

# 津波の発生・伝播と散乱

齊藤竜彦<sup>1, 2</sup>・古村孝志<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 東京大学地震研究所 <sup>2</sup> 科学技術振興機構 CREST

Tsunami generation, propagation and scattering

<sup>o</sup>Tatsuhiko Saito<sup>1, 2</sup> and Takashi Furumura<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ERI, Univ. of Tokyo, <sup>2</sup>CREST, Japan Science and Technology Agency (JST)

## 1. はじめに 一地震波と津波の相違点および津波発生・伝播過程における問題一

異なる2つの自然現象に共通する性質やその差異に注目することは、両者の理解を深める上で有意義である。例えばこれまでに、電磁波と地震波との類似性を手がかりに、光学・電磁波物理で確立された法則・理論の多くが地震波伝播問題に適用されてきた。最も有名なものとして、波線計算の際に利用するスネルの法則がある。また、最近の物理探査技術・地球物理の発展に大きく寄与した有限波長効果を考慮した走時トモグラフィ法は、Rytov近似に基づく波動表現を基礎としている。これも、もともとは電磁波伝播問題で確立された手法である。津波もまた波動現象であるので、地震波伝播問題で確立した手法を応用できることが期待できる。

津波と地震波の最も基本的な共通点は、波長と不均質構造のスケールに応じた散乱現象が起こることである。さらに、2つの波の媒質は、一般に、フラクタル的な構造をもつことが知られている。例えば、地下の速度不均質構造、海底地形の凹凸、海岸線は、べき乗型のスペクトル構造に従う。安芸のコーダに関する研究以降 [Aki 1969]、地下不均質構造による地震波の散乱現象は、観測、理論、実験、解析によって精力的に調べられてきた [Sato and Fehler, 1998]。津波伝播においても、散乱は非常に重要な役割を果たす。例えば、2006年11月に千島列島地震に伴って発生した津波では、海底地形、島群によって無数の散乱波が生成し、直達波よりも圧倒的に後続波群が卓越している。この津波波形は、継続時間が20時間程度となり、地震波伝播とは時間スケールが大きく異なるものの（津波10時間、地震10秒）、短周期地震動でよくみられるエンベロープと似た形状を示す。

一方、異なる点として、地震波は線形方程式で記述されるのに対して、津波は非線形方程式 (Navier-Stokes方程式と海水面の条件式) で記述される。地震波の方が、数式・数値的にも取り扱いやすいといえる。一方で、Navier-Stokes方程式は、その性質が数学の分野でも第1級の研究課題となるほどに複雑である。数値シミュレーションも一般に難しく、数値的に安定・正確な解を得るために、時間刻み毎に、ポアソン方程式を解くといった数値解の収束を行う手法 (SOLA法など) が提案されており、地震波のシミュレーションに比べると技術的な工夫が必要である。それゆえ、現状では、Navier-Stokes方程式ではなく、津波波長が水深に比べ十分長いといった近似を用いて導出される線形長波方程式が、津波シミュレーションに用いられることが多い。

長波方程式は、少ない計算コスト、ある程度の良い精度で、津波をシミュレートできるため、大きな信頼を得ている。例えば、気象庁による津波警報は、長波近似の枠組みのもと行われており、物理モデルに基づく自然現象予測のモデルケースと考えられている。津波警報システムは実用化されているものの、未だ解決すべき問題が残っている。例として、2006、2007年に発生した2つの千島列島東方沖地震を上げることができる。

2006年11月に千島列島東方で発生した地震 (Mj7.9, 深さ30km) によって、北海道から東北地方にかけて震度2ないし1の揺れが観測されるとともに、太平洋沿岸及び伊豆・小笠原諸島の広い範囲で津波が観測された。その2ヶ月後、2007年1月、再び千島列島東方で発生した地震 (Mj8.2, 深さ30km) では、根室で最大震度3そして東北から関東の広い範囲が有感となり、より強い地震動を観測した。そのため、太平洋沿岸部において津波の到来が警戒された。しかし、実際に観測された津波波高は前回のイベントよりも小さかった。この地震規模と津波規模の逆転現象に関して、さまざまな議論がなされた。例えば、HVD CMT解では、モーメントにして2006年のイベントが2倍程度大きいとの報告されており、この地震規模を用いれば津波波高を説明可能である。一方で、広帯域地震波を使った断層面上のすべり分布推定解析からは、2つのイベントのモーメントは同程度となり、これでは津波波高を説明することは難しい。現時点では、なぜ2007年のイベントで、期待していたものよりも津波が小さくなったかについては、明確な解釈が得られていない。

この問題を解くために必要な一つのステップとして、津波の発生・伝播過程記述の改善が必要と考える。すなわち、津波シミュレーションの際に通常用いられてきた長波近似の妥当性について見直す必要がある。

