

傾斜データを用いたスロースリップイベントの すべりのインバージョン

田村 和華子
Wakako Tamura
木村 武志
Takeshi Kimura
廣瀬 仁
Hitoshi Hirose

概要：本研究の目的は、スロースリップイベントによって生じた地殻変動データ、特に傾斜変化データからプレート境界面上でのすべり分布を推定する手法を開発し、その手法が実際の四国西部の状況に応用できるかテストすることである。ここでは、以下の二つのケース：(A) 観測点の数を変化させる場合；(B) ノイズの大きさを変化させる場合についてレゾリューションテストを行い、再現性の比較を行った。その結果、観測点の数が30個の場合、観測点の数が20個の場合の両方において再現性が高い。またノイズの大きさが 10^{-9} radの場合は再現性が高い。しかし、ノイズの大きさが 10^{-8} radの場合においては、特にテスト領域の西部では比較的再現性が低い。実際の状況に応用するにはより少ない観測点、より大きいノイズにも対応できる必要があるため、このような点で推定手法の改善をする必要があることがわかった。

キーワード：地殻変動、スロースリップイベント、レゾリューションテスト、フィリピン海プレート、南海トラフ

1. はじめに

近年、日本全国をほぼ均質にカバーする地震・測地観測網が整備され、これらで観測された結果から、スロースリップイベント (SSE) の存在が明らかになってきた (例えば, Hirose et al., 1999; Obara et al., 2004)。これは通常の地震と同様な地下の断層すべり現象であるが、地震波を放射しないほどゆっくりとした速度ですべりが進行すると考えられる現象である。これまでに発見されてきた SSE は沈み込み帯のプレート境界で発生する巨大地震の発生領域に近接した場所で多く発生していることがわかっている。巨大地震の発生領域では境界面が固着して普段はほとんど動かないため、地表付近で検出可能な大きさの地殻変動を生じず、現在の状態を知ることが難しいが、SSEはその地殻変動が検出されており、より頻繁に発生しているためプレート境界上でのひずみの蓄積量や固着の推移などといった地下深部の状態を知るうえで鍵となる現象であると考えられる。SSEはその継続時間で区別されることがあり、継続時間が月から年のオーダーと比較的長期的なものは「長期的 SSE」 (例えば, Hirose et al., 1999)、継続時間が日から月のオーダーの比較的短期的なものは「短期的 SSE」 (例えば, Hirose and Obara, 2005) と呼ばれている。短期的 SSE は、例えば四国西部ではおおそ半年に一度の頻度で発生しており、その地殻変動が防災科学技術研究所 (防災科研) 高感度地震観測網 Hi-net に併設された高感度加速度計により傾斜変化として検出されている (例えば, Obara et al., 2004)。従来の研究では、この傾斜変化データを用いて短期的 SSE の断層モデルが求められているが、一枚の矩形断層の中で均一なすべり量を仮定しているため、すべりの空間的な不均質性を評価できないという問題がある (例えば, Hirose and Obara, 2005)。一方, Hirose and Obara (2010) では、四国西部で発生した短期的 SSE のいくつかについてすべりの時空間分布を求めているが、観測された傾斜変化の時系列データに基づくため、降雨の影響などモデル化が困難な変動を含む場合、そのデータを解析対象から除外せざるを得ず、結果としてすべり分布が求められたイベント数は、時間変化の情報を使わな

い従来の解析手法で断層モデルが推定できたイベント数に比べ、非常に少なくなっている。Sekine et al (2010) などで行われている、プレート間相対運動で蓄積される歪と SSE で解放された歪との間の長期的な歪収支を、より小さい空間スケールにおいて議論するためには、短期的 SSE の空間的なすべり分布を網羅的に解析しカタログ化することが必要である。そこで本研究では、時間的変化の情報をあえて使わず、すべりの空間的な不均質性を評価できる手法を開発することを目的とする。また手法の開発に伴い、その手法が実際の四国西部の観測条件に応用できるかどうかを評価するテストも行う。

2. すべり分布の推定手法

本研究では、均質半無限弾性体中の断層すべりによる地殻変動の定式化 (Okada, 1992) に基づき、SSE によって生じた測地観測データからインバージョンを行ってすべり分布を推定する。測地観測データの中でも、今回は、これまで西南日本の短期的 SSE の検出に多く用いられてきた防災科研 Hi-net 併設の高感度加速度計 (傾斜計; Obara et al., 2005) への適用を念頭に置き、傾斜変化データを用いる。インバージョンでは、残差の二乗和が最小になる解を求める最小二乗法を用いる (例えば, Menke, 2012) :

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^t \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^t \mathbf{d}$$

