

三陸沖での新しい監視方法による津波情報提供の可能性

石田 祐介*・今 中 剛**・今村 文彦***

1. はじめに

三陸沖には日本海溝から東北日本の下に沈み込む太平洋プレート境界が存在している。この地域ではこのプレートの運動が原因となり海溝型大地震や、地震の規模に比べて大きな津波を伴う津波地震も発生し、過去にも大きな被害が生じている。

現在、海域での地震に対して気象庁は津波予警報を出しているが、その情報は定性的であり正確さを欠いており、予警報の高精度化やリアルタイム観測の必要性が叫ばれている。その中で、気象庁は、予報区を 18 区から 66 区に増やし、しかもデータベースを基にした量的津波予報を行うという検討を始め、平成 11 年度より運用を開始するための法案を提出している。この新しいシステムへの期待は大きい。ただし、数値シミュレーションによる量的予報システムが整備されたとしても、波源位置の推定精度や津波地震に対する信頼性の低下などの問題は残されている。

この様な中で、震源または波源の付近で地震かつ津波を観測するために、1996 年 6 月三陸沖に光ケーブルを利用した海底地震・津波観測システムが設置された。また、気仙沼市では、湾口と湾奥に設置された独自に開発した津波計を利用した新しい監視・観測システムが稼働している(佐藤ら, 1992; 今村, 1997)。本研究では、これらの海底および沿岸での津波計で得られるデータを利用して波源域の高精度な推定とリアルタイム予警報への応用の可能性を検討する。

2. 海底津波計及び想定津波の設定

現在、釜石沖には東京大学地震研究所と東北大学等の関係機関の共同により、光ケーブルを利用した 2 つの海底津波計が設置されている(平澤, 1996)。この測線での津波計を現在利用できるわけであるが、面的な広がりをもつ波源を 1 測線での 2 点の記録により推定することは不可能である。従ってここでは、金華山沖及び八戸沖に

それぞれ 2 つの測線上の津波計を仮想的に増設して検討することとする(図-1)。なお、津波計の位置については、2 つ測線の距離が離れていた方が到達時間差が大きくなり波源域推定には有利であるが、あまり離れた位置に津波計を設置すると、データを取る前に津波が沿岸に到達することになる。さらに、津波計の沿岸からの距離については、沖合いであるほど早く確認できるが、地震動の影響が大きくなりかつ水深が深くなるために設置も困難になる。逆にあまりにも陸側に設置すると測線間の問題と同様に、津波計で津波を観測してから津波が沿岸に到達する時間が短くなり、波源の推定する時間が少なくなってしまう。これらの点を考慮した上で地点を決定した。

次に、対象津波については、過去三陸において津波を伴った典型的な地震 3 つを想定した。この想定津波の断層モデルとして、断層モデル 1 から 3 まで順に、明治三陸地震(1896)、昭和三陸地震(1933)、宮城県沖地震(1793)とし、それぞれの断層パラメータは佐藤(1989)にまとめられた結果を参考に設定している。この断層パラメータを表-1 に、それぞれの断層位置を図-1 に示す。ここで、断層モデル 3 の宮城県沖地震に関しては、断層が陸側に位置していたので、仮想的に断層位置をやや沖側にずらしている。

