地殻変動検出のためのスタッキング手法の開発

——東海地域のひずみ計データによるプレート境界 すべり早期検知への適用——

気象庁地震火山部* 宮岡 一樹[†]

気象研究所地震火山研究部** 横田 崇

Development of Stacking Method for the Detection of Crustal Deformation

—Application to the Early Detection of Slow Slip Phenomena on the Plate Boundary in the Tokai Region Using Strain Data—

Kazuki MIYAOKA[†]

Seismological and volcanological Department, Japan Meteorological Agency,
1-3-4 Otemachi, Chiyoda-ku, Tokyo 100-8122, Japan

Takashi YOKOTA

Meteorological Research Institute, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan

(Received March 16, 2012; Accepted September 28, 2012)

The Japan Meteorological Agency has deployed strain-meters in Shizuoka, Aichi, and Nagano Prefectures, aiming to detect a slow slip phenomenon that is expected to occur just before the anticipated great earthquake of M8 class at the plate boundary. In this paper we propose a stacking method in which data at different stations are added according to the following procedure. First, the observed waveform at each station is normalized by the noise level. Then, the normalized wave form is stacked one by one in the order of the magnitude of the signal to noise ratio, by reversing the polarity considering an assumed source location, if necessary, so as the signal to be all positive. This stacking procedure is stopped when the synthesized signal to noise ratio of the stacked waveform becomes the maximum. Members in the optimum data set that gives the largest signal to noise ratio become different if the location of the assumed source is different. It is shown that the signal to noise ratio of the stacked waveform obtained by this method is enhanced 2.3 times of that of the most favorable individual data. A slow slip event as small as M_w 5.0 would be detected if it occurs within the source area of the anticipated Tokai earthquake. We think the stacking method is applicable not only to the strain-meter data, but also to the GNSS and tilt-meter data and such an extension of the method may be effective to detect rising of magma beneath volcanoes.

Key words: Strain meter, Stacking, Tokai earthquake, Slow slip event, SN ratio

* 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

** 〒305-0052 つくば市長峰 1-1

[†] 現所属: 〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 586
神奈川県温泉地学研究所
Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture, Iriuda 586, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan

§1. はじめに

気象庁では、想定東海地震の直前予知のため、1976年からボアホール型のひずみ計を東海地域に設置し〔末廣(1979)〕、その前兆すべりを捕捉するために24時間常時監視を行っている〔吉田(2001)〕。想定東海地震は、駿河-南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートと

Fig. 1. Location of strain meters in the Tokai region. Circles and triangles represent volumetric strain meters and multi-component strain meters, respectively. The area delineated by a dashed line shows the supposed source region of the anticipated Tokai earthquake. Open circles represent observation sites where their data are not used in this research.

陸のプレートの境界で発生する巨大地震であり、地震発生シミュレーション等の研究によると、このような巨大地震では、その直前に前兆すべりが発生する可能性があることが指摘されている [加藤・平澤 (1996), Kuroki *et al.* (2002)].

想定東海地震は、必ずしも直前予知ができるわけではないが、地震発生に繋がる異常現象が観測された場合にはそれを把握し、警戒宣言につなげようということが大規模地震対策特別措置法の趣旨である。想定東海地震が突発した場合の対策、同地震が予知できた場合の対策等、想定震源域を含め防災対策の抜本的な見直しが10年ほど前になされ、2003年5月にマスタープランである東海地震対策大綱が中央防災会議で決定された [布村・横田 (2003)]。また、警戒宣言に至らぬ場合において、ひずみ計等の観測データに異常が検知された場合の防災対応等についても検討され、新たに東海地震注意情報等、東海地震に関連する情報の発表が行われることとなった [上垣内・東田 (2006), 気象庁 (2011a)]。

東海地震に関連する情報を的確に発表するには、ひずみ計等の観測データの異常の早期検知と、その変化がプレート境界面上の前兆すべりによるものか否かを速やかに判定することが最重要となる。

このため、気象庁は、ひずみ計の増設を図り、2012

年5月現在、静岡県、愛知県、長野県に、体積ひずみ計16地点、多成分ひずみ計10地点（静岡県設置の2点を含む）の観測網を展開し (Fig. 1)、更に、産業技術研究所整備の多成分ひずみ計を活用して、愛知県以西の地域における監視体制の強化を図っている。

体積ひずみ計は概ね150~250mの深さに、また多成分ひずみ計は400~800mの深さに埋設されており、1秒サンプリングのデータがリアルタイムで気象庁本庁（東京都千代田区）に伝送されている。これらひずみ計は、微弱な前兆すべりを検出することを目的としたものであり、そのため観測データに、潮汐補正 [石黒・他 (1984)]、気圧補正 [檜皮・他 (1983)]、降水補正 [石垣 (1995), 体積ひずみ計のみ]、地磁気変化補正 [宮岡 (2011), 多成分ひずみ計のみ] を施している。

観測データの異常監視は、数分から数時間程度の周期の異常を検出するために、まず伝送されてきた1秒サンプリングのデータを基に1分サンプリングデータ（1分値）を作成し、次に数時間から数日或いはそれ以上の周期の変化を検出するために1時間サンプリングデータ（1時間値）を作成する。そして、それぞれの観測データに対し一次式でトレンドを除去し、各地点のノイズレベルとの比較によって異常変化の自動検出を図っている [小林・松森 (1999)]。

気象庁では、これら多成分ひずみ計観測点の増強、各種補正方法等の開発・改良によって、検知能力の改善を図り、現在、ノイズレベルの小さな観測点では24時間あたりの変化量で5 n strain (5×10^{-9} strain) 程度の微小な変化を検出できるまでになっている〔気象庁 (2010)〕。