ここで、 \mathbf{m} はモデルパラメータベクトルですべり分布を表し、 \mathbf{d} はデータベクトルであり、傾斜変化データを表す。 \mathbf{G}^t は転置行列、 \mathbf{A}^{-1} は正方形行列 \mathbf{A} の逆行列を表す。今回開発した手法ではプレート境界面上ですべりが生じていると仮定し、プレート境界面上のすべりを一次のスプライン関数で表現する (図 1a)。スプラインの節点を knot と呼ぶことにすると、この手法では配置した各 knot のすべり量が \mathbf{m} に含まれることになる。knot に任意のすべりを与えると、頂点から東西南北方向に knot と knot の間隔と同じ長さの分だけ広げた四角形を底面としたピラミッド状のすべりが展開される。ピラミッド状のすべり分布を正面から見たものを図 1b に示す。

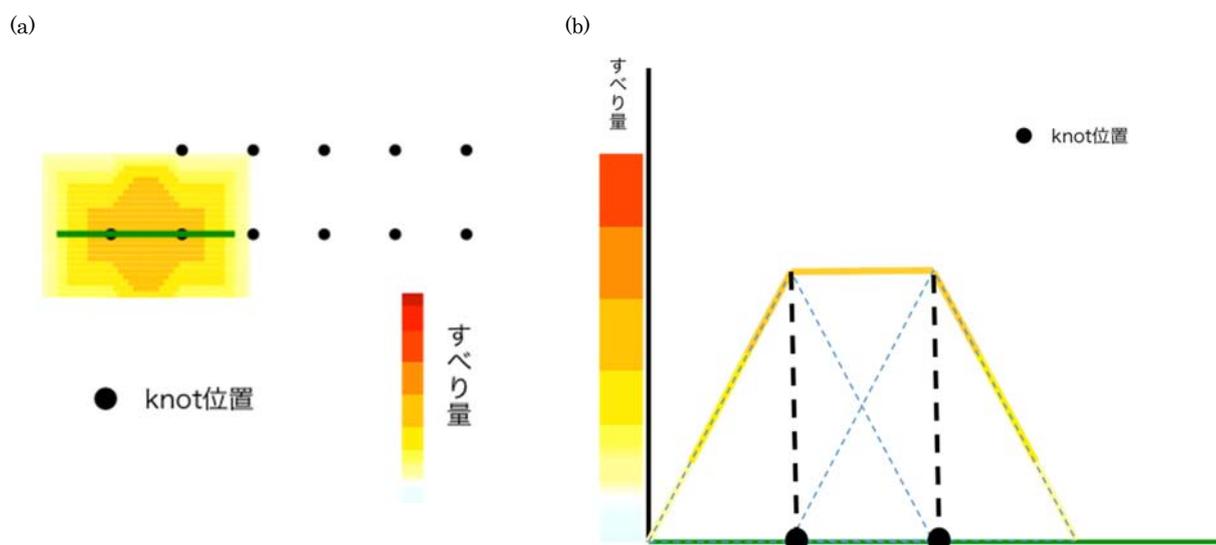


図 1: 一次のスプライン関数で表現されたすべり分布。(a) knot にすべりを与えた時の 2 次元的なすべり分布。(b) (a) のすべり分布の中で緑線の部分の 1 次元的なすべり分布を縦軸にすべり量をとって表したもの。

3. 数値テストの手順

3.1 概要

本研究で開発した手法が、どの程度実際の状況に応用できるのかを調べるために、模擬データを用いたレプリケーションテストを行った。テストエリアは四国の西部で、この領域内の観測点の数・ノイズの大きさの二つの項目において条件を変えて行う。観測点の数を変化させるテストをテスト (A)、ノイズの大きさを変化させるテストをテスト (B) とする。

まず、テスト (A) では、観測点の数が 30 個および 20 個の場合を設定した (図 2)。これは実際の状況で推定に用いることのできる観測点の数が 5~10 個であることに基づいて設定した観測点の数である (例えば, Hirose and Obara, 2005)。

