

津波高さに及ぼす断層パラメータ推定誤差の影響

今村文彦*・首藤伸夫**

1. はじめに

最近、津波防災対策のひとつとして、数値シミュレーションによる津波来襲前の波高予測という方法が提案され、その可能性について検討されている(首藤ら, 1988)。この津波数値予報を実用化する上での重要な問題として、伝播計算の精度および初期波形の決定精度とがある。津波初期波形の第一次近似としては、断層モデルによる地盤変動量を与える方法が検討され(相田, 1974)、その有効性が認められてきた。しかし、従来の方法による場合、断層寸法は余震域などを参考として決定するため、数値予報には使用できないものであった。

この問題に対し、泉谷・平沢(1986)は強震動継続時間を利用した即時的推定法を提案し、数値予報実用化での1つの難点を解決した。ただし、現段階では、観測網およびデータ不足等により、必ずしも精度よく決定出来るとは限らず、推定値との偏差を無視することは出来ない。将来、推定法の精度の向上は期待できるものの、推定値の偏差が津波の伝播および最終的な波高分布にどの程度の影響を与えるかについて検討しておく必要がある。そのほか、数値計算と津波検潮記録の比較から、断層パラメータを修正するという視点で考えると、断層パラメータの違いによる津波高さ変化を予め調べておくことは、この修正のための目安を知る上で有用である。

本研究は、第一段階として1968年十勝沖地震津波を例に、断層パラメータの誤差による北海道南岸・三陸沿岸での津波高さの変化を調べる。

2. 即時的推定法と推定誤差

図-1に示した断層運動を記述するパラメータを推定する場合、発震直後に決めることが非常に難しい量は断層面積(断層長さ(L)×断層幅(W))である。泉谷・平沢(1986)の推定法は、数ヶ所の地震記録から L や走向(θ)を説明変量とした、強震動継続時間に対する回帰式を求め、発震後、強震記録から即座にこれらを推定するものである。さらに、 L が求まると、断層パラメータの相似

則から導かれる経験式(Abe, 1975)により、他の量(W や断層ぐいちがい(u))を定めることが出来る。ただし、これらの推定値は各観測所の過去の地震データにより求められる回帰式を基礎としており、常に偏差(σ)を無視できないものとして与えられる。表-1に1968年十勝沖地震について、即時的推定法による推定値とその標準偏差を示し、さらに、長周期表面の解析から得られた推定値(Kanamori, 1971)も併記している。Case 1は破壊伝播様式をユニラテラル(矩形の一端から長さに沿って伝播する破壊様式)に仮定して得られた値であり、Case 2はユニラテラルと対象バイラテラル(中間地点から両方に伝播する破壊様式)が均等にあるとして得られた値である。Case 1に関しては標準偏差も示してあり、推定値に対して約10%程度であることが分かる。津波初期波形は断層パラメータにより支配されているため、このパラメータの偏差は沿岸部での打ち上げ高さを大きく変える可能性がある。ここでは、断層パラメータの中で津

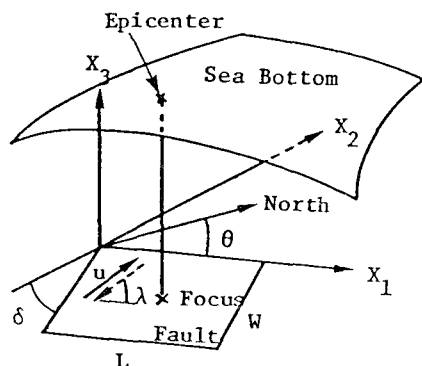


図-1 津波源の決定に必要な断層パラメータ
 L : 断層長さ, W : 断層の幅, u : すべり量,
 θ : 走向, δ : 傾斜角, λ : すべり角

表-1 1968年十勝沖地震の断層パラメータ

	L	W	u	θ	δ	λ
Case 1 (σ)	188 km (± 19 km)	92 km	3.3 m	325° ($\pm 10^\circ$)		
Case 2	156 km	101 km	3.6 m	325°	20°	148°
Kanamori (1971)	150 km	100 km	4.1 m	323°		

