

海洋レーダによる海表面流速場を用いた津波のリアルタイム予測に関する研究

泉宮尊司*・今井達也**

本研究では, 海洋レーダ等によって得られた海表面流速データを用いて, 津波のリアルタイム予測を行う手法を開発している。観測値を用いたデータ同化には, 基礎方程式である連続式および運動方程式を用いて, 津波水位を推定する楕円型の方程式を導き, それを用いている。流速場の測定時間間隔が10 s 程度であれば, ある特定の時刻の津波水位を精度よく推定できることを数値シミュレーションにより明らかにしている。また, 本リアルタイム予測法により得られた沿岸域の津波波形と目標とすべき真の津波波形とは極めてよく一致し, その相関係数は0.99以上であった。このことから, 本手法の精度の高さおよび実用性があることが検証された。

1. 言

津波が沿岸に到達する前にできるだけ早く精度よく予測することは, 効率のよい避難行動を促進するために重要である。しかしながら, これまでの津波予報は, 地震波のデータを基に断層の長さや変位量を決めていたために, 時間がかかることや弾性理論を用いている誤差があり, リアルタイム予報として未だ実用化はなされていない。近年, GPS 津波計の開発(永井ら, 2003)や海洋短波レーダによる海表面流速場の面的計測が可能となり(徳田ら, 1993), その測定精度も実用に供することのできるレベルに達している。これらの観測データを津波予報にリアルタイムで取り込むことができれば, より精度の高い津波予報が可能となる。

観測データの同化手法は, 気象学および海洋学の分野で開発され実用化されているが, 基本的には4次元変分法を用いて大容量の計算を行うことによりその実施が可能である。しかしながら, 完全な同化結果を得るには収束演算を数十あるいは数百回程度行わなければならないので, 多大な容量のメモリが必要であり計算時間がかかり過ぎるという課題があった。特に津波の予報の場合には, 震源域が陸地に近ければ, 5分から10分程度で海岸に來襲するため, このデータ同化手法をそのまま用いることは難しい。

そこで本研究では, 海洋レーダにより観測される海表面流速場を用いて, 簡便なデータ同化手法により, 津波のリアルタイム予報を行える手法を開発することを研究の目的とする。また, 本手法の精度を検証するために, 津波の順問題の数値シミュレーションを行い, 得られる流速場の時間間隔と推定される水位分布の精度や沿岸で観測される水位と予測水位との比較を行うことを目的と

する。

2. 津波のリアルタイム予測法

津波の観測データを同化させる際には, 以下の津波に関する基礎方程式が用いられる。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = \frac{\partial \xi}{\partial t} \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{M^2}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{MN}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{f}{D} M \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \dots\dots\dots (2)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{MN}{D} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{N^2}{D} \right) + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{f}{D} N \sqrt{M^2 + N^2} = 0 \dots\dots\dots (3)$$

ここに, η は津波水位, M および N はそれぞれ x 方向および y 方向の線流量, f は海底摩擦係数, $D = h + \eta$ は全水深, h は静水深, t は時間, ξ は地殻鉛直変位である。

一般に観測データの同化を行うには, 上の基礎方程式を満たし, 観測誤差が最小となるように定式化が行われる。しかしながら, 繰り返し計算時に水位および線流量の全データが必要となり, 多大な記憶容量と計算時間がかかることになる。そこで本研究では, より簡便で実用的な同化手法を開発することにした。

津波は長波の一種であるので, 海表面の流速と海底面上の流速はほぼ一定とみなすことができる。その流速と全水深 D を乗じることにより, 線流量 M および N が得られる。水位 η と水深 h との比 η/h の値が0.01以下であれば, 静水深 h を乗じることにより線流量を比較的精度よく推定できる。線流量が得られると, その発散をとることにより, 水位の時間変化率が求められるが, 海底地盤が変化している時間帯には水位自体の時間変化率は求められない。したがって, 線流量の発散から算定し

* 正会員 工博 新潟大学教授工学部建設学科
** 第一建設工業(株)

