

GNSS観測による豊後水道周辺でのプレート間すべりの分解能

Interplate slip resolution around the Bungo Channel area, southwest Japan, with GNSS observation

竹内 里紗¹⁾

Risa Takeuchi

廣瀬 仁²⁾

Hitoshi Hirose

松島 健³⁾

Takeshi Matsushima

田部井 隆雄⁴⁾

Takao Tabei

西村 卓也⁵⁾

Takuya Nishimura

概要: 本研究の目的は、GNSS観測にもとづく、豊後水道周辺でのプレート間すべりの空間分解能を推定することである。ここでは、観測点数・配置の違いによる空間分解能の比較を以下の2つのケース: (i) 国土地理院によって設置されている GEONET の観測点のみの場合; (ii) 大学研究グループによる独自の観測点と海上保安庁による観測点の7観測点を加えた場合; についてノイズを与えない条件でチェッカーボードテストを行い、比較を行った。その結果、観測点数の少ないケース (i) でも、豊後水道周辺の四国・九州の陸の地下にあるプレートのすべり分布の再現性は高く、プレート間すべりの空間分解能は 20 km 以下であることがわかった。また同様に、陸に囲まれた豊後水道内のプレートのすべり分布の再現性は高く、プレート間すべりの空間分解能は高いことがわかった。しかし、南方の海域で陸から離れるほどプレートのすべり分布の再現性は低くなり、空間分解能は悪くなることがわかった。一方、ケース (ii) で新たな観測点を増やすことで、すべり分布の再現性は高くなり、空間分解能が改善した。特に豊後水道南方の海域で大きく空間分解能が改善した。

キーワード: 地殻変動、スロースリップイベント、チェッカーボードテスト、フィリピン海プレート、南海トラフ

1 はじめに

1.1 豊後水道スロースリップイベントについて

豊後水道は西南日本である四国・九州の間の海域であり、東経 132 度北緯 33 度付近に位置する。豊後水道の地下ではフィリピン海プレートがアムールプレートの下に沈み込んでいる (図 1 左)。フィリピン海プレートはアムールプレートに対し、北西方向に約 6 cm/year の速さで沈み込んでいると考えられている (Miyazaki and Heki, 2001)。このため、豊後水道の地下では、アムールプレートの下にフィリピン海プレートのスラブが存在している。このプレート境界ではスロースリップイベント (SSE) が発生しているといわれている。

SSE は、地震と類似の断層すべり現象の一種である。通常地震は、長い場合でも 1 分間程度の比較的短時間に地下の岩盤中で破壊が進行し、それに伴って地震波が地中に伝播して地表を激しく揺らす現象である。SSE は断層運動の継続時間が非常に長いという特徴を持つ。プレート間のすべり速度が非常に遅いので地震波の励起を伴わない地殻変動である。SSE は同一場所に繰り返し発生するという特徴を持ち、豊後水道の他に房総半島沖などでも繰り返し発生している (鷲谷, 2009)。SSE が発生している場所の一つである豊後水道では、5~7 年の間隔で SSE が発生していることが GNSS 観測によって捉えられている。具体的には、1997 年、2003 年、2010 年に発生している (Hirose et al., 1999; Ozawa et al., 2001, 2007; Hirose et al., 2010)。

1.2 GNSS 観測について

SSE は地震波の励起を伴わないほどすべり速度の遅い地殻変動であるので、地震計ではなく、GNSS (Global Navigation Satellite System) などの測地学的手段を用いて観測が行われる。GNSS は GPS (Global Positioning System) やそれらに類似した人工衛星による測位観測システムの総称である。GNSS を利用した観測網として、日本では国土地理院が運用する GEONET (GNSS Earth Observation Network) がある。GEONET によって時間変化する日本の地殻変動のようすを捉えることができるので国内の地殻変動の基盤観測網と位置付けられている (例えば、西村, 2009)。2016 年 3 月現在、全国約 1300 箇所に電子基準点が設置されており、24 時間連続観測を行っている。

