

日本海中部地震による津波伝播の数値シミュレーション (能代付近)*

安久津 俊 幸**

Numerical simulation on the propagation of the Tsunami Accompanying with the Nihonkai-chubu Earthquake (around Noshiro)

Toshiyuki Akutsu
(Sendai District Meteorological Observatory)

On 26 May, 1983 a large earthquake of magnitude 7.7 occurred in the Japan sea off the western coast of Akita and Aomori Prefecture in northern Honshu.

Huge tsunamis were generated by the earthquake and attacked the Japan Sea coast.

Very serious damage along the coastal area was caused by the tsunamis.

In order to understand the mechanism of the huge run-up-height more than 10m around Noshiro, Akita Prefecture, the tsunami propagations were simulated by the wave ray method.

The results obtained are summerized as follows:

- 1) Wave rays of the tsunamis are converged in the very shallow water on the north off Noshiro.
- 2) The convergence of wave rays correspond to the huge run-up-height of the tsunamis around Noshiro.

§ 1. はじめに

1983年5月26日に日本海中部地震が発生した。これに伴う津波が日本海全域に伝播し、秋田県と青森県を中心として大きな被害を与えた。この津波の特徴には

- ① 津波の卓越周期が短く10分以下のところがあった。
- ② 能代沖の遠浅の海で特異な挙動が見られ能代北部の砂丘地帯で津波のはい上り高が10m以上に達していた。

ことがあげられる。このような津波伝播を視覚的に解析する方法に数値シミュレーションがある。土屋ほか(1984)は日本海全域について津波伝播を波向線法でシミュレーションして各地の津波痕跡と波向線の収束状態が対応することから海底地形による屈

折効果を論じている。本調査では、土屋ほか(1984)で扱っていない波源付近の局地的沿岸での津波伝播を波向線法でシミュレーションし、津波痕跡との対応性を考察した。結果は、浅海域で波向線の集中が見られ、その位置は津波痕跡が最大の地域に対応した。

§ 2. 方法

波向線を作図する方法に W. S. Wilson (1966) によるコンピュータを用いた自動作図法があり、主に海岸工学の分野で使われている。この方法は興味ある海域の水深メッシュデータ上で海底勾配による波の伝播速度勾配から波向線曲率を求め屈折図を作成するものである。本調査ではこの方法を応用した。

* Received 10 December 1985

** 仙台管区気象台

§ 3. 波の屈折計算*1

波が c という波速で dt 時間進行したとき、波向線 s (長さ ds) が x 軸と角度 a をなすのを描いたのが Fig.1(a)である。この ds と xy 座標及び c , dt の関係は

$$dx = ds \cdot \cos a \quad \dots\dots (1)$$

$$dy = ds \cdot \sin a \quad \dots\dots (2)$$

$$ds = c \cdot dt \quad \dots\dots (3)$$

である。このとき、波面 n (s に垂直) に沿って Δn だけ隔れた地点の波速が Δc 増加していると Fig.1(b)のように波面は Δa 屈折する。屈折角 Δa は

$$\tan(\Delta a) = -\frac{\Delta c \Delta t}{\Delta n} \quad \dots\dots (4)$$

の関係があり、 Δa が非常に小さければ

$$\Delta a = -\frac{\Delta c \Delta t}{\Delta n} \quad \dots\dots (5)$$

また $\Delta n \rightarrow 0$ とすれば

$$da = -\frac{\partial c}{\partial n} dt \quad \dots\dots (6)$$

(3)式から $dt = \frac{1}{c} \cdot ds$ を代入すると

$$da = -\frac{1}{c} \frac{\partial c}{\partial n} ds \quad \dots\dots (7)$$

のように da が計算できる。波速 c は津波を長波近似して(8)式で表わされる。

$$c = \sqrt{g \cdot h} \quad \dots\dots (8)$$

ただし、 g : 重力加速度 (m/sec^2), h : 波の位置する水深 (m)。

(7)式の $\partial c/\partial n$ は $c \equiv f(h(x, y))$ の関係から xy

方向の水深勾配に置換えられる (Fig.1(c), (9), (10)式)。

$$\frac{\partial c}{\partial n} = \frac{dc}{dh} \cdot \frac{\partial h}{\partial n} = \frac{g}{2c} \cdot \frac{\partial h}{\partial n} \quad \dots\dots (9)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial n} = \frac{\partial h}{\partial x} \cdot \frac{dx}{dn} + \frac{\partial h}{\partial y} \cdot \frac{dy}{dn} = -\frac{\partial h}{\partial x} \sin a \\ + \frac{\partial h}{\partial y} \cos a \quad \dots\dots (10) \end{cases}$$

