

科学研究費助成事業（科学研究費補助金）研究成果報告書

2013年 6月 1日現在

機関番号：14301
 研究種目：基盤研究（B）
 研究期間：2009～2011
 課題番号：21340127
 研究課題名（和文） GPS のデータ同化による八重山スローイベント発生領域の摩擦特性の解明と発生予測
 研究課題名（英文） Estimation of frictional properties of the Yaeyama slow slip source region and prediction of the recurrent events by assimilating GPS data
 研究代表者
 宮崎真一（MIYAZAKI, SHINICHI）
 京都大学・理学研究科・准教授
 研究者番号：00334285

研究成果の概要（和文）：

八重山スローイベントの発生機構を解明することを目指して、京都大学で新たに4点GPS連続観測局を設置した。解析結果からは、顕著なすべりの伝播は観測されなかった。次に、一枚の矩形断層の位置や形とそのすべり量の全ての時間発展を推定するインバージョンコードを作成した。手法の有効性を数値実験で確認した。さらに、アジョイント法による摩擦パラメータの推定に関する実験を行い、良好な結果を得た。

研究成果の概要（英文）：

We installed four permanent GPS stations on the southern most Ryukyu Islands to understand the generation mechanism of slow slip events there. GPS time series indicated that the slip did not reveal any propagation. We then developed an inversion code that can infer the temporal evolution of fault geometries. Numerical tests showed good results. In addition we developed an adjoint code to infer the frictional parameters of a plate boundary. Numerical tests showed good results, too.

交付決定額

（金額単位：円）

	直接経費	間接経費	合計
2009年度	8,100,000	2,430,000	10,530,000
2010年度	3,000,000	900,000	3,900,000
2011年度	3,200,000	960,000	4,160,000
年度			
年度			
総計	14,300,000	4,290,000	18,590,000

研究分野：数理系科学

科研費の分科・細目：地球惑星科学・固体地球惑星物理学

キーワード：地殻変動・海底変動

1. 研究開始当初の背景

八重山スローイスリップが Heki and Kataoka (2008) によって発見され、ほぼ6ヶ月おきにほぼ同じような場所でスロースリ

ップが繰り返していることが指摘された。一方、Miyazaki et al (2006) において、東海スロースリップの発生領域におけるせん断応力のすべり速度依存性が議論され、自発的にすべりが開始するような摩擦特性を持つこ

とが示唆された。しかし、この研究は純粋に運動学的な解析であり、摩擦特性に関して議論を深めるには十分ではない。八重山スロースリップはすでにGPSで20回以上観測されていた。そこで、この現象を対象にして、力学的な逆解析をおこなうことで、スロースリップ発生域の摩擦特性を議論できる可能性が指摘されていた。

2. 研究の目的

本研究の目的は、八重山諸島直下で発生しているスローイベントを対象に、

- (1) GPS データに対するデータ同化によって数値シミュレーションの変数（応力・すべり速度など）・摩擦パラメータを修正し、発生場の状態を理解する。
- (2) 修正された変数・摩擦パラメータを用い、スローイベントの時空間発展を予測する。

3. 研究の方法

(1) GPS 連続観測

国土地理院によりGPS連続観測網GEONETが整備されているが、八重山地方では観測点数が少なく、スローイベントの時空間的な発展を議論するためには不十分である。そこでまず、GEONETの合間を埋めるように新しく4点のGPS連続観測点を設置し、数年間のGPS連続観測を行う。

(2) スローイベント発生領域の特定

繰り返し発生するスローイベントが同一の領域で発生しているのかどうか、また、すべりが伝搬しているのかを見るために、すべり領域を一枚の矩形断層で近似し、この断層の位置や形状がどのように時間変化して行くかを追跡するインバージョン手法を開発した。基礎になるのは粒子フィルタ（例えば樋口他）である。観測データとしてGPS変位観測量、未知数として断層の位置・形状・すべり量を取り、これらのパラメータの時間発展を推定する。

(3) アジョイント法による摩擦パラメータの推定

大気・海洋のデータ同化に用いられているアジョイント法を、準静的な弾性体の運動方程式と速度・状態依存摩擦構成則を組み合わせた数値モデルおよびGPS変位データに対して適用し、摩擦構成則に現れる摩擦パラメ

