964年アラスカ津波を対象とした計算の一例を図-3に示す。上図では格子間隔を細かく取っているため、線形長波理論で計算すると初期波形を保ちながら伝播しており、この理論の範囲内の正しい解に近い。ところが現実には周波数分散効果が存在するため、線形ブーシネスク式、ブーシネスク式、あるいは線形表面波の式で与えられる解が物理的には正しいものである。そこで、 $I_m$ を1.4に選んだ計算が下の図に与えられている。格子間隔を大きく選ぶと、数値誤差のため線形理論の解も鈍って来るが、丁度物理的に必要な分散効果と同じ効果を与える。

粗い格子を使って低次の方程式を解くことにより、細かい格子を使った高次の方程式の解と同等の結果を得るのである。

### 3. 3 津波の伝播

深海にある津波を見ることは不可能である。波高が数 m と小さく、波長は数 10 km と長いから、風波の陰に隠れてしまう。深海に置かれた津波計としては、米国がアラスカ沖を中心に展開している数個、気象庁が御前崎と房総沖に持っているものだけに限られており、とても津波の全体像を捕まえる事など出来たものではない。これらの深海の津波計で、これまでに 2、3 個の津波が計測されてはいるが、いずれも最大振幅数 cm 以下と小さい。そのため数値計算の誤差と区別できないレベルでしかなく、恐らく初期波形が正しくないこともあって、計算値と計測値とは殆ど一致しない。

このような状況下では、数値計算結果の妥当性の確認もできないのであるが、現状では数値計算以外に深海での津波を理解する手がかりはない。

最近では、計算結果を CG で動画化して見るのが普通になりつつある。格別に特殊な手法が必要となるわけではないが、処理すべき情報量がきわめて多いという特徴がある。



#### 4. 浅海での日本海中部地震津波

##### 4. 1 男鹿半島北岸での津波（波状段波の発達）

この海岸は急深な崖海岸で、その麓に小さい浜が点在する。

畠漁港では、前触れもなく突然港外の水位が上昇し、防波堤を越えた。港内の水はまだ乱れてもいず、濁ってもない。港外の水さえ、その乱れは小さい。こうして津波がやってきた。引きが始まると港内は大混乱となる。近所の漁港ではこの引き波で船が港外へと流された。

その頃、男鹿半島先端近くの崖上道路のバスの中から、写された写真がある。海が乱れていないことから、撮影者は津波第1波と判断した。続き写真には短周期の波が次々と発達する状況が写されている。この波を、さらに東の北磯地点で、崖上からビデオに収めた人がいる。この人も津波第1波と思っていたが、発達し砕波する波状段波に撮影地点よりも東側の漁港から津波にさらわれた漁船が写っていたことから、実は津波第2波であったとする方が正しい。

漁船の大きさやビデオ上で測った時間から、波長150メートル、波高3メートル、周期11秒程度の短周期波が発達したと推定できる。これは津波本来の周期が短くても5分程度であるのに比べると、周期の非常に短い典型的な波状段波

である。従来は、浅い場所が長く続き、しかも逆行流れのおかげで発達時間が十分に取れる河川内ではよく観察されていたが、外海で発達中のものが確認されたのはこれが初めてであった。

この波は、さらに男鹿半島の付け根に近い北浦漁港、また寒風山の上からも写真でとらえられた。岸に近づくに従い、短周期波は発達しては次々と碎波し、碎波帯の幅が広がり、全体が白くなった。

こうした波状段波の発達は、ある程度までならブーシネスキの式、ペレグリンの式などで追って行けるが、理論計算の方が常に大きな成長率を与える事が判っている。海底面からの反射があるから、KdV式は使えない。方程式の近似度を上げ、後藤の式<sup>3)</sup>に切り換えなくてはならない。しかし、この式でも碎波までは追従できない。まして碎波後にまた発達しなおす状況を扱える理論はない。

