

長期的スロースリップイベント時に上昇する豊後水道の深部微動の潮汐相関

#弘瀬冬樹¹・小林昭夫²

¹ 気象研究所地震津波研究部

² 気象庁長野地方気象台

要旨

西南日本の南海トラフ沿いの豊後水道では、巨大地震発生層の深部縁で、継続時間半年～1年程度、 M_w 6–7 程度の長期的スロースリップイベント（LSSE）が数年間隔で繰り返し、それに同期して深部縁で深部微動が活発化している。数日間の短期的スロースリップイベント中の微動の潮汐応答についての調査は多いが、微動の潮汐相関の年オーダーの時間変化に着目した研究は知らない。そこで本研究では、豊後水道における深部微動と潮汐との相関の長期的な時間変化を調査した。その結果、LSSE 域の深部縁（領域 Ba）の微動は、潮汐せん断応力または見かけの摩擦係数が非常に小さなクーロン破壊応力と有意な相関を持ち、断層すべりを促進する方向に作用する潮汐応力値が大きいほど発生しやすいことがわかった。さらに、潮汐感度は LSSE 発生期で相対的に高く、それ以外の期間では低いことも判明した。LSSE 域は領域 Ba を概ね含んでいるため、LSSE 期の領域 Ba の断層カップリングはそれ以外の期間に比べて間違いなく小さい。このように低摩擦状態下にあるため、lithostatic な応力よりも遥かに小さな潮汐応力ですら深部微動の発生に影響を与え、LSSE 期の潮汐感度がそれ以外の期間よりも高くなると考えられる。

キーワード

潮汐、深部微動、長期的スロースリップ、豊後水道

キーポイント

- 豊後水道における深部微動と潮汐との相関の長期的な時間変化を調査した。
- LSSE 域の深部縁の微動は、潮汐せん断応力または見かけの摩擦係数が非常に小さなクーロン応力と有意な相関を持ち、潮汐値の絶対値が大きいほど発生しやすい（または抑制されやすい）。
- 潮汐感度は LSSE 期で高く、それ以外の期間では低い。

1. はじめに

過去約 30 年間に、環太平洋の多くの地域でスロー地震が検出されてきた [Obara & Kato 2016]。スロー地震は、数か月～数年程度の継続期間を持つ長期的スロースリップイベント（LSSE）、数日～1週間程度の継続期間を持つ短期的スロースリップイベント（SSSE）、数 Hz の卓越周波数を持つ微動（tectonic tremor (TT)）や低周波地震などで特

徴付けられる。TT と SSSE はしばしば同期するため、両者を合わせて ETS とも呼ばれる [Rogers & Dragert 2003]。

多くの先行研究から、TT は潮汐せん断応力（または摩擦係数が非常に小さなクーロン応力）と高い相関関係を示す傾向にあることが指摘されている [例えば, Thomas et al. 2009; Houston 2015]。このとき、TT は潮汐応力の位相（特に半日周）[例えば, Ide 2010, 2012; Katakami et al. 2017] and/or 振幅 [例えば, Lambert et al. 2009; Houston 2015; Ide et al. 2015] に影響を受けている。そして、lithostatic な応力よりも遥かに小さな潮汐応力が TT の発生に影響を与えていることから、TT 発生域の断層は非常に弱化（低摩擦化）していると解釈されている [例えば, Rubinstein et al. 2008; Thomas et al. 2009; Houston 2015]。このことは、TT の潮汐相関によってプレート境界の固着状態を把握できる可能性を示唆している。数日間の ETS 中の TT の潮汐応答についての調査は多い。しかしながら、TT の潮汐相関の年オーダーの時間変化に着目した研究は知らない。

西南日本では、大陸プレートの下にフィリピン海プレートが南海トラフから沈み込んでおり、 M 8–9 クラスの巨大地震が約 100 年間隔で発生している [地震調査研究推進本部地震調査委員会 2013]。南海トラフ沿いの豊後水道 (Fig. 1) では、巨大地震発生層の深部縁で、継続時間半年～1 年程度、 M_w 6–7 程度の LSSE が数年間隔で繰り返し [例えば, Kobayashi 2017; Ozawa 2017; Takagi et al. 2019]、それに同期して TT が活発化している [Hirose et al. 2010]。以降、地震発生層の深部縁で発生する TT を deep tectonic tremor (DTT) と呼ぶ。DTT は概ね深さ 30 km の等深線に沿って帯状に分布している [Obara 2002, 2010] (Fig. 1a)。 M_w 5–6 程度の SSSE が DTT 域に時空間的にしばしば同期して発生している [Obara 2010] (Fig. 1a)。本研究では、豊後水道における DTT と潮汐との相関の長期的な時間変化を調査した。

2. データ

2.1. DTT の特徴

本研究では、エンベロープ相関法で検出された防災科研 DTT カタログ [Maeda & Obara 2009; Obara et al. 2010, https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/tremor/auto_hypo_catalog] を用いた。この DTT カタログは、長期間にわたって同手法で客観的に検出されたデータからなるため、本研究の目的である「DTT と潮汐との相関の長期的な時間変化を調査する」のに適している。解析に用いたデータは、2001 年 1 月 1 日～2023 年 10 月 31 日に豊後水道の領域 Ba と Bb 内で発生した DTT である（それぞれ 2091 個と 2659 個）

(Fig. 1b)。領域 Ba と Bb は、Obara et al. [2010] による領域分けに準拠した。彼らは微動分布の dip 方向の二峰性の特徴に基づいて領域分けした。領域 Ba 内の DTT は LSSE に同期して増加する (Fig. 2)。特に、GNSS 点 950449–940079 間（位置については Fig. 1a 参照）の基線長変化が急激な 4 期間（ピンク期間）中に DTT の回数の増加が顕著である。一方、領域 Bb 内の DTT は定常的に発生している。2019 年頃から発生頻度が増加しているが、微動ではなく人工的なノイズを捉えている可能性が指摘されている [防