* 正会員 工博 東北大学助手 工学部土木工学科

** 正会員 工博 東北大学教授 工学部土木工学科

波波形に最も影響を与えと考えられる L と θ について調べていく。

3. 断層長さの偏差による津波高さの違い

図-2 に示すように計算領域を北海道および三陸沿岸を含むものとし、1000 m 等深線上で北東部から南西部へ 47 の地点において調べる。本来ならば、打ち上げ高さを数値計算により予測するためには、海岸線まで格子間隔を細分化して計算するべきである。しかし、浅海域での津波には浅水変形や局所的な地形の効果が大きく作用するため、断層パラメータの違いによる変化そのものを調べるには都合が良くない。そこで、このような効果が卓越しない沖合いに出力地点を設けた。なお、同様の考慮から、第 1 波のみを対象とし、沿岸部での反射波が沖合いに戻る前に計算を終了する。

さて、表-1 に示されているように、Case 1 の場合で断層長さの基本長 (L) は 188 km、標準偏差 (σ) は ± 19 km (基本長の 10%) となる。ここでは、 L 、 $L \pm \sigma$ 、 $L \pm 2\sigma$ の 5 種類の長さを仮定し、計算結果の比較を行う。以下、基本長 L および基本走向 θ に対する津波計算値を基本推定値と呼ぶ。図-2 には、この 5 種類の波源の外形を示している。断層長さは断層の北東角 (図中の A 点) を固定し変化させている。本来、震源は、断面の南東角に近い場所にあるが、ここでは、三陸沖に着眼した検討を行なうため、しいて固定点を震源とせず A 点としている。地盤変位は Mansinha & Smylie (1971) の方法を用いて算定し、その変位量を津波初期波形として与え

る。なお、伝播計算を行う際、断層運動の動的挙動は考慮に入れていない。

(1) 最高水位の変化

まず、47 地点での最高水位について、基本推定値との差を図-3 に示す。上図は 1000 m 等深線上での最高水位分布を、中図は基本推定値に対する最高水位の差を求めている。その差は No. 25 から値が大きくなり始め、No. 31, No. 32 付近で最大の値を示す。これは、断層の北東角を固定し断層長さを南方向のみに変化させたため、三陸沖での初期波形は大きく違ったが、北海道側ではほとんど差がないことによる。また、この基本推定値との差は No. 30 を境に符号が逆転する。例えば、基本長より短い断層に対する結果は、No. 30 以北で正の値を、以南で負の値を持つ。この No. 30 は基本推定値の各地点での最高水位の中で最も大きな値を示す場所である。こうした差の分布特性は、No. 30 地点が断層のほぼ中央 (やや南方) に面している地点であること、および、これ以北では等深線が断層線とほぼ平行であるのに対し、これ以南では離れて行くが、その変化点に位置していること、などと強く関連しているものと思われる。次に、相対的な差について調べるため基本推定値に対する割合を求めた。沿岸部で浅水変形などを受けたとしても、この相対誤差は 1000 m 等深線上での値と殆ど変わらないものと予想できるからである。図-3 (下) は基本推定値に対する相対的な差を計算した結果であり、図より相対誤差の最大値は $\pm \sigma$ の範囲で約 30% となる。断層長 10% の偏差に対し、波高では最大でその約 3 倍の誤差が生じることになる。

