

# 震源断層の想定高度化に関する基礎研究 —高詳細な 3 次元地殻構造モデルを用いた 地殻変形解析手法の開発—

縣亮一郎<sup>1</sup>, 市村強<sup>2</sup>, 兵藤守<sup>3</sup>, 堀高峰<sup>4</sup>, 平原和朗<sup>5</sup>, 堀宗朗<sup>6</sup>

<sup>1</sup>学生会員 東京大学大学院工学系研究科 (〒 113-8656 東京都文京区本郷 7-3-1)

E-mail: agata@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>2</sup>正会員 東京大学地震研究所 (〒 113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

E-mail: ichimura@eri.u-tokyo.ac.jp

<sup>3</sup>海洋研究開発機構 (〒 237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15)

E-mail: hyodo@jamstec.go.jp

<sup>4</sup>海洋研究開発機構 (〒 237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15)

E-mail: horit@jamstec.go.jp

<sup>5</sup>京都大学大学院理学系研究科 (〒 606-8502 京都府京都市左京区北白川追分町)

E-mail: hirahara@kugi.kyoto-u.ac.jp

<sup>6</sup>正会員 東京大学地震研究所 (〒 113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1)

E-mail: hori@eri.u-tokyo.ac.jp

想定断層破壊シナリオ (将来発生が想定される断層破壊) をより適切に設定することにより, 地震被害想定の高高度化が期待される. 地殻の詳細なデータを用いた大規模地殻変形解析と地殻変形観測データを組み合わせた, 断層状態 (断層固着状態や地震時断層すべりなど) 推定手法がひとつの方法として考えられる. しかし, 数値解析用の地殻構造モデルの品質確保の困難さと計算負荷の問題のため実現は難しいとされてきた. 本研究では, ハイパフォーマンスコンピューティングの技術を活用し, 高詳細な三次元地殻構造有限要素モデル構築手法及びそれを用いた地殻変形解析手法を開発した. 西南日本領域での地殻変形解析結果から, 本手法と従来法による解析結果間で有意な差が生じることを確認した. 本論文で示した様な高詳細モデルを用いない場合には, 断層状態推定において有意な誤差を生じる可能性があることが示唆された.

**Key Words :** *high-fidelity three-dimensional finite element model of crustal structure, high performance computing, crustal deformation analysis*

## 1. はじめに

地震被害想定の高高度化のためには, 想定断層破壊シナリオ (将来発生が想定される断層破壊) をより適切に設定することが重要と考えられる. 想定断層破壊シナリオを構築するためには, 断層の状態 (断層固着状態や地震時断層すべりなど) を推定する必要があり, そのような研究は主に固体地球分野においてなされてきた (例えば, <sup>1)</sup>). これらの研究では, 観測された地殻変形データと地殻変形解析を組み合わせた逆解析により断層の状態を推定する. データに関しては, 国土地理院の GEONET による地上での密な地殻変形データ<sup>2)</sup>が利用されており, また, 海洋研究開発機構の DONET など海底での地殻変形データも整備が進められている<sup>3)</sup>. さらには, 観測技術の発達により地殻データの蓄積もすすんでいる. 一方で, 推定された地殻データを用いた高詳細な数値解析用モデルの構築が難しいことから, 地殻変形解析には半無限解析解など単純化された

手法が主に使用されている.

そこで本研究では, ハイパフォーマンスコンピューティングの発達を踏まえ, 地殻の地表面・層同士の境界面の複雑な形状を再現した高詳細な三次元有限要素モデル自動構築手法, 及びそれを用いた地殻変形解析手法を開発する. 適用例では本手法を用いて実際に地殻変形解析を行い, その結果を従来手法による結果と比較する. これにより地殻変形解析における本手法の有効性を示す.

本論文の構成について述べる. まず第 2 章で解析手法・モデル構築手法について述べる. 第 3 章では西南日本を対象にモデルを生成し, 南海地震の想定断層すべりによる地殻変形解析を行う. 本手法のモデルと従来単純化されたモデルで計算される地表面変位に有意な差があることを示す. 第 4 章ではまとめと今後の展望を示す.

## 2. 解析手法・モデル生成手法

以下で本研究で用いる解析手法・モデル生成手法について簡単に述べる。

### (1) 有限要素法定式化

数値解析手法として、地殻構造のような形状の複雑な連続体の解析に適した有限要素法を用いる。本研究では数日から数年の短い時間スケールを対象とするため、地殻を線形弾性体とみなし、食い違い断層に対する地殻変形の静弾性解析を行う。境界条件を考慮して整理すると、問題は以下の一次連立方程式に帰着する。

$$\mathbf{Ku} = \mathbf{f},$$

ここで、 $\mathbf{K}$ ,  $\mathbf{u}$ ,  $\mathbf{f}$  はそれぞれ全体剛性マトリクス、変位ベクトル、外力ベクトルである。入力となる食い違い断層は、節点分割法<sup>4)</sup>によりモデル化する。節点分割法では断層面上の節点を仮想的に上下に分割し、節点の上下に逆向きの仮想変位に相当する節点荷重をそれぞれ与えることにより、食い違い断層を簡便に表現することができる。モデルの側面と底面には無限要素<sup>5)</sup>を生成し、半無限性を導入する。