GNSS では電波を用いるため、それによる地殻変動を測定できるのは陸域に限られる。このため GEONET の観測点は日本列島の陸上にしか設置されていない。したがって海域では、GNSS では地殻変動を連続観測することができないため、海域でのすべり分布の分解能は必然的に悪くなると推測される。豊後水道周辺の GEONET による GNSS 観測点の位置を図 1 右 (黒三角) に示す。この配置を見ると、四国・九州の陸上には観測点が密に設置されている。しかし、豊後水道や太平洋沖の海域には観測点は設置されていない。そのため、豊後水道周辺のプレート間すべりの空間分解能は、陸域に比べて相対的に悪いと考えられる。豊後水道周辺のプレート間すべりの分解能を改善し、豊後水道周辺で発生している地殻変動や SSE をより精度良く観測する目的で、2014 年以降、九州大・高知大・京都大・神戸大の研究グループが独自に GNSS 観測点を 6 地点設置した (図 1 右、赤三角)。加えて、海上保安庁による GNSS 観測点がこの領域に 1 地点設置されている (図 1 右、青三角)。

以上を踏まえ、本研究では、豊後水道周辺における GNSS 観測に基づくプレート間すべりの空間分解能を調査することを目的とする。特に、GEONET のみのケースと、新たな GNSS 観測点を加えたケースとを比較することで、どの程度プレート間すべりの空間分解能が向上するかを調べる。

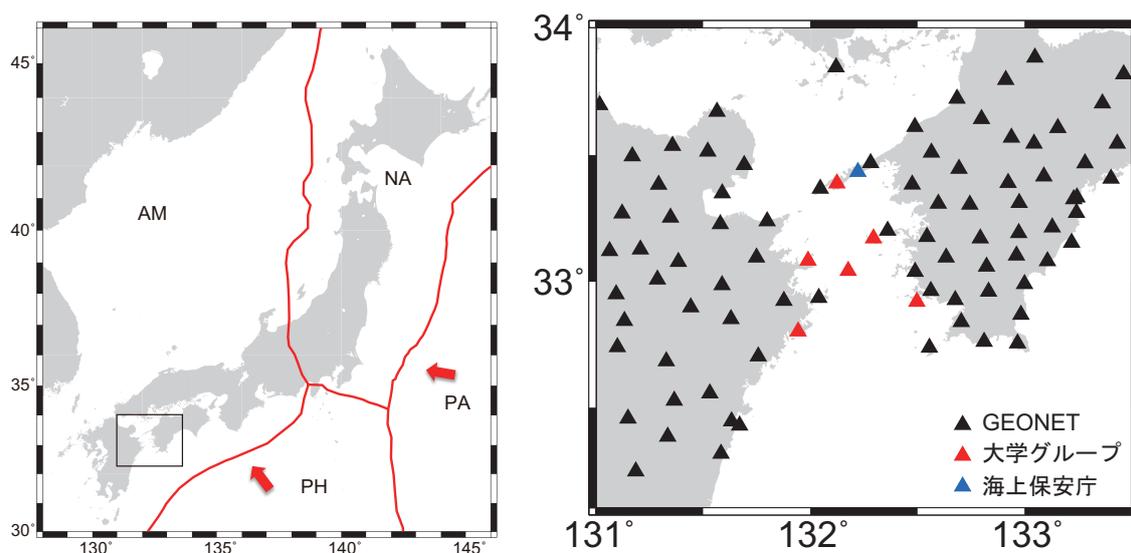


図 1: (左) 豊後水道周辺でのテクトニックセッティング. 赤色の線はプレート境界を表す. AM はアムールプレート、PH はフィリピン海プレート、PA は太平洋プレート、NA は北大西洋プレートを示す. 赤矢印はプレートの沈み込みの方向を示している. 黒で囲った範囲が研究対象領域の豊後水道周辺である. (右) 研究対象領域における GNSS 観測点配置. 左図の黒で囲った範囲を示す. 黒は国土地理院の GEONET、赤は大学の共同研究グループが独自に設置した観測点、青は海上保安庁による観測点を示す.

2 解析手法

2.1 概要: チェッカーボードテスト

本研究では、豊後水道周辺でのプレート間すべりの空間分解能を調べるためにチェッカーボードテストを実施した。豊後水道周辺である東経 131 度から 133.5 度、北緯 33.1 度から 34 度における観測点配置 (図 1 右) を用いて解析を実施した。この範囲に存在する国土地理院の GEONET 観測点は 82 地点である (図 1 右)。この 82 観測

