

短期的スロースリップイベント発生源モデルの再考： 歪の空間分布による非断層すべり成分の検出可能性

光井能麻・浅井康広(東濃地震科学研究所)、板場智史・松本則夫(産業技術総合研究所)

1. はじめに

沈み込み帯で検出される各種スロー地震は、通常の地震と同様に地殻中の断層運動としてモデル化されている。しかし、これらがスローかつ非定常な現象となる物理的メカニズムは不明である。

一方、断層の破壊強度の知見から、深部スロー地震発生源は温度-圧力条件の深さ依存に伴う脆性-延性遷移域であると示唆されている。脆性破壊から延性破壊(延性流動)への遷移に伴い、プレート境界岩における塑性変形の増加が予想される。一般的に塑性変形は、3次元の偏差応力に対するひずみとして生じるため、平面で生じる断層すべりと異なる変形成分をもつ可能性がある。この場合、断層すべりで近似できない塑性変形は主に、断層すべり面に対して法線方向の変形成分として検出され得る。この考えに基づき光井・伊藤(2019)は、長期的スロースリップイベント(L-SSE)の一つである2001年東海SSEの震源モデルを推定し、断層すべりに加えて法線方向への伸張変形が生じている可能性を示す結果を得た。

上記研究で示唆された非断層すべり成分が深部スロー地震発生源に共通する変形成分として存在するならば、短期的スロースリップイベント(S-SSE)発生源でも存在しうる。そのため本研究では東海地域を主な研究領域として、S-SSE発生源モデルを再推定する手法をモデル計算および観測データの両面から検討する。

2. S-SSE 発生源モデル推定手法ならびに、観測点配置の検討

東海地域をはじめとして、南海トラフ沿いで発生する深部 S-SSE は多数報告されている(例えば産総研・防災科研, 2018)。これらの検出に用いる発生源モデルは、いずれも矩形断層モデル(Okada, 1992)を採用し、すべり量をはじめとする断層パラメタを観測データから推定する。観測データは歪計、傾斜計、地下水圧等が用いられ、深部低周波微動震源付近の観測点における歪や傾斜の一次トレンド変化を説明する断層モデルを推定する。

S-SSE 発生源の再推定によって非断層すべり成分の存在可能性を検討するには、断層すべりのみを仮定した従来の推定結果との比較が必要である。そのため、従来の推定手法に加えて、断層面に対して法線方向の変形(伸張もしくは圧縮)1成分のみをあらたな断層パラメタとして追加し、それ以外は従来と同様の手法を用いる。これにより、AIC(Akaike, 1974)等による両手法の推定結果の比較が可能となる。

なお、この再推定では S-SSE 発生源に対する観測点配置が重要となる。例えば、前項で述べた東海 SSE 発生源モデルの再推定(光井・伊藤, 2019)では、断層面に対してすべり角の方向(東海 SSE の場合は南東方向)に位置する観測点においては、断層面に対して法線方向への伸張変形の有無による地表変位の差は見られなかった一方、逆方向(北西方向)の観測点では上下成分を主として地表変位に顕著な差がみられた。

東海地域における深部 S-SSE の震源モデル推定に使用された観測点は、いずれも断層面に対してすべり角の方向(沿岸側)に位置する。したがって、従来のデータに加えて、S-SSE 発生源の内陸側に位置する東濃地震科学研究所(TRIES)所有の地殻活動総合観測点(岐阜県瑞浪市・土岐市)の歪計・応力計データを併用することで、S-SSE 発生源における非断層すべり成分の有無を議論できる。

3. モデル計算による、歪変化の空間分布の検討

観測データを用いた S-SSE 発生源モデル推定を行う前の予備研究として、過去の S-SSE で推定された断層モデルを用いて TRIES 観測点における歪変化量を計算した。さらに比較対象として、推定されたすべり量の一部を法線方向への伸長として与え、発生源における変位成分が2成分存在すると仮定した場合に、各観測点における水平歪の変化量がどのように変わるか計算した。

例として2017年11月26-27日に発生したS-SSEについて、震源モデルの変位成分(断層すべり成分:法線方向への伸張)を1.0:0.0(産総研・防災科研、2018)、0.8:0.2、0.5:0.5、0.0:1.0の4通り与えた。これらの各震源モデルに対する歪変化を、従来の解析で使用されている観測点ならびに、新たに併用するTRIES観測点について計算した。