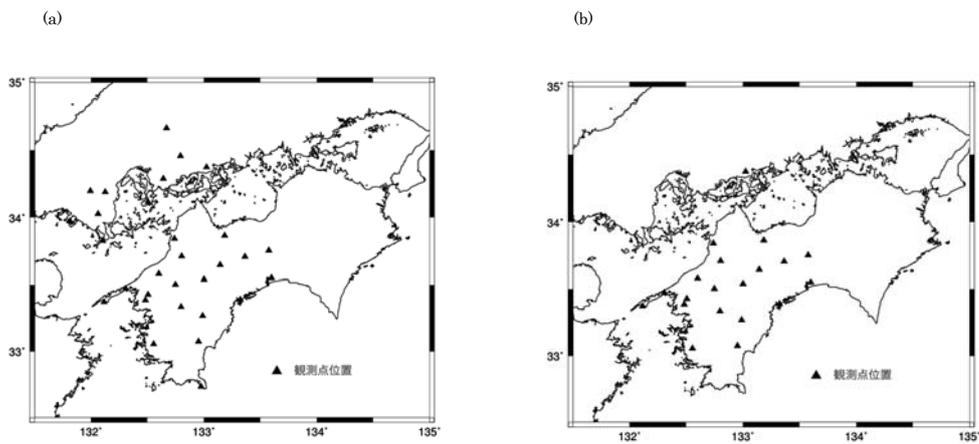


図 2 : テスト (A) で設定した観測点の分布。(a) 観測点の数が 30 個の時の分布 (b) 観測点の数が 20 個の時の分布を示す。

次に、テスト (B) では、ノイズの大きさの異なる二つの場合を設定した。一様分布の乱数をノイズとして傾斜変化のデータに加えるが、このノイズの大きさを変化させる。四国西部の短期的 SSE で観測されている、典型的な傾斜変化の大きさは 10^{-8} ~ 10^{-7} rad である (例えば, Hirose and Obara, 2005)。このシグナルの大きさに対してノイズの大きさを 10^{-9} rad もしくは 10^{-8} rad に設定した。なお、テスト (A) の両ケースにおいて推定に用いるノイズの大きさは 10^{-9} rad とし、テスト (B) の両ケースにおいて推定に用いる観測点の数は 49 個 (図 3) とした。

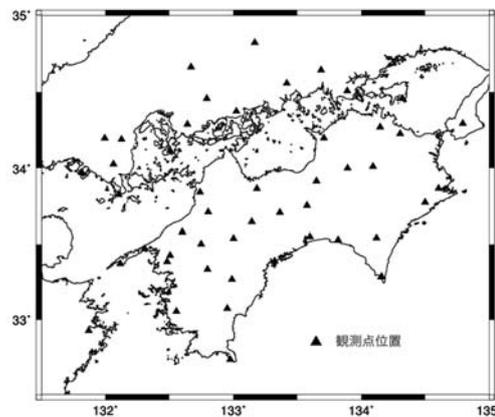


図 3 : テスト (B) で設定した観測点の分布。観測点の数は 49 個。

テストに適用した地域は四国の西部にあたる東経 132 度から 133.5 度、北緯 32.5 度から 34.5 度の範囲である。この領域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 4)。フィリピン海プレートはアムールプレートに対し、北西の方向に 6cm/yr の速さで沈み込んでいると考えられている (Miyazaki and Heki, 2001)。このためこの地域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て、このプレート境界面では SSE が発生していると考えられている (例えば, Hirose et al., 1999; Ozawa et al., 2001; Obara et al., 2004)。

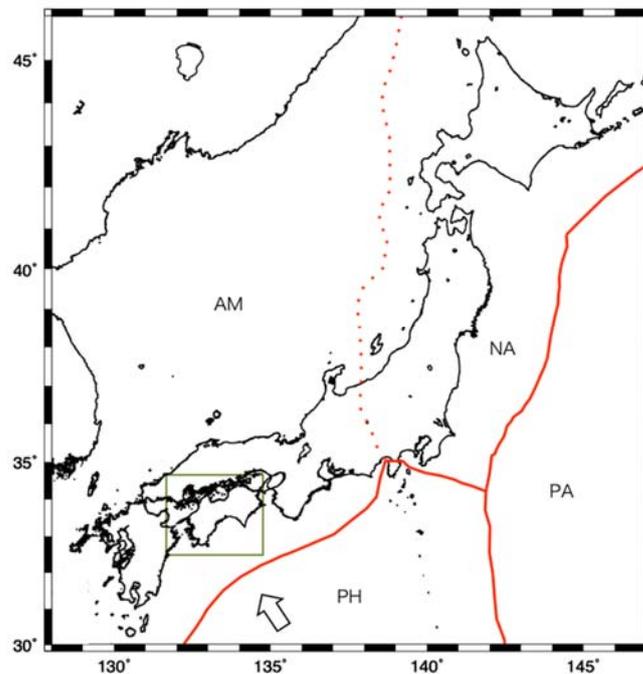


図4: 日本周辺でのテクトニックセッティング。赤色の線はプレート境界を表す (Bird, 2003)。AMはアムールプレート、PHはフィリピン海プレート、PAは太平洋プレート、NAは北大西洋プレートを示す。矢印はアムールプレートに対するフィリピン海プレートの沈み込みの方向を示している。緑で囲った範囲が図2等で示した範囲である。