## 2. Navier-Stokesと線形長波方程式によるシミュレーション結果の比較 —2007年千島列島東方地震による津波—

### 2.1 目的

2007年1月に千島列島東方沖で発生した地震に伴い、日本列島太平洋岸で津波の到来が警戒されたが、実際に観測された津波波高は予想よりも小さかった [気象庁 2007]。この地震はプレート内地震であり、**dip** 角度が大きく、応力降下量が大きいため、地震規模に対して海底変動の領域が小さくなる特徴をもつ。このような場合、津波波長が短くなり、一般的な津波シミュレーションで想定される2つの仮定、①海底変動量と初期海面変動量が等しい、②津波は長波方程式に従い伝播する、が成立しないおそれがある。本研究では、3次元の Navier-Stokes 方程式の大規模数値計算により津波発生・伝播シミュレーションを実施し、長波近似を使った通常の計算結果との違いを調査する。

### 2.2 Navier-Stokes方程式による津波励起

海底変動分布を入力として、3次元 Navier-Stokes 方程式により海面変動量を計算した。このとき、断層滑り時間を60秒としている。得られた海面変動の高さを、海底変動域の幅と水深比の関数として評価した場合、海底変動の幅が水深の20倍以上大きい場合には、海底変動量と海面変動量が良く一致する。しかし、海底変動域の幅が小さな地震では、断層面上に十分な津波は生成されず、津波高は海面変動よりも低くなる。

2007年千島列島地震は、プレート内で発生した地震であり、かつ **dip** 角が大きい (60度) ため、2006年12月にプレート境界で発生した千島列島沖地震 (Mj7.9) に比べると、海底変動幅はずっと小さい (およそ40km)。また、水深6000mの深い千島海溝で発生したため、津波波長が水深に比べて十分長いといった津波計算における一般的な仮定を崩すことになる。

### 2.3 2007年千島列島東方沖地震のシミュレーション

遠地地震波形インバージョンにより求められた震源モデル [Ji 2007] を参考に海底変動を計算し、Navier-Stokes 方程式に基づき津波発生・伝播を評価した。計算結果は、JAMSTEC 釧路沖観測点で観測された津波形状をよく再現することができる。ただし、振幅の大きさを説明するためには、Ji の震源モデルの地震モーメントを、半分にする必要がある。図に、地震発生時から40分後における津波伝播の様子を示す。Navier-Stokes 方程式による津波計算には、(1)Wave front 付近の津波振幅の変化がゆるやかであり、(2)Wave front に引き続き、長い後続波群が現れ、(3)伝播するにしたがい津波波高が強く減衰する、という特徴が見られる。これらは、波の分散によるものであり、線形長波方程式では評価できない効果である。

津波の分散の効果は、津波波高が高くなる断層幅方向で顕著に現れる。しかし、断層の走行方向にあたる北海道・東北の太平洋沿岸では、分散の影響は小さく、2つの計算結果の違いは小さかった。この地震のように、深い千島海溝で発生したプレート内地震では、海面での津波励起と、伝播による分散の効果を正しく評価することが重要であり、長波近似に基づく計算では津波高を過大評価するおそれがある。ただし、2007年千島列島東地震の津波波高の過大評価の原因には、さらに別の要因も考える必要がある。

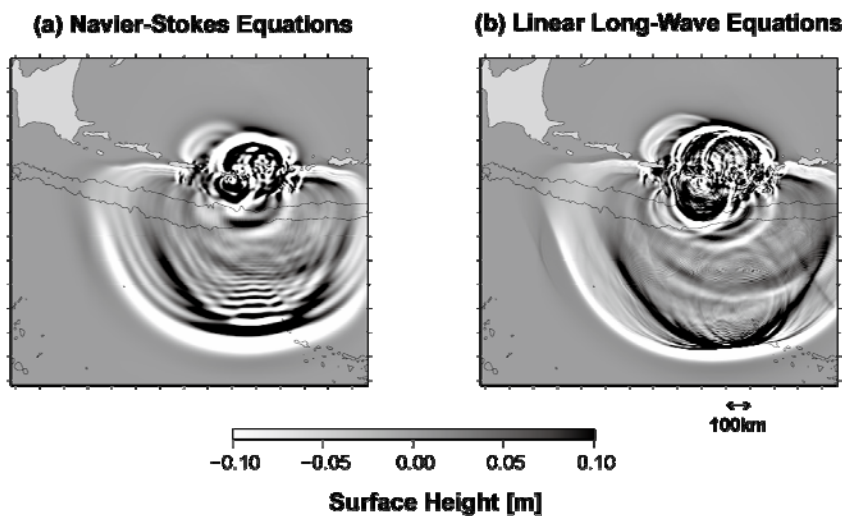


図 2007 年年千島列島東方沖地震による津波発生・伝播シミュレーション。地震発生時から40分後の海面変動の様子。(a) Navier-Stokes 方程式を使った場合と (b) 線形長波方程式を使った場合。