ータの推定を行なった。

断層すべりのシミュレーションでは、プレート境界でのすべり速度や応力の時間発展の計算には、速度状態依存摩擦構成則（式(10)）、状態の時間発展方程式としてのスローネス則（式(11)）および弾性体の準静的運動方程式（式(12)）を数値的に解いていく。

$$\mu_i \sigma_i = \mu_{0i} \sigma_i + a_i \sigma_i \ln \left(\frac{V_i}{V_{0i}} \right) + b_i \sigma_i \ln \left(\frac{V_{0i} \theta_i}{L_i} \right), \quad (10)$$

$$\frac{d\theta_i}{dt} = 1 - \frac{V_i \theta_i}{L_i}, \quad (11)$$

$$\sigma_i \frac{d\mu_i}{dt} = \sum_j k_{ij} (V_{pi} - V_j) - \frac{G}{2c} \frac{dV_i}{dt}, \quad (12)$$

ただし、 μ_i 、 V_i 、 θ_i は、それぞれセル*i*での摩擦係数、すべり速度および状態変数、 V_{pi} はプレート速度、 G は剛性率、 c はS波速度である。この支配方程式系に対するアジョイント方程式を示す。

まずこの方程式系を形式的に

$$\mathbf{X}^{(n)} = \mathcal{M}^{(n-1)}(\mathbf{X}^{(n-1)})$$

と書く。これは一般に非線形の方程式である。アジョイント演算子 $\mathbf{M}^{(n)*}$ は、線形化した方程式の時間発展を表す接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ の転置行列として定義される。以下では初期値およびパラメータ $\mathbf{a}, \mathbf{b}, \mathbf{L}$ を推定する場合を考え（ただし \mathbf{a} は一定値に固定する）、ここでは簡単のため1セルの場合のアジョイント演算子を示すことにする。シミュレーション変数ベクトル

$$\mathbf{X}^{(n)} = (\mathbf{V}^{(n)}, \theta^{(n)})^T$$

摩擦パラメータベクトル

$$\mathbf{C} = ((\mathbf{a}-\mathbf{b})\sigma, \mathbf{L}, \mathbf{a}\sigma)^T$$

に対し、タイムステップ n (時刻 t) と $n+1$ (時刻 $t+dt$) の間に以下の関係が成り立つ。

$$\begin{pmatrix} \mathbf{X}^{(n+1)} \\ \mathbf{C} \end{pmatrix} = \mathbf{M}^{(n)} \begin{pmatrix} \mathbf{X}^{(n)} \\ \mathbf{C} \end{pmatrix} \quad (13)$$

ここで接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ は 5×5 の行列である。パラメータは時間変化しないものとした。従ってアジョイント演算子 $\mathbf{M}^{(n)*}$ の要素は式(10)~(12)を用いると

$$\mathbf{M}^{(n)*} = \begin{pmatrix} 1 + \frac{q^{(n)} \sigma \sigma}{(p^{(n)} V^{(n)})^2} \Delta t + r \left(\frac{1}{p^{(n)}} + \frac{\sigma \sigma}{(p^{(n)})^2 V^{(n)}} \right) \Delta t & -\frac{\theta^{(n)}}{L} \Delta t & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\sigma b}{p^{(n)} (\theta^{(n)})^2} \Delta t & 1 - \frac{V^{(n)}}{L} \Delta t & 0 & 0 & 0 \\ \frac{s^{(n)}}{p^{(n)} \theta^{(n)}} \Delta t & 0 & 1 & 0 & 0 \\ -\frac{\sigma b V^{(n)}}{p^{(n)} L^2} \Delta t & \frac{V^{(n)} \theta^{(n)}}{L^2} \Delta t & 0 & 1 & 0 \\ -\frac{1}{(p^{(n)})^2} \left[\frac{1}{V^{(n)}} \left(q^{(n)} - k V^{(n)} + \frac{V^{(n)} \sigma b}{L} \right) + \frac{p^{(n)} s^{(n)}}{\theta^{(n)}} \right] \Delta t & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

(14)

と書ける。ただし、

$$\begin{aligned} \mathbf{p}^{(n)} &= \alpha \mathbf{a} \mathbf{V}^{(n)} + G/2 \mathbf{c}, \\ \mathbf{q}^{(n)} &= k \mathbf{V}_{p1} - ob/\theta^{(n)}, \quad \mathbf{r} = ob/L - k, \\ \mathbf{s}^{(n)} &= \mathbf{1} - \mathbf{V}^{(n)} \theta^{(n)} / L \end{aligned}$$