3.2 テストの手順

テストは、(1)理論傾斜変化の計算; (2)模擬データの作成; (3)すべり分布の推定; (4)再現性の比較; という手順で行った。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) による沈み込んだフィリピン海プレートの形状モデルを用いる。このプレート境界面上に 36 個の knot を 0.18 度ごと (およそ 20km) に配置し、この knot にすべりを与える (図 5)。knot 2×2 個分のすべり面積を 1 単位とし「小すべり域」とする。この小すべり域を 9 か所配置する (青丸で囲われた部分)。この 36 個の内 20 個の knot に図 5 のようにすべりを与える。与えるすべりの大きさは、この領域で実際に推定されている短期的 SSE の断層モデルの値 (Obara et al., 2004; Hirose and Obara, 2005) を参照して 2.0 cm と設定した。またすべりの方向は、それを地表に投影した方向がフィリピン海プレートの収束方向と逆方向である N125.5° E となるよう固定した (Miyazaki and Heki, 2001)。計算して得られた各観測点での理論傾斜データ 2 成分に、一様乱数をノイズとして加えたものを模擬観測データとしてインバージョン計算を行う。すべりの分布を算出するインバージョン計算で得たすべり分布を始めに与えたすべり分布とで比較を行い、再現性を見る。この解析を観測点数とノイズの大きさの 2 つの項目において条件を変えて行い、すべり分布の再現性を比較する。

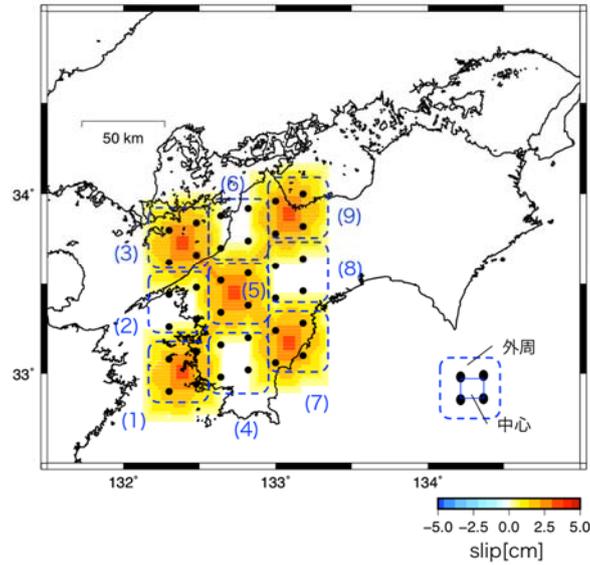


図5: 与えたすべり分布。青点線で囲った四角は、設定した小すべり域、および、すべりを与えていない (0 cm のすべりを与えた) 領域を示し、それらに番号を付したものである。また、これらの(1)~(9)の領域について、右下に示すように、4つのknotで囲まれる部分を「中心」、その外側を「外周」と定義する。範囲は図4の緑線で囲われた領域に相当。

4. 結果

観測点の数を変化させたテスト (A) とノイズの大きさを変化させたテスト (B) それぞれにおいて、与えたすべり分布 (図3) から各観測点の傾斜変化を求めた。それを観測データとしてインバージョン計算をすることですべり分布を得た。以下では、図5に示した各小すべり域の番号(1)~(9)で位置を表記する。