【[災科研 2019](#)】 ため、本研究では深くは触れないが、2019 年頃からの増加分は主に領域 Bb の南西のクラスタ (**Fig. 1b** の A) に震央が求まっていることを付記しておく。 **Fig. 3** は、DTT の発生間隔のヒストグラムである。 DTT カタログの時間分解能は 1 時間である。 ただし、同じ領域内の離れた場所で同時刻に DTT が発生するケースもある。 数時間差以内が卓越していることから、DTT はほぼ連続して発生する傾向にあることがわかる。 そして、時折数十日間の静穏期間が現れる。 静穏期間は領域 Bb よりも領域 Ba の方が長めである (cf. **Fig. 3d** with **h**)。

2.2. 断層パラメータ

DTT に対する理論潮汐応答を計算する際には、DTT の位置・発生時刻・断層パラメータの情報が必要となる。 **Fig. 4** は、DTT の震源・断層パラメータである。 DTT の位置については、震央はカタログ情報をそのまま用いた。 DTT カタログは深さの情報を持っていないため、DTT がプレート境界 [[Hirose et al. 2008](#)] で発生していると仮定して設定した。 発生時刻については、カタログ値をそのまま用いたが、時間分解能は 1 時間であるため、DTT が正時に発生したと仮定した。 潮汐による DTT の直接的なトリガーだけでなく、先行する DTT によってトリガーされた二次的な DTT による汚染の可能性は否定できないが、適切に分離するアイデアを持っていない。 本研究では、領域内で 1 時間 bin 内に発生した (1) か発生しなかった (0) かの二値情報を扱っており、ある意味でデクラスタされたデータセットを用いていることになる。 DTT の走向と傾斜角については情報が無いため、プレート境界面形状から推定した (プレート等深線から最大傾斜方向を算出し、それに垂直な方向を走向とした)。 すべり角は、簡単のために、フィリピン海スラブに対する陸プレートの運動方向 N124°E [[DeMets et al. 2010](#)] と各 DTT の走向の成す角とした。

2.3. LSSE の時空間分布

解析期間中に豊後水道の LSSE は複数回発生している。 解析者・解析手法によって LSSE の領域や期間は異なる [例えば、[Kobayashi 2017](#); [Nakata et al. 2017](#); [Ozawa 2017](#); [Takagi et al. 2019](#)]。 LSSE のすべり分布については、地殻変動観測データの不十分さを補うためにすべり分布のなめらかさを前提とした解析が行われてきた。 一方、[Nakata et al. \[2017\]](#) は、不十分な地殻変動観測データから必要な情報を正確に抽出することが可能となるスパースモデリング法を用いて、LSSE の詳細なすべり分布を推定した (**Fig. 1** の薄紫エリア)。 その結果、大すべり域 (**Fig. 1** の薄塗りつぶしエリア) の上端及び下端にすべり量の急変が見出され、前者は地震発生帯の下限及び 350°C の等温線と、後者は DTT 域の上限 (updip limit) とよく一致している。 [Kobayashi \[2017\]](#) は、GNSS 日座標値を用いて、ランプ関数との相関値により LSSE を客観的に検出する手法を開発した。 本研究では、LSSE の開始及び終了の時期を、LSSE の中心 (東経 132.4 度 [[Nakata et al. 2017](#)]) において [Kobayashi \[2017\]](#) の手法による客観解析で相関係数 0.8 以上となる期間と定義した (**Fig. 5**)。 GNSS データの F5 解に適用したところ、この条件を満たす期間

は以下の4期間である：①2003年2月23日～2004年3月22日，②2009年9月10日～2011年1月9日，③2014年5月5日～2014年12月31日，④2018年8月9日～2019年10月30日．**Fig. 2**では，この条件を満たす期間①～④をピンクで示している．LSSEの規模は，期間①②④で M_w 7程度，期間③で M_w 6.2程度である [Ozawa 2017; Ozawa et al. 2020]．**Fig. 2**上部の灰棒は Takagi et al. [2019]が同定した豊後水道付近のLSSEで，LSSE#10, 17, 22は Kobayashi [2017]の手法でもLSSE①～③として推定されている．さらに，別のLSSEが3回（#7, #9, #13）ある（**Fig. 6**）．領域BaのDTTはLSSE#7, #9, #13時も増加傾向を示すが，LSSE①～④時ほどの増加はみられず，GNSS基線長の変化も小さめである（**Fig. 2**）．

3. 解析手法

3.1. 理論潮汐応力

理論潮汐応力は，FortranコードTidalStrain.2 [Hirose et al. 2019]を用いて計算した．潮汐指標として体積歪 ΔV ，DTTの各震源において仮定した断層面上における潮汐せん断応力($\Delta\tau$)と潮汐法線応力($\Delta\sigma$)，及びクーロン破壊応力 $\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma$ を解析対象とした． ΔCFF の見かけの摩擦係数 μ' は0.1, 0.2, ..., 0.9とした（以下， $\Delta CFF_{(0.1)}$, $\Delta CFF_{(0.2)}$, ..., $\Delta CFF_{(0.9)}$ ）．仮に，高い異方性断層帯が非排水条件下にあれば， $\mu' = \mu_0(1 - B)$ と表される [Houston 2015]．ここで， μ_0 は静摩擦係数， B はスケンプトンの間隙水圧係数で，非排水条件下における岩石に働く封圧の変化量に対する間隙水圧の変化量の割合を示す．したがって，断層面における間隙水圧の $\Delta\sigma$ に対する応答が強ければ（すなわち $B \sim 1$ のとき）， μ' は小さくなる．手法の詳細については，Hirose et al. [2019]を参照のこと．

