



地震動シミュレーションから得られる海底地盤の鉛直変位を用いた 津波シミュレーション

秋山伸一¹⁾、河路薫²⁾、是永眞理子³⁾、藤原了⁴⁾、田宮貴洋⁵⁾

1) 正会員 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社 博士（工学）

e-mail : shinichi.akiyama@ctc-g.co.jp

2) 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社

e-mail : kaoru.kawaji@ctc-g.co.jp

3) 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社

e-mail : mariko.korenaga@ctc-g.co.jp

4) 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社 博士（理学）

e-mail : satoru.fujihara@ctc-g.co.jp

5) 伊藤忠テクノソリューションズ株式会社

e-mail : takahiro.tamiya@ctc-g.co.jp

要 約

2011年東北地方太平洋沖地震の地震動シミュレーションから得られる震源付近の海底変位を用いた津波シミュレーションを試みた。まず、遠地実体波の観測記録から設定された震源モデルを用いてボクセル型有限要素法により東日本全域にわたる大規模地震動シミュレーションを行った。つぎに、ここから求められた海底地盤の鉛直変位を水位の変動とみなし、浅水理論に基づく差分法による津波シミュレーションを行い、求められた津波波形を太平洋に展開されるGPS波浪計の観測記録と比較した。その結果、シミュレーションによる津波波形は観測波形と概ね一致する。ただし、最大波高を示す津波の第一波について、シミュレーションの結果は観測記録に対し過小となる。これは、本シミュレーションが深い位置の断層運動による津波を再現するが、日本海溝付近の大きなすべりによる津波を再現できないためである。

キーワード： 津波、地震動、震源モデル、シミュレーション

1. はじめに

海底下で断層運動が起こると地震動が発生するとともに、海底地盤の変動に伴う津波も発生する。したがって、ひとつの震源モデルによって地震動と津波を同時に評価することは自然の姿と言える。しかしながら、実際には両者をひとつの震源モデルで評価するのは難しく、地震動と津波は別々の震源モデルで評価されるのが現状である。これは、地震動が断層運動によって伝わる地面の揺れであるのに対して、津波は断層運動に伴う海底面の上下変位によって発生する水位変動であるため、どちらも同じ断層運動から生じる現象ではあっても、そこから受ける影響が地震動と津波とで必ずしも一致しないことが、

両者をひとつの震源モデルで評価することを難しくしている原因のひとつと考えられる。

ところで、K-NET、KiK-netなどの地震観測体制やGPS波浪計や海底水圧計などによる津波観測体制が充実するにつれ、それらの記録を用いた震源モデル設定に関する研究も進展している。2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）では、こうした状況の中で多数の地震観測記録や津波観測記録が得られ、これらのデータに基づく数多くの震源モデルが提案されている。これらのモデルを概観すると、その多くは日本海溝沿いで大きなすべりが発生することで概ね一致している。すなわち、地震動の観測記録と津波の観測記録から求められた双方の震源モデルには共通する性質が見られる。このことは、地震動と津波がひとつの震源モデルから同時に評価できる可能性を示唆する。そこで、本研究では、地震動の観測記録から求められた震源モデルを用いた津波予測の可能性に焦点を当てた検討を行う。

従来の津波シミュレーションでは、海底地盤の永久変位を弾性体の理論解から求め、これを初期水位と仮定して計算を行う方法が主流であり、断層運動に伴う動的変位の影響までは考慮されていない。津波は断層運動の結果、発生する現象であることを踏まえれば、海底地盤の動的変位の影響を取り入れた検討は、津波の挙動を解明する上で重要と考えられる。

このような観点に立った研究として、Ohmachi et al.¹⁾による先駆的な研究が挙げられる。彼らは、境界要素法から求められる断層運動による海底地盤の動的変位を入力とし、3次元 Navier-Stokes方程式を差分法で解く津波シミュレーション手法を開発した。そしてこの手法を用いて1994年北海道南西沖地震における奥尻島付近の津波を再現している。また、Furumura and Saito²⁾は、3次元の運動方程式とNavier-Stokes方程式を差分法で解くことにより地震動と津波を連成してシミュレートする手法を開発した。さらに、彼らはスーパーコンピュータによる大規模シミュレーションを行うために並列計算機能を持たせた上で、1944年東南海地震における地震動と津波のシミュレーションを行っている。これらの研究では、ひとつの震源モデルを用いて地震動と津波のシミュレーションを連成して行えることが示されている。しかし、地震動観測記録から設定される震源モデルを用いた津波予測の妥当性については議論されていない。

筆者らは、これまでに2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした地震動シミュレーションを行い、観測記録と概ね整合する結果を得ている³⁾。この研究では、地震観測記録のインバージョン解析で得られた震源モデルを用いてシミュレーションを行っている。そこで、本研究ではこの結果を用いて地震動シミュレーションから得られる海底面の動的変位の影響を考慮した津波シミュレーションを試みる。このシミュレーション結果から、地震動記録から設定された震源モデルを用いた津波の再現に対する可能性と問題点について検討を加える。なお、本研究の津波シミュレーションでは、東北地方の太平洋沿岸を中心とした広大な領域を対象とするので、従来の浅水理論に基づく差分法を用いる。

2. 地震観測記録および津波観測記録に基づき設定された震源モデルの比較

2011年東北地方太平洋沖地震では、観測された地震動記録および津波観測記録から多くの震源モデルが提案されている。これらのモデルの一例として、地震観測記録から得られた震源モデルと津波観測記録から得られた震源モデルを図1に示す。図1の(a)、(b)には、Yoshida et al.⁴⁾によって遠地実体波および近地強震記録のインバージョン解析から求められた震源モデルを示し、(c)には藤井・佐竹⁵⁾によって津波記録のインバージョン解析から求められた震源モデルを示す。なお、(c)のモデルはFujii et al.⁶⁾で示されたモデルを改良したものであり、津波観測記録を良く説明することが示されている。