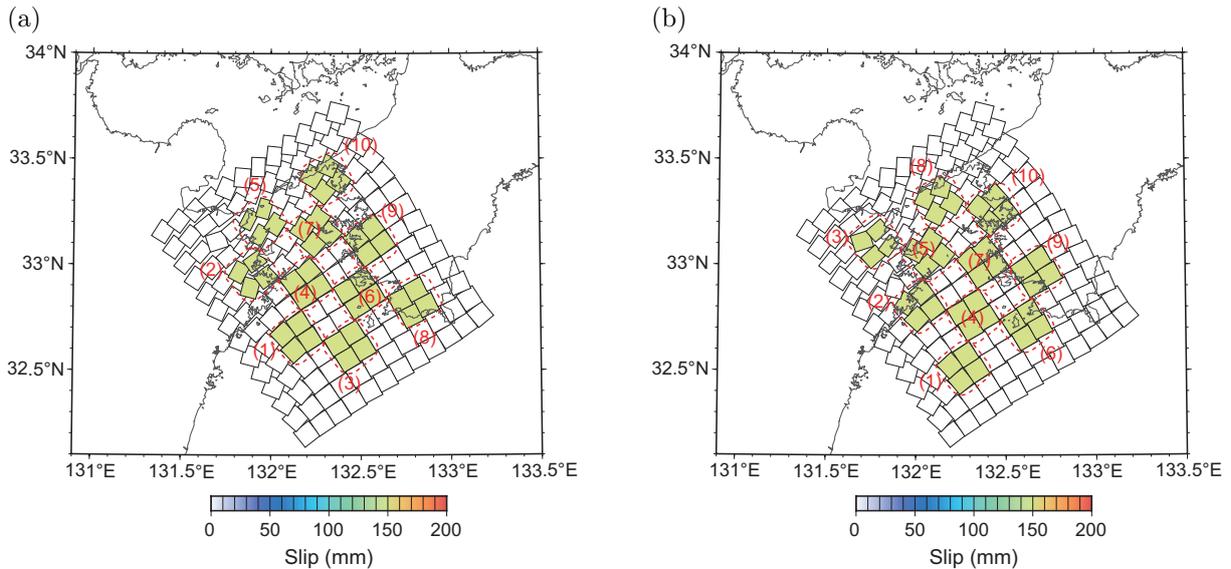


図 2: 与えたすべり分布. (a) パターン α . (b) パターン β . プレート境界面に配置した矩形小断層を四角で示している. その小断層のうち 10 箇所の小すべり域 (1–10) に 150 mm のすべりを与えた.

点を従来からの観測点とする (ケース i). 従来からの観測点に加えて前述した大学共同研究グループが独自に設置している観測点 6 地点と海上保安庁による観測点 1 地点を加えたものは 89 地点である. この 89 観測点を新設の観測点を加えたものとする (ケース ii). 本研究は従来から設置されている 82 観測点 (ケース ii) と新設の観測点を加えた 89 観測点 (ケース) の 2 つのケースにおいてチェッカーボードテストの結果の比較を行った.

2.2 チェッカーボードテストの方法

本研究では, Hirose et al. (2014) のインバージョン手法を用いてチェッカーボードテストを行う. このインバージョン手法は Segall and Matthews (1997) が提唱した, 時間変化する変位データから, 断層すべりの時間発展を推定することができる, Network Inversion Filter と呼ばれる手法に基づいている. プレート境界を短形小断層で表現し, 小断層ごとのすべりをインバージョン計算によって求める.

まず, プレート間で発生している SSE を模擬するために, プレート境界にすべりを与える. ここでは, Shiomi et al. (2008) と Baba et al. (2002) による, 沈み込んだフィリピン海プレートの上面の 2 つのモデル形状をなめらかにつないだプレート形状モデルを用いる. このモデル形状に接するように 10 km 四方の大きさの小断層を 12×14 個設置した (図 2). この小断層にすべりを与える. 小断層 2×2 個分のすべり面積を 1 単位とし「小すべり域」と呼ぶ. この小すべり域を 10 箇所に配置する. 本研究では, 2 種類のすべり分布を与えた. これをパターン α (図 2a), パターン β (図 2b) と呼ぶ. この 10 箇所の小すべり域に 5 日間で 150 mm のすべり量となるようなすべり時間関数を与える (図 3). このすべり量は 1997 年の豊後水道 SSE においてプレート境界面で最大 180 mm のすべりがあったと推定されていること (Hirose et al., 1999) に基づいている. 仮定した継続時間は実際の豊後水道 SSE のものとは異なっているが, 本研究ではすべりの空間分布のみを議論する目的のため, 計算時間を短縮するために短い継続時間を仮定した. この継続時間の違いは, すべりの空間分布には影響しない. また, すべりの方向はフィリピン海プレートの収束方向と逆方向である $N125.5^\circ E$ に固定した (Miyazaki and Heki, 2001).