一方、近年の観測網の強化及び処理技術の発達により、プレート境界の巨大地震発生域の深部側で、スラブの沈み込みに関連する深部低周波地震等が観測されるようになった〔例えば Obara (2002)〕。また、東海地震の想定震源域の西縁では、2001 年から 2005 年にかけて長期的スロースリップイベント (SSE) が発生し〔Ozawa *et al.* (2002), Kobayashi *et al.* (2005)〕、その変化量は、約 5 年間で M_w 7.1 相当の規模のすべり量に相当するものであった〔水藤・小沢 (2009)〕。さらに、長期的 SSE の深部側の長野県から愛知県にかけての領域では、概ね半年に 1 回程度の頻度で、深部低周波地震の活動に対応して、数日程度継続する短期的 SSE が発生していることが分かった〔Hirose and Obara (2006), 小林・他 (2006)〕。

この短期的 SSE を検出するため、板場・他 (2011) は、産業技術総合研究所の歪計に防災科学技術研究所の傾斜計データを統合して用い、グリッドサーチ法によって断層モデル推定の精度向上を図っている。また中村・竹中 (2004) は、気象庁のひずみ計で観測された変化量が、プレート境界面上に仮定した矩形断層がすべった場合にひずみ計で観測されるであろう変化量とある幅の範囲で一致すればその断層がすべったものと見なして、同じくグリッドサーチ法ですべりの位置とすべり量を求める手法を開発した。この手法は、東海地震の前兆すべりの捕捉を目的としたものであったが、短期的 SSE の解析において、現在、気象庁で用いられている。

ただし、これらは深部低周波地震活動の発生をトリガーに、ひずみ計などに現れた変化を見直しながらかつてゆっくりすべりの場所や大きさを推定しようとするもので、基本的に、その早期検知を目指したものではない。

本論では前兆すべりの早期検知を目的とする手法を提案する。このためには、ひずみ計の SN 比を向上させ、すべりの初期の段階での小さなシグナルを際立たせる必要がある。

プレート境界でのすべりによるひずみの時間変化は、すべりの場所が、観測点との相対的な位置関係が変わってくるほどに大きく変化しなければ、極性は別にして観測点間で相似である。このことを基礎に、多点のひずみ計データを足し合わせることで SN 比を高めるということが、ここで提案する手法のエッセンスである。

第 2 章でその手法の詳細（以下、スタッキング法と呼称）を紹介し、第 3～5 章では東海地域におけるプレ-

ート境界すべり（前兆すべりや短期的 SSE）の検出にそれを適用して性能の評価を行う。

§ 2. スタッキング法について

微弱な信号の検出能力を高める方法として、地震波のアレイ処理がある。この場合、地震波の到来方向を仮定した上で、速度構造を基に各観測点における到着時刻差を加減して波形をスタッキングすることで SN 比を改善させている。

本論で提案するひずみ変化の SN 比を高める処理は、プレート境界すべりを仮定して、各観測点でのひずみ変化が、全て伸び方向（+方向）となるように、極性が逆のものは反転させた上で波形をスタッキングするという手法である。Fig. 2 にその概念図を示した。複数の波形のスタッキングによって SN 比の向上を図るという点においては地震波のアレイ処理と同じであるが、本手法には以下のような特徴がある。その一つは、観測点毎にノイズレベルが大きく異なることから、スタッキングの際に、ノイズの大きさを考慮してウェイトをつけること。そしてもう一つは、SN 比の大きな観測点だけを選別してスタッキングすることにより、その効果の極大化を図ることである。

プレート境界での断層すべりを考えたとき、すべりの位置および領域が時間とともに変わらず、単にすべり量が増していくという仮定をおくと、各観測点のひずみの時間変化は、極性は別として相似となる。したがって、各観測点のノイズが互いに無相関であれば、極性を考慮して波形をスタッキングすることによりシグナル成分が加算される一方でノイズは互いに打ち消し合うので、SN 比の高い合成波形（以下スタッキング波形）が得られることになる。実際にはプレート境界面上のすべりは発生域の移動や拡大を伴うと考えられ、単純に波形が相似になるとはいえない。この問題については第 4 章の観測事例及び第 5 章の考察のところで検討する。

以下、東海地域のフィリピン海プレート上面で発生するゆっくりすべり（前兆すべり、短期的 SSE）を例にとって、スタッキング法の考え方及び解析の手順を説明する。ここでは、気象庁および静岡県が東海地域に設置しているひずみ計のうち、観測点特有の不規則な変化の発生頻度が高い観測点は除いて、体積ひずみ計 12 点と多成分ひずみ計 10 点のデータを用いている。なお、同一観測点で複数の成分を持っている多成分ひずみ計では、それぞれの成分が独立の観測値であるとしてスタッキングする。本論文では同一観測点の各成分のデータについても、「各観測点のデータ」と呼称している。したがって、計 72 観測点のデータを用いることになる (Table

Fig. 2. Schematic diagram of the stacking method. Black, hatched, and white bars indicate positive signal change, negative signal change, and noise, respectively. (a) Changing the sign of the signal when the polarity is negative. (b) Normalizing the signal by the noise level. (c) Arranging the data in the order of the signal to noise ratio. (d) Stacking the data.

1).

スタッキング波形を求めるにあたっては、まず、フィリピン海プレート境界面上にグリッドを設定し、各グリッド上に想定した断層がすべった場合の、各観測点におけるひずみの理論変化量を、半無限弾性媒質を仮定し Okada (1992) を用いて求めておく。ここで、断層の位置、走向、傾斜は Hirose *et al.* (2008) によるフィリピン海プレートの形状モデルを基に定め、また上盤に対するフィリピン海プレートの進行方向は Heki and Miyazaki (2001) によって N55W と仮定して、これらを基にすべり角を計算した。体積ひずみ観測点については、こうして計算される体積ひずみ変化を、また多成分ひずみ観測点ではそれぞれの観測成分の方位における線ひずみ変化を理論シグナル値として用いる。

なお、ボアホールタイプのひずみ計では、周囲の岩盤とのカップリング状況などによって、観測されるひずみ変化が広域のひずみ変化を正しく反映していない可能性がある。これについては上垣内・他 (1999) が、潮汐変化や遠地の地震波形などを用いて観測点毎の応答係数を求

