

海底の地盤変動を考慮した 津波波源モデルの開発

青柳恭平¹・松山昌史²・阿部信太郎³・田中寛好⁴

¹ (財) 電力中央研究所 地圏環境部 主任研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:y-aoyagi@criepi.denken.or.jp

² (財) 電力中央研究所 流体科学部 主任研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:matsu@iis.u-tokyo.ac.jp

³ (財) 電力中央研究所 地圏環境部 主任研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:shintaro@criepi.denken.or.jp

⁴ (財) 電力中央研究所 流体科学部 上席研究員 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子1646)

E-mail:hi-tanak@criepi.denken.or.jp

複雑な形状を持つ断層が時系列的に変位した場合に生じる津波波源の評価手法を開発した。本手法では、まず、精密な震源分布など、波源域における地質学的・地球物理学的な観測データをもとに、震源断層モデルを構築する。続いて、三次元有限要素法を用いて、この震源断層モデルに地震時の時系列的な変位を与え、海底面の上下変動量を計算する。この時系列的な地殻変動量分布が津波波源モデルとなる。この考え方に基づいて北海道南西沖地震津波の波源モデルを構築し、平面二次元での津波数値計算を実施した。その結果、奥尻島の東岸、北岸における津波打ち上げ高とよく一致し、従来モデルでは説明できなかった西岸南部についても実測値を上回る計算値が得られた。

Key Words : *Tsunami source area, Fault model, Hypocenter correction, Hokkaido nansei-oki earthquake, Tsunami run-up height*

1. はじめに

現状の津波数値シミュレーションでは、実測された津波打ち上げ高を説明できないことがしばしばある。例えば、1998年パプアニューギニア地震では最大15mの津波打ち上げ高が実測されたが、従来の数値シミュレーションによる最大値は約6mであった¹⁾。その後、計算格子幅の縮小など技術的な改良により実測結果との差は縮められたが²⁾、それでも計算結果が実測結果を説明するには至っていない。こうした不一致の原因として、地震に伴って発生した海底地すべりが地殻変動に相乗効果をもたらしたという見方もある³⁾。しかし、海底地すべりの発生が指摘されていない津波でも同様の傾向が見られる場合があり、その原因を一概に地すべりに求めるわけにはいかない。

例えば、1983年日本海中部地震津波や1993年北海道南西沖地震津波では、地震に伴って海底地すべりが発生したという記録はないが、やはり実測値が計算値に対して大きくなっている⁴⁾。これらの共通の波源域である日本海東縁部は巨大地震の発生帯であ

り、北米・ユーラシア両プレート間の収束境界と考えられている^{5), 6)}。ただし、日本海溝や南海トラフのような海溝は形成されておらず、地形的には、ほぼ南北走向の逆断層で境された傾動ブロックの連なりとして捉えられる⁷⁾。それらの余震分布が単純な面状にならないことは明白であり、津波の実測結果と計算結果の不一致の原因として、適切な波源モデルを設定することの難しさが挙げられる。

本稿では、上記のように複雑な断層性状を有する地域においても適用可能な、新たな津波波源モデルの構築手法を提案する。将来的な予測に向け、同一の断層形状、地震モーメントの枠組みで発生しうる最大級の津波を評価することが目的である。したがって、実測された津波打ち上げ高が、本手法に基づく計算値により包絡できることを重視した。検討対象は、1993年北海道南西沖地震津波である。

