

12-NA12

## 海溝型巨大地震を対象とした大規模並列地震波伝播シミュレーション

竹中博士（九州大学大学院理学研究院）

**概要** 本課題では、差分法にもとづく大規模地震波シミュレーションを海溝型巨大地震の研究に応用するにあたって、次の項目に取り組んでいる。1) 陸海地形を含むスキームを実装したプログラムの改良と検証。これまでのプログラムにあった問題点を解消し、現実的で複雑な構造モデルによる数万ステップの実用的な安定性を確認した [§3.2]。2) 3次元構造モデルの構築、検証と改良。東北沖の3次元構造モデルは最初のモデルを構築し、理論波形の検討や観測波形記録との比較によって妥当性の検証を進めた [§3.3]。また南西諸島を対象とした研究でも、対象領域を含む3次元構造モデルを構築して理論波形計算を実施した。構造モデルのパラメータをローカルな構造探査結果に擦り合わせる形で変化させて理論波形への影響を予備的に検討した [§3.4]。3) 海溝型巨大地震のシミュレーション。東北地方太平洋沖地震を対象とした相反計算によってグリーンテンソル波形を複数の観測点について計算した。これは東工大TSUBAMEの数百基のGPUを用いた大規模並列計算による。これらのグリーンテンソル波形を用いて、東北地方太平洋沖地震の破壊過程推定を進めている [§3.5]。4) 海溝型地震による地震波・津波の統合シミュレーション手法の開発。地震波伝播を記述する方程式系に重力項を追加し、地震波と津波が同時に系に現れるシミュレーション手法を開発した。この課題では東大FX10を用いた大規模並列計算により、手法の検証を行った [§3.6]。

### 1 研究の目的と意義

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震（マグニチュード9）は、強い地震動と巨大な津波によって東日本地域に計り知れないほどの被害をもたらした。しかし残念ながら、この地域ではマグニチュード9に達するほどの巨大地震が発生することは、ほとんど想定されていなかったと言える。そのため、巨大地震の発生条件や巨大津波励起の仕組みを解明し、何が把握できていなかったのかを探ることが地球科学においてきわめて重要な課題となっている。さらに今後発生するであろう、同様の海溝型巨大地震（つまり、東北地方太平洋沖地震と同様のメカニズムを持つ、沈み込み帯のプレート境界型の巨大地震）を想定した地震動の予測も必要である。

そこで本研究では、沈み込み帯の浅い地震からの地震波を高精度かつ安定に計算するための手法の開発と改良を行い、海溝型巨大地震の大規模な地震波伝播シミュレーションに応用する。手法としては、これまでに開発を進めてきたGPU版およびCPU版の時間領域差分法（FDTD: Finite-

Difference Time Domain）を用いて、開発の継続と改良を行う。そして、地震波計算による理論波形と観測波形の比較をもとにして既存の3次元構造モデルの検証と改良を進めることと、海底や島嶼地域を含む日本列島域にわたる地震動の計算を海溝型巨大地震（特に東北地方太平洋沖地震）に対して実施して、地震波伝播や地震動の特徴を考察し、観測データとの比較検討を行うことを、応用課題として進める。

なお本研究は次の研究者が参加して実施する。

所属機関	氏名
国立大学法人九州大学	竹中 博士 (研究代表者)
国立大学法人東京工業大学	岡元 太郎
独立行政法人海洋研究開発機構	中村 武史
国立大学法人東京工業大学	青木 尊之

## 2 当拠点公募型共同研究として実施した意義

1. 共同研究を実施した大学名  
国立大学法人東京工業大学  
国立大学法人東京大学
2. 共同研究分野  
超大規模数値計算系応用分野
3. 当公募型共同研究ならではの事項など  
本研究では多数のGPUを用いた大規模並列計算によって地震波伝播のシミュレーションを行う。東京工業大学国際学術情報センターのTSUBAME-2.0スーパーコンピュータは2.4ペタフロップスのピーク性能を有する、世界最高レベルのGPUクラスターである。そのため、本研究を進めていくうえで最適な環境を利用することができる。また、今後の京コンピュータの利用も想定して、新たに東京大学のFX10にCPU版プログラムを移植し評価することも始める。

## 3 研究成果の詳細

### 3.1 計算手法の概要

以下に本研究で用いるGPU版プログラムの計算手法の概要を述べる。詳しくは Okamoto et al. (2010; 2013) を参照されたい。FX10に移植予定のCPU版プログラムも、アーキテクチャに依存する部分以外は、ほぼ同様の方法を採用している。

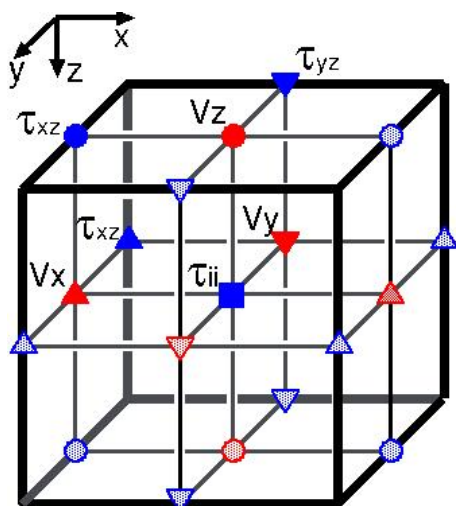


図1 本研究で用いた食い違い格子と変数の配置。  
図示した格子は単位セルに相当する。

本研究では時間領域の差分法 (FDTD: finite-difference time domain) を用いる。この差分法では媒質の粒子速度 ( $v_i$  ( $i=x,y,z$ )) と応力 ( $\tau_{ij}$ ) とを変数として、図1に示す食い違い格子を用いて計算領域を離散化する。本研究で利用するプログラムでは、空間差分精度は4次精度とした。時間差分は2次精度とした。