### (2) 有限要素モデル生成手法

従来の地殻変形解析には、均質な半無限空間の解析解や地表面形状の近似を行った数値モデルが用いられてきた。本手法は複雑な地表面・境界面形状を持った成層構造の地殻データ（数値標高モデルデータと物性値）を入力とし、バックグラウンド構造格子を用いた3次元有限要素モデルの自動生成を行う。これにより、地殻の複雑な形状や物性の不均質性を考慮した高詳細な地殻モデルを高速に生成することが可能になる。これは<sup>6)</sup>による手法の拡張である。拡張点は地殻形状の近似精度の改善、サイズの違う立方体要素の生成とその制御、無限要素による半無限性の導入である。以下にモデル生成の手順を簡潔に述べる。

- (i) バックグラウンド構造格子をモデル化対象領域に被せる。構造格子の生成領域は対象領域がすべてカバーされるように  $x$ ,  $y$ ,  $z$  方向についてそれぞれ  $\alpha_x \times 2^k ds$ ,  $\alpha_y \times 2^k ds$ ,  $\alpha_z \times 2^k ds$  と設定する。ここで  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$ ,  $\alpha_z$  は適当な自然数を選ぶ。  $ds$  は構造格子の一辺の長さ、  $k$  は八分木の深さである。これは立方体要素が図2のように八分木構造をとって、最大で  $2^k ds$  のサイズまで大きくなることを示している。(Fig. 1(a))
- (ii) 生成した各構造格子単位で独立に要素を生成する。地表面・境界面が格子と交差する場合、地表面・境界面と格子の辺の4つの交点とその格子の8つの頂点を用いて、四面体要素を格子内に、その代表

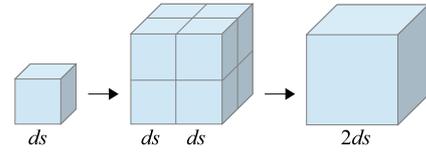


図-2 立方体要素は八分木構造をとって大きくなる。すなわち8個の大きさの等しい立方体要素が集まることで要素サイズが二倍の立方体要素が生成される。

的な生成方法であるデローニ分割を用いて生成する。交差しない場合は、格子はそのまま立方体要素として扱う。この手法により整合性のとれた要素が格子単位で独立に生成される。4つの交点と8つの頂点の距離がある閾値より小さい場合は、アスペクト比の悪い要素が生成される可能性があるため、地表面・境界面の形状の近似を行う。最大の近似誤差がより小さくなるように<sup>6)</sup>の手法を拡張した方法を用いる。具体的には、格子の辺上の交点が以下のように近似される。

$$z'_s = \begin{cases} z_s - h, & \text{for } h < 0.125ds \\ z_s - h + 0.25ds, & \text{for } 0.125ds < h < 0.25ds \\ z_s - h + 0.75ds, & \text{for } 0.75ds < h < 0.875ds \\ z_s - h + ds, & \text{for } 0.875ds < h \\ z_s, & \text{for } 0.25ds < h < 0.75ds \end{cases}$$

- ここで  $z_s$ ,  $z'_s$ ,  $z_b$  はそれぞれ近似前、近似後の交点とバックグラウンド構造格子の底面の  $z$  座標、  $h = \text{mod}(z_s - z_b, ds)$  である。図3に近似の概念図を示す。格子左辺の色のついた部分に存在する点は同じ色の円で表される点によって近似される。また図中に格子の辺と地表面・境界面の交点が  $0.125ds < h < 0.25ds$  の範囲にある場合の近似の例を示す。  $\text{mod}(a, b)$  は  $a$  を  $b$  で割った余りを表す。この手法では近似誤差は  $0.125ds$  以下となる。一方<sup>6)</sup>で用いられている近似手法では最大の近似誤差が  $0.25ds$  となっていた。このように最大の近似誤差を半減させることで、より精度のよいモデルの生成が可能となる。上述のように、四面体要素と立方体要素は近似された地表面・境界面とバックグラウンド構造格子に基づいて格子単位で生成される。(Fig. 1(c)).
- (iii) 物性が均質な部分では、物性値に対して立方体要素のサイズ  $ds$  が大きすぎ非効率である場合がある。その場合は立方体要素を  $V_s/p$  以下かつ八分木構造に従う最大の大きさまで大きくする。ここで、  $V_s$ ,  $p$  はせん断波速度と適当な実数である。  $p$  は数値解が収束するように数値実験によって定める。(Fig.1(d)).
  - (iv) 側面・底面付近の立方体要素を (iii) で定めたもの