ただし、 $\partial h/\partial x$, $\partial h/\partial y$: x, y 方向の水深勾配。

(9)(10)式を(7)式に代入し、 ds を差分形にすると屈折角 Δa は

$$\Delta a = \frac{1}{2h} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \sin a - \frac{\partial h}{\partial y} \cos a \right) \cdot \Delta s \quad \dots\dots (11)$$

で求められる。なお、 $\partial h/\partial x$ および $\partial h/\partial y$ はメッシュデータ (最小格子) から線型近似する。この Δa をくり返し計算し、波の伝播位置を xy 座標にプロットすることによって波向線を作成することができる。

§ 4. 調査領域とメッシュデータ

本調査での調査領域は津波の痕跡高分布 (Fig. 2, 首藤ほか(1984)の資料より)の中で特に痕跡の大きい深浦町から八竜町付近の区域を選定した。この中で能代北部の10m以上の痕跡は今世紀に入って2度目(チリ地震津波1960年に次ぐ)であり、今までの常識であった「遠浅の海岸では津波は減衰する」を破った注目すべき出来事である。

メッシュデータは Fig.3 に示すような広さで作成した。水深資料は日本海中部地震震源域海底地形図(水路部, 1/30万, 1984)及び大陸棚の海の基本図(水路部, 1/20万, 1984)を使用した。メッシュデータの仕様は Tab.1 である。このメッシュデータを