である。なお、複数セルの場合でも1セルの場合と同様に、接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ を計算し、その転置行列を計算することでアジョイント演算子 $\mathbf{M}^{(n)*}$ が得られる。

本研究では降下法として最急降下法を用いた。最急降下法は評価関数 J を用いて

$$\mathbf{X}_{\text{new}}^{(0)} = \mathbf{X}_{\text{old}}^{(0)} - \alpha_{\mathbf{x}} \left. \frac{\partial J}{\partial \mathbf{X}^{(0)}} \right|_{\mathbf{X}^{(0)} = \mathbf{X}_{\text{old}}^{(0)}} \quad (15)$$

$$\mathbf{C}_{\text{new}} = \mathbf{C}_{\text{old}} - \alpha_{\mathbf{c}} \left. \frac{\partial J}{\partial \mathbf{C}} \right|_{\mathbf{C} = \mathbf{C}_{\text{old}}} \quad (16)$$

と表せる。ここで、 $\alpha_{\mathbf{x}}$ と $\alpha_{\mathbf{c}}$ は変数の分散のスケールにある定数をかけた正の定数であり、本研究では以下のように値を決めた。

$$\alpha_{A-B} = -2.5 \left/ \frac{\partial J}{\partial (A-B)} \right|_{\text{iter}=1}, \quad (17)$$

$$\alpha_A = -20 \left/ \frac{\partial J}{\partial A} \right|_{\text{iter}=1}, \quad (18)$$

$$\alpha_L = -20 \left/ \frac{\partial J}{\partial L} \right|_{\text{iter}=1}, \quad (19)$$

この2つの式(15), (16)を用いて、現計算で用いた初期値・パラメータ ($\mathbf{X}^{(0)\text{old}}$, \mathbf{C}^{old}) から ($\mathbf{X}^{(0)\text{new}}$, \mathbf{C}^{new}) に修正する。この操作を繰り返して行い、 $\mathbf{X}^{(0)\text{old}}$, \mathbf{C}^{old} に対する評価関数 J^{old} と $\mathbf{X}^{(0)\text{new}}$, \mathbf{C}^{new} に対する評価関数 J^{new} が

$$\frac{J^{\text{old}} - J^{\text{new}}}{J^{\text{new}}} < 0.001$$

を満たすか 30 回イタレーションを繰り返した時の推定値を最適値とした。

4. 研究成果

(1) GPS 連続観測

八重山スローイベントのより詳細な描像を得るために、西表島大原小学校 (大原)・西表島船浮小中学校 (船浮)・小浜小中学校 (小浜)・黒島小中学校 (黒島) の4カ所にGPS 連続観測点を設置し、繰り越し期間を含め、約3年の観測を行った。データは毎年3~4回現地でダウンロードした。考える十分な対策を講じたにも関わらず、台風や落雷に伴う受信機の故障や後者の建て増しのた

め、長期間に及ぶ欠測やマルチパス (多重散乱) によるノイズの増加のため、3年の観測期間で十分な解析に耐えうるデータセットが得られたとは言えない。しかし、得られたデータの解析の結果、少なくとも1回のスローイベントに伴う変位がそれぞれの観測点で得られた。国土地理院 GEONET の観測点と合わせると、変位は最南端観測点の波照間観測点で最も大きく北に向かうに連れて変位が小さくなるという傾向が見られた。また、時間変化のパターンは振幅をのぞけば各観測点でほぼ同じであり、このスローイベントは我々の観測網でわかる範囲では伝播をしていない事がいえた。

(2) スローイベント発生領域の特定

このスローイベントは約6ヶ月おきにおぼ同じ規模で繰り返していることがわかっている。これらが同じ場所で発生しているかを調べるために、従来の時間依存インバージョンを拡張し、粒子フィルターに基づいて、1枚の矩形断層の幾何学的パラメータの時間変化を推定する手法を開発した。手法の開発が予定よりも遅れたことと、観測データに欠測が多かったことから、研究期間中では人工的に作成した模擬データによる手法の検討にとどまった。

数値実験では、観測点として GEONET 観測点8点と本課題で設置した4点を配置した。断層ジオメトリは、Heki and Kataoka (2008) で推定された値を参考にし、長さは 90km~100km の一様分布、幅は 60km~70km の一様分布、断層の緯度は 24度~25度の一様分布、断層の経度は 124度~125度の一様分布、断層の深さは 20km~30km、dip 角は 10度~20度の一様分布とした。アンサンブル (粒子) の個数は 10000 とした。