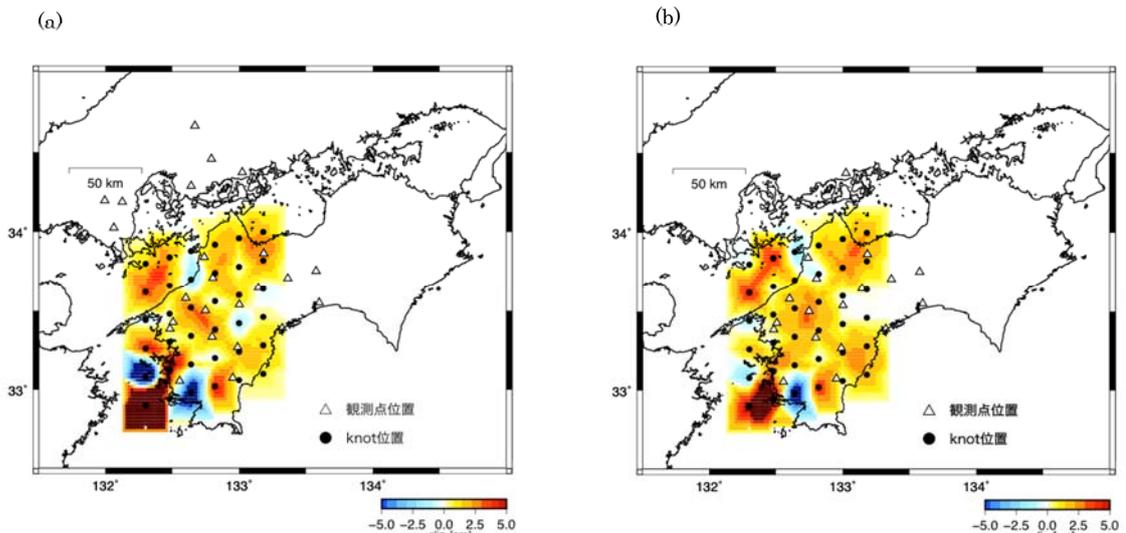


図6: テスト (A) のレゾリューションテストの結果。(a) 観測点の数が30個の場合の結果 (b) 観測点の数が20個の時の結果を示す。

まず観測点の数を変化させたテスト(A)でのすべり分布の再現性を見る(図6)。小すべり域(1)(5)(7)(9)では、観測点の数が30個の場合(図6a)と観測点の数が20個の場合(図6b)の両者において同じ傾向が見られた。そのため、まず以下では両者に共通して見られた特徴について記述する。小すべり域(5)(9)のプレート間のすべり分布と与えたすべり分布(図5)を比べると、ほぼ全域でよく再現されているのがわかる。小すべり域の中心(図5右下)で3.0cm、外周(図5右下)で2.0cmというすべり分布を与えたが、インバージョンを実施した後もすべり量が中心で3.0cm、外周で2.0cmとなっており十分に再現できている。小すべり域(7)の中心ではインバージョン計算実施後のすべり量が2.5cmとやや過小評価になった。小すべり域(1)では、設定したすべり量を大きく超える、もしくは、大きい負のすべり量が推定されていて、与えたすべり分布(図5)を全く再現できていないことがわかる。小すべり域(3)では、観測点の数が30個の場合(図6a)と観測点の数が20個の場合(図6b)で異なる傾向が見られた。観測点の数が30個の場合(図6a)は中心で3.0cm、外周で2.0cmと推定されているのに対し、観測点の数が20個の場合(図6b)では、小すべり域(3)の南西部と北東部では3.0cmと与えたすべり分布(図5)に比べ1.0cm大きく見積もられていて、この領域においては観測点の数が30個の方が再現性が高いことがわかる。

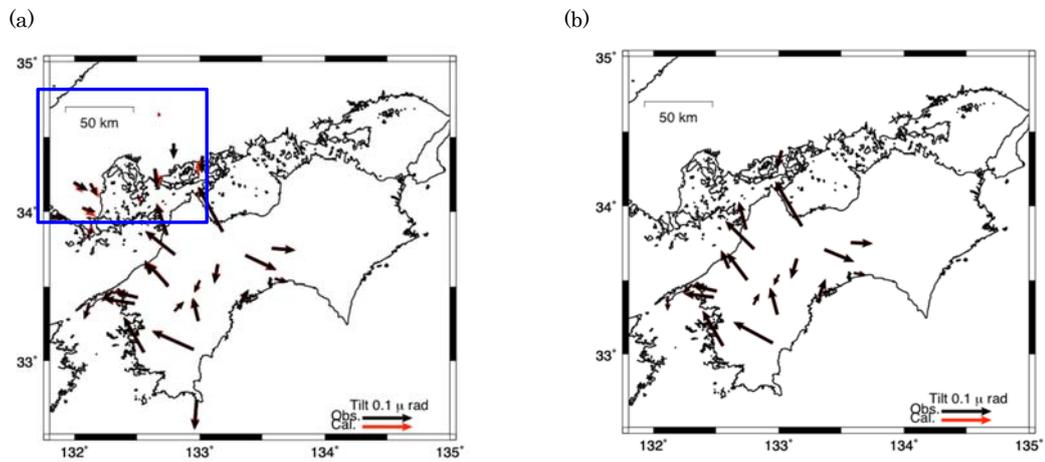


図7：テスト(A)の、模擬的な傾斜観測値（黒矢印）とそれを元に計算して得られた傾斜計算値（赤矢印）。(a) 30個の観測点を用いて推定された場合；(b) 20個の観測点を用いて推定された場合。

図7はテスト(A)における2つのケースそれぞれでの、観測値と計算値の比較を示している。図7(a)(b)では、四国に設置されている観測点での傾斜変化データの観測値と計算値がほぼ一致している。これより観測点30個を用いて推定されたすべり分布と観測点20個を用いて推定されたすべり分布の両者は、四国に設置されている観測点での傾斜変化データを十分に説明できるモデルであるということがわかる。観測点30個を用いて推定された場合では、観測値と計算値の残差は、図7aの青線で囲まれた領域で 10^{-9} radのオーダー、その他の範囲で 10^{-10} rad \sim 10^{-11} radのオーダーであり図7aの青線で囲まれた領域では観測値と計算値の差が相対的に大きい差が見られる。青線で囲まれる領域内にある観測点は他の観測点に比べ、すべりを与えた場所からの距離が大きいため、すべての観測点に同じ大きさのノイズを付加すると、青線で囲まれる領域内にある観測点では他の観測点に比べてシグナルに対するノイズの大きさが大きくなる。このため青線で囲まれる領域内にある観測点では観測値と理論値の差が大きくなると考えられる。