本研究ではNVIDIA社の“GPU”(Graphics Processing Unit) を用いて計算を行う。GPUのアーキテクチャは通常のCPU (Central Processing Unit) とは異なっていることや、GPUがアクセラレータとしてホスト計算機に装着されることという特徴のために、計算性能を高めるための下記のような最適化を施している (Okamoto et al. 2010, 2013)。

#### ・フルGPU計算

差分法は大きな記憶領域に繰り返しアクセスする memory intensive 型の計算となる。我々の計算ではGPU内部のメモリ (グローバルメモリ) に差分法領域の変数全てを置く。これは、PCIバスを介したGPUとホスト計算機との間の通信量をなるべく減らすためである。

#### ・メモリ利用法の効率化

グローバルメモリと演算ユニット間のメモリ帯域幅は、通常のCPUとメモリ間の帯域幅に比べると非常に大きい。しかしそれでもグローバルメモリから演算ユニットへのデータ転送には400-600サイクルの遅延が発生する。そのため、オンチップの高速な共有メモリとレジスタをソフトウェアで制御する「キャッシュメモリ」として利用し、グローバルメモリへのアクセスを低減する。

#### ・3次元分割による並列計算

GPUのグローバルメモリのサイズはあまり大きくない (TSUBAME-2.0のM2050の場合3 GB)。そのため大規模計算のためには計算領域を分割して複数のGPUのそれぞれに副領域を割り当てるのが不可欠となる。本研究で利用するプログラムでは3次元領域分割を採用し、副領域間の通信にはMPIを用いる。3次元領域分割は (1次元分割と対比させると)、全領域が大きくなっても副領域数を増やすことによって対応できること (1次元分割では、副領域サイズが大きくなる)、全体のサイズを固定して副領域を増やしていくと隣接領域間の通信量が減少すること (1次元分割では減

少ない) などの理由で、大規模並列化に適した分割方法である。

・GPU-ホスト間通信の効率化

GPU計算では副領域間の通信に、ホスト計算機とGPU間の通信を仲介する必要がある。その際に必要となる `cudaMemcpy` 等の関数を実行する回数はできるだけ少ない方がよい。そこで、本研究では袖領域通信用にメモリ領域 (バッファ) を用意する。これによって袖領域内の不連続なメモリ並びを解消し、通信の効率を高めている。

・オーバラッピング

また、通信と計算をオーバラップさせることによって、副領域間の通信を実行している間に内部領域の計算を行い、計算効率を高めている。そのために、側面ブロックのみを処理するカーネルと内部ブロックのみを処理するカーネルの2つのカーネルを作成して利用している。

**3.2 陸海地形を含むスキームを実装したプログラムの改良**

陸海地形を時間領域差分法に取り込む手法は我々自身が提案してきた (岡元・竹中 2005; Takenaka et al. 2009; 中村・他 2011)。本研究ではこの手法を実装した、CPU版とGPU版のプログラムの検証と改良を進める。GPUを用いた弾性体版では、昨年度までに開発したプログラムにより、陸海地形・内部不均質性を含む構造モデルにおいて44000ステップ程度までの長時間ステップの計算が安定に行えることを確認済みである (JHPCN 2011年度報告書)。今年度は、非弾性減衰を導入した大規模並列プログラムを開発し、その長時間ステップでの安定性などを検証した。

**非弾性の導入**

非弾性の導入には、2010年JHPCN報告書で概説したように「メモリ変数」の方法を用いる (Emmerich and Korn, 1987)。「メモリ変数」は特徴周波数を有する一つの粘弾性要素を表すもので、周波数が異なる複数の要素を使うことにより広帯域の減衰特性を近似的に表現することができる。メモリ変数の時間発展は微分方程式で表現されるため、差分法などの時間領域解法に粘弾性を導入することが可能となる。メモリ変数は応力の6成分に対応する6成分の変数であるので、追加される変数は「粘弾性要素の個数×6個」となる (要素の個数としては5-6個程度がよく使わ

れる)。そのためこの方法では完全弾性体の場合に比べて必要となる記憶領域が数倍に大きくなる。基礎方程式系にも、各メモリ変数に対応する「要素数×6個」の式が追加される。

本研究では、広い周波数帯域で一定のQ値 (quality factor) を設定できるようにするために  $\tau$ -method (Blanch et al. 1995) を採用する。 $\tau$ -methodでは、与えられたQ値と周波数帯をもとにして、差分法計算で用いる最適減衰パラメータを最小二乗法的に算出する。

なお、2010年JHPCN報告書でも非弾性減衰を含む並列計算例を示したが、その時点では8基のGPUによる小規模な並列計算しかできていなかった。構造モデルも様な半無限構造であり、現実的な構造モデルでの実用的な計算の確認には至っていなかった。これに対して、本報告書では数百基のGPUを用いた大規模並列計算における安定性や計算結果について議論する。

**長時間ステップでの安定性**

本研究ではこれまでに、異なる構造モデルや計算パラメータのもとで多くの大規模並列計算を実施してきた。前述したように、2010年報告書で扱った単純な構造モデルでは現れていなかったプログラム上の問題点も明らかになり、計算を進める過程でそれらの問題点の解決にもあたった。