本研究では，体積歪及び法線応力については膨張・拡張を正，収縮・圧縮を負とした．せん断応力及び ΔCFF については断層すべりを促進する方向を正，抑制する方向を負とした．本地域のように逆断層タイプのすべりを考える場合は，法線応力についても断層すべりを促進する方向が正，抑制する方向が負に対応する．

3.2. 潮汐感度

DTTの発生タイミングと潮汐値（振幅）との間に関係があるかどうかについて調査した．**Fig. 7**に解析例を示す．潮汐値の絶対値が大きいほどDTTが発生しやすい（または抑制されやすい）かどうかを調査するために，潮汐値を複数区間に細分した場合について以下の式 [Houston 2015] で評価した．

$$N_{\text{obs}}(\Delta S)/N_{\text{exp}}(\Delta S) = e^{\alpha\Delta S} \quad (1)$$

ここで， ΔS は歪・応力 bin の中間の値，潮汐感度 α は最尤法 [Yabe et al. 2015] で推定され，値が大きいほど潮汐感度が大きい．本研究における α の単位は，歪の場合は 10^{-8} ，応力の場合は kPa である． N_{obs} は潮汐値が歪・応力 bin 内の値を取る期間に観測されたDTT数である． N_{exp} は同期間に潮汐と無相関に期待されるDTT数であり，ここでは各DTTの発生前後4日間における潮汐力の15分間隔のサンプリング値（背景データと呼ぶ）に基づく．これは**Fig. 4**に示す通り，各DTTで震源位置・断層パラメータが異

なるため、各 DTT の断層における潮汐応答曲線も異なることによる措置である。つまり、DTT あたり 769 個 ($= 60 \text{ min} / 15 \text{ min} \times 24 \text{ hours} \times 8 \text{ days} + 1$) から背景データを作成し、DTT の数だけスタッキングする。Fig. 7 はスタッキング後のイメージ図である。 $N_{\text{obs}}/N_{\text{exp}}$ (Fig. 7b の青菱形) が、潮汐値に指数比例していれば潮汐との関連が示唆される。 α の不確定性 $\Delta\alpha$ は、正規分布に対する 95% 信頼区間に対応する $2 \left| \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \alpha^2} \right|^{-1/2}$ で推定した (Yabe et al. [2015] の式(7)参照)。ここで、 $\ln L$ は対数尤度。

4. 結果・議論

4.1. DTT の潮汐依存性

Fig. 8 は領域 Ba の各潮汐成分に対する潮汐感度である。各成分の背景データの最小値・最大値で規格化している。両端近くの個数の少ない bin ではデータ不足により $N_{\text{obs}}/N_{\text{exp}}$ の外れ値が現れることに注意。見かけの摩擦係数 μ' が小さくなるにつれて ($\Delta\sigma$ の寄与が小さくなり、 $\Delta\tau$ の寄与が大きくなるにつれて)、潮汐感度が上がる傾向がみられる。 $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ 及び $\Delta\tau$ で潮汐感度 α は最大の ~ 0.4 を示し、不確定性 $\Delta\alpha = 0.07$ を考慮しても有意であり、潮汐絶対値が大きいほど DTT は発生しやすい or 抑制されやすいことが示唆される。これは、TT が潮汐せん断応力または見かけの摩擦係数が非常に小さなクローン応力と高い相関関係を示す傾向にある、という先行研究の指摘 [例えば、Thomas et al. 2009; Houston 2015] と整合する。見かけの摩擦係数が非常に小さいことが示唆されるため、断層面における間隙水圧の $\Delta\sigma$ に対する応答は強いと考えられる。

Fig. 9 は領域 Bb の各潮汐成分に対する潮汐感度である。ここでは、人工ノイズの影響 (2.1 節参照) がないと考えられる 2017 年 12 月までのデータを用いた結果を示している。領域 Ba と同様に、 $\Delta\tau$ 及び $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ で潮汐感度が高いが、潮汐感度は領域 Ba より小さい。なお、2023 年 10 月までの全データを用いた場合は、全ての成分で DTT の潮汐感度がほぼゼロであった。

Downdip 側 (領域 Bb) に比べて Updip 側 (領域 Ba) の DTT の潮汐感度が高い点は、Ide [2010] も指摘している。彼は、低周波地震のように孤立的に発生する継続時間の短い DTT が Updip 側に多く分布し、潮汐に敏感である一方、Downdip 側の DTT には拡散的伝播の特徴がみられ、継続時間が長く、潮汐感度が低いことを見出した。また、浅部と深部の微動の潮汐感度の違いについて、Yabe et al. [2015] は、速度強化背景領域に埋め込まれた速度弱化的微動パッチの集合体をクラスタという単位で捉え、プレート境界面の摩擦の不均質性をクラスタのサイズ (微動の継続時間を規定) と微動パッチの密度 (微動の振幅・エネルギーを規定) によって特徴付け、以下のように解釈した：浅部には微動の継続時間が短く振幅が小さい (小クラスタサイズ・低密度の) クラスタが存在しており、高応力に耐えることができない (つまり弱パッチ) ため、潮汐感度が高くなる。一方、深部の微動は頻繁に発生するものの継続時間が長い (クラスタサイズが大きい) ことから、応力変化に対する感度の低い大きな固着域として集合的に機能するため、潮汐感度が低くなる。