めているので、その応答係数を理論シグナル値の計算に反映させている。

2.1 ひずみ波形のスタッキング

分散が σ^2 の母集団から m 回サンプリングしたとき、それらの和の分散は $m\sigma^2$ 、標準偏差は $\sqrt{m}\sigma$ となる。このことから、ノイズ成分の分散がそれぞれ σ^2 である同時間帯の m 個の独立な波形を重ね合わせたスタッキング波形のノイズの分散は $m\sigma^2$ 、その標準偏差は $\sqrt{m}\sigma$ になると推定される。一方、シグナル成分については、各波形のシグナル強度が同等であるとする、スタッキング波形の振幅は m 倍となるので、SN 比は $\sqrt{m}$ 倍に向上すると期待される。

ただしこの場合、各波形データのノイズは全て、その分散が σ^2 で等しく、シグナルの強度も同じであることが前提となる。実際のひずみ観測では各観測点でのノイズレベルはまちまちであり、1桁以上も異なる場合がある。その状況は、2011年8月から11月の期間の1時間値を用いた時の、24時間階差の標準偏差を示した Fig. 3 に見ることができる（以下、本稿におけるノイズレベルにはこの値を用いる）。ノイズレベルにこのような大きな差があるデータをスタッキングするにあたり、その前処理として各観測点のノイズレベルによって波形振幅の規格化を行って、各観測点データにウェイトをつける。観測点 i におけるウェイト w_i は以下のように表される。

$$w_i = \frac{n_s}{n_i} \quad (1)$$

ここで、 n_i は観測点 i におけるノイズレベルで単位時間あたりの変化量の標準偏差、 n_s はウェイトを無次元化するための任意の定数で、例えば、全観測点のノイズレベルの平均値などを取ればよい。このような規格化を行うことにより、複数の観測点のひずみデータをスタッキングした場合、個々の観測データのノイズが互いに無関係であれば、ノイズの打ち消し合いの効果が得られるはずである。

このとき、プレート境界のある場所 j で発生したすべりを検知するためのスタッキング波形 $A_j(t)$ は以下の式で表される。

$$A_j(t) = \sum_{i=1}^m Y_i(t) c_{ij} \quad (2)$$

ここで $Y_i(t)$ は観測点 i における時系列変化、 c_{ij} はスタッキングする際に乗ずる係数（以下、スタッキング係数）で、あらかじめ理論計算しておいた観測点 i におけるひずみ変化の極性 pol_{ij} とウェイト w_i の積で表される。

$$c_{ij} = pol_{ij} w_i = pol_{ij} n_s / n_i \quad (3)$$

(2) 式は、ノイズレベルで規格化した各観測点のデータを、ひずみ変化の極性を同じにしてスタッキングするこ

Table 1. Sensor type and sensor direction for the multi-component type.

Station ID	Station Name	Sensor Type	Sensor Direction
GMG	Gamagoori Kiyota	Volumetric	
YKK	Hamamatu Yokokawa	Volumetric	
SMD	Shimada Kawane	Volumetric	
OYM	Omaezaki Ooyama	Volumetric	
HNK	Fujieda Hanakura	Volumetric	
IZK	Izu Koshimoda	Volumetric	
HGI	Higashiizu Naramoto	Volumetric	
SKR	Omaezaki Sakura	Volumetric	
MKN	Makinohara Sakabe	Volumetric	
ATM	Atami Shimotaga	Volumetric	
MNI	Minamiiizu Iruma	Volumetric	
FKE	Tahara Fukue	Volumetric	
TNB(1-4)	Kakegawa Tonbe(1-4)	Multi	177, 87, 42, 132
SKM(1-4)	Hamamatsu Sakuma(1-4)	Multi	135, 45, 0, 90
MYG(1-4)	Hamamatsu Miyaguchi(1-4)	Multi	4, 94, 229, 139
HRN(1-4)	Hamamatsu Haruno(1-4)	Multi	2, 92, 47, 137
HFK(1-4)	Kawanehonchou Higashifujikawa(1-4)	Multi	1, 136, 91, 46
OCA(1-8)	Shizuoka Ochiai(1-8)	Multi	252, 342, 27, 117, 252, 342, 27, 117
TTJ(1-8)	Kakegawa Takatenjin(1-8)	Multi	198, 288, 333, 63, 198, 288, 333, 63
IWK(1-8)	Urugi Iwakura(1-8)	Multi	209, 299, 344, 74, 209, 299, 344, 74
ASY(1-8)	Shinshiro Asaya(1-8)	Multi	165, 255, 300, 30, 165, 255, 300, 30
TKM(1-8)	Tahara Takamatsu(1-8)	Multi	65, 155, 200, 290, 65, 155, 200, 290

とを意味している。 m はスタッキングする波形の総数である。

この際の重要なポイントは、スタッキングするための観測点の選別方法である。

各観測点におけるひずみ波形 $Y_i(t)$ にはシグナル成分とノイズ成分が含まれていると考え、それぞれを $S_i(t)$, $N_i(t)$ とおくと、 $Y_i(t)$ は以下のように表すことができる。

$$Y_i(t) = S_i(t) + N_i(t) \quad (4)$$

(4) 式を (2) 式に代入すると、

$$A_j(t) = \sum S_i(t) c_{ij} + \sum N_i(t) c_{ij} \quad (5)$$

となる。このとき、 m 個のデータをスタッキングした波形 $A_j(t)$ に含まれるシグナルのノイズに対する比 SN_j (以下、グリッドポイント j での断層すべりに対する総合 SN 比、略して総合 SN 比と呼ぶ) は次のように表される。

$$SN_j(t) = \frac{\sum_{i=1}^m S_i(t) c_{ij}}{\sum_{i=1}^m N_i(t) c_{ij}} \quad (6)$$