与えたすべり分布からフォワード計算で各観測点での 3 成分変位を時間の関数として得る. このフォワード計算では断層上のすべり分布から均質半無限弾性体中の断層すべりによる地表変位の定式化 (Okada, 1992) を用いた.

そして, 計算された各観測点での変位 3 成分の時間変化を観測データとしてインバージョン計算を行い, すべり分布を算出する. この際, 観測データにノイズは加えていない. また, GNSS 観測で発生しうる誤差を考慮に入れるため, 水平方向で 2 mm, 上下方向で 6 mm の誤差についてインバージョン計算を実施する際のデータの重み付けで利用した.

インバージョン計算を行う際, 超パラメーターの設定が必要である. 本研究では, 時間方向と空間方向のすべりの滑らかさを仮定し, これに関してそれぞれ超パラメーター (計 2 つ) を指定する必要がある. 本研究では,

超パラメーターの値をさまざまに変化させて、尤度が最大となる超パラメーターを系統的に探索した。そして、得られた超パラメーターをすべてのケースで共通に用いた。

インバージョン計算で得たすべり分布とはじめに与えたすべり分布とで比較を行い、再現性を見る。この解析を2つのケースで行い、すべり分布の再現性を比較する。

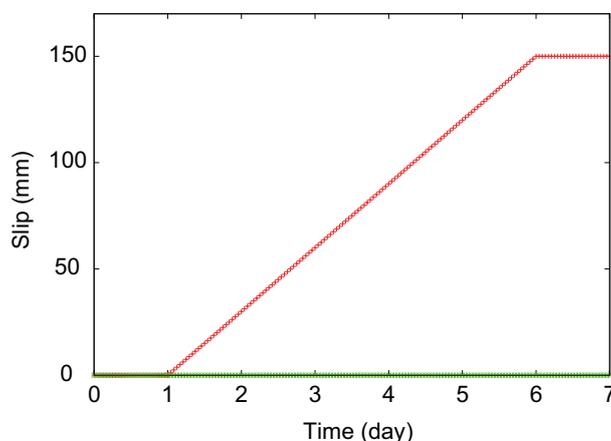


図 3: 小断層に与えたすべりの時間関数. 小すべり域は赤色、それ以外のすべり量を与えていない小断層は緑色の時間関数を与えた。

2.3 すべり分布の再現性の定量化

チェッカーボードテストでは、プレート間すべりの空間分解能が悪いとすべり分布が周囲ににじみ、与えたすべり分布と異なるものが推定される。すべりを与えていない領域にすべり分布がにじむと、すべりを与えた小すべり域で推定される地震モーメントは過小評価になってしまうと考えられる。そこで、それぞれの小すべり域の地震モーメントの再現の増減率を求めることで定量的な評価を行う。ここで、地震モーメントの再現の増減率とは、小すべり域ごとの与えたすべり分布の地震モーメントを基準とし、設定した小すべり域と同じ小断層での、インバージョンで推定された地震モーメントの割合である。地震モーメントの再現の増減率を求めることですべり分布の再現性をみる。

地震モーメント M_0 は

$$M_0 = \mu u S \quad (1)$$

で表される。 μ は剛性率、 u はすべり量、 S は断層面の面積である。10箇所設定した20 km四方の小すべり域(図2)において地震モーメントをそれぞれ算出する。インバージョン計算を行う前後で、地震モーメントを求め、地震モーメントの再現の増減率 C を、それぞれの20 km四方の小すべり域(インバージョン前にすべりを与えた小断層)で求める。地震モーメントの再現の増減率は

$$C = \frac{M_0^{\text{est}}}{M_0^{\text{given}}} \times 100(\%) \quad (2)$$

で表される。ここで、 M_0^{given} は与えたすべり分布から算出した地震モーメント、 M_0^{est} はインバージョン後の推定されたすべり分布から算出した地震モーメントである。この、地震モーメントの再現の増減率 C を2種類のすべり分布パターン(α および β)において、観測点配置の異なるケース(i)およびケース(ii)でそれぞれ求めた。

3 結果

GEONETのみの82観測点(ケースi)と新設の観測点を加えた89観測点(ケースii)それぞれにおいて、与えたすべり分布(ケース α およびケース β)から各観測点の変位を求めた。それを観測データとしてインバージョン計算することで得たすべり分布をそれぞれ得る。これらの結果を図4,5にそれぞれ示す。豊後水道周辺の研究対象領域を図6のように領域a-d(a:四国、b:九州、c:豊後水道中央付近、d:豊後水道南方の海域)に分け、結果を述べる。