4.2. LSSE 中の DTT の潮汐感度の上昇

Fig. 10 は、 $\Delta\tau$ 及び $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ に対する DTT の潮汐感度 α の時間変化で、個数窓 100 個で潮汐感度 α を計算し、10 個ずつずらして時間変化をみたものである。領域 Ba (**Fig. 10a**) では、LSSE 期付近で潮汐感度 α が極大となる傾向を示す。一方、領域 Bb (**Fig. 10b**) では、同様の傾向を認め難い。なお、領域 Bb の Ot⑤期のバタつきはノイズ (2.1 節参照) の混入によるものと考えられるため意味を持たない。また、潮汐感度が負になっているケースについては、潮汐応力が断層すべりを抑制するタイミングに微動が活発化していることを意味しており、物理的には矛盾しているため、微動と潮汐には関係がないと判断すべきであろう。

ここで、潮汐感度の時間変化の結果の信頼性の検証のため、別の DTT カタログ [Mizuno & Ide 2019] に対して同様の解析を行った結果を **Fig. 11** に示す。Mizuno & Ide [2019] は、エンベロープ相関法を改良し、時間分解能 5 分間の微動カタログを作成した。データ期間は、2004 年 4 月～2016 年 9 月の 12.5 年間で、防災科研カタログ 22.8 年間の約半分である。個数窓 500 個で潮汐感度 α を計算し、50 個ずつずらして時間変化をみたものである。**Fig. 11** に示す潮汐感度の時間変化が、**Fig. 10** の結果と整合していることがわかる。

Fig. 12 は、領域 Ba の DTT について、LSSE 期間とそれ以外の期間 (Ot 期) に分けた場合の潮汐応答である。LSSE の全期間(a, c)と Ot 期の全期間(b, d)とを比較すると、DTT の潮汐感度 α は前者の方が高い。個数の多い LSSE②と Ot②に支配されている疑念を払拭するため、②を除いた集団に対しても $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ について計算してみたが、LSSE ①③④の α は 0.62 ± 0.15 、Ot①③④⑤の α は 0.26 ± 0.11 であり、LSSE 期の潮汐感度 α の方が高いという結果は変わらなかった。

以上をまとめると、

- 豊後水道の DTT は、 $\Delta\tau$ または $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ に依存する
- 領域 Ba の DTT の潮汐感度は領域 Bb のそれより高く、さらに LSSE 期で相対的に高くなる

以下では、LSSE 域の深部縁にあたる領域 Ba の DTT の潮汐感度が LSSE 期に特に高くなる件について考察する。

上述 (4.1 節) の通り、Yabe et al. [2015] は、プレート境界面の摩擦の不均質性をクラスタのサイズと微動パッチの密度によって特徴付け、小サイズ・低密度のクラスタ (弱パッチ) で潮汐感度が高くなることを説明したが、さらにプレート境界面の弱化が進むと、小サイズ・高密度のクラスタにおいても速度弱化学域の強度を低下させ、潮汐感度が高くなると指摘した。つまり、ここでキーワードとなるのはプレート境界面の弱化の進行である。

まず、DTT は SSSE を伴うケースが多いこと [Obata 2010] から、SSSE の起きていない通常時に比べて DTT 発生時の断層は一般的に弱化学 (低摩擦化) していると考えられ

る。断層弱化と潮汐感度には関連があること [例えば, Rubinstein et al. 2008; Thomas et al. 2009; Houston 2015; Yabe et al. 2015] から, LSSE が発生していない Ot 期であっても, SSSE を伴う DTT の潮汐感度は多少は認められる (Fig. 12b, d). 次に, そのうえで, LSSE 域は領域 Ba を概ね含んでいる (Figs. 1, 6c, e, f) ため, LSSE 期における領域 Ba の断層弱化は Ot 期に比べて間違いなく進んでおり, 低摩擦状態下にある。それにより, lithostatic な応力よりも遥かに小さな潮汐応力が DTT の発生に影響を与え, Ot 期よりも LSSE 期の潮汐感度が高くなると考えられる。

4.3. 先行研究との視点の違い

本節では, 西南日本の DTT または背景地震活動と潮汐との関係について調査した先行研究と本研究との視点の違いについて触れる。

Yabe et al. [2015] は, 西南日本の ETS 中の DTT と潮汐せん断応力との関係を一連の DTT の活動を 3 期間 (Initiation, Front, Later) に分けて調査した。ここで, Front は 1 日あたりの DTT が 20 個以上を初めて超えた日で, Initial は Front より前の期間, Later は Front より後の期間である。その結果, DTT は Later 期間に潮汐相関が高い傾向を見出し, ETS 中に断層が弱化することによると解釈した。平均潮汐感度は, Initial で 0.33, Front で 0.08, Later で 0.41 と報告した (単位は/kPa)。一方, 本研究では, 長期的な DTT の潮汐相関に注目し, 各 ETS 中の DTT の細かな潮汐相関は興味の対象外である。言い換えると, 各 ETS を単位として潮汐相関の長期的な時間変化を調査したことになる。その結果, 領域 Ba においてその領域を含む LSSE の発生と対応した $\Delta\tau$ 及び $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ の潮汐相関の変化が明らかとなった。潮汐感度 α の平均は ~ 0.4 である (Fig. 8b, d) が, LSSE 期は ~ 0.6 に上昇し (Fig. 12a, c), それ以外の期間は ~ 0.2 (Fig. 12b, d) に下降する。