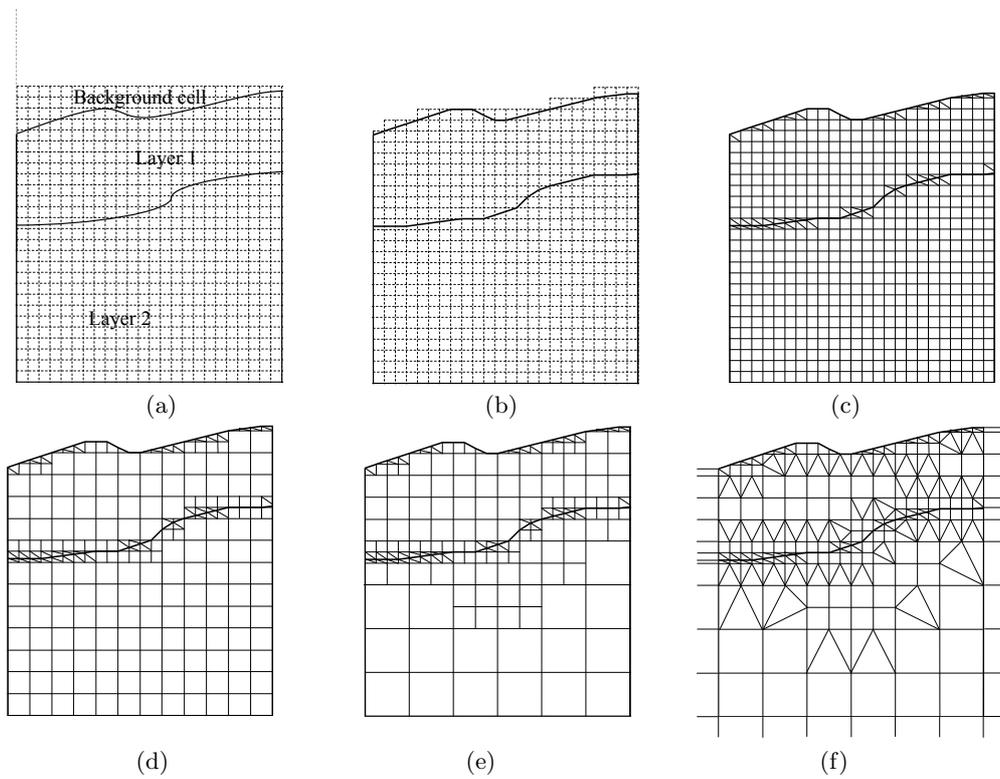


図-1 有限要素モデル生成手法の概念図. (a) モデル化対象領域にバックグラウンド構造格子を被せる. (b) 地表面・境界面をアスペクト比の悪い要素が生成されないようにわずかに近似する. (c) 近似された対象領域に対してバックグラウンド構造格子を用いて四面体要素と立方体要素を生成する. (d) 非効率な立方体要素を八分木構造にしたがって大きくする. (e) 側面・底面付近にある要素をさらに二倍の大きさにする. (f) 大きさの違う要素どうしに四面体要素を生成し、メッシュの整合性を保つ. モデルの側面・底面に無限要素を生成する.

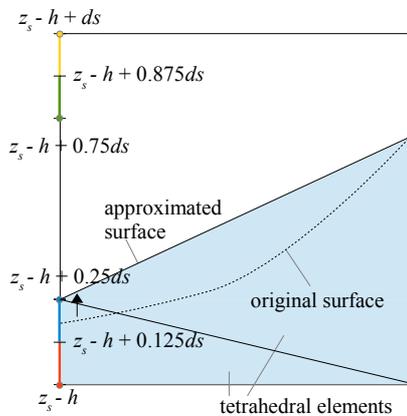


図-3 近似の概念図. 格子左辺の色のついた部分に存在する点は同じ色の円で表される点によって近似される. また格子の辺と地表面・境界面の交点が  $0.125ds < h < 0.25ds$  の範囲にある場合の近似の例を示している.

の  $s$  倍となるように融合する. これらの要素を大きくしても解析精度が受ける影響は小さいからである. ここで  $s = 2^i$  であり,  $i$  は任意に定める自然数とする. ただし「側面付近」を側面から水平方向に  $ne_{out}ds$  以内の領域, 「底面付近」を底面から鉛直方向に  $ne_{out}^{dep}ds$  以内の領域と定める.  $ne_{out}$ ,  $ne_{out}^{dep}$  は任意の自然数である. (Fig.1(e)).

(v) サイズが変わった立方体要素の周辺ではメッシュが不整合となっているので, サイズの違う立方体要素同士をつなげる四面体要素をデローニ分割により生成する. また半無限空間のモデル化のため, 無限要素をモデルの側面と底面に生成する (Fig.1(f)).