た水位の時間変化率を積分するだけでは、津波水位は正確には推定できない。本研究では、地震の破壊過程が終了した直後から海表面流速を海洋短波レーダ等で観測し、そのデータを利用して、ある時刻の津波の水位分布を算定することを考える。

津波の水位を推定する際には、津波の運動方程式を満たすようにしなければならないので、まず2つの運動方程式からクロス微分して、波動方程式である双曲型の偏微分方程式を得る。

$$\begin{aligned} \nabla^2 \eta + \frac{\nabla D}{D} \nabla \eta = \frac{1}{gD} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} + \frac{f}{gD^3} \frac{\partial \eta}{\partial t} \sqrt{M^2 + N^2} \\ - \frac{fM}{gD} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\sqrt{M^2 + N^2}}{D^2} \right) - \frac{fN}{gD} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\sqrt{M^2 + N^2}}{D^2} \right) \\ - \frac{1}{gD} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left[\frac{M^2}{D} \right] + 2 \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \left[\frac{N^2}{D} \right] \right) \end{aligned} \quad (4)$$

上式は水位変動 η に関して双曲型偏微分方程式であるが、右辺第1項の水位変動の加速度および右辺のその他の項が既知であれば、水位変動 η に関して楕円型となり容易に解を求めることができる。そこで、観測された流速データを用いて、水位変動の加速度を如何に精度よく推定するかが重要なポイントとなる。本研究では、近接した時間の2つの海表面流速データを用いて、水位の加速度を推定する方法を用いることにした。

いま、時刻 $t = t$ に観測された流速データから、その時刻における水位変動速度 $(\partial \eta / \partial t)_{t=t}$ を式(1)の関係式を用いて求める。さらに、 τ 時間だけ経った時刻における海表面流速データを用いて、同じく式(1)の関係式を用いて、水位変動速度 $(\partial \eta / \partial t)_{t=t+\tau}$ を算定する。この2つの水位変動速度より、時刻 $t = t + \tau/2$ における水位変動加速度は Taylor 展開により次式で近似的に評価される。

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \approx \frac{1}{\tau} \left\{ \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right)_{t=t+\tau} - \left(\frac{\partial \eta}{\partial t} \right)_{t=t} \right\} \\ = \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \right)_{t=t+\tau/2} + \frac{\tau^2}{24} \left(\frac{\partial^4 \eta}{\partial t^4} \right)_{t=t+\tau/2} + O(\tau^4) \quad (5) \end{aligned}$$

海表面流速の測定時間間隔 τ が津波の水位変動の代表周期に比べて十分に小さければ、式(5)により水位変動の加速度を精度よく推定できる。その条件を満たす時間間隔 τ は、水位変動の代表時間を T_c とすると、式(5)の右辺第2項が第1項よりも十分小さくなる条件より、次のような関係式で与えられる。

$$\tau^2 \ll 24 \frac{|\partial^2 \eta / \partial t^2|}{|\partial^4 \eta / \partial t^4|} \approx \frac{24 \eta / T_c^2}{\eta / T_c^4} = 24 T_c^2 \quad (6)$$

水位変動の代表時間 T_c は、津波の代表周期よりも短く、水位変化が最も激しい地点における代表時間をとることが必要である。上式の $\tau \ll 5 T_c$ の関係より、例えば代表時間 T_c が $T_c = 1 \sim 10$ 分程度であれば、その10分の1程度以下の時間、すなわち $\tau = 6 \sim 60$ s 程度以下であれば、水位変動加速度が精度よく求められる可能性がある。この具体的な精度の検討については、次節の数値シミュレーションのところで行うことにする。

津波の波源域が数100 m よりも深海にある場合には、式(4)から分るように、海底摩擦に関係する項は海底摩擦係数に比例し、水深の3乗に逆比例するので他項に比べて十分に小さく無視できる。また、非線形移流項も水深の2乗に逆比例するため、殆ど無視できる。この場合には、 $\eta/h \ll 1$ でもあるので、式(4)は次式で近似される。

$$\nabla^2 \eta + \frac{\nabla h}{h} \nabla \eta = \frac{1}{gh} \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} \quad (7)$$