これら3つのモデルを比べると、まず、どのモデルにも震源東側の日本海溝に近い場所で最大すべり量が30～40mに達するすべり領域が見られる点が共通している。このことは、地震観測記録を用いても、また、津波観測記録を用いても共通する性質を持つ震源モデルが設定できることを示すと同時に、ひとつの震源モデルから地震動と津波を同時に評価できる可能性を示唆している。

ただし、これらのモデルには相違点も見られる。ここでは(c)の津波観測記録によるモデルを中心に地震観測記録によるモデル(a)と(b)について共通点と相違点を整理する。まず、(c)のモデルでは、震源の東側に大きなすべり領域が見られる他に、震源西側の陸に近い場所および宮城県沖から岩手県沖の日本海溝に近い場所にすべり量が10～20m程度のすべり領域が見られる。さらに、福島県沖から茨城県沖の比較的陸に近い場所でも5～10m程度のすべり領域が見られる。

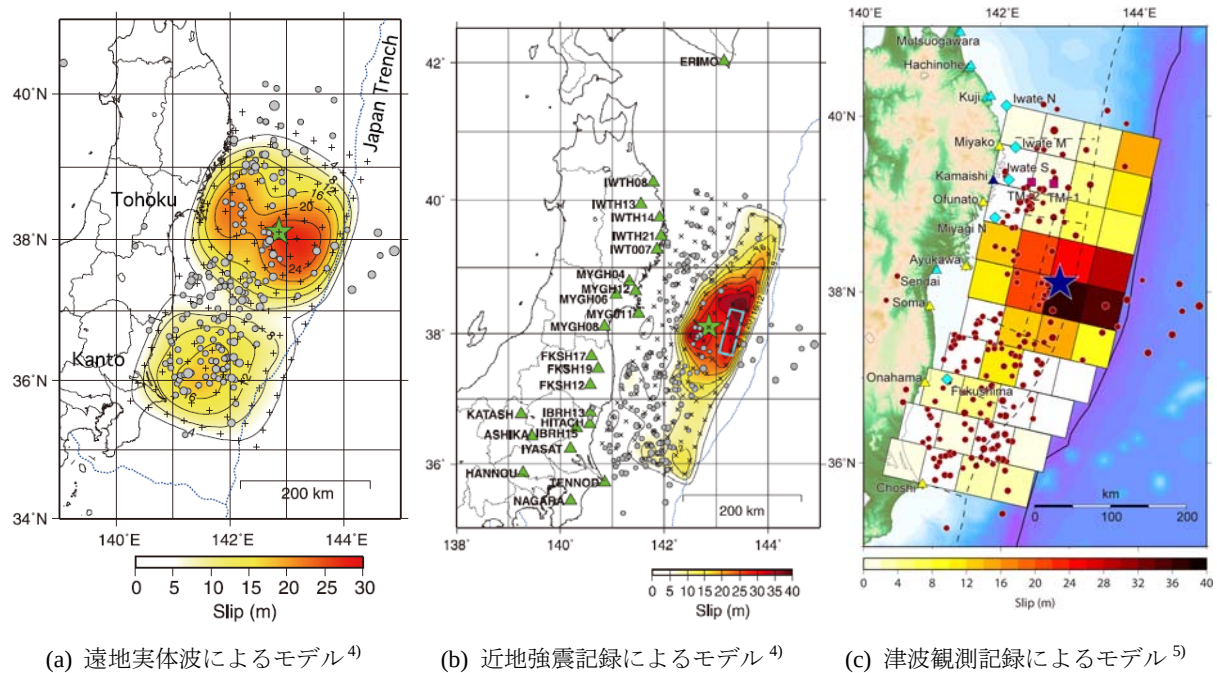


図1 震源モデルの比較

このような(c)のモデルに対して、まず、(a)のモデルでは震源の西側にすべり量が20m程度のすべり領域が見られる点が(c)モデルと共通する。一方、(a)のモデルでは岩手県沖の日本海溝に沿った場所にすべり領域が見られない点が(c)のモデルとは異なる。また、福島県沖から茨城県沖にかけて現れるすべり領域の分布形状が(c)モデルと異なる。

つぎに、(b)のモデルを見ると、宮城県沖から岩手県沖の日本海溝に沿った場所に大きくすべる領域が見られる点が(c)モデルと共通する。しかし、(b)のモデルでは福島県沖から茨城県沖の日本海溝に沿った場所にもすべり領域が見られる点および震源西側の陸に近い場所にすべり領域が見られない点が(c)のモデルとは異なる。

以上により、津波の再現という立場から、(c)のモデルを通して(a)と(b)のモデルを比較してみると、両者に大きな優劣を見出すことはできない。ここで、今後の津波予測について考えてみると、将来の巨大津波が今回の東北地方太平洋沖地震のようにK-NET、KiK-netといった緻密な地震観測網が配置された地域で起こるとは限らない。その場合、津波予測のための震源モデル設定には遠地記録が重要になる。このように見れば、遠地記録で構築された震源モデルを用いることによって津波をどこまで再現できるのかを調べることは、今後の津波予測技術の向上を目指す上で重要と考えられる。以上のような背景から、本研究では、図1(a)に示した遠地実体波による震源モデルを用いることにする。

3. 2011年東北地方太平洋沖地震の地震動シミュレーション

本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震における震源を含む東日本全域を対象として、筆者らが行った大規模地震動シミュレーション³⁾から求められる海底地盤の鉛直変位を用いて津波シミュレーションを行う。ここでは、まず、筆者らが行った地震動シミュレーションの概要を示す。つぎに、この地震動シミュレーションから求められる海底地盤の鉛直変位について検討を加える。

3.1 地震動シミュレーション³⁾の概要

地震動シミュレーションにはボクセル型有限要素法による大規模地震動伝播解析コード⁷⁾を用いた。まず、太平洋沖の震源および東日本全域を含む地域全体をモデル化するために、文部科学省地震調査推進本部が公開する地下構造データ⁸⁾を使用した。この地下構造データに基づき、東西約550km、南北約