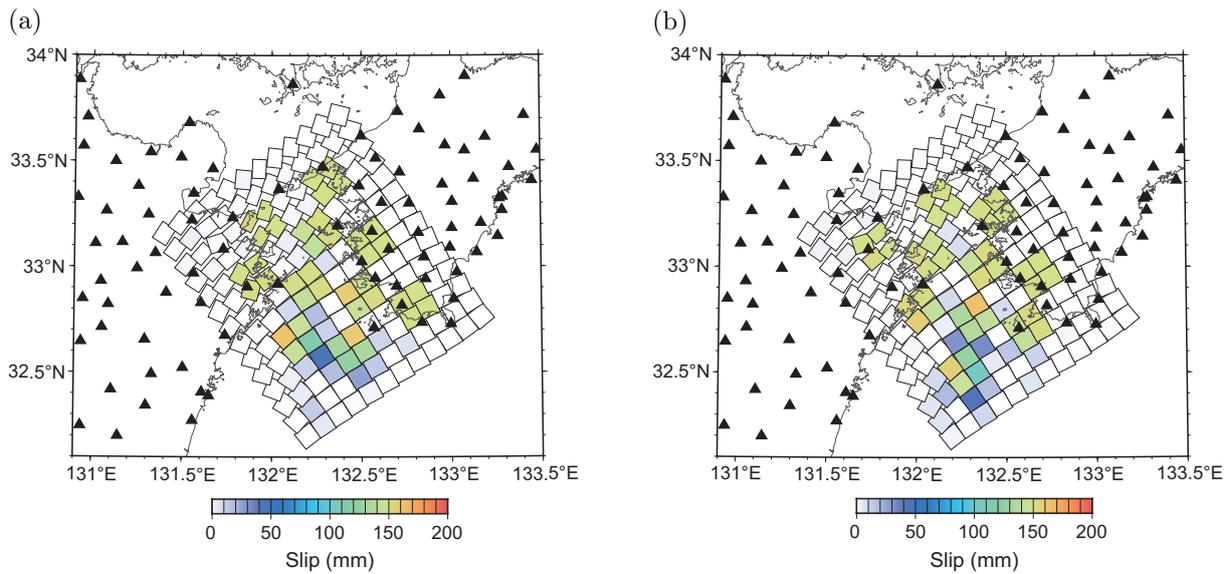


図 4: ケース i のチェッカーボードテストの結果. GEONET 観測点 82 地点 (黒三角) による. (a) すべり分布パターン α (図 2a) を与えた場合の結果. (b) すべり分布パターン β (図 2b) を与えたときの結果.

まず、観測点分布を GEONET のみとしたケース (i) のすべり分布の再現性を見る (図 4)。図 4a, b はそれぞれ別のすべり分布パターンを与えたときの結果であるが、同じ傾向が見られるので、以下では両者を区別せずに記述する。領域 a (四国) のプレート間のすべり分布の再現性はかなり高い。150 mm のすべりを与えた小すべり域では両観測点でインバージョンを実施した後もすべり量はほぼ 150 mm と再現できている。領域 b (九州) も領域 a と同様に再現できている。領域 c (豊後水道中央付近) では、インバージョン計算実施後の小すべり域において半分程度の地域ですべり量が 130 mm と過小評価となった。またすべりを与えていない地域においておよそ 20 mm すべっている地域が見られる。領域 d (南方の海域) では、他の領域と比較してすべり分布の再現性は低い。小すべり域の一部地域ではおよそ 100 mm しかすべっていない地域もあり、およそ 50 mm のすべりが失われている。一方、すべりを与えていない場所で、インバージョン計算実施後最大 50 mm ほどのすべり分布が現れている地域もある。

次に、新設観測点を加えたケース (ii) のすべり分布の再現性を見る (図 5)。ケース (i) 同様、ケース (ii) についても、図 5a, b は異なったすべり分布パターンを与えたときの結果であるが、同じ傾向が見られるので、同様に、2つのすべりパターンでの結果を区別せずに述べる。領域 a, b (四国、九州) ではケース (i) と同じく小すべり域のすべり量は 150 mm と再現できている。領域 c (豊後水道中央付近) においても大部分の地域ですべり量が 150 mm と再現できている。領域 d (南方の海域) では、大部分の小すべり域のすべり量が 130 mm 前後であり、ケース (i) と比較して再現性は高くなっている。