2. 新しい海底地殻変動解析手法

(1) 手法概要

近年では、海域でも良質な地質学的・地球物理学

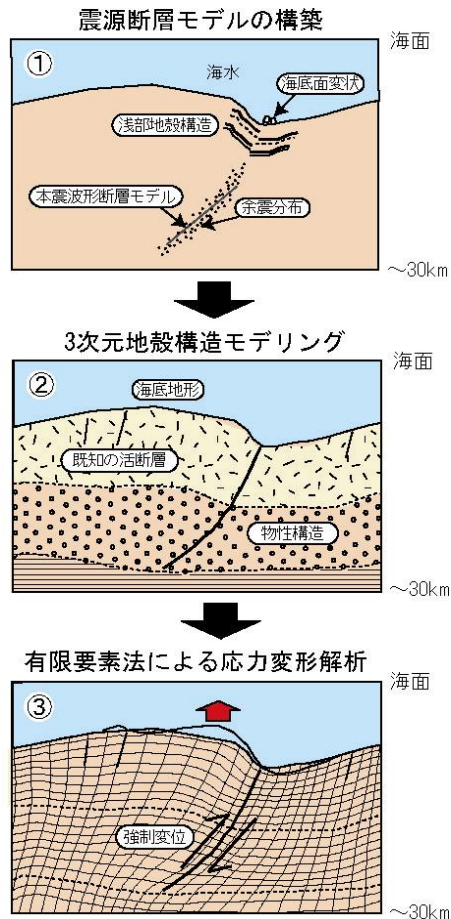


図-1 新しい海底地殻変動解析手法の考え方

的データを取得できるようになってきた。提案する手法は、こうした観測データをモデルに反映させられるように、次の3段階からなる（図-1）。①震源断層モデルの構築。この段階では、従来から波源モデル設定に用いられている本震波形インバージョンによる断層モデルに加え、精密な余震分布、反射法地震探査による浅部地殻構造プロファイル、および断層運動で生じた海底面の変状などの現地観測データを総合的に参照して、断層性状をモデル化する。海域における精密な余震分布の求め方については後述する。②三次元地殻構造モデリング。前段階で推定した震源断層を含めて、波源域周辺の三次元地殻構造をモデル化する。このとき、モデル上面は海底地形とする。モデル内の物性値には海洋性地殻の一般的な値を用いるほか、周辺海域で行われた屈折法地震探査の結果から、不均質性を考慮することも可能である。場合によっては、既存資料から把握される活断層についても考慮する。③有限要素法による応力変形解析。モデル化された断層面積とその部位で放出された地震モーメントの大きさから断層面上の変位量を推定し、断層面に沿う強制変位を与える。このとき、本震波形インバージョンにより得られた震源過程を参照して、時系列的な断層運動を模擬する。最終的に得られる海底面の時系列的な変動分布が波源モデルとして、津波シミュレーションに入力される。

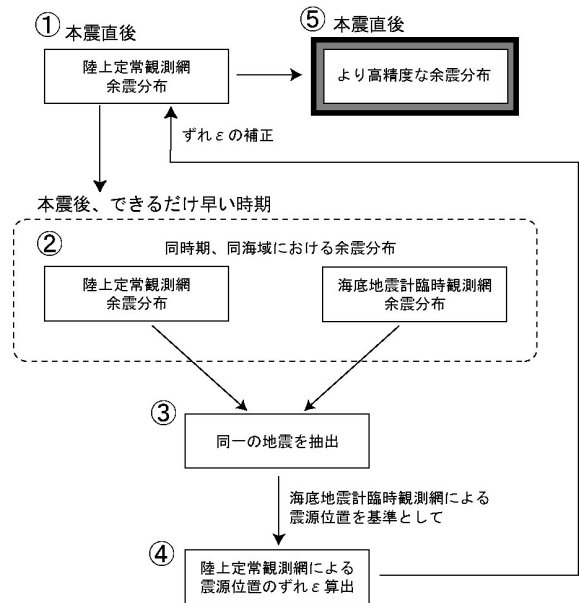


図-2 海域における震源補正手法の流れ

(2) 北海道南西沖地震の震源断層モデル

以下では、北海道南西沖地震についての検討例を示す。この地震を対象にしたのは、前述のように従来の計算方法では津波打ち上げ高を説明できないことに加え、現地観測データが豊富に得られているためである。

a) 海域における精密な震源データの獲得

余震分布から震源断層を推定するためには、震源決定精度の高さと余震観測の即時性が求められる。前者については自明であるが、後者については余震域が時間とともに拡大するためである。一般に、本震破壊領域と一致するのは本震後1日程度の余震域とされる⁸⁾。しかし、海域において、この二つの条件を同時にクリアすることは困難である。定常的に陸上に設置されている地震観測網では、本震直後も余震データが得られるが、観測点が震源域から離れているため、震源の決定精度は高くない。特に、深さの決定精度が低くなる。これに対して、震源域直上に海底地震計による臨時観測網を展開した場合には、震源決定精度を向上させることができるが、観測網の整備にはある程度の時間を要する。