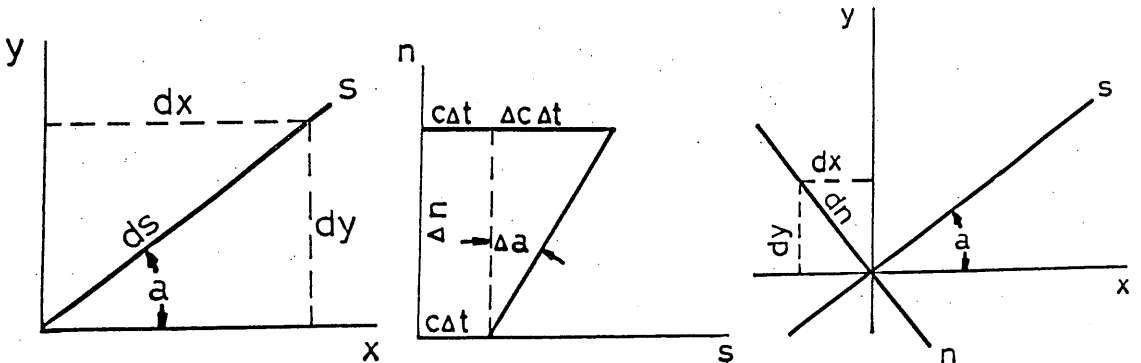


Fig.1 (a) 波向線 s の微小部分 (b) 波速勾配による波面の屈折 (c) 波面 n に沿う微小距離 dn

*1 Gale M, Griswold (1963) 及び W. Harrison and W. S. Wilson (1964) 参照

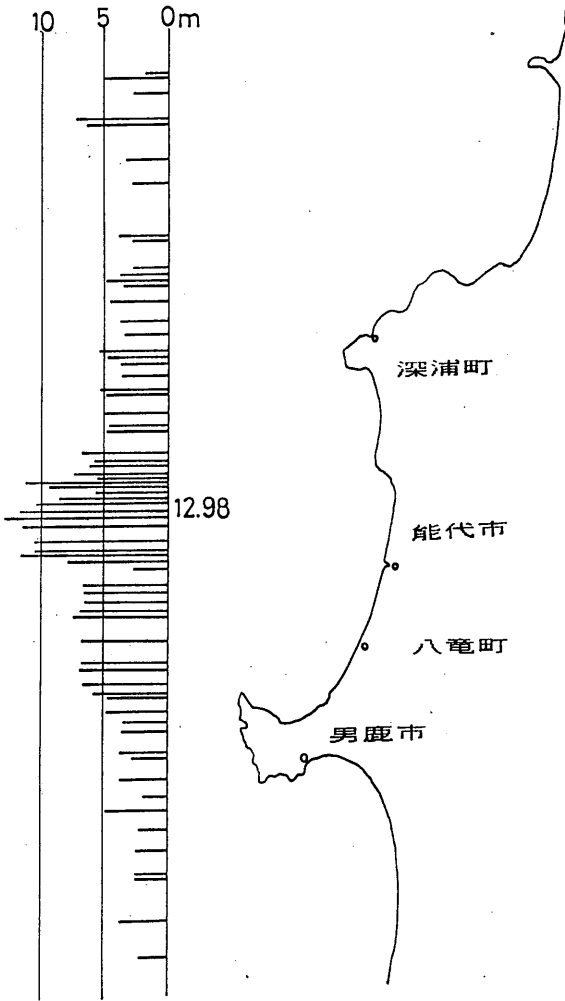


Fig.2 津波の痕跡高分布
(首藤ほか(1984)の現地調査資料を用いて作成した)

等値線作図法(金戸, 1984)で描いたのがFig.4である。調査領域の地形は能代市沿岸は遠浅で久六島へ海嶺が伸び、深浦町付近は水深が急勾配になっている。ここで作成したメッシュデータは屈折の計算実行時にはxy座標(格子座標)になっている。

§ 5. 初期条件の設定

1) 津波の周期

波向線を作成するうえで周期の設定が最も重要な要素になっている。それは§ 6でも述べるが波のエネルギーがどの程度の広がりを持っているか、を決定するのが波の周期だからである。ここで扱った津

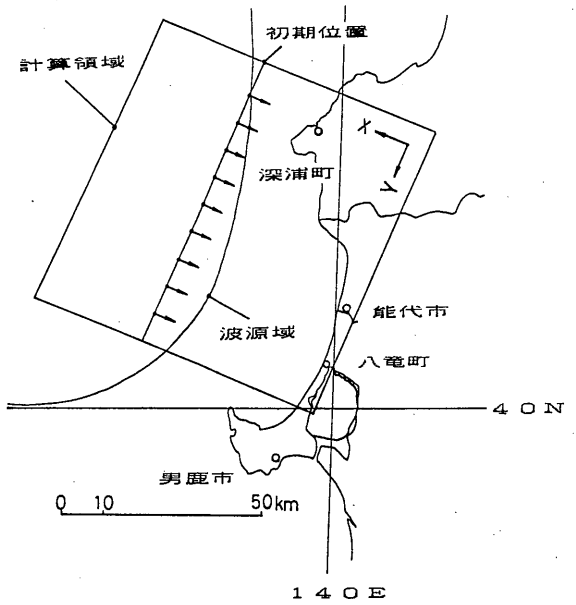


Fig.3 調査領域とメッシュデータ

Tab.1 メッシュデータ仕様

メッシュの大きさ	76 × 76km 正方形
格子数	52 × 52
格子間隔	1.49km

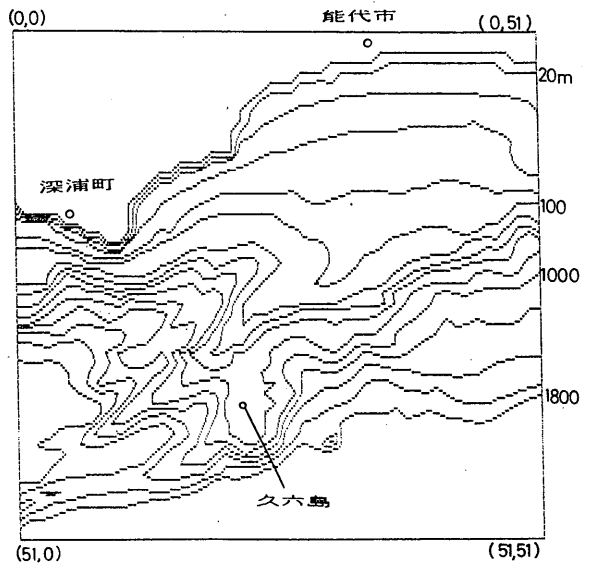


Fig.4 調査領域の海底地形

波は短周期であったことが気象庁(1984)で報告されている。また、土屋ほか(1984)は波源付近の検潮所記録をスペクトル解析し波源付近では6~9minの周期が卓越したことを報告している。本調査では上記を考慮し、男鹿検潮所(国土地理院)で観測された津波周期7min(周期7minでも長波近似できる。土屋ほか(1984)参照)を採用した。