断層パラメータのうち、緯度、経度、深さは観測点が8点の場合でも12点の場合でも正しい値を復元できた。dip 角に関しては、新観測点4点が断層の直上付近にあるため、新観測点を除くと推定できなくなった。新観測点を用いた場合の各パラメータの標準偏差は、長さ 500m、幅 600m、緯度 0.003度、経度 0.004度、深さ 300m、dip 角 0.3度程度であった。Heki and Kataoka(2008)によると、断層パラメータがイベント毎に変化する大きさは、緯度、経度で 0.01度、長さは 20km 程度であるので、この手法で断層パラメータの時間的な推移を推定できる可能性が示唆された。

観測期間が長くなるほど予測分布の幅が小さくなるが、 $t=60$ 付近で深さのパラメータ

が急激な変化を起こしている。これが、深さのパラメータが単独で動いているのか、他のパラメータと相関を持って動き、全体で整合性を取っているのかを調べるために、変化を起こす前後とピーク時の $t=55$ 、 $t=59$ 、 $t=60$ で各パラメータの全粒子をプロットし、相関を取った。また、深さと地震モーメントとの相関も取った。その結果、断層の幅と深さに逆相関があることが確認できた。地震モーメントと深さに間には逆相関があることが予想されるが、得られた結果は予想と整合的で、地震モーメントが大きくなる程深さが深く、地震モーメントが小さいほど深さが浅くなるという逆相関をもつ。dip 角に関しては、緯度とわずかながら相関があるように見える。断層の下端はほとんど変わらず、dip 角が変化することで断層の上端が動いているため、緯度と相関があると考えられる。つまり断層の傾きが大きくなると上端が北に動くので、緯度が大きくなる。また、緯度と深さに逆相関があるように見えるのは、先ほどの断層の動きで説明がつく。

(3) アジョイント法による摩擦パラメータの推定

摩擦特性の推定手法としては、アジョイント法に基づく摩擦パラメータ推定手法の開発に取り組んだ。こちらも研究期間中に八重山スローイベントのデータに適用するまでは至らず、数値実験によってアジョイント法で余効すべり域の摩擦パラメータが推定できることを示したにとどまった。スローイベントでなく余効すべりを対象としたのは、摩擦パラメータの推定が比較的容易で、手法の有効性を確認する上で有益だからである。

(3-1) 数値実験

上で得た方程式系に対してプログラムを作成し、真の解がわかっている場合に、真の値とは異なる値を背景値として与え、アジョイント法によってどの程度真の解が復元されるか数値実験によって確認した。自由度の小さい簡単な系から考察を進めてきたが、ここでは最終年度に行った自由度の大きい系に対する数値実験の結果のみを示す。

すでに示したように、プレート境界でのすべり速度や応力の時間発展の計算には、速度状態依存摩擦構成則 (式(10))、状態の時間発展方程式としてのスローネス則 (式(11)) および弾性体の準静的運動方程式 (式(12)) を用いた。ここで、 $V_{pl}=9 \text{ cm/yr}$ 、 $G=30 \text{ GPa}$ 、 $c=3 \text{ km/s}$ とした。また有効法線応力 σ_i は 20 MPa とした。この値は静岩圧より小さい

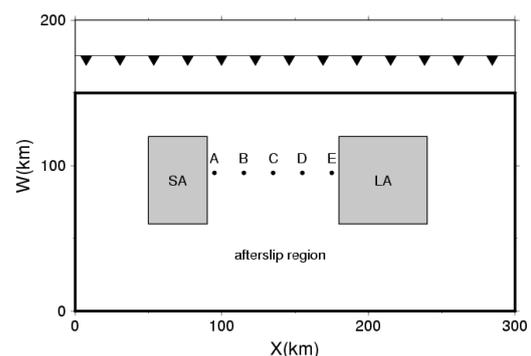
が、余効すべりが LA から SA まで伝わるためには低い有効法線応力を用いる必要である (Ariyoshi et al., 2007)。すべり応答関数 k_{ij} はセル j における単位すべりに伴うセル i のせん断応力変化を表し、Okada (1992) に基づいて計算した。また μ_0 は速度 V_0 で定常的に滑っている時の摩擦係数を表し、本研究では $\mu_0=0.6$ 、 $V_0=V_{pl}$ ($=9 \text{ cm/yr}$) とした。また a_i 、 b_i 、 L_i は摩擦パラメータを表し (以下、 $A_i=a_i\sigma_i$ 、 $B_i=b_i\sigma_i$ と表記する)、本研究では余効すべり域の摩擦パラメータは一律とした。