そこで、両者の特質を生かして、陸上定常観測網による本震直後の余震分布を、海底地震計臨時観測網の余震データと組み合わせて補正する手法を導入する（図-2）。この手法は次のような手順からなる。①陸上定常観測網を用いて本震直後の余震について震源決定を実施する。②本震後、できるだけ早い時期に海底地震計臨時観測網を展開し、余震観測を実施する。この観測期間中に発生した余震について、海底地震計臨時観測網と陸上定常観測網、それぞれで震源決定を実施する。③海底地震計臨時観測網と陸上定常観測網、それぞれで決定された震源について、同一の地震を抽出する。④同一の地震に対して、

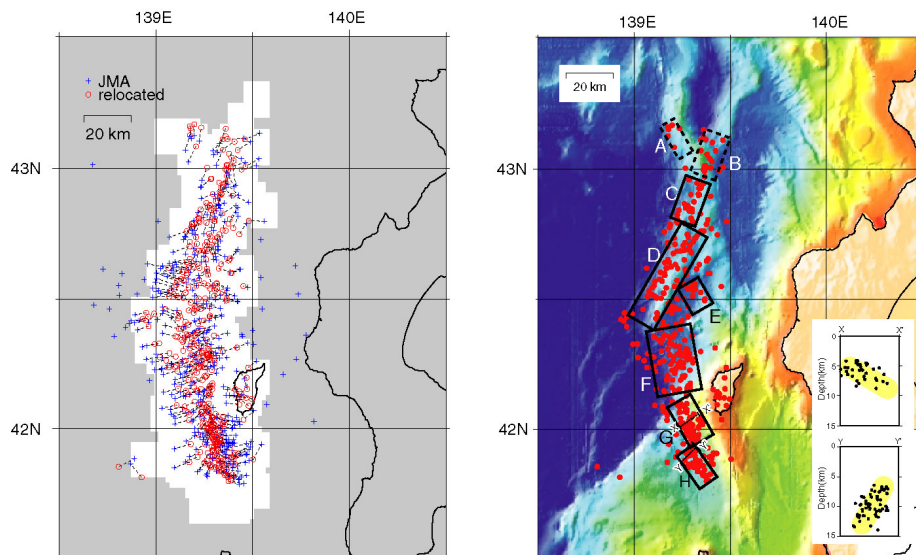


図-3 (左) 気象庁の震源分布に対する補正
 + : 補正前, ○ : 補正後
 (右) 海底地形図に重ねた補正後の震央分布
 震央分布から推定される断層面をA~Hの矩形領域で示す. 右下枠内は, 約50日後に実施された海底地震観測¹¹⁾によるG, H領域の深度断面.

陸上定常観測網による震源から, 海底地震計臨時観測網による震源までのずれ ε を求め, 地域毎に平均値 $\bar{\varepsilon}(x, y)$ をとる. 一般に, 震源決定に用いる観測点の配置が変わると, 決定される震源は発生場所 (x, y) に応じて系統的なずれを生じる. したがって, 海底地震観測網による震源が正しいとすれば, $\bar{\varepsilon}(x, y)$ は定常観測網の震源に含まれる系統誤差と見なせる. ⑤陸上定常観測網のみを用いて①で決定された本震直後の余震分布に対して, ④で求めたずれ $\bar{\varepsilon}(x, y)$ を補正する.

この補正手法を北海道南西沖地震に適用した詳細手順については既に報じている⁹⁾ため, 概要のみを簡単に紹介する. 気象庁による本震後1日間の震源分布について, 本震後9日目から一ヶ月間設置された海底地震観測による余震分布¹⁰⁾を参照して補正した. その結果, 震央のばらつきは大幅に減少し, 震央分布が海嶺などの海底地形に沿う傾向がより明確になった(図-3). この結果は, 海嶺が震央分布に対応する断層の度重なる運動によって形成されたことを示唆する.

b) 震源データに基づく断層モデル

前項で求めた本震直後の余震分布をもとに, 震央分布の連続性と震源分布の傾斜の変化により, 震源域をA~Hの8つのセグメントに区分した. このとき, 震央分布と海底地形との対応も参考にした. なお, 震源分布の傾斜は, 同一セグメント内においては観測時期に依存しないものとして, 海底地震計による臨時観測の結果を参照した^{10), 11)}.