(2) 時間波形の変化

図-4 には No. 31 での時間波形を比較している。波高に関しては差が大きい、位相差については小さい。

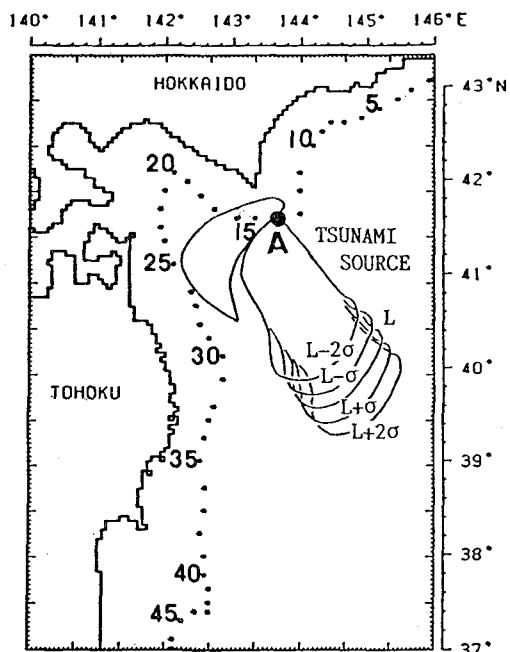


図-2 断層長さを变化させた場合の波源形状

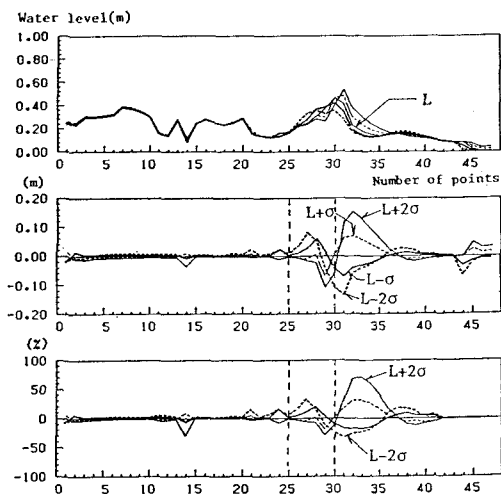
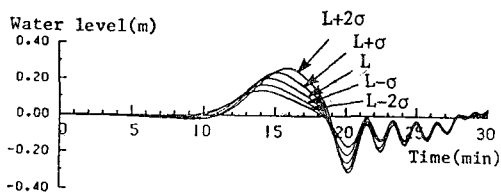


図-3 断層長さの違いによる最高水位の変化



図—4 No. 31 での時間波形の変化

また、波長についても違いは大きくない。波長は断層幅に関係しており、ここでは断層幅を変化させていないため、ほぼ一定の値を取るからである。

(3) 波高ピークの移動

最高水位の差を検討する中で、No. 30 付近を境に基本長との差が変化することが示された。この場所は、基本長を用いた場合の津波の波高空間分布のピークの表れる地点に対応している。そこで、伝播に伴うこのピークの移動を調べ、誤差の分布特性の生じる原因について考察する。

図—5 には、3 分毎に出力した三陸沖に向かう波高ピークの位置を、断層の長さ及び走向（波源の長軸方向）を表わす直線とともに示している。ここでは、波源の下部（南東の方向）での変位量が大きいため、波高のピークはこの下部から伝播を始める。通常、津波は波源の短軸方向に強いエネルギーを放出するという指向性を持つ (Kajiura, 1970)。特に、短軸と長軸の比が大きいほど、この指向性は顕著に現れる。1968 年十勝沖地震津波にお

いてもこの性質を示し、短軸方向に強いエネルギーのピークが進むという傾向がある。

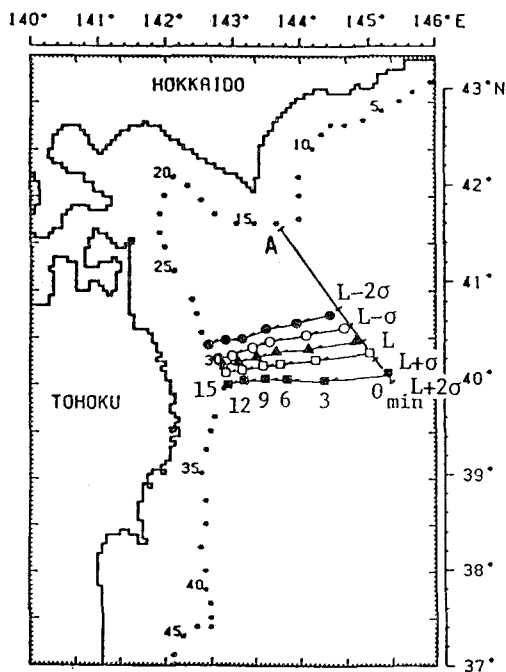
さて、図—5 に示された波高ピークの移動を見ると明らかなように、断層長さの違いそれぞれの津波は、その伝播初期には断層の長さの違いに相当する距離を隔てて平行に伝播し、その後、地形の影響でやや No. 30 地点へ向けて集中し、また、ほぼ平行に進行することが分かる。この結果、No. 30（推定値の波高ピーク位置）を境に、測定地点での波高ピークの位置が異なる結果を生じたのである。このピーク位置の差が大きいほど、最高水位の差も増加する。さらに、同時刻の各ピーク位置を比較すると、1000 m 等深線にほぼ平行に並んでいることから、最高水位の到達時間の差は小さいことも分かる。