	ケース1	ケース2	ケース3
<b>構造モデル</b>	東北沖(1)	東北沖(2)	南西諸島
<b>全格子サイズ</b>	5120×3200×832	3200×4160×1040	2880×2880×1040
<b>副領域サイズ</b>	320×320×204	320×320×204	320×320×204
<b>格子間隔</b>	0.150 km	0.125 km	0.100 km
<b>全領域サイズ</b>	768×480×124.8 km	400×520×130 km	288×288×104 km
<b>時間間隔</b>	0.007143 s	0.005 s	0.005 s
<b>非弾性要素数</b>	3	3	3
<b>GPU数</b>	640	650	405
<b>ステップ数</b>	38094	50000	40000
<b>総実行時間</b>	12963 s (*)	17736 s	12460 s

表1 GPU版プログラムによる非弾性減衰を含むシミュレーションのパラメータ。(\*) 同一の構造モデルとパラメータ (震源パラメータのみが異なる) で計算した11回の実行時間の平均値。

表1には問題点を解決したプログラムで実行したシミュレーションの代表的なパラメータ例を示す。いずれの場合も陸海地形・海水層・内部不均質性・非弾性減衰を含んだ計算である。構造モデルには空間的な平滑化は施していない。これらの計算では、いずれのケースでも発散等の不安定が発生することはなかった。すなわち現状のプログラムによって、現実的な構造モデルのもとで、少なくとも数万ステップまでの実用的な計算が安定に実行できることを確認できたと言える。

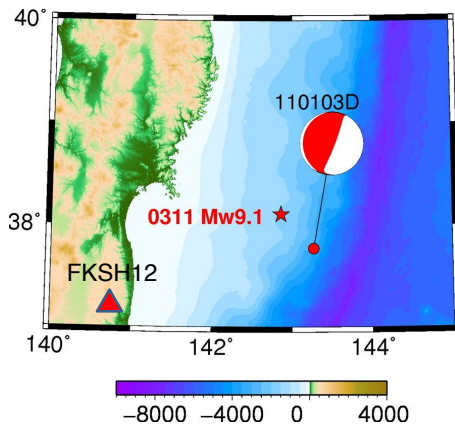


図2 非弾性要素数の検討に用いた地震（2003年11月1日22時10分、Mw5.8、赤丸）。該当地震のモーメントテンソル解（Global CMT）、2011年東北地方太平洋沖地震の震央（星印）、観測点の一つ（FKSH12、三角）も図示した。

### 非弾性要素数の検討例

表1で示した例では非弾性要素数を3個とした。これらは周波数帯域の上限が1Hz前後である。非弾性減衰は、上限周波数が数Hz—10Hz程度、下限周波数が0.05—0.025Hz程度の範囲でQ値がほぼ一定になるように設定した。ここでは非弾性要素数の違いによる波形への影響を検討する。

図2に、計算に用いた震源の震央を示す。これは後で説明するように、観測波形と計算波形の比較検討のために用いるが、ここでは計算波形どうしの比較のために利用する。図3には非弾性要素数の違いによる減衰モデル（Q値の違い）を図示する。非弾性要素数として6個程度を用いると、広い帯域でほぼ一定のQ値を設定できることがわかる。一方、非弾性要素数が3個の場合にはQ値を設定できる帯域が狭くなる。しかし、記憶容量は3個の場合が6個の場合の半分程度で済む。

これら2つの非弾性減衰モデルでFKSH12観測点における計算波形を比較したものが図4である。2つのケースでほぼすべての山・谷が時刻と振幅の両方においてよく一致している。若干の相違はあるものの、構造モデルや減衰モデルの現状の不確定性のもとでは、後で見ると、この程度の相違は計算波形と観測波形との間の相違よりも小さいため許容できる。つまり、本研究で対象とする周波数帯域（上限が1Hz程度）と伝播距離のもとでは非弾性要素数は3個で良いと言える。

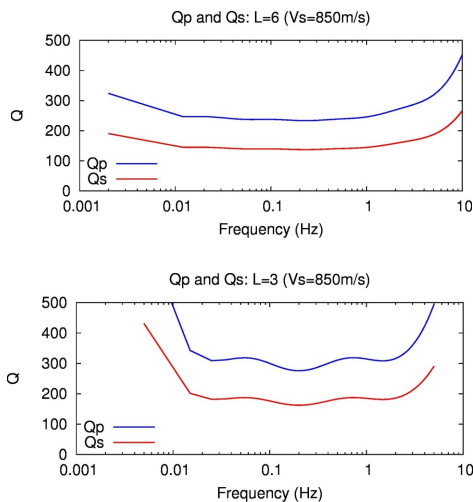


図3 計算で設定した非弾性減衰のQ値の例。S波速度が650m/sの堆積物層に関するもので、P波（縦波）とS波（横波）のそれぞれに異なるQ値を設定する。上：非弾性要素数を6個に設定した場合。下：非弾性要素数を3個に設定した場合。

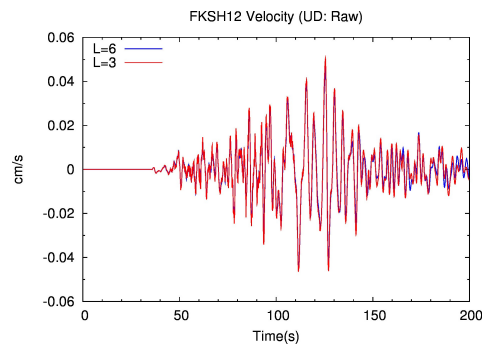


図4 2つの非弾性減衰モデルでFKSH12観測点における計算波形（上下動成分速度波形）を比較したもの。青い波形が非弾性要素数6個の場合、赤い波形が非弾性要素数3個の場合。計算では震源メカニズムとしてGlobal CMT解（図2）を仮定した。要素3個の場合のパラメータは表2のケース1に該当する。