2) 津波の位置

津波の初期位置はFig.3に示すように波源域(気象庁1984)付近に直線状にした。座標は $x = 35.0$, $y = 0 \sim 50.5$ の間を0.5(0.5グリッド)毎とした。

3) 津波の伝播方向

津波の伝播方向はx軸に対して平行(180°)にした(Fig.3参照)。

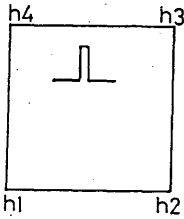
4) 計算間隔 Δt

$\Delta t (= c \Delta t)$ は波が1回の計算で格子間隔以上に

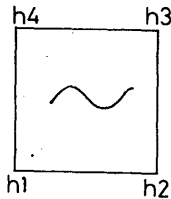
飛越さない程度に取る必要があり、ここでは Δt (時間間隔) = 10 sec として、波速に応じた Δs を取ることにした。

§ 6. メッシュデータの改良

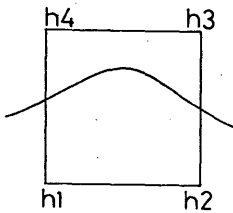
ここでは津波という波長が非常に長い波に適応する海底地形の取入れ方について説明する。Wilsonの方法では、波を1つの点(座標)として扱っている。また、海底勾配($\partial h / \partial x$, $\partial h / \partial y$)は最小格子(4地点)のデータを用い線型近似している(Fig.5(a))。このため、格子間隔より小さい波長の波については、海底勾配の近似誤差は小さい(Fig.5(b))。ところが、格子間隔より大きな波長の波については実際存在する波の1部分が位置する場所の勾配を屈折の計算に使うことになり、波全体(1波長)が感じる海底勾配とは違ったものとなり近似誤差を大きくしてしま



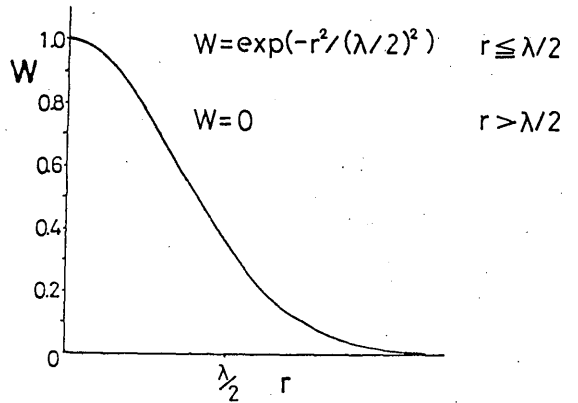
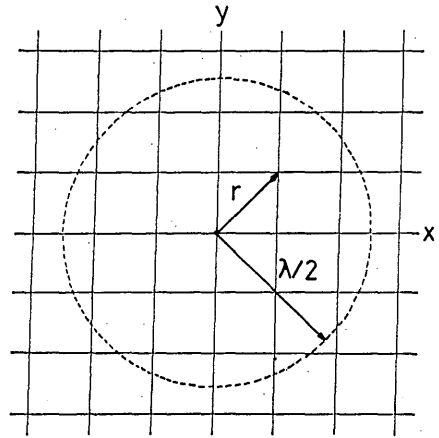
(a) 最小格子と波の形状
(Wilsonによる方法では波は極在(高周波)している。h1~h4は格子点値)



(b) 最小格子と波の形状
(最小格子に収まる程度の波長の波)



(c) 最小格子と波の形状
(最小格子より大きな波長の波)



(d) 平滑化円と重み関数

Fig.5

う (Fig.5(c)). これを防止するには格子間隔を波長に応じて変化させれば良いのであるが, これはメッシュデータを作成する上で非常に困難である. そこで, 本調査では, 波のエネルギーが分布している波長の範囲の海底地形を平滑化させる方法をとった(波長以下の小さな凹凸を平滑化する)*² 平滑法には荷重平均法を用い, 各格子点を中心とし, 津波の半波長を半径とする円内のデータに円周上で1/eになるガウス分布の重みを付けて平滑化した (Fig.5(d)). 計算式は(12), (13)式である.

$$W = e \times p \left(-r^2 / (\lambda/2)^2 \right) \quad \dots\dots (12)$$

$$\bar{h} = \frac{\sum W \cdot h}{\sum W} \quad \dots\dots (13)$$

ただし, r : 円の中心からデータまでの距離 (m), \bar{h} : 荷重平均した水深値 (m), λ : 津波の波長 (m), W : 重み

平滑化円の分布と平滑化後の海底地形を Fig.6 に示した. 津波のように波長が長い波は海底の凹凸をこの程度ボンヤリ感じていると考えられる. しかし, 能代から久六島へ連なる凸状地形は残っている.