なお用いる要素の種類は四面体一次要素, 立方体一次要素, 三角柱型無限要素の二次要素である. 本手法の長所は, 要素が格子単位で生成されるために対象領域の大きさに関わらずメッシュ生成の堅牢性が高いこと, 節点の座標が格子点として明示的に与えられるのでメッシュの品質の制御が容易であることがあげられる. 本手法の機能はあくまでも成層構造に対するメッシュ生成に限定されるが, 地殻構造は成層構造としてモデル化されることが多い. よって本手法は地殻構造のメッシュ生成方法としては十分であると言える.

### (3) 計算手法

本手法によって生成されたモデルは, 地表面・境界面形状を高い分解能で詳細に再現することにより, 自由度が大きくなっている. 計算時間を実用可能な範囲にするためには計算の並列化が不可欠である. また将来的に断層の状態推定や地殻データのあいまいさを定量的に扱った解析を行う場合には, グリーン関数計算やモンテカルロ的アプローチなどにより多数ケースの

計算が必要となる．このことを踏まえ本研究では，複数の計算ノードで多数回計算を行うことを前提とする．その際，分散メモリ型並列化により「複数の計算ノードを用いた1ケースの計算」を繰り返すのではなく，共有メモリ型並列化により「個々の計算ノードを用いた多数ケースの独立な解析」が可能な手法を開発する．この手法では計算ノード間の通信によるオーバーヘッドがほとんどなく，トータルの計算時間は短くなると期待される．並列化には OpenMP を用いた．

対象問題の自由度が大きい場合，計算資源の制約上  $\mathbf{K}$  マトリクスをそのまま計算メモリ上に記憶させることは難しい．そこで  $\mathbf{K}$  マトリクスが疎行列であることを利用して使用メモリ量を抑える Element-by-Element (EBE) 法<sup>7)</sup>を，代表的な反復法の一つである共役勾配 (CG) 法と組み合わせて用いる．EBE 法では CG 法中の行列ベクトル積の計算を，

$$\mathbf{K}\mathbf{u} = \sum_i \mathbf{K}_{te}^i \mathbf{u}_{te}^i + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \sum_i^{num(\alpha,\beta)} \mathbf{K}_{ve}^i(\alpha,\beta) \mathbf{u}_{ve}^i + \sum_i \mathbf{K}_{ie}^i \mathbf{u}_{ie}^i,$$

のように評価する．ここで  $\mathbf{K}_{te}^i$ ， $\mathbf{K}_{ie}^i$ ， $\mathbf{K}_{ve}^i(\alpha,\beta)$ ， $num(\alpha,\beta)$  はそれぞれ  $i$  番目の四面体要素，無限要素，物性値が  $\alpha$  で要素サイズが  $2^{\beta-1}ds$  である立方体要素の要素剛性マトリクス，そのような立方体の数である． $\mathbf{u}_{te}^i$  は  $i$  番目の要素に対応する変位ベクトルである．このように全体剛性マトリクスを記憶する必要がなくなるので，必要となる計算メモリは大幅に軽減される．

CG 法の前処理には簡便かつ省メモリで並列化が容易なヤコビ前処理を用いる．前処理行列を  $\mathbf{K}$  の対角成分，すなわち

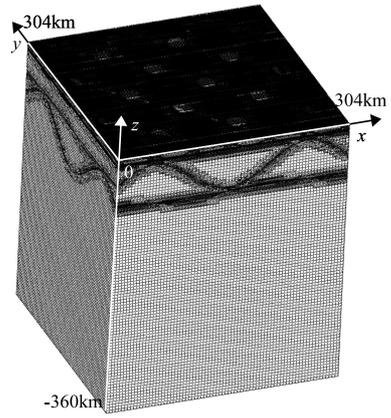
$$m_{ij} = k_{ij}\delta_{ij},$$

と設定する． $m_{ij}$ ， $k_{ij}$ ， $\delta_{ij}$  はそれぞれ前処理行列  $\mathbf{M}$ ， $\mathbf{K}$  の  $ij$  成分とクロネッカーのデルタである．

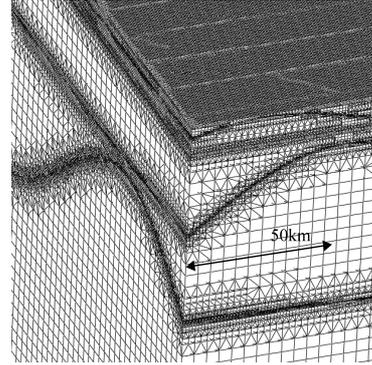
### 3. 数値実験

#### (1) 数値検証

半無限媒質中に設定した断層面上でのすべり変位による地殻変形解析の結果を解析解と比較することにより，本手法の数値検証を行う．まず使用したモデルについて述べる．半無限媒質のうち  $0 \leq x \leq 304\text{km}$ ， $0 \leq y \leq 304\text{km}$ ， $0 \leq z \leq 360\text{km}$  の範囲に本手法により有限要素モデルを生成する．モデル内部に四面体要素と立方体要素からなる複雑なハイブリッドメッシュを故意に発生させ，メッシュ不均質性の影響を確認する．物性値はモデル全体で一定値とし，後述の西南日本モデル (表2) の地殻層と同様のものを用いる．モデルの生成パラメータとして表1に示すものを用いた．その結