なお、現状よりも短周期の波や、より長い距離を伝播する波に対しては、波長に対する伝播距離

が本研究の場合よりも長くなるため3個よりも多くの非弾性要素を使う必要があるだろう。

### 3.3 構造モデルの検討（東北沖）

今年度の課題の一つは、地震波伝播シミュレーションのための3次元構造モデルを構築し、検討を行うことであった。まず、東北沖の構造モデルに関する検討について述べる (Okamoto et al. 2012)。ここでは、各種の構造モデルをコンパイルして仮定した構造モデルがどの程度に妥当であるか、つまり観測波形をどの程度に再現できるかを検討を試みた例を紹介する。

この検討では、2003年11月1日の東北沖で発生した地震を例として用いる (図2)。この地震は、2011年東北地方太平洋沖地震の解析を念頭に以下の方針で選択したものである。

- 東北地方太平洋沖地震の震源域で発生
- なるべく海溝寄りに震源があること
- 低角逆断層型のメカニズムを持つこと
- $M \leq 6$  程度であること (点震源仮定のため)

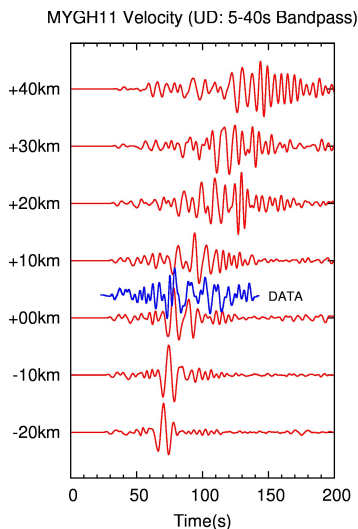


図5 観測波形 (青) と理論波形 (赤) との比較。MYGH11観測点での上下動成分速度波形。仮定した震源時間関数は幅4秒の単純な台形型パルスである。縦軸の数値は、理論波形計算で仮定した震源位置が気象庁震央から水平方向にどれだけ離れているかを示したものの。正の値は海側、負の値は陸側を示す。+40kmの位置が最も海溝に近い (海溝最深部まで10kmの位置)。なお、気象庁震源の深さは42kmであるが、計算で仮定した震源の深さはこれとは異なる。例えば気象庁震央を仮定した例では深さは11kmである。

図5に、観測点MYGH11における観測波形と理論波形との比較を示す。観測波形 (青色) の特徴は表面波到着付近から振幅の大きな振動が数十秒に渡って継続することである。計算波形 (赤色) を見ると、震源を陸側に置いた場合 (縦軸のマイナス側) には波形が単純で表面波に関しては一つの短い大きなパルスが現れるのみである。一方、震源を海側に置いた場合 (縦軸のプラス側) では、計算波形には長時間の後続波が現れて観測波形の特徴に類似してくる。これは、地震波速度が遅い海水層や堆積物層が海側では厚くなっており、表面波の分散関係が陸側の地域とは著しく異なっているためである。なお震源を気象庁震央付近からやや海側に置いた場合に、計算波形は観測波形に近づく (図5の縦軸が0kmから+10km程度の範囲)。

観測波形と計算波形との一致はまだ完全ではないが、震源時間関数や震源位置・地震のメカニズムを改良することによって、波形の違いを改善することができると考えられる。そのような改良を施したうえで、それでも残る差異は、構造モデルの不完全さに帰着させることができるであろうと考えている。したがって今後のステップは(1)震源位置・震源パラメータの改良による波形の改良、(2)その波形と観測波形との残差をもとにした構造モデルの改良、というものになる。

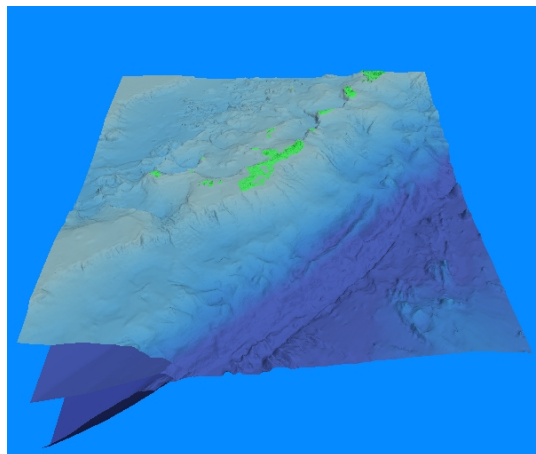


図6 南西諸島の3次元構造モデルの構造境界面。中央付近が沖縄島である。地形にはKisimoto (1999)、地盤モデルにはJ-SHIS深部地盤モデル (暫定版) の各数値データを利用した。地殻以深の構造モデルはNakamura et al. (2003)の結果を参考にして設定した。

### 3.4 構造モデルの検討（南西諸島）

次に、南西諸島の構造モデルについて報告する。今年度は3次元構造モデルの構築を進めている（藤岡・他 2012：図6）。

なお、島嶼地域の地盤構造にはまだ調査が行き届いていない部分も多い。そのため、我々は自ら地盤構造探査を実施して構造モデルの改良を進めているところである。計算結果の例として、初期モデルによる計算波形と、我々自身による地盤構造探査結果（山田・他 2010）を反映させて堆積物層の地震波速度を遅くした改良モデルによる計算波形を図7に示す。改良モデルは表層付近の厚さ1kmほどの部分の地震波速度を遅くしたものであるが、短周期（1秒前後以下）の波形には最大振幅や後続波形の強度に顕著な違いが現れる。今後、観測波形との比較によって地震波の再現性が高い構造モデルの推定を進めていく予定である。