ここで、2.3 節で述べた地震モーメントの再現の増減率 C (式 (2)) を、各すべり分布のパターン (パターン α 、パターン β) における 2つの観測点分布のケース (ケース i、ケース ii) それぞれについて評価した。小すべり域 10 箇所に関してそれぞれ C を求めた。結果を表 1, 2 に示している。

ケース (i) の場合の C の値は、最も再現できていない小すべり域 (パターン β の小すべり域番号 1) において 88.6% であるが、ケース (ii) の場合の C の値は同じ小すべり域で、95.4% である (表 2)。このことから、すべり分布パターン β 小すべり域番号 1 に関して新たな観測点設置後 6.8% 増減率が良くなっていることがわかる。

ケース (i) において、 C が 95% 未満である小すべり域はパターン α の小すべり域番号 1, 3 (表 1) とパターン β の小すべり域番号 1 (表 2) の 3 箇所である。それらのすべり域は豊後水道南方の海域に存在する。残りの小すべり域の C は 95% から 100.4% 以内に収まっている。一方、ケース (i) で低い C を示した豊後水道南方の海域にある 3 箇所は、ケース (ii) において、95% 以上の C となり、観測点の追加によってすべりの空間分解能が向上している。

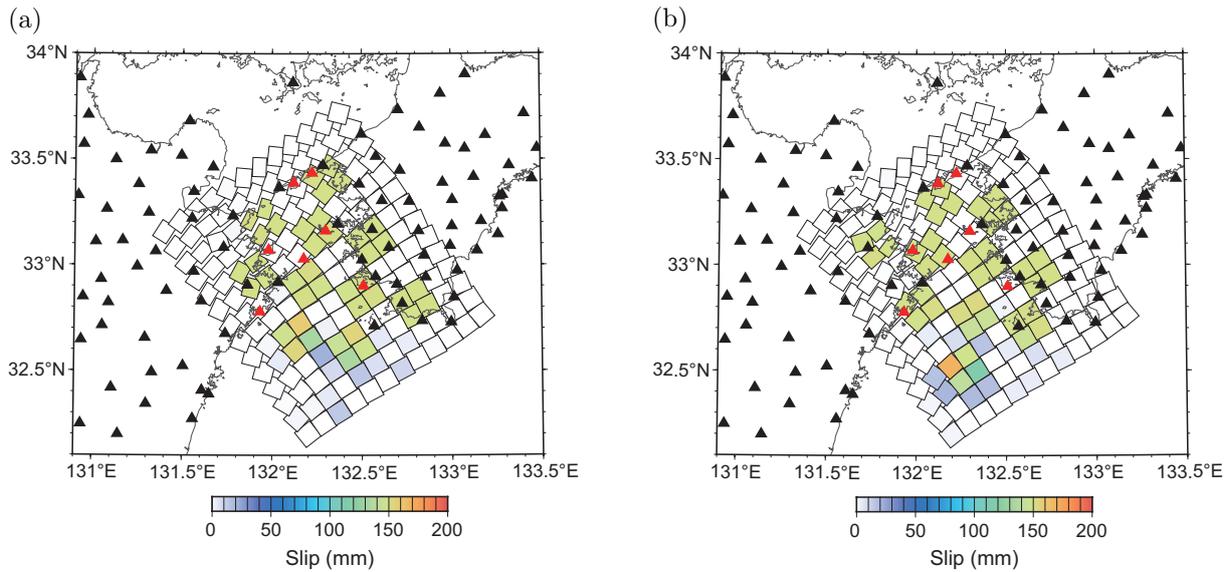


図 5: ケース ii のチェッカーボードテストの結果. GEONET 観測点 82 地点 (黒三角)、および、大学研究グループ独自の観測点と海上保安庁による観測点計 7 地点 (赤三角) を合わせた 89 観測点による. (a) すべり分布パターン α (図 2a) を与えた場合の結果. (b) すべり分布パターン β (図 2b) を与えたときの結果.