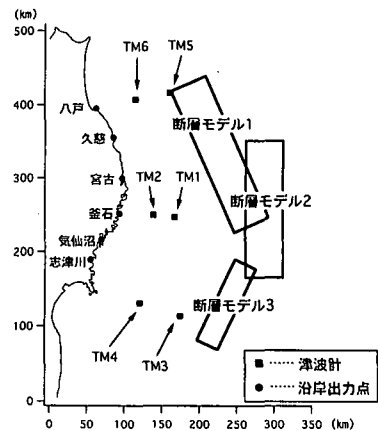


図-1 津波計と断層モデルと沿岸出力点の位置関係

* 学生会員 東北大学大学院工学研究科
** 正 会 員 工修 熊谷組
*** 正 会 員 工修 東北大学助教授 大学院工学研究科附属災害制御研究センター

表-1 断層モデルのパラメータ諸元

断層モデル	北緯 N(°)	東経 E(°)	断層深さ d(km)	走向 $\theta(^{\circ})$	傾き $\delta(^{\circ})$	滑き角 $\lambda(^{\circ})$	長さ L(km)	幅 W(km)	食い違い量 D(cm)
明治三陸地震 (1896) 断層モデル 1	40.95	143.30	1	156	20	58	210	50	1250
昭和三陸地震 (1933) 断層モデル 2	40.16	144.50	1	180	45	270	185	50	660
宮城県沖地震 (1793) 断層モデル 3	38.59	144.01	1	205	40	90	120	30	390

3. 計算対象領域及び数値計算条件

計算対象領域 (図-1を参照) は $37^{\circ}00' \sim 41^{\circ}35'$, 東経 $140^{\circ}50' \sim 145^{\circ}00'$ であり, 日本海溝から三陸沿岸全域をほぼ含む。この領域での水深データを作成したが, この時, 領域内の南東部の外洋境界付近において海山が存在していたが, このような急激な地形の変化は境界での透過条件において不安定の原因となるために, ここでは取り除いている。

数値計算に関しては, 津波のシミュレーション方法は幾つか提案されているが, 本研究では最も普通に利用されている線形長波理論による支配方程式を差分法を用いて計算する方法を用いた (石田ら, 1998)。数値計算の際には, 最終地盤変動量を初期条件として与え, 沖側自由透過を外海境界条件, 完全反射を沿岸境界条件とした。空間格子間隔は 1500 m であり, 時間ステップは 3 秒とした。また, その数値計算結果の出力点としては, 各津波計 TM1~TM6, 八戸, 久慈, 宮古, 釜石, 気仙沼, 志津川などの沿岸地域を選んでいる。これらの位置は図-1に示す。数値計算結果の一例として, 津波計で得られた水位の時系列変化図の一つを図-2に示す。

4. 波源域の推定

波源域の推定のためには, 断層幅, 断層長さ, 走向, 断層位置, 食い違い量などパラメータが必要となるが, ここでは波源の広がり (波源域) の推定を目的とするために, 走向, 長さ, 幅が主なパラメータとなる。泉谷・平澤 (1986) や今村ら (1991) の研究にあるように, 即時的な断層パラメータ推定の際に, 最も難しいのが波源の広がりであるからである。他のパラメータは, 地震メカニズム解として, 地震波の情報から比較的容易に推定ができる。

4.1 逆伝播手法

波源域の推定には, 第一波の到達時間と各津波計での到達時間差を利用し, 波向線法を用いた逆伝播計算の方法 (李ら, 1997) を用いる。例えば, ある一地点 (ここでは一つの津波計の位置) より, 360 度すべての方向に波向線を描き, 各波向線上での同一到達時間の点をつなぐこの曲線が波峰線となる。この波峰線上のどの地点で津

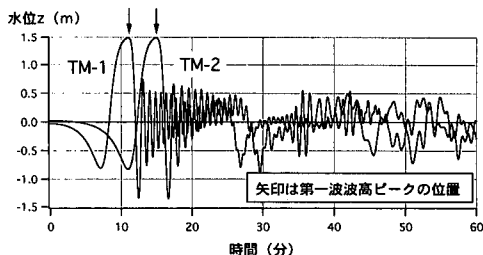


図-2 断層モデル 1 による TM1・TM2 での時系列

波が発生しても, その津波計に到達する所要時間は同じである。この作業を 1 つの測線上での 2 つの津波計で行い, 各到達時間毎の波峰線の交点が津波の出発点, つまり波源域の外縁の位置を表す。なお, ここでの到達時間は津波の先端ではなく, 始めのゼロクロス時間を選ぶ。これが断層の 1 つの側面 (幅方向の端) を表すからである (図-3を参照)。