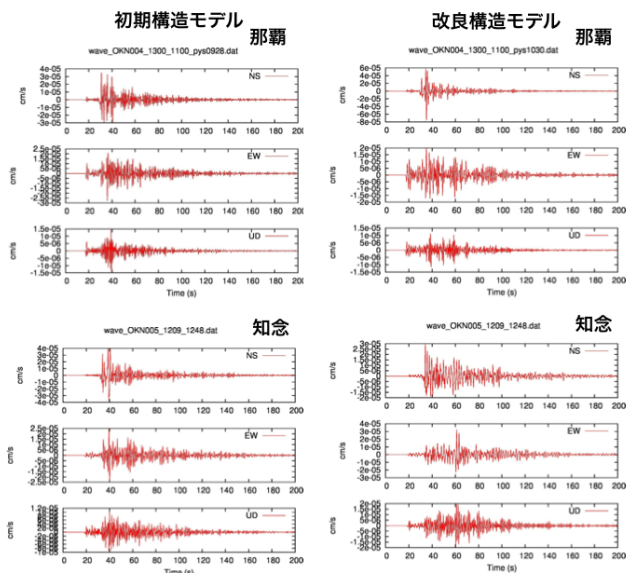


図7 初期構造モデルによる計算波形（左列）と、改良構造モデルによる理論波形（右列）。那覇観測点と知念観測点での南北・東西・上下動成分速度波形。この計算は表1のケース3に相当しており、震源パラメータには琉球本島沖の海溝型地震（2010年2月27日：M7.2）のGlobal-CMT解を援用した。ただし震源時間関数は幅1秒とした。

### 3.5 巨大地震を想定したシミュレーション

巨大地震（例えば2011年の東北地方太平洋沖地震）では震源域（地震の断層面）も地震動によって影響・被害を受ける地域も非常に大きくなる。

そのため地震波のシミュレーションも大規模なものが必要となる。我々は東北地方太平洋沖地震の破壊過程を解析するために、グリーンテンソル波形の大規模計算を進めている。

地震の震源は、“モーメントテンソル”と呼ばれる2階テンソルの時間・空間分布として表現される。グリーンテンソル波形とは、この震源を表すテンソルの各成分に対応する“グリーン関数”のことである。グリーンテンソル波形の計算には直接的な方法（forward modeling）と相反関係を利用する方法（reciprocal modeling）とがある。フォワード計算では“震源の個数×6成分”（自然地震に対応するモーメントテンソルの独立な成分は6個）の回数の大規模計算を行う必要がある。そのため1個の点震源で近似できる小規模地震を少数個モデリングするには都合が良い。しかし東北地方太平洋沖地震のような巨大地震では、断層面上に（離散化した上で）分布する多数の震源のすべてに対して計算する必要がでてくるため、計算量が著しく増大する。

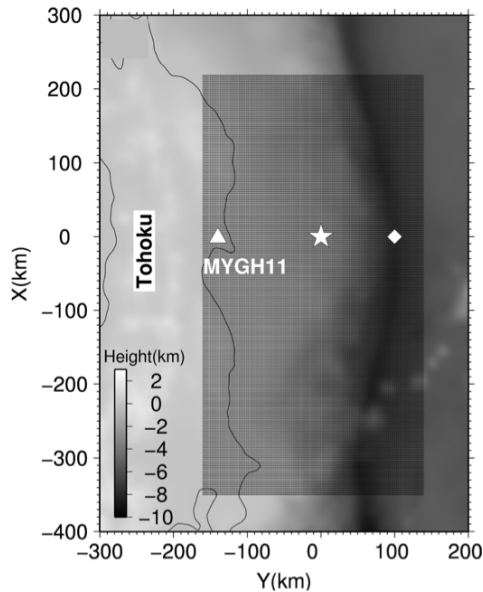


図8 相反関係を用いたグリーンテンソル波形計算の一例として設定した、対象点震源の水平分布。対象観測点はMYGH11である。この例では、水平方向1.2km間隔で475×250個（図では濃いグレーの領域）、深さ方向0.6km間隔で105個、合計で約1250万の点震源に関するグリーンテンソル波形を出力した。GPU版プログラムによる。

そこで本研究では相反計算の方法（例えば Okamoto 2002）を用いる。相反計算では観測点位置に力源を置き、震源位置での歪応答を計算する。この歪がグリーンテンソルとなる。この方法で必要になる計算回数は“観測点数×3成分”（水平動2成分、上下動1成分の計3成分）であり震源の個数に依存しない。つまり1回の計算で（記憶容量が許す限り）任意個数の震源に関するグリーンテンソル波形を計算して保存できる。

相反関係によるグリーンテンソル計算がどのように成されるかを見るための一例を図8と図9に示す。この例では一つの観測点について、東北地方太平洋沖地震の震源域を包含するように配置した1250万点の点震源（図8）に関するグリーンテンソル波形を出力した（図9）。このように、極めて多くの震源に関するグリーンテンソル波形を一回の計算で得ることができることが相反関係を用いた方法の特徴である。