なお、4. 2との関連で付け加えておくと、男鹿半島先端近くで崖の上から津波を見た人は、波状段波を伴った津波を一回丈観察し、その後は津波は来なかったと証言している。

#### 4. 2 能代周辺の砂浜海岸での津波

(1) 高さ20mで、動いている津波の記録

男鹿半島から北へは、約55キロの滑らかな海岸線を持つ緩勾配の砂浜海岸が広がっている。中程に能代市があり、その北へ最大遡上の発生した峰浜村と続き、八森町の泊川で砂浜は終わり、鹿の浦の高台から岩石海岸がまた始まる。

八森町八森へやってきた第1波は、海上に突如として白波が見え、その峰の崩れが横に伝播しながら進行した。この波は比較的小さかったという。

これに続いて最大の第2波が襲来した。ビデオで撮影していた人の証言から、高さが20m以上あったことは確かである。こんな大きな津波が映っているビデオは、世界中でこれ一つだけである。ただし、打ち上げ高としては、第1波の方が大きかった。第2波は先行した波の帰りと出会ったため、それほど陸上には上がらなかったという。

このような波は波高は大きいのであるが、波長が長いから、非線形性を入れた浅水理論でかなり良いところまで再現できる。ただし、海底摩擦を必ず取り入れておき、砕波の所で計算不安定が生じないように特別の配慮が必要である。砕波によって失われるエネルギーは津波全体からすると実は大きくないから、打ち上げ高のみを問題とする限り、こうした取扱で実用上十分な精度の結果が得られる。ただし、波形などが正しいかどうかは明確には云えない。

## (2) エッジ・ボア

この南北に長い砂浜海岸は、その南端では男鹿半島が西へ延び、その北端でも八森町の岩石海岸が同じように西にのびて、区切られている。この両端では、津波は1波あるいは2波しか経験されなかったが、中央部の能代付近では少なくとも7波が繰り返し襲ってきた。そこでは、第1波、第2波とも沖から襲来したが、その後の波は岸からの反射波が屈折の影響で沖へ抜けずに回ってきたものであり、来襲方向は様々であった。

中でも、岸沿いにやって来た、先端が碎波するエッジ・ボアが明確に記録された。この波は、水深によってエネルギーの進行方向が決まるという通常の屈折法則には必ずしも従わない。建設省土木研究所の水理実験<sup>4)</sup>によれば、わずかな側面境界の違いにより、波形に大きな変化が生じる事が判っている。それに応じて波力にも大きな差の生ずる事が予想されるが、この現象を扱う理論は存在しない。

## (3) 米代川での津波

川にはいると、浅いところが長く続くから、段波になりやすい。しかも河川流に押されて進行速度が落ちるから、短周期成分の発達する時間が十分にあり、波状段波がみられることが多い。ただし、僅かな条件の違いで、波状段波になった

り、碎波段波になったりする。米代川に入った第1波は碎波段波であった。これがどのくらい上流まで続いたかは判っていない。

かなり時間が経過した後、何波目かは確定できないが、米代川の能代大橋・五能線鉄橋の間の津波が航空写真に撮られている。左岸寄りに中州があり、これより南側では碎波段波、幅の広い北側では波状段波で、しかも扇状の波峰線分布をしている。

僅かな河川内の地形の差で、この違いが生じた。

## 5. 岸辺及び陸上での津波

### 5. 1 岸辺の津波

周期が40分から2時間と長い遠地津波なら、津波の先端は比較的ゆっくりと上下し、水平方向の移動も潮汐を速くした程度で収まる。

所が、周期が5分から10分ほどの近地津波では様々な形態がある。波高が大きくなり、海岸の勾配が急なら、潮汐に似た動きである。

少し大きくなると、緩やかな海浜では、「次々と畳を積み重ねるようにやってきて高くなる」と表現されることが多い。

津波先端に短周期波が発生し、前の波が砕け、それへ次の波が覆いかぶさるようになる。風波の砕波なら、平均水位の上昇は砕波で投げ出された水によるものだけであり大きくない。先行する砕波もそれに続く砕波も、ほぼ同じ平均水面上で生じている。これに反し、津波先端に生じた短周期波の砕波は、もともと卓越する長周期波を平均水位として生ずるから、後ろの砕波が前の砕波の上に積み重なって行くようになるのである。