余震分布から推定されるこの8つのセグメントのうち, 本震波形にもとづく震源断層モデル¹²⁾(以下, 久家モデルと呼ぶ)では, 北部領域A, Bに相当す

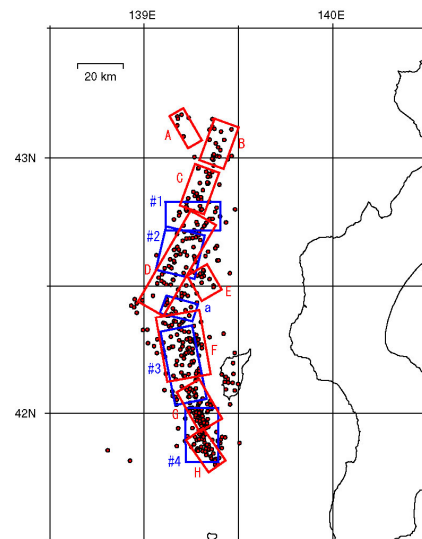


図-4 本震波形による震源断層モデル¹²⁾(青)と余震分布による震源断層モデル(赤)の比較

る断層は評価されていない(図-4). 本震の破壊開始点は断層 #1上にあり, 破壊はその後南に伝播したことが知られている¹²⁾. これより北側にあるA, B領域の地震活動は, 本震後1日間には比較的少ないが, 後に活発化しており¹⁰⁾, 本震発生による応力変化で後発的に生じた可能性が高い. 本稿では, 本震に伴う海底地殻変動を対象にしているため, 以降の解析では北部領域A, Bを震源断層としては考慮しない. また, 奥尻島の下にもクラスターを確認できるが, 主要な震源域から離れていることから, やはり震源断層としては考慮しない.

表-1 余震分布に基づく断層パラメータ

断層	表-2と上辺深さ の対応	面積S (km ²)	Mo (10 ²⁰ Nm)	走向	傾斜	変位量 (m)
C	#1	10.0	243.40	0.97	N20E 30N	15.0
D	#2	11.0	614.37	0.94	N30E 20N	5.76
E	#a	8.0	230.49	0.25	N30W 60N	4.09
F	#3	10.0	640.72	0.82	N10W 30N	4.81
G	#4(前)	5.0	216.90	0.83	N30W 25N	14.4
H	#4(後)	7.0	221.83	0.62	N35W 75S	5.38

表-2 本震波形に基づく断層パラメータ¹²⁾

断層	時間 (¥)	中心位置(*) 距離 方位	深さ	Mo (10 ²⁰ Nm)	走向	傾斜	滑り角
#1	7-17s	6km 90	13km	0.97	175	34	79
#2	18-36	10 180	5-7	0.94	196	28	81
#a	26-32	40 180	9	0.25	280	80	-80
#3	34-50	60 180	5-9	0.82	162	73	86
#4	46-72	100 180	5	1.45	192	72	104
Total				3.08	171	55	79

(¥) 参照時刻=22:17:07 JST

(*) 参照位置 (震央) =42.78N, 139.20E (気象庁)

以上により、本研究ではC~Hの6つのセグメントを震源断層として考慮した。各セグメントに関する断層パラメータは表-1のとおりである。それぞれの地震モーメントは、久家モデルの中から対応する断層を見出し、その断層について得られている値(表-2)を適用した。ただし、南部のG, H領域に対応する震源断層は久家モデルでは1枚しか設定されていない。彼らの示すモーメント速度関数には、南部域のイベント#4に2つのピークが示されているため、その振幅比で断層#4の地震モーメントを割り当てた。