ここでノイズ $N_i(t)$ の振幅と標準偏差は時間によって変わらず、また観測点間で相関がないとすると、 $SN_j(t)$ は以下の様に表される。

$$SN_j(t) = \frac{\sum_{i=1}^m S_i(t) \text{pol}_{ij} n_s / n_i}{n_s \sqrt{m}} = \frac{\sum_{i=1}^m S_i(t) \text{pol}_{ij} / n_i}{\sqrt{m}} \quad (7)$$

さて、問題は m の値をどう決めるかである。すべての観測点をスタッキングしてしまうと、シグナルが非常に小さく、ノイズレベルに埋まるような観測点も含まれることになる。そのようなデータを加えても総合 SN 比の向上は望めない。したがって、観測点の選別にあたって重要なことは、総合 SN 比が最も大きくなるような組合せを選び出すことである。本論文で提案するスタッキング法のエッセンスは、理論シグナル値をノイズレベルで規格化した値の大きな観測点から順に波形をスタッキングしていき、その都度、総合 SN 比を調べて、最も大きな総合 SN 比を与える組合せを選び出すことにある。なお、この手法において、スタッキングする観測点の順番や組み合わせは、どのグリッド点での断層すべりを想定するかによって変わってくる。

以下で、この手続きを、想定震源域内のフィリピン海プレート境界面上に想定した断層 (Fig. 5 の矩形) ですべりがあったとしたときを例にとりて説明する。

Fig. 4 には、ノイズレベルで規格化した理論シグナル値を棒グラフで示した。上から、その値の大きな順に並べている。またそれらを順番にスタッキングしていった

Fig. 3. Magnitude of the noise level of the data at each observation station.

場合の総合 SN 比の変化を折れ線グラフで示した。ノイズが観測点間で無相関であれば、 m 個の波形をスタッキングした場合のノイズレベルは、(7) 式に示すように $n_s \sqrt{m}$ となる。この場合のスタッキング数 m に対する総合 SN 比の変化は Fig. 4 の破線の様になる。しかし、実際のノイズには潮汐補正残差などの同相ノイズが含まれている場合があり、波形を足し合わせていったときに、必ずしも (7) 式の通りにはならない。このため、スタッキングする毎にスタッキング波形のノイズレベルを調べて、総合 SN 比の値を確認する必要がある。

まず、(6) 式の m を 2 とした場合を考える。分子のシグナル成分は、ノイズレベルで規格化した後の値が大きな上位 2 つの理論シグナル値の和である。分母のノイズ成分は、1 番目と 2 番目の観測点のスタッキング波形のノイズレベルであり、各観測点のノイズレベルを算出し

Fig. 4. An example demonstrating the stacking method. Bars represent amplitudes of the signal normalized by the noise level. A solid line shows change in the synthesized signal to noise ratio when stacked data is increased one by one. A white arrow indicates the optimum number of the station for the stacking. A broken line indicates the synthesized signal to noise ratio that is expected when the noise is white and not correlated to each other.

たときと同じ方法で調べた、スタッキング波形の 24 時間階差の標準偏差である。このノイズ成分に対するシグナル成分の比が、2 番目までスタッキングした時の総合 SN 比である。以降、スタッキングする波形を増やしていく毎に逐次、同様の方法で総合 SN 比を求めていく。

このように順次、波形をスタッキングしていったときの総合 SN 比の変化を示したのが Fig. 4 の実線である。最も SN 比が大きくなる組み合わせ（スタッキング数 m ）を採用するとすれば、この例では 22 番目（図中の矢印）までとなる。

なお、ここでは断層サイズを $15 \text{ km} \times 15 \text{ km}$ 、すべり

Fig. 5. A set of 106 grid points in the Tokai region which is used to watch occurrence of a slow slip event. A rectangle area shows the supposed fault plane put at the grid.

量を 0.6 cm とした場合 (M_w 5.0 相当) について総合 SN 比を求めている。すべり量の大きさに依って理論シグナル値の大きさや総合 SN 比の値は変わるものの、観測点毎のシグナルの大小関係は変わらないことから、最大の総合 SN 比を与える m はすべり量に依ることなく求めることができる。このような手続きを、プレート境界面上に設定したグリッド上のすべての断層に対して、予め行っておき、それぞれの断層についてスタッキングする観測点の組み合わせとその順番を求めておくことになる。なお、断層サイズを大きく変えると、後述の様に、最大の総合 SN 比を与える m が変わってくることもある。

上記の様な作業により、(2) 式で示すスタッキング波形 $A_j(t)$ を作成するために必要なパラメータ（スタッキング数 m の最適値とそれぞれの観測点データに対するスタッキング係数）が得られたことになる。

2.2 スタッキング波形を用いたゆっくりすべりのモニタリング

Fig. 5 に、東海地震の想定震源域及びその周辺でのゆっくりすべりの発生を捕捉するにあたって設定したグリッドの例を示す。ここでは、緯度、経度 0.15° 毎に 15 km $\times$ 15 km の断層を設定している。この設定した断層全てについて、2.1 節の方法により、スタッキングのためのパラメータを準備しておき、毎時得られる各観測点のデータを基に、(2) 式を用いて全グリッドにおけるスタッキング波形を作成し、モニタリングしていくことになる。スタッキングした波形の異常検出には、小林・松

森 (1999) が個別の観測点データについて行なった自動検出の方法を適用している。

本論で提案するスタッキング法は、小さな異常変化が現れた時点で、それを早期に、確実に検知することを目指すとしており、実際に異常が検出された場合には、すべり量やモーメント量などについて、別途、詳細な解析を行なう必要がある。ただし、スタッキング波形のモニタリングからだけでも、すべりの候補域や断層すべりのモーメント量の大きな見積もりを行なうことが出来る。

すべり位置については、スタッキング波形が大きな異常変化を示すグリッドがその候補となる。なお、本当はそこですべていないグリッドにソースがあったと想定してスタッキングした波形にも変化が現れる場合があるが、これについては第 5 章で考察する。