上式を用いて、逐次過緩和法 (SOR 法) 等により水位変動 η を容易に求めることができる。非線形項を含んだ式(4)を解く際には、まず式(7)の解を求めて、それを用いて全水深 D を計算し、線形化して楕円型方程式を解くことにより水位 η が得られる。

海洋レーダによる流速場の観測は、ドップラ周波数を算定する必要があるために、現在の操作では少なくとも2分から3分程度かかるため (藤井・徳田, 2001)、短時間では流速場が得られないことが予想される。このような場合には、1つの海表面流速場を用いて、水位を推定する必要がある。津波は波動の一種であるので、 $t = t + \tau$ における線流量 M および N は、

$$\begin{aligned} M(x, y, t + \tau) &= M(x - u\tau, y - v\tau, t) \\ &= M(x, y, t) - u\tau \frac{\partial M}{\partial x} - v\tau \frac{\partial M}{\partial y} + O(\tau^2) \quad (8) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} N(x, y, t + \tau) &= N(x - u\tau, y - v\tau, t) \\ &= N(x, y, t) - u\tau \frac{\partial N}{\partial x} - v\tau \frac{\partial N}{\partial y} + O(\tau^2) \quad (9) \end{aligned}$$

で与えられる。ここに、 u および v は x および y 方向の長波の波速成分である。上式は、時刻 $t = t$ の周りに Taylor 展開しているので、その時刻における海表面流速場の空間勾配を求めることにより、時刻 $t = t + \tau$ における線流量 M および N が求められる。以下同様にして線流量の発散をとることにより、水位変化速度が計算できる。

水位 η を求める際の境界条件については、楕円方程式であるので境界線上すべてに対して適切な境界条件を与える必要がある。計算領域が波源域に比べて十分に大きい場合には、境界線上で水位はほぼ0とみなせるので、 $\eta = 0$ を境界条件とすることができる。しかしながら、境界線上において水位変化量が無視できない場合には、境界線の一部に $\partial\eta/\partial n = 0$ なる微分境界条件を課すことにより、安定した結果が得られる。

3. リアルタイム予報の数値シミュレーション

(1) 数値シミュレーションの設定条件

海表面流速場のデータを用いたリアルタイム津波予報の精度および妥当性を検討するために、津波の数値シミュレーションを行った。対象とした海域は、図-1に示すように新潟県沿岸の日本海であり、佐渡の北東沖にある大陸棚の東端に地震断層を想定した。断層の走向は $N20^\circ E$ 、断層の長さ98 km、幅37 km、断層傾斜角 56° 、断層上縁深さ2.0 km、変位量 $U_s = 0.0$ m、 $U_d = -3.0$ m の逆断層とした。これらの断層諸元を用いて、Mansinha・Smylie (1971) の理論解より海底の鉛直変位を計算した。図-1は、その結果を示したものである。断層の東側は0.4~0.5 m 程度の沈降域が広がっており、その反対側には1 m 以上の隆起域が断層の走向に沿って広がっているのが分る。

この水位分布を波源域の初期値として、順問題としての津波計算を行った。そして、5分後、10分後、20分後等の水位および流速を保存し、それらのデータのうち流速データを観測された津波流速として、リアルタイム予報に用いている。

(2) 水位分布の推定結果と考察

海表面流速データから水位分布を推定するために、図-2に示すような流速場とその10 s 後、20 s 後および30 s 後の流速場を用いた。図-2は、地震発生から5分後の流速場を示したものである。新潟県北東部の沿岸では、引き波から始まっているので、弱い沖向きの流れが発生している。津波本体の部分では比較強い流れが断層の両側に存在しているのが分る。