Nakata et al. [2008] は, 広島大学が構築した微動自動モニタリングシステム (ATMOS) [Suda et al. 2009] で検出された 1 時間あたりの DTT の継続時間のデータを用いて潮汐との関係を議論した。潮汐による周期的な応力変化とボックスカー型の SSSE による過渡的な応力レートの増加を組み合わせることで, 四国東部で発生する 12 時間または 24 時間の周期を持つ DTT の活動を説明した。彼女らは, このとき $\Delta\text{CFF}_{(0.2)}$ とそのレート $\Delta(\Delta\text{CFF}_{(0.2)})$ を考慮したが, DTT 活動度のピークが $\Delta\text{CFF}_{(0.2)}$ のピークの数時間前に現れることから, 因果律が破られるとして $\Delta\text{CFF}_{(0.2)}$ を不適とした。その代わり, $\Delta(\Delta\text{CFF}_{(0.2)})$ であれば, そのピークの数時間後に DTT 活動度のピークが現れ, 速度・状態依存摩擦則 [Dieterich et al. 2000] に特有の時間遅れの効果により因果律を満たすとした。一方, Houston [2015] は, 応力 (プレート沈み込みによる永年変化・SSSE による過渡的变化・地球潮汐による周期的変化) が断層強度を超えると摩擦的にクリープし, 直ちに微動を発生させるという「応力閾値破壊モデル」を提案している。本研究の結果は $\Delta\tau$ または $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ の値そのものが DTT を支配している可能性が示唆されており, Houston [2015] の考えを支持する。ただし, 本研究では応力/歪のみに焦点を当て

たに過ぎないため、Nakata et al. [2008]の応力レート説を否定するものではない。応力レートと DTT の関係については別の論文に譲る。

Tanaka et al. [2015]は、地球潮汐に加えて太平洋十年規模振動や黒潮（大蛇行は 1980–1990 年に複数回と 2004–2005 年に 1 回発生）などによる非潮汐海洋変化も考慮し、東海地方の背景地震活動の増減や LSSE の発生時期との関係を調査した。東海地方は黒潮大蛇行の影響が大きいので、非潮汐を考慮した方が背景地震活動の増減のタイミングと整合すると指摘した。また、地球潮汐＋非潮汐による長期の応力変化のピークの 2–4 年後に LSSE が発生する傾向があると指摘した（ただし、Tanaka et al. [2015]の Fig. 4c から、長期応力変化と LSSE との対応関係を見出すのは少々難しいことに注意）。一方、黒潮は四国・本州南岸に沿う流路と紀伊半島・遠州灘沖で南へ大きく蛇行する 2 つの流路がある [川辺 2003]。どちらの流路も本研究の対象領域である豊後水道付近では同じであるため、仮に彼らの主張する影響があったとしても本研究領域における黒潮大蛇行の影響は小さいと考えられる。したがって、本研究では、非潮汐海洋変化を考慮しなかった。

4.4. 将来の課題

本研究では、領域 Ba において基本的に LSSE 期に潮汐感度の上昇が認められたが、 $\Delta\tau$ の LSSE④については他の LSSE 期よりも潮汐感度が低い (Fig. 10a の青線)。豊後水道では、単に $\Delta\tau$ よりも $\Delta CFF_{(0.1)}$ の方が支配的であることによるのかもしれない。ただし、メキシコのグレロでは、2006 年 LSSE 中に TT の潮汐（半日周）相関が落ちたという報告 [Peng & Rubin 2017] があるため、両ケースの共通点を洗い出せば何か判明するかもしれない。将来の課題である。

領域 Ba の潮汐感度 α の時間変化 (Fig. 10a) をより詳細にみると、LSSE③が終了してからも約 2 年間はやや高めの潮汐感度を保っている。LSSE の客観検知の時空間分布 (Fig. 5) では、LSSE 発生基準とした東経 132.4 度の西隣のグリッドにおいて、同 2 年間の相関係数が 0.6 を超えているため、付近で小規模な LSSE が生じていたのかもしれない。ただし、2016 年熊本地震の影響はあらかじめ補正しているが、ノイズを取り切れていない可能性もある。今後も繰り返されるであろう豊後水道 LSSE と微動の潮汐感度との関係について事例を積み重ねていけばはっきりするだろう。

陸域に近い LSSE は GNSS で把握できるが、GNSS データがリアルタイムで取得できない海域では LSSE の把握は困難である [例えば, Yokota & Ishikawa 2020]。DTT の潮汐相関が LSSE による応力変化に敏感であることから、海域でも比較的観測が容易な微動の発生数や潮汐相関の時間変化を監視することで、LSSE の発生を把握できるかもしれない。LSSE が M_w 7–8 の地震をトリガーした可能性もメキシコ [Radiguet et al. 2016] とチリ [Ruiz et al. 2014] では指摘されている。仮に将来、豊後水道 LSSE が引き金となって南海トラフ沿いで巨大地震が発生するような場合、LSSE 周辺のプレート間の固着が地震前に非常に弱化することにより、DTT の潮汐相関が高くなるかもしれない。

い. DTT の潮汐相関の変化は, プレート境界の断層弱化状態や間隙流体状態などを反映している可能性が指摘されており [例えば, Rubinstein et al. 2008; Thomas et al. 2009; Bartlow et al. 2012; Houston 2015], 地震サイクルにおけるプレート間の固着状態の時間発展を考える上で重要である.

5. まとめ

西南日本の豊後水道で発生する深部微動 (DTT) の長期的な潮汐相関を調査した. LSSE 域の深部縁の DTT 発生域のうち浅部側 (領域 Ba) における DTT の潮汐感度 α は, $\Delta\tau$ 及び $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ で有意な潮汐相関が示唆され, 潮汐値の絶対値が大きいほど発生しやすい or 抑制されやすいことがわかった. このことは, 先行研究の指摘 [例えば, Thomas et al. 2009; Houston 2015] と整合する. 深部側 (領域 Bb) は全ての潮汐成分で感度が低く, Downdip 側に比べて Updip 側の DTT の潮汐感度が高い点については, 先行研究の指摘 [Ide 2010; Yabe et al. 2015] と整合する.