概観



詳細図

図-4 数値検証に用いたモデルの概要．複雑なハイブリッドメッシュが生成されているのがわかる．

果，モデルの自由度は 16,724,556，四面体要素とボクセル要素の要素数はそれぞれ 8,415,676，4,003,133 となった．図4にモデルの概要を示す．断層面は  $z = -10$  の平面とし，モデルの  $142 \leq x \leq 162\text{km}$ ， $142 \leq y \leq 162\text{km}$  の範囲に  $\Delta u_x = 10\text{m}$ ， $\Delta u_y = 2\text{m}$ ， $\Delta u_z = 0\text{m}$  の一様すべりを入力する．半無限媒質中の弾性体の解析解は<sup>8)</sup>にしたがって計算する．

図5が本手法によって計算された地表面変位と，解析解との誤差の絶対値である．ここでは変位の絶対値のみ示している．実際は  $x$ ， $y$ ， $z$  方向すべてについて誤差の検討を行った．誤差の絶対値が大きい場所では変位自体も大きくなっており，その場所の相対誤差は小さくなっていることが分かる．縁部においては無限要素による半無限空間の近似精度に限界があるため，誤差が大きくなっている．実際，縁部より 115km 程度離れた場所においては

$$\epsilon_r < 0.84\%,$$

となっている． $\epsilon_r$  は相対誤差で，

$$\epsilon_r = \frac{|U_{FEM} - U_{analytical}|}{|U_{analytical}|},$$

と定義している．ここで  $U_{FEM}$  は FEM モデルによる地表面変位， $U_{analytical}$  は解析解による地表面変位で

ds:	1 km
$k$	3
$p$ :	1
$s$ :	2
$ne_{out}$ :	16
$ne_{out}^{dep}$ :	32

表-1 3次元有限要素モデルの生成パラメータ。  $k$ ,  $s$ ,  $p$ ,  $ne_{out}$ ,  $ne_{out}^{dep}$  は八分木深さ, せん断波長あたりの要素数, モデル側面・底面付近の要素とそれ以外の要素のサイズ比, 「側面付近」を表す領域, 「底面付近」を表す領域。

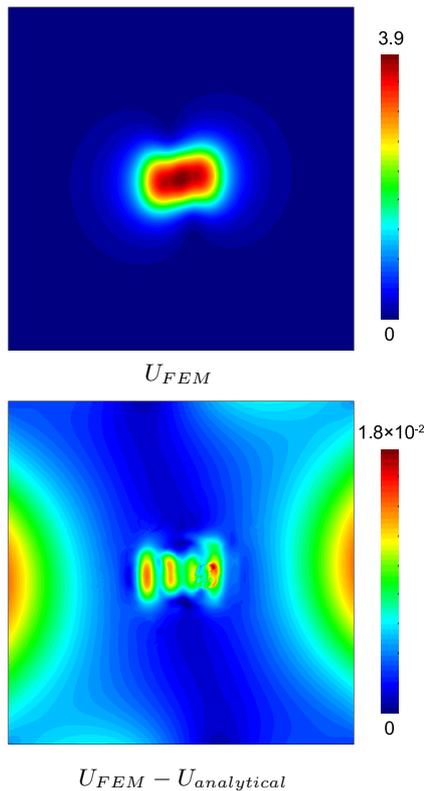


図-5 本手法での解析結果と解析解との誤差 (m)。誤差の絶対値が大きい場所では変位自体も大きくなっており, 相対誤差は小さくなっている。縁部では無限要素の近似精度の影響により誤差が大きくなっている。

ある。これより, 縁部から 115km 程度の距離をとれば, 本研究の手法で生成したモデルにおいて, 解析結果が解析解とよい一致を示すことが分かる。以後, 縁部から 115km 以上の部分を精度保証領域とし, この領域の解析結果のみを有効なものとして扱う。

## (2) 南海地震の推定断層すべりに対する地殻変形解析への適用

適用例として, 本手法を用いて西南日本の3次元有限要素モデルを生成する。これに南海トラフでの地震サイクルシミュレーションから得られた南海地震の想定断層すべり<sup>9)</sup>を入力し, 西南日本の地殻変形解析を