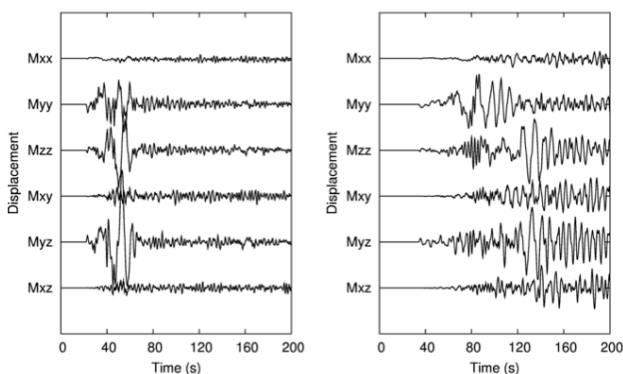


図9 MYGH11観測点（図8）に関するグリーンテンソル波形の例。（左）東北地方太平洋沖地震の震央付近（図8の☆印）で深さ18.5kmの点震源に対する上下動成分グリーンテンソル変位波形。モーメントテンソル（Mij）の各成分に対応する波形が得られる。（右）海溝直下付近（◇印）、深さ9.7kmの点震源に関するグリーンテンソル波形。GPU版プログラムによる。

図9では2つの震源を用いてMYGH11観測点におけるグリーンテンソル波形を比較した。この図のように、グリーンテンソル波形はモーメントテンソルの独立な6成分に対応する6成分の波形の組として表現される。東北地方太平洋沖地震の震央付近（この地震の断層破壊の開始点）に震源を置いた場合には、波形は比較的単純で継続時間も短い（図9の左側）。一方、図9の右図に示すように、海溝付近の浅い位置に震源を設定すると、長く

続く振幅の大きい後続波が現れることがわかる。これは、海溝に近い場所では地震波速度の遅い海水層や堆積物層が厚くなるために、表面波の分散関係がより陸側の地域に比べて著しく変化する（分散性が強くなる）ためである。このような震源位置による波形の違いが、地震の破壊過程を解析するうえで大きな手がかりになる。

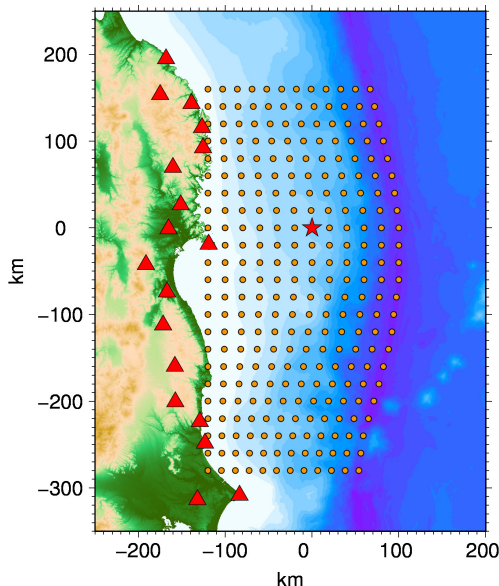


図10 本研究でこれまでにグリーンテンソル波形を計算した観測点（三角）。大きな星印は東北地方太平洋沖地震の震央、小さな星印は2003年の地震の震央（図2）。

観測点数	上下動成分	N20度成分	N110度成分	合計計算回数
18	18	7	7	35

表2 解析に用いる観測点数と、波形の成分数。大規模GPU計算は成分ごとに行うため、これらの計算には、表1・ケース1の計算が計35回必要となる。総出力ファイルサイズは約27TBである。

このようにして計算したグリーンテンソル波形にモーメントテンソルをかけ算（コンボリューション）すると「理論地震波形」が得られる。その波形と観測波形の差が最小になるようにモーメントテンソルの時空間分布を推定するのが“破壊過程解析”である。本研究では、これまでに図10および表2に示すような観測点について、30回以上の大規模GPU計算によってグリーンテンソル波形

を蓄積した。さらに、それらのグリーンテンソル波形を用いた暫定的な震源解析も進めている。震源解析結果については、地震学的になお検討を要する部分が残るため、今後の継続課題で報告することとする。

### 3.6 地震波・津波の統合シミュレーション

陸海地形を含む新たなスキームの開発課題として地震波・津波の統合シミュレーション手法の開発を行った (Takenaka et al. 2012)。これは地震波伝播を記述する差分法方程式系に重力項を追加することによって、地震波と津波が同時に系に現れるように変更したものである。

この課題では、開発したプログラムを東大FX10に移植し、FX10を用いた並列計算を実施した。計算結果の一例として、九州・日向灘でのプレート境界型地震に関するシミュレーション結果を示す (藏本 2013、九州大学修士論文)。計算パラメータは表3に示す。本プログラムではMPIによって並列化を行った。

全格子サイズ	801×801×321
全領域サイズ	200 × 200 × 80 km
時間間隔	0.0125 s
ステップ数	100000
ノード数	128
コア数	2048
総実行時間	37.5 時間

表3 図11・12で示した計算例で用いたパラメータ。この計算には東大FX10を利用した。

この例では1996年10月19日に発生したM6.9のイベントの地震動および津波の統合シミュレーションを実施した (図11)。陸上・海底地形・地下構造・海水層および重力を考慮した条件下で3次元計算を行い、長時間ステップで安定していることと、地震動・津波を同時にシミュレートできていることを確認出来た。例として津波の土佐清水方向への伝播を海面変動のペーストアップ図として示す (図12)。また、津波の発生とリアルタイムでの対象領域全域での海面変動の動向はスナップショット図で認識することができた。地震動については、計算波形は観測波形の特徴をよく近似していることもわかった。