領域 Ba の $\Delta\tau$ 及び $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ に対する DTT の応答を長期的スロースリップイベント (LSSE) 期とそれ以外の期間 (Ot 期) に分けてみたところ, LSSE 期の方が Ot 期に比べて潮汐感度が高い傾向にあった (ただし, $\Delta\tau$ の LSSE④は低い部類に入る). 領域 Ba は LSSE 域に概ね含まれているため, Ot 期に比べて LSSE 期の領域 Ba の断層カップリングは小さく, これにより, lithostatic な応力よりも遥かに小さな潮汐応力が DTT の発生に影響を与え, Ot 期よりも LSSE 期の潮汐感度が高くなると考えられる.

謝辞

故前田憲二博士との議論は, 本研究を進める上で非常に有益でした. DTT カタログは国立研究開発法人防災科学技術研究所/地震津波火山ネットワークセンター

[https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/tremor/auto_hypo_catalog] より入手しました. GNSS 座標値は国土地理院が解析した GEONET F5 解データを用いました. Fig. 1 で示した 2010 年 LSSE のすべり分布データは中田令子博士よりご提供いただきました. Fig. 1 で示した SSSE のすべり分布 [Nishimura et al. 2013] のデータ, 及び Fig. 11 で用いた DTT カタログ [Mizuno & Ide 2019] は Slow Earthquake Database [Kano et al., 2018; <http://www-solid.eps.s.u-tokyo.ac.jp/~sloweq/>] より入手しました. プレート収束速度の算出には UNAVCO [<https://www.unavco.org/>] の Plate Motion Calculator を使用しました. 図の作成には GMT [Wessel et al. 2013] を使用しました. 匿名の査読者 3 名からは論文の改訂にあたって有益なコメントをいただきました. 本解析で用いた理論潮汐応力及び潮汐位相角データは, TidalStrain.2 [<https://www.mri-jma.go.jp/Dep/sei/fhirore/research/TidalStrain.html>] を用いて計算しました.

Hirose & Kobayashi [2025, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-025-02145-5>
Tidal correlation of deep tectonic tremors increases during long-term slow slip events in the Bungo Channel, southwest Japan
の簡易和訳版

文献

- Bartlow, NM, Lockner DA, Beeler NM (2012) Laboratory triggering of stick-slip events by oscillatory loading in the presence of pore fluid with implications for physics of tectonic tremor. *J Geophys Res Solid Earth* 117:B11411. <https://doi.org/10.1029/2012JB009452>
- 中央防災会議 (2003) 東南海、南海地震等に関する専門調査会 (第 16 回) .
http://www.bousai.go.jp/kaigirep/chuobou/senmon/tounankai_nankaijishin/16/index.html
(参照 2024-04-30).
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF (2010) Geologically current plate motions. *Geophys J Int* 181:1-80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dieterich J, Cayol V, Okubo P (2000) The use of earthquake rate changes as a stress meter at Kilauea volcano. *Nature* 408:457-460. <https://doi.org/10.1038/35044054>
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2013) 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai_2.pdf (2024-04-30).
- Hirose F, Nakajima J, Hasegawa A (2008) Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J Geophys Res* 113:B09315. <https://doi.org/10.1029/2007JB005274>
- Hirose F, Maeda K, Kamigaichi O (2019) Tidal forcing of interplate earthquakes along the Tonga-Kermadec Trench. *J Geophys Res* 124:10498-10521.
<https://doi.org/10.1029/2019JB018088>
- Hirose H, Asano Y, Obara K, Kimura T, Matsuzawa T, Tanaka S, Maeda T (2010) Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone. *Science* 330:1502.
<https://doi.org/10.1126/science.1197102>
- Houston H (2015) Low friction and fault weakening revealed by rising sensitivity of tremor to tidal stress. *Nature Geo* 8:409-415. <https://doi.org/10.1038/ngeo2419>
- Ide S (2010) Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor. *Nature* 466:356-359. <https://doi.org/10.1038/nature09251>
- Ide S (2012) Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide. *J Geophys Res* 117:B03302. <https://doi.org/10.1029/2011JB008840>
- Ide S, Yabe S (2014) Universality of slow earthquakes in the every low frequency band. *Geophys Res Lett* 41:2786-2793. <https://doi.org/10.1002/2014GL059712>
- Ide S, Yabe S, Tai HJ, Chen KH (2015) Thrust-type focal mechanisms of tectonic tremors in Taiwan: Evidence of subduction. *Geophys Res Lett* 42:3248-3256.
<https://doi.org/10.1002/2015GL063794>
- Kano M, Aso N, Matsuzawa T, Ide S, Annoura S, Arai R, Baba S, Bostock M, Chao K, Heki K, Itaba S, Ito Y, Kamaya N, Maeda T, Maury J, Nakamura M, Nishimura T, Obana K, Ohta K, Poiata N, Rousset B, Sugioka H, Takagi R, Takahashi T, Takeo A, Tu Y, Uchida N, Yamashita Y, Obara K (2018) Development of a Slow Earthquake Database. *Seism Res Lett* 89(4):1566-1575. <https://doi.org/10.1785/0220180021>
- Katakami S, Yamashita Y, Yakiwara H, Shimizu H, Ito Y, Ohta K (2017) Tidal response in shallow tectonic tremors. *Geophys Res Lett* 44:9699-9706.
<https://doi.org/10.1002/2017GL074060>
- 川辺正樹 (2003) 黒潮の流路と流量の変動に関する研究. *海の研究* 12(3):247-267.
<https://doi.org/10.5928/kaiyou.12.247>
- Kobayashi A (2017) Objective detection of long-term slow slip events along the Nankai Trough using GNSS data (1996-2016). *Earth Planets Space* 69:171. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0755-7>
- Lambert A, Kao H, Rogers G, Courtier N (2009) Correlation of tremor activity with tidal stress in the northern Cascadia subduction zone. *J Geophys Res Solid Earth* 114:B00A08.
<https://doi.org/10.1029/2008JB006038>