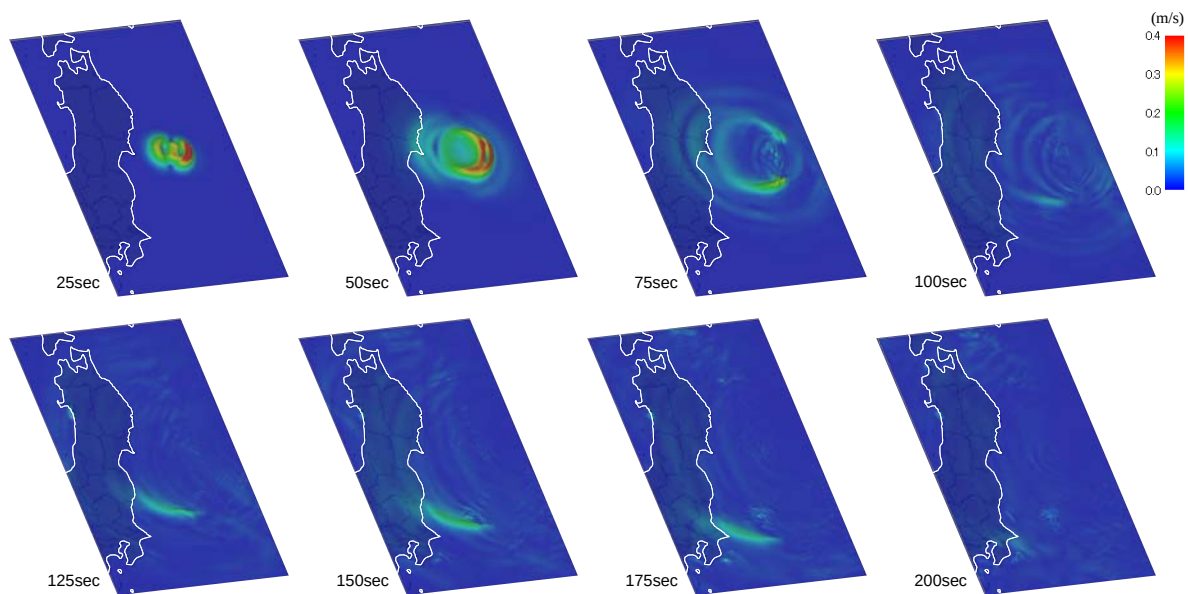


図2 地震動シミュレーションによる波動伝播のスナップショット（速度、3成分合成）

900km、深さ70kmの広がりを持つ領域を対象に、ボクセルサイズが250m～500mの地下構造モデルを作成した。つぎに、シミュレーションに用いる震源モデルには、前述のように、図1(a)に示すYoshida et al.⁴⁾の遠地実体波による震源モデルに従って設定した。ここでは、長さ480km、幅270kmの断層面を一辺30kmの小断層に分割し、震源から断層破壊が同心円状に広がると仮定し、断層運動をモデル化した。これらの地下構造モデルおよび震源モデルを用いて地震動シミュレーションを行った。このシミュレーションでは、1ノード、8コアのLinuxマシンを4台連結したクラスタ型並列機を用い、クーラン条件から求める時間刻み0.025秒で16,000ステップ（400秒）の計算を行った。

地震動シミュレーションによる波動伝播のスナップショットを図2に示す。図2によると、震源で始まる断層破壊に伴って地震動が同心円状に広がる様子が見られる。このうち、振幅の大きい部分は破壊開始点より東側で発生しており、この地震動は次第に東側の海域へ伝播する。ところが、日本列島に伝播する地震動は震源より西側で発生した断層破壊に伴う比較的小さな振幅の地震動となっている。一方、震源から南側の福島県沖から茨城県沖で発生した地震動が増幅されて関東地方へ伝播していく様子が見られる。これは、地震動の伝播方向と断層破壊の方向が重なることによる指向性の影響によって振幅が増幅されたものと考えられる。

図3には、周期10～20秒のバンドパスフィルタを通したシミュレーション結果と観測記録の速度波形の比較を示す。図3によると、地震波の立ち上がり時刻はいずれの観測点においても、シミュレーション結果は観測記録に良く一致している。振幅の大きさや位相を見ても、概ね整合している結果が得られている。特に、震源から遠いCHB008（浦安）の観測点では、継続時間の長い後続位相も含めてシミュレーション結果は観測記録に良く対応している。一方、MYG011（牡鹿）の観測点では観測記録に見られる主要動の大きなパルスがシミュレーション結果には見られない。また、IWTH08（久慈北）では150秒から300秒にかけて見られる波形の振幅について、シミュレーション結果は観測記録と比べて大きい。

以上のように、筆者らが行った地震動のシミュレーション結果には観測記録と整合しない部分も見られる。これは震源モデルや地下構造モデルの設定に不十分な点が残されているためと考えられる。しかしながら、全体的に見れば、本シミュレーションの結果は東北地方太平洋沖地震の観測記録を概ね再現していると言える。

3.2 シミュレーションから得られる鉛直変位

上述の地震動シミュレーションで得られる地盤の鉛直変位について考察する。なお、本シミュレーションに用いたボクセル型有限要素法コードについては、地殻変動の検証として、Okada⁹⁾による半無限弾性