4. 断層走向の偏差による津波高さの違い

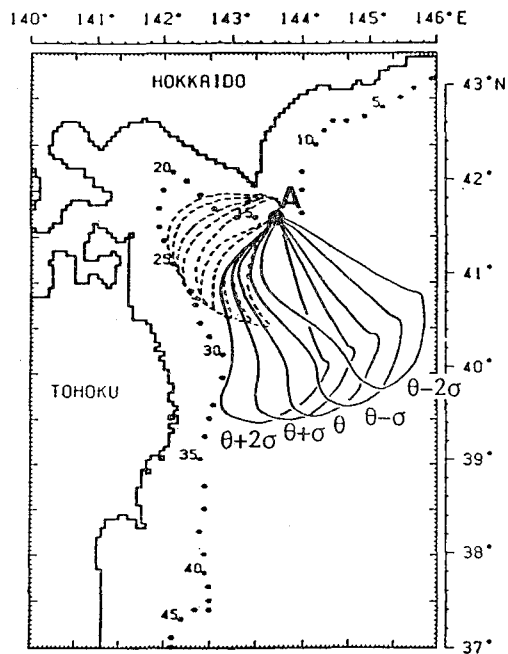
ここでは、断層北東角の 1 点（図—6 中の A 点）を固定し、この点を中心として真北から時計回りに走向（ θ ）を定義する。推定された θ は 325° 、 σ は $\pm 10^\circ$ （ 360° に対して 2.8%）である。図—6 に示すように θ 、 $\theta \pm \sigma$ 、 $\theta \pm 2\sigma$ の 5 種類の方角について検討を行う。比較する地点は断層長さを変えた場合と同様に 1000 m 等深線上に設置する。

(1) 最高水位の変化

津波高さの差の分布を図—7 (中) に示す。この分布の特徴は、3 箇所 (No. 16, No. 29, No. 36) を節にして、 σ の正負にしたがって値の符号を交互に変えながら変化



図—5 波高ピークの移動



図—6 断層の走向を変化させた場合の波源形状

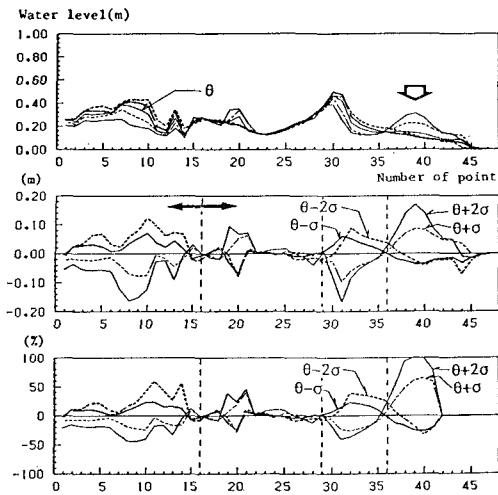


図-7 断層走向の違いによる最高水位の変化

していることである。No. 16 付近は推定値 θ の方向に沿って断層の東北角(A点)の延長線上にあり、ここは走向を変えても波源位置の差が小さい場所である。したがって、この地点を中心に水位分布の差は符号を変えて対称になる。一方、No. 29 は、断層長さの検討で分かるように、推定値による波源の短軸方向へ放出した波エネルギーの中心が通過する位置にある。最後に、No. 36 は断層の走向の違いによる波形変化に関して最も興味ある地点であり、この地点の特徴は波高ピークの検討で考察する。No. 36 以北では、差の大きさも $\pm\sigma$ の範囲で 30% 程度であるのに対し、No. 30 以南では、非常に差は大きく 60% を示している場所もある。断層長さの違いで生ずる差に比べて全体的に差は大きい。