また、断層すべりのモーメント量については、以下に示すように、スタッキング波形の変化量からおおまかな推定が可能である。

あるグリッド j での断層すべりを仮定したときに、そのモーメント $M_o(cal)$ と、各観測点におけるひずみ変化量 $S_i(cal)$ とは比例する。すなわち

$$M_o(cal) \propto S_i(cal)$$

これから、各観測点のひずみ変化量にそれぞれのスタッキング係数を乗じて重ね合わせたスタッキング波形の変化量 $A_j(cal)$ ($=\sum S_i c_{ij}$) も、モーメント量と線形関係にあることがわかるので、スタッキング波形の変化量からモーメント量に換算する比例係数を k_j とおくと、

$$M_o(cal) = k_j A_j(cal) \quad (8)$$

となる。

ここで、観測されたスタッキング波形の変化量を $A_j(obs)$ とすると、モーメント量 $M_o(obs)$ は以下のように求められる。

$$\begin{aligned} M_o(obs) &= k_j A_j(obs) \\ &= M_o(cal) / A_j(cal) A_j(obs) \end{aligned} \quad (9)$$

なお、実際にすべった範囲は予め設定した候補断層面と必ずしも一致するわけではないので、推定されたモーメント量は概算値となる。ただし、スタッキング波形の振幅をひずみ量の単位 (strain) ではなく、モーメント (Nm) に換算して示すこともできるので、モニタリング上、容易にモーメント量あるいはそれに基づいて M_w を推定できることのメリットは大きいと考えられる。

2.3 模擬波形によるスタッキング

次に、ひずみ波形のスタッキングによって微小なシグナルが際立たせられるようになることを、模擬データを用いて示す (Fig. 6)。この例では、想定震源域内のフィリピン海プレート境界面上の断層 (Fig. 5 の矩形) で、図の最上段に示したような時間変化をする M_w 5.0 相当

のすべりが生じたと仮定した。以下の波形は、この場合に計算される各観測点でのひずみ変化量を、プレート境界すべりや大きな気象擾乱などのない期間のデータ(2011年10月30日~11月5日)に重ね合わせたものである。各観測点の変化が上向きとなるように必要に応じて極性を反転させ、SN比の大きなものから順に並べて表示してある。最下段はこれら15観測点のデータによるスタッキング波形で、振幅を2/5倍にして表示した。単独では上位5点程の観測点でわずかに変化していることが認められる程度であるが、スタッキングした波形は

Fig. 6. An illustration showing the effect of the stacking method. The top trace shows the waveform of an M_w 5.0 slow slip event that is supposed to occur at a point within the source region of the anticipated Tokai earthquake. The waveform at each station is the superposition of the signal generated by the slow slip and the noise that was observed in the period from October 30 through November 5, 2011. The bottom trace shows the stacked waveform where the actual amplitude is reduced to two fifths.

目視の範囲でもシグナルが現れていることが認識でき、SN比が大幅に改善されていることがわかる。改善の程度を評価する目安として、最良の観測点のSN比とスタッキング波形の総合SN比の比をとると、2.1となる。

§ 3. 前兆すべり検知への適用

スタッキング法を開発した目的は、固着域を含めたプレート境界でのゆっくりすべりの検出能力を高めることである。その有効性を確認するために、想定震源域とその周辺に設けた106のグリッド(Fig. 5)について、スタッキング波形の総合SN比と、最良の観測点のSN比との比較を行った。その結果、スタッキング波形の総合SN比は、Fig. 5に示した調査領域全体では平均で2.0倍、想定震源域と短期的SSE発生領域に限れば2.3倍に改善されており、より小さなすべりを検知出来ることが期待される。さらに、従来の小林・松森(1999)の方法で自動検知しようとする場合、最もSN比の良い1観測点だけではゆっくりすべり発生の確証は得られにくい他、複数観測点のデータを用いる中村・竹中(2004)などの方法ですべり位置や規模の情報を得ようとする際には、SN比の低い観測点の変化量を個別に読み取る必要があるため、ゆっくりすべりの早期検知という実用的な観点から見たとき、スタッキング法の効果は大きいといえる。

次にスタッキング法を用いたときのプレート境界すべりの検出限界について検討する。前兆すべりや短期的SSEのすべり始めの捕捉を目的としていることから、検出する24時間あたりのすべりの大きさを調べた。Fig. 7は、スタッキング波形の24時間変化量の総合SN比が2.0、もしくは3.0を超えときの M_w を検知限界とした場合に、各グリッドポイントでのすべりで検出する最小 M_w の分布を示したものである。総合SN比が2.0のシグナルを検知限界とした場合では、 M_w 5.0のコンターが想定震源域の陸域とその西側の領域および、想定

Fig. 7. Spatial distribution of the smallest slow slip event (the lower limit of the moment magnitude) when a criterion is set that the synthesized signal to noise ratio is (a) 2.0 or (b) 3.0.

Fig. 8. Spatial distribution of the smallest slow slip event (the lower limit of the moment magnitude) when a criterion is set that the signal to noise ratio is 2.0 at (a) one, (b) two, and (c) three data. (d), (e), and (f) are the same as (a), (b), and (c) except that the signal to noise ratio is 3.0.

震源域の海域の大半をカバーしており、24時間に M_w 5.0 相当のプレート境界すべりがこの範囲で生じれば、それを検知できることがわかる (Fig. 7 (a)). 想定震源域内の陸から離れた領域についても、24時間あたり M_w 5.3 程度以上のすべりであれば検知可能である。総合 SN 比 3.0 を検知限界とした場合でも、想定震源域の半分以上で M_w 5.0、全域でも M_w 5.5 のすべりがあれば捕捉できることが見てとれる (Fig. 7 (b)).