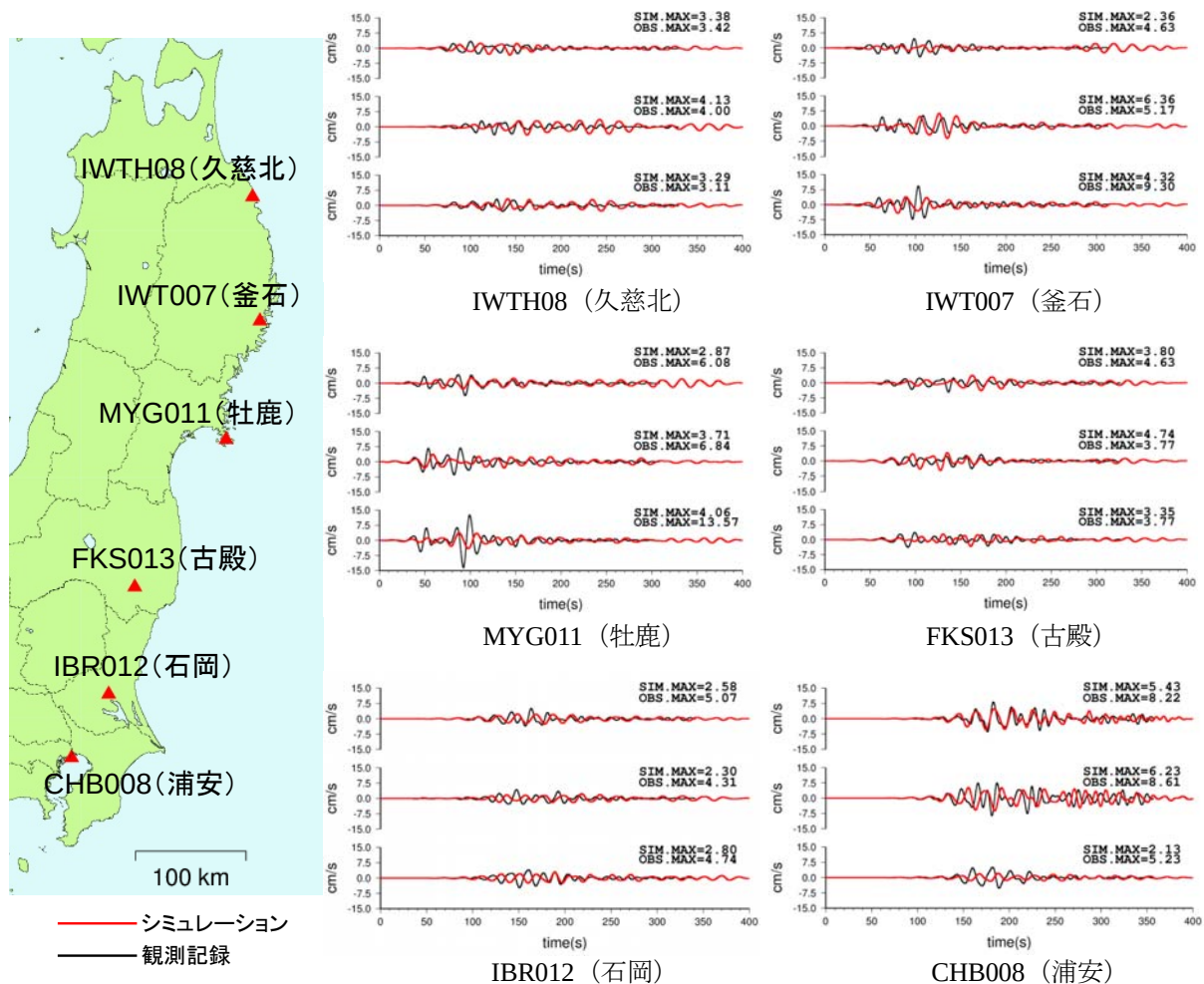


図3 地震動シミュレーションの結果と観測記録の比較（速度波形、上から、NS, EW, UD 成分）

体中の点震源による地殻変動の理論解に計算結果が一致することを既に確認している¹⁰⁾。したがって、ここでは本解析コードによる地殻変動の計算過程が検証されているものとして議論を進める。

地震動シミュレーションでは、地震発生後から400秒間の解析が行われている。そこで、本研究では400秒後の地盤の変位を永久変位とみなす。図4には、地震動シミュレーションによって求められた鉛直方向の永久変位分布を示す。図4によると、宮城県沖の震源付近を中心として隆起が見られる大きな領域が現れる。また、震源より南の茨城県沖にも2mの隆起を示す領域が見られる。これら2つの隆起領域は、図1(a)に示した震源モデルのすべり分布形状に対応して現れる。

国土地理院では、東北地方太平洋沖地震後、電子基準点データから推定されるプレート境界面上のすべり分布モデルを用いて図5に示す鉛直方向の変位分布を求めている¹¹⁾。そこで、図4を図5と比較すると、図5では岩手県沖から千葉県沖にかけて南北に広く隆起する領域が発生しており、隆起する領域の範囲が図4とは異なる。また、図4では沈下する領域が宮城県沿岸の一部に限られるのに対して、図5では岩手県から茨城県の沖合に広く見られる。

このように、図4と図5では鉛直変位の現われ方に違いが見られる。しかしながら、両者ともに震源から東側の日本海溝に近い部分で大きな隆起が見られる点、また、地盤の隆起量はともに6m程度である点に共通点が見られる。以上により、地震動シミュレーションから求められた海底地盤の鉛直変位は、シミュレーションに用いた震源モデルのすべり分布に対応して現れること、また、国土地理院の結果と比べて鉛直変位の大きな隆起が現れる場所と隆起量が概ね一致することが確認される。

つぎに、図6には地震動シミュレーションから求められた鉛直変位分布のスナップショットを示す。地震発生後、震源付近の宮城県沖で急速な隆起と沈下が発生し、50秒では震源の東側で8mの隆起、西側で