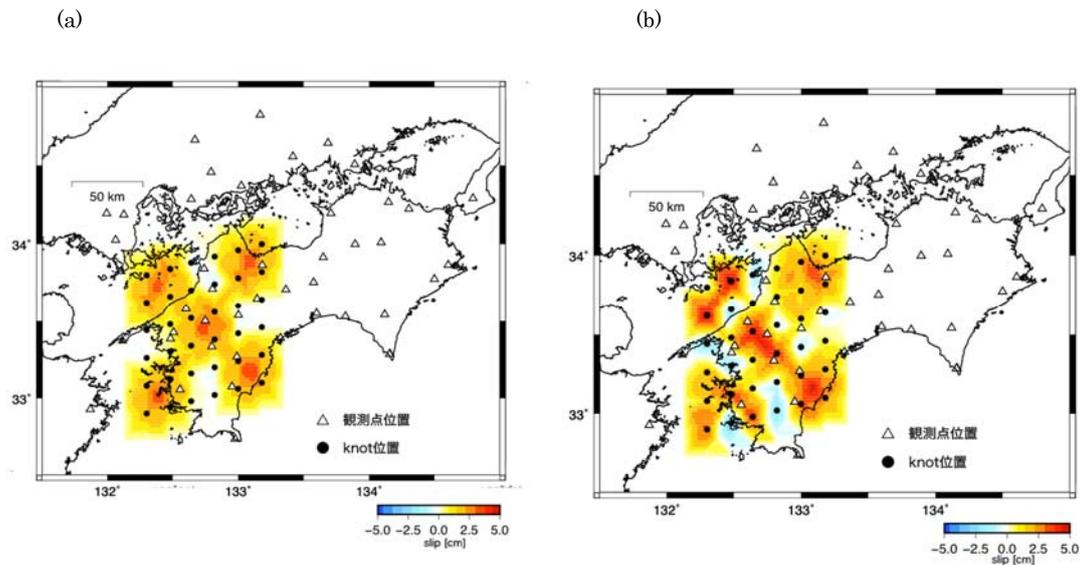


図8：テスト (B) のレゾリューションテストの結果。(a) ノイズの大きさが 10^{-9} rad の場合。(b) ノイズの大きさが 10^{-8} rad の場合。

次にノイズの大きさを变化させたテスト (B) のすべり分布の再現性を見る (図 8)。ノイズの大きさが 10^{-9} rad の場合 (図 8a)、小すべり域 (1) ~ (9) のすべての場所でプレート間のすべりの分布の再現性が高い。中心で 3.0cm、外周で 2.0cm というすべり分布を与え、インバージョン計算を実施した後も中心で 3.0cm、外周で 2.0cm というすべり分布が推定されている。またすべりを与えていない小すべり域 (2) (4) (6) (8) では 0cm のすべりが推定されていて与えたすべりを再現できていることがわかる。ノイズの大きさが 10^{-8} rad の場合 (図 8b)、ノイズの大きさが 10^{-9} rad の場合 (図 8a) に比べマイナスのすべり量が推定されている場所が多い。また、小すべり域 (5) (7) (9) のプレート間のすべりの分布の再現性は高い。中心で 3.0cm、外周で 2.0cm というすべり分布が推定されていて、与えたすべり分布 (図 5) を十分に再現できていることがわかる。小すべり域 (1) では、南東部で -2.0cm と推定されていて与えたすべり分布 (図 5) と比べると逆方向のすべりが推定されている。また小すべり域 (3) においても南東部で -2.0cm と推定されていて与えたすべり分布 (図 5) と比べると逆方向のすべりが推定されている。さらに、南西部と北東部では 3.0cm と与えたすべり分布 (図 5) に比べ 1.0cm ほど大きく見積もられている。次にすべりを与えていない小すべり域 (2) (4) (6) (8) について再現性を見る。小すべり域 (2) では、小すべり域 (1) (5) に近接した領域では 1.8cm のすべりが推定されていて染み出しが生じているのがわかる。他の領域ではマイナスのすべり量の分布が推定されている。小すべり域 (4) では、小すべり域 (1) に近い西部では 2.5cm と見積もられている。それ以外の領域である東部では -1.0cm とマイナスのすべり量が見積もられている。小すべり域 (6) では小すべり域 (9) に近い領域では 1.5cm のすべり分布が推定されている。小すべり域 (8) では、小すべり域 (5) (9) に近い領域では 1.0cm のすべりが推定されている。またそれ以外の領域である東部では 0cm のすべりが推定されており与えたすべり分布を再現できていることがわかる。これらのようにすべりを与えていない領域においてすべりを与えた領域に近接したところで正のすべり量が推定されるのは、すべりを与えた領域によるすべりの染み出しが生じているからであると考えられる。