今後はこの手法によって、現実的な3次元構造モデルを共有するかたちで、地震波と津波の統合的な研究を進めていくことができる。

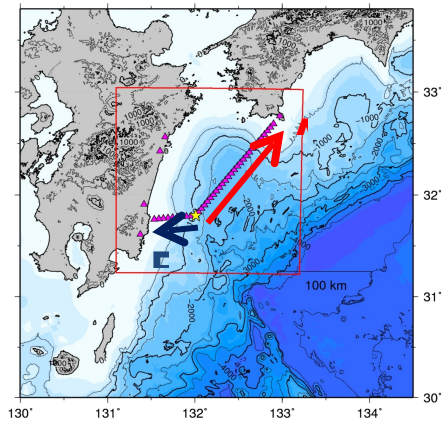


図11 海面・海底での観測点。黄色の星印は震央であり、そこから宮崎方向、土佐清水方向の二方向に伸び、計36点配置している。赤い枠が計算領域を示す。

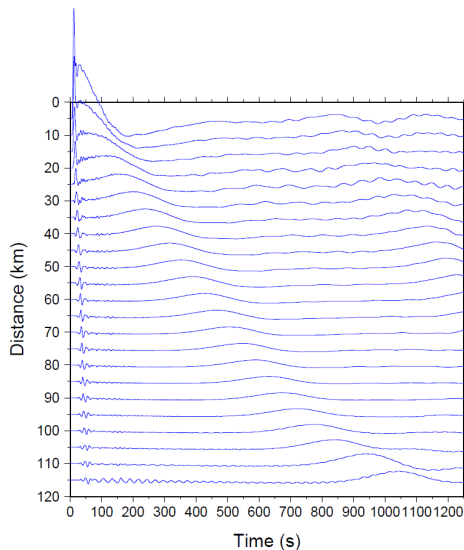


図12 震央から5km離れた地点から始まり、土佐清水方向 (図11の赤い矢印) に距離115kmの地点まで23点の観測点の海面変動のペーストアップ。上向きを正にとっている。震央から遠方に海面変動の長周期成分である津波が伝播している。

## 4 これまでの進捗状況と今後の展望

### 4.1 陸海地形を含むスキームを実装したプログラムの改良

本項目については、これまでのGPUプログラムに



あった問題点を解消し、現実的で複雑な構造モデルもとの数万ステップにわたる実用的な安定性を検証・確認した [§3.2]。FX10へは地震波・津波の統合シミュレーション手法プログラムを移植した。そして、現実的な3次元構造モデルのもとでFX10の128ノードを用いた並列計算を行い、安定な計算ができることを確認し、津波伝播の様子の検討や観測記録との比較を実施できた [§3.6]。

#### 4.2 3次元構造モデルの構築、検証と改良

東北沖の3次元構造モデルは最初のモデルを構築し、理論波形の検討や観測波形記録との比較によって妥当性の検証を進めた [§3.3]。南西諸島を対象とした研究でも、対象領域を含む3次元構造の初期構造モデルを構築し、さらに現地観測結果に基づいた改良モデルも構築し、両者による理論波形計算を実施して検討を行った [§3.4]。

#### 4.3 海溝型巨大地震のシミュレーション

東北地方太平洋沖地震を対象とした相反計算によってグリーンテンソル波形を18観測点（総35波形）について計算した。これは数百基のGPUを用いた大規模並列計算による。これらのグリーンテンソル波形を用いて、東北地方太平洋沖地震の破壊過程を逆問題と推定する研究を進めているところであり、暫定的な結果を得ることができた。しかし破壊過程については地震学的に検討を要することがまだ多く残されているので、今後の継続課題で報告を行いたい [§3.5]。

## 5 研究成果リスト

### 1. 学術論文

Nakamura, T., H. Takenaka, T. Okamoto and Y. Kaneda, FDM simulation of seismic-wave propagation for an aftershock of the 2009 Suruga Bay earthquake: effects of ocean-bottom topography and seawater layer, *Bulletin of the Seismological Society of America*. **102**, 2420-2435, doi: 10.1785/0120110356.

岡元太郎・竹中博士・中村武史・青木尊之、大規模並列GPU計算による地震波伝播シミュレーション、*TSUBAME e-Science Journal*（東京工業大学学術国際情報センター発行）、**6**, 11-16, 2012.

藏本稔大、1996年10月19日(M6.9)日向灘地震の地震動と津波の統合シミュレーション、九州大学大学院理学府修士論文、2013.

2. 国際会議プロシーディングス  
該当なし。

### 3. 国際会議発表

Okamoto, T., H. Takenaka, T. Nakamura, and T. Aoki, GPU-accelerated parallel computing for simulation of seismic wave propagation, *GPU Technology Conference*, S0352, San Jose, USA, 2012年5月16日.

Nakamura, T., H. Takenaka, T. Okamoto and Y. Kaneda, Waveform Modeling for Ocean-floor Seismic Data Observed at DONET System, *AOGS-AGU(WPGM) Joint Assembly*, OS06-D4-PM2-P-009 (OS06-A008), Singapore, 2012年8月13-17日.

Takenaka, H., Nakamura, T., Kuramoto, T., Okamoto, T., and Toyokuni, G., New FDTD Scheme for Unified Modeling of Nearfield Tsunami and Seismic Waves Using a Three-Dimensional Earth Model, *APEC Cooperation for Earthquake Simulation (ACES) 8th International Workshop Advances in Simulation of Multihazards*, 9426, Maui, Hawaii, 2012年10月23日.