式(10)~(12)に適当な初期条件を与えることで、各セルでのすべり速度・状態変数の時間発展が計算できる。本研究では表 1 のような摩擦パラメータを用いてすべり速度・状態変数を計算した。以下このときの摩擦パラメータを真値とする。

	LA	SA	Afterslip
A-B(kPa)	-100	-80.0	5.00
A(kPa)	40.0	40.0	40.0
L(mm)	40.0	40.0	40.0

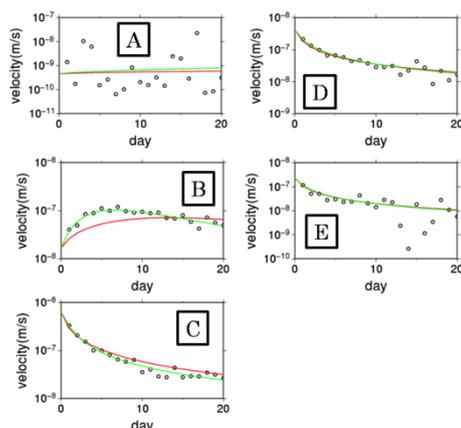
【表 1】 与えた摩擦パラメータの真の値

本研究では千島海溝を模した平面断層モデルを用いた (図 1)。地震時すべりの大きな領域として十勝沖地震・釧路沖地震に対応した 2 つの大小のアスペリティ (以下それぞれ LA、SA と呼ぶ) をそれぞれ 1 つのセルで表現した。またその周囲の余効すべり発生域を $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ ごとの 390 のセルで表現した。



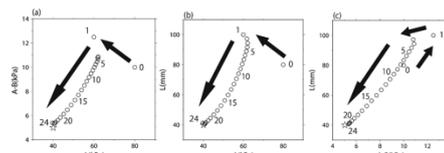
【図 1】用いた断層モデル。傾斜角は 20° 。太線で示した大きな矩形領域が全モデル領域、2 つの灰色の小さな矩形が地震発生領域で、右の LA で最初の地震が発生し、左の SA でトリガーされた地震が発生する。それ以外の領域は速度強化域で、余効すべりが伝搬する。点 A ~ E ですべり速度が観測されるとした。

上に述べたモデルを用いてすべり速度の時間発展を計算すると約300年周期の地震サイクルが再現される。本研究ではある1回の地震について、地震発生1日後から20日間のすべり速度を1日ごとに記録し、これに平均0、標準偏差 $1.0 \times 10^{-8} \text{m/s}$ の正規分布の誤差を加え人工データとした(図2)。このデータは余効すべりの加速・減速・伝播の情報を持つ。このようにして得られた人工データに対して、本研究ではアジョイント法を適用し摩擦パラメータの真値が推定できるかに関して双子実験を行った。



【図2】図1に示した点A～Eにおけるすべり速度の観測データ(○印)真の値を青線で、第一推定値による時間発展を赤線で、推定された値による時間発展を緑線で、それぞれ示した。

摩擦パラメータの事前推定値(第一推定値)から出発し、アジョイント法によって、評価関数が収束するまで摩擦パラメータを更新する。最終的に得られた推定値を表2に示す。また、第一推定値から推定値への収束の様子を図3に示す。3つの摩擦パラメータが背景値(A-B (kPa)、L (mm)、A (kPa)) = (10.0, 80.0, 80.0)からすべり速度のデータを同化することによって(5.28, 40.4, 40.0)へと最適化されており、この値は真値に近い値である。図2には、人工データと背景値、推定値によるシミュレーション結果の比較も示してある。摩擦パラメータが最適化されていることから分かる通り、データを同化することによってデータに合うようなすべり速度の時系列が再現されている。本研究ですべての摩擦パラメータが最適化できたのは余効すべりの加速に関する情報を含むデータを同化したためと考えられる。