行う。モデル化対象領域を図6に示す。モデル化範囲は  $0 \leq x \leq 976\text{km}$  (東西),  $0 \leq y \leq 784\text{km}$  (南北),  $0 \leq z \leq 400\text{km}$  (鉛直) である。物性値は4層構造とし,<sup>10)</sup>を参考に定めた各層の物性値を表2に示している。モデル生成パラメータには(1)で解の収束が確認された表1のものをそのまま用いる。生成したモデル(本モデル)を図7に示す。詳細図から, 複雑な地表面・地層境界面形状が細かく再現されていることがわかる。モデルの自由度は134,000,160, 四面体要素とボクセル要素の要素数はそれぞれ44,713,627, 36,405,531となった。解析の比較対象として, 地表面形状も物性の不均質性も考慮に入れないモデル(従来モデル)を生成する。このモデルを用いて計算される解は半無限空間での弾性体の解析解に相当する。従来モデルの地表面標高は本モデルの地表面標高の平均値とした。物性値は表2の crust layer と同じ値である。二つのモデルで地殻変形解析を行い, 地表面変位を比較する。

12個の計算コア(Intel(R)Xeon X5680 (6Core-3.33GHz / 12MB / QPI-6.4GT/s)×2)と48GBの計算メモリ(8GB (DDR3-1333 Registered ECC)×6)を搭載した計算ノードで本モデルで解析を行ったところ, 所要時間は29650s (elapsed time)であった。数回のケースを計算するためには今回使用した計算手法は十分高速であったと判断できる。本モデルにおける地表面変位の絶対値を図8に示す。計算された地表面変位は複雑な入力すべり分布とよく適合している。次に変位のピークを通る側線上の, 本モデルと従来モデルでの地表面変位分布を図9に示す。側線の位置は図6に示す。使用モデルにより変位の大きさとモード形状が異なっていることがわかる。変位が分布している領域全体には10%程度の相対差が出ている。ピークの値の差はそれほど大きくないが, これはピークの出ている地点(側線の交点)の本モデルでの標高との従来モデルの標高の差が805mと比較的小さい(図9, 10参照)からだと考えられる。従来モデルでの標高には本モデルの全領域の標高の平均値が用いられているので, 図10に示すような標高差の大きい場所では必ずしも値の差が小さいとは限らない。実際図9の分布を見るとピーク以外の部分で値の差が30%以上と相対的に大きくなっている部分がある。これらの結果には地殻形状と物性の不均質性の考慮の影響が表れていると考えられる。

GEONETやDONETなどのデータを組み合わせて断層の状態推定を行う場合, 観測地点の標高は山岳部から海溝軸付近までと広い範囲に分布する。すなわち観測点は断層状態の推定に対して, 地表面変位の測定結果だけでなく鉛直方向の位置情報という形でも無視できない強さの拘束を与えると考えられる。このことは観測データと地殻変形解析を用いて断層の状態推定

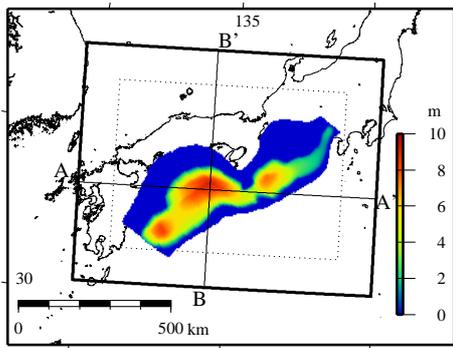


図-6 モデル生成領域（黒線）と入力断層すべり分布. A, A', B, B' はそれぞれ変位ピークを通る  $x, y$  軸に平行な側線の始点と終点を表す. 点線は数値検証で定めた精度保証領域.

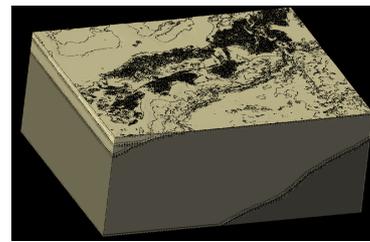
	$V_p$	$V_s$	$\rho$	$E$	$\nu$
layer 1	5664	3300	2670	72.3	0.243
layer 2	8270	4535	3320	176	0.285
layer 3	6686	3818	2600	95.4	0.258
layer 4	6686	3818	2600	95.4	0.258

表-2 西南日本モデルを構成する4層の名称と物性値. layer 1: 地殻, layer 2: 上部マントル, layer 3: フィリピン海プレート, layer 4: 太平洋プレートである. 最深部が浅い順に並べている.  $V_p$ : P波速度 (m/s),  $V_s$ : S波速度 (m/s),  $\rho$ : 密度 ( $\text{kg/m}^3$ ),  $E$ : ヤング率 (GPa),  $\nu$ : ポワソン比である.