Okamoto, T., H. Takenaka, T. Hara, T. Nakamura, and T. Aoki, Large-scale simulation of seismic-wave propagation using GPU supercomputer for the study of shallow subduction zone earthquakes, *APEC Cooperation for Earthquake Simulation (ACES) 8th International Workshop: Advances in Simulation of Multihazards*, 9546, Maui, Hawaii, 2012年10月24日.

Okamoto, T., H. Takenaka, T. Hara, T. Nakamura, and T. Aoki, Rupture Process of The 2011 Tohoku-Oki Earthquake by a Waveform Inversion Using Green's Functions Computed For Laterally Heterogeneous Structure Model, *American Geophysical Union 2012 Fall Meeting*, S43H-06, San Francisco, USA, 2012年12月6日.

### 4. 国内会議発表

藤岡慧, 竹中博士, 岡元太郎, 村越匠, 大島光貴, 2005年福岡県西方沖地震の地震動記録の可視化, 日本地球惑星科学連合2012年大会、SSS26-P04、千葉県幕張市、2012年5月20日.

岡元太郎, 竹中博士, 中村武史, 青木尊之, GPU計算による2011年東北地方太平洋沖地震の地震動大規模シミュレーション, 日本地球惑星科学連合2012年大会、SSS37-10、千葉県幕張市、2012年5月21日.

岡元太郎, 竹中博士, 原辰彦, 2.5次元差分法グリーン関数を用いた2011年東北地方太平洋沖地震の破壊過程解析, 日本地球惑星科学連合

- 2012年大会、SSS39-13、千葉県幕張市、2012年5月25日。
- 竹中博士, 中村武史, 藏本稔大, 岡元太郎, 豊国源知, 近地地震における地震動・津波統合3次元数値シミュレーションの新スキーム, 日本地震学会2012年秋季大会, C12-05, 北海道函館市, 2012年10月17日。
- 岡元太郎, 竹中博士, 原 辰彦, 中村武史, 青木尊之, 2011年東北地方太平洋沖地震の破壊過程解析のための3次元近地グリーンテンソル波形計算, 日本地震学会2012年秋季大会, A21-07, 北海道函館市, 2012年10月18日。
- 中村武史, 竹中博士, 岡元太郎, 金田義行, 海底地震観測網で観測された地震動の3次元波動伝播シミュレーションによる再現-構造モデルにおける海水層の導入の重要性, 日本地震学会2012年秋季大会, B22-13, 北海道函館市, 2012年10月18日。
- 藤岡 慧, 竹中博士, 山田伸之, 中村武史, 岡元太郎, 村越 匠, 藤原広行, 南西諸島における地震動シミュレーションのための三次元地下構造モデルの構築, 日本地震学会2012年秋季大会, B32-04, 北海道函館市, 2012年10月19日。
- (5) その他 (特許, プレス発表, 著書等)  
該当なし。

## 参考文献

- Blanch, J. O., J. O. A. Robertsson, and W. W. Symes, Modeling of a constant Q: Methodology and algorithm for an efficient and optimally inexpensive viscoelastic technique, *Geophysics*, **60**, No.1, 176-184, 1995.
- Emmerich, H., and M. Korn, Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields, *Geophysics*, **52**, No.9, 1252-1264, 1987.
- Kisimoto, K., Combined bathymetric and topographic mesh data: Japan250m.grd, *Geological Survey of Japan, Open-file Report*, No. 353, 1999.
- Nakamura, M., Y. Yoshida, D. Zhao, H. Katao, and S. Nishimura, Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Ryukyu arc, *Tectonophysics*, **369**, Issues 3-4, 121-143, 2003.
- 中村武史, 竹中博士, 岡元太郎, 金田義行, 流体-固体境界周辺における3次元波動場の差分解法に関する数値実験, 地震 第2輯, **63** [3], 189-196, 2011.
- Okamoto, T., Full waveform moment tensor inversion by reciprocal finite difference Green's function, *Earth Planets Space*, **54**, 715-720, 2002.
- 岡元太郎, 竹中博士, 速度・応力型差分法での固体・流体境界の扱いについて, 地震 第2輯, **57** [3], 355-364, 2005.
- Okamoto, T., H. Takenaka, T. Nakamura, and T. Aoki, Accelerating Large-Scale Simulation of Seismic Wave Propagation by Multi-GPUs and Three-Dimensional Domain Decomposition, *Earth, Planets and Space*, **62**, 939-942, 2010.
- Okamoto, T., H. Takenaka, T. Nakamura, and T. Aoki, Large-scale simulation of seismic-wave propagation of the 2011 Tohoku-Oki M9 earthquake, *Proceedings of the International Symposium on Engineering Lessons Learned from the 2011 Great East Japan Earthquake*, 349-360, 2012.
- Okamoto, T., H. Takenaka, T. Nakamura, and T. Aoki, Accelerating Large-Scale Simulation of Seismic Wave Propagation by Multi-GPUs and Three-Dimensional Domain Decomposition, in *GPU Solutions to Multi-scale Problems in Science and Engineering*, D.A. Yuen et al. (eds.), Chapter 24, 375-389, doi:10.1007/978-3-642-16405-7\_24, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Takenaka, H., T. Nakamura, T. Okamoto, and Y. Kaneda, A unified approach implementing land and ocean-bottom topographies in the staggered-grid finite-difference method for seismic wave modeling, *Proceedings of the 9th SEGJ (Society of Exploration Geophysicists of Japan) International Symposium*, CD-ROM Paper No.37 (4 pages), 2009. (<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segj092009-001.13>)