

土砂移動計算を用いた津波波源モデル推定の基礎検討

東北大学大学院

静岡県ふじのくに地球環境史ミュージアム

東北大学災害科学国際研究所

東北大学災害科学国際研究所

学生会員 ○久松明史

非会員 菅原大助

非会員 後藤和久

正会員 今村文彦

1. 序論

砂質の津波堆積物は、過去の地震や津波に関する情報を与える様々な地質記録のなかでも識別や堆積年代の推定が比較的容易なため、多くの研究報告がある。しかし、砂質津波堆積物の分布データは、これまでの津波波源モデル推定において、最も内陸の地点の位置情報しか用いられていない (例えば, Namegaya and Satake, 2013). より多くの情報を活用して波源の推定精度を向上させる方法の一つとして、土砂移動計算で求めた堆積物の層厚分布を実測データと比較して波源パラメータを推定する手法が考えられる。

本研究では、津波土砂移動の数値モデルが上記の波源パラメータ推定手法に適用できるか否かを、2011 年東北地方太平洋沖地震津波の再現計算および津波堆積物データを用いて評価した。

2. 計算方法と計算領域

仙台市沿岸部における、東北地方太平洋沖地震津波による土砂移動の再現計算を行い、津波堆積物の層厚を計算した。土砂移動計算モデルは今井ら (2015) が用いているものと同じモデルを用いた。堆積物の層厚の実測データとして、Goto et al. (2012) の 46 点 (図-1, 測線 A), Abe et al. (2012) の 45 点 (図-1, 測線 B) および Sugawara et al., (2014) の 77 点 (図-1, 測線 EW) の合計 168 点を用いた。

土砂移動計算の結果は津波浸水計算の精度に依存する。本研究では、東北地方太平洋沖地震による地殻変動、津波観測波形と浸水高分布を精度良く再現する津波波源モデルとして、杉野ら (2013) のパラメータを用いた。ただし、Sugawara et al. (2014) は杉野

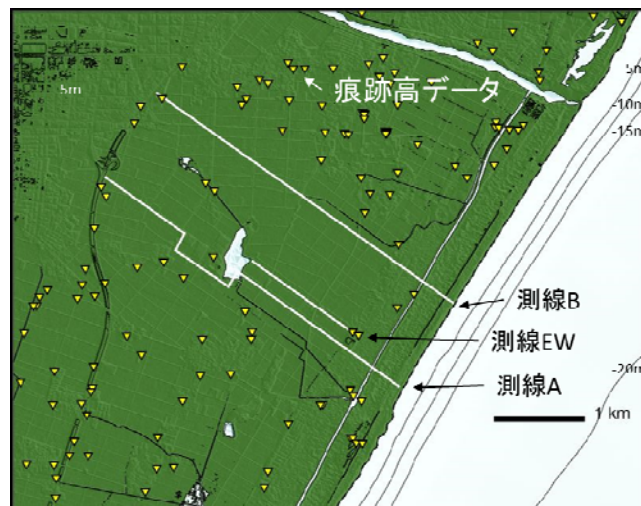


図-1 数値計算の計算領域である仙台平野荒浜周辺における痕跡高データと堆積層厚データの位置。

ら (2014) のモデルが仙台平野の浸水高分布を約 25% 過大に予測することを指摘している。本研究でも、すべり量を 0.8 倍して津波計算を行った。浸水高の再現性評価では、東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ (オンライン) によるデータのうち、信頼度 A の 126 点 (図-1 中黄点) との比較を行った。

3. 計算結果

浸水高分布および堆積物の層厚分布の再現性の評価では、相田 (1977) の幾何平均 K と幾何標準偏差 κ を用いた (表-1)。 K で評価した全体的な浸水高はやや過小であるが、堆積物の層厚はよく再現されている。ただし、浸水高・層厚ともに、 κ で評価されるばらつきが大きくなっている。

海岸線からの距離と計算および実測の層厚の関係を図-2 に示す。海岸線から約 800 m 以内および約 2300 m よりも内陸側での計算値と実測値に差があることがわかる。

表-1 浸水高分布と堆積物の層厚分布の計算値の実測値に関する相田 (1977) の幾何平均 K と幾何標準偏差 κ .