なお、各断層面の変位量Uは、以下の式から計算される。

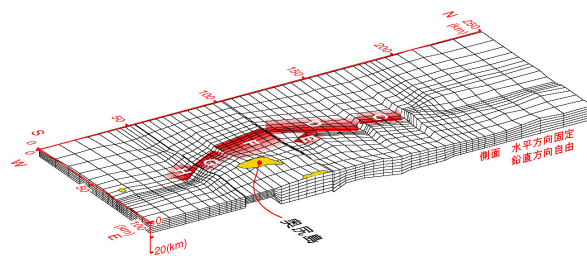
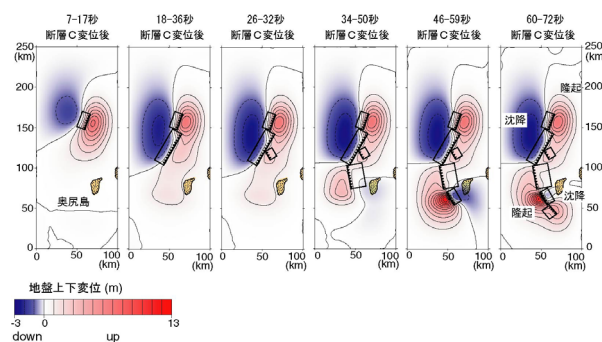
$$M_0 = \mu US$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 S は断層面積を表す。また、剛性率 μ には、上部地殻の平均的な値として全地球モデルPREM¹³⁾より、 $\mu=26.6(\text{GPa})$ を適用した。

(3) 地殻変動量の算出

a) モデルと境界条件

北海道南西沖地震の震源域を中心に、南北方向250km、東西方向100kmの範囲について、3次元有限要素モデルを作成した(図-5)。モデル下面の深さは10km前後であり、各本震断層の上端がモデル内に含まれるように設定した。また、モデル上面の形状は、Seabeamで得られた海底地形データに基づいて作成した。モデルは6面体要素を使用し、節点総数は6551節点である。各要素の大きさは1辺2~5kmで、断層近傍に向かうほどほぼ等比的に細くなるように設定し、詳細な地殻変動を捉えられるように

図-5 地殻変動解析に用いた3次元有限要素メッシュ
断層(C~H)の上端側を濃い色で示す。図-6 海底面の時系列的な上下変位量分布
コンター間隔は1m。断層の投影面を矩形領域、
その上端側を▲で示す。

した。モデル内の物性値は、全地球モデルPREM¹³⁾を参照し、上部地殻の平均的な値として、密度 $2.80(\text{g/cm}^3)$ 、ヤング率 $8.46 \times 10^9(\text{kgf/m}^2)$ 、ポアソン比0.285を仮定した。

モデルの境界条件は、側面が完全固定、底面が自由である。

b) 応力変形解析

この3次元モデルに対し、表-1に示した6枚の断層運動を入力してモデル上面の上下変位量を計算した。ここでは、横ずれ成分のない逆断層を仮定し、各断層の上盤側を断層上端から傾斜方向上側に、変位量分だけ強制変位させた。この仮定は、同一の断層形状と地震モーメントが発生させる最大級の津波を評価するためのものである。なお、一連の断層運動は北から南に伝播したことが知られているので、ここではC, D, E, F, G, Hの順に6ステップで強制変位を与えた。

各断層変位後の海底面の上下変位量分布を図-6に示す。本震直後に震源断層の東側に大きな隆起域が生じ、それが断層運動の進展に伴って南側に広がっていく様子が再現されている。中部域にはあまり大きな地殻変動は生じていないが、南部域では震源断層の西側に大きな隆起が生じている。実際の地震時には、奥尻島で南南西へ最大80cmの傾動沈降が観測されたが、本解析結果でも奥尻島を含む領域において沈降する傾向が再現されている。

3. 津波シミュレーションによる検証

(1) 計算方法

前章で求められた時系列的な地殻変動量分布を波源モデルとして、津波の数値シミュレーションを実施した。数値計算は非線形長波理論に基づく平面2次元計算モデルを用い、差分法については後藤・小川の方法¹⁴⁾に準じた。摩擦項は考慮せずに最小水深を10mとし、海岸線については無限壁の完全反射境界条件を設定した。計算領域は図-7に示すように、東西176.4km、南北234.0kmの矩形領域で、格子幅は全体を300m、奥尻島付近は100mと高精度に設定、計算時間間隔は0.2秒である。