比較のために、個別観測点での SN 比 2.0 もしくは 3.0 を検知基準とし、これを越える観測点数がそれぞれ 1 点、2 点、3 点の場合について、検知しうる最小 M_w の分布を Fig. 8 に示した。SN 比 2.0 を越える観測点が 1 点とした場合 (Fig. 8 (a)) でも、24 時間で M_w 5.0 相当のすべりを検知できる範囲は、スタッキング法の方がやや広いことが見てとれる。ここで注意すべきは、1 点だけの变化からではプレート境界すべりであるか否かの判断はできないことである。SN 比 2.0 を越える観測点が 2 点あるいは 3 点で検出されることを条件とした場合、スタッキング法との差はさらに大きくなる (Fig. 8 (b), (c)). SN 比 3.0 を検知基準とした場合の比較でも傾向は同じである (Fig. 8 (d)~(f)). SN 比 2.0 を超える観測点が 3 点もしくは 3.0 を超える観測点が 3 点の場合について、ス

タッキング法と比べると (Fig. 7 (a) と Fig. 8 (c), Fig. 7 (b) と Fig. 8 (f) の比較), 検知能力の向上は M_w 換算で、いずれも概ね 0.3 となる。

§ 4. 短期的 SSE の観測事例による検証

スタッキング法の有効性を示す事例として、東海地方において観測されている短期的 SSE についての解析結果を示す。

小林・他 (2006) は、気象庁による一元化カタログで低周波地震の震源が帯状に分布している長野県から愛知県にかけての領域を、A, B, C の 3 つの領域に分けている。ここでは C 領域を 2 つに分け、さらにそれらの北東隣と南西隣に 1 点ずつ加えた計 6 点にグリッドを設定した。各グリッドポイント (①~⑥) には 15 km × 15 km の断層を仮定した。Fig. 9 に、2011 年 7 月に観測された深部低周波地震の震央とともに、各グリッドポイントの断層矩形を示す。短期的 SSE が深部低周波地震の震源域で発生したとすると、それはグリッドポイントの④と⑤のところにあたる。またそのすべりの発生時期は低周波地震の時空間分布図 (Fig. 9 (c)) から、④では期間の前半 (7 月 26 日~28 日)、⑤では期間の後半 (7 月 29 日~31 日) であったと推測される。

Fig. 9. (a) Squares with numerals indicate a set of faults where a slow slip is supposed to occur. Circles represent epicenters of low-frequency earthquakes that occurred during the short-term slow slip event in July 2011. (b) Magnitude-time diagram of the low-frequency earthquakes, and (c) their time-space distribution projected to the direction A-B in the top map.

最初に、スタッキングによるSN比向上の効果を確認する。Fig. 10に、すべり場所を④あるいは⑤に仮定したときのスタッキング波形と、それぞれの場合のスタッキングに用いたオリジナル波形を示した。オリジナル波形の振幅は各観測点のノイズレベルで規格化し、さらにイベント発生前1週間のトレンドを基に、1次式でトレンド成分を補正している。ここにはSN比が大きなものについて表示した。なお最上段のスタッキング波形は振幅を2/5にしてある。

④においては、各観測点のデータでも7月27日から

29日にかけて、短期的SSEに伴うわずかなひずみ変化が見えているが(Fig. 10 (a)), スタッキング波形(最上段)では、その変化がより明瞭である。最もSN比が高い観測点と比べても、スタッキング波形のSN比は約2倍改善されている。また⑤では、7月29日から31日にかけて、各観測点で比較的是っきりとした変化が認められるが(Fig. 10 (b)), スタッキングした波形(最上段)ではその変化がもっとも明瞭となっている。④と同様、SN比の改善は約2倍である。なお、どちらの場合も、各観測点の変化の極性は、はっきりと目視で識別できるものについては、モデル計算から期待されるものと一致している。

早期検知に関するスタッキングの効果を見るために、短期的SSEの自動検知の基準を、ノイズレベルの2倍とした場合の検知日時を求め、スタッキング波形と各観測点の波形を比較してみた。その結果、個別で最も早い観測点での検知は27日23時であったのに対し、スタッキング波形では27日13時であるので、10時間早く検知出来たことになる。今回のイベントの直前に降雨があり、Fig. 10 (a)のスタッキング波形にやや右上がりのトレンドが見られるが、このトレンドを差し引いても、スタッキング波形での検知日時は27日17時で、個別観測点より6時間早く検知できる結果となった。

次に、各グリッドにすべりのソースがあったと仮定した時のスタッキング波形から得られる情報について述べる。Fig. 11は、①～⑥のそれぞれにすべりを仮定した時のスタッキング波形を示したものである。④と⑤の波形に大きな正の方向(向上き)への変化がみられることから、このグリッドですべりがあったことが推定される。また④と⑤のそれぞれのスタッキング波形を比べると、明瞭に変化している時期は④の方が早いので、短期的SSEは④から⑤へ移動したと推測される。これは低周波地震の発生場所が④の領域から⑤の領域に移っていること(Fig. 9 (c))と符合する。

しかし、ここで注意したいのは、低周波地震が発生していない③においても27日頃から若干の変化が見られること、また①、②、⑥では負の方向(下向き)の変化が現れていることである。これらは、実際には④あるいは⑤ですべりが生じたのに、①～③、⑥にすべりがあったと仮定してスタッキングしたときに現れる幻影である。このことについては、第5章で改めて考察する。

すべりの発生は、④では7月27日から29日(Fig. 11のperiod-1)、⑤では7月29日から31日(period-2)と見てとれ、それぞれのスタッキング波形の変化量の読み取り値から(9)式を用いてすべりのモーメント量を推定すると、④で 1.1×10^{17} Nm、また⑤では 2.0×10^{17} Nmと求

Fig. 10. Waveform at each observation station used in the stacking procedure and the stacked waveform (the top trace) when a slow slip event is supposed to occur at a grid point (a) 4 or (b) 5 in Fig. 9. Bars in the bottom line show number of low-frequency earthquakes.