§ 7. 結果

Fig.7 に計算結果を示した. 能代北側に波向線の集中が見られる. 海岸での波向線の集中度と津波痕跡を比較するために, 調査領域を A~J に分割し, 初期位置の波向線数 n_0 と各領域に到着した数 n との比 n/n_0 を集中度 P として津波痕跡と重ね合わせた (Fig.8). これを見ると津波痕跡の最大域と集中度最大域 F が良く対応しているのがわかる.

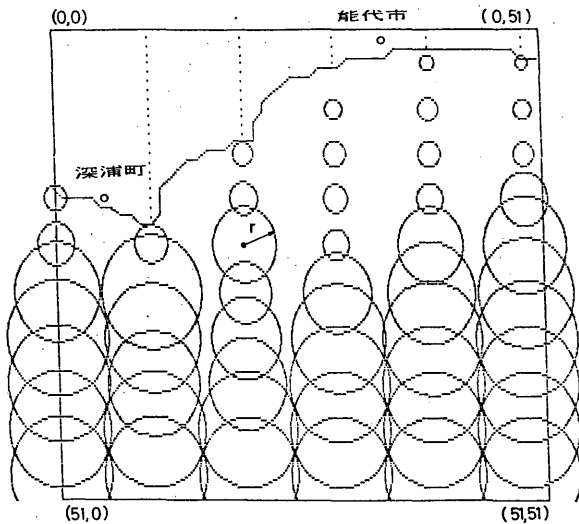
§ 8. 集中域 F の波高推定

集中域 F の波高を浅水度係数*³ K_s 及び屈折係数*² K_r を使って推定した. K_s 及び K_r は(14),(15)式で求められる.

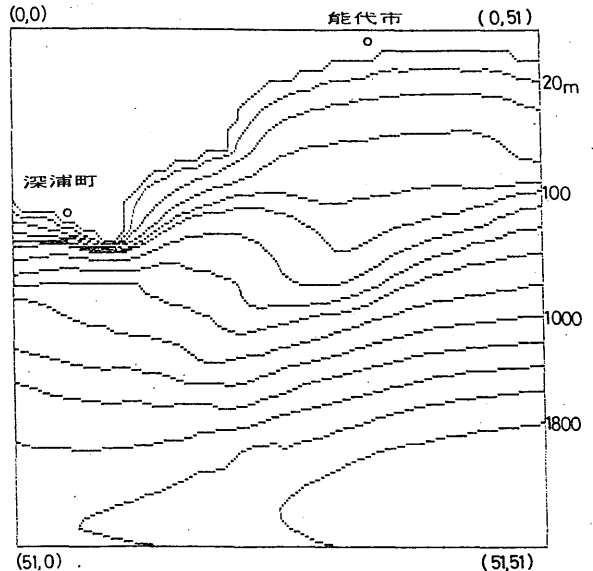
$$K_s = \left(\frac{h_0}{h} \right)^{1/4} \quad \dots\dots (14)$$

$$K_r = \left(\frac{b_0}{b} \right)^{1/2} \quad \dots\dots (15)$$

ただし, h_0, h : 初期及び注目する場所の水深 (m).
 b_0, b : 初期及び注目する場所の波向線間隔 (m).



