

トンガ・ケルマディック海溝沿いの プレート境界地震活動と地球潮汐の関係

気象研究所地震津波研究部* 弘瀬冬樹

気象庁地震火山部** 前田憲二

気象庁気象大学校*** 上垣内修

Tidal forcing of interplate earthquakes along the Tonga-Kermadec Trench

Fuyuki Hirose

* Seismology and Tsunami Research Department, Meteorological Research Institute, 1-1
Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052, Japan

Kenji Maeda

** Seismology and Volcanology Department, Japan Meteorological Agency, 1-3-4 Otemachi,
Chiyoda-ku, Tokyo, 100-8122, Japan

Osamu Kamigaichi

*** Meteorological College, Japan Meteorological Agency, 7-4-81 Asahi-cho, Kashiwa, Chiba,
277-0852, Japan

* 〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1

** 〒100-8122 東京都千代田区大手町 1-3-4

*** 〒277-0852 千葉県柏市旭町 7-4-81 気象庁気象大学校

1

Abstract

2 地球潮汐指標のレベルと位相角と、トンガ・ケルマディック海溝沿い
3 のプレート間地震の発生との関係の時空間変化を調査した。潮汐指標として、
4 体積ひずみ ΔV 、せん断応力 $\Delta\tau$ 、法線応力 $\Delta\sigma$ 、およびクーロン破壊関数 ΔCFF
5 (見かけの摩擦係数 μ' は 0.1, 0.4 および 0.7 を計算) を用いた。我々は、地震
6 活動が $\Delta\tau$ ではなく $\Delta\sigma$ と相関しており、潮汐応力が断層すべりを促進すると
7 きに地震が発生する傾向があることを発見した。潮汐応力レベルが正の値が
8 大きいと地震が発生しやすく、負の値が大きいと地震が抑制される傾向があ
9 る。トンガ・ケルマディック海溝沿いのプレート境界では μ' が比較的大きい
10 と推定され、これは $\Delta\sigma$ に対する間隙水圧の応答が弱いことを示唆している。
11 南緯 20~22 度および南緯 27~29 度付近の地震は特に、 $\Delta\sigma$ の影響を受けやす
12 い。G-R 則の b 値は、最大潮汐主応力と最小潮汐主応力の差が大きい場合に減
13 少しており、岩石実験の結果と一致する。

14

15 **Keywords:** 地球潮汐, トンガ・ケルマディック海溝, プレート境界地震, 潮汐位相角,
16 潮汐歪/応力レベル

17

Keypoints

- 19 ● 潮汐せん断応力よりも法線応力の方が地震のトリガーに寄与
- 20 ● 潮汐指標値の絶対値が大きいほど、地震の選択性が顕著 (指標値が大きな正の時
21 に地震が起きやすく、大きな負で起きにくい)
- 22 ● 潮汐の差応力が大きい時に G-R 則の b 値が低下する傾向

23

24

25 §1. はじめに

26 潮汐が微動活動から巨大地震までの様々なスケールの地震活動に対して影響を与
27 えている可能性が指摘されている [例えば, Tanaka et al., 2002a; Ide and Tanaka, 2014;
28 Ide et al., 2016]. Tanaka et al. [2002a]はハーバード CMT 解カタログを用いて, 全世界
29 で 1977–2000 年に発生した M_w 5.5 以上の 9,350 イベントと地球潮汐との統計を取っ
30 た. 断層タイプ・深さ・規模別で調査した結果, 逆断層型の地震 (深さ 70 km 以浅,
31 M_w 5.5–6.9) で特に潮汐との相関が高いこと, せん断応力が最大になる少し前に地震
32 が起きる傾向にあることを示した. Ide and Tanaka [2014]は, 岡山県沿岸直下の微動活
33 動が潮位の低下時に活発化することを見出した. さらに, 微動や定常地震の活動度,
34 過去 1400 年間に発生した南海トラフ沿い巨大地震が, 月の公転軌道の長期的変動に
35 起因する約 18.61 年周期とも相関があることを指摘した. Ide et al. [2016]は, 1976–
36 2015 年に全世界で発生した M 5.5 以上の地震 (11,397 個) と潮汐 (特に約 15 日周期
37 で現れる大潮に注目) との関係を調査した結果, 規模が小さいとその傾向はみえない
38 が, M_w 8.2 以上の巨大地震 12 例中 9 例 (75%) が地震発生日を含む地震前 15 日間の
39 うち潮汐せん断応力の振幅が大きい上位 5 日間に発生していたことを報告した. こ
40 れらの研究結果は, kPa オーダーの小さな潮汐応力の変化がプレート境界のすべりに
41 影響を与えうることを示唆しており, 地震発生確率の変化を物理的な根拠を持って
42 推定可能であることが期待される.