4 議論

本研究では、豊後水道周辺のプレート上面に擬似的なすべり分布を与え、インバージョン計算を行うことですべり分布の再現性を求めた。この再現性が高いほど、GNSS 観測によるすべり分布の空間分解能は高く、再現性が低いほど空間分解能は低い。

四国・九州の地下 (図 6 の領域 a, b) にあるすべり分布は観測点を加える前の 82 観測点 (ケース i) の場合でも 150 mm のすべり分布は再現できている (図 4)。地震モーメントの再現の増減率を見ると 100% であり、分解能は 20 km より細かいといえる (表 1,2)。陸には観測点が多いことから観測点を加える前であってもかなり良い空間分解能である。

四国・九州に囲まれた領域 c (図 6) である豊後水道中央付近においても、観測点を加える前の 82 観測点 (ケース i) の場合でも与えたすべり分布がほぼ再現できているといえる。ただし、すべり分布パターン α (与えたすべり分布は図 2a) の小すべり域番号 7 において 130 mm ほどしかすべっておらず (図 4a)、すべり量を過小評価していることがわかる。また、地震モーメントの再現の増減率は 97% となっており (表 1)、すべり量を過小評価している。この少なく見積もられた地震モーメントは小すべり域以外のすべりを与えていない領域に染み出したのではないかと考えられる。染み出しの証拠として、すべり分布パターン α の小すべり域 7 の西側にあるすべっていない領域で 20 mm ほどのすべりがあるという結果が得られた (図 4a)。新たな観測点を加えた 89 観測点の場合 (ケース ii)、すべり分布の種類に関わらず小すべり域のすべり量はほぼ 150 mm 再現できており、また染み出しも見られないことが図 5 よりわかる。よって新たな観測点を加えることで四国・九州に囲まれた豊後水道中央付近において確実に 20 km の空間分解能を得ることができた。

豊後水道南方の海域 (領域 d) において、観測点を加える前の 82 観測点の場合 (ケース i)、小すべり域ではすべり量が 100 mm 程度の地域が一部存在し、空間分解能はかなり悪い (図 4)。周りへの染み出しの度合いも大きく、周囲 10 km ほどに染み出している。地震モーメントの再現の増減率も 95% 未満の小すべり域が大半を占めており、すべりがまわりに染み出していることがわかる (表 1,2)。観測点を 89 観測点に増やすと (ケース ii) 再現性は向上し、小すべり域では大部分は 130 mm のすべりが再現されている。地震モーメントの再現の増減率も良くなり 95-99% に収まっている (表 1,2)。ケース (ii) では九州側と豊後水道中央付近に新設した観測点の制約が加わることで、観測点で囲むことのできるすべり領域で染み出しを抑えることができ、よりよくすべり分布が再現できたと考えられる。

本研究では、フィリピン海プレート上面に擬似的なすべり分布を与えることで再現性を解析で求めており、実際の観測データは使用していない。GNSS 観測における様々な要因によって、測位値に誤差が生じることが知られている。その誤差は、水平成分において数 mm、上下成分は水平成分の 3 倍程度となることが多い。本研究ではこの誤差についてインバージョン計算を実施する際のデータの重み付けで利用した。しかし、擬似的な観測デー

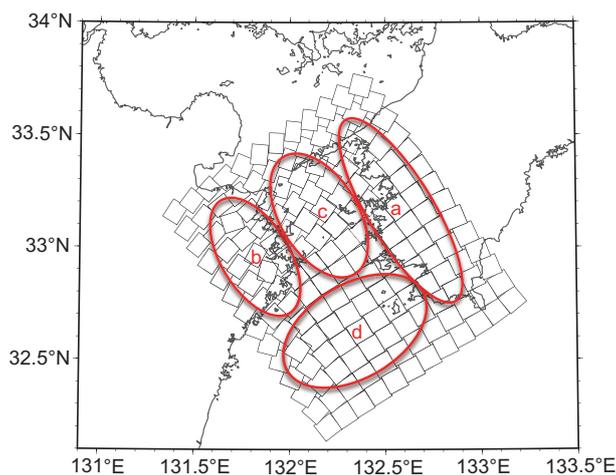


図 6: 豊後水道周辺における領域分け. a:四国, b:九州, c:豊後水道中央付近, d:豊後水道南方の海域, をそれぞれ示す.

表 1: すべり分布パターン α を与えたときの地震モーメントの再現の増減率. 各小すべり域の位置は図 2a に示す.

小すべり域	増減率 (ケース i, %)	増減率 (ケース ii, %)
1	93.3	98.9
2	100.3	99.9
3	91.5	96.8
4	98.9	100.0
5	100.4	100.1
6	100.4	99.9
7	97.9	99.9
8	100.1	100.0
9	100.0	100.0
10	99.9	100.0

表 2: すべり分布パターン β を与えたときの地震モーメントの再現の増減率. 各小すべり域の位置は図 2b に示す.