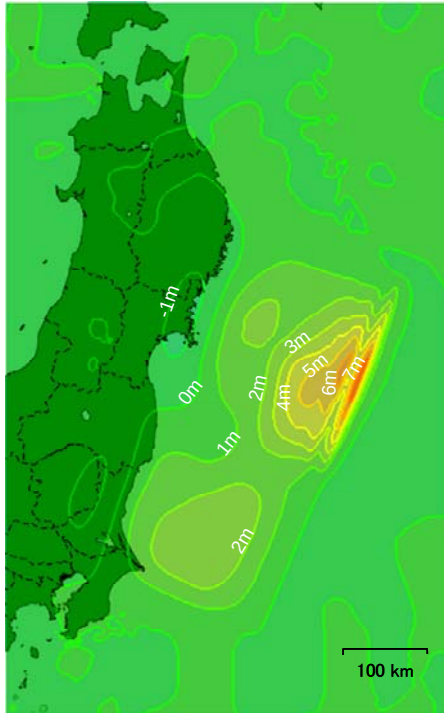


図4 地震動シミュレーションによる永久変位（鉛直成分）

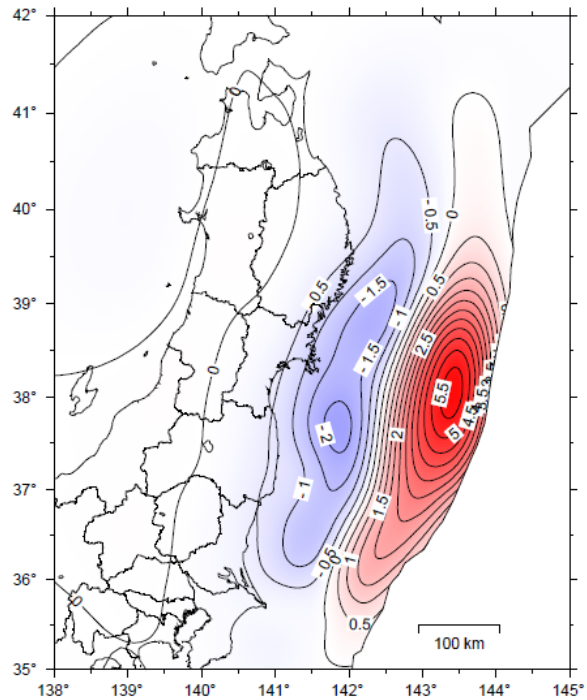


図5 国土地理院によって求められた鉛直変位¹¹⁾

3mの沈下が見られる。その後、これらの隆起や沈下は範囲を徐々に拡大を続けるが、これらのピークは減少し、75秒～100秒では震源東側の隆起が6mに、西側の沈下が1mに収まる。さらに、100秒以降では、震源付近の隆起と沈下は一定となるが、断層運動の進展に伴って、震源から南側である福島県から茨城県にかけての沖合で2mの隆起範囲が拡大する。そして、最終的に断層運動は200秒付近で終了するのに伴い、地盤の変動も収束する。このように、鉛直変位の時間変化は断層運動に従って現れることが確認される。

次章に示す津波シミュレーションでは、図6に示した断層運動に伴う海底地盤の鉛直変位を用いる。なお、50秒付近に現れる鉛直変位の隆起と沈降は永久変位を越えるものの、出現している時間が30秒未満と短い。したがって、この隆起や沈降による水位変動は周期が短いために震源付近で減衰し、津波として遠方まで伝播することはないと考えられる。

4. 地震動シミュレーションから得られた海底地盤の鉛直変位を用いた津波シミュレーション

Saito and Furumura¹²⁾は、震源断層の幅が水深の10倍を超える場合には、断層運動による海底地盤の鉛直変位と津波の初期水位が概ね等しいことを示している。東北地方太平洋沖地震の場合、震源断層の幅は200kmを超えるのに対して震源域付近の水深は3000～4000mであるから断層幅は水深の10倍を十分超えている。そこで、本研究ではSaito and Furumuraに基づき、前章で示した地震動シミュレーションで得られる鉛直変位を初期水位として、津波シミュレーションを行う。

津波シミュレーションの対象となる太平洋の海底地形モデルは、海上保安庁の海底地形デジタルデータM7000シリーズおよび海洋情報研究センターのJ-TOPO30の海底地形データを用いて作成した。図7には、津波シミュレーションに用いる海底地形モデルを示す。このモデルは東西方向1,000km、南北方向1,700kmのサイズを有する。この地形モデルを約1kmの格子で分割し数値計算モデルを作成する。

津波シミュレーションには浅水理論に基づく差分法¹³⁾を用い、クーラン条件を考慮して時間刻みを1秒として18,000ステップ（5時間）の計算を行う。初期条件は地震発生前の静水面として、地震発生から断層運動が終了する200秒までの間、水位の変動量として図6に示した海底地盤の鉛直変位の増分を5秒間隔毎に加えながら計算を進める。津波シミュレーション結果を図8に示された観測点の記録と比較するこ



図6 地震動シミュレーションから得られた鉛直変位分布の時間変化

とにより、津波の再現性について検討する。

まず、図9に津波シミュレーションによる津波伝播のスナップショットを示す。図9によると、地震発生から3分間は断層運動に伴い、震源付近を中心に水位変動が現れる。このようにして発生した津波は、その後30分で三陸沿岸に到達し、さらに40分付近で福島県沿岸に達する様子が見える。この結果は、実際の観測結果¹⁴⁾とも整合する。一方、震源から南の茨城県沖では、5分後に既に海底地盤の隆起による水位上昇が広範囲に及んでおり、早い段階で津波が到達する結果となっている。しかし、観測結果¹⁴⁾によると、図8に示す大洗や銚子における津波到達時間は第1波で30分、また、最大波の到達時間は2時間後であった。したがって、茨城県沿岸ではシミュレーションの結果は観測記録に整合しない。

つぎに、本シミュレーションによって求められた津波波高と観測記録の比較を図10に示す。図10には図1(c)に示した津波観測記録による震源モデル（以下、藤井・佐竹モデルと呼ぶ）を用いた津波シミュレーション結果も併せて示す。なお、藤井・佐竹モデルを用いた津波シミュレーションでは、図1(c)に示した断層すべりからOkada⁹⁾による理論解を用いて計算される海底地盤の鉛直変位を水位変動として、浅水理論による差分法を用いて計算を行った。

図10によると、図8に示したGPS波浪計観測の6地点において、シミュレーションによる津波波形の振幅、山や谷の現れる時刻が概ね観測記録と良く対応している。ただし、最も大きな津波波高が現れる第一波目に着目すると、本シミュレーション結果と観測記録の間に差異が見られる。一方、藤井・佐竹モデルによる津波シミュレーション結果は観測記録に良く対応している。この結果から、藤井・佐竹モデルは津波を再現するのに適切なモデルであると考えられる。そこで、本研究では藤井・佐竹モデルによる津波シミュレーション結果を通して本シミュレーションの結果を考察する。