さらに波高が大きいものになると、切り立った水の壁と表現される。

## 5. 2 移動境界の問題

津波防災計画にあたってまず欲しいのは、何処まで津波が打ち上げるかという高さである。理論解は単純な場合にしかなく、数値計算の精度の検定に使えるだけである。

現実問題では、空間座標系の方程式を使い、移動境界を近似的に表現する。近似度を上げるために工夫を凝らしすぎると、計算時間が掛かりすぎる。そのうえ、いずれにしろ近似であるから、必ず誤差が生ずる。その誤差の管理が出来ないので、実用としては採用できない。いちばん簡単な境界条件は、いままで水に浸かっていなかった空間格子に初めて水

が乗った場合、先端の位置はその格子の真ん中にある、とするものである。これはかなり粗い近似であり、格子の大きさで答が違って来ることが当然予想される。精度を維持するためには<sup>5)</sup>

$$\Delta x / \alpha g T^2 \leq 4 \times 10^{-4} \quad \text{----- (5)}$$

を満たす格子間隔でなくてはならない。ここで $\alpha$ は斜面勾配、 $g$ は重力の加速度、 $T$ は来襲波の周期である。もちろん、別の近似移動境界を用いるときは、この制限は変わって来る。

浅くなれば津波先端は勾配がきつくなり、碎波がそのうち発生する。これを旨く処理しないと計算不安定につながる。特に、先行する波の引きの流れと次の波が出会うような時に計算不安定が生じやすい。しかし、計算不安定をあまり押え

込みすぎると波形が鈍ってしまう。

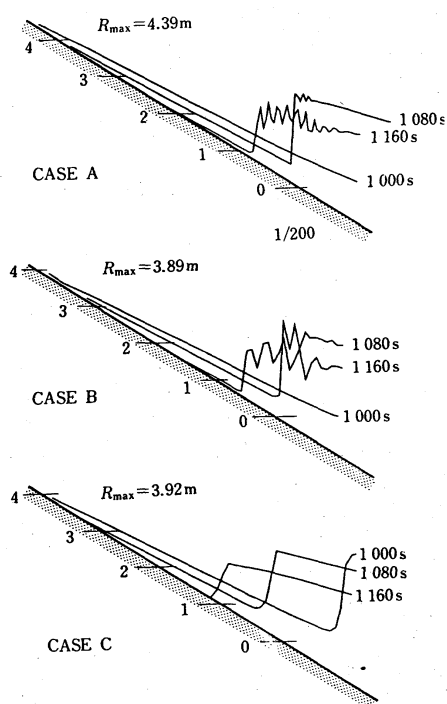


図 - 4<sup>5)</sup>は、こうした不安定の発生した例、そしてそれを先端付近のみ有効な人工拡散項を導入して解決した例である。

図 - 4 (a)  $\Delta x = 12.5m$ , (b)  $\Delta x = 25m$ で発生した振動を, (c)人工拡散項によっておさえた例。

## 5. 3 流れが再現できない

陸上での津波の動きは想像以上に複雑である。経験者の話を聞くと、「津波は湾口でこの崖にぶつかり、向きをこちらに変え、ここの山に衝突しながら陸に上がり、ぐらっと回って、出るときはこちらから出た」等と、速い速度で走り回って事を伺わせる表