	データ数	$1/K$	κ
浸水高	106	0.97	1.97
堆積物の層厚	107	1.01	3.31

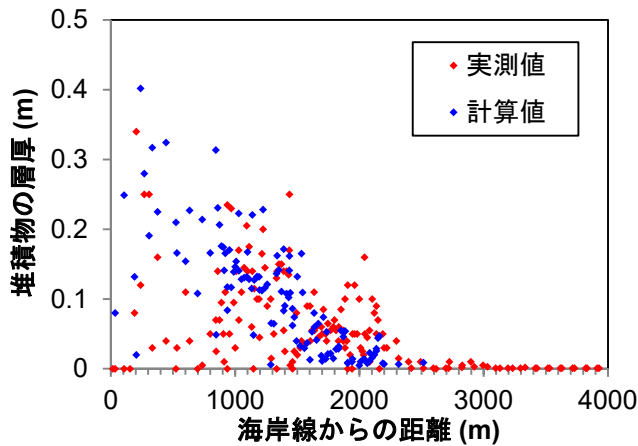


図-2 堆積物の層厚分布の計算値と実測値.

4. 議論

海岸線から約 800 m 以内の計算値と実測値は大きく異なる (図-2). この領域は砂浜や海岸林が広がっている. これらの場所では元々そこにあった砂と津波によって運ばれた砂の区別が難しいため, 実測値が過小であった可能性が考えられる.

堆積物の層厚の計算値は内陸薄層化の傾向がみられ, 約 2300 m より内陸にはほとんど堆積していない (図-2). これは土砂移動計算では単一粒径の土砂を計算しているためである. 本研究では粒径 0.267 mm を用いて計算した. 現地調査によると, 測線 A では, 海岸線から 1550 m までの平均粒径は 0.287~0.330 mm で, 2250 m (平均粒径 0.166 mm) にかけて細粒化する (Goto et al., 2012). また, 測線 B では 2300 m より内陸では主に泥質物が堆積していた (Abe et al., 2012). このことを考慮すると, 計算結果は 800~2300 m の実測値をよく再現している. また, 砂質堆積物の内陸分布限界もよく再現されている.

津波痕跡高を用いて津波波源のパラメータを推定する試行錯誤法では, 津波浸水計算と痕跡高を直接比較する (相田, 1977). これに対し堆積物の層厚を用いる方法は, 津波浸水計算に加えて土砂移動計算

を行う. 本研究の結果から, 土砂移動モデルによって堆積物の層厚分布と浸水高分布を関係付けることが可能であることが示唆される. 局所的には浸水高分布から沖合の津波波高を制約することができると考える. また, 広域で堆積物が得られている場合, 堆積物の層厚から浸水高を制約し, 波源モデルのパラメータを推定することが可能であると考えられる.

5. 結論

津波土砂移動の数値モデルが津波波源のパラメータ推定手法に適用できるか否かを評価するために, 仙台市沿岸における 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による土砂移動の再現計算を行った.

計算の結果は全体的な堆積物の層厚と計算に用いた粒径の砂質堆積物の分布限界を良く再現した. 堆積物の層厚分布から浸水高分布を制約できるといえる. 今後は, 過去の津波に適用するために, 堆積物の層厚データ数による精度の変化や, 浸水高分布から波源モデルを制約する方法の検討が必要である.

参考文献

相田, 1977, 三陸沖の古い津波のシミュレーション. 地震研究所彙報, 52, pp. 71-101.

今井ら, 2015, 2011 年東北津波における北上川河口部の大規模洗掘・堆積に関する数値的検討. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 71, 2, pp. I_247-I_252.

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, <http://www.coastal.jp/tjt/>

杉野ら, 2013, 原子力サイトにおける 2011 東北地震津波の検証. 日本地震工学論文集, 13, 2, pp. 2-21.

Abe et al., 2012, Relationship between the maximum extent of tsunami sand and the inundation limit of the 2011 Tohoku-oki tsunami on the Sendai Plain, Japan. Sedimentary Geology, 282, pp. 142-150.

Goto et al., 2012, Liquefaction as an important local source of the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits at Sendai Plain, Japan. Geology, 40, pp. 887-890.

Nomegaya et al., 2013, Reexamination of the A.D. 869 Jogan earthquake size from tsunami deposit distribution, simulated flow depth, and velocity. Geophysical Research Letters, 41, pp. 2297-2303.

Sugawara et al., 2014, Sediment transport due to the 2011 Tohoku-oki tsunami at Sendai: Results from numerical modeling. Marine Geology, 358, pp. 18-37.