まず、福島県沖では本シミュレーション結果は観測記録に比べて初期水位が高く、第一波の波高が最大になる時刻も早い。これは図9に示したように、本シミュレーションでは茨城県沖における地殻変動による水位変動の影響が福島県沖のGPS波浪計位置に素早く現れるためである。一方、藤井・佐竹モデルでは茨城県沖におけるすべり量が本シミュレーションで用いた震源モデルのすべりより小さい。以上に

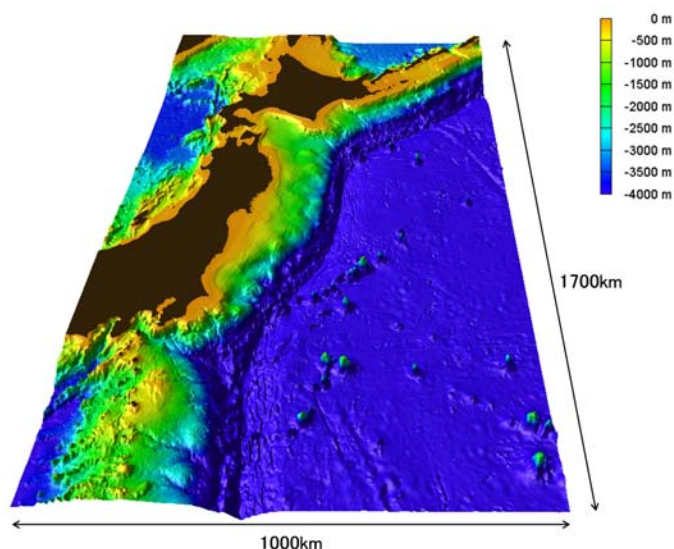


図7 津波シミュレーションに用いる海底地形モデル



図8 観測点の位置

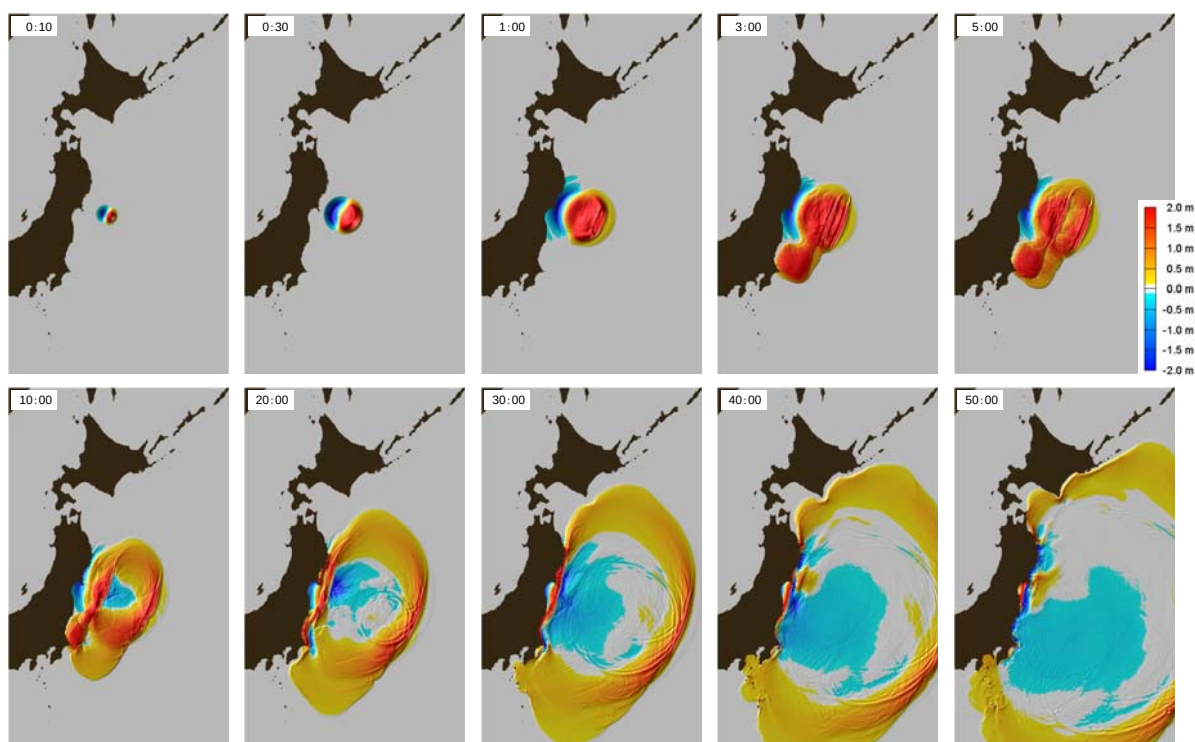


図9 津波シミュレーションによるスナップショット（図中の数字は、分：秒を示す）

より、図9に示した茨城県沿岸への津波の到達や、図10に示す福島県沖に現れる津波の第一波を再現するためには、本シミュレーションで用いた震源モデルのうち、震源より南側のすべり量やすべり分布の設定に修正が必要であると考えられる。

つぎに、宮城県沖の観測点にける第一波を見ると、藤井・佐竹モデルによる結果は観測記録に良く対応しているが、本シミュレーション結果は波高が低い。両者のモデルでは概ね同じ場所ですべり量が最大となるが、そのすべり量を比較すると、藤井・佐竹モデルでは約40mであるのに対し、本シミュレーションの震源モデルでは約30mと小さい。本シミュレーションにおける第一波の波高が低いのは、このためと考えられる。しかしながら、本シミュレーションでは第一波の到達時刻と波の形は良く再現されている。これは、震源域のすべり分布と観測点の位置関係から、宮城県沖で観測される津波は震源付近