まる。これを M_w に換算すると、それぞれ 5.3, 5.5 程度となる。気象庁 (2011b) は、中村・竹中 (2004) の方法を用い、7 月 26 から 29 日と 7 月 30 から 31 日の 2 期間のひずみ変化量から、それぞれのすべりの規模を M_w 5.3 および 5.4 と推定している。気象庁による解析とは期間の分け方が若干異なるものの、スタッキング波形の変化量から推定された M_w は両者でよく一致している。

Fig. 11. Stacked waveforms obtained by assuming that a slow slip occurs at grid points 1 to 6 for the case shown in Fig. 10. Bars in the bottom line show number of low-frequency events. Black and white bars in the right panel show amplitudes and polarities of the stacked waveform at each grid point, where black bars in the panel indicate that the source is actually located at grid point 4 (period-1) and at 5 (period-2).

§ 5. 考 察

本章では、スタッキング法を適用するにあたって考慮しておくべき注意点などについて考察する。

5.1 スタッキング波形によるすべり位置推定

すべり位置推定にあたって、観測網が十分でなかったり、観測点配置が偏っていたりすることによって、実際にはすべていないポイントにもソースがあるように見える場合がある。Fig. 11 に示した例は、第 4 章で調べた短期的 SSE の場合であるが、④、⑤でのすべりによって①～③、⑥にすべりを仮定してスタッキングした波形に見かけ上の変化が現れている。しかしこの例の場合でも、④もしくは⑤でのすべりに対して、他のグリッドですべりがあったと想定してスタッキングした波形 (①～③、⑥) にどのような変化が現れるかを予め調べておけば、そこで本当にすべりがあったかどうかの判断が可能である。

Fig. 11 の右端には、④あるいは⑤ですべりが生じた時に、他のグリッドでのスタッキング波形に現れる変化量 (モーメント換算) の相対比を棒グラフで示した。これを見ると Fig. 11 の事例において、period-1 (7/27～7/29) に見られている各グリッドでのスタッキング波形の変化の極性および変化量の大小関係は、④ですべりが

Fig. 12. Reduction of the amplitude of the stacked waveform when an incorrect source dimension is assumed. (a) A case that a source fault with 15km $\times$ 15km is assumed when the actual source dimension is 20km $\times$ 20km. (b) Same as (a) except that the actual source dimension is 30km $\times$ 30km.

あった場合と、また period-2 (7/29~7/31) は⑤ですべりがあった場合とそれぞれ、概ね整合している。これらのことから①~③、⑥の点について、そのスタッキング波形に見られる変化は、④および⑤におけるすべりの幻影であると判断することができる。なお、幻影が縮み方向（一方向）の変化を示すのは、そこですべりが生じたとした場合の極性を基にスタッキングしているからである。したがって、本来、そこですべりがあれば、スタッキング波形は必ず十方向の変化を示すはずで、一方向の変化が見られるということからして、直ちに、実際にはそこですべりはないと判断することもできる。

5.2 仮定する断層サイズについて

スタッキング波形に現れる異常変化は、仮定したすべり領域の位置や広がりを実際のすべり領域と一致した場合に最も大きくなると期待され、それらが異なっていた場合にはスタッキングする際の極性が反転して、SN 比の向上が期待できないこともありうる。このため、仮定した断層の広がり著しく異なる範囲ですべりが発生した場合の、スタッキング波形の変化量の違いを見積もっておくことが必要である。そこで Fig. 9 の各グリッド点に長さ幅が 15km の断層の他に、それぞれが 20km、30km の断層を仮定し、いずれも M_w 5.0 相当のすべりを与えた場合に観測されるスタッキング波形での変化量を計算した。各グリッドにおける 15km 四方の断層の場合の変化量に対する、20km 四方の断層での変化量の比を求め、その分布を示したものが Fig. 12a である。15km 四方を想定したスタッキング波形によるモニタリングで、実際には 20km 四方の断層がすべった場合、全体的に変化量は小さくなり、SN 比が 10~20% 程度低下することがわかる。同様に、Fig. 12b には 15km 四方の断層を想定したモニタリングで、30km 四方の断層がすべった場合の変化量の比を示した。この場合、違いはさ

らに大きくなり、想定震源域の北東端では、変化量が半分から 1/3 程度に低下するグリッドもある。このようなことから、実際に生じているすべりに応じた適切な断層モデル（広がり）を仮定しないと、スタッキングの効果は薄れることになる。

東海地域から四国地方の領域で観測されている短期的 SSE については、イベント発生毎に断層モデルが解析されている [例えば Hirose and Obara (2006), 産業技術総合研究所 (2012)]。これらの SSE の規模は M_w 5.5 ないし 6.0 程度だが、断層の広がり 20km~50km と、同規模の通常地震と比べて大きな値が推定されている。ただし、本手法の主目的はゆっくりすべりの早期検知であり、この観点からはイベント全体のすべり域をターゲットとする様な大きな断層を最初から設定しておくことは適当でなく、すべり始めの変化を捉えるために想定する断層の大きさとしては、10km ないし 15km 程度が適当と考えている。

しかし、本手法をゆっくりすべりの早期検知に、より広汎に活用するためには、予め数多くの断層モデルを設定しておくことが望ましい。そのためには、すべりの位置と広がりそれぞれについて複数の組み合わせでのスタッキング波形を準備しておく必要がある。

5.3 今後に向けて

本論では、ひずみ計データでのスタッキング法の有効性を示すにあたって、東海地域のフィリピン海プレート上面で発生するゆっくりすべりに適用した場合を考察した。しかし本手法はひずみ計のみならず、傾斜計や GNSS といった他種の観測データにも適用できると考えている。また東海地域や四国西部で発生している長期的 SSE、火山体における地殻変動検出など、異なる時間・空間スケールでの現象にも応用できると考えられる。

§6. ま と め

ボアホールタイプのひずみ計の多点の波形データをスタッキングすることによって SN 比を大きくし、プレート境界面上で発生するすべりの検知能力を向上させる手法を開発した。