を試みると、地殻形状や物性の鉛直方向の特性を捨象し単純化したモデルを使うと、推定結果に有意な誤差が生じる可能性があることを示唆する。

#### 4. おわりに

本研究では、震源断層想定の高高度化をめざし、断層状態推定を精度良く行うための高詳細な地殻モデル構築手法を開発した。高詳細な三次元地殻モデルは従来、品質確保の難しさと計算負荷の大きさから用いられてこなかった。そこで本手法では、バックグラウンド構造格子を用いたモデル自動生成により、明示的な節点座標によるメッシュ品質制御の容易さと、要素を格子単位で生成する堅牢性を確保した。高詳細なモデルの自由度は大きくなるので、省メモリなソルバーと OpenMP を用いた並列化による高速な解析手法も開発した。適用例として、この手法によって生成された西南日本モデルを用いて、地殻変形解析を行った。本手法の高詳細なモデルによる地表面変位の解析結果と、地表面形状と物性の不均質性を考慮しない単純化された地殻モデルの結果との間に、有意な差が生じることを示した。単純化されたモデルを用いると、断層状態推定におい



全体図



詳細図

図-7 西南日本モデルの概要. 詳細図から複雑な地表面・地層境界面形状が細かく再現されていることがわかる.

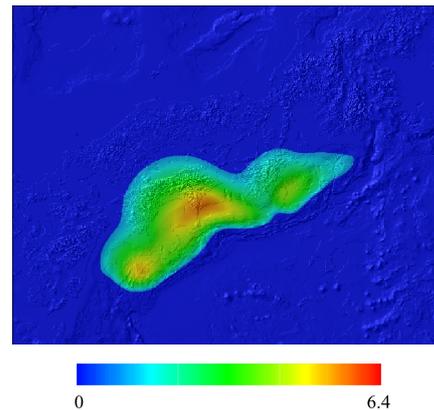


図-8 想定断層すべりに対する地表面変位絶対値の分布 (m).

て有意な誤差を生じる可能性があるため、高詳細なモデルを使うことが重要であることが示唆される。この手法が想定断層破壊シナリオの適切な設定に寄与し、それによって地震被害想定の高高度化が可能になると期待される。

今後は本手法を、断層の状態推定や地殻データのあいまいさを定量的に扱った解析に適用することを予定している。その際には第2章で述べたように数百、数千ケースの多数回計算が必要になる。1ケースの計算時間を現在の8時間程度 (29650s) から1時間前後まで減らすことのできる高速計算手法を構築中である。また非線形性、特に数十年の時間スケールで地殻の挙動に対して支配的となる粘弾性<sup>11)</sup>をモデルに適用するこ