- Hirose & Kobayashi [2025, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-025-02145-5>
Tidal correlation of deep tectonic tremors increases during long-term slow slip events in the Bungo Channel, southwest Japan
の簡易和訳版
- Maeda T, Obara K (2009) Spatio-temporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan. *J Geophys Res* 114:B00A09. <https://doi.org/10.1029/2008JB006043>
- Mizuno N, Ide S (2019) Development of a modified envelope correlation method based on maximum-likelihood method and application to detecting and locating deep tectonic tremors in western Japan. *Earth Planets Space* 71:40. <https://doi.org/10.1186/s40623-019-1022-x>
- Nakajima J, Hasegawa A (2007) Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *J Geophys Res* 112:B08306. <https://doi.org/10.1029/2006JB004770>
- Nakata R, Suda N, Tsuruoka H (2008) Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events. *Nature Geo* 1:676-678. <https://doi.org/10.1038/ngeo288>
- Nakata R, Hino H, Kuwatani T, Yoshida S, Okada M, Hori T (2017) Discontinuous boundaries of slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan. *Sci Rep* 7:6129. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-06185-0>
- 防災科研 (2019) 第 340 回地震調査委員会資料. 17.
- Nishimura T, Matsuzawa T, Obara K (2013) Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *J Geophys Res Solid Earth* 118:3112-3125. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50222>
- Obara K (2002) Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science* 296:1679-1681. <https://doi.org/10.1126/science.1070378>
- Obara K (2010) Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation. *J Geophys Res* 115:B00A25. <https://doi.org/10.1029/2008JB006048>
- Obara K, Kato A (2016) Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science* 353:253-257. <https://doi.org/10.1126/science.aaf1512>
- Obara K, Tanaka S, Maeda T, Matsuzawa T (2010) Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan. *Geophys Res Lett* 37:L13306. <https://doi.org/10.1029/2010GL043679>
- Ozawa S (2017) Long-term slow slip events along the Nankai trough subduction zone after the 2011 Tohoku earthquake in Japan. *Earth Planets Space* 69:56. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0640-4>
- Ozawa S, Kawabata R, Kokado K, Yurai H (2020) Long-term slow slip events along the Nankai trough delayed by the 2016 Kumamoto earthquake, Japan. *Earth Planets Space* 72:61. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01189-z>
- Peng Y, Rubin AM (2017) Intermittent tremor migrations beneath Guerrero, Mexico, and implications for fault healing within the slow slip zone. *Geophys Res Lett* 44:760-770. <https://doi.org/10.1002/2016GL071614>
- Radiguet M, Pefettini M, Cotte N, Gualandi A, Valette B, Kostoglodov V, Lhomme T, Walpersdorf A, Cabral-Cano E, Campillo M (2016) Triggering of the 2014 M_w 7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico. *Nature Geo* 9:829-834. <https://doi.org/10.1038/NGEO2817>
- Rogers G, Dragert H (2003) Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip. *Science* 300:1942-1943. <https://doi.org/10.1126/science.1084783>
- Rubinstein JL, La Rocca M, Vidale JE, Creager KC, Wech AG (2008) Tidal modulation of nonvolcanic tremor. *Science* 319:186-189. <https://doi.org/10.1126/science.1150558>
- Ruiz S, Metois M, Fuenzalida A, Ruiz J, Leyton F, Grandin R, Vigny C, Madariaga R, Campos J (2014) Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique M_w 8.1 earthquake. *Science* 345:1165-1169. <https://doi.org/10.1126/science.1256074>
- Suda N, Nakata R, Kusumi T (2009) An automatic monitoring system for nonvolcanic tremors in southwest Japan. *J Geophys Res* 114:B00A10. <https://doi.org/10.1029/2008JB006060>
- Takagi R, Uchida N, Obara K (2019) Along-strike variation and migration of long-term slow slip events in the western Nankai subduction zone, Japan. *J Geophys Res* 124:3853-3880. <https://doi.org/10.1029/2018JB016738>

Hirose & Kobayashi [2025, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-025-02145-5>
Tidal correlation of deep tectonic tremors increases during long-term slow slip events in the Bungo Channel, southwest Japan
の簡易和訳版

- Tanaka Y, Yabe S, Ide S (2015) An estimate of tidal and non-tidal modulations of plate subduction speed in the transition zone in the Tokai district. *Earth Planets Space* 67:141. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0311-2>
- Thomas AM, Nadeau RM, Bürgmann R (2009) Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault. *Nature* 462:1048-1051. <https://doi.org/10.1038/nature08654>
- Wessel P, Smith WHF, Scharroo R, Luis J, Wobbe F (2013) Generic Mapping Tools: Improved Version Released. *Eos trans AGU* 94:409-410. <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>
- Yabe S, Tanaka Y, Houston H, Ide S (2015) Tidal sensitivity of tectonic tremors in Nankai and Cascadia subduction zones. *J Geophys Res* 120:7587-7605. <https://doi.org/10.1002/2015JB012250>
- Yokota Y, Ishikawa T (2020) Shallow slow slip events along the Nankai Trough detected by GNSS-A. *Sci Adv* 6(3):eaay5786. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay5786>