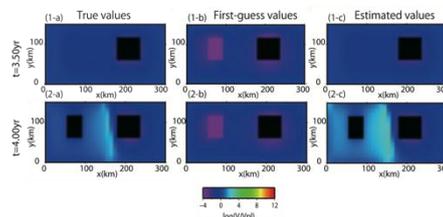


【図3】摩擦パラメータの収束の様子。第一推定値(0)から推定値(24)まで。矢印の方向に収束している。☆印は真の値を示す。

	A-B (kPa)	L (mm)	A (kPa)	Cost function	Interval to the triggered earthquake (year)
True value	5.00	40.0	40.0	3000	3.83
Background value	10.0	80.0	80.0	12500	10.9
Estimated value	5.28	40.4	40.0	3010	3.85

【表2】摩擦パラメータ、評価関数、トリガーされた地震の発生時期の真の値、背景値、データ同化によって推定された値

表2にLAでの地震発生から、その余効すべりによってSAで発生する地震までの発生間隔を、図4に余効すべりの伝播の様子を示した。表2から摩擦パラメータの最適化によって地震発生間隔が真値に近くなっていることが分かる。このことはパラメータの最適化によって、余効すべりによってトリガーされる地震の予測精度が向上される可能性を示唆している。



【図4】最初の地震の発生から3.5年後(上)と4.0年後(下)における余効すべりの伝播の様子。左から真の値、第一推定値、推定値による結果。

(3-4) まとめと今後の課題

大地震に引き続いて観測されている余効すべり領域の摩擦パラメータの推定と、余効すべりによってトリガーされる地震の発生時期の予測を行うための手法を開発し、精度を検証するための数値実験を行った。実験結果はおおむね良好で、今回仮定したような良い条件の場合は、トリガーされる地震の発生予測への適用が期待できる。

しかしながら、当初の目標であった実データへの適用には至らなかった。なぜなら、本研究ではいくつかの仮定をおいており、実デ

一々に適用する前に、これらの仮定が成り立たない場合の検討を行う必要があるからである。特に、本研究では余効すべり域の摩擦パラメータが、深さに応じて空間的に一様としているが、摩擦パラメータ自体に非一様性がある場合にもこの手法をそのまま適用した場合、どのような精度になるのかを検討する必要がある。また、本報告書ではプレート境界面のすべり速度を直接観測できるとしたが、実際には陸上の限られた地域で得られた地表面変位を用いることになる。観測データに含まれるノイズも、本研究では正規雑音を仮定したが、実際は非正規成分を含んでいる。

5. 主な発表論文等

(研究代表者、研究分担者及び連携研究者には下線)

[雑誌論文] (計 1 件)

加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗, 余効すべり人工データを用いたアジョイント法による摩擦パラメータ・初期値の推定, 『地震』、第 2 輯、第 63 巻 2 号、2010

[学会発表] (計 8 件)

加納将行・宮崎真一・伊藤耕介, アジョイント法の 2 自由度断層モデルへの適用: 余効すべり人工データを用いた双子実験, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会

Masayuki Kano, Shin'ichi Miyazaki, Kosuke Ito, Estimation of Frictional Parameters with an Adjoint Method: An Identical Twin Experiment for Afterslip, 2009AOGS

加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗, 余効すべり人工データを用いたアジョイント法による摩擦パラメータ・初期値の推定, 日本地球惑星科学連合 2010 年大会

加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗, 余効すべり時空間発展の予測手法の開発, 2011 理論応用力学講演会

加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗, アジョイント法による余効すべり時空間発展の予測手法の開発, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会

日吉善久・杉浦望・石川洋一・加納将行・宮崎真一・平原和朗・堀高峰, 4 次元変分法を用いた地震断層面・余効すべり面の摩擦構成則パラメータ推定, 日本地球惑星科学連合 2011 年大会

日吉善久・杉浦望実・石川洋一・加納将行・宮崎真一・平原和朗・堀高峰, アジョイント法による地震断層面・余効すべり面摩擦パラメータの同時推定 (II), 日本地球惑星科学連合 2012 年大会

加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗, アジョイント法による余効すべり域の摩擦パラメータの推定手法の開発, 2013 理論応用力学講演会

6. 研究組織

(1) 研究代表者

宮崎真一 (MIYAZAKI, SHINICHI)
京都大学・理学研究科・准教授
研究者番号: 00334285

(2) 研究分担者

光井能麻 (MITSUI, NOA)
名古屋大学・環境学研究科・研究員 (当時)
研究者番号: 20435837

(3) 連携研究者

加藤照之 (KATO, TERUYUKI)
東京大学・地震研究所・教授
研究者番号: 80134633