その結果、断層面に対して内陸側に位置するTRIES観測点(図1(a)-(d)の赤点線内)は、法線方向への伸張成分が増加するにつれて内陸側の観測点で圧縮歪が増加し、それに伴って主歪の変化の方向が時計回りに回転する等の顕著な違いが見られた。一方、断層面に対して沿岸側に位置する観測点では主歪の方向に顕著な差は見られなかったものの、歪の変化量に差が見受けられた。

これらの主歪の変化の方向とS-SSE発生源における変形成分の対応は次の通りである。まず、断層すべり成分に対しては、断層直上を除いたどの観測点においても、概ねすべり角の方向に並行な成分に収縮し、すべり角の方向と直交する成分に伸張する(図1a)。一方、断層面に対して法線方向の変位(本研究では伸張)に対しては、断層から放射状に収縮場、その直交成分に伸張場を生じる(図1d)。これらの結果から、内陸側の観測データの併用で、より適切な震源モデルが得られる可能性が示唆される。

4. TRIES 歪計・応力計で観測された S-SSE に伴う歪変化

次に、発生源モデルの推定に使用予定である TRIES の歪計(BYB:屏風山、TGR165:戸狩165m)・応力計(TOS:陶史の森、SBS105:正馬様 105m)の計4観測点のデータについて、電圧値から歪値への換算を行い、これらを用いてS-SSEに伴う歪変化を算出した。これらの時系列データを図2に示す。これらのデータからBAYTAP-Gにより気圧応答成分、潮汐成分、およびホワイトノイズ成分を取り除き、2017年11月5日から11月14日のデータを用いて1次トレンドを除去した値を用いて、11月26日から27日(図2中の赤枠内)における歪変化を計算した(図3a)。これらの歪変化に対して理論潮汐歪を用いたキャリブレーション(付録参照)を実施した結果を図3bに示す。図3a,bの比較により、キャリブレーションによってBYB、TGR165は歪変化の算出値が減少、TOS、SBS105は増加していることが分かる。これらの違いは歪計と応力計の違いに起因する可能性がある。なお、これらの結果は各観測点におけるキャリブレーション行列の精度にも依存する。ま

ず、BYB 観測点はキャリブレーション行列の精度が高く(付録参照)、モデルによる計算値(図 1)とも整合的である。そのため、図 3c に示すように、他の観測点とともに観測データとして用いることで、より良い S-SSE 発生源モデルの推定が期待される。一方、その他の観測点については剪断歪のキャリブレーション精度が低いため、観測結果(図 3a)をモデル推定に使用する上で更なる検討が必要である。例えば、応力計については歪計とは異なる方法でキャリブレーションを行うなどの検討事項が挙げられる。

謝辞

本研究の実施にあたり、気象庁および静岡県 の多成分歪計の記録ならびに気象庁によるキャリブレーション係数を使用しました。ここに記して感謝します。

付録. 理論潮汐歪を用いたキャリブレーションならびにその信頼性

TRIES 各観測点の歪データ(図 2)に対して、理論潮汐歪を用いたキャリブレーション(Matsumoto et al., 2010)を実施した。各観測点における各成分の歪変化の観測値に対するキャリブレーション行列 \mathbf{C} を表1に示す。ここで、行列 \mathbf{C} は観測値(e_1, e_2, e_3, e_4)に対して下記の通り作用し、東西・南北方向を基準とした面積歪・剪断歪を算出する。

$$\begin{pmatrix} \varepsilon^F \\ \varepsilon^A \\ \varepsilon^F \\ \varepsilon^D \\ \varepsilon^F \\ \varepsilon^S \end{pmatrix} = \mathbf{C} \begin{pmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ e_4 \end{pmatrix}, \quad \text{ここで} \quad \begin{pmatrix} \varepsilon^F \\ \varepsilon^A \\ \varepsilon^F \\ \varepsilon^D \\ \varepsilon^F \\ \varepsilon^S \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \text{面積歪} \\ \text{純粋剪断歪} \\ \text{工学剪断歪} \end{pmatrix} \quad (1)$$

これらの算出値から東西・南北方向の伸長歪($\varepsilon_{xx}^F, \varepsilon_{yy}^F$)ならびに単純剪断歪 ε_{xy}^F はそれぞれ

$$\varepsilon_{xx}^F = (\varepsilon_A^F + \varepsilon_D^F)/2, \quad \varepsilon_{yy}^F = (\varepsilon_A^F - \varepsilon_D^F)/2, \quad \varepsilon_{xy}^F = \varepsilon_S^F/2$$