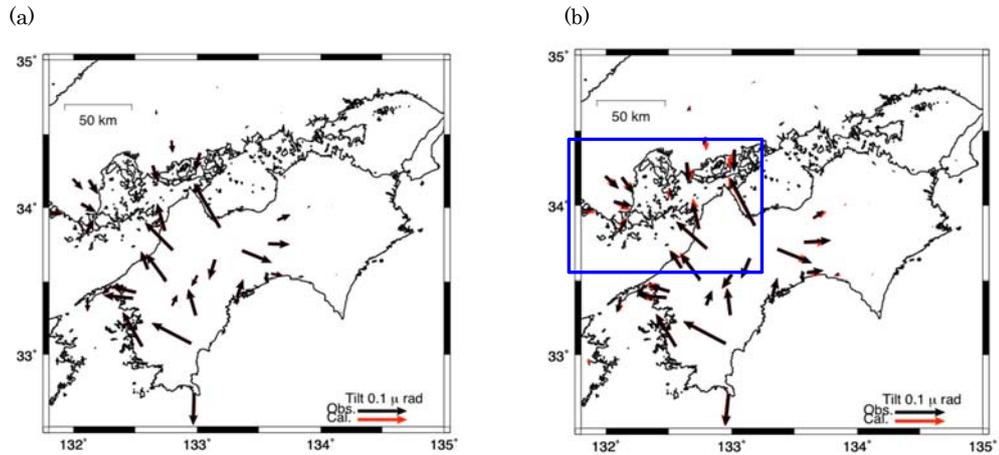


図9(a)(b) : テスト(B)の、模擬的な傾斜観測値(黒矢印)とそれを元に計算して得られた傾斜計算値(赤矢印)。(a) 大きさ 10^{-9} rad のノイズを用いて推定された場合。(b) 大きさ 10^{-8} rad のノイズを用いて推定された場合。

図9はテスト(B)における2つのケースそれぞれでの、観測値と計算値の比較を示している。図9(a)(b)のどちらにおいてもほぼ観測値と計算値は一致している。これより大きさ 10^{-9} rad のノイズを用いた時、大きさ 10^{-8} rad のノイズを用いた時、どちらの場合でも推定されたすべり分布はデータを十分に説明するものであるということがわかる。(b)を見ると 10^{-8} rad のノイズを用いて推定した場合(a)に比べ、理論値と計算値の差が大きい。これより 10^{-9} rad のノイズを用いて推定されたモデル分布に比べ 10^{-8} rad のノイズを用いて推定されたすべり分布の方が推定前後でのモデルパラメータの差が大きいことがわかる。特に青線で囲まれた領域内の観測点では観測値と計算値の差が大きい。これは knot からの距離が大きいためシグナルに対するノイズの大きさが大きくなり大きな差が生じると考えられる。

5. 議論

本研究では、傾斜データからプレート間のすべりの分布を推定する手法を開発し、その手法が実際の状況に応用できるかどうかを調べるためにレゾリューションテストを行った。レゾリューションテストでは、四国西部のプレート上面に擬似的なすべり分布を与え、二つの項目において数値を変え、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比較した。

まず観測点数を変化させたテスト(A)では、適用するデータが多い分観測点の数が30個の場合の方が20個の場合に比べすべりの再現性が高くなることが期待されたが、実際は観測点の数が30個の場合と20個の場合のどちらでも似たような傾向が見られた。テストエリアの東部(小すべり域(5)(6)(7)(8)(9))では、観測点の数が30個の場合、20個の場合のどちらにおいても、再現性が高い。四国の西部では再現性が低く、特に南西部(小すべり域(1)(2)(4))では再現性が低く推定されたすべりの値が発散していることがわかる。すなわち、観測データからこの場所のすべりを制約できないことを示している。これは観測点が陸上にしか存在しないことから、海を含むこの領域では観測データの再現性が低くなっていると考えられる。また小すべり域(3)では観測点数30個で推定したモデル分布の方が観測点数20個で推定したモデル分布に比べて再現性が高い。これは、観測点数30個の場合では、観測点数20個の場合に含まれていない小すべり域(3)の北側の観測点10個のデータが含まれているため観測データの再現性が高くなっているということがわかる。実際の状況では、推定に用いることのできる観測点の数は5~10個であるため、このような状況にも対応できるようにインバージョン計算の過程で制約条件を加えるなど解析方法や設定を見直す必要がある。