(a) 平滑化円の大きさ分布
(水深によって変化する)

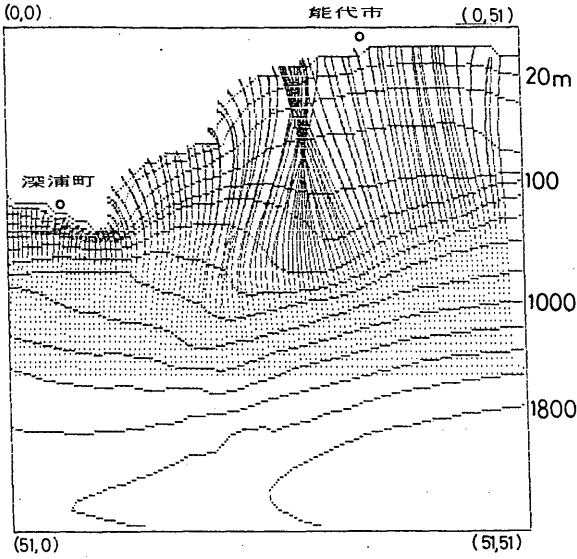


(b) 平滑化した海底地形

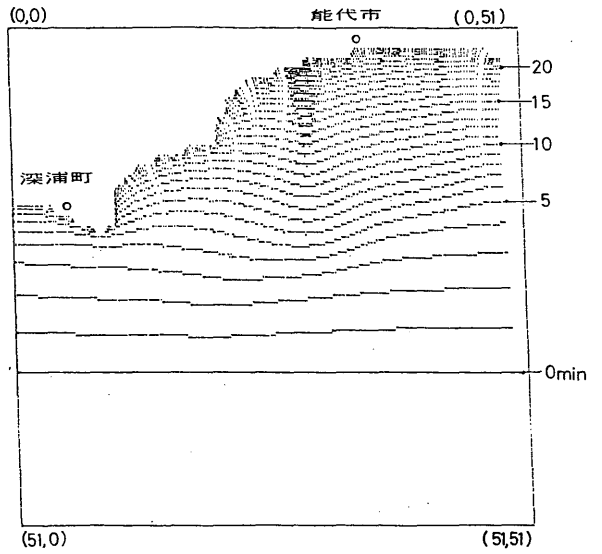
Fig.6

*² この方法は館畑 (観測部測候課日射検査室室輻射係) の提案による. また, これに関する参考文献は, V. Cerveny (1983), 清水喜充 (1978) などがある.

*³ 付録参照

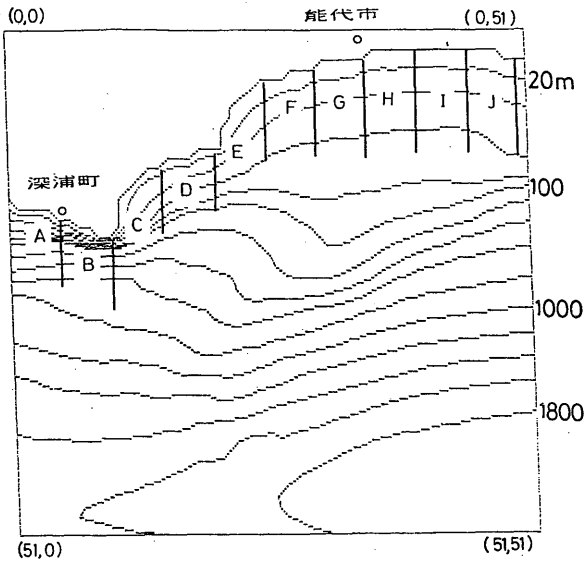


(a) 波向線図
(津波周期 $T = 7 \text{ min}$)

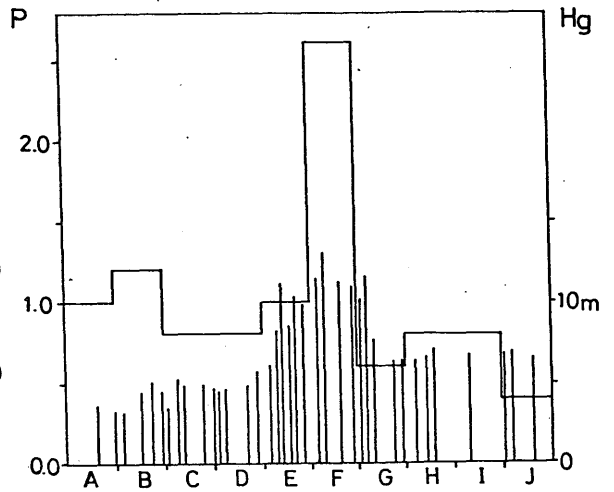


(b) 波面の伝播図
(1分毎の波面)