(2) 波高ピークの移動

図-8 には図-5 と同様に、波高ピーク移動について津波発生から 3 分毎に出力している。ただし、ここでは短軸方向の伝播だけではなく、長軸方向についても調べている。結論から先に述べると、この長軸方向の成分が今までの No. 31 以南に見られる現象の原因であると言える。すなわち、図から分かるように方位角が小さい $\theta - 2\sigma$ から θ までは、長軸方向の波は三陸沿岸に到達することなく外海へ放出される。これに対し、 $\theta + \sigma$ 、 $\theta + 2\sigma$ の波は逆に沿岸部の No. 37 付近へ達する。これが、No. 37 付近での津波高さの差を大きく生じさせ(図-7 中の矢印)、さらに No. 31 付近での波長や波形勾配を変化させた原因である。いまでも、短軸方向のエネルギーが大きいことから、これのみ注目して考察してきたが、長軸方向の指向性についても重要であることが分かる。特に、波の放射角により、沿岸部へ向かうか或は外海に直接放出されるかに分かれ、沿岸域での波高分布がかなり異なったものとなる。

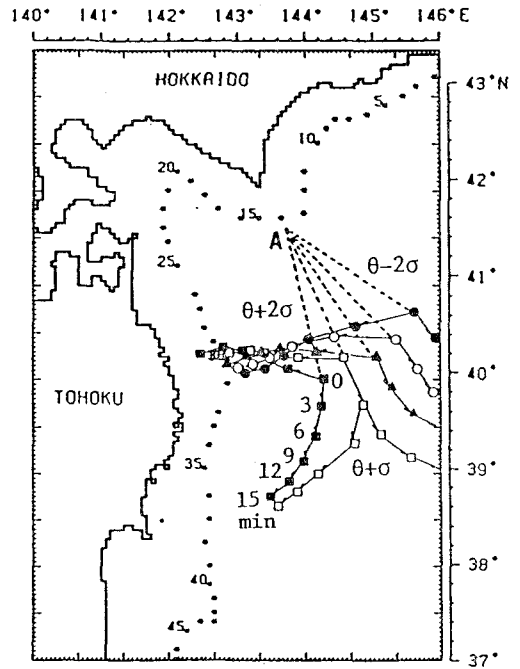


図-8 波高ピークの移動

5. 沖合いでの最高水位と沿岸域での打ち上げ高さ

最終的には、沿岸域での打ち上げ高さについての評価が必要である。そこで、1000 m 等深線上での最高水位との関係を調べなければならない。ここでは、複雑な海岸地形を持つ三陸沿岸を対象に、表-1 に示された Case 1, Case 2 および 1968 年の十勝沖津波を良好に再現できると云われる Kanamori(1971) のパラメータを例にとり、検討する。図-9 は、Case 1 を用いた場合の、宮古湾付近での浅海計算結果の例である。明らかに、各湾での波高増幅が見られ、非常に複雑な打ち上げ高さ分布を示している。このままでは、直接比較できないため、ある範囲で打ち上げ高さを平均化して議論する。図-10 には平均区間長(AL)を 2.0, 8.0, 16.0 km とした場合の、Kanamori の値に対する Case 1 (図中、点線) と Case 2 (図中、破線) の相対誤差を示す。図より、三陸沿岸では 8 km 程度の区間長での平均値が、1000 m 等深線上での分布と、形状だけではなく値に関してもほぼ一致する結果を得た。図-10(下)に示された三陸沿岸での各湾の平均サイズは数 km であり、平均する区間長を沿岸地形の代表的寸法にはほぼ等しく選べば、沖合いでの相対誤差を打ち上げ高さに対して適用できることを示している。ただし、この代表的寸法については、さらに今後の検討を要する。