次にノイズの大きさを変化させたテスト(B)では、ノイズの大きさが 10^{-9} rad の場合は、 10^{-8} rad の場合に比べて全体的に再現性が高く与えたすべり分布をほぼ再現できている。これより、 10^{-9} rad というノイズの大きさは傾斜データを十分に説明できるすべり分布を推定することができる、観測値に対するノイズの大きさであるということがわかる。ノイズの大きさが 10^{-8} rad の場合、小すべり域 (5) (7) (9) においてはノイズの大きさが 10^{-9} rad の場合と同様与えたすべり分布をほぼ再現できている。小すべり域 (1) (3) においては与えたすべり分布よりも大きく、または小さく見積もられていて再現性が低い。これは観測点が陸上にしか存在しないことから、海を含むこの領域ではすべり分布の推定の精度が低くなっていると考えられる。実際の観測データにはさまざまな大きさのノイズが含まれる (例えば, Hirose and Obara, 2005) が、その中でも 10^{-9} ~ 10^{-8} rad の大きさのランダムなノイズに対しては、開発した手法を適用することができるということがテストよりわかった。

6. 結論

本研究では、プレート間のすべりの分布を推定する手法を開発し、その手法が実際の状況に応用できるかどうかを調べるためにレゾリュージョンテストを行った。レゾリュージョンテストでは、テストエリアである四国西部のプレート上面に擬似的なすべり分布を与え、観測点の数とノイズの大きさという二つの項目の異なるそれぞれの二つのケースを設定し、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比較した。この結果、観測点の数が 30 個の場合と観測点の数が 20 個の場合、両方で再現性が高く制約できていることがわかった。両方の場合において、特にテストエリアの南西側 (東経 132.2~132.4 度・北緯 33.7~33.9 度) では再現性が低くこれは観測点の位置に起因するものであると考えられる。またノイズの大きさは 10^{-9} rad の場合も 10^{-8} rad の場合も全体的に再現できていることがわかった。ノイズの大きさが 10^{-8} rad の場合において、特に西側では再現性が低く、これも観測点の位置に起因するものであると考えられる。実際の状況に応用するにはより少ない観測点、より大きいノイズにも対応できる必要があるため、インバージョン計算に制約条件を加えるなどの推定手法の改善をする必要があることがわかった。

謝辞：本研究は、JSPS 科研費 JP16H06474 の助成を受けたものです。

参考文献

- Bird, P. (2003): An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1027, doi:10.1029/2001GC000252.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki (1999): A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (21), 3237-3240.
- Hirose, H., and K. Obara (2005): Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, *Earth Planets Space*, 57, 961-972.
- Hirose, H., and K. Obara (2010): Recurrence behavior of short-term slow slip and correlated nonvolcanic tremor episodes in western Shikoku, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A21, doi:10.1029/2008JB006050.
- Menke, W. (2012): *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory* (3rd ed.), Academic Press, pp. 330.

Miyazaki, S., and K. Heki (2001): Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106(B3), 4305-4326, doi:10.1029/2000JB900312.

Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004), Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.

Obara, K., Kasahara, K., Hori, S., and Okada, Y. (2005): A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan:Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Rev. Sci. Instrum.*, 76, 021301, doi:10.1063/1.1854197.

Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. 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.

小原一成 (2009) : フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見, *地震*, 61, S315--S327.

Sekine, S., H. Hirose, and K. Obara (2010): Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A27, doi:10.1029/2008JB006059.

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.

著者 : 1) 田村和華子, 神戸大学理学部地球惑星科学科, 学生; 2) 木村武志, 国立研究開発法人防災科学技術研究所, 主任研究員; 3) 廣瀬仁, 神戸大学都市安全研究センター, 准教授

Slip inversion for a slow slip event based on tilt change data

Wakako Tamura

Takeshi Kimura

Hitoshi Hirose

Abstract

We develop a new method to estimate a spatial slip distribution of a slow slip event (SSE) on a plate boundary fault based on tilt change data and test the applicability of the method to an actual observational situation in the western part of Shikoku, one of the most active area of short-term SSEs. Resolution tests are conducted for cases with changing the two parameters; (A) the number of stations; (B) the magnitude of noise. The results of test A show that high reproducibility is obtained with both of the cases with 20 and 30 stations. In test B, the case with random noise of 10^{-9} rad shows a relatively high reproducibility, while the case with the larger 10^{-8} rad shows a relatively lower reproducibility especially at the western area in the modeled region.

©2017 Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, All rights reserved.