Fig.7



(a) 波向線集中度 P を求めるための地域分割



(b) 波向線集中度 P と津波痕跡 H_g との対応図

Fig.8

波高推定を行う地点は Fig.9(a) に示す b 地点で、水深(平均) 70m である。この地点を選んだ理由は、波向線が交差する手前だからである。なぜなら、波向線が交差すると波の重ね合わせにより波形が不安定化し砕波を起こしやすくなり推定が困難になるか

らである。

h_o h , b_o b は各々

$h_o = 1,200 \text{ m}$ (b_o での平均水深)

$h = 70 \text{ m}$ (b での平均水深)

$b_o = 34.3 \times 10^3 \text{ m}$

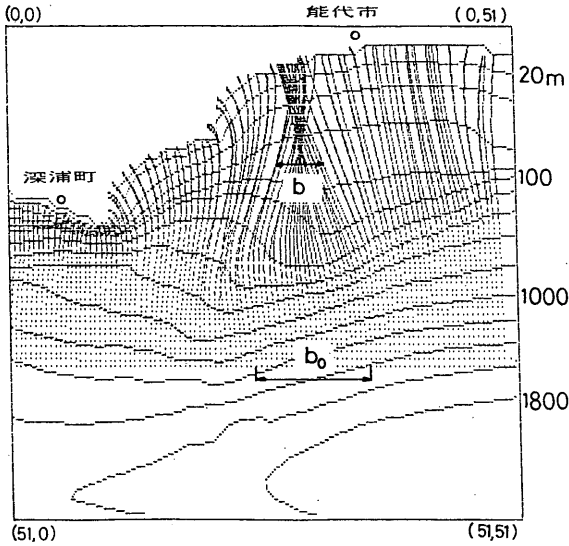
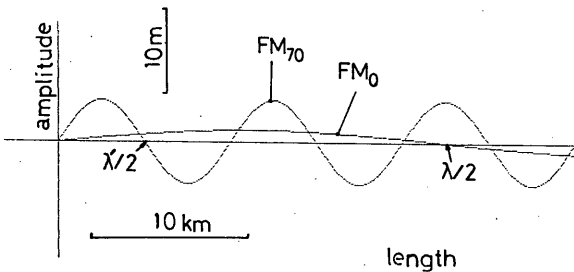


Fig.9(a) 集中域Fでの波向推定位置



(b) 集中域F(b)での波形と初期波形の比較(津波周期 $T = 7 \text{ min}$)
(津波波形を \sin 波とした場合の, FM_0 : 初期波形(波長 $\lambda = 45 \text{ km}$), FM_{70} : 集中域F, 水深70mでの波形(波長 $\lambda' = 11 \text{ km}$), 振幅(波高)を1000倍に強調している)

$$b = 13.7 \times 10^3 \text{ m}$$

である。

K_s, K_r は各々

$$K_s = \left(\frac{1,200}{70} \right)^{1/4} \approx 2.03$$

$$K_r = \left(\frac{34.3 \times 10^3}{13.7 \times 10^3} \right)^{1/2} \approx 1.58$$

となる。

水深70mでの波高 H_{70} 及び初期波高を H_0 とすると H_{70} は(16)式で表わされるように初期波高の3.2倍に増大することになる。

$$H_{70} = H_0 \cdot K_s \cdot K_r = H_0 \cdot 2.03 \cdot 1.58$$

$$= 3.2 H_0 \quad \dots\dots (16)$$

例えば, 相田(1984)による震源域の海底変位量(能代沖で約3m程度)を初期波高とすると H_{70} は

$$H_{70} = 3.2 H_0$$

$$= 3.2 \times 3 = 9.6 \text{ m}$$

という大きな波高になる(Fig.9(b))。

ここで推定した波高に震源域の破壊速度 rv が影響するかどうか検討する。波源域での津波の伝播速度 C_0 は(推定に用いた $h_0 = 1,200 \text{ m}$ として)

$$C_0 = \sqrt{g \cdot h_0} = \sqrt{9.8 \times 1,200} = 108.4 \text{ m/sec}$$

一方破壊速度は気象庁(1984)から 2.0 km/sec 程度とすると両者の比は

$$\frac{C_0}{rv} = \frac{108.4}{2.0 \times 10^3} \approx 0.05$$

となり, 津波伝播から見れば震源での破壊現象は一瞬の出来事であり津波波高への影響は小さいと考えられる。

ここでは水深70m地点の波高を推定したが波向線が交差する地点以後はさらに浅水変形を受けて巨大な波高の波になったと推定される。

§ 9. まとめ

特異な津波痕跡分布を残したこの津波では浅海地形による凸レンズ効果があったと推定された。このような効果が起こった原因は, 短周期津波が卓越したからと考えられる。なぜなら, 短周期津波では波動スケールが普通の津波から比べると小さく(波長が短い), その分, 小さな凹凸を感じやすいからである。この短周期津波の卓越した原因は, 波源が非常に陸地に近かったため, 普通なら減衰してしまう短周期成分波があまり減衰しないで陸地へ到着したからと考えられる。