と計算される。なお、TGR165 における行列 \mathbf{C} の成分は観測値(e_1, e_2, e_3)に対する 3 行 3 列となる。

また、キャリブレーション行列 \mathbf{C} の信頼性は、観測値(e_1, e_2, e_3, e_4)から直接換算した面積歪 ε_A^I 、純粋剪断歪 ε_D^I 、工学剪断歪 ε_S^I の値と、式(1)で算出した値の関係を示すカップリング行列 \mathbf{K} の成分

$$\begin{pmatrix} \varepsilon^I \\ \varepsilon^A \\ \varepsilon^I \\ \varepsilon^D \\ \varepsilon^I \\ \varepsilon^S \end{pmatrix} = \mathbf{K} \begin{pmatrix} \varepsilon^F \\ \varepsilon^A \\ \varepsilon^F \\ \varepsilon^D \\ \varepsilon^F \\ \varepsilon^S \end{pmatrix}, \quad \mathbf{K} = \begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{pmatrix} \quad (2)$$

で表される(Hart et al., 1996)。表2に各観測点における行列 \mathbf{K} を示す。行列 \mathbf{K} の成分のうち、対角成分は面積歪、純粋剪断歪、工学剪断歪の等方的なカップリングを表し、非対角成分はそれぞれの歪の異方的なカップリングを表す。Gladwin and Hart(1985) や Roeloffs(2010)によると岩石・

セメント・歪計の筐体の物性を考慮すると $k_{11} = 1.5, k_{22} = k_{33} = 3$ 、非対角成分は0であることが等方的なカップリングの典型的な値とされている。TOS 観測点では工学剪断歪に対する感度が低く、非対角成分の値とあまり変わらないため、工学剪断歪のキャリブレーションの信頼性が低い。BYB 観測点では非対角成分の値が若干大きい、対角成分の値が典型的な値に近くキャリブレーションの信頼性が高い。SBS105 観測点では純粋剪断歪、工学剪断歪のカップリング係数が小さいかマイナスであるため、それらの信頼性が低い。TGR165 観測点では、非対角成分の値が若干大きく工学剪断歪のカップリング係数が小さいが、他の対角成分の値が典型的な値に近くキャリブレーションの信頼性は比較的高い。

TOS	0.4948	0.7405	0.8203	0.4115	BYB	0.3390	0.0237	0.4040	0.3560
	1.4479	-0.7820	-1.1473	0.5777		0.1810	-0.3550	0.3760	-0.0542
	5.3786	-2.9545	-0.4666	-1.1630		-0.0828	0.4330	0.0984	-0.2370
SBS105	0.4580	0.3440	0.8770	0.7370	TGR165	0.7460	1.0200	0.1560	
	-10.0000	-6.6000	5.1400	10.5000		-0.4450	0.4500	0.0601	
	17.9000	15.2000	-10.7000	-20.4000		-0.0345	1.4700	-0.7520	

表1. TRIES 各観測点における各成分の歪変化の観測値に対する、理論潮汐歪を用いて計算したキャリブレーション行列 **C**。

TOS	0.8120	0.1820	-0.0249	BYB	1.7600	-0.5730	0.4850
	0.0519	1.0500	-0.2890		-0.5200	3.2100	0.5260
	-0.0715	0.1080	0.2090		-0.6750	0.5910	3.1700
SBS105	0.8360	0.0323	0.0058	TGR165	1.2289	0.6062	-0.5825
	0.1090	0.4150	0.0660		0.2288	3.3370	-0.9614
	0.1830	-0.9840	-0.6740		-0.4102	0.0492	1.1504

表2. TRIES 各観測点におけるカップリング行列 **K**。

参考文献

Akaike, H. (1974) A new look at the statistical model identifications. IEEE Trans Autom Control Ac-19, 716–723.

Gladwin, M.T. & Hart, R., 1985. Design Parameters for Borehole Strain Instrumentation, Pure and Applied Geophysics, 123, 59 - 80.

Hart, R.H.G., Gladwin, M.T., Gwyther, R.L., Agnew, D.C. & Wyatt, F.K., 1996. Tidal calibration of borehole strain meters: Removing the effects of small-scale inhomogeneity, Journal of Geophysical Research, 101, 25553-25571.