本手法のポイントは、次の通りである。まず、プレート境界面上にすべりを仮定し、各観測点でのひずみ変化を計算する。反対の極性の変化が生じる観測点についてはデータの極性を反転させ、全ての観測点での変化の極性を合わせる。SN 比の大きな観測点から順に波形をスタッキングし、その総合 SN 比が極大となる組合せ（観測点数）を選び出す。

本論では、このスタッキング法を、東海地震の想定震源域周辺でのフィリピン海プレート上面でのすべりの検出に適用して、検知能力が以下のように改善されることを示した。

- SN 比は 2.3 倍に向上する

- 24 時間あたりの変化量が M_w 換算で 5.0 より小さなプレートすべりが検出可能となる

- 従来の手法に比べ、 M_w 換算で 0.3 程度改善される

また本手法では、波形の変化量のモニタリングにより、すべり位置や規模について、その概要を容易に推定することが可能である。

本手法はひずみ計データに限らず、傾斜計や GPS データを用いた解析にも適用できると考えており、より多くの観測データを用いるなら検知能力はさらに向上するはずである。また、検出対象として、長期的 SSE や火山体での変動源推定などにも応用できると考えている。

謝 辞

本稿をまとめるにあたり、温泉地学研究所長の吉田明夫氏には多大なご指導をいただきました。査読者の板場智史氏およびもう一人の匿名の査読者、編集委員である安藤亮輔氏には有益なご助言をいただきました。また国土地理院の木村久夫氏、気象庁の長谷川浩氏にはデータ解析にあたり、ご助力をいただきました。ここに記して感謝申し上げます。一部の図の作成には GMT [Wessel and Smith (1998)] を使用しています。

文 献

Heki, K. and S. Miyazaki, 2001, Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2313–2316.
 Hirose, F., J. Nakajima, and A. Hasegawa, 2008, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, *J. Geo-*

phys. Res., **113**, B09315, doi:10.1029/2007JB005274.
 Hirose, H. and K. Obara, 2006, Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L17311, doi:10.1029/2006GL026579.
 檜皮久義・佐藤 馨・二瓶信一・福留篤男・竹内 新・古屋逸夫, 1983, 埋込式体積歪計の気圧補正, *験震時報*, **47**, 91–111.
 石垣祐三, 1995, 埋込式体積歪データの精密補正及び異常識別について, *験震時報*, **59**, 7–29.
 石黒真木夫・佐藤忠弘・田村良明・大江昌嗣, 1984, 地球潮汐データ解析—プログラム BAYTAP-G の紹介—, *統計数理研究所彙報*, **32**, 71–85.
 板場智史・松本則夫・北川有一・小泉尚嗣・木村武志・木村尚紀・廣瀬 仁・針生義勝, 2011, 歪・傾斜統合解析による短期的 SSE 断層モデルの推定, *日本地震学会予稿集*, C31-05.
 上垣内 修・東田進也, 2006, 気象庁の東海地震短期直前予知戦略と新たな情報体系, *地震 2*, **59**, 61–67.
 上垣内 修・内藤宏人・山本剛靖・吉川澄夫・小久保一哉・宮岡一樹, 1999, 気象庁石井式歪計の応答特性解析, *日本地震学会予稿集*, B72.
 加藤尚之・平澤朋郎, 1996, 仮想東海地震に先行する非地震性すべりと地殻変動の予測, *月刊地球号外*, **14**, 126–132.
 気象庁, 2010, 歪計による短期的スロースリップイベントの検知について, *地震予知連絡会報*, **84**, 560–564.
 気象庁, 2011a, 「東海地震に関連する情報」が新しくなります, 気象庁報道発表資料, 平成 23 年 3 月 24 日.
 気象庁, 2011b, 7 月 26 日頃からの愛知県における深部低周波地震活動に伴うひずみ変化, 第 304 回地震防災対策強化地域判定会資料,
 小林昭夫・松森敏幸, 1999, 埋込式体積歪計のノイズレベル調査及び異常監視処理, *験震時報*, **62**, 17–41.
 Kobayashi, A., A. Yoshida, T. Yamamoto, and H. Takayama, 2005, Slow slip in the focal region of the anticipated Tokai earthquake following the seismo-volcanic event in the northern Izu Islands in 2000, *Earth Planets Space*, **57**, 507–513.
 小林昭夫・山本剛靖・中村浩二・木村一洋, 2006, 歪計により観測された東海地域の短期的スロースリップ (1984–2005 年), *地震 2*, **59**, 19–27.
 Kuroki, H., H. Itoh, and A. Yoshida, 2002, A three-dimensional simulation of crustal deformation accompanied by subduction in the Tokai region, central Japan, *Phys. Earth Planets. Int.*, **132**, 39–58.
 宮岡一樹, 2011, 多成分歪計の地磁気補正, *験震時報*, **74**, 29–34.
 中村浩二・竹中 順, 2004, 東海地方のプレート間すべり推定ツールの開発, *験震時報*, **68**, 25–35.
 布村明彦・横田 崇, 2003, より明らかになった想定東海地震の姿, *月刊地球号外*, **41**, 166–176.
 Obara, K., 2002, Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, **296**, 1679–1681.
 Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*,

- 82**, 1018-1040.
- Ozawa, S., M. Murakami, M. Kaidzu, T. Tada, T. Sagiya, Y. Hatanaka, H. Yarai, and T. Nishimura, 2002, Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan, *Science*, **298**, 1009-1012.
- 産業技術総合研究所, 2012, 紀伊半島～四国の歪・傾斜・地下水観測結果 (2011 年 5 月～2011 年 10 月), 地震予知連絡会会報, **87**, 399-418.
- 末廣重二, 1979, 地殻変動連続観測と埋込式歪計 (I), 測候時報, **46**, 9-25.
- 水藤 尚・小沢慎三郎, 2009, 東海地方の非定常地殻変動—東海スロースリップと 2004 年紀伊半島南東沖の地震の余効変動, 地震 2, **61**, 113-135.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, 1998, New improved version of the Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- 吉田明夫, 2001, 東海地震の予知を目指して, 地学雑誌, **110**, 784-807.