この作業を八戸沖, 釜石沖, 金華山沖の 3 組の津波計において行えば, 波源の沿岸方向の広がり が推定できる。三陸沖では, これが断層の長さ に相当する。さらに, 波源は幅方向の広がりもあるので, 各津波計における到達時間をゼロクロスに加えて, 津波の第一波の最高水位点または最低水位点とする。地震が逆断層か正断層かの違いにより, 断層幅方向のもう 1 つの端付近で, 変位量が正または負になるからである。以上の逆伝播を模式的に示したものを図-3に示す。

4.2 波源域の決定

さらに, 逆伝播手法により求めた波源域上の数点か

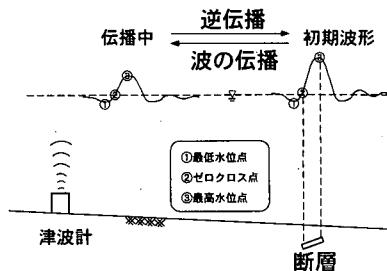


図-3 逆伝播模式図

ら、矩形型の断層を決定し、断層幅、断層長さ、走行などを決定しなければならない。そこで簡易的な決定法として、図-4のように各最高水位点とゼロクロス点にそれぞれ回帰直線を引き、その2本の直線の間隔を断層幅とする。また、最高水位点の回帰直線の傾きを走行とし最高水位点3点の長さを断層長さとした。この長さは、各津波計の測線が、波源からある程度離れていないと正確に求まらなかった。その理由からも測線の間隔は200 km程度が必要である。この断層位置決定した波源域推定図を図-5に示す。

波源域の位置は3つの断層モデルとも良好な結果が得られたが、断層幅が実際の想定断層よりも多少短くなった。これは断層位置の推定において、滑り角、断層面の傾き、食い違い量などの断層パラメータを考慮していな

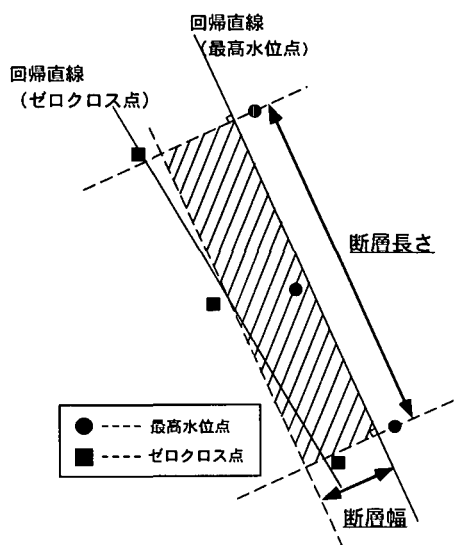


図-4 波源断層位置の決定法

いことや、逆伝播手法の精度が要因であると考えられる。しかし、全体的に良好な推定結果であると判断できる。

5. 波源域推定のリアルタイム評価

波源域がたとえ推定できたとしても、波源域を推定する前に津波が沿岸に到達してしまうと本研究の成果を予警報に利用することができない。そこで想定津波による代表的な沿岸地点での津波到達時間と津波計での津波到達時間を比較し、波源域推定所要時間の見積もりを行った。表-2に各地沿岸での第一波到達時間、表-3には沿岸への最短津波到達時間と3組の津波計での津波の最長津波到達時間を示している。この結果、波源域推定を行うための時間的余裕は、断層モデル1で2.1分、断層モデル2で2.1分、断層モデル3ではTM5、TM6を考慮すると時間的余裕はないことが分かった。リアルタイムの予警報に利用するにはかなり時間的に厳しいことがわかったが、津波計の設置位置、個数の工夫により、余裕時間を増やすことは可能である。