各断層における破壊は、破壊開始時刻 t_0 に破壊開始点 $x_0(X_0, Y_0)$ で始まり、破壊伝播速度 V_r で四方に伝播する。このプロセスを時系列的に再現するために、平面上の任意の点 $x(X, Y)$ における時刻 t の地盤上下変位 $\zeta(x, t)$ を、以下のように定式化した。

$$\zeta = \begin{cases} 0 & (0 \leq t \leq t_0 + R/V_r) \\ \zeta_0 \frac{t - (t_0 + R/V_r)}{\tau} & (t_0 + R/V_r \leq t \leq t_0 + R/V_r + \tau) \\ \zeta_0 & (t \geq t_0 + R/V_r + \tau) \end{cases}$$

ここで、 R は破壊開始点 x_0 からの距離($= |x - x_0|$)、 τ は立ち上がり時間を示す。実際に用いた動的断層パラメータは表-3のとおりである。破壊が到達した地点直上では、変位開始後、永久変位 $\zeta_0(x)$ になるまで隆起もしくは沈降が進行し、 τ 秒後に変位が終了する。

(2) 津波の打ち上げ高

奥尻島沿岸での打ち上げ高に関する数値計算結果と実測結果を図-8に示す。数値計算結果では、同島西岸南部(領域0, 1)の藻内から青苗岬にかけて、20~30m、西岸北部(領域2)では5~10mと、北に進むに従い打ち上げ高は小さくなり、北岸(領域3)で5~9m、稲穂岬(領域4)にかけては10m程度と再び大きくなる。東岸(領域5~8)では松江を除いて2~5m、松江では最大20mである。このように、数値計算による打ち上げ高分布は、従来の波源モデルでは過小評価であった奥尻島西岸南部(領域0, 1)でも、実測

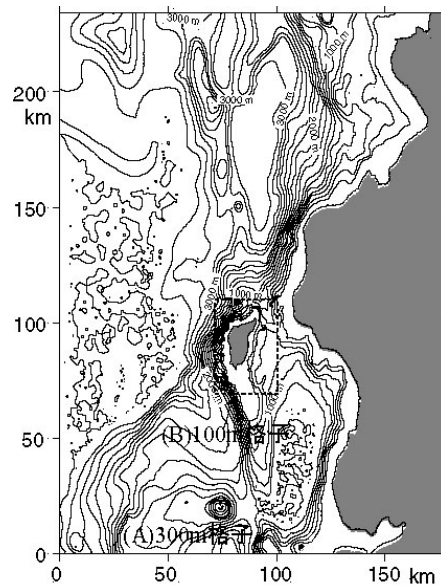


図-7 計算領域内の海底地形と領域分割
格子幅は領域(A)で300m、領域(B)で100m。

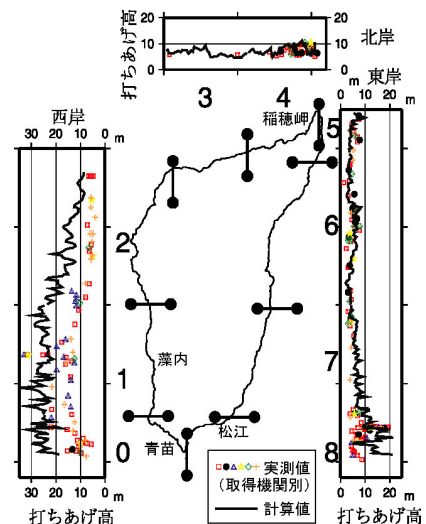


図-8 本波源モデルによる奥尻島沿岸の打ち上げ高

結果を上回った。また、同島北岸(領域3, 4)及び東岸(領域5~8)では、実測結果とほぼ一致する。なお、同島西岸では、本波源モデルによる数値計算結果が実測結果を上回り、その中央部から北部(領域1, 2)にかけて、2倍以上になる地点もある。この結果は、実際の断層運動、特に奥尻島西岸への影響力が大きい断層Gの運動に、横ずれ成分が多く含まれていた可能性を示唆する。

局所的に30mを超える津波打ち上げ高が実測された藻内地点では、数値計算結果が23m程度にしかならなかった。この打ち上げ高は、前面海域および陸上部におけるV字谷の影響で生じたことが明らかにされている^{15), 16)}。本計算では、陸上の地形的効果を取り込んでいないため、谷の周辺部で実測された23m程度の値を再現できれば十分と考えられる。