Figure Captions

Figure 1. 西南日本豊後水道周辺のマップ

(a) 豊後水道周辺のマップ。赤点は 2001 年 1 月～2023 年 10 月に発生した微動の震央 [Maeda & Obara 2009; Obara et al. 2010]，橙枠は 1996 年 6 月～2012 年 1 月の SSSE [Nishimura et al. 2013]，紫の塗りつぶし域及び紫線は，Nakata et al. [2017] が推定した 2010 年 LSSE のすべり量 0.2 m 以上域及び 0.1 m のコンター。緑エリアは南海地震の想定津波波源域 [中央防災会議 2003]，青破線はフィリピン海プレート上面の等深線 [Hirose et al. 2008; Nakajima & Hasegawa 2007]。緑四角は GNSS 観測点。挿入図の赤枠は図(a)の範囲を示す。矢印はアムールプレート (AM) に対するフィリピン海プレート (PHS) の運動方向 [DeMets et al. 2010]。NT は南海トラフ，PAC は太平洋プレート，OK はオホーツクプレート。(b) 図(a)の矩形内の拡大図。領域 Ba と Bb は Obara et al. [2010] による領域分け。深部超低周波地震のビーチボール (下半球等積投影) [Ide & Yabe 2014] は，低角逆断層型を示す。領域 Bb 内のクラスター A については本文 2.1 節参照。

Figure 2. DTT の累積数の時間変化

赤線は領域 Ba，青線は領域 Bb 内でそれぞれ発生した DTT の累積数 (左軸)。緑線は GNSS 観測点 950449 と 940079 のトレンド除去した 11 日移動平均の基線長変化 (右軸)。桃期間は Kobayashi [2017] の手法で決定された LSSE の活動期 (相関係数 0.8 以上，Figure 5 参照)。図上部の数字付きの灰バーは Takagi et al. [2019] によって推定された LSSE の期間。LS は LSSE，Ot は LSSE 以外の期間を示す。

Figure 3. DTT の発生間隔の頻度分布

(左) 領域 Ba，(右) 領域 Bb。(a, e)の横軸の単位は hours，その他のパネルの横軸の単位は days。図 c, d と g, h の縦軸が異なることに注意。

Figure 4. DTT の断層パラメータ分布

(a) 深さ, (b) 走向, (c) 傾斜角, (d) すべり角. 図(d)の矢印はフィリピン海プレートに対する陸プレートの運動方向[DeMets et al. 2010]を示す. 他のシンボルについては **Figure 1** と同じ.

Figure 5. Kobayashi [2017]の手法による LSSE 期

(a) 黒点は LSSE の推定に用いた矩形の中心点で, フィリピン海プレート上面の深さ 25 km に対応. 星は経度 132.4° の位置を示す. (b) GNSS データ (F5 解) にランプ関数を当てはめた際の相関係数の時空間分布. 図(a)の黒点を中心として, 南海トラフの走向方向に 50 km x プレート収束方向に 100 km の矩形内の観測点の変位データを用いた. 相関係数 0.6 以上, 2 年間の変位量が 2 mm 以上の期間に色を付けた. その他のシンボルについては **Figure 1** と同じ.

Figure 6. 豊後水道 LSSE の分布

青矩形は Takagi et al. [2019]によって推定された LSSE 断層. 青矢印は陸プレートのすべり方向, 矢印の長さは相対的なすべり量を示す. LSSE の開始日と終了日, 規模, すべり量は各パネルの左上に示している. 赤点は各パネルの期間内に発生した DTT. その他のシンボルは **Figure 1** と同じ.

Figure 7. 潮汐感度の解析例

(a) 理論潮汐応答 (灰丸). 黒丸はイベント発生時を表す. (b) 潮汐応力を複数区間に分けた場合のヒストグラム. 塗りつぶし棒は期待される背景相対頻度 N_{exp} の分布 (図(a)の灰丸の相対頻度分布), 太棒はイベント発生時の潮汐応力 (図(a)の黒丸) の相対頻度 N_{obs} の分布 (下軸). 青菱形は, N_{exp} に対する N_{obs} の比 (上軸). 赤線は, $N_{\text{obs}}(\Delta S)/N_{\text{exp}}(\Delta S) = e^{\alpha \Delta S}$ によるモデル値で, 最尤法 [Yabe et al. 2015] で推定.

Figure 8. 領域 Ba の各成分に対する潮汐感度

図の見方については **Fig. 7b** 参照. 横軸は各成分の背景データの最小値・最大値で規格化している. 図右上の N_{EQ} と N_{BG} はそれぞれ領域 Ba のイベント数と背景サンプル数.

Figure 9. Fig. 8 と同様 (ただし, 2017 年 12 月までのデータを用いた領域 Bb)

Figure 10. $\Delta\tau$ 及び $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ に対する DTT の感度 α の時間変化

領域(a) Ba 及び(b) Bb において個数窓 100 個で潮汐感度 α を計算し, 10 個ずつずらして時間変化をみたもの. 横棒はサンプル期間. 太青線は $\Delta\tau$, 太赤線は $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ の潮汐感度 α (左軸). 細線は α の 95% 誤差 $\Delta\alpha$ である. 灰線は各領域内で発生した DTT の累積数 (右軸). その他のシンボルは **Figure 2** と同じ.

Figure 11. Fig. 10 と同様（ただし，Mizuno & Ide 2019 の微動カタログ）

領域(a) Ba 及び(b) Bb において個数窓 500 個で潮汐感度 α を計算し，50 個ずつずらして時間変化をみたもの．

Figure 12. BG 期間と LSSE 期間に分けた場合の領域 Ba の DTT の応答

(left) $\Delta\tau$, (right) $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$. Left と right の灰色の背景分布はそれぞれ **Fig. 8b, d** と同じ．