この流速場から、式(1)の連続式を用いて水位変化速度を求めることができる。図-3は、5分後の流速データより得られた水位変化速度 ($\partial\eta/\partial t$) の空間分布を示している。津波のフロント付近では、0.025 m/s 程度の大きな速度をもった細長い領域が存在していることが明確に読み取れる。一方、引き波の領域では水位変化速度はかなり小さく、その絶対値は最も大きい津波フロント部分の10分の1以下のオーダーである。地震発生5分10 s 後、同じく20 s 後および30 s 後の流速データからも水位変化速度を計算し、式(5)の関係より水位変化の加

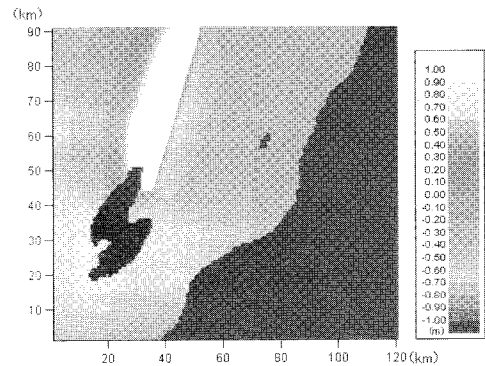


図-1 対象海域と設定断層の鉛直変位

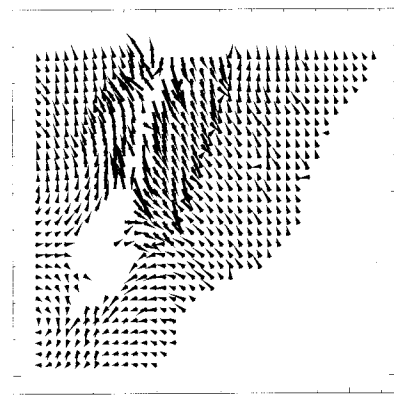


図-2 地震発生5分後の流速場

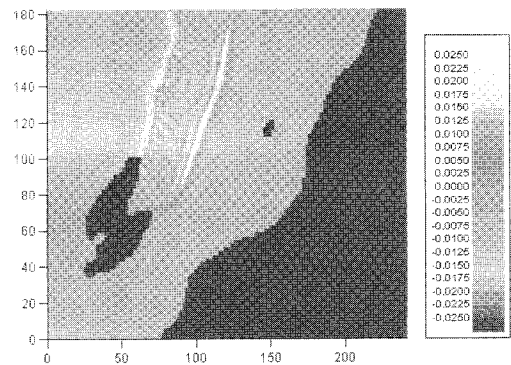


図-3 地震発生5分後の水位変化速度の分布

速度を算定し、水位分布を計算した。

図-4は、地震発生5分後と5分10 s 後の流速データを用いて水位変動の加速度を算定し、式(7)により水位分布(5分5 s 後)を推定した結果を示したものである。推定精度を確かめるため、図-5に真の水位分布も示している。推定値は真値と比べて多少小さい値を示しているが、全体的な分布形状はかなり類似している。

図-6は、5分後および5分20 s 後の流速データを用

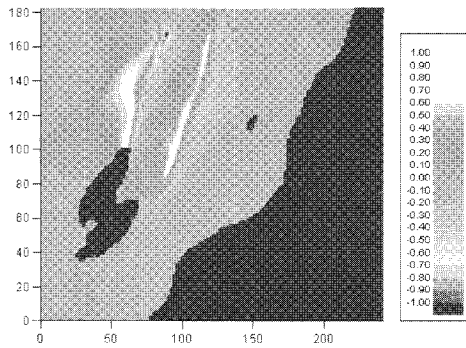


図-4 水位分布の推定結果(5分5s後)

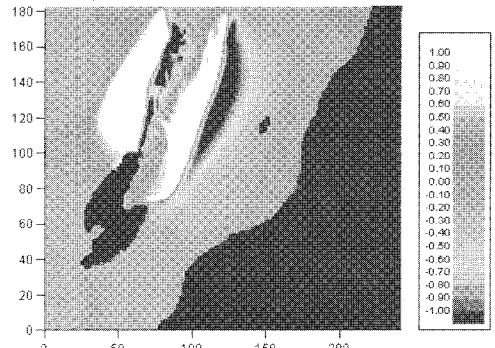


図-6 水位分布の推定結果(5分10s後)