表-3 津波計算のための動的断層パラメータ

断層	破壊開始位置		破壊開始時刻	立ち上がり時間	破壊伝播速度	破壊継続時間
	X_0 (km)	Y_0 (km)	T_0 (s)	τ (s)	V_r (m/s)	T_d (s)
C	59.9	163.1	0	3.3	3000	10
D	71.2	160.2	11	3.2	3000	18
E	69.2	138.2	19	2.0	3000	6
F	60.0	119.2	27	6.2	3000	16
G	64.4	87.3	39	1.9	3000	8
H	68.6	66.3	49	11.4	3000	16

また、奥尻島東岸の北部や、20m近い打ち上げ高が実測された南部の松江付近では、計算結果が実測結果を下回る地点が存在する。この東岸に到達した津波は、奥尻島の北側及び南側の海域を伝播した後に、東岸に回りこんで到達した。青苗沖の海底地形勾配は1/120程度と緩く、このような場所では屈折の効果が効くため、打ち上げ高を5%以下の精度で再現するには、20m程度の格子幅が必要とされる¹⁷⁾。しかし、本計算の格子幅は100mであり、この東岸の屈折の効果を表現するには十分細かい条件とは言えない。そのため、打ち上げ高が大きくなる地点がずれたと推定される。

以上のように、新たな波源モデルに基づく数値計算結果は、従来の波源モデルでは過小評価となっていた奥尻島西岸南部の実測結果をも上回り、奥尻島沿岸全体で実測結果をほぼ包絡した。したがって、同一の断層形状、地震モーメントの制約下で発生しうる最大級の津波を評価するという点において、本波源モデルの有効性が確認できた。

4. 今後に向けて

本稿の波源モデル構築手法では、未確定のパラメータについては、考える値の範囲内で「安全側」、すなわち津波が大きく評価される側に設定した。特に、断層運動が横ずれ成分を伴わないとする点、変位量を上盤側のみに配する点が特徴である。計算結果が実際の津波打ち上げ高を包絡できたことでも分かるように、これらの仮定は「安全側」の評価としては、実用的かもしれない。ただし、後者については、理論的な背景から乖離する恐れがあり、十分に検討しなければならない。また、有限要素法では、断層面上の摩擦係数という未解明の領域に踏み込むことを避けるために、断層面の延長上を強制変位させるという方法を採用した。この点は、技術的に改善の余地があると思われる。

本稿では、実際に発生した津波に対する評価事例を示したが、津波の評価で工学的に重要なのは、地震発生前に打ち上げ高を予測することである。筆者らは、ここで示した考え方を津波の予測にまで発展させたいと考えている。予測の場合には、余震分布による断層形状、および本震の地震モーメントによる変位量の推定は不可能である。しかし、それらに代わる可能性が次のように指摘できる。今回の例で余震分布が海底地形とよく対応していたように、断層運動による変位は累積して、海底地形を発達させている。逆にいえば、少なくとも日本海東縁部では、海嶺などの傾動ブロックを単位として、断層セグメントを想定することができるはずである。もちろん、反射法地震探査による地殻構造断面も重要な手がかりとなる。また、地震モーメントについては、該当する地震地体構造区分の最大マグニチュードから地震全体について推定した上で、セグメント前面の地形発達度に応じて分配するのが適切と思われる。

5. まとめ

複雑な形状を持つ断層が時系列的に変位した場合に生じる津波波源域の評価手法を開発し、1993年北海道南西沖地震に適用して、その有効性を検討した。主な成果は次のとおりである。

①本評価手法では、精密な余震分布など、波源域における地質学的・地球物理学的な観測データをもとに、震源断層モデルを構築し、三次元有限要素法を用いて、地震時の時系列的な地殻変動を計算する。

②北海道南西沖地震津波について検討し、6つのセグメントからなる本震断層モデルを構築した。地殻変動解析により、本震直後に震源断層の東側に大きな隆起域が生じ、それが断層運動の進展に伴って南側に広がり、震源域南部では西側に大きな隆起が生じることが再現された。

③得られた時系列的な地殻変動分布を波源モデルとして、津波シミュレーションを実施し、奥尻島周辺の津波打ち上げ高について検証した。計算値と実測値は同島東岸、北岸ではよく一致し、従来モデルでは説明できなかった西岸南部でも実測値を上回る結果が得られた。