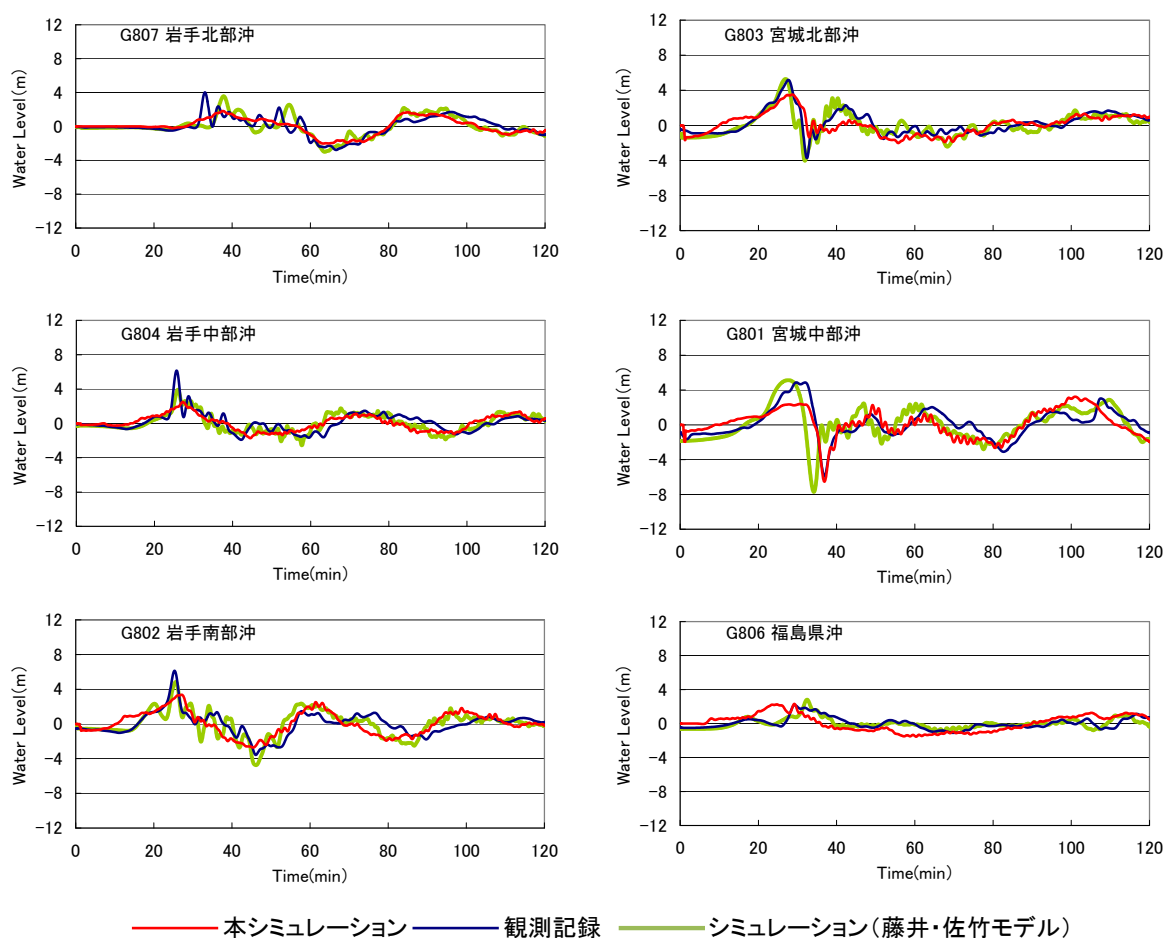


図 10 GPS 波浪計設置点における津波シミュレーション波形と観測記録の比較

のすべり域と陸地に近いすべり域を含めた宮城県沖全体のすべり分布が大きく寄与しているためと考えられる。

さらに、岩手県沖で観測された津波の第一波に目を向けると、藤井・佐竹モデルによる結果は長周期の波と短周期の波が重なり形成される大振幅の津波を良く再現している。一方、本シミュレーション結果では、観測波形のうちの長周期成分には整合しているものの、短周期成分の波が現われていない。佐竹¹⁵⁾によると、今回の地震の特徴は陸地に近く比較的深いプレート境界における断層運動が長周期の津波を発生させたと同時に、日本海溝に近く比較的浅い場所で起こった大きなすべりが短周期で大振幅の津波を発生させたことを示している。このような観点で2つの震源モデルを比べると、藤井・佐竹モデルには宮城県沖から岩手県沖の日本海溝に近い場所に10mを越えるすべり領域が帯状に見える。一方、本シミュレーションに用いた震源モデルにはこうしたすべり領域は見られない。すなわち、本シミュレーションで短周期の津波が再現できないのは、シミュレーションに用いた震源モデルのうち、日本海溝に沿った部分に帯状のすべり領域が現れていないためと考えられる。

5. まとめ

本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした地震動シミュレーションから得られる海底地盤の鉛直変位を用いた津波シミュレーションを試みた。はじめに、遠地実体波の観測記録から設定された震源モデルを用いたボクセル型有限要素法による大規模地震動シミュレーション結果が、K-NETおよびKiK-netの観測記録に概ね整合することを確認した。つぎに、地震動シミュレーションから得られる海底地盤の鉛直変位が水位の変動に等しいと仮定し、浅水理論に基づく津波シミュレーションを行った。

その結果はつぎのようにまとめられる。

- (1) 地震動シミュレーションから得られる鉛直方向の永久変位は、用いた震源モデルのすべり分布に応じて現れる。また、国土地理院が求めた鉛直変位と比べて、両者ともに震源から東側の日本海溝に近い部分で大きな隆起が発生し、しかもこれらの隆起量は概ね一致する。
- (2) 地震動シミュレーションから得られる鉛直変位の時間変化は断層運動に従って現れる。すなわち、地震発生直後は宮城県沖の震源付近を中心に大きな隆起と沈下が発生する。その後、隆起領域は福島県から茨城県沖に南下し、最後に断層運動の終了に伴い変化が収まり、永久変位が残る。
- (3) 津波シミュレーションの結果、東北地方沿岸に達する津波の到達時間は観測結果と整合する。一方、震源から南の茨城県沿岸では観測結果よりも早く津波が到達する。したがって、これらの地域の津波到達を再現するためには、本研究で用いた震源モデルのうち南側の部分の設定に修正が必要であると考えられる。
- (4) 津波シミュレーションによる津波波形の振幅や山・谷の現れる時刻は、GPS波浪計の観測記録に良く対応している。ただし、宮城県沖の観測記録と比べて本津波シミュレーションの結果は第一波の波高は小さい。これは震源付近の最大すべり量が小さいためと考えられる。
- (5) 岩手県沖の観測記録に見られる長周期の波に重なる短周期の波を本津波シミュレーションでは再現されていない。これは、本シミュレーションで用いた震源モデルには日本海溝に近い部分に帯状のすべり領域が現れていないためである。