43 トンガ・ケルマディック海溝 (Fig. 1a) 沿いは世界でも有数の地震多発帯である.
44 1982 年 12 月にトンガ付近で発生した地震 (M_w 7.5) については, Tanaka et al. [2002b]
45 が解析を行っており, 本震前に潮汐相関の指標 p 値 (詳しい定義は第 3 節を参照) が
46 低下し, 本震後に増加する傾向を示した. このような特性から, p 値は地震予測の有
47 効なツールの可能性があることが期待されている. 先行研究から十数年が経過し, 地震の
48 データ数は倍増している. この地域では, 1982 年 12 月の地震以外にも $M7$ クラスの
49 プレート境界型地震が度々発生している (Fig. 1b, d). しかしながら, 予備的調査の
50 結果, 残りの $M7$ イベントについては p 値の前兆的な時間変化は不明瞭であった (こ
51 れについては別論文で準備中). p 値は潮汐変化の位相に基づいているため, 振幅の
52 情報が失われている. Ide et al. [2016]が示したように, 振幅情報も重要なファクター
53 と考えられる. そこで本研究では, この地域のプレート境界型地震活動と潮汐との基
54 礎的な関係についてより詳細に調査するため, 40 年間のデータを用いて潮汐変化の

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

55 位相だけでなく振幅の情報も加味して検討した。このとき、荷重点からの角距離の刻
56 み幅（補遺 A-3 参照）を小さくし、先行研究よりも計算解像度を上げた。解析の結
57 果、先行研究 [Tanaka et al., 2002b] でも指摘されていたことではあるが、せん断応力
58 よりも法線応力が地震のトリガーに寄与していることがより明確となった。p 値に基
59 づく解析で生じる問題についても触れる。

60

61 §2. データ

62 解析対象領域は地震活動が活発なトンガ・ケルマディック海溝沿いの地域とし、
63 GCMT 解のデータ [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012] を用いて、プレート
64 境界型の地震 661 個（走向 150–230°, すべり角 55–125°, 深さ 70 km 以浅, 1977–2016
65 年, $M_w \geq 5.5$ ）を抽出した (Fig. 1, Table S1)。本領域 (Fig. 1a の破線) は, Flinn et al.
66 [1974] による地域分けに基づいて先行研究 [Tanaka et al., 2002b] が設定した解析エリ
67 アと同一である。走向を 150–230°としたのは、トンガ・ケルマディック海溝の走向の
68 大部分が 180–200°であり、GCMT 解の誤差を考慮して $\pm 30^\circ$ としたためである。すべ
69 り角については、先行研究 [Tanaka et al., 2002b] では、プレート境界型地震の条件を
70 60–120°としていたが、本研究では 55–125°と広げた。この変更の目的は、2006 年 5
71 月 3 日に南緯 20°付近のプレート境界で発生したと考えられるこの地域最大クラスの
72 地震 (M_w 8.0, すべり角 123°) を解析に含めるためである。規模別頻度分布 (Fig. 1e)
73 から、 M_w 5.5 以上は十分検知できていると考えられる。 M_w 5.5 以上の 661 個のうち
74 深さが 10 km 未満の地震はなかった (Fig. 2)。南北方向 1 度毎の地震数をみると (Fig.
75 1c), 南緯 18–19°, 25–26°, 31–35°で地震数の低下が目立つ。南緯 18–19°は山羊座海
76 山 [Crawford et al., 2003], 南緯 25–26°はルイビル海山列系の Mo'unga 海山 [Ballance
77 et al., 1989] が沈み込みつつある領域と対応しているように見える。南緯 31–35°のア
78 ウターライズにはプチ海山群が分布している。それら低地震活動域で区分された 3 区
79 間の 1 度あたりの地震数は南側区間の方が大きい (南緯 15–18°: 29 個/°, 南緯 19–
80 25°: 38 個/°, 南緯 26–31°: 48 個/°)。時間変化をみると (Fig. 1d), 断続的に発生し、
81 1985 年付近の静穏化が目立つ。

82 この地域の震源決定精度は低く、深さ 15 km に固定された地震が多い (Fig. 2)。上
83 記の条件を満たす地震 (プレート境界型のメカニズム解を持つ地震) が必ずしもプレ
84 ート境界 [Hayes et al., 2012] に沿って分布していない (Fig. 2) が、先行研究 [Tanaka

85 [et al., 2002b](#)] に倣って、本論文でもプレート境界地震と見做して解析した。理論潮汐
86 を計算する際に用いる震源の位置と発生時間の情報は GCMT 解のカタログ値 (**Fig. 2**
87 のまま) とした。

88 なお、西経 170°, 南緯 16.5° 付近の地震 (2003 年 10 月 7 日, M_w 6.1, **Fig. 1a** の×)
89 も冒頭の条件に合致するが、海溝から距離があり明らかにプレート境界で発生した
90 とは考えられないため、このイベントは解析から外した。

91 **Fig. