

# 西表島で半年毎に発生するゆっくり地震

On the Biannually Repeating Slow Slip Events

Beneath the Iriomote Island

北海道大学大学院 理学院 自然史科学専攻  
地球惑星ダイナミクス講座 宇宙測地学研究室

片岡 健

Space Geodesy Group, Earth and Planetary Dynamics,  
Department of Natural History Sciences,  
Graduate School of Science, Hokkaido University

Takeshi Kataoka

2009年1月28日 January 28, 2009



## 要旨

全地球測位システム (GPS) によって地震波の発生を伴わないゆっくりとした断層の動きを検出できるようになった。代表的な例にプレートの収束域で発生する *afterslip* や *slow slip event (SSE)* という現象があり、総括してゆっくり地震と呼ばれる。琉球弧南端に位置する先島諸島では、1997 年以来継続している GPS 観測で 2008 年 8 月 23 日現在、22 件の SSE が検出されている。この地域はフィリピン海プレートとの収束による速度が年間約 12.5 cm という、世界で見ても最速クラスの速度を誇っている。また有史以来、プレート境界型の地震の記録がないという、SSE が起こる他の地域とは異なる特徴がある。約半年に 1 回の再来期間で発生することで、豊富なデータセットとして様々な統計的な考察を可能としている。

先島諸島の東側に位置する伊良部島を固定点として、それより西側に位置する 5 島 6 点の GPS 観測点の位置変化を調べると、SSE に伴って波照間島で顕著な南向きの変位が見られ、西表島や石垣島の南側の観測点では上下変位が見られる。変化の様子を、指数関数を含めた式でモデル化すると、観測された時系列と調和的であり、その式の中で定義した 個々の SSE の変位と時定数を用いて様々な考察を行った。

各観測点の三次元の変位を用いて Okada (1992) の断層すべりモデルを適用したところ、1 回の SSE による断層のすべり量は平均して約 6 cm となった。これが年に 2 回発生することとプレート収束速度 (年間約 12.5 cm) はうまく整合する。また、およそ半年に 1 回程度の頻度で発生するため、見かけ上季節性があるように見えるが、発生間隔の分布に対して発生月の分布のピークが弱く、季節的な外部からの応力擾乱によって SSE がトリガーされている可能性は低い。断層のすべり量と発生間隔には、統計的に有意な *time-predictable* の傾向があり、前回の SSE のすべり量から次回イベントの発生時期を予測すると、概ね 1 か月前後の誤差に収まる。

繰り返す SSE は南琉球以外にも四国や東海、房総など、また国外ではカナダ南西部や中央アメリカ、アラスカなどで普遍的に観測されている現象である。これらの研究は通常の地震の繰り返しの解明に有用な様々な基礎的なデータを与え、将来の高精度な地震予知に寄与する。それらの総合的な理解を深めることは重要である。

## 目次

1. はじめに	4
1.1 Afterslip	4
1.2 Slow slip event	6
1.3 afterslip と slow slip event の類似点・相違点	9
2. 先島諸島の slow slip event	11
2.1 琉球弧のテクトニクス	11
2.2 南琉球の GPS 局について	13
2.3 観測データについて	14
3. 観測データの考察と加工	16
3.1 SSE の信号であることの検証	16
3.2 時系列のモデル化	17
4. 考察	26
4.1 観測点別の変化の違い	26
4.2 断層パラメータの推定	26
4.3 スケーリング則	34
4.4 アスペリティ	35
4.5 南琉球の剛体回転について	36
4.6 約半年の再来期間について	39
4.7 予測可能性	41
5. まとめ	46
5.1 イベント別に見た特徴	46
5.2 他地域の SSE との比較	46
5.3 総括	47
6. 謝辞	49
7. 参考文献	50

## 1. はじめに

GPS 衛星を用いて提供されるデータによってのゆっくりした断層の動きが検出できるようになった。この信号はプレートの収束域によく見られ、逆断層型の大地震後の *afterslip* や、地震を伴わない *slow slip event* 等があり、総称して *slow earthquake* と呼ぶことがある (川崎、2006)。これらの信号は地震計では検出できないため、その存在は GPS 衛星による観測網が発達するまで陽の目を見ることはなかった。本節では、過去に *afterslip* や *slow slip event* を GPS 観測網によって発見した例を紹介する。

### 1.1 Afterslip

1994 年 12 月 28 日、日本の東北地方にある三陸はるか沖を震源とする  $M_w = 7.6$  の逆断層型の地震が発生した。この地震で GPS 各局で変動を記録し、特に久慈の変動は大きく、9.2 cm の水平変動を記録している (Heki, et al., 1997) (図 1 (中))。

Heki, et al. (1997) によると、地震発生後、近傍の GPS 局で連続観測を行うと、地震時の変動と同様、東向きの動きが非常にゆるやかに進行していることがわかった。図 2 より、地震が発生する前 ( $\text{Time} < 0.0$ 、地震の発生時が  $\text{Time} = 0$ ) ではこれといった変化が認められないのに対し、地震後 ( $\text{Time} > 0.0$ ) に 1 年以上にも及び継続して変動していることがわかる。すなわち、地震そのものとはすべり速度は異なるが、その後にもすべり続けている断層が存在することを意味する。これが地震の余効すべりで *afterslip* と呼ばれる。地震時のすべりに余効すべりを加えてモーメントマグニチュードを計算すると  $M_w = 7.8$  となる。*afterslip* による効果をモーメントマグニチュードに換算すると  $M_w = 7.7$  であり、地震時のすべりを上回る規模の現象になり得る (図 3)。

同様の現象は 1992 年 7 月 17 日に発生した三陸はるか沖地震でも、伸縮計を用いた観測で、*afterslip* の存在が示唆されていた (Kawasaki et al., 1995)。国土地理院が列島規模の GPS 観測網 GEONET の運用を開始したのが 1994 年 10 月であったため、それを用いることはできなかった。1994 年 12 月に発生したイベントは GPS を用いた連続観測が可能となったため、その観測から *afterslip* という現象が存在する有力な手掛かりとなった。

以降、東北日本の太平洋沖で大小様々なプレート境界型地震が起こっているが、通常地震の後には *afterslip* が引き続き発生する方が一般的であるということが明らかになっている (大久保他、2004; Heki, 2007)。

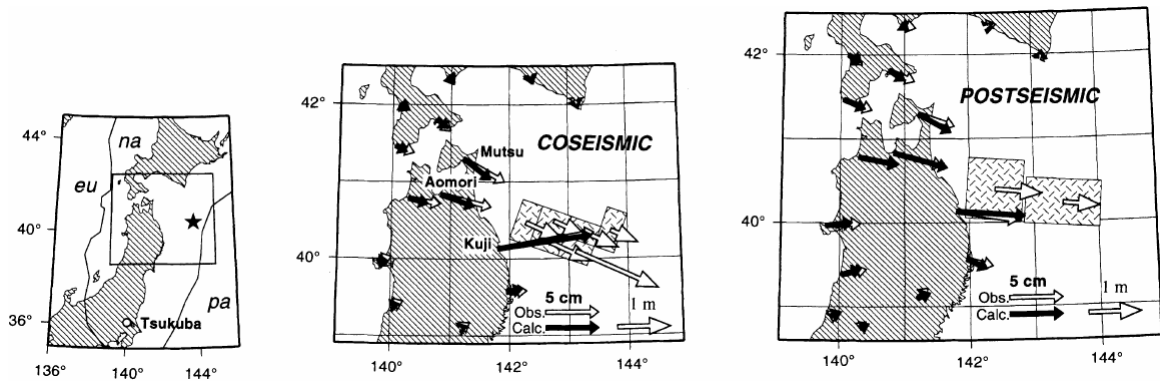


図 1. (左) 1994 年 12 月 28 日に発生した三陸はるか沖地震の震源地 (星印) とプレート境界 (na : 北アメリカプレート、eu : ユーラシアプレート、pa : 太平洋プレート)。図中の長方形は中・右図の領域を表している。(中・右) 地震時 (中)、および地震後 (右) の変動。各 GPS 局から伸びた白の矢印は観測された水平変動、黒の矢印は計算による水平変動である。これらの値は推定した矩形断層 (中が斜線の長方形) 及びそのすべり (断層上の矢印) と半無限弾性体を仮定して、Okada (1992) を用いて計算された (Heki, et al., 1997 より転載)。

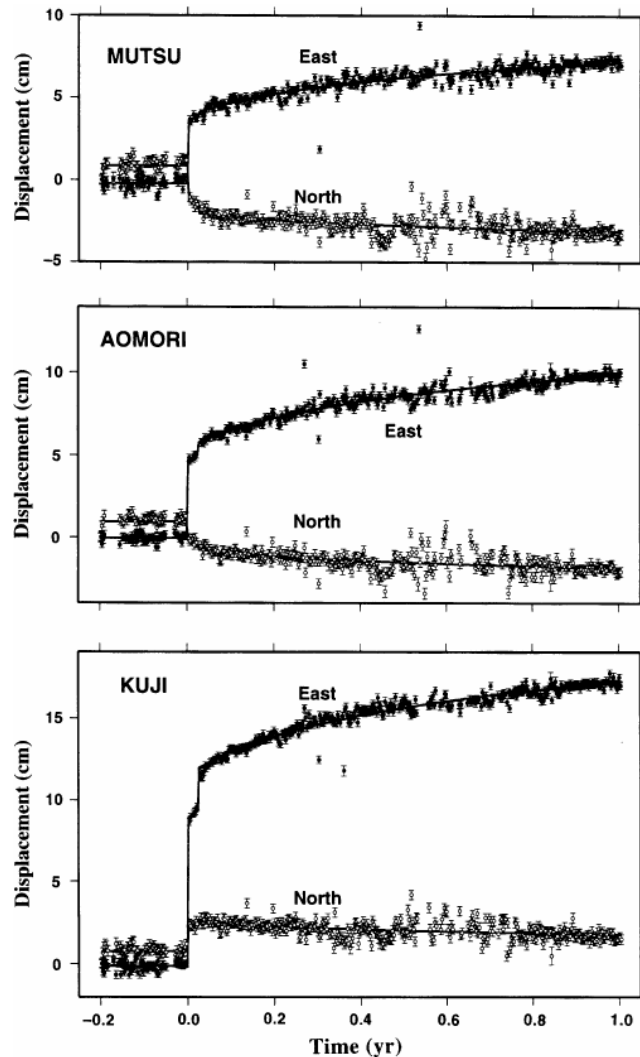


図 2. 1994 年の三陸はるか沖地震の地震時、及びその前後の水平変位を GPS を用いて観測し、プロットしたもの。上から陸奥、青森、久慈の各 GPS 局。白丸は南北、黒丸は東西成分をそれぞれ示す。地震時を Time = 0 としている (Heki, et al., 1997 より転載)。

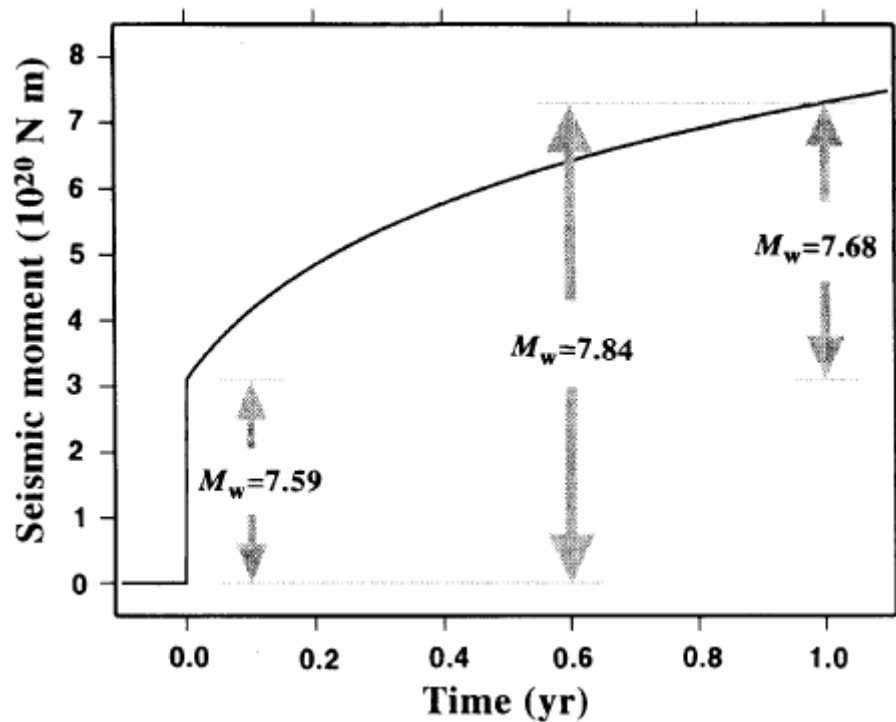


図 3. 1994 年の三陸はるか沖地震において、地震時 (Time = 0)、及びその後のモーメントの開放の様子を時系列で表したものの。図中に地震時、地震後 1 年間の afterslip、及びその合計をモーメントマグニチュードに換算した値を示している (Heki, et al., 1997 より転載)。

### 1.2 Slow slip event

Dragert, et al. (2001) によると、アメリカ北部からカナダ南部の太平洋岸にある Cascadia 沈み込み帯で、地震を伴っていないにも関わらず、地震後の余効すべりとよく似た現象を観測している。この地域は沖合約 150 km のところでフアンデフーカプレート (Juan de Fuca Plate) が年間 37 mm で北アメリカプレートの下に沈み込み、およそ 600 年に 1 回の頻度でマグニチュード 8 クラスの巨大地震が発生するといわれている (Thatcher, 2001)。

周辺には GPS 観測点が 14 点あり、位置変化の時系列をとると、沈み込むフアンデフーカプレートと陸側プレートのカップリングに伴う弾性変形による北東への動きが確認されるが、内 7 点において、1999 年の 8 月以降にそれとは逆方向への動きが観測された (図 4、5)。GPS 局によってこのイベントの開始や継続期間 (6~15 日間) が異なり、変位が最大 5 mm 程度の非常にゆっくりとした動きである。この変位を断層の沈み込みによると仮定して、Okada (1985) のモデルを導入して計算すると、プレート境界上の深さ 30~40 km の領域で 2.1 cm のすべりを与え、20~30 km の領域では浅くなるにつれて小さくなるすべりを仮定する (深さ 30 km では 2.1 cm、20 km では 0 cm を与える) ことで観測値と調和的になる。すべり量と領域からモーメントマグニチュードを計算すると、6.7 となる。

Cascadia で見られたような、数日以上かけてゆっくりと断層が動く現象は slow slip event (SSE) と呼ばれている。以降、この地域の連続 GPS 観測は、同様のイベントが繰り返し発生していることを明らかにした (Miller, et al., 2002、図 6)。Cascadia では約 14.5 か月に一回の頻度で SSE が発生している。

SSE は他のプレートの沈み込み帯でも GPS 等を用いた観測で確認され、様々な研究がさ

れている。最初にこの現象が発見されたのは西南日本の日向灘である (Hirose, et al., 1999、図 7)。日向灘の SSE は約 6 年に一度の頻度で繰り返し発生する (Hirose, et al., 2005)。また、日向灘より東側の四国 (Hirose, et al., 2005) や房総沖 (Ozawa et al., 2003, 2007; Sagiya, 2004) でも SSE がやはり繰り返し発生していることが確認されている。東海でも同様のイベントが繰り返し起こっているが継続期間が数年にも及んでおり、他の地域とは異なる特徴がある (Ozawa et al., 2002)。また、本研究で述べる先島諸島の SSE は Heki and Kataoka (2008) として米国地球物理連合の専門誌 *J. Geophys. Res.* 誌において論文化されている。

日本国外では Cascadia 以外にメキシコ (Kostoglodov, et al., 2003) やアラスカ (Ohta et al., 2007) でも SSE としき信号がみられる。これらはいずれもプレートの沈み込み帯に存在している。よって今後、全地球的に GPS 観測網が整備されれば未だ SSE の存在が未確認の沈み込み帯でもその存在が明らかになるかもしれない。

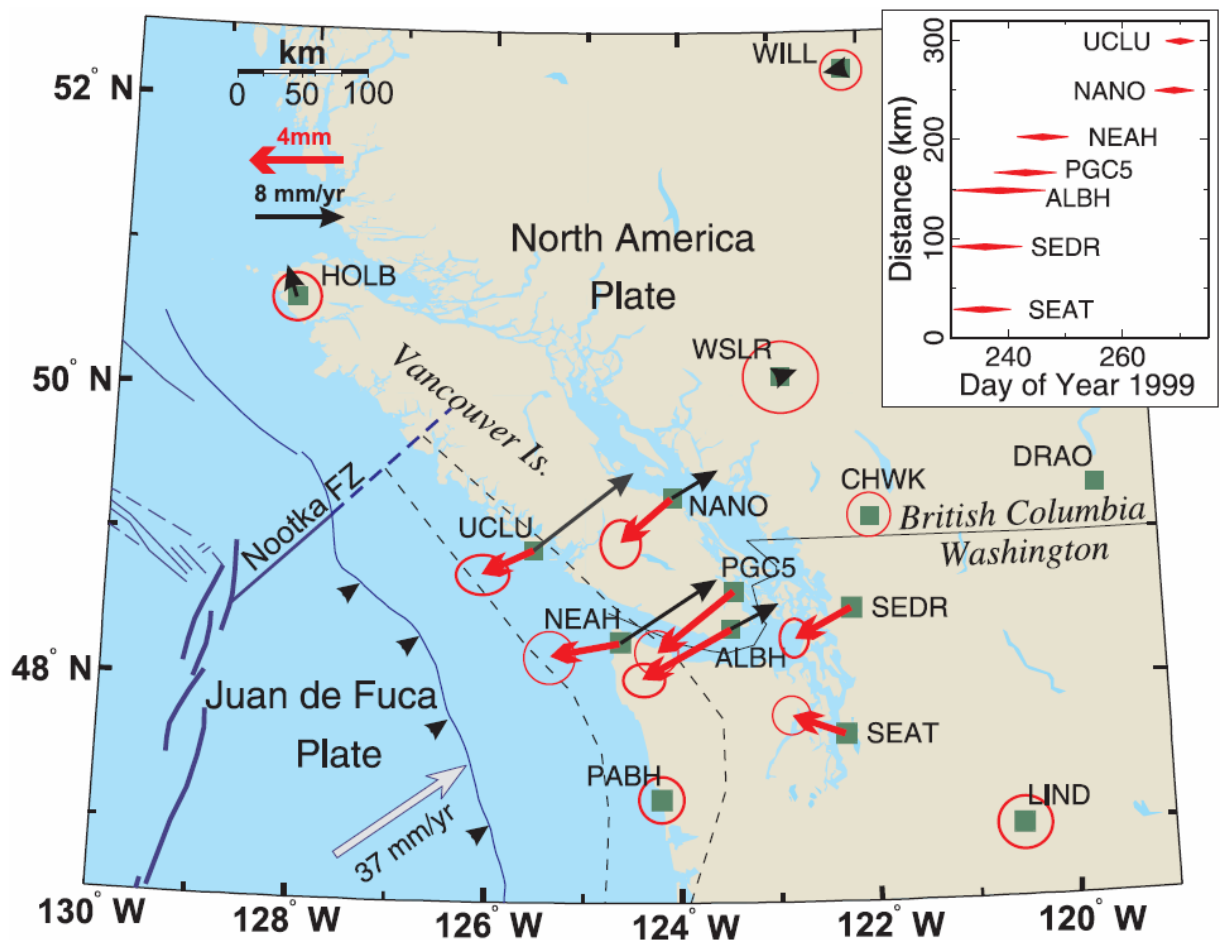


図 4. Cascadia 沈み込み帯の GPS 観測点 (緑の四角) の変位を表した地図。赤の矢印は SSE に伴う動き、黒の矢印はそれ以外の時期の動きを表し、いずれも DRAO を固定点としている。白の矢印はファンデフーププレート沈み込み速度。右上のグラフは、各 GPS 局で SSE を観測した時期の違いを表している。(Dragert et al., 2001 より転載)

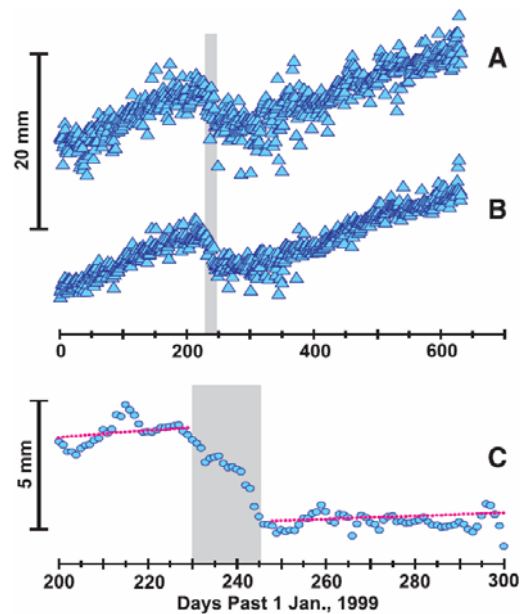


図 5. DRAO から見た ALBH の経度の変化を長さに換算したグラフ (図 4 参照)。(A): GPS から得られた生のデータを計算したもの。(B): (A) から多くの GPS 点で共通に観測される成分を地殻変動と無関係と考慮してそれらを差し引いたもの。(C): イベントの部分を中心に (B) を拡大したもの。グレーの領域はイベントの部分、赤の点線は直線的な変化成分を示す。(Dragert et al., 2001 より転載)

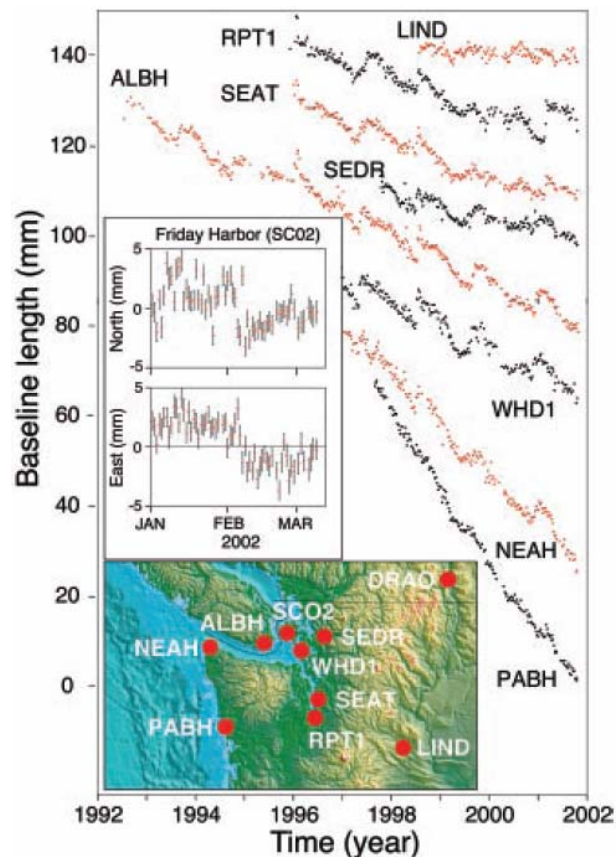


図 6. Cascadia 周辺の (図中下部に記載) の、DRAO から見た、各 GPS 局の変位時系列をそれぞれ表したグラフ。図中央左寄りにあるグラフは 2002 年に入って SCO2 で SSE と思しき信号が見られた当時の速報。(Miller, et al., 2002 より転載)



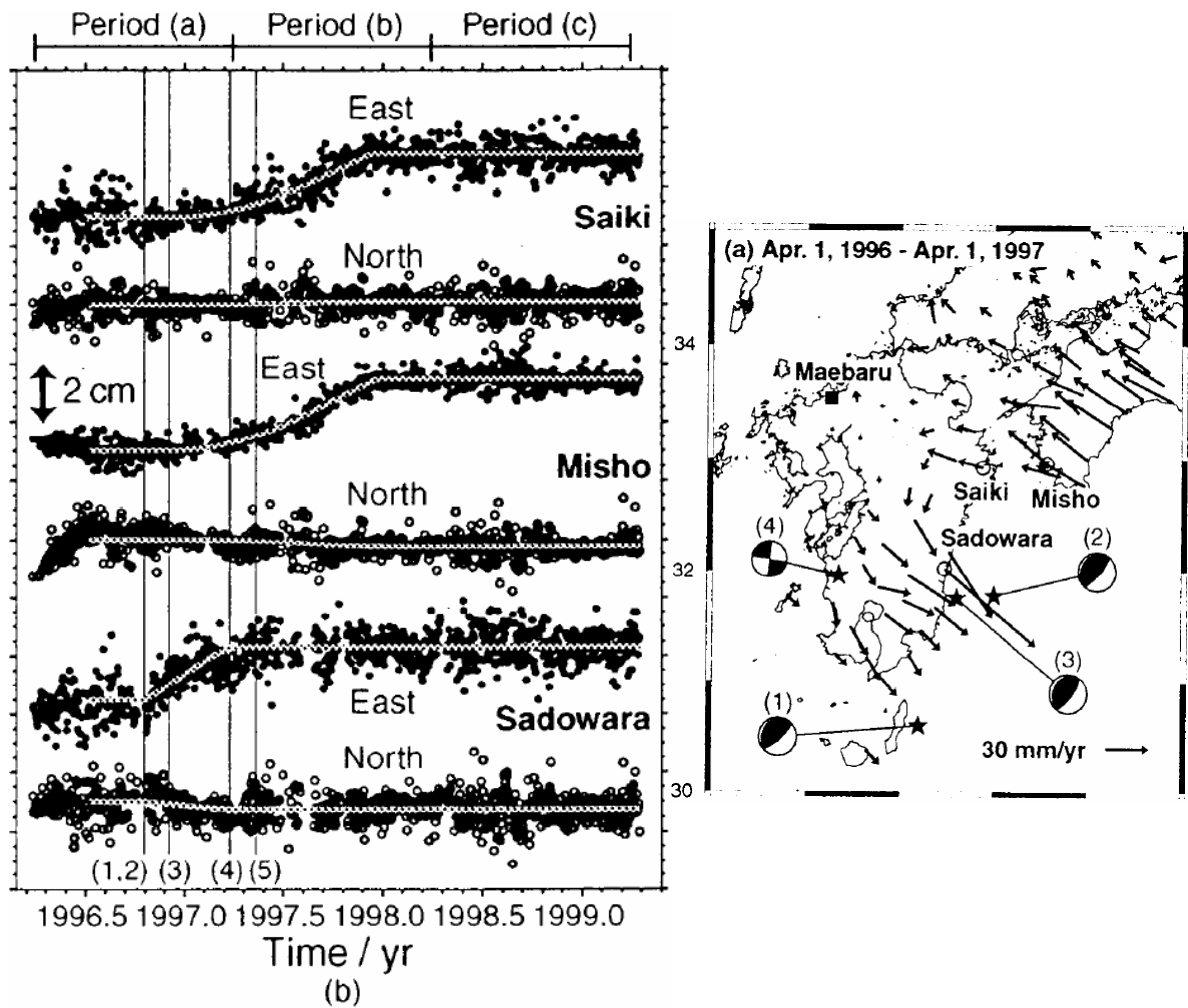


図 7. 佐伯、御庄、佐土原の各 GPS 局で観測した水平変位 (左)。一次成分や一年周期の成分、九州南部で発生した地震時 (図中 (1) ~ (5) の縦線) のステップは除去してある。右に 3 地点の位置と (4) までの地震の震源位置と震源球を記す。(Hirose et al., 1999 より転載)

### 1.3 afterslip と slow slip event の類似点・相違点

以上で述べた、afterslip と SSE は類似点の多い現象である。いずれも断層がゆっくりすべる継続期間が長い現象であり、モーメントマグニチュードに換算すると通常の地震に匹敵する。また、Ide et al. (2007) は、通常の地震のモーメントは継続時間の 3 乗に比例するのに対し、afterslip や SSE のモーメントはいずれもおおむね継続時間の 1 乗に比例することを示唆した (図 8)。

一方、両者には以下のような相違点もある。afterslip は通常の地震が発生後、それに引き続いて起こるのに対し、SSE は通常の地震の発生とは無関係に発生するものが多い。また SSE はほぼ一定の再来期間を持ち、繰り返し発生するという特徴がある。尚、afterslip に関してもそれが起こるきっかけとなる逆断層型の地震が、同じアスペリティで一定の期間を経て発生することを考えれば、再来期間を持つと考えてもよいかもしれない。

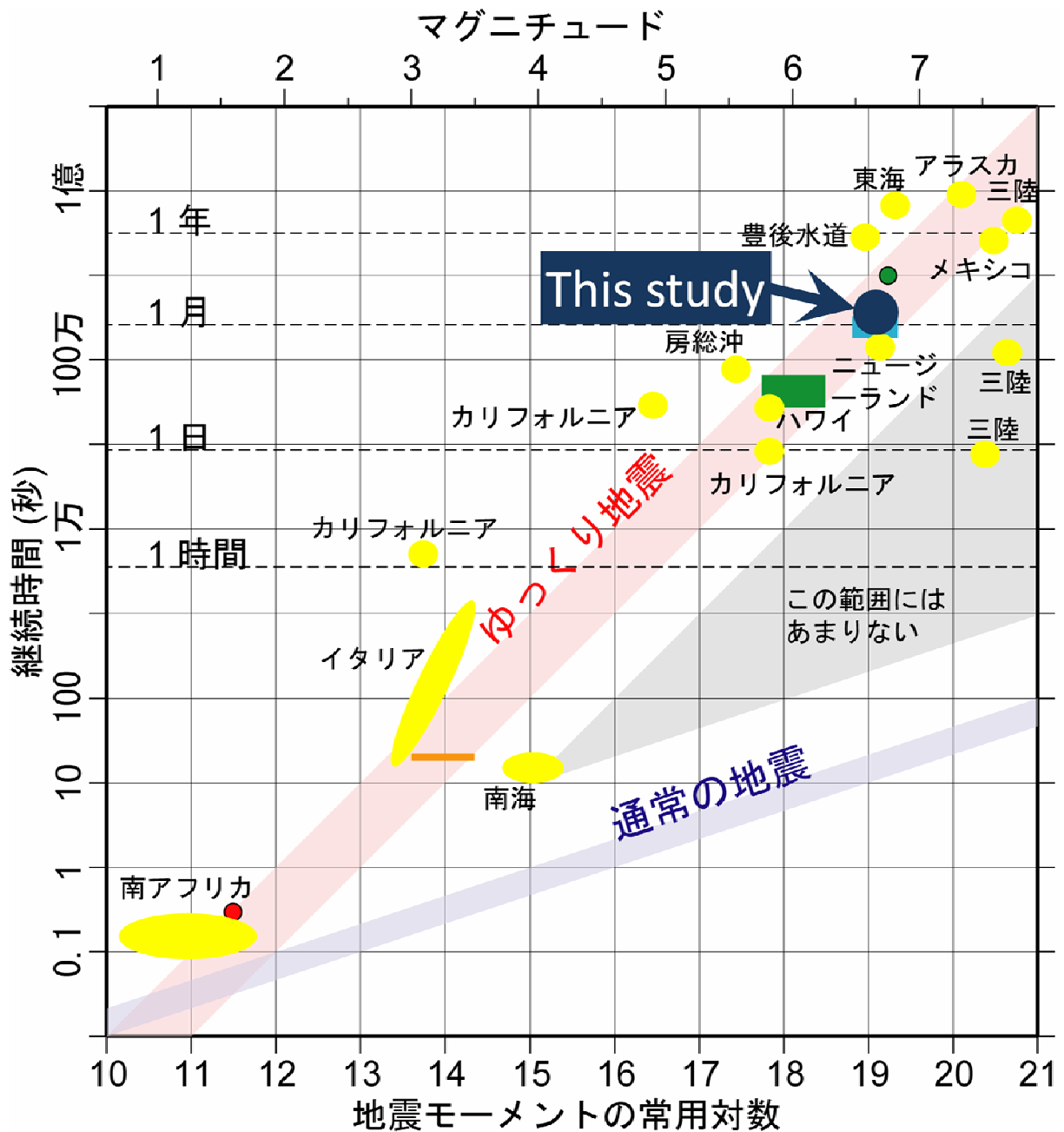


図 8. ゆっくり地震と通常地震のスケール則の違い (afterslip や SSE はゆっくり地震に含まれる)。通常地震はマグニチュードが1大きくなると継続時間が3倍となるのに対し、ゆっくり地震はマグニチュードが1大きくなると継続時間は30倍となる。実際に確認されたゆっくり地震 (黄色の円及び楕円) をこのグラフに当てはめると、そのスケール法則に沿うことが分かる。また、本研究の対象である南琉球の SSE (図中の濃紺の丸) もこのスケール則に従っている。詳細は本文 4.3 節で述べる。(井出哲, ”ゆっくり地震のスケール法則”, URL: <http://www.s.u-tokyo.ac.jp/info/press/press-2007-03.html> より転載)

## 2. 先島諸島の slow slip event

沖縄県南西部に位置する西表島や石垣島等を形成する先島諸島で、GPS を用いた連続観測を行うと、前章で見られたような SSE と思われる信号が繰り返し検出されることを、矢来他 (2004) が発見した。本章では、琉球弧のプレートテクトニクス的な特徴、周辺に設置されている GPS 局、そして GPS 観測から得られたデータについて記述する。

### 2.1 琉球弧のテクトニクス

九州南部から台湾にかけて、東シナ海と太平洋の間の海域には、沖縄本島を最大に、多くの島々が弧状に連なっており、琉球弧と呼ばれている。琉球弧は、九州西方から台湾北部に沿って位置する沖縄トラフと、南海トラフ西端から台湾へ伸びる琉球海溝に挟まれた島弧である。琉球海溝では、フィリピン海プレートが琉球弧の下に北西方向へ沈み込んでおり、プレート境界を形成する(図 9 (b))。一方背弧側の沖縄トラフは現在拡大中の背弧海盆である。

Nishimura et al. (2004) によると、琉球弧はさらに北・中央・南の 3 つのブロックに分割でき、それぞれブロック内での変形はなくひずみは蓄積しない(図 9 (c))。本研究で対象とするのは南琉球ブロックであり、宮古島から与那国島までの諸島(先島諸島)が含まれる。Nishimura et al. (2004) は、南琉球ブロックの GPS 局が一様に南東へ動いているのをブロックの剛体回転としている。フィリピン海プレートの沈み込みによる南琉球ブロックの収束速度を求めるためには、南琉球ブロックとフィリピン海プレートの双方の剛体回転のパラメータが必要である。Nishimura et al. (2004) は、nnr-NUVEL1a (Argus and Gordon, 1991) のプレート運動モデルに基づいた GPS 局速度を用いて、南琉球ブロックの剛体回転に関するオイラー極(ブロックの回転中心)及び回転速度を求めている。フィリピン海プレートに関しては Miyazaki and Heki (2001) が既に求めたオイラーベクトルがある。これらのパラメータを利用して求めた南琉球沖の琉球海溝での収束速度は年間 12 cm にもおよぶ(図 10)。他に 10 cm を超える地域は世界でもチリ沖でナスカプレートが沈み込むチリ海溝くらいであり、プレート相対運動としては最速クラスであることがわかる。ここでの収束速度がこのように速いのは、フィリピン海プレートの沈み込み速度に、沖縄トラフの拡大に伴う島弧の海への前進が加算されるからである (Sibuet et al., 1998)。

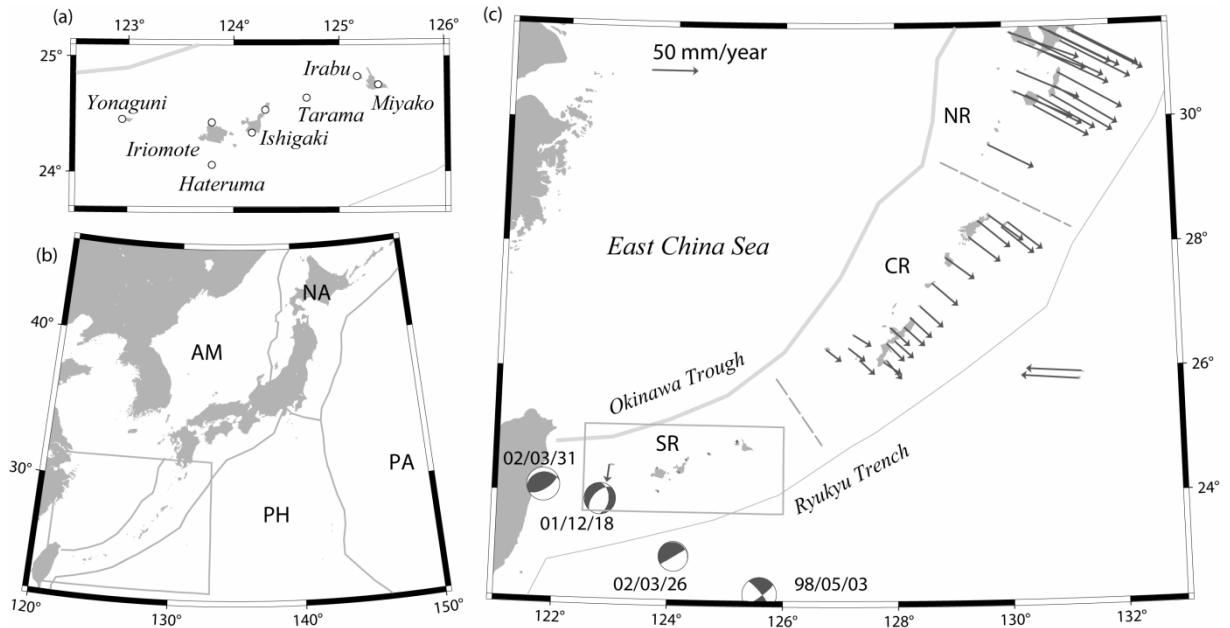


図 9. (a) 本研究で扱う、南琉球の GEONET の電子基準点の位置。(b) 日本周辺のプレート境界 (NA: 北アメリカプレート、PA: 太平洋プレート、PH: フィリピン海プレート、AM: アムールプレート)。図中左下の囲まれている部分を拡大したものが (c)。(c) 琉球弧および弧内の 3 つのブロック (NR: 北琉球、CR: 中央琉球、SR: 南琉球、Nishimura et al., (2004))。矢印は南琉球を固定してみた時の各 GPS 観測点の動き。南琉球内には顕著な動きが見えないため、ブロック内でひずみは蓄積していない。また、観測期間内に南琉球の地殻変動に影響を与えた可能性のある地震の震源球と位置も示している。図中左下の囲まれている部分を拡大したものが (a) である。(Heki and Kataoka (2008) より転載)

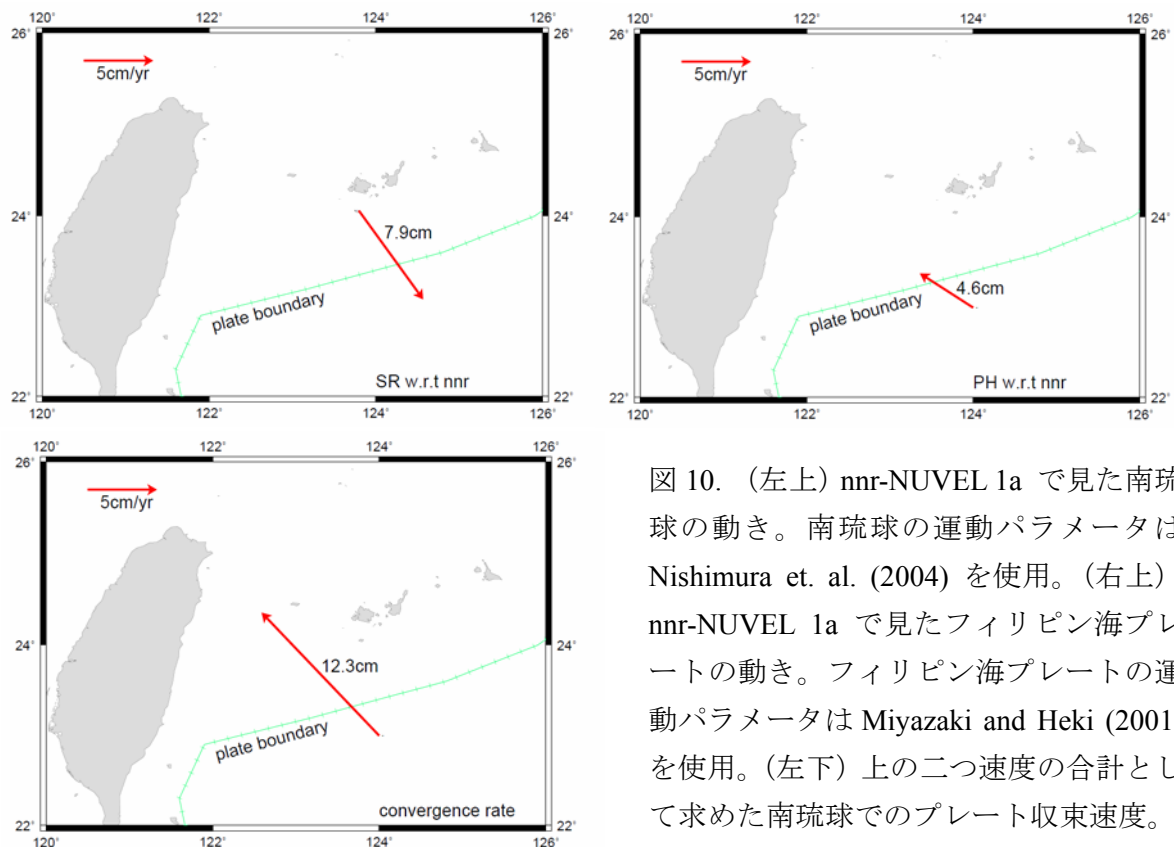


図 10. (左上) nnr-NUVEL 1a で見た南琉球の動き。南琉球の運動パラメータは Nishimura et. al. (2004) を使用。(右上) nnr-NUVEL 1a で見たフィリピン海プレートの動き。フィリピン海プレートの運動パラメータは Miyazaki and Heki (2001) を使用。(左下) 上の二つ速度の合計として求めた南琉球でのプレート収束速度。

## 2.2 南琉球の GPS 局について

国土地理院は1994年より電子基準点での GPS 連続観測を開始した。これらはその後 GPS 連続観測システム GEONET (GPS Earth Observation Network System) として統一され、国土地理院の解析による正式な測地解である F2 解がオンラインで提供されている。1994 年当初、約 100 点だった電子基準点も、2008 年現在は 1200 点を超えるほどに増え、日本全国を数十キロ間隔で網羅した地殻変動観測を可能にしている (図 11)。

南琉球には 8 点の電子基準点がある。そのうち 2 点は石垣島に、他は与那国島、西表島、波照間島、多良間島、伊良部島、宮古島 (基準点名は城辺) にそれぞれ 1 点ずつ設置されている (図 9 (a))。GEONET で提供されているデータは 1996 年以降であるが、与那国島、西表島、城辺以外は、1996 年のデータの運用を行っていないため、本研究では 1997 年以降のデータを用いて議論する。

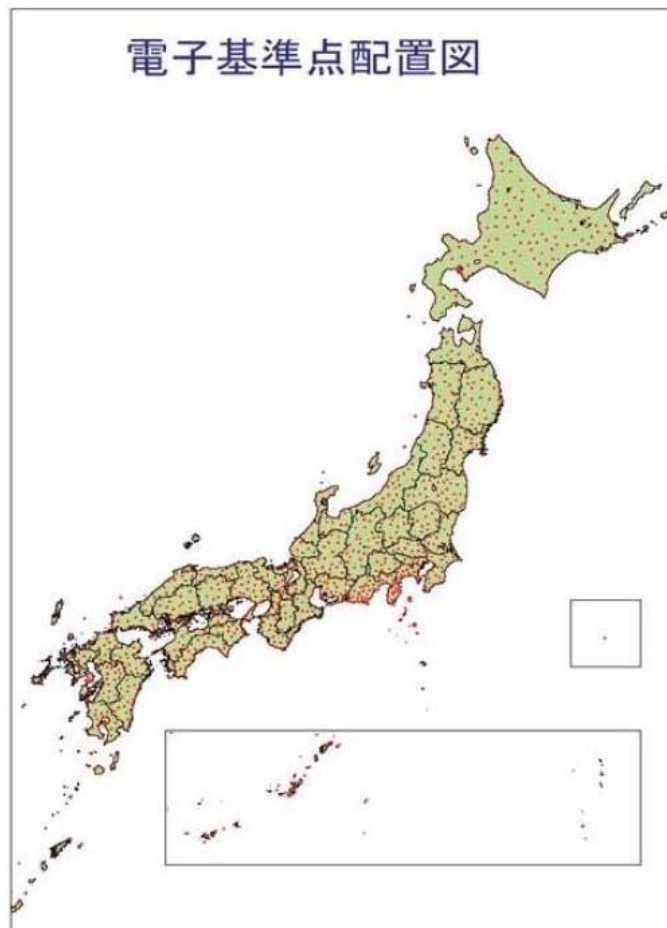


図 11. 国土地理院が設置している日本の電子基準点の位置 (赤の点)  
(<http://www.gsi.go.jp/common/000033193.jpg> より転載)

### 2.3 観測データについて

矢来他 (2004) によると、先島諸島で SSE と思しき信号を最も顕著に示すのは、海溝軸に最も近い波照間島で、西表島や石垣島でも同様の信号が見られるという。本研究では、これらの島々の運動を観測するため、南琉球で比較的東側に位置する伊良部島を固定点とし、与那国島、西表島、波照間島、石垣島、多良間島の時系列を検討する。本来は最も東に位置する宮古島の城辺を固定点とするのが妥当であるが、2003年9月11日から同年11月14日までのデータが欠如しているため、伊良部島を固定点に選んだ。

図 12 は伊良部島から見た波照間島観測点の 3 成分 (南北・上下・東西) の座標変化グラフである。図 12 (a) では、南方への動きが顕著で、加速と減速を繰り返しているように見える。ただし、2.1 節で述べたように、南琉球は剛体回転をしており、この図にはその効果が含まれている。SSE などのイベントによる信号を抽出する場合、剛体回転の影響を除去する必要がある。Nishimura et al., (2004) は南琉球の剛体回転のパラメータであるオイラー極と回転速度を求めているので、それを用いる。南琉球の剛体回転の様子を表したものが図 13 である。これにより、伊良部島を固定点とした剛体回転の効果を図 14 に示す。以上より、図 12 (a) から図 14 のベクトルを差し引けば剛体回転の分を除去することができる。こうして得られた時系列を図 12 (b) に示す。

図 12 (b) を見ると、図 12 (a) と比べて、南東への永年的な動きがほぼ除去されていることがわかる。南北成分に関して、南に進んでは戻るといった変化が繰り返し起こっているのが見て取れる。次章において、この信号を SSE として扱うことが妥当であるか詳しい検証を行う。

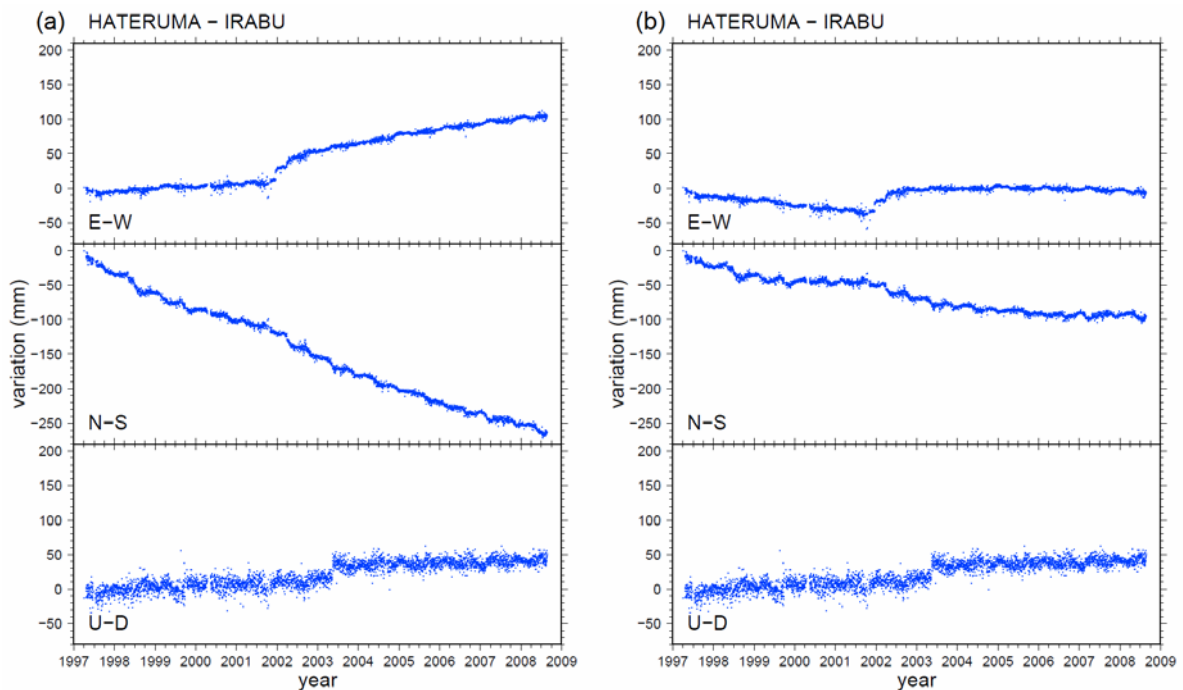


図 12. GPS 観測による伊良部島から見た波照間島の 3 成分の位置変化。(a) は南琉球の剛体回転による運動の効果が含まれており、それを除去したものが (b) である。それぞれ上から東西、南北、上下。

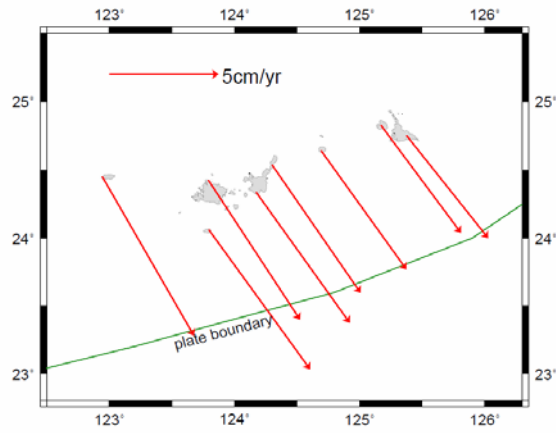


図 13. 南琉球の剛体回転による運動をベクトルで表した図。各ベクトルの始点はGPS の電子基準点である。

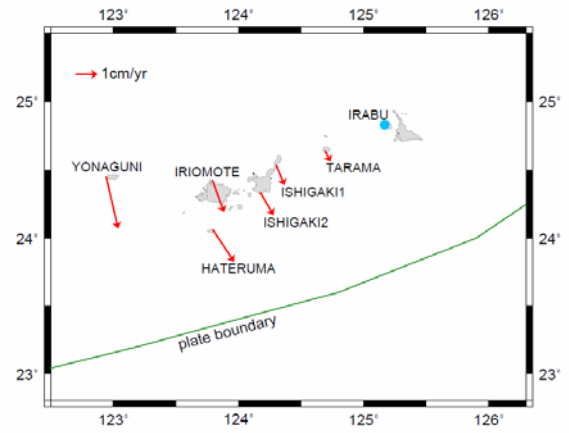


図 14. 図 13 の速度を伊良部島（青い点）から見たものに換算した図。

### 3. 観測データの考察と加工

2.3節で示した波照間島の GPS 観測によるデータでは、SSE とと思われる挙動が見られる。本章では最初に、この信号が SSE によるものであることを確かめた上で、SSE による変位や継続期間を定義するための定式化を試みる。

#### 3.1 SSE の信号であることの検証

伊良部島から見た（以後特に断らない場合は伊良部島を固定したときの動きとする）波照間島の座標変化（剛体回転の効果を除去後、これも以後省略する）図 12 (b) より、特に南北方向で南に加速しては戻るといった変化が繰り返し見られる。もしこれが地殻変動に関する信号であれば、他の観測点でも同様の変化が見えるはずである。そこで、波照間島にイベントがあった時の、西表島と石垣島の観測点を比較対象として、この 2 点で同様な変化があるかをもって SSE の信号であることの検証とする。

図 15 は 2003 年 7 月から 2004 年末までの波照間島、西表島、石垣島の南北変化を表したグラフで、波照間島が南に移動し始めた時に印をしてある。この観測期間内では 2003 年 10 月と翌年 4 月に印をしている。これを見ると、波照間島ほど大きくはないが、西表島、石垣島も同期して南に動いていることがわかる。他の観測点でも同様の変化が見られる。また、個々のイベントは互いに類似した変動を見せる。よって波照間島で観測された動きは、やはり同じ断層がすべったことによる地殻変動によるものであり、~2 cm 程度の南への動きが 1 か月以上続いていることから、SSE である可能性は極めて高い。以上より、今後はこの現象を SSE として扱う。波照間島のデータから、1997 年から 2008 年までに SSE の信号が 22 件見られる。

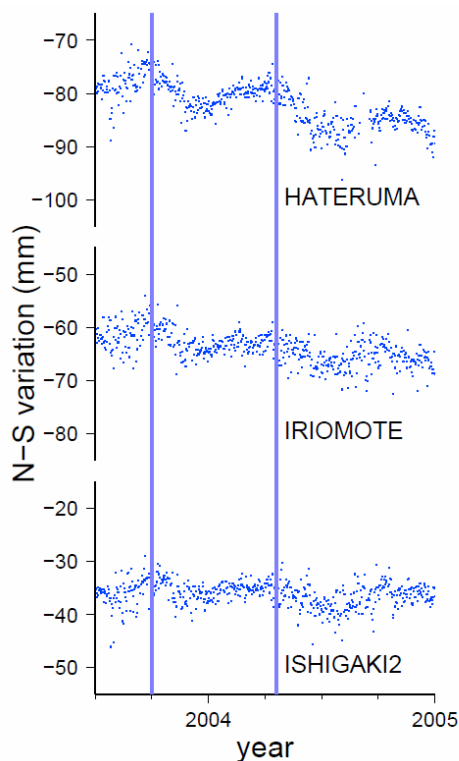


図 15. 伊良部島から見た各 GPS 局の南北の位置変化 (2003 年 7 月~2004 年 12 月)。上から波照間島、西表島、石垣島。波照間島で南への動きが開始したと思われる時期を青の棒で記す。



### 3.2 時系列のモデル化

22 件の SSE に対し、変動量等を定量的に求めるため、適当な関数を用いてモデル化する。各イベントの変動の仕方が、イベントの開始時に最も速く動き、徐々に減衰するという特徴があるので、指数関数を用いた式を考える。また、近傍の規模の大きい地震が発生した場合、座標値にステップ状の変化が生じるため、そのパラメータも個々の地震について導入する。今回は南琉球周辺でマグニチュード 7 以上およびそれに準ずる規模の地震が発生した場合、ステップの大きさをパラメータとして導入する。これらの地震に関する様々な諸元は EIC 地震学ノート ([http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/)) から得た。時刻  $t$  における変位を  $x$ 、 $i$  番目の SSE の発生年時を  $T_i$ 、 $i$  番目の地震の発生年時を  $T'_i$  として以下の式を導入する。

$$x(t) = at + b + \sum_{i=0}^j A_i \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{t-T_i}{\tau_i}\right) \right\} + \sum_{i=1}^k B_i (T_j \leq t < T_{j+1} \text{ かつ } T'_k \leq t < T'_{k+1}) \quad (1)$$

ここで、 $a$  は一次のトレンドで  $b$  はオフセット量である。 $A_i$  は  $i$  番目の SSE に伴う変動量、 $B_i$  は  $i$  番目の地震に伴うステップである。 $\tau_i$  は  $i$  番目の SSE の時定数であり、SSE による変化の速度を特徴づける定数である。すなわち、 $\tau_i$  が小さい場合はイベントが速く進行して収束も早く、 $\tau_i$  が大きい場合は、イベントがゆっくり進行して収束も遅い。 $T_i$  は図 12 (b) のグラフから、目視で決める。 $T'_i$  に関する近傍の地震は図 9 (c) に記してある。 $\tau_i$  は (1) 式で図 12 (b) の元のデータを最小二乗法で実際にフィットさせたときに誤差が小さくなるように個別に求める。 $T_i$  および  $\tau_i$  は SSE の数、 $T'_i$  は地震の数だけ個別に定める必要があるので、観測期間内では  $T_i$  および  $\tau_i$  はともに 22 個、 $T'_i$  は 4 個存在する。 $T_i$  および  $\tau_i$ 、 $T'_i$  のリストはそれぞれ表 1、表 2 に示す。尚、固定点となる伊良部島局の GEONET によるデータの提供は 1997 年 4 月 1 日であり、それ以後の SSE について議論をするが、波照間島局等では観測開始からすでに SSE が発生した直後のような変位を記録しているため、観測開始時に SSE が起こったと仮定することで補正し、このイベントを 0 番目のイベントとする(ただし、今後の議論の上で 0 番目のイベントに関するパラメータは考察に加えない)。また、 $t < T'_1$  のときは、

$$x(t) = ax + b + \sum_{i=0}^j A_i \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{t-T_i}{\tau_i}\right) \right\} (T_j \leq t < T_{j+1}) \quad (2)$$

となる (表 1、表 2 より、 $T_1 < T'_1$  である)。2002 年 3 月 26 日に地震が発生しているが、それと同時期に SSE も開始したと考えている。 $B_3$  と  $B_4$  はほぼ同時期に起こっているため、1 つのステップとしてまとめる。

以上により、 $t$  の値に応じて (1) または (2) 式のいずれかに当てはめ、最小二乗法で最適となる  $A_i$  および  $B_i$  を推定する。フィッティングの対象となるのは、波照間島、西表島、石垣島 (2 点)、与那国島、多良間島の 6 地点のデータで、東西、南北、上下の 3 成分についてそれぞれ行う。その結果をグラフに表したものが図 16 から図 21 である。推定された  $A_i$  および  $B_i$  を各イベント、各観測点別にまとめたものが表 3 から表 8 である。ここで得られた  $A_i$  を用いて次章で断層すべり等に関する考察を行う。

表 1. 観測期間内に発生した SSE の発生年時と時定数

番号 $i$	発生年時 $T_i$	時定数 $\tau_i$ (年)
0	1997.25	0.18
1	1997.70	0.13
2	1998.45	0.09
3	1999.10	0.09
4	1999.70	0.05
5	2000.20	0.16
6	2000.75	0.06
7	2001.20	0.10
8	2001.75	0.10
9	2002.23	0.10
10	2002.70	0.15
11	2003.25	0.10
12	2003.75	0.12
13	2004.30	0.15
14	2004.87	0.15
15	2005.35	0.10
16	2005.62	0.09
17	2006.06	0.10
18	2006.57	0.07
19	2007.01	0.10
20	2007.12	0.05
21	2007.75	0.10
22	2008.35	0.08

表 2. 観測期間内に発生した通常の地震の発生年月日と震源パラメータ

番号 $i$	発生年/月/日	震 源			マグニチュード
		緯度	経度	深さ	
1	1998/05/03	22.4°N	125.6°E	20 km	7.3
2	2001/12/18	23.9°N	122.8°E	10 km	7.3
3	2002/03/26	23.0°N	124.1°E	10 km	6.9
4	2002/03/31	24.1°N	121.8°E	20 km	7.3

EIC 地震学ノート ([http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/)) より

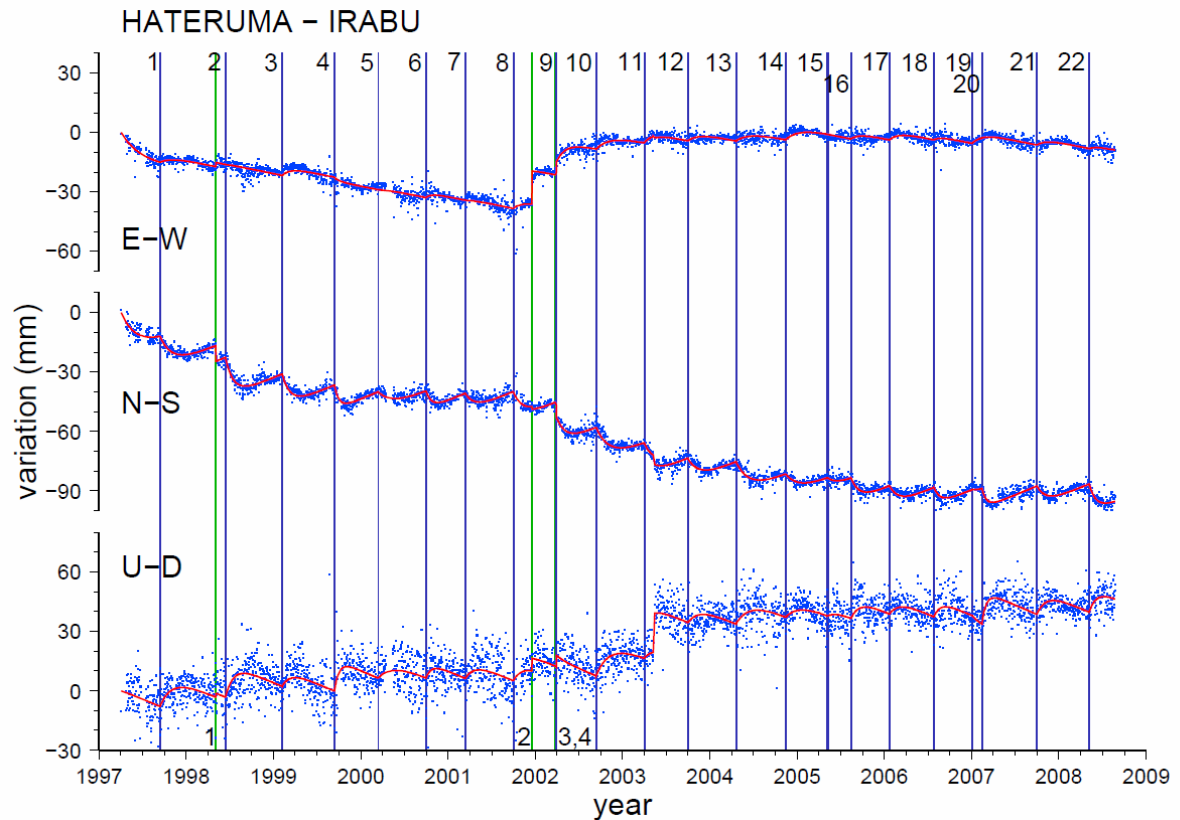


図 16. GPS 観測による伊良部島から見た波照間島の 3 成分の位置変化。上から東西、南北、上下。青の棒は SSE の開始、緑の棒は地震の発生時を表す。本文中の (1) または (2) 式を用いて最小二乗法でフィットさせたものが赤の曲線である。図中上にある数字は表 1 の番号  $i$ 、図中下にある数字は表 2 の番号  $i$  に対応する。2003 年に見える上下成分のステップは GPS アンテナの交換による見かけ上のものである。

表 3. 波照間島の各 SSE と地震における変位量

$A_i$	変位 (mm)			$A_i$	変位 (mm)		
	東西	南北	上下		東西	南北	上下
$A_1$	4.6	-14.6	16.7	$A_{14}$	7.3	-10.7	9.7
$A_2$	0.3	-20.1	17.5	$A_{15}$	-0.2	-5.0	3.6
$A_3$	4.5	-16.5	8.8	$A_{16}$	3.4	-11.7	10.1
$A_4$	-1.9	-12.5	15.9	$A_{17}$	4.6	-10.1	8.1
$A_5$	1.0	-9.8	10.7	$A_{18}$	2.1	-9.0	8.8
$A_6$	2.6	-9.1	7.9	$A_{19}$	5.6	-2.2	-3.6
$A_7$	0.8	-9.2	9.1	$A_{20}$	0.3	-9.5	17.8
$A_8$	4.5	-12.9	10.1	$A_{21}$	3.6	-9.9	12.4
$A_9$	12.3	-15.7	-2.4	$A_{22}$	1.9	-14.5	12.4
$A_{10}$	8.1	-18.0	19.7				
$A_{11}$	6.3	-12.2	7.2	$B_1$	2.1	-7.9	2.0
$A_{12}$	4.8	-11.7	9.5	$B_2$	16.8	-1.3	6.4
$A_{13}$	5.8	-16.8	14.3	$B_{3,}$	4.9	-5.6	6.0

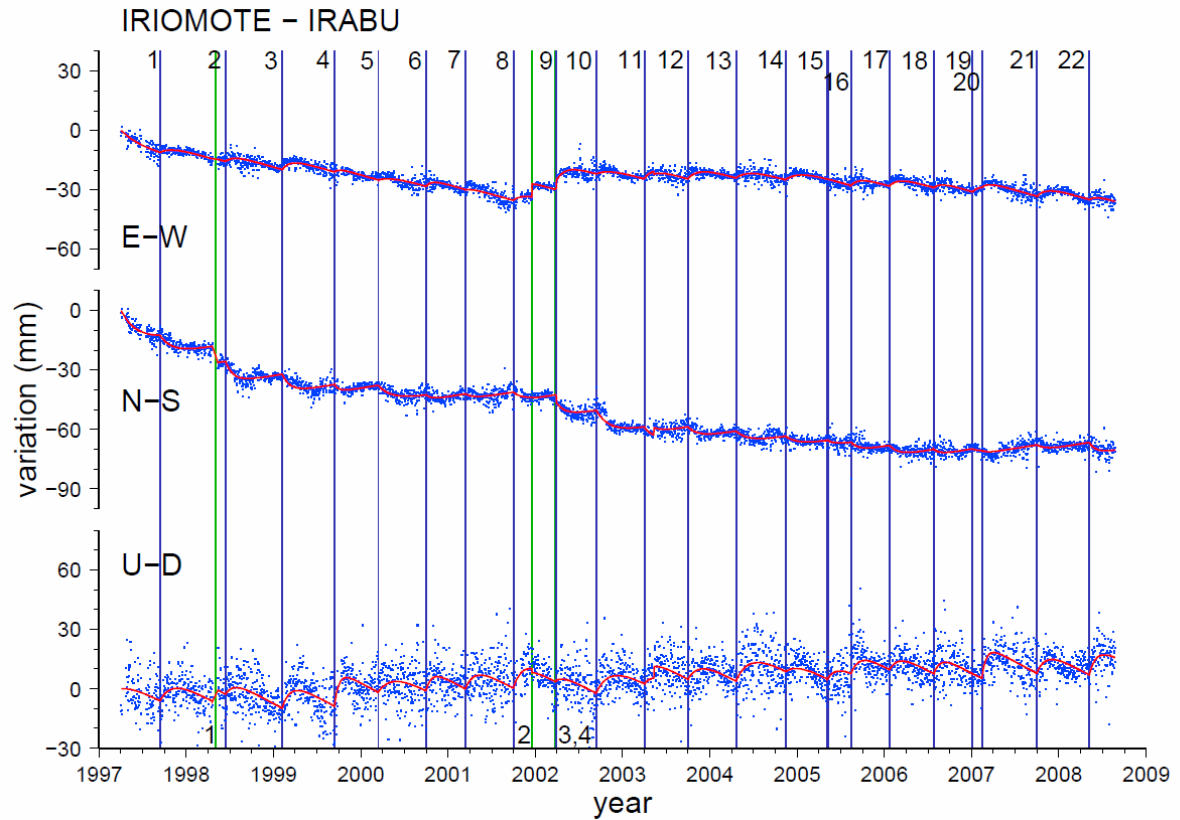


図 17. GPS 観測による伊良部島から見た西表島の 3 成分の位置変化。図中の表現は図 16 と同様。

表 4. 西表島の各 SSE と地震における変位量

$A_i$	変位 (mm)			$A_i$	変位 (mm)		
	東西	南北	上下		東西	南北	上下
$A_1$	4.9	-8.8	13.8	$A_{14}$	6.6	-5.6	7.4
$A_2$	4.1	-11.1	8.3	$A_{15}$	0.0	-2.9	9.6
$A_3$	6.4	-9.5	15.2	$A_{16}$	5.2	-4.6	11.8
$A_4$	2.3	-4.0	18.9	$A_{17}$	5.7	-5.7	10.0
$A_5$	3.9	-9.1	14.3	$A_{18}$	3.5	-2.9	10.5
$A_6$	4.0	-2.5	11.2	$A_{19}$	5.4	-2.4	0.4
$A_7$	1.5	-3.1	13.4	$A_{20}$	1.7	-0.9	17.3
$A_8$	5.0	-4.6	16.9	$A_{21}$	6.0	-3.1	13.5
$A_9$	10.5	-8.3	4.7	$A_{22}$	2.9	-6.1	16.1
$A_{10}$	4.5	-12.7	18.2				
$A_{11}$	7.7	-7.0	7.9	$B_1$	0.5	-8.6	7.0
$A_{12}$	7.5	-6.1	12.2	$B_2$	6.7	-0.3	-2.0
$A_{13}$	6.4	-6.8	18.7	$B_3$	3.4	-2.9	0.4
				$B_4$			

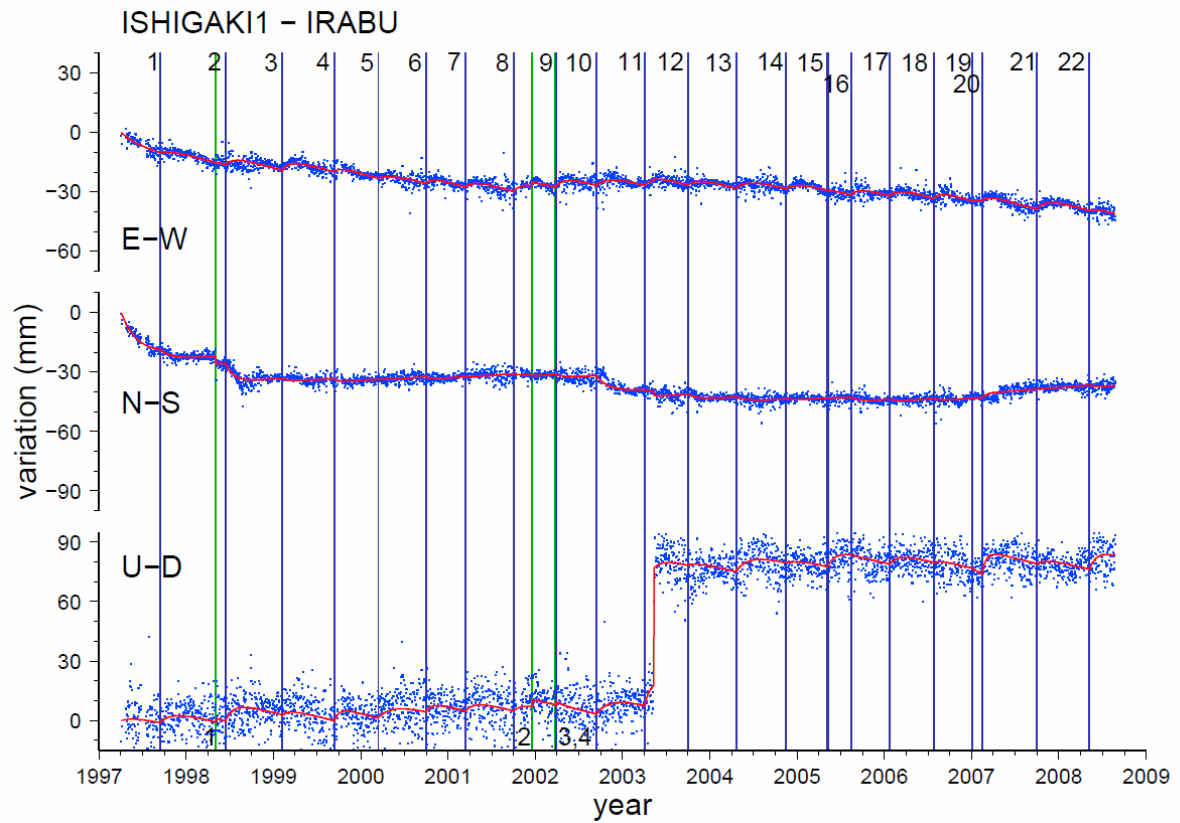


図 18. GPS 観測による伊良部島から見た石垣島北側の 3 成分の位置変化。図中の表現は図 16 と同様。

表 5. 石垣島北側の各 SSE と地震における変位量

$A_i$	変位 (mm)			$A_i$	変位 (mm)		
	東西	南北	上下		東西	南北	上下
$A_1$	3.0	-3.8	6.9	$A_{14}$	4.9	-1.1	3.0
$A_2$	5.0	-9.7	10.1	$A_{15}$	0.7	-0.5	9.4
$A_3$	6.3	-2.1	3.4	$A_{16}$	4.7	-2.5	-0.7
$A_4$	2.7	-2.0	6.7	$A_{17}$	4.8	-1.3	6.4
$A_5$	4.0	-0.6	9.2	$A_{18}$	3.9	-1.3	1.7
$A_6$	3.5	-1.4	5.0	$A_{19}$	2.0	-0.5	-2.3
$A_7$	4.3	-0.4	6.0	$A_{20}$	2.7	2.5	12.6
$A_8$	5.9	-1.4	4.9	$A_{21}$	6.5	0.0	3.5
$A_9$	6.1	-2.4	-1.4	$A_{22}$	1.9	-1.2	10.4
$A_{10}$	6.8	-9.0	10.4				
$A_{11}$	4.8	-1.6	17.0	$B_1$	0.2	-3.7	1.7
$A_{12}$	4.9	-3.2	2.6	$B_2$	1.7	-0.5	3.2
$A_{13}$	6.7	-2.9	10.8	$B_3$	0.4	0.1	1.7
				$B_4$			

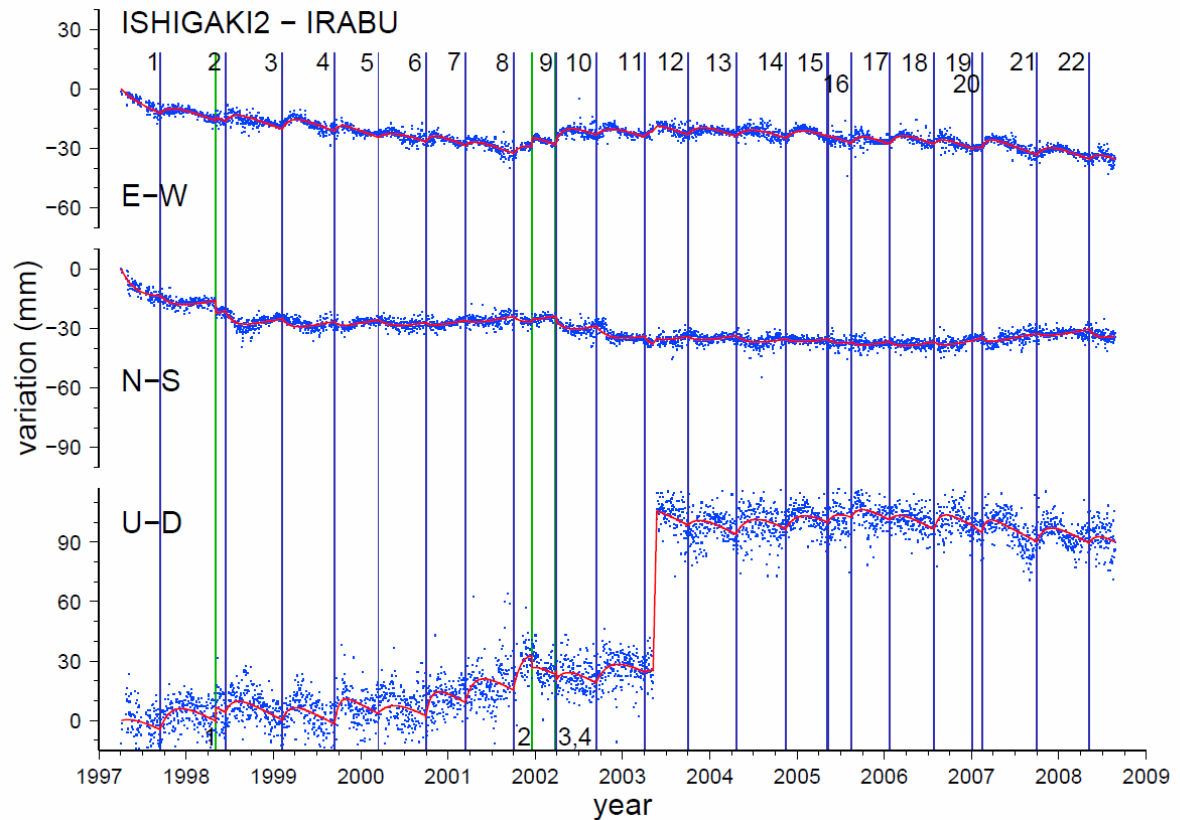


図 19. GPS 観測による伊良部島から見た石垣島南側の 3 成分の位置変化。図中の表現は図 16 と同様。

表 6. 石垣島南側の各 SSE と地震における変位量

$A_i$	変位 (mm)			$A_i$	変位 (mm)		
	東西	南北	上下		東西	南北	上下
$A_1$	7.1	-6.3	18.5	$A_{14}$	9.0	-3.9	14.6
$A_2$	6.6	-9.2	11.0	$A_{15}$	0.5	-3.9	8.8
$A_3$	8.9	-6.2	11.8	$A_{16}$	6.8	-2.9	8.3
$A_4$	4.9	-3.2	16.8	$A_{17}$	8.3	-4.3	6.9
$A_5$	7.0	-6.0	11.8	$A_{18}$	4.9	-2.9	12.0
$A_6$	5.4	-2.3	16.8	$A_{19}$	3.3	0.9	-1.5
$A_7$	4.9	-2.4	19.0	$A_{20}$	5.7	-3.4	10.2
$A_8$	7.8	-4.8	25.1	$A_{21}$	7.6	-2.6	13.2
$A_9$	11.3	-7.0	10.2	$A_{22}$	4.9	-6.0	7.5
$A_{10}$	8.0	-9.6	18.5				
$A_{11}$	7.0	-7.3	4.5	$B_1$	1.6	-6.1	7.0
$A_{12}$	8.2	-3.9	9.1	$B_2$	4.6	1.0	-6.0
$A_{13}$	8.5	-6.4	16.1	$B_3$	1.4	-1.9	-3.7
				$B_4$			

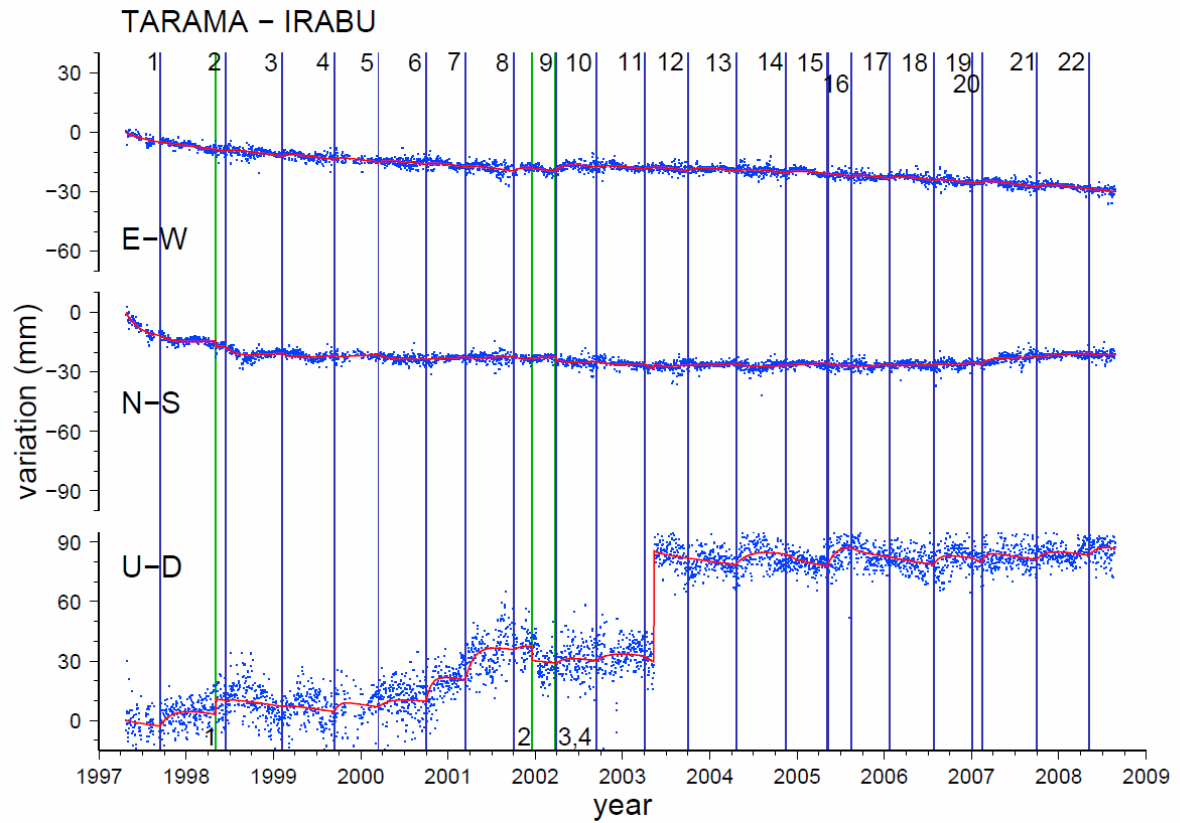


図 20. GPS 観測による伊良部島から見た多良間島の 3 成分の位置変化。図中の表現は図 16 と同様。

表 7. 多良間島の各 SSE と地震における変位量

$A_i$	変位 (mm)			$A_i$	変位 (mm)		
	東西	南北	上下		東西	南北	上下
$A_1$	0.4	-2.6	10.2	$A_{14}$	2.4	0.2	-3.4
$A_2$	1.3	-5.2	1.1	$A_{15}$	0.3	-2.0	12.0
$A_3$	1.7	-2.4	1.1	$A_{16}$	1.4	-0.6	-2.8
$A_4$	1.7	-0.7	5.6	$A_{17}$	2.0	-0.9	-0.6
$A_5$	2.1	-3.6	6.4	$A_{18}$	0.0	-0.5	6.0
$A_6$	1.4	0.0	13.6	$A_{19}$	1.6	-0.8	-1.7
$A_7$	1.1	-0.9	18.8	$A_{20}$	0.8	2.3	5.7
$A_8$	3.3	-2.2	3.3	$A_{21}$	2.4	0.3	5.9
$A_9$	4.5	-1.8	4.6	$A_{22}$	0.4	-1.7	5.5
$A_{10}$	2.2	-2.6	6.1				
$A_{11}$	2.0	-3.7	-3.7	$B_1$	-0.1	-2.9	7.7
$A_{12}$	2.9	-0.5	0.1	$B_2$	-0.6	0.7	-7.2
$A_{13}$	2.5	-2.3	9.3	$B_{3,}$	0.3	-1.5	-0.4
				$B_4$			

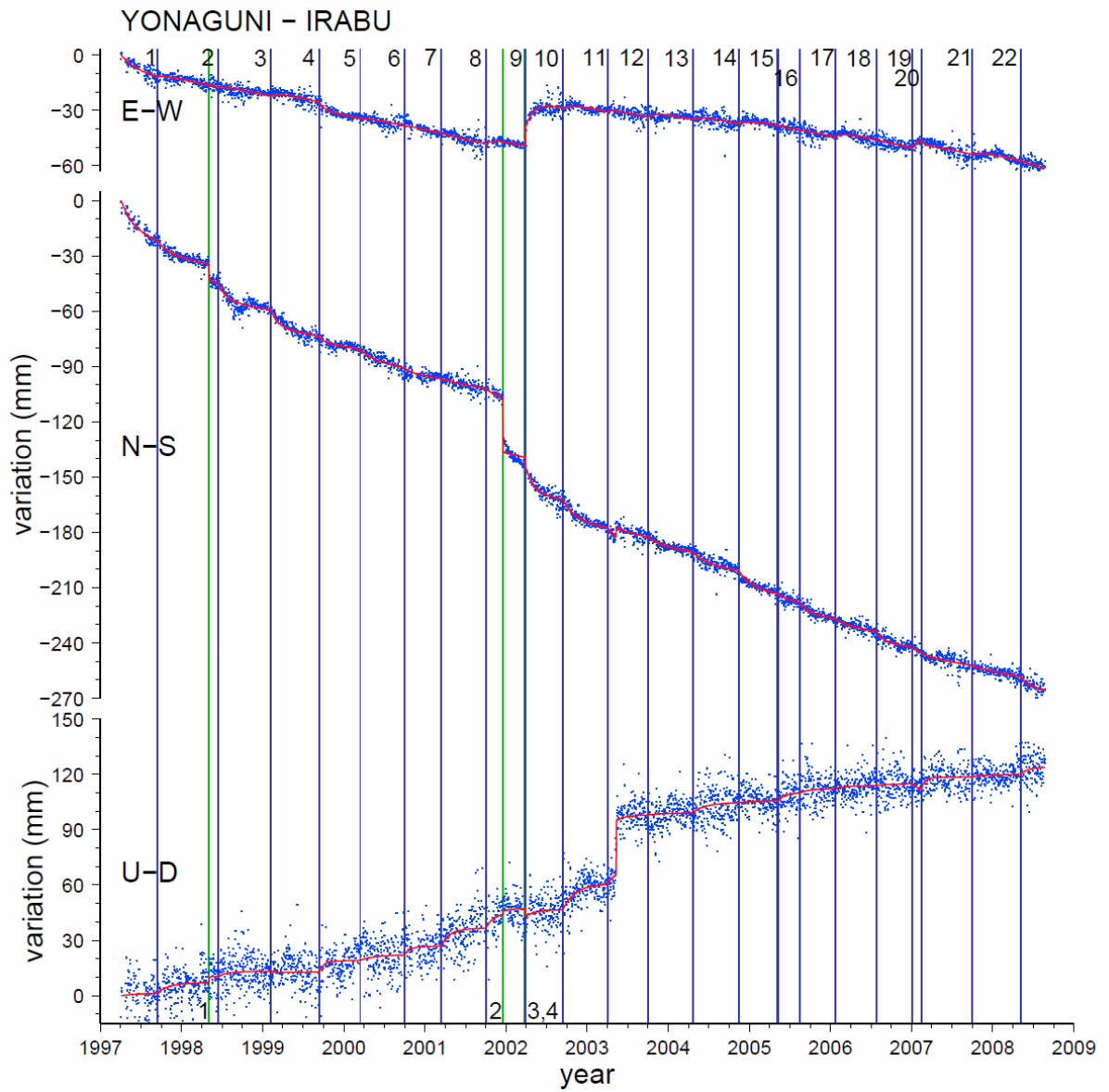


図 21. GPS 観測による伊良部島から見た与那国島の 3 成分の位置変化。図中の表現は図 16 と同様。



表 8. 与那国島の各 SSE と地震における変位量

$A_i$	変位 (mm)			$A_i$	変位 (mm)		
	東西	南北	上下		東西	南北	上下
$A_1$	2.1	-5.9	5.1	$A_{14}$	3.8	-8.6	0.6
$A_2$	1.1	-9.6	2.5	$A_{15}$	-0.2	-2.3	4.1
$A_3$	2.7	-9.2	-1.0	$A_{16}$	0.4	-5.1	1.6
$A_4$	-4.2	-2.9	5.8	$A_{17}$	3.5	-2.7	1.3
$A_5$	1.4	-5.5	2.5	$A_{18}$	-0.2	-4.8	0.5
$A_6$	0.2	-2.1	4.3	$A_{19}$	7.5	-3.2	-4.4
$A_7$	-0.6	-0.7	9.2	$A_{20}$	-4.0	-0.7	7.5
$A_8$	3.8	-3.2	8.3	$A_{21}$	2.4	-1.0	0.8
$A_9$	16.7	-15.9	3.7	$A_{22}$	-0.9	-4.7	3.6
$A_{10}$	3.3	-10.7	13.7				
$A_{11}$	2.3	-5.9	7.5	$B_1$	0.0	-9.0	3.1
$A_{12}$	4.0	-3.5	0.6	$B_2$	-0.3	-30.0	1.9
$A_{13}$	3.1	-5.7	5.1	$B_{3,}$	8.4	-3.4	-4.7
				$B_4$			

#### 4. 考察

各々の SSE による観測局の変位を数値として定義したことによって、それぞれのイベントについて様々なアプローチが可能となる。最初に観測値毎の変位の特徴を踏まえたうえで、SSE に伴ってすべった断層のパラメータ（断層の位置、大きさ、すべり量等）を推定する。得られた断層パラメータを用いて、さらに考察を深めていく。

##### 4.1 観測点別の変化の違い

図 16~21 および表 3~8 で南琉球の GPS 局の位置変化の様子と  $i$  番目の SSE に伴う変動量 ( $A_i$ ) を記した。図および表から、全体的な傾向として、SSE による水平変動は波照間島が最も大きく、西表島がそれに次ぐ。一方、上下変動は、西表島や石垣島南の方が大きい傾向がある。多良間島、与那国島は、先の 3 島と比べると全体に SSE による変動量が小さい。しかし、個々のイベントを比較すると、多良間島や与那国島の方が波照間、西表、石垣の 3 島を上回る変動量を示すものも存在する。多良間島なら 6、7 番目のイベントの上下変位が顕著である。与那国島なら 9 番目のイベントの水平変位と、10 番目のイベントの上下変位が顕著である。

また、与那国島に関して図 21 を見ると、2.3 節で南琉球ブロックの剛体回転による成分を取り除いたにもかかわらず、特に南北成分で経年的なトレンドが見られる。与那国島の北に位置する沖縄トラフの部分は特に海底火山の活動が活発で拡大速度が大きい (Sibuet et al., 1998) ため、その影響が与那国島の動きとして現れていると思われる。実際、南琉球ブロックの他の島では内部の変形がほとんど見られないのに対し、与那国島ではブロックに対する動きがまだ残っている (図 9(c))。

##### 4.2 断層パラメータの推定

3.2 節の操作で、南琉球の各 GPS 観測点における SSE に伴う 3 成分の変位をイベント毎に記録した。この変位  $A_i$  を用いて SSE が発生したことによってすべった断層の位置、大きさ、すべり量の推定を試みる。推定には Okada (1992) による半無限弾性体中の矩形断層のすべりと地表変位を関係づけるモデルを導入する。このモデルを利用すると、断層に関するパラメータを入力しすべりを与えることで、GPS 点での三次元変位を算出することができる。算出された値と 3.2 節で観測した変位  $A_i$  の差を計算し、残差の自乗和 (root-mean-square; RMS) が最小になるように断層パラメータを与えることで断層を決定する。

Okada (1992) のモデルで入力が必要となるのは、媒質定数、断層の深さ、dip の角度、矩形断層の長さ（縦と横）、横ずれ・縦ずれのすべり量、開口割れ目の拡大量（岩脈の貫入等を想定したパラメータ）、及び観測点の座標である。媒質定数は  $2/3$ 、開口割れ目の拡大量は断層すべりの場合ゼロとする。模式的な状況は図 22 に示してある。また、フィリピン海プレートの沈み込みで境界をなす琉球海溝と矩形断層の走向が平行になるように位置づける。

実際に南琉球の SSE ですべる断層を決定するため、典型的な傾向を示す SSE として、17 番目のイベントを用いる。このイベントについて、断層の深さ、dip の角度、矩形断層の

長さ、横ずれ・縦ずれのすべり量を、観測値  $A_{17}$  との差から計算される RMS が最小になるようグリッドサーチで順々に推定する。各パラメータでグリッドサーチを行った様子を表したのが図 23 である。各パラメータで単位が異なるので単純な比較はできないが、断層の中心となる緯度と経度は非常に拘束しやすく、すべり量に関するパラメータ（横ずれ量と縦ずれ量）も比較的決定しやすい。一方他のパラメータは比較的求めにくいことがわかった。

17 番目の SSE によって推定した断層パラメータを用いて計算した地表変位を図 24 に示す。図 24 の (a) と (c) はそれぞれ水平、上下変位の観測値とモデルによる計算値との比較であるが、よく一致している。(b) と (d) はそれぞれ等間隔に置いたグリッド点毎にモデルから計算された水平、上下変位である。このイベントで推定された断層の大きさはおよそ縦 70 km、横 100 km で、すべり量は約 5 cm である。

ここで決めたすべり量以外のパラメータ（断層の形や位置等）を他のイベントにも当てはめ、すべり量だけがイベント毎に異なるとしてそれらを決定する。ただし、通常は大きな変位を見せない与那国島や多良間島でも大きめの変位を観測したいくつかのイベントについては、断層の大きさを走向方向に広げて適宜調整する。具体的には、与那国島と多良間島がともに普段のイベントの時より大きく動く 1、2、9、10 番目のイベントは断層の大きさを北東、南西両側に延長する。これを断層パターン B と定義する。3、14 番目のイベントのように、多良間島は普段のイベントの時とさほど変わらないものの、与那国島が普段より大きく動く場合は、断層の大きさを南西側にのみ大きくとる。広げる量はパターン B の南西に延長した量と同じ。これを断層パターン C と定義する。尚、17 番目のイベントで決めた断層を断層パターン A と定義し、上記以外のイベントはすべてこのグループに属する。断層の大きさと中心の位置以外のパラメータはパターン A ~ C で共通である（断層の中心の位置はパターン C のみ異なる）。パターン B は 10 番目のイベントをグリッドサーチにより断層の大きさを求め、それが決まると上記により自動的にパターン C の大きさも決まる。断層パターン A ~ C の具体的なパラメータの値は表 9 にまとめてある。

断層パターン A ~ C を適宜あてはめて各 SSE のすべり量を求めたものが表 10 である。そして表 10 のデータから図 24 (a), (c) と同様、水平、上下変位それぞれの観測値とモデルによる計算値を比較したものを、全てのイベントについて求めたものが図 25、26 である。また、(1) 式にある、一次の経年的な変化の成分を **background** として同時に表示している。これは地震間の変動に相当するもので、断層が固着して歪みが貯まってゆく過程を示す。これらの結果を用いて以下の節で考察を深めていく。

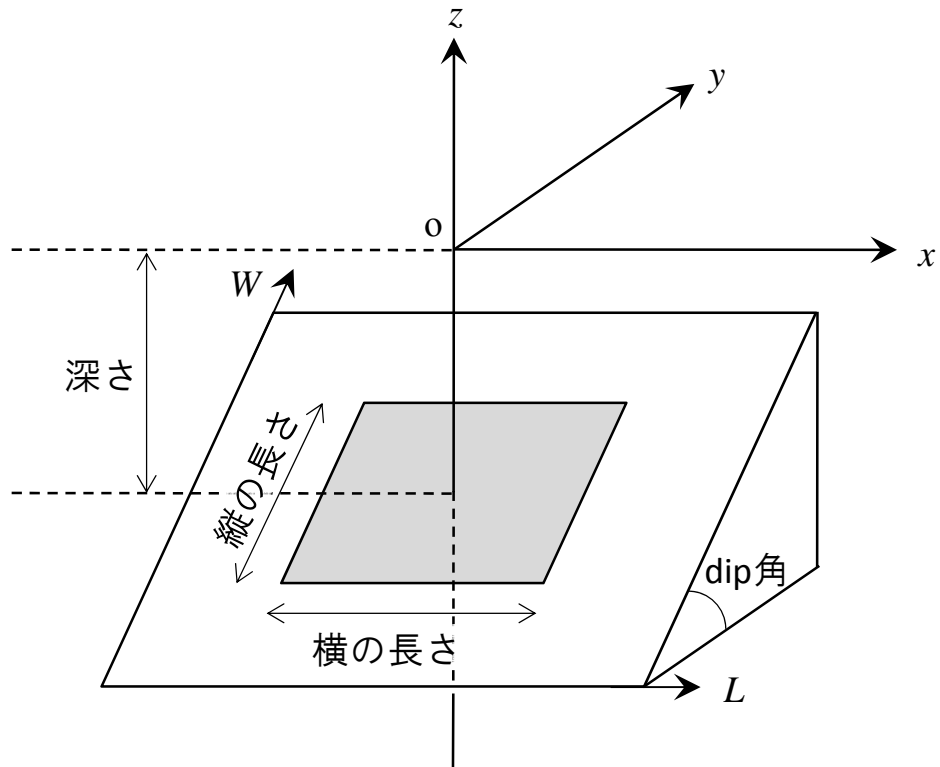


図 22. Okada (1992) の矩形断層のすべりモデルの模式図。灰色の矩形が断層。深さは  $z=0$  の  $xy$  平面（地表面）から断層の中心（矩形の対角線の交点）までの距離。断層が  $L$  の方向にすべると横ずれ量は正、 $W$  の方向にすべると縦ずれ量は正となる。

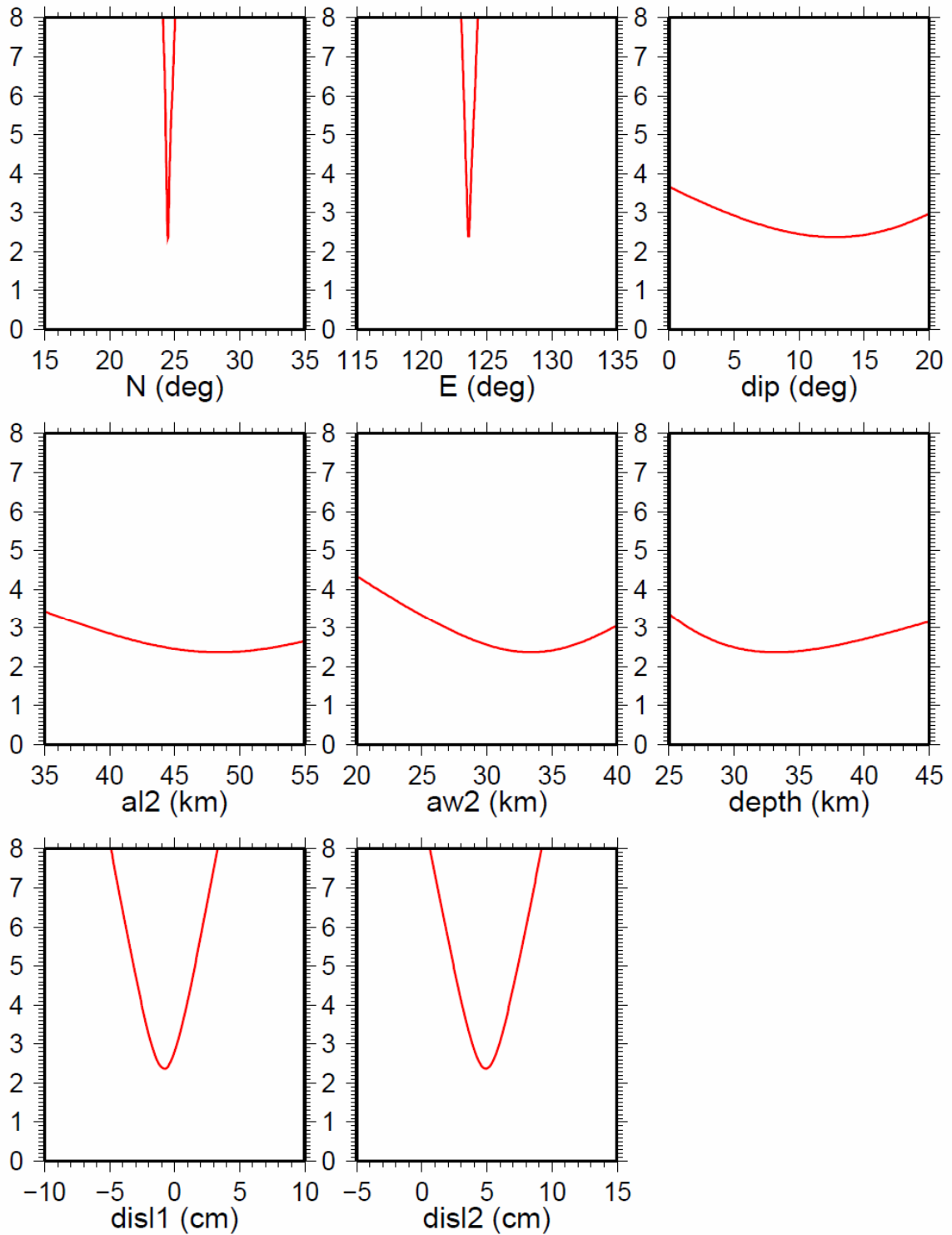


図 23. 各パラメータをグリッドサーチをした際の RMS の変化の様子。N と E はそれぞれ断層の中心となる緯度と経度、dip は dip 角、al2 と aw2 は断層の横の長さ、縦の長さのそれぞれ 1/2、depth は断層の中心の深さ、dis1 と dis2 はそれぞれ横ずれ量と縦ずれ量を示す。

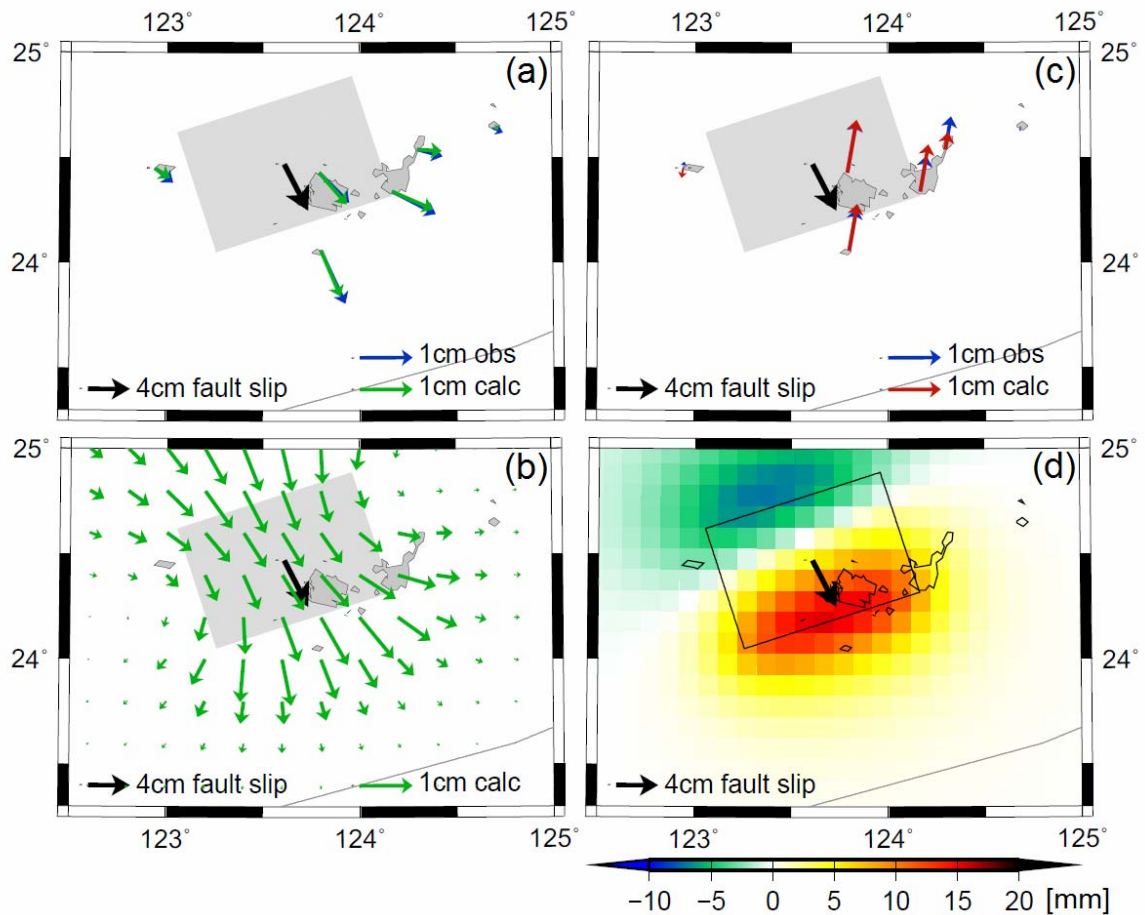


図 24. 17 番目の SSE の変位を、観測値と Okada (1992) のモデルで計算して表したものを。(a) 観測値と計算値の水平成分の比較。(b) モデルを用いて経緯度  $0.2^\circ$  毎に水平成分を計算し、表したものを。(c) 観測値と計算値の上下成分の比較。矢印の重なりを防ぐため、わざと傾けて描いている。(d) モデルを用いて経緯度  $0.1^\circ$  毎に上下成分を計算し、表したものを。このイベントですべりを推定した断層を、(a) ~ (c) は灰色の長方形、(d) は長方形の枠で表し、すべり量は (a) ~ (d) 共通で黒の矢印で表している。

表 9. 各断層パターンのパラメータ

	パターン A	パターン B	パターン C
中心の経度 ( $^\circ$ )	123.61	123.61	123.56
中心の緯度 ( $^\circ$ )	24.47	24.47	24.43
深さ (km)	33.4	33.4	33.4
dip 角 ( $^\circ$ )	12.8	12.8	12.8
横の長さ (km)	96.6	136.2	116.4
縦の長さ (km)	66.6	66.6	66.6

深さ、dip 角、横の長さ、縦の長さの概念は図 22 を参照

表 10. 各 SSE の断層パターンとすべり量

番号 $i$	断層パターン	横ずれ量 (cm)	縦ずれ量 (cm)	すべり量
1	B	0.7	6.7	6.7
2	B	1.1	6.8	6.9
3	C	0.1	7.3	7.3
4	A	1.2	7.6	7.7
5	A	-0.1	6.4	6.4
6	A	-0.5	5.1	5.1
7	A	0.1	5.8	5.8
8	A	-0.7	7.5	7.5
9	B	-1.7	4.0	4.3
10	B	1.5	7.8	7.9
11	A	-0.7	5.2	5.2
12	A	-0.7	5.6	5.6
13	A	-0.5	8.4	8.4
14	C	-0.7	5.6	5.6
15	A	0.1	3.3	3.3
16	A	0.3	5.6	5.6
17	A	-0.8	4.9	5.0
18	A	-0.1	4.9	4.9
19	A	-1.8	0.0	1.8
20	A	0.7	6.5	6.5
21	A	-1.0	5.8	5.9
22	A	0.9	6.8	6.9

各断層パターンのパラメータについては表 9 を参照

$$\text{すべり量} = \sqrt{(\text{横ずれ量})^2 + (\text{縦ずれ量})^2}$$

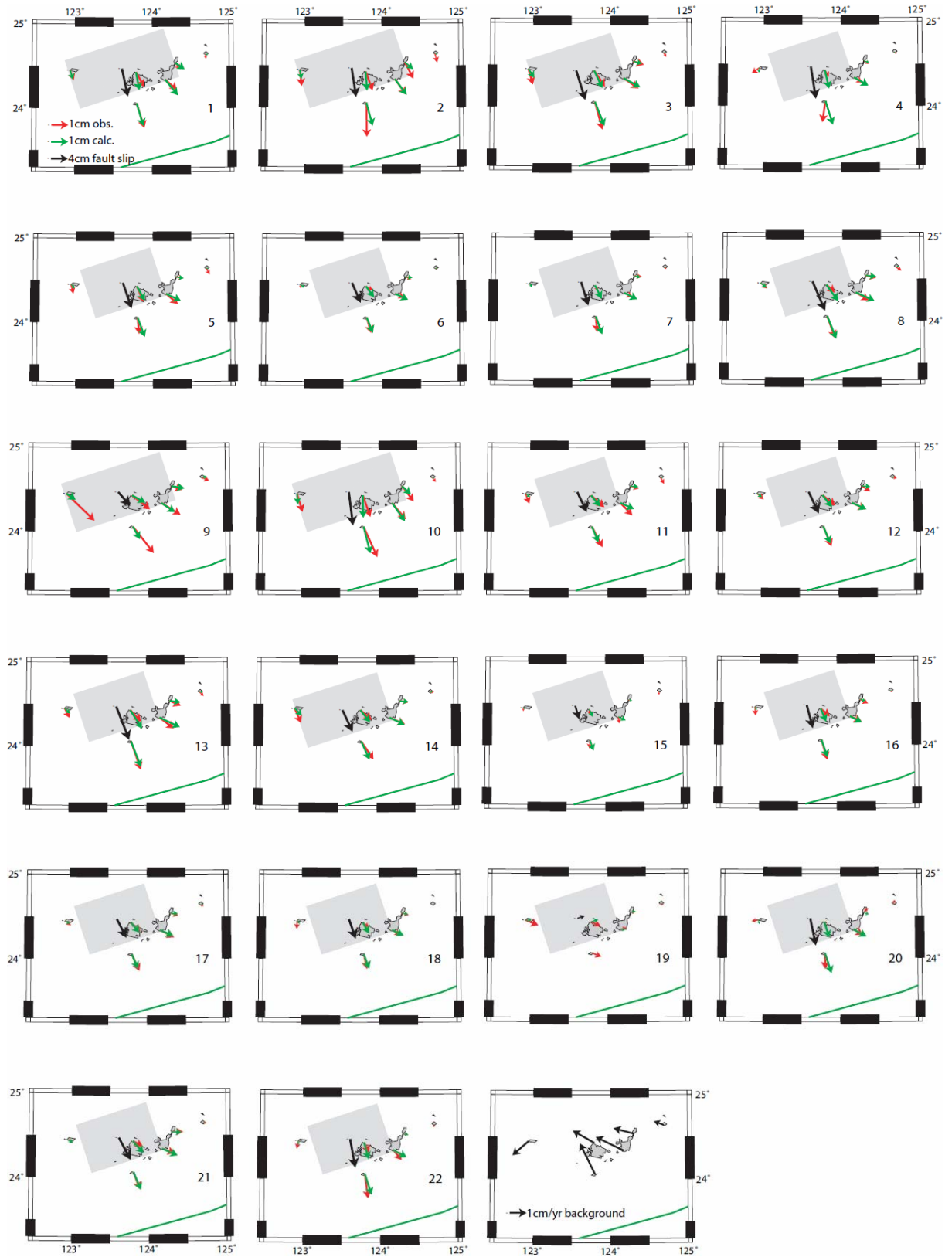


図 25. 観測期間内のすべての SSE について水平成分を観測値とモデルの計算値で表したものの。各図の右側に表示している数字は、イベント固有の番号を示し、表 1、3~8、10 と対応する。すべりを推定した断層を灰色の長方形、すべり量を黒の矢印で表す。再下段の一番右の図は各 GPS 観測点の 1 次の経年的な水平成分の変化を 1 年あたりの速度に換算したもの。



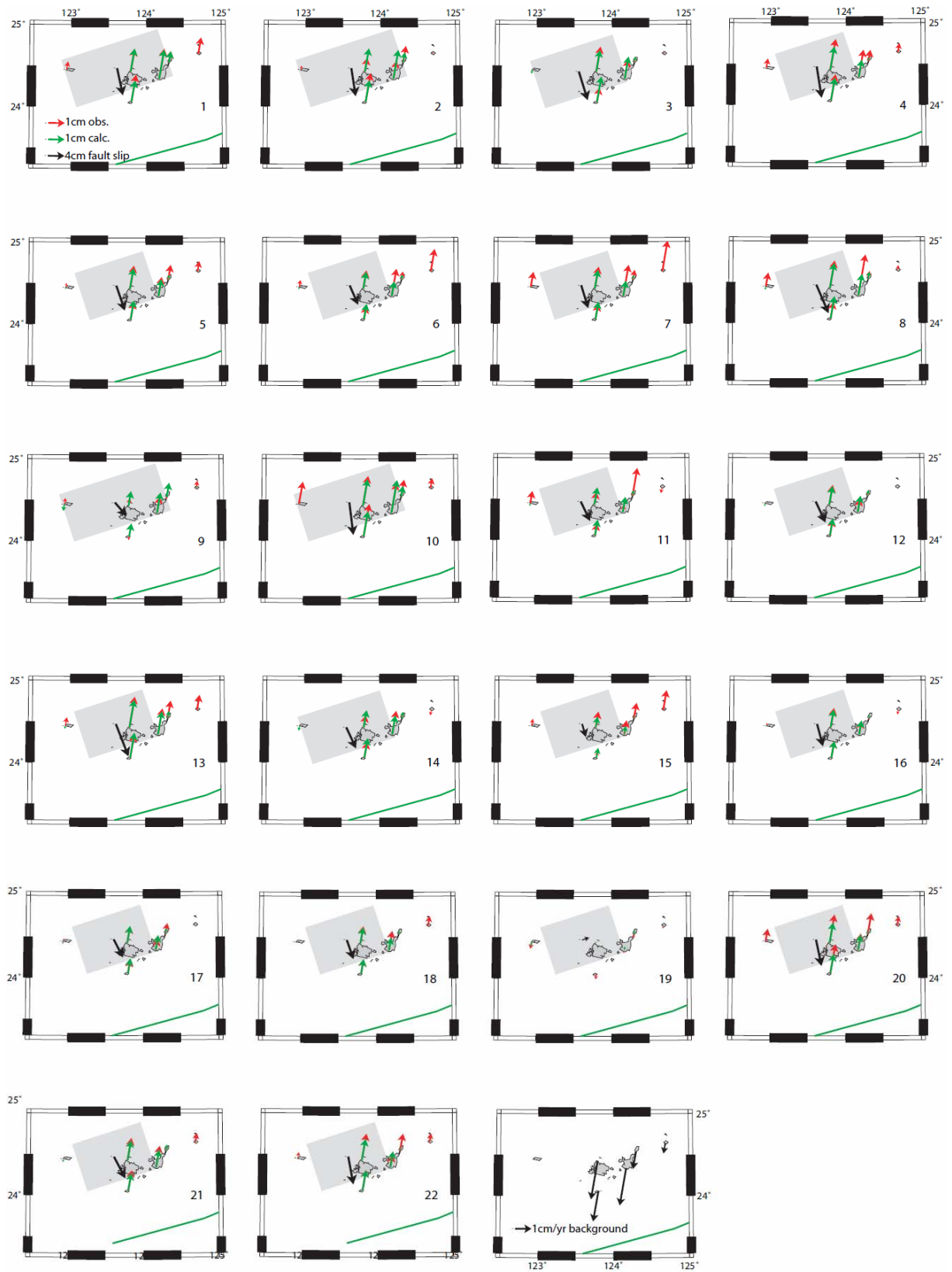


図 26. 観測期間内のすべての SSE について上下成分を観測値とモデルの計算値で表したものの。各図の右側に表示している数字は、イベントの順番を示し、表 1、3~8、10 と対応する。すべりを推定した断層を灰色の長方形、すべり量を黒の矢印で表す。矢印の重なりを避けるため、傾けてある。再下段の一番右の図は各 GPS 観測点の 1 次の経年的な上下成分の変化を 1 年あたりの速度に換算したもの。

### 4.3 スケーリング則

1.3 節で述べたように、通常地震はモーメントが継続時間の 3 乗に比例するのに対し、SSE や afterslip はイベントのモーメントが継続時間の 1 乗に比例する (Ide et al., 2007)。そこで南琉球の SSE もこのスケーリング則に従うか検証を行う。検証にはモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) の値と継続時間を知らなくてはならない。

4.2 節で SSE 毎にすべった断層の面積およびすべり量を求めているが、それらの積にさらに剛性率をかけると SSE で解放された地震モーメントが求められ、モーメントマグニチュード  $M_w$  も計算できる。ここで剛性率を 40 GPa と仮定する。イベント毎に求めた  $M_w$  の分布をヒストグラムにして図 27 で表す。22 件のイベントについて  $M_w$  の平均は 6.7 である。

継続時間に関しては、式 (1), (2) で表したように、この地域の SSE に伴う地表変化の時系列を指数関数でその速度が減衰するようにモデルフィッティングしていることから、イベントが正確にどれだけの期間継続しているかを定義するのは難しい。ここでイベント毎に推定した時定数  $\tau_i$  を継続時間と仮定する。これらの時定数は  $0.10 \pm 0.03$  年でおおよそ 1 ヶ月から 1 ヶ月半である。

以上の値が Ide et al., (2007) のスケーリング則に整合するか否かを図 8 で確かめている。これを見ると南琉球のイベントがゆっくり地震のスケーリング則にきれいにあてはまることがうかがえる。よってスケーリング則の観点から南琉球のイベントは典型的な SSE であることがわかる。

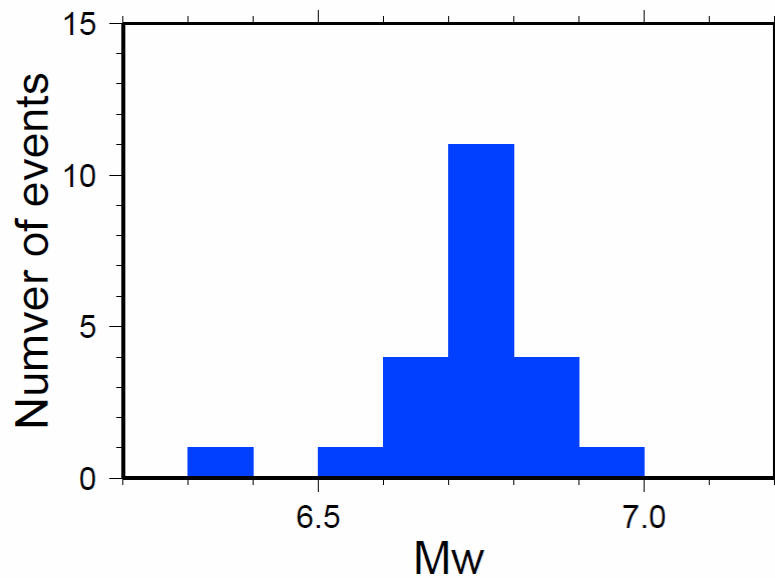


図 27. 観測期間内における南琉球の SSE のモーメントマグニチュード ( $M_w$ ) をヒストグラムにしたもの。平均の  $M_w$  は 6.7 である。

#### 4.4 アスペリティ

南琉球は四国や Cascadia など他の SSE が発生する地域と異なり、プレート境界がほとんど固着しておらず、プレート境界型の大地震の発生も歴史的に知られていないという特徴がある。ちなみに四国南方沖の南海トラフでは約 120 年に 1 回の頻度でプレート境界型の大地震が発生している (Sangawa, 1993)。カナダ南西部の Cascadia 沈み込み帯では 1700 年にプレート境界型の大地震が発生したことが知られている。一方で南琉球ではそういった事象が記録にない。この地域で 1771 年に発生した M7.4 の地震は八重山津波地震と呼ばれ、石垣島等では極めて大きな津波に見舞われたことが知られている。最近の研究で、この地震はプレート境界型ではなく、琉球弧に対して垂直に走る海底活断層で起こった正断層型の地震であることが示唆されている (Nakamura, 2006)。

地震が発生する原因はアスペリティの破壊によるものと考えられている。アスペリティはプレート境界で周囲より固着の強い領域を指す。一般的に海溝の浅い部分では未固結の堆積物等の影響でプレート境界は固着していないと考えられている。一方プレート境界も深すぎるところでは高温による岩石の流動が生じるために固着が弱く、プレート境界は安定すべりを行っていると考えられる (Scholz, 1998)。アスペリティが存在するのはその中間の深さに位置する seismogenic zone (地震発生帯) と呼ばれる中間的な深さを持つ領域である。

afterslip が生じる領域は、seismogenic zone におけるアスペリティを囲むように存在し、通常の地震の後にゆっくりとすべる。豊後水道や Cascadia 沈み込み帯で見られる SSE ですべる領域は seismogenic zone とより深部の安定的すべり領域の間にある遷移域に存在し、seismogenic zone よりも高温であるため、短時間で破壊するアスペリティが存在できず、SSE を引き起こす。その浅い方の延長部分には通常の地震で破壊するアスペリティも存在することから、SSE の発生域 と通常地震のアスペリティが隣接して共存する状態である。

一方で南琉球は既に述べたとおり、有史以降にプレート境界型の大地震の記録がないことから西南日本や Cascadia 沈み込み帯とは事情が大きく異なる。一つの仮説として現在の状況となった経緯を考えてみる。この地域にかつて afterslip を伴う通常地震のアスペリティがあったとする。その頃は逆断層型の通常地震も発生するプレート境界であった。しかし年間 12.5 cm という非常に大きな収束速度のため (2.1 節)、地震のアスペリティは深部に運ばれてゆく。それに伴って高温となり、通常地震を起こすアスペリティの部分は縮小してゆき、ゆっくりすべり (afterslip) を起こす領域に入れ替わってゆく。さらに沈み込みが進行すると、アスペリティは消失し、間欠的にゆっくりすべりを起こす領域だけが残り現在に至る。よってプレート境界型の逆断層地震は見られないものの、およそ半年に 1 回の頻度で SSE が発生する特殊な地域ができ上がったと考える。

年間 12.5 cm の沈み込みは 100 万年で 125 km に相当することを考えると、100 万年より新しい時代に seismogenic zone にアスペリティがあり、収束速度を考えると当時は数十年に 1 度の割合で M8 クラスの大地震が発生していたかもしれない (図 28)。このように考えればこの地域の特異性が説明できるが、このシナリオを物的に証明するのは難しいだろう。

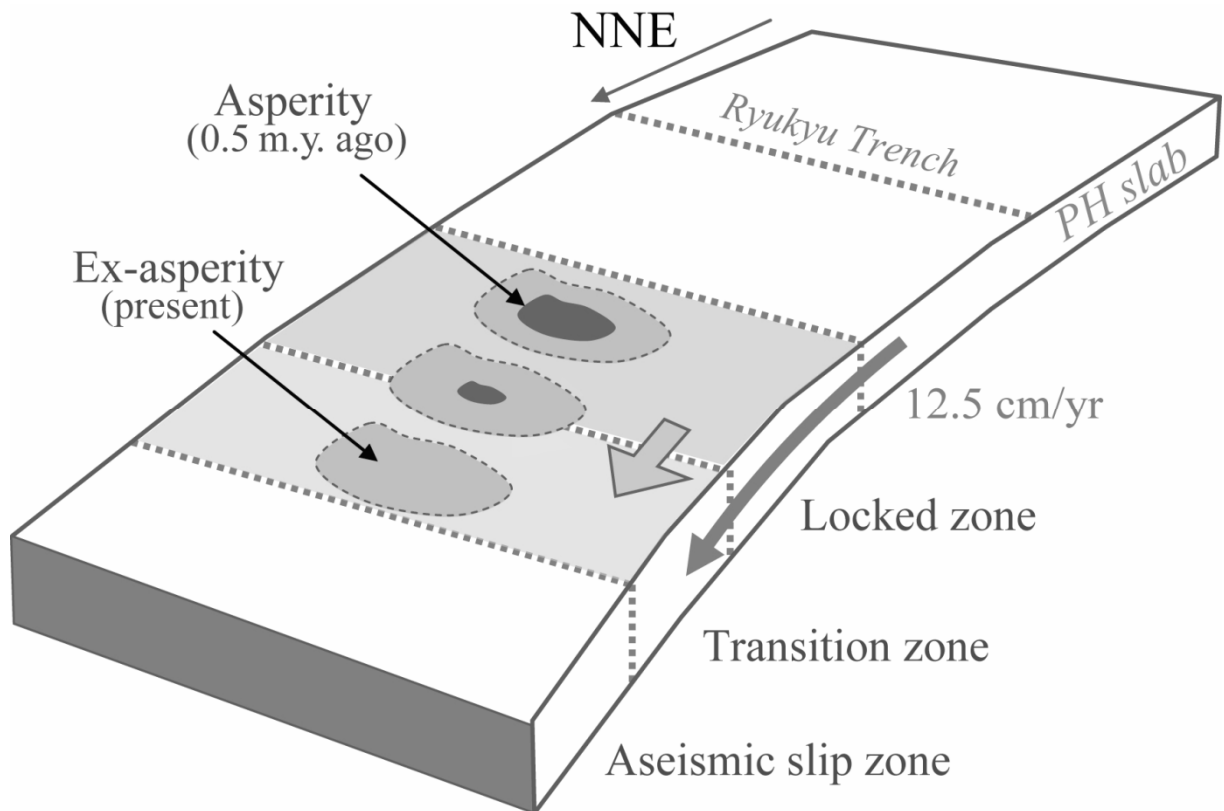


図 28. フィリピン海プレートの南琉球への沈み込みに伴うアスペリティおよびその周辺領域の推移の模式図。約 50 万年前は通常地震を引き起こすアスペリティ（黒の領域）が存在し、周りにゆっくり破壊する領域（黒の周りの灰色）があったと考える。それが沈み込むにつれて温度が上昇し固着が弱くなることで通常地震を引き起こすアスペリティはゆっくり破壊するアスペリティに徐々に変わってゆき、現在では間欠的ではあるがゆっくり破壊する領域だけが残っている（Ex-asperity の部分）。（Heki and Kataoka (2008) より転載）

#### 4.5 南琉球の剛体回転について

2.1 節で述べたように、Nishimura et al. (2004) によると、与那国島を除く南琉球ブロックはブロック内部で変形はなく、GPS 局の動きは剛体回転だけで説明できるとしている。そして nnr-NUVEL1a (Argus and Gordon, 1991) のプレート運動モデルに基づいた GPS 局速度を用いて、南琉球ブロックの剛体回転に関するオイラー極（ブロックの回転中心）及び回転速度を求めている。本研究で求めた南琉球の SSE に伴う断層のすべりベクトルは運動パラメータを決定する上で新たな拘束条件を与える。ここでは従来の GPS 局速度に本研究で得たすべりベクトルを加えて南琉球ブロックの剛体回転のオイラー極の再決定を試みる。

オイラー極の位置を決めるために、フィリピン海プレートから見た南琉球の動きを求める。そのために、nnr-NUVEL1a から見た各局の速度（図 29）から、南琉球の各局がフィリピン海プレート上に位置すると仮定したときのフィリピン海プレートの剛体回転による速度（図 30）をあらかじめ差し引く。フィリピン海プレートの剛体回転パラメータは Miyazaki and Heki (2001) の値を用いる。ここで得たフィリピン海プレートから見た南琉球の速度（図 31）と SSE の断層のすべり量でオイラー極を決めるので、単位を合わせるため、速度は 1 年に進む距離に換算し、すべり量は全 22 回のイベントの総和とその観測期間から 1 年あたりにすべる量に

換算し、統一する。尚、使用する GPS 局速度ベクトルがそれぞれ類似しているため、南琉球の中で東に位置する 3 点（宮古島（城辺）、伊良部島、多良間島）のみ利用する。

GPS 局の速度と 1 年あたりに換算した断層のすべり量を表したのが図 32 である。さらにオイラー極の位置を見積もるために各ベクトルの始点から垂線を引いている。その交点が極の位置になるが、断層のすべりの垂線が、3 点の GPS 局のそれぞれのすぐ北側で交わっている。仮にこの辺りに極があるならば、極と GPS 局が近いため、極を軸に断層の滑りベクトルの大きさを満足するように剛体回転をした場合、GPS 局の速度は極めて小さいはずである。しかし実際は、各 GPS 局の速度は断層のすべりから換算した速度の 9 割程度の比較的大きな値を保っている。つまり速さの観点からはもっと遠くに極がなくてはならない。この矛盾は、南琉球の運動が剛体回転だけで説明するのが困難であり、何らかの内部変形があることを示唆する。この矛盾は各 GPS 局のベクトルと断層の滑りに関するベクトルの方向の違いが大きすぎることに起因するが、それは SSE 毎のすべりの方向をヒストグラムにした図 33 からも、プレートの収束方向 ( $134^\circ$ ) に対してすべり方向が約  $30^\circ$  時計回りにずれていることにも反映している。尚、図 32 の地図（メルカトル図法）の性質から各ベクトルの始点から垂直に直線を伸ばしても正確には垂線にならないが、断層すべりベクトルから伸ばした直線が GPS 局の方のそれにすぐ交わる（始点から直線の交点までが近い）ことは確かであるので、およその位置は正しい。

南琉球でも内部で変形が起こっていることを剛体回転の視点から示唆したが、実際にどのような変形が起こっているか考える。2.1 節で求めたフィリピン海プレートとの収束の方向は、プレート境界に対して反時計回りにずれた斜め沈み込みの状態となっている。このずれによってブロックの西の方の部分が西方に引きずられて、その部分とフィリピン海プレートのすべりベクトルの斜めの度合いが緩和されているのではないかと考えられる。

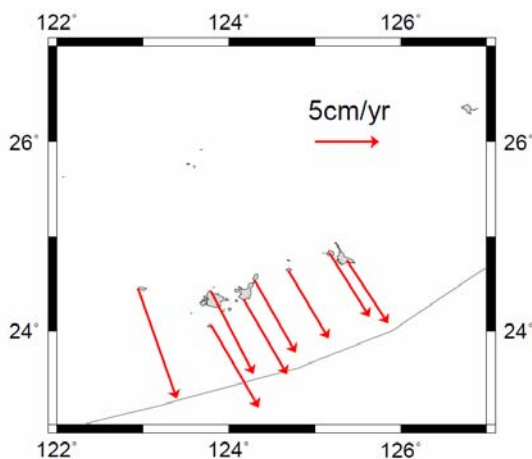


図 29. nmr-NUVEL1a から見た南琉球の GPS 各局の速度。

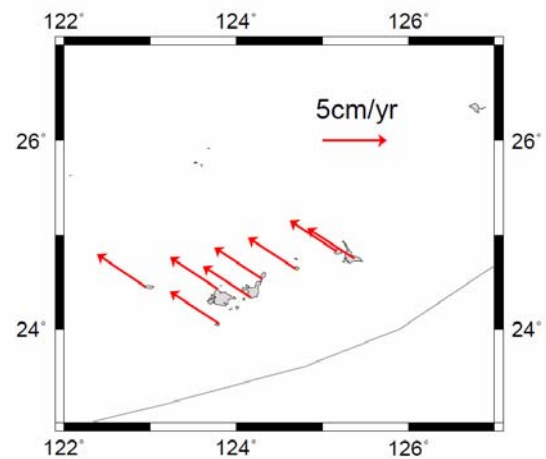


図 30. 南琉球がフィリピン海プレート上にあると仮定したときのフィリピン海プレートの剛体回転による南琉球の GPS 各局の速度。

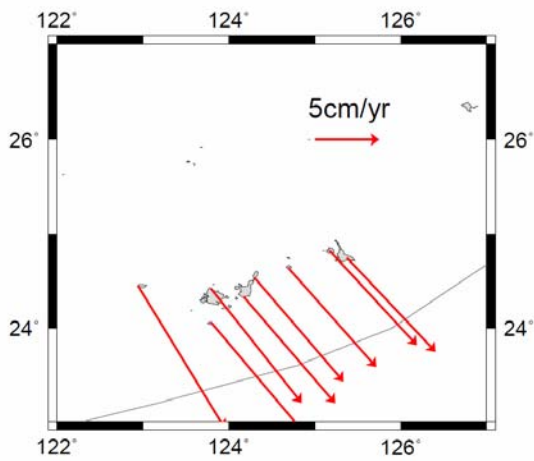


図 31. 図 29 の速度から図 30 の速度の差として得られた、フィリピン海プレートから見た南琉球の速度。

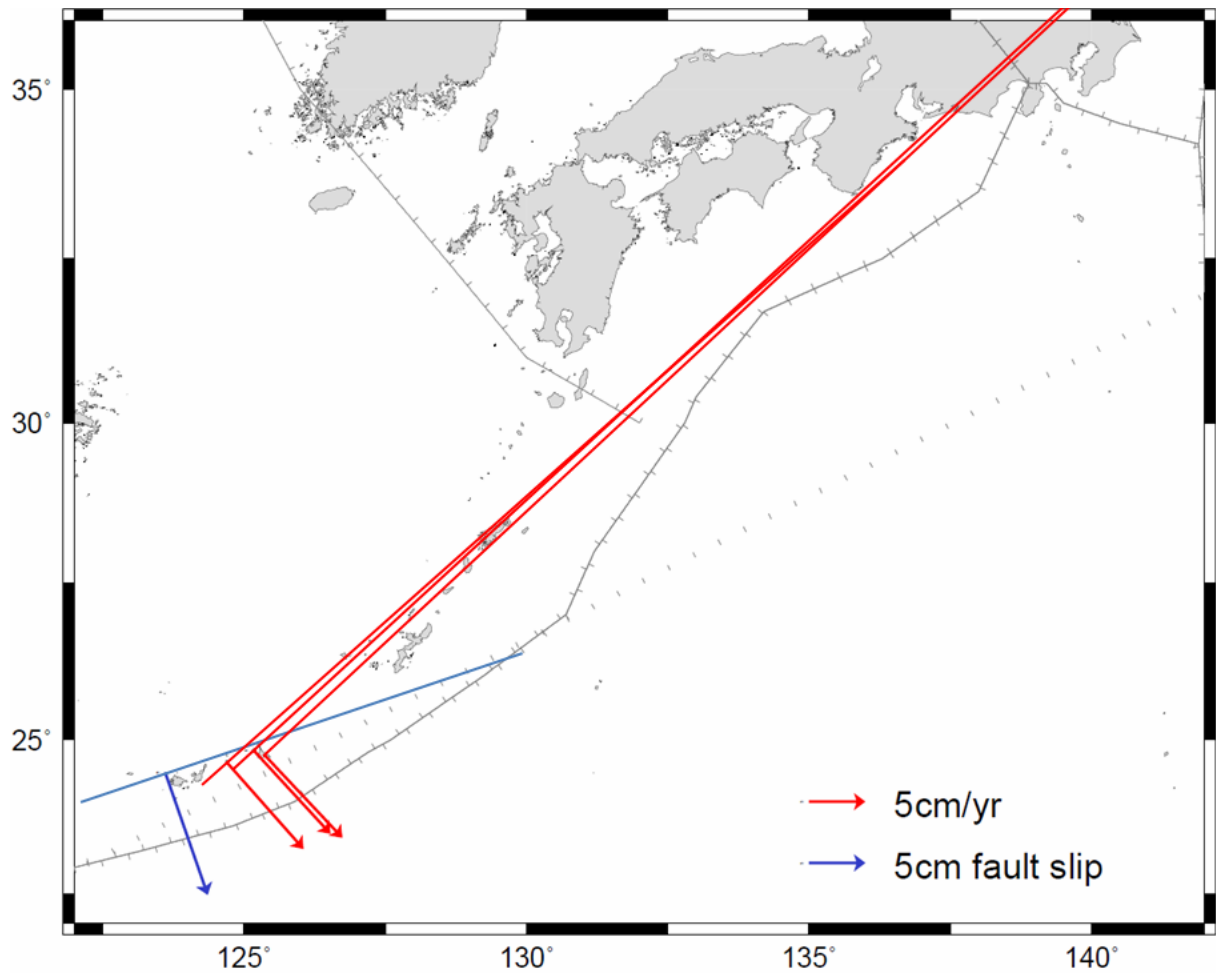


図 32. フィリピン海プレートから見た南琉球の GPS 局の速度 (赤の矢印) と SSE による断層のすべり量を 1 年の平均で表したベクトル (青の矢印)。使用している GPS 局は城辺、伊良部島、多良間島。オイラー極を求めるため、各ベクトルの始点から垂線を引いている (正確には垂線とはならないが、本文 4.5 節の議論よりこの程度の検証で十分といえる)。