以上のように、本研究では、地震観測記録から設定された震源モデルを用いても津波を再現できる可能性があることを示した。しかしながら、防災上最も重要な津波最大波高の評価に関して、いくつか課題も残されていることが明らかになった。本研究では遠地実体波による震源モデルを用いたが、今後は近地強震記録による震源モデルも取り上げ、こうした課題についての検討をさらに進めたい。

謝 辞

本研究では、(独)防災科学技術研究所のK-NET、KiK-netの強震記録および地震動予測地図データの深部地盤データ、また、文部科学省地震調査研究推進本部の長周期地震動予測地図2009試作版の地下構造データ、さらに国土交通省のGPS波浪計による津波観測データを使用しました。また、津波シミュレーションの解析ソルバーとして、東北大学で開発された差分法コードTUNAMI-N2を使用しました。藤井・佐竹モデルによる津波シミュレーションでは、(独)建築研究所の藤井雄士郎博士と東京大学地震研究所の佐竹健治教授が公開する断層パラメータ(Ver.4.6)を使用しました。最後に、3名の匿名査読者による指摘と意見は本稿を改善する上でとても有益でした。記して感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Ohmachi, T., H. Tsukiyama and H. Matsumoto : Simulation of Tsunami Induced by Dynamic Displacement of Seabed due to Seismic Faulting, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 9, pp.1898-1909, 2001.
- 2) Furumura, T. and T. Saito : Integrated Ground Motion and Tsunami Simulation for the 1944 Tonankai Earthquake Using High-Performance Supercomputers, Journal of Disaster Research, Vol.4, No.2, pp.118-126, 2009.
- 3) 河路薫、秋山伸一：2011年東北地方太平洋沖地震を対象とした広域地震動伝播シミュレーション、土木学会論文集A1, Vol. 68, No. 4, p.I_93-I_103, 2012.
- 4) Yoshida, Y., H. Ueno, D. Muto and S. Aoki : Source Process of the 2011 off Pacific Coast of Tohoku Earthquake with the Combination of Teleseismic and Strong Motion Data, Earth Planets Space, 63, pp.565-569, 2011.
- 5) 藤井雄士郎、佐竹健治：2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の津波波源(暫定結果, Ver. 4.2とVer. 4.6)、http://iisee.kenken.go.jp/staff/fujii/OffTohokuPacific2011/tsunami_ja.html
- 6) Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara and T. Kanazawa : Tsunami Source of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, pp.815-820, 2011.
- 7) 秋山伸一、池上泰史、アフニマル、額瀨一起：大規模3次元地下構造のモデル化と強震動シミュレーション、土木学会地震工学論文集、第28巻、CD-ROM, No.24, 2005.

- 8) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：長周期地震動予測地図2009年試作版，平成21年9月17日，
http://www.jishin.go.jp/main/chousa/09_choshuki/index.htm
- 9) Okada Y. : Surface Deformation due to Shear and Tensile Faults in a Half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 75, pp.1135-1154, 1985.
- 10) 瀬戸一起、大野大地、池上泰史：ボクセル型有限要素法による三次元構造内強震動と地殻変動の計算、2001年地震学会秋季大会予稿集、S16-08272257-9942A, 2001.
- 11) 水藤尚、西村卓也、小沢慎三郎、小林知勝、飛田幹男、今給黎哲郎、原慎一郎、矢来博司、矢萩智裕、木村久夫、川元智司：GEONETによる平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震に伴う地震時の地殻変動と震源断層モデル、国土地理院時報、第122集、pp.29-37, 2011.
- 12) Saito, T. and T. Furumura : Three-dimensional Simulation of Tsunami Generation and Propagation : Application to Intraplate Events, Jour. Geoph. Res., Vol. 114, B02307, doi:10.1029/2007JB005523, 2009.
- 13) Imamura, F., A. C. Yalciner and G. Ozyurt : Tsunami Modeling Manual (TUNAMI model), 2006.
- 14) 気象庁：平成23 年 3 月 地震・火山月報（防災編），2011.
- 15) 佐竹健治、酒井慎一、藤井雄士郎、篠原雅尚、金沢敏彦：東北地方太平洋沖地震の津波波源、科学、Vol.81, No.5, pp.407-410, 2011.

（受理：2012年3月30日）

（掲載決定：2012年8月23日）

Tsunami Simulation Using Vertical Displacement Calculated from Simulation of Ground Motion due to Seismic Source Model

AKIYAMA Shinichi ¹⁾, KAWAJI Kaoru ²⁾, KORENAGA Mariko ²⁾,
FUJIHARA Satoru ³⁾ and TAMIYA Takahiro ²⁾

1) Member, ITOCHU Techno-Solutions Corporation, Dr. Eng.

2) ITOCHU Techno-Solutions Corporation

3) ITOCHU Techno-Solutions Corporation, Dr. Sci.

ABSTRACT

We try to carry out the tsunami simulation using the displacement field of oceanic crustal movements, which is calculated from the ground motion simulation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake. First, the large-scale ground motion simulation based on the voxel type finite element method is performed for the whole eastern Japan. The fault model based on the teleseismic body wave is assigned to the source region. Next, the tsunami simulation is performed by the finite difference calculation based on the shallow water theory. The initial wave height for tsunami generation is estimated from the vertical displacement of ocean bottom due to the crustal movements, which is obtained from the ground motion simulation mentioned above. Although the results of tsunami simulation show that synthetic waveforms are fairly consistent with the observations of the GPS wave gauges, the comparisons of synthetics and observation show that the tsunami simulation in this study underestimates the maximum wave height in most observing stations.

Key Words: Tsunami, Ground motion, Seismic source model, Simulation