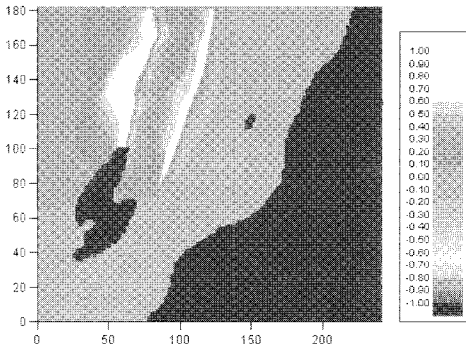


図-5 真の水位分布(5分5s後)

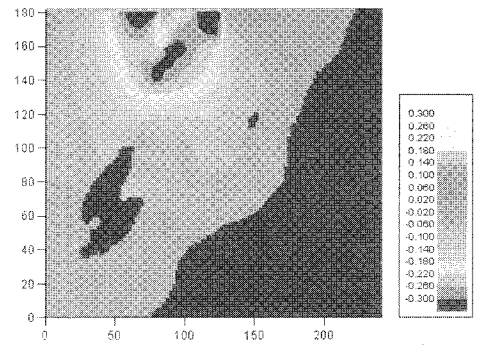


図-7 推定された水位の誤差の空間分布

いた場合の水位分布を示したものである。これらの場合の真の水位分布は省略するが、高々20s程度しか経っていないので、図-5の結果と殆ど同じである。図-4の結果と比較しても水位の高い部分が大きく異なり、20s以上離れた流速場を用いると誤差が大きくなっているのが分る。これは、前節で観測時間間隔が短いほど精度が高くなることと符合している。

図-7は、地震発生より5分後と5分10s後の海表面流速データを用いて津波水位を推定した際の水位の誤差分布を示している。誤差の最大値は約0.3m程度であり、津波のフロント部分よりも少し離れた位置で生じている。誤差の絶対値は許容し得る程度で小さく、誤差の分布も空間的に一様に広がっており、楕円型方程式を用いる本研究の手法の有効性が表れているものと考えられる。

(3) 初期水位および沿岸水位変動の比較

観測された流速データを用いて、ある時刻の水位分布が算定されると、それらのデータにより波源域の初期の波形を推定することができる。地震が発生した時刻まで遡るには時間軸を反転させて、当該時刻まで計算すればよいので、流速の符号を反転させて津波計算を行えば、初期水位分布を容易に得ることができる。

図-8は、5分後と5分10s後の海表面流速データを用いて津波水位を推定し、逆計算により初期水位分布を

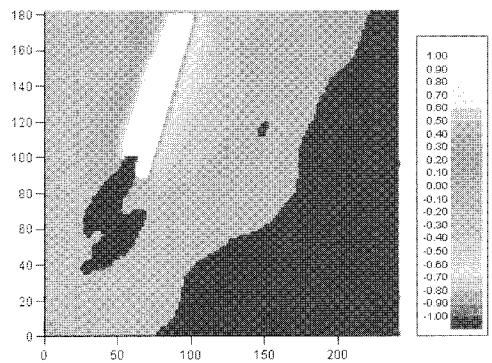


図-8 推定された初期水位分布

得たものである。この図と真値である図-1とを比べると、殆ど全域で一致度が高く、特に断層の位置まではっきりと再現されていることが分る。

図-9から図-11は、それぞれ鼠ヶ関、荒川および新潟東港における津波水位を比較したものである。図中の実線が真値、破線がリアルタイム推定値を示している。図-9の鼠ヶ関では、第1波目の水位変動が多少小さ目ではあるが、それ以降はかなりの精度で一致している。同じく荒川および新潟東港においても、津波波形は異なるがほぼ同様なことが言え、一致度は極めて高くなっている。