Matsumoto, N., O. Kamigaichi, Y. Kitagawa, S. Itaba, and N. Koizumi (2010), In-situ Calibration of Borehole Strainmeter Using Green's Functions for Surface Point Load at a Depth of Deployment, *Eos, Trans. AGU*, Abstract G11A-0626.

光井能麻・伊藤武男(2019)長期的 SSE 発生域における非断層すべり成分の存在可能性および、その巨大地震発生準備過程との関係性、日本地球惑星科学連合 2019 年大会予稿集、SSS16-P18.

Okada, Y. (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040.

Roeloffs, E., 2010. Tidal calibration of Plate Boundary Observatory borehole strainmeters: Roles of vertical and shear coupling, *Journal of Geophysical Research*, 115.

産業技術総合研究所・防災科学技術研究所(2018)東海・紀伊半島・四国における短期的スロースリップイベント(2017年11月～2018年4月)、地震予知連絡会会報、第100巻、165-182.

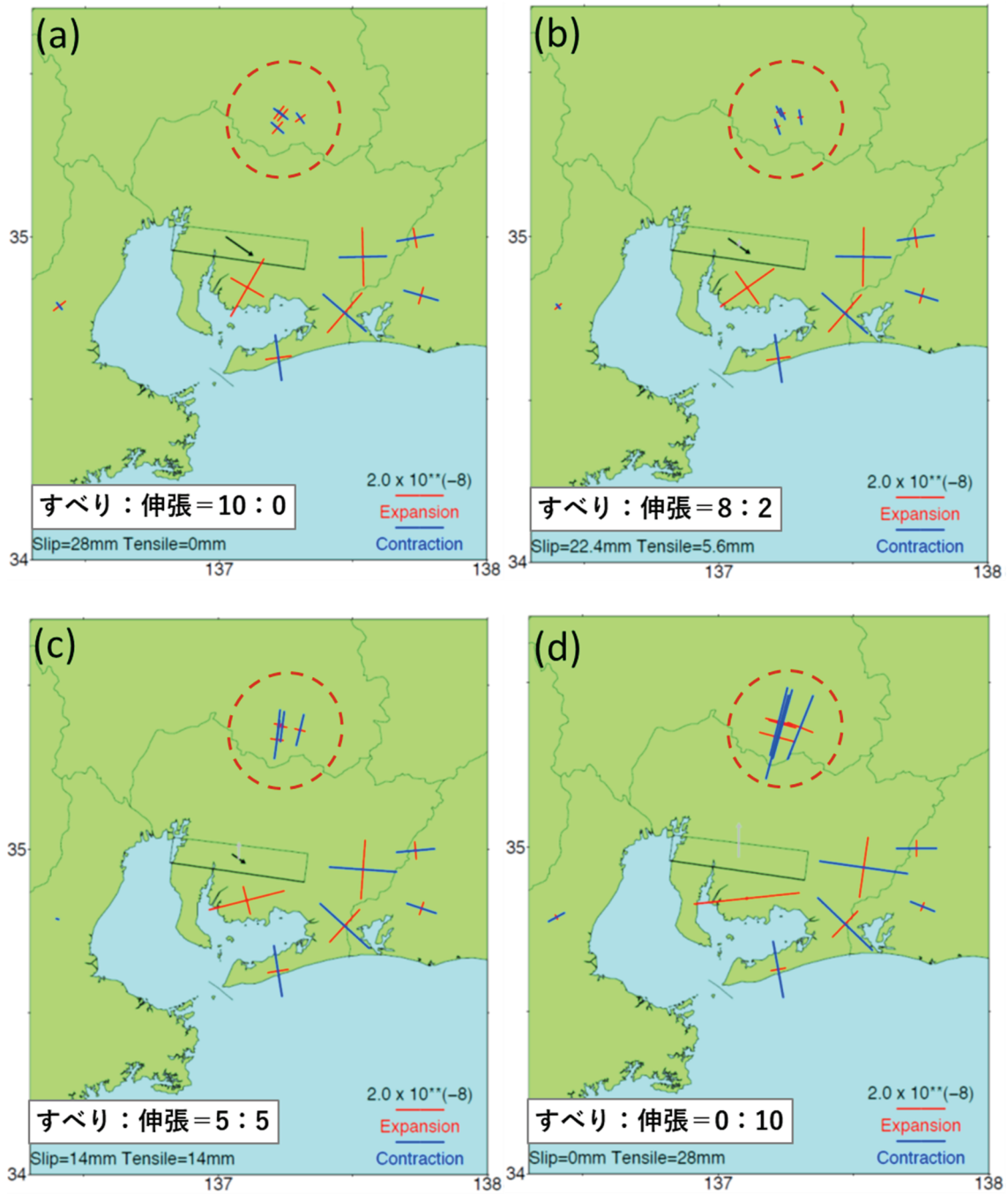


図1. 2017年11月26-27日のS-SSE発生源の断層モデルに対する各歪観測点における歪変化量の計算値。各図中、赤点線内はTRIES観測点を示す。(a)産総研・防災科研(2018)の推定モデルに対する計算値。(b)-(d) (a)の推定モデルにおける断層すべり量(矩形断層内の黒矢印)の一部を法線方向への伸長(灰色矢印)として与え、発生源の変位が2成分存在すると仮定した場合の計算値。断層すべり量と法線方向への伸張量の比は、それぞれ(b)0.8:0.2、(c) 0.5:0.5、(d) 0.0:1.0である。