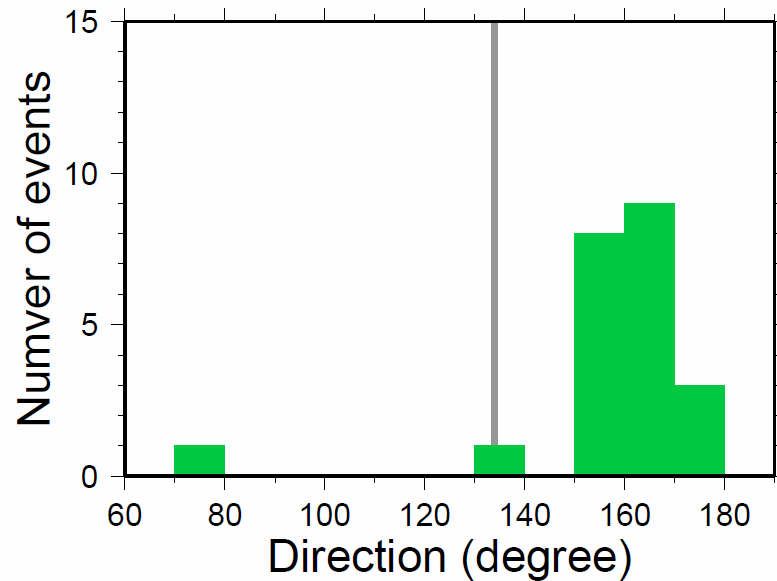


図 33. 南琉球の各 SSE のすべりの方向を表したヒストグラム。階級を  $10^\circ$  毎に区分し、真北を  $0^\circ$  として時計回りに正をとる。灰色の棒 ( $134^\circ$ ) はプレートの収束の方向を表す (実際は  $180^\circ$  を加えた値が正しい)。実際のすべり方向はプレート収束の方向から  $20\text{-}30^\circ$  時計まわりにずれている。

#### 4.6 約半年の再来期間について

南琉球の SSE は GPS 観測開始後の 11 年で 22 回発生する、再来期間が平均 6 ヶ月のイベントである。半年の再来周期を持つということは、何らかの季節的な要因が SSE の発生をトリガーし、半年毎にイベントを引き起こしている可能性がある。例えば、日置 (2006) は、日本海側で発生する内陸地震が冬に少ない理由の一つに、積雪による荷重で断層運動を鈍らせている、ということを挙げている。本件の SSE にも季節性が存在するのか議論する。

図 34 は南琉球の SSE の発生月別と発生間隔の 2 つのヒストグラムである。発生間隔分布では 6 ヶ月に極めて強いピークが見られる。一方で発生月では春と秋に比較的多く発生していることがわかるが、発生間隔ほど強いピークは見えない。半年の発生間隔が季節の影響を受けるか定量的に捉えるため、乱数を用いて以下の数値実験をする。

**Case A:** 6 ヶ月をピークに、再来期間が標準偏差 0.1 年でガウス分布に従うようなイベントを発生させ、どの月に発生したかの分布を調べる。

**Case B:** 3 月と 9 月をピークに、発生月が標準偏差 0.07 年でガウス分布に従うようなイベントを発生させ、再来期間が何ヶ月になるかの分布を調べる。

以上の仮定でそれぞれ 200 回イベントを発生させ、実際の現象と比較する。Case A が実際と近ければ、6 ヶ月の再来期間と季節性には因果関係がない。Case B が実際と近ければ、春と秋にイベントが多くなる季節性の存在する可能性が強まる。尚、上記で用いた標準偏差は、実際の SSE の発生間隔の分布が 6 ヶ月をピークにガウス分布に従ったと仮定したときの値で、Case B の仮定では再来期間の分布もガウス分布に従う (ただし標準偏差は発生月のものの  $\sqrt{2}$  倍とやや大きくなる)。

実際の数値実験の結果は図 35 のようになった。これを見ると現実に近いのは Case A であ

る。逆に Case B では 200 件のイベントで 5 月と 6 月に発生がないのに対し、現実にはわずか 22 件のイベントで 5 月と 6 月に合わせて 2 件発生していることから、この地域の SSE が Case B に従うとは考えにくい。よって観測開始直後に春と夏に集中して発生していたのは単に約 6 ヶ月の再来期間による見かけのもので、現に 2005 年以降は夏と冬に多くなっており発生月もずれてきている。Case B でない可能性が高いことは、次節で述べる time-predictable の概念からも理解できる。

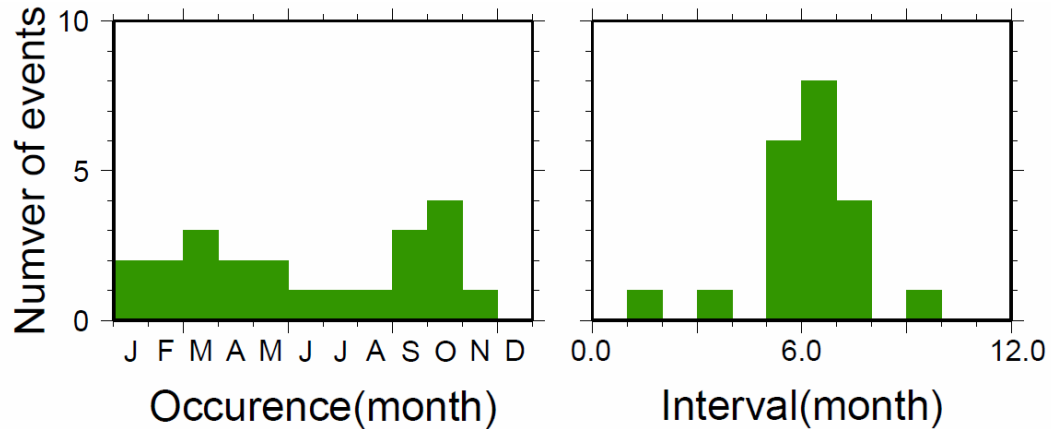


図 34. 南琉球の SSE の発生月 (左) と再来期間 (右) のヒストグラム。発生月のピークは不鮮明であるが、発生間隔は鋭いピークを持っている。

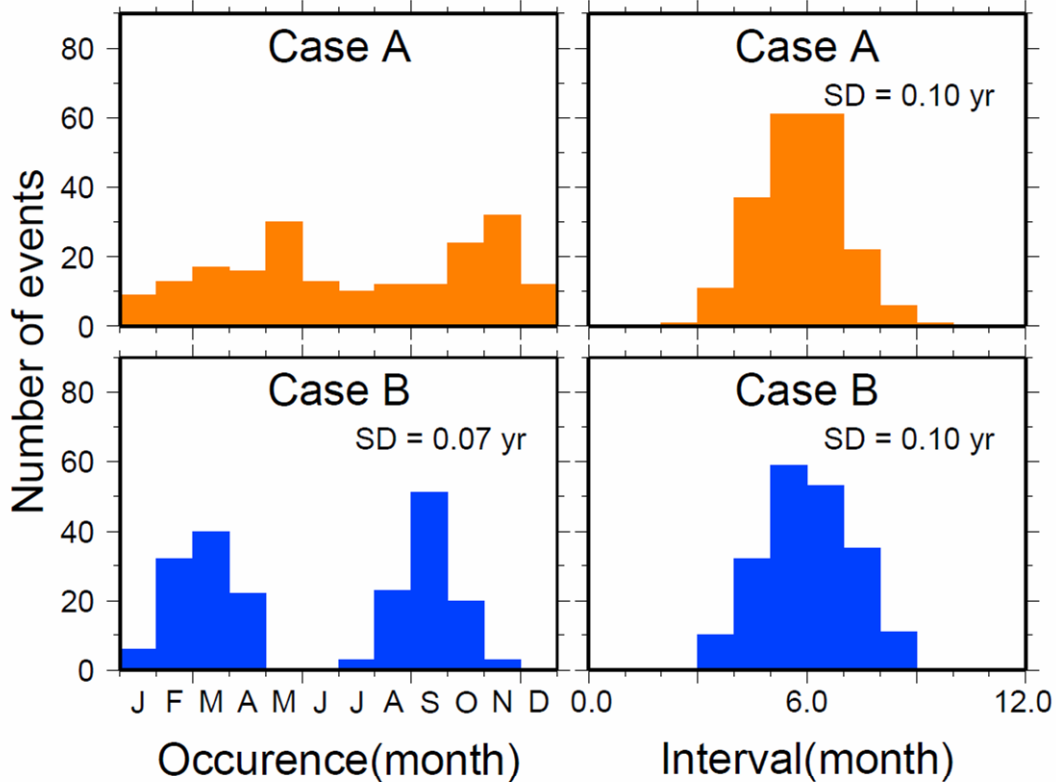


図 35. Case A (上) と Case B (下) の 2 つの仮定の下で 200 件の乱数を発生させた数値実験の結果を表したヒストグラム。左側が発生月で右側が発生間隔。Case A、Case B の詳細については本文 4.6 節を参照。Case A の方が図 34 に示す実際に近い。



#### 4.7 予測可能性

発生間隔とイベントの大きさに相関があるかを考える。Shimazaki and Nakata (1980) は地震の発生間隔とその規模の相関を表す 2 つのモデルを提唱している。ひとつは「前回のイベントの規模と次回までの期間に相関がある」time-predictable モデルで、他方は「次回までの期間と次回イベントの規模に相関がある」slip-predictable モデルである。言い換えると、time-predictable は、前回のイベントの規模が大きいと次回までの期間が長いことを示し、slip-predictable は前回のイベントからの期間が長いと次回のイベントの規模が大きいことを示す。これらを完全に満たすモデルで縦軸にひずみや累積変位をとった時系列を描くと図 36 のようになる。すなわち、time-predictable ではひずみの解放が始まるときの値が一致（グラフの上側で一致）し、累積変位のグラフは右下側の角が一直線に並ぶ（下側に直線が接する）。slip-predictable ではひずみ解放後のひずみの値が一致（グラフの下側で一致）し、累積変位のグラフは左上側の角が一直線に並ぶ（上側に直線が接する）。南琉球の SSE にこのような相関があるか検証する。

図 37 は南琉球の SSE について time-predictable および slip-predictable の相関を示した図である。それぞれについて相関係数を求めると、time-predictable では 0.76、slip-predictable では 0.24 となり、time-predictable の傾向がよく出ている。ただし、これらの相関係数は他と比べて異質な 19 番目のイベント（詳細は次章で記述）を含めており、それを取り除くと相関係数は time-predictable では 0.60 まで落ち、slip-predictable では 0.34 となる。いずれにせよ、time-predictable の方により相関があり、データ数を考慮しても相関があることは統計的に有意である（図 38）。

先述のように、time-predictable は前回のイベントの規模が大きいと次回までの期間が長く、前回のイベントの規模が小さいと次回までの期間が短くなるため、最後に発生した SSE のすべり量が分かれば次に発生する SSE までの期間が予測できる。つまり SSE の予知が可能となる。図 37 の相関図ですべり量  $x$  cm と次のイベントまでの期間  $t$  年の関係を 1 次の近似式で仮定すると  $x = 11.46t$  ( $t = 0.087x$ ) となる。よってこの式の  $x$  に最後に発生した SSE のすべり量を代入すると再来期間が検出できる。

表 11 は time-predictable を仮定したときの、前回 SSE のすべり量から算出した次回 SSE の発生時期予測と実際に発生した時期との比較である。すべてのイベントについて予測を行っている。これを見ると予測と現実の食い違いは最大でも 2 ヶ月で、予測と現実の標準偏差は 0.09 年である。ほとんどの予測が 1 か月以内の誤差に収まっている。また、2008 年 8 月 23 日現在の GPS データでは、最後の SSE は 2008 年 5 月上旬に発生しているが、その際のすべり量から次回の SSE は同年 12 月上旬に発生するものと予測される。

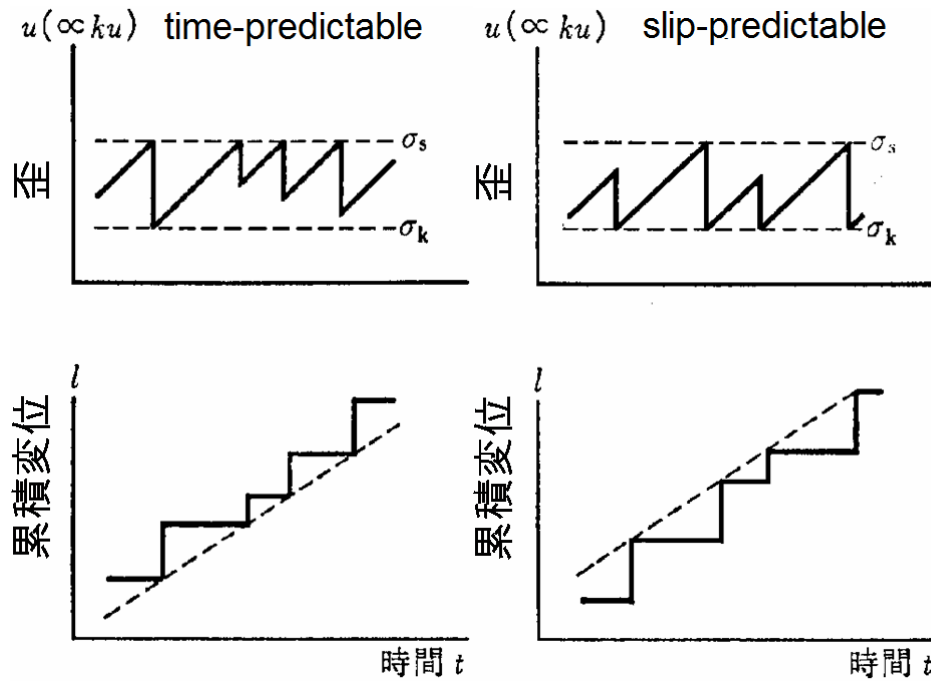


図 36. 地震が time-predictable (左) および slip-predictable (右) の性質を持って繰り返す場合について、縦軸にひずみ (上) や累積変位 (下) を、横軸に時間をとった時の変化の様子。

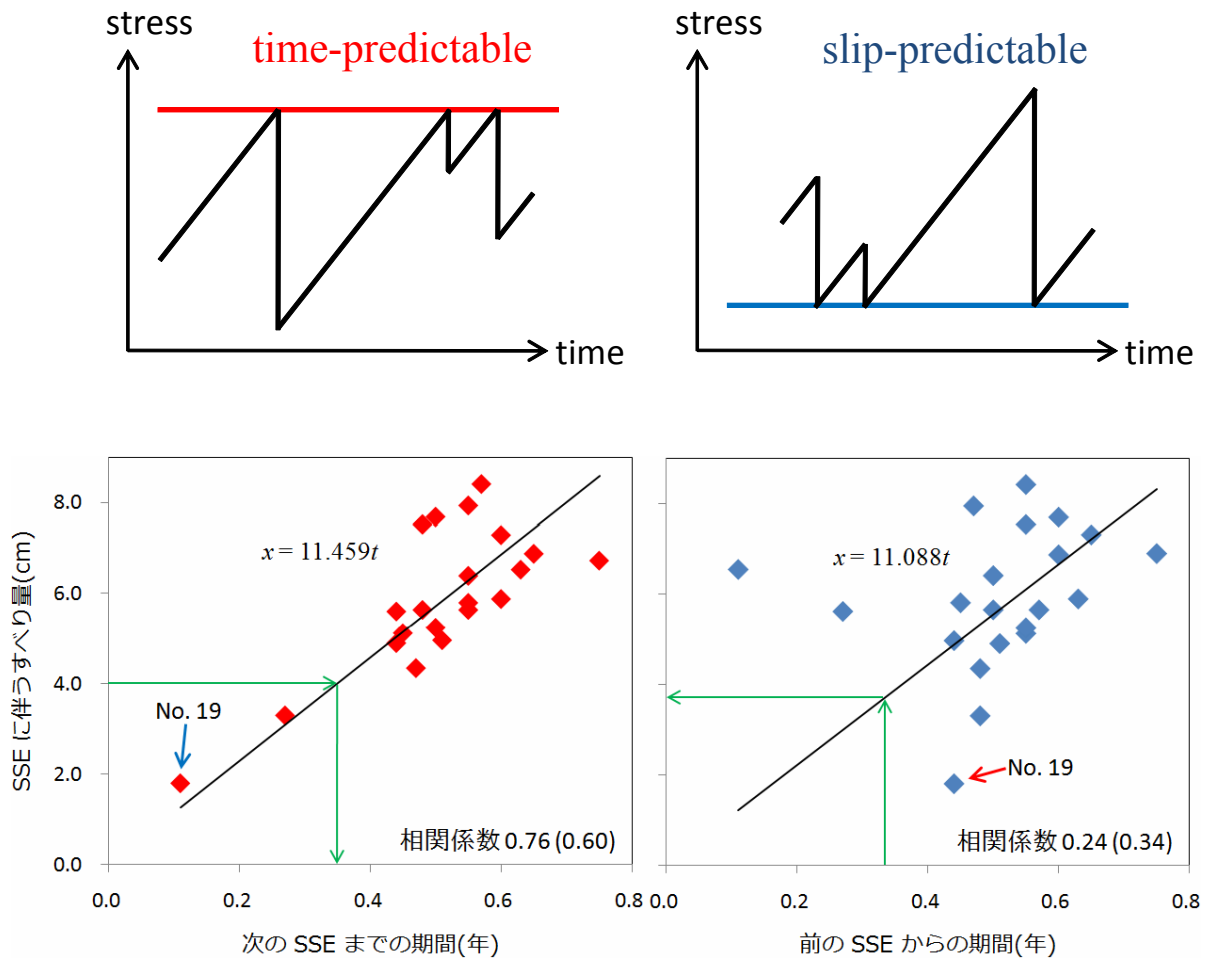


図 37. 南琉球の SSE の繰り返しに time-predictable (左) および slip-predictable (右) の性質を仮定した場合の相関図 (下の 2 図)。上側にそれぞれのモデルにおける応力変化の時系列の概念図を示す。それぞれの相関図には両者の比例関係を仮定した直線、比例係数、相関係数を示している。相関係数のカッコ内の数値は他の SSE に比べて異質な 19 番目のイベントを除去して再計算した相関係数 (19 番目のイベントも図中に矢印で示している)。また、緑の矢印はそれぞれのモデルについて次回のイベントについて予測するパラメータの推定手順を表している。