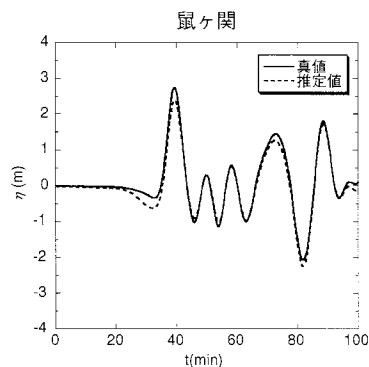


図-9 鼠ヶ関における津波水位の比較

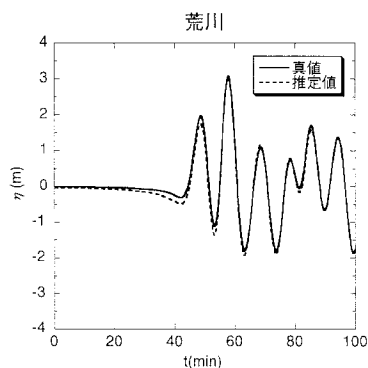


図-10 荒川における津波水位の比較

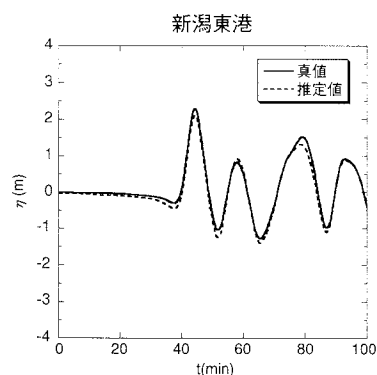


図-11 新潟東港における津波水位の比較

る。ちなみに、真の波形と予測波形との相関係数は、鼠ヶ関が 0.992 、荒川が 0.996 、および新潟東港が 0.994 で非常に高い値を示している。

4. 結 論

本研究では、海洋レーダ等によって観測される海表面流速データを用いて、津波のリアルタイム予測を行う手法を開発し、以下の事柄が明らかとなった。

- (1) 津波の運動方程式と水位変動の加速度を用いて、津波水位を推定する方法を開発した。水位を推定する基礎方程式は楕円型方程式であり、SOR法等で容易に解くことができる利点を有している。
- (2) 海表面流速場の発散から水位変動の時間変化率を算定し、近接した2時刻の流速場より水位変動の加速度を推定したところ、時間間隔が10 s程度であれば比較的精度よく水位分布が推定できることが分った。
- (3) 短い時間間隔で海表面流速場が得られない場合には、 τ 時間後の流速場は一階の波動方程式である移流方程式の関係を用いて、ある時刻の流速場より容易に推定できることを示した。
- (4) 推定された水位分布および観測された流速場を用いて、容易に波源域の初期水位分布を計算する手法を提案した。また理論値(真値)と比較したところ、実用に供することができる十分な精度で推定できることが分った。
- (5) 本研究で開発された方法を用いて、沿岸の津波の水位変化を比較したところ、極値付近で多少小さい値を示すが、全体的な一致度は極めて高く、相関係数では 0.99 以上の推定結果が得られた。

本研究の一部は、日本学術振興会の平成16年度科学研究費基盤研究Cの補助を受けたことを付記し、謝意を表す。

参 考 文 献

- 永井紀彦・小川英明・寺田幸博・加藤照之・久高将信 (2003): GPS プイによる沖合の波浪・津波・潮位観測, 海岸工学論文集, 第50巻, pp. 1411-1415.
- 徳田正幸・久木幸治・大野裕一 (1993): 短波海洋レーダによる流れと波浪の計測 (2), 海工論文集, 第40巻, pp. 126-130.
- 藤井智史・徳田正幸 (2001): 陸上設置型レーダによる沿岸海洋観測, 第6章, HFレーダによる観測, 土木学会海岸工学委員会研究現況レビュー小委員会編, pp. 68-89.
- Mansinha, L. and Smylie, D.E. (1971): The displacement fields of inclined faults. Bull. Seismol. Soc. Amer. Vol. 61, pp. 1433-1440.