小すべり域	増減率 (ケース i, %)	増減率 (ケース ii, %)
1	88.6	95.4
2	100.8	99.9
3	99.6	99.9
4	95.8	99.0
5	99.7	99.9
6	98.5	99.5
7	99.8	100.1
8	99.7	100.0
9	100.1	100.0
10	100.1	100.0

タを作成する際に、ノイズは加えていないので、実際の観測データを用いてすべり分布を求める場合と異なる可能性があり、本研究では再現性が高く見積もられている可能性があることに注意すべきである。

5 結論

本研究では、実際の GNSS 観測点の分布に基づき、豊後水道周辺のプレート間すべりの空間分解能をチェッカーボードテストを行うことにより推定した。従来からの GEONET の観測点のみの場合と、大学共同研究グループによる独自の観測点・海上保安庁による観測点の 7 観測点を加えた場合との 2 つのケースにおいて空間分解能の比較を行い、新たな観測点を加えることでどの程度空間分解能が向上するのかを求めた。この結果、豊後水道周辺の四国・九州では新たな観測点を加える前後でほぼ同等に空間分解能は高く、空間分解能は 20 km より細かいということがわかった。豊後水道中央付近の海域では、新たな観測点を加えることで空間分解能が改善し、確実に 20 km より細かい空間分解能が得られた。一方、南方の海域にいくほど空間分解能は悪くなることが明らかになったが、新たな観測点を加えることで広範囲で空間分解能が改善した。

謝辞：本研究は、東京大学地震研究所共同研究プログラムの援助をうけました。記して感謝いたします。

参考文献

Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira (2002), The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 59–73.

- Hirose, H., Hirahara, K., Kimata, F., Fujii, N., and Miyazaki, S. (1999), A slow slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(21), 3237–3240.
- Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S., and Maeda, T. (2010), Slow Earthquakes Linked Along Dip in the Nankai Subduction Zone, *Science*, *330* (6010), 1502.
- Hirose, H., Matsuzawa, T., Kimura, T., and Kimura, H. (2014), The Boso slow slip events in 2007 and 2011 as a driving process for the accompanying earthquake swarm, *Geophys. Res. Lett.*, *41*, 2778–2785, doi:10.1002/2014GL059791.
- Miyazaki, S., and K. Heki (2001), Crustal velocity field of Southwest Japan: subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, *106*, 4305–4326.
- 西村卓也 (2009), 陸域地殻変動観測の現状, 地震 2, 61, 特集号, S35–S43.
- Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, *82*, 1018–1040.
- Ozawa, S., Murakami, M., and Tada T. (2001), Time-dependent inversion study of the slow thrust event in the Nankai trough subduction zone, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, *106*(B1), 787–802.
- Ozawa, S., H. Suito, T. Imakiire, and M. Murakami (2007), Spatiotemporal evolution of aseismic interplate slip between 1996 and 1998 and between 2002 and 2004, in Bungo channel, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, *112*, B05409, doi:10.1029/2006JB004643.
- Segall, P., and Matthews, M. (1997), Time dependent inversion of geodetic data, *J. Geophys. Res.*, *102*(B10), 22391–22409.
- Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito and K. Obara (2008), Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, *173*, 1018–1029.
- 鷲谷威 (2009), GPS 観測に基づく日本列島の地震テクトニクス, 地震 2, 61, 特集号, S479–S487.
- 著者： 1) 竹内里紗, 神戸大学理学部地球惑星科学科, 学生; 2) 廣瀬仁, 都市安全研究センター, 准教授; 3) 松島健, 九州大学理学研究院, 准教授; 4) 田部井隆雄, 高知大学自然科学系理学部門, 教授; 5) 西村卓也, 京都大学防災研究所, 准教授

Interplate slip resolution around the Bungo Channel area, southwest Japan, with GNSS observation

Risa Takeuchi

Hitoshi Hirose

Takeshi Matsushima

Takao Tabei

Takuya Nishimura

Abstract

We estimate the spatial resolution of slip on the subducting Philippine Sea plate around the Bungo Channel area in southwest Japan based on GNSS observation. Checkerboard tests are applied for the following two cases: (i) station locations of GEONET operated by Geospatial Information Authority of Japan; (ii) newly installed stations by our group and a station by Japan Coast Guard in addition to GEONET stations. It is found that the case (i) with smaller number of stations has good resolution with less than or equal to 20 km around the onshore areas of Shikoku and Kyushu and that the spatial resolution with the case (i) gets worse as being farther from the onshore areas to the south. On the other hand, the case (ii) including the additional stations has better spatial resolution on the southern offshore area than in the case (i).

©2016 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.