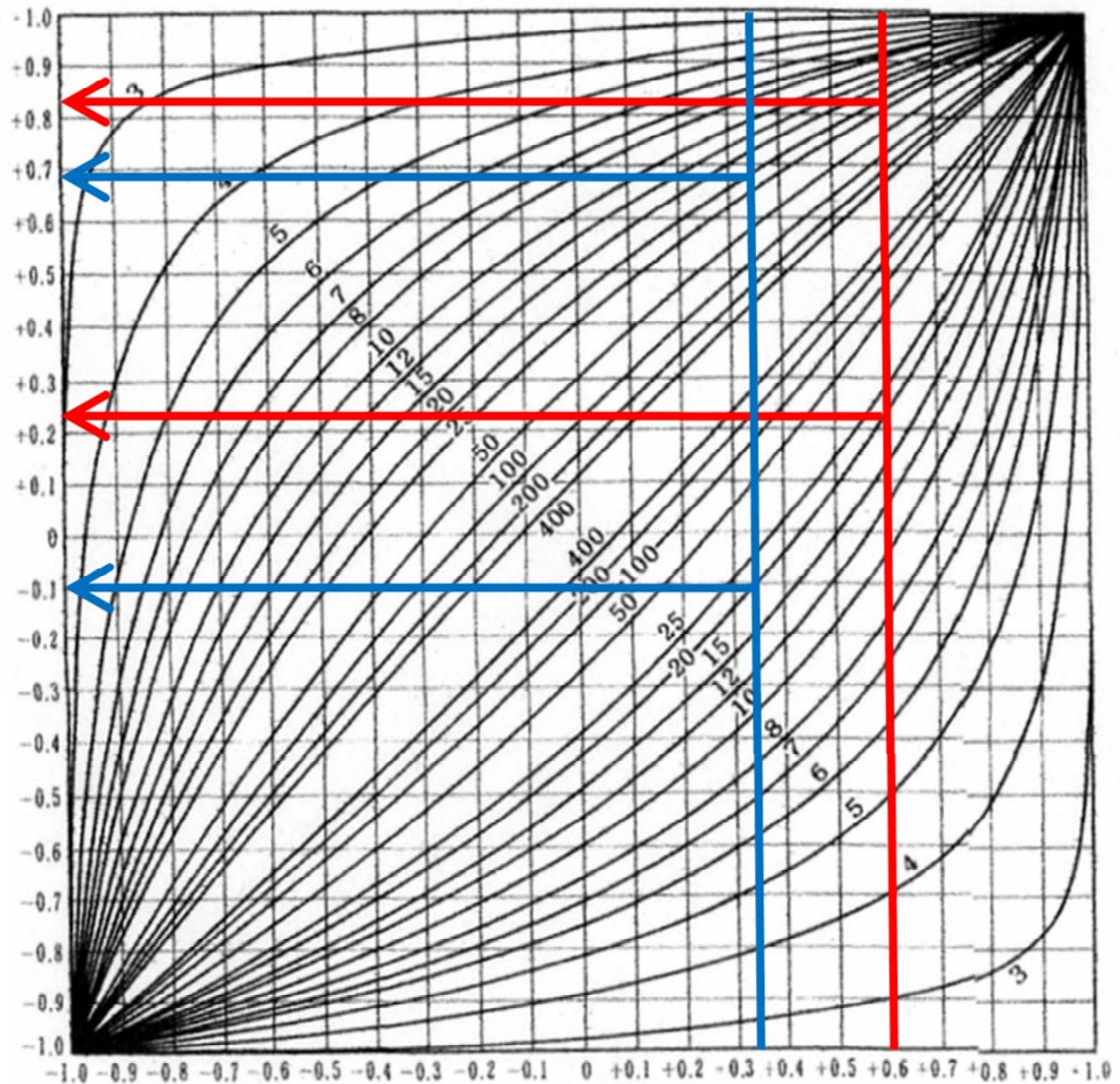


図 38. 相関係数と標本数から、相関係数の 95%信頼区間を求めるための換算図 (大村, 1985)。赤の直線、矢印は図 37 の time-predictable、青の直線、矢印は slip-predictable を示す (19 番目の SSE を除いた相関係数をそれぞれ用いている)。time-predictable の相関係数 (0.60) を用いて図の使い方を説明すると、横軸の +0.6 から垂直に線を引き図中の標本数 20 の曲線 (2 本ある) との交点を見つけ、2 つの交点の縦軸の間の値が相関係数の信頼区間である。time-predictable の相関係数の信頼区間は 0.23~0.83 である。同様の操作を slip-predictable でも行くと、相関係数の信頼区間は -0.10~0.68 となる。time-predictable の相関係数の信頼区間は全体に正の値を示し、統計的にも 95%の信頼をもって有意な正の相関があるといえるが、slip-predictable は最低が負の値となり、正の相関は統計的に有意であるとは言えなくなる。尚、図の便宜上、SSE 数を 20 とした。

表 11. time-predictable を仮定したときの次回 SSE 開始時期予測と現実との比較

番号	開始年次	すべり量(cm)	予測間隔(年)	次回予測年	現実の発生年	現実 - 予測
1	1997.70	6.74	0.59	1998.29 ± 0.09	4 月中旬	1998.45 6 月中旬 0.16
2	1998.45	6.89	0.60	1999.05 ± 0.09	1 月中旬	1999.10 2 月上旬 0.05
3	1999.10	7.30	0.64	1999.74 ± 0.09	9 月下旬	1999.70 9 月中旬 -0.04
4	1999.70	7.69	0.67	2000.37 ± 0.09	5 月中旬	2000.20 3 月中旬 -0.17
5	2000.20	6.40	0.56	2000.76 ± 0.09	10 月上旬	2000.75 10 月上旬 -0.01
6	2000.75	5.12	0.45	2001.20 ± 0.09	3 月中旬	2001.20 3 月中旬 0.00
7	2001.20	5.80	0.51	2001.71 ± 0.09	9 月中旬	2001.75 10 月上旬 0.04
8	2001.75	7.53	0.66	2002.41 ± 0.09	5 月下旬	2002.23 3 月下旬 -0.18
9	2002.23	4.35	0.38	2002.61 ± 0.09	8 月上旬	2002.70 9 月中旬 0.09
10	2002.70	7.94	0.69	2003.39 ± 0.09	5 月下旬	2003.25 4 月上旬 -0.14
11	2003.25	5.25	0.46	2003.71 ± 0.09	9 月中旬	2003.75 10 月上旬 0.04
12	2003.75	5.64	0.49	2004.24 ± 0.09	3 月下旬	2004.30 4 月中旬 0.06
13	2004.30	8.41	0.73	2005.03 ± 0.09	1 月中旬	2004.87 11 月中旬 -0.16
14	2004.87	5.64	0.49	2005.36 ± 0.09	5 月中旬	2005.35 5 月上旬 -0.01
15	2005.35	3.30	0.29	2005.64 ± 0.09	8 月下旬	2005.62 8 月上旬 -0.02
16	2005.62	5.61	0.49	2006.11 ± 0.09	2 月上旬	2006.06 1 月下旬 -0.05
17	2006.06	4.96	0.43	2006.49 ± 0.09	6 月下旬	2006.57 7 月下旬 0.08
18	2006.57	4.90	0.43	2007.00 ± 0.09	1 月上旬	2007.01 1 月上旬 0.01
19	2007.01	1.80	0.16	2007.17 ± 0.09	3 月上旬	2007.12 2 月中旬 -0.05
20	2007.12	6.54	0.57	2007.69 ± 0.09	9 月上旬	2007.75 10 月上旬 0.06
21	2007.75	5.89	0.51	2008.26 ± 0.09	4 月上旬	2008.35 5 月上旬 0.09
22	2008.35	6.86	0.60	2008.95 ± 0.09	12 月中旬?	

## 5. まとめ

4章では基本的に南琉球の SSE に対し主体的な考察を行った。本章では南琉球の SSE の中で特異なものを挙げる。次に他地域で発生するものと比べてユニークな点を挙げ、全体的な総括を行う。

### 5.1 イベント別に見た特徴

図 25 と図 26 を総合的に見たとき、9 番目の SSE の上下変位に比べて水平変位は観測値がモデルによる計算値を各観測点で大幅に上回っている。9 番目のイベントが始まる頃、波照間島南方と台湾東部の 2 つの地震が同時期に発生している (表 1、表 2)。図 16~21 の時系列でもそのステップが見られる。しかし、観測値と計算値の差が大きいということは水平成分の地震によるステップ ( $B_3, B_4$ ) を除去しきれていないのかもしれない。

19 番目の SSE は他のイベントと比較してかなり異質である。すなわち、観測点の変位、断層のすべり量ともに小さく、すべりの方向も横ずれの成分のみ検出している (表 10)。他とあまりにも特徴が異なるため、実際には SSE ではないものを取り扱ってしまった可能性はある。また、19 番目のイベントの有無によって 4.7 節で述べた time-predictable あるいは slip-predictable の相関係数に大きな影響を受ける。0.76 だった time-predictable の相関係数は 0.60 まで落ちる。逆に slip-predictable は 0.24 が 0.34 まで上昇する。いずれにせよ、time-predictable の方がよい相関があり、統計的に有意であることは 4.7 節で述べたとおりである。

### 5.2 他地域の SSE との比較

3.1 節でも述べたように、南琉球の SSE は各観測点で同時に動き出し、SSE の開始にずれはない (図 15)。これはむしろ例外的であり、四国では 13 km/day (Obara, 2002)、Cascadia で 6 km/day (Dragert et al., 2001, 図 4)、メキシコの Guerrero で 0.6 km/day (Lowry et al., 2001) でプレート境界に沿って伝播することが知られている。

SSE による断層のすべり量はプレートの収束によるカップリングを解消する働きがある。Cascadia では 1.2 節で述べたように SSE によって 2~3 cm の断層のすべりが約 14.5 カ月の周期で繰り返している。これはこの地域の収束速度 37 mm/yr とうまく整合していることがわかる。日本の日向灘は SSE で 20 cm のすべり、約 6 年周期で繰り返すが、4~5 cm/yr の収束速度に概ね整合しているといえる。

一方、南琉球は非常に大きな収束速度を持つ (2.1 節)。年間 12.5 cm に及ぶ収束速度で約半年に 1 回発生する SSE は、1 回あたりの断層のすべり量は約 6 cm であり、やはりすべり量と収束速度で整合性がある (4.7 節に出てくる式から、すべり量を 1 年あたりに換算すると 11.46cm である)。また、速い収束速度による短い再来期間によってイベント数が他と比べて豊富である。密な GPS 観測網が整備されてから 22 件ものイベントを検出している地域は他になく、それにより、4 章で行ったような様々な考察が可能になった。特に 4.7 節の予測可能

性では、先行研究である Shimazaki and Nakata (1980) は 100~150 年周期の南海道地震 2 件で行っているのに比べると、本研究では豊富な SSE 数により議論の精度を高めている。

### 5.3 総括

南琉球の SSE は年間 12.5 cm という世界でも最も速い部類の沈み込み帯で発生するイベントである。SSE が起こる他の地域とは異なり、プレート境界型の地震を起こさない地域で観測された初めての現象でもある。約半年に 1 回の再来周期という高頻度で繰り返すため、1997 年以降の GPS 観測によって 22 件の豊富なデータセットを手にすることができる。それにより予測可能性等の様々な考察を可能としている。

SSE や afterslip を検出するには密な観測網を敷かなければならない。日本では GEONET による全土的な GPS 観測網が整備されているため、様々な地域で SSE の報告がされている。今後、GPS 観測網が未発達な沈み込み帯でも整備されていけば、さらなる報告がされていくであろう。我々も琉球弧の他地域で類似の SSE が存在するか調べたが、本研究で報告した地域以外では見つけることができなかった。琉球弧以外では、小笠原諸島の父島と母島で GPS 観測データから、2003 年以降に SSE と思しき信号が活発に繰り返していることを見出した (図 39)。小笠原父島では VLBI 観測が行われているため、その地殻変動に関する関心が高い (寺家他、2008)。この地域も南琉球同様、プレート境界型の地震の記録がないという特徴がある。

SSE や afterslip の規模を示すモーメントマグニチュードは通常地震に匹敵する。つまり、プレート収束帯におけるプレート間地震の繰り返しを議論する際には、地震だけではなく、SSE と afterslip を考慮することが重要である。近い未来、より精度の高い長期的な地震発生予測を行うために、また地震の繰り返しに関する基礎的なデータとしてこれらのゆっくり地震を無視することはできない。よって今後、通常地震とともにゆっくり地震の研究が進んでゆくことを願ってやまない。

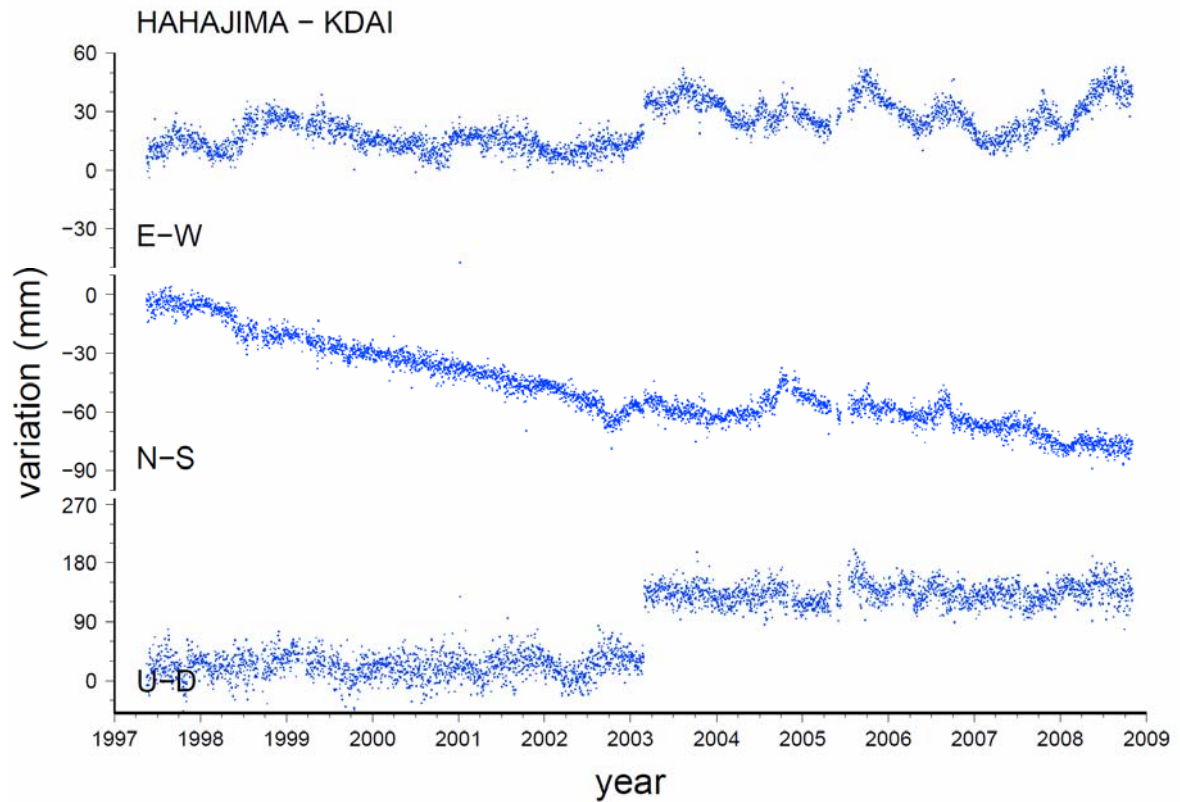


図 39. GPS 観測による北大東島から見た母島の 3 成分の位置変化。上から、東西、南北、上下。2003 年に見える上下成分のステップは GPS アンテナの交換による見かけ上のものである。これを見ると、2003 年以降に東西成分で SSE と思しき信号（東向きの動き）とカップリング（西向きの動き）の繰り返しが顕著になっている。



## 6. 謝辞

本論文を完成するにあたって宇宙測地学研究室のメンバーをはじめ、多くの方々にお世話になりました。指導教官の日置幸介教授には非常に興味深い研究テーマを提示していただき、また、惜しみなくアドバイスをいただきました。本当にありがとうございました。古屋正人准教授には特に私の測地学会等の発表に向けて助言をいただいたことをお礼申し上げます。博士研究員の高田陽一郎さんも学会発表に際して助言を下さり、ありがとうございました。また、研究者としての気位がひしひしを伝わり、普段の生活にも大きな刺激を受けました。

外国人特別研究員の Elvira I. Astafyeva さんと博士課程 2 年の小川涼子さんには海外の学会の際に非常にお世話になりました。それまで海外の地を踏んだことがない私は、彼女たちの助けのおかげで、非常に有意義なひと時を過ごすことができました。もし私一人だったら、見知らぬ地で路頭に迷い込んでいたかもしれません。多大なる感謝を申し上げます。

図 25 および図 26 は修士課程 1 年の松尾功二君の協力があり、完成に至りました。心よりお礼を申し上げます。10 分ほどで作成できると目論んでいたところ、30 分経過しても終わらない彼の姿を見て非常に居た堪れなくなりました。また、同学年の菅原守君には、なかなか論文の執筆を始めない私を案じて注意を喚起してくださいました。お礼とともに心配をかけたことをお詫び申し上げます。

学部 4 年生の大関優君、木下陽平君、芹澤伸隆君、吉田清人君には、私が先輩という立場であるにも関わらず、そのような振舞いをほとんどすることなく、この論文を書き終えようとしていることに、申し訳ない気持ちで一杯です。私は旅立ちますが、この研究室の出身者としてできることは致します。助言を求められれば私は嬉しいです。また、固体系ゼミの方々には測地学とは別の視点で助言をいただいたことをお礼申し上げます。

こうして書くと、私は多くの方の多大なるご協力があつてやっと一人の大学院生として成立したのだと気付かされます。私の、皆さんへの貢献はゼロではないとは思いますが、それは私がこの 3 年間でいただいた恩とは比べ物にならないほど小さいものです。逆に本来であればこの恩に報いることをすべきなのに、仇で返した方が多かったと思います。Astafyeva さんにはついに、私が言葉の壁を乗り越えられずに研究生活を終えようとしていることを、いくらお詫びをしても許されないかもしれません。そして日置教授には最後の最後まで迷惑を掛け通しでした。研究が予定通りに進まず、数値計算のエラーを自己解決できない私にやきもきされていたに違いありません。このような私を一人前の大学院生らしく送り出していただけなのは日置教授のご指導の賜物であり、足を向けて寝ることはできません。

また、このようなご協力があったおかげで楽しいこともたくさんありました。研究発表で様々な地を訪れることができ、前述の海外の地を踏めたことは私の歴史の大きな 1 ページです。失意のうちに研究室に通うことになった 3 年前の私を、気兼ねすることなく接していただいた小川さんにはその後も含めてその優しさに救われました。また、修士論文を書くため、日曜日に研究室に来たはずなのに、臨時収入を得て宇宙測地学研究室の大学院生 4 人で回転寿司に行ったのもいい思い出です。

私は 2009 年 4 月に就職します。今までとは畑が異なりますが、宇宙測地学研究室で培った経験や誇りを胸に、社会に貢献できる人間になりたいと思います。

## 7. 参考文献

- Argus, D. F., and R. G. Gordon, No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2039-2042, 1991.
- Dragert, H., K. Wang, and T. S. James, A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, 292, 1525-1528, 2001.
- 日置幸介、地震と荷重の微妙な関係、*地震ジャーナル*、41、5-11、2006.
- Heki, K., Secular, transient and seasonal crustal movements in Japan from a dense GPS array: implication for plate dynamics in convergent boundaries, in “The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults” edited by T. Dixon and C. Moore, Columbia University Press, 512-539, 2007.
- Heki, K., and T. Kataoka, On the biannually repeating slow slip events at the Ryukyu Trench, southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, 113, doi: 10.1029/2008JB005739, 2008.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, Silent slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, 386, 595-598, 1997.
- Hirose, H. and K. Obara, Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 57, 961-972, 2005.
- Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii and S. Miyazaki, A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, Southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3237-3240, 1999.
- 井出哲、ゆっくり地震のスケール法則、<http://www.s.u-tokyo.ac.jp/info/press/press-2007-03.html>、2009年1月12日アクセス。
- Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchida, A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, 447, 76-79, 2007.
- 寺家孝明、田村良明、真鍋盛二、国立天文台 VERA グループ、VERA 測地観測の状況 — 最近の VERA 局の動きについて、日本測地学会 2008 秋季大会。
- 国土地理院、新しいGPS観測システム (GEONET) が完成、<http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2004-0329-1.html>、2009年1月15日アクセス。
- 川崎一朗、スロー地震とは何か、日本放送出版協会、2006、ISBN4-14-091055-0.
- Kawasaki, I., Y. Asai, Y. Tamura, T. Sagiya, N. Mikami, Y. Okada, M. Sakata, and M. Kasahara, The 1992 Sanriku-Oki, Japan, ultra-slow earthquake, *J. Phys. Earth*, 43, 105-116, 1995.
- Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham, A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:

- 10.1029/2003GL017219, 2003.
- Miller, M. M., T. Melbourne, D. J. Johnson, and W. Q. Sumner, Periodic slow earthquakes from the Cascadia subduction zone, *Science*, 295, 2423, 2002.
- Miyazaki, S., and K. Heki, Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106, 4305-4326, 2001.
- Nakamura, M., Source fault model of the 1771 Yaeyama Tsunami, Southern Ryukyu Islands, Japan, inferred from numerical simulation, *PAGEOPH*, 163, 41-54, 2006.
- Nishimura, S., M. Hashimoto, and M. Ando, A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 142, 185-203, 2004.
- 大久保修平、里村幹夫、日置幸介、飛田幹夫、地球が丸いってほんとうですか?、朝日新聞社、2004、ISBN4-02-259852-2.
- Ohta, K., Freymueller, J., and Miura, S., The time constant variations of slow slip events in the south Alaska subduction zone, paper presented at the 2007 Fall Meeting of American Geophys. Union, 2007.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992.
- Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154, 1985.
- 大村平、多変量解析のはなし、pp225, 日科技連出版社, 1985, ISBN4-8171-2211-0.
- Ozawa, S., H. Suito, and M. Tobita, Occurrence of quasi-periodic slow-slip off the east coast of the Boso Peninsula, Central Japan, *Earth Planets Space*, 59, 1241-1245, 2007.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai Region, Central Japan, *Science*, 298, 1009-1012, 2002.
- Ozawa, S., S. Miyazaki, Y. Hatanaka, T. Imakiire, M. Kaidzu, and M. Murakami, Characteristic silent earthquakes in the eastern part of the Boso Peninsula, Central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi: 2002GL016665, 2003.
- Sagiya, T., Interplate coupling in the Kanto District, central Japan, and the Boso Peninsula silent earthquake in May 1996, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 2327-2342, 2004.
- Sangawa, A., The paleo-earthquake study using traces of the liquefaction, *Quaternary Res*, 32, 249-255, 1993.
- Scholz, C. H., Earthquakes and friction laws, *Nature*, 391, 37-41, 1998.

Shimazaki, K., and T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282, 1980.

Sibuet J. -C., B. Deffontaines, S. Hsu, N. Thureau, J. Le Formal, and C. Liu, Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution, *J. Geophys. Res.*, 103, 30, 245-30, 267, 1998.

Thatcher, W., Silent slip on the Cascadia subduction interface, *Science*, 292, 1495-1496, 2001.

山中佳子、EIC 地震学ノート、[http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/](http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/)、2009年1月19日アクセス。

矢来博司、宗包浩志、西村卓也、八重山諸島南方沖で繰り返し発生するスロースリップイベント、日本測地学会 2004 秋季大会。