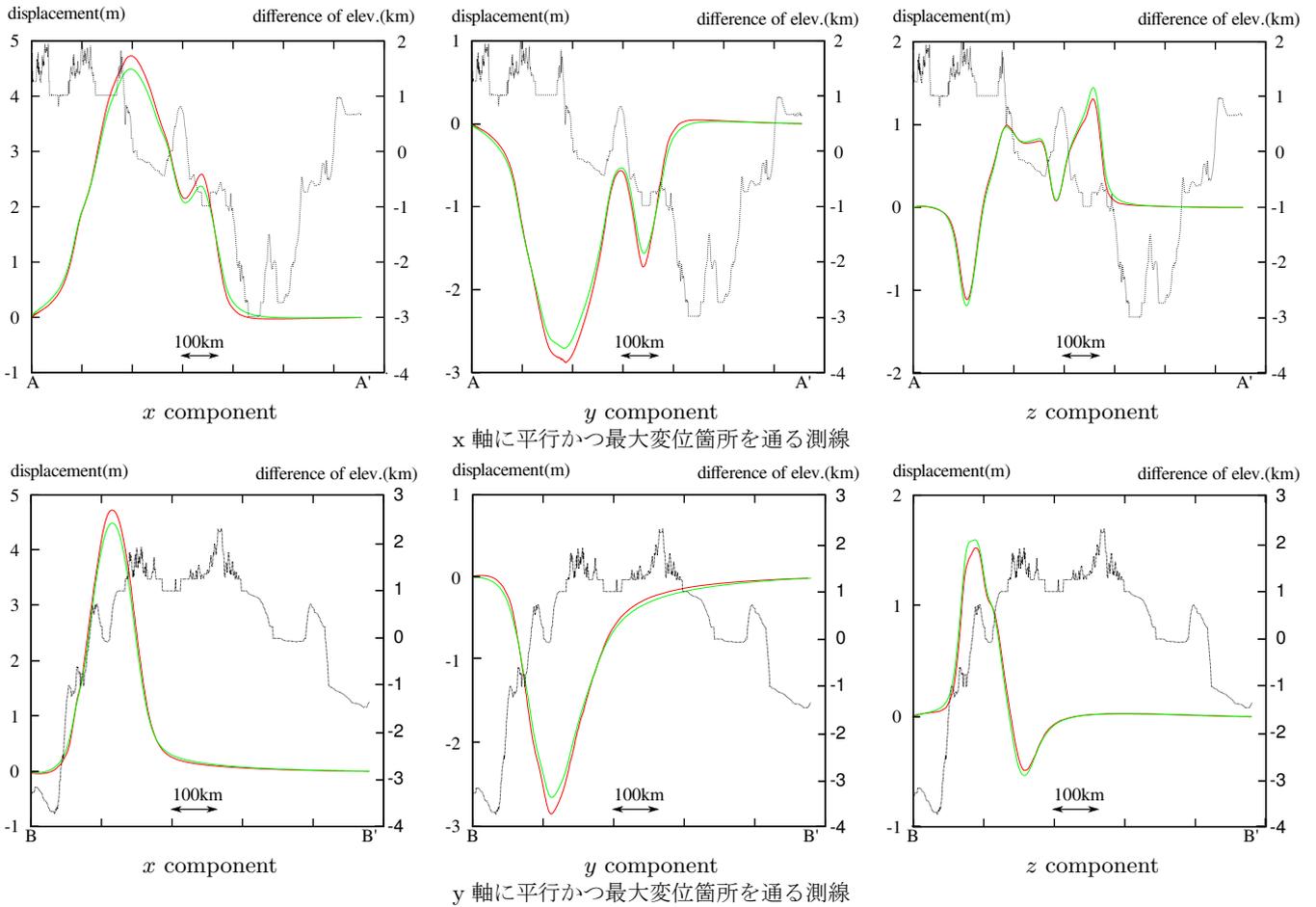


図-9 変位ピーク部分を通る側線上の変位応答の分布（左縦軸）と側線上の標高差（右縦軸，本モデル-従来モデル）．赤線は本モデル，緑線は従来モデルによる結果，点線は標高．変位の値とモード形状がモデルにより異なっているのがわかる．またピークの出ている部分では標高差が比較的小さいことがわかる（左縦軸）．

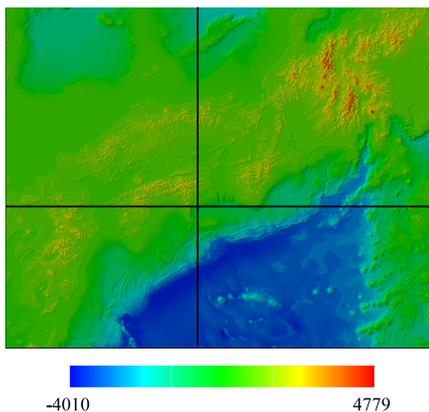


図-10 本モデルと従来モデルの地表面標高の差 (m)．縦線・横線は側線の位置である．差の値のピークが来る側線の交点では地表面標高の差が 805m と比較的小さい．

とも予定している．

謝辞： 東京大学地震研究所の前田拓人助教には西南日本の地殻データを提供していただいた．また数値検証に防災科学技術研究所の岡田義光博士のプログラムを使わせていただいた．ここの感謝の意を表する．

#### 参考文献

- 1) Yabuki, T. and Matsu'ura, M.: Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophysical Journal International*, 109, 363-375, 1992.
- 2) 国土地理院: 電子基準点データ提供サービス, <http://terras.gsi.go.jp/ja/index.html>
- 3) 海洋研究開発機構: DONET, <http://www.jamstec.go.jp/donet/e/>
- 4) Melosh, H. J. and Rafesky, A.: A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bull. seism. Soc. Am.*, 71, 1391-1400, 1981.
- 5) Zienkiewicz, O. C., EMson, C. and Bettess, P.: A novel boundary infinite element, *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 19, 393-404, 1983.
- 6) Ichimura, T., Hori and M., Bielak, J. : A Hybrid Multiresolution Meshing Technique for Finite Element Three-Dimensional Earthquake Ground Motion Mod-

- eling in Basins Including Topography, *Geophysical Journal International*, 177, 1221-1232, 2009.
- 7) Hughes, T. J. R., Levit, I. and Winget, J.: An element-by-element solution algorithm for problems of structural and solid mechanics, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 36, 241-254, 1983.
  - 8) Okada, Y.: Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull.Seism.Soc.Am.*, 75, 1135-1154, 1975.
  - 9) Hyodo, M., Hori, T. and Baba, T.: Reconsideration of Possible Earthquake Scenarios in the Nankai Trough, *AOGS-AGU(WPGM) Joint Assembly*, Singapore, 2012
  - 10) Sato, K., Minagawa, N., Hyodo, M., Baba, T., Hori, T. and Kaneda, Y.: Effect of elastic inhomogeneity on the surface displacements in the northeastern Japan: Based on three-dimensional numerical modeling, *Earth Planets Space*, 59, 1083-1093, 2007.
  - 11) 大中康誉, 松浦充宏: 地震発生の物理学, 東京大学出版会, 2002