6. 沿岸での津波監視システムの検討

沿岸部での検討として、気仙沼湾を対象に、湾口で得られた津波記録を利用して、湾奥部での最高津波高さを推定する可能性を調べた。通常、襲来津波の周期や波高によっては、湾の固有周期との関係で、湾内の波高増幅率に差の生じることが予想される。湾口で得られた津波情報・データにより湾奥での第一波波高や最大波を予測するには、この増幅率を知る必要がある。

ここでは、数値シミュレーションを利用して、気仙沼湾口沖合いで、周期と波高を変化させた正弦波を入力させ、湾口での増幅率を実験的に求めた。なお、このモデルの精度は今中ら (1998) により、確かめられている。津波の場合、共鳴が十分発達するには3波入力すれば良いとされているから、5波程度を入射した以降の最高水

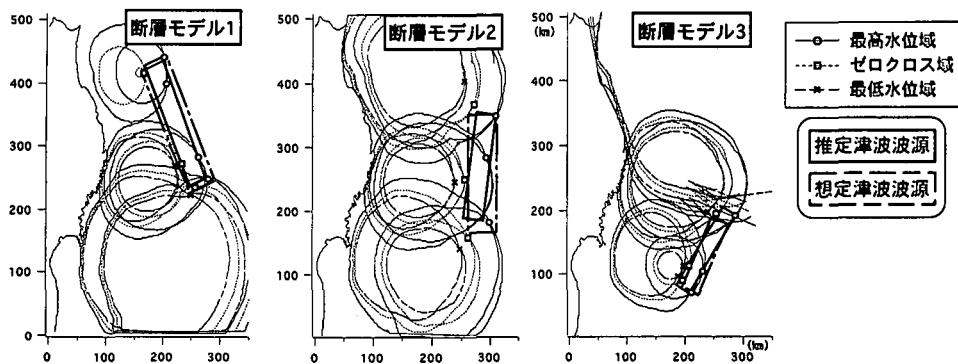


図-5 波源域推定図

位を増幅率の検討の対象とした。リアルタイム監視システムを想定した場合、杉ノ下での第一波波峰（片振幅）と周期（津波到達からその波峰までの1/4同期）とが情報として入手できるので、横軸に周期、図中のパラメータとして杉の下（湾口）での津波高（片振幅）をとり、増幅率を調べた結果が図-6である。増幅率は、この湾の固有周期（約60分）においてピークをもち、波高が小さいほどその傾向は大きい。ただし、杉の下（湾口）での津波高50 cm以下の場合については未検討である。また、杉ノ下での波高が大きい場合に波高増幅率が低下する理由としては、非線形効果が効いてくること、湾奥での水深4, 5 mと浅いため海底摩擦が効くこと、湾内の狭窄部が非線形的減衰効果を持つこと、などが考えられる。図-6を用いれば、湾口部での波高と周期（到達から波峰また

は谷での1/4周期より換算）を用いて湾奥での波高増幅率を推定できる。過去の2例を対象にその信頼性を確認し、誤差20%以内で再現が可能であった（今中ら、1998）。さらに、津波到達時間に関しては、湾口から湾奥まで10分から15分程度の余裕があることを確認し、この時間を利用して警報を出すことが可能である。

7. 結 論

以上より、想定津波を発生させることによって、海底津波計で得られる水位データから逆伝播手法を用いて波源域の推定を行った。また、この推定法によるリアルタイム解析を行い、波源域推定法の予警報への適用の可能性を評価した。この結果、津波計を3箇所合計6地点に設置すれば、波源域の推定において良好な結果が得られることができる。また、波源域推定のリアルタイム解析では、沿岸に到達する前に利用できる時間的余裕は、津波計全部を使うとすると、2分程度と短くなる。しかし、断層モデル3のように津波計4つでも波源域の推定は可能な場合も存在する。これより、津波計位置、使用する津波計の個数などまだ改善する余地があることを示すと同時に、リアルタイムでの予報への適用に可能性を示した。杉ノ下（湾口）の第1波の津波高と周期とにより、湾奥での津波高を予測できる事が可能である。その精度は、既往津波の例題から誤差20%以内であると考えられる。杉ノ下で第一波波高を観測後に湾奥（南町）に到達する時間は、10-15分であり、避難に間に合う時間内に有効な情報を得てから判断に資することが出来るから、この方法は現実に役立つことが十分期待できる。