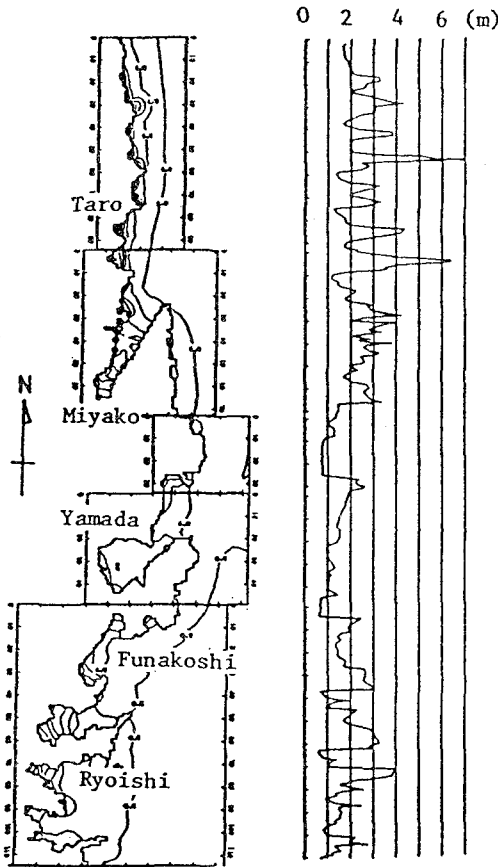


図-9 宮古付近での打ち上げ高さ
(沿岸での格子間隔は 0.2 km)

6. おわりに

断層長さと走向を変化させ、最高水位の違いや波高ピークの移動について考察し、相対誤差は波エネルギーの高い方向で大きく、波高ピークの伝播方向の違いが影響する。特に、走向が変化した場合、地形との関連において波の指向性が大きく変わるため、波高に差の生じる範囲が広く、その程度も大きい、臨界角の前後に進行する波成分は、僅かな走向の違いにより、外海へ直接放出されるものと沿岸へ向かうものとの差を生じ、海岸での打ち上げ高さに大きく影響する。断層パラメータの偏差の影響は、最高水位に関して言うならば、断層長さの場合に最大で約 30 %、断層の走向の場合に同じく約 60 % となる。また、沖合いでの相対誤差を沿岸域での打ち上げ高さにも適用できる。そのためには、空間平均区間長として沿岸地形の代表寸法を選べばよい。

津波数値予報のためには、初期波形、特に断層長さ・走向を正確に与えることが必要である。強震計を、海底

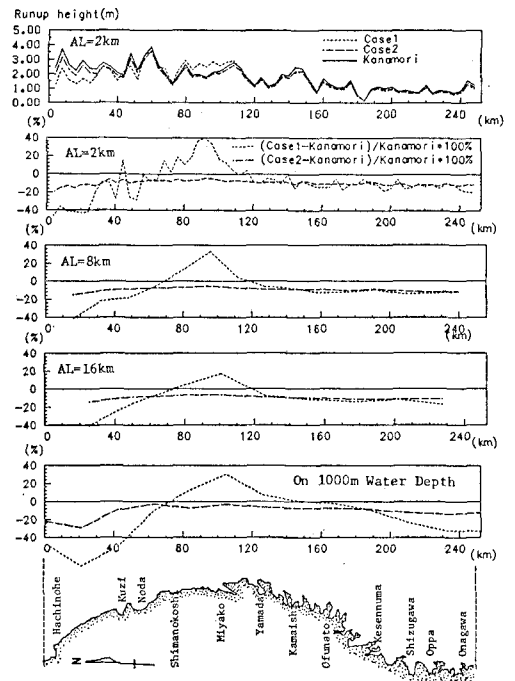


図-10 三陸沿岸での平均された打ち上げ高さと 1000 m 等深線上での最高水位の比較

をも含めて適切に設置することにより、断層破壊のデータをより多く正確に得ることが出来れば、かなりの改良が期待できよう。

謝辞: 断層パラメータの推定に関しては、信州大・工・泉谷恭男助教授および東北大・理・平沢朋郎教授に協力・助言頂いた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 相田 勇 (1974): 地震の断層モデルによる津波の数値実験, 地震 II-9, Vol. 27, pp. 141~154.
- 泉谷恭男・平沢朋郎 (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.
- 首藤伸夫・後藤智明・今村文彦 (1988): 津波予警報に対する数値シミュレーションの利用, 土木学会論文集第393号/II-9, pp. 181~189.
- Abe, K. (1975): Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes, J. Phys. Earth, 23, pp. 381~399.
- Kajiura, K. (1970): Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation, Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. 43, pp. 835~869.
- Kanamori, H. (1971): Focal mechanism of the Tokachi-oki earthquake of May 16, 1968: Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, Tectono physics, 12, pp. 1~13.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie (1971): The displacement fields of inclined faults, Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 61, No. 5, pp. 1433~1440.