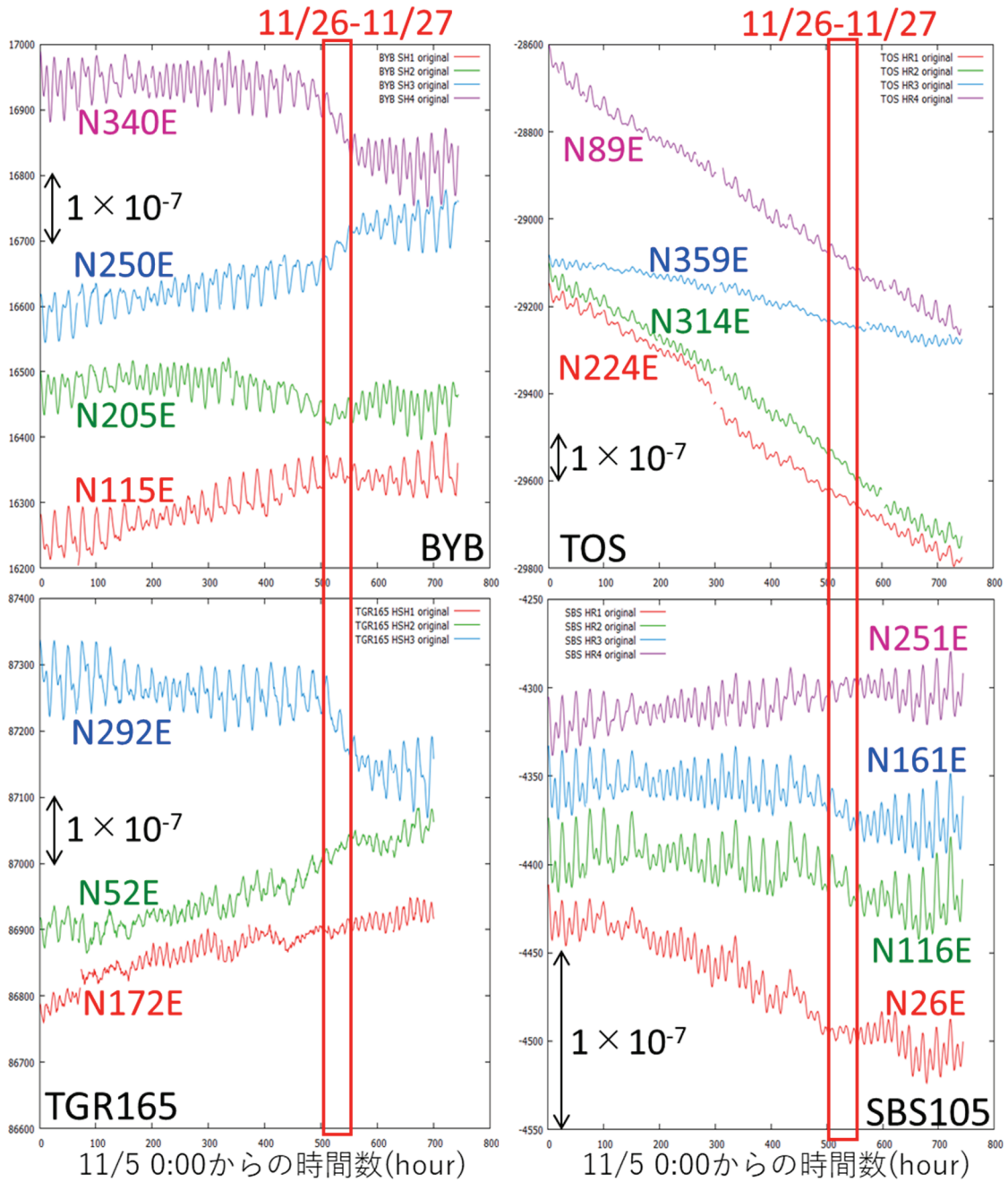


図 2. TRIES の歪計 (BYB : 屏風山、TGR165 : 戸狩) ならびに応力計 (TOS : 陶史の森、SBS : 正馬様) の計 4 観測点における各成分の歪の時系列データ。なお、歪計・応力計ともに、電圧値から歪値に換算して図示している。図 1 で使用した S-SSE 発生源モデルの対象期間 (2017/11/26-27) を赤枠で示している。

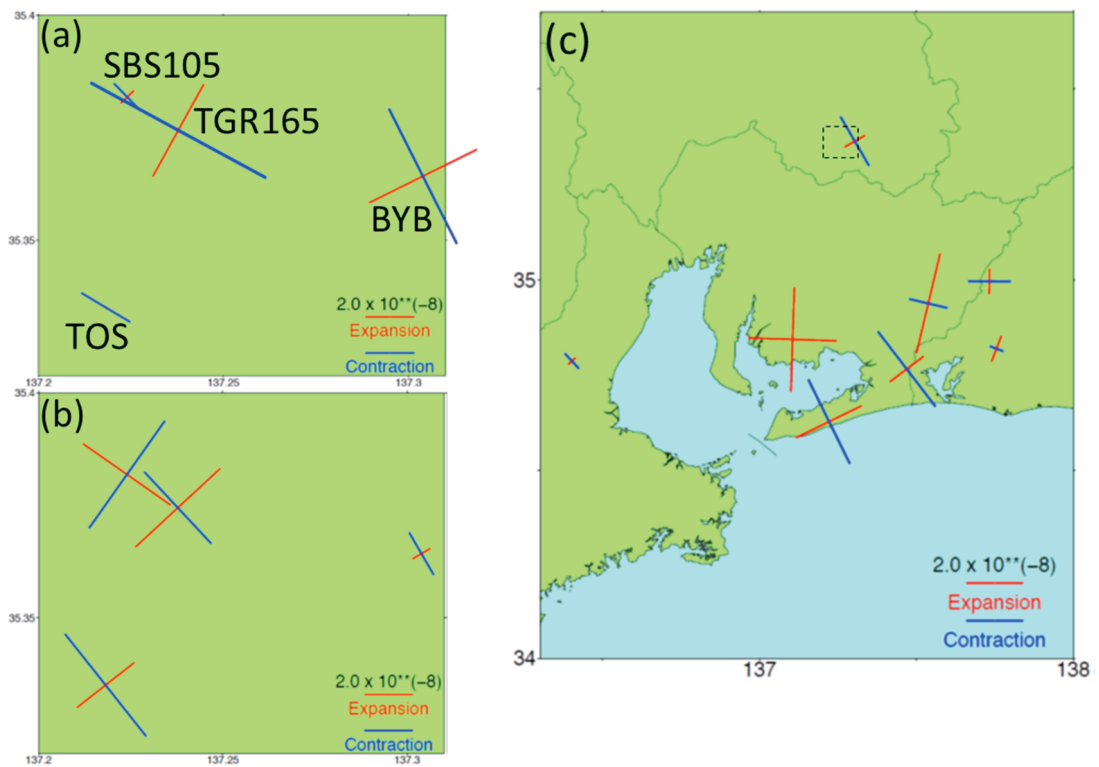


図3. (a) 図2赤枠で示した対象期間における TRIES 観測点の主歪の変化（理論潮汐歪を用いたキャリブレーションの実施前）。伸張歪を赤、圧縮歪を青で表示している。(b) (a)で示した主歪の変化に理論潮汐歪を用いたキャリブレーションを実施した結果。(c) BYB 観測点ならびに従来のモデル推定（産総研・防災科研、2018）に用いられた歪観測点において観測された歪変化（キャリブレーション実施済）。点線で囲んだ領域は(a)および(b)の表示範囲を示す。