以上により、津波を「安全側」に評価する上で、本評価手法の有効性が確認された。用いるパラメータに工夫を加えれば、同様の考え方は津波の将来予測にも適用できると思われる。

参考文献

- 1) Tappin, D. R., T. Matsumoto, P. Watts, K. Satake, G. M. McMurtry, M. Matsuyama, Y. Lafoy, Y. Tsuji, T. Kanamatsu, W. Lus, Y. Iwabuchi, H. Yeh, Y. Matsumoto, M. Nakamura, M. Mahoi, P. Hill, K. Cook, L. Anton and J. P. Walsh : Sediment Slump Likely Caused 1998 Papua New Guinea Tsunami, Eos Trans. AGU, 80, 30, pp. 329-331, 1999.
- 2) 松山昌史：1998年パプア・ニューギニア地震津波の速報数値計算結果について－津波数値計算結果を使う上での注意点－, 月刊海洋 号外No. 28, 津波研究の最前線・II－過去の津波の事例研究－, pp. 176-185, 2002.
- 3) Tappin, D. R., P. Watts, G. M. McMurtry, Y. Lafoy and T. Matsumoto : The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 – offshore evidence on the source mechanism, Marine Geology, 175, pp. 1-23, 2001.
- 4) 首藤伸夫：津波研究の現状と津波対策, 沿岸海洋研究, 35, 2, pp. 147-157, 1998.
- 5) 小林洋二：プレート“沈み込み”の始まり, 月刊地球, 3, 510-518, 1983.
- 6) 中村一明：日本海東縁新生海溝の可能性, 地震研究所彙報, 58, pp. 711-722, 1983.
- 7) 本座栄一：日本海中部地震と海底断層, 科学, 53, pp. 510-514, 1983.

- 8) 宇津徳治：地震学第2版，共立全書 216，pp.310, 1985.
- 9) 青柳恭平，阿部信太郎：海底地震計観測データを用いた海域における気象庁震源の補正－1993年北海道南西沖地震直後の余震分布－，地震2，第53巻，pp.177-180, 2000.
- 10) 日野亮太，金沢敏彦，末広 潔，佐藤利典，島村英紀：海底地震計群列による1993年北海道南西沖地震の余震分布，月刊海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」，pp. 35-42, 1994.
- 11) 青柳恭平，篠原雅尚，海宝由佳，堀田宏，末広潔：デジタル海底地震計による1993年北海道南西沖地震余震域南部における精密な震源分布，地震2，50，451-459, 1998.
- 12) 久家慶子，菊地正幸，Jiajun Zhang：遠地実体波・表面波でみる北海道南西沖地震（1993年7月12日）の複雑な震源過程，月刊海洋特集号「北海道南西沖地震と津波」，pp. 21-28, 1994.
- 13) Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. : Preliminary reference Earth model. Phys. Earth Planet. Inter. 25, pp.297-356, 1981.
- 14) 後藤智明，小川由信：Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法，東北大学土木工学科資料，52p, 1982.
- 15) 米山望，松山昌史，田中寛好：1993年北海道南西沖地震津波における局所遡上現象の数値解析，電力中央研究所報告，U01002，17p, 2001.
- 16) Matsuyama, M. and H. Tanaka : An experimental study of the highest runup height in 1993 Hokkaido Nansei-oki earthquake tsunami, Session 7-21, Proceedings of International Tsunami Symposium 2001, pp.879-889, 2001.
- 17) 藤間功司：Leap-Frog 法を用いた津波数値計算における島周辺での格子間隔選定基準(詳報)，津波工学研究報告，15，pp.77-84, 1998.

(2003. 7. 5 受付)

Development of a Tsunami Source Modeling that Considers Crustal Movements of the Sea Floor

Yasuhira AOYAGI, Masafumi MATSUYAMA, Shintaro ABE and Hiroyoshi Tanaka

We developed a tsunami source modeling for a complex and temporal faults rupture. In this method, a fault model is first created with reference to geological and geophysical data observed around the source area. Secondly, a temporal crustal movement caused by an earthquake is calculated with a 3-D finite element method. The acquired seafloor movement can be called as a dynamic tsunami source model. As the result of a case study for the 1993 Hokkaido Nansei-oki Earthquake, the calculated tsunami run-up heights became equal or more than observed ones all around the Okushiri Island.