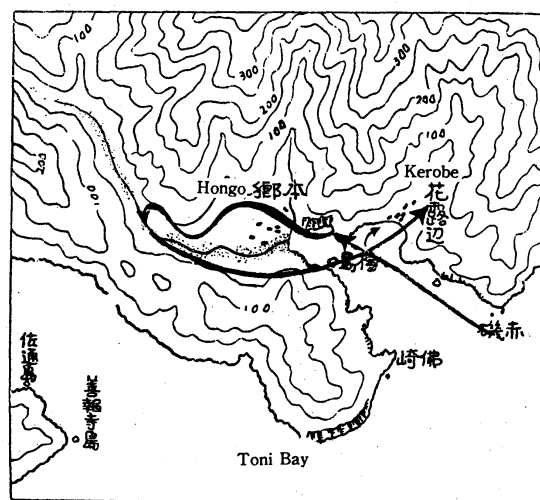


図 - 5 唐丹本郷の津波

現が多い。図 - 5<sup>6)</sup>は、そのような一例である。昭和8年三陸大津波は岩手県唐丹湾の北岸にある小さな枝湾の奥にある本郷をまず襲い、帰りに枝湾の入口に近い花露辺を破壊したのである。これは避難した人の見た集落の灯の消える順序、家屋などの倒され流された跡から結論された。所が、この津波による痕跡は本郷の山間の谷では何処も殆ど一様な高さで、激しく津波が走り回った事を伺わせる証拠は無い。また数値計算をして見ると、津波は比較的穏やかに水面が全体的に上昇下降を繰り返し、津波痕跡の高さは再現される。水の出入りは花露辺を先に、本郷にはその後で、という順序であり、目撃と異なっている。こうした食い違いは、各所にある。



## 6. 終わりに

現実に見ることのなかなか難しい津波の一端でも知ろうとするには、写真やビデオによるしかない。手近に入手できるものとして、山下文男「写真記録 近代日本津波誌」（青磁社）、NHK特集「目撃された大津波」（NHKサービスセンター）が好適である。特に後者は、1993年の日本海中部地震津波の50分のビデオで、沿岸近くの津波をよく伝えている。

数値計算が大きな効果を発揮するようになったといっても、残された問題はきわめて多い。数値計算の現状の詳細については文献7を参照して頂くとして、何が再現できるのかと問われた場合、「打ち上げ高分布を合わせることは出来る」としか答えられない。それ以外は全て闇の中なのである。

波形の再現が何処まで正しく行なわれているかの保証が無い。初期波形に始まり、誤りの入り込む場所が数限りなくあるためである。従って、波力や流速に関しても皆目判らない。

流れに運ばれて来る漂流物の衝突力は、恐るべき破壊力を発揮するが、この力を推定することはできない。流れで海底が10mも掘れ、あるいは堆積するのであるが、これも取り扱えない。防潮林の津波減殺効果も判らない。現実の防災対策で必要とすることが殆ど解決できていないのである。

## 引用文献

- 1) Kajiura, K.: Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, Bull. Earthq. Res. Inst., 48(1970) 835-869.
- 2) 今村文彦、首藤伸夫、後藤智明: 遠地津波の数値計算に関する研究、その2 太平洋を伝播する津波の挙動、地震第2輯、43(1990) 389-402.
- 3) 後藤智明: アーセル数が大きい場合の非線形分散波の方程式、土木学会論文集、351(1985) 193-201.
- 4) 建設省土木研究所海岸研究室: 斜面上を進行する非線形長波の2次元変形に関する実験報告書、土木研究所資料、第2627号(1988) 1-113.
- 5) Goto, C., and N. Shuto: Numerical simulation of tsunami propagations and run-up, Tsunamis: Their Science and Engineering, Edited by K. Iida and T. Iwasaki, (TERRAPUB, 1983) 439-451.
- 6) 林 喬: 昭和八年三陸津浪襲来の動向, 宮城県昭和震嘯誌(1934)379-402.
- 7) Shuto, N.: Numerical simulation of tsunamis -Its present and near future, Tsunami Hazard, Edited by E. N. Bernard, (Kluwer Academic Pub., 1991) 171-191.