§ 10. おわりに

一般に津波が大きくなる場所は, 三陸海岸のようになりアス式海岸とされているが, 本調査例のように津波の発生場所や性質によっては遠浅の海岸でも津波は巨大化することもあり, 一層の警戒が必要に思われた。

謝 辞

この調査を行うに当たって次の方々から助言をいただいたので感謝いたします。

山川宜男仙台管区気象台長, 館畑秀衛技官(観測部測候課日射検定室), 原田秀雄主任技術専門官, 佐

々木利夫主任技術専門官、関田康雄技官（仙台観測課）、水野量技官（仙台調査課）。

参考文献

W. S. Wilson (1966) : A method for calculating and plotting surface wave rays, U. S. Army Coastal Eng. Res. Center, Technical Memorandum. no. 17

V. Cervený (1983) : Synthetic body wave seismograms for laterally varying layered Structures by the Gaussian beam method, Geophys. J. R. astr. Soc. v. 73 1983, P389~426.

首藤伸夫ほか(1984) : 津波に関する調査研究, 自然災害特別研究突発災害研究成果 1983年日本海中部地震による災害の総合的調査研究, P69~133.

土屋義人ほか(1984) : 日本海中部地震津波による災害について, 京都大学防災研究所年報 第27号A, P1~28.

気象庁(1984) : 昭和58年(1983)日本海中部地震調査報告, 気象庁技術報告 106号

清水喜充(1978) : 客観解析法, 気象研究ノート 134号, P251~272.

金戸進(1984) : 等値線を引くプログラム, 札幌技術時報 no.103, P58~60.

相田勇(1984) : 1983年日本海中部地震津波の波源数値モデル, 地震研究所彙報 v. 59, P93~104

Gale M. Griswold (1963) : Numerical Calculation of wave Refraction, J. Geophys. Res. Vol.68 No6 P1715

W. Harrison and W. S. Wilson (1964) : Development of a method for numerical calculation of wave refraction, U.S. Army Coastal Eng.

Res. Center. Technical Memorandum No.6

付録

2つの波向線間に蓄えられる波エネルギーが保存されるとき、ポテンシャルエネルギーの伝達を断面A, Bで考えると

$$E_A \cdot b_A \cdot C_{gA} = \frac{1}{8} \rho g H_A^2 \cdot b_A (n_A \cdot C_A) \dots (1)$$

$$E_B \cdot b_B \cdot C_{gB} = \frac{1}{8} \rho g H_B^2 \cdot b_B (n_B \cdot C_B) \dots (2)$$

ただし、E : ポテンシャルエネルギー、b : 2波向線の幅、C_g : 群速度、ρ : 海水の密度、H : 波高、n = C_g/C、C : 波の位相速度である。A, Bは断面A, Bを示す。(1)/(2)式から波高比をとると、

$$\frac{H_A}{H_B} = \left(\frac{n_B C_B}{n_A C_A} \right)^{1/2} \cdot \left(\frac{b_B}{b_A} \right)^{1/2} \dots (3)$$

となる。ここで浅水度係数K_Sは

$$K_S = \left(\frac{n_B C_B}{n_A C_A} \right)^{1/2} \dots (4)$$

である。また屈折係数K_rは

$$K_r = \left(\frac{b_B}{b_A} \right)^{1/2} \dots (5)$$

である。ここで長波の場合 n = C_g/C は1であるから(4)式は

$$K_S = \left(\frac{C_B}{C_A} \right)^{1/2} \dots (6)$$

C = √gh であるから

$$K_S = \left(\frac{h_B}{h_A} \right)^{1/4} \dots (7)$$

となる。これは、波の群速度が水深が浅くなると減速し、波長が短くなることから波高が増大することを意味している。

K_rは波エネルギーの分布する幅が変化することによって波高が増減することを意味している。