謝辞：この研究において気仙沼市役所の佐藤健一氏をはじめとする津波監視研究グループの方々にお世話になった。また、東北大学理学部松澤暢博士から多くのアドバイスを受けた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 石田祐介・今村文彦・首藤伸夫（1998）：三陸海底津波計を用いた波源の推定，土木学会東北支部技術発表会，平成9年度，pp. 236-237。
 今中 剛・今村文彦・首藤伸夫（1998）：気仙沼湾におけるリアルタイム津波監視システムの検討，土木学会東北支部技術発

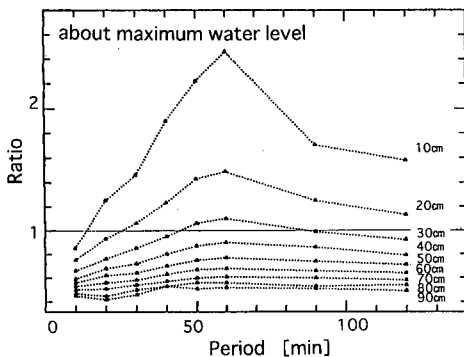


図-6 湾奥での増幅率（最大水位）
（図中の数字は湾口での片振幅を示す）

表-2 各地沿岸での津波到達時間

	津波到達時間（分）		
	断層モデル1	断層モデル2	断層モデル3
八戸	32.2	43.8	51.4
久慈	26.9	35.7	43.3
宮古	26.5	28.9	32.7
釜石	25.1	25.9	28.0
気仙沼	36.0	35.4	35.1
志津川	48.3	45.2	43.3

表-3 津波の沿岸地点と津波計での到達時間の比較

	各地沿岸での 最長到達時間	津波計1・2での 最長到達時間	津波計3・4での 最長到達時間	津波計5・6での 最長到達時間
断層モデル1	25.0分	15.0分	23.0分	13.8分
断層モデル2	25.9	17.0	20.4	23.8
断層モデル3	28.0	17.2	15.0	33.6

- 表会, 平成9年度, pp. 238-239.
- 今村文彦・泉谷恭男・首藤伸夫 (1991): 断層パラメータ即時的推定法による津波数値予報の精度—1944年東南海地震を例とした応力降下量に違いのある2枚の断層の場合—, 地震第2輯, 第44巻, No.3, pp. 211-219.
- 今村文彦 (1997): 津波監視システムの現状と広域ネットワークの提案, 自然災害科学, Vol. 16, No. 2, pp. 143-151.
- 泉谷恭男・平澤朋郎 (1986): 断層パラメータの即時的推定法, 東北大学工学部津波防災実験所研究報告, 第3号, pp. 1-21.
- 佐藤健一・内海義夫・佐藤清孝・小山義徳・熊谷稔・宮井英夫・小松三喜夫・斉藤郁夫・白幡勝美 (1992): 潮位・津波観測システム・東北大学津波工学報告, 第8号, pp. 1-18.
- 佐藤良輔 (1989): 日本の地層断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会, 39 p.
- 平澤朋郎 (1996): 三陸沖の光ケーブル方式海底地震・津波観測, 災害科学研究通信.
- 松澤 暢・日野亮太・岡田和己・小菅正裕・今村文彦 (1998): 三陸沖地震予知総合観測計画. 「新地震予知計画」特集, 月刊地球, 号外 No. 20, pp. 85-89.
- 李 昊俊・今村文彦・首藤伸夫 (1997): 屈折現象に注目した津波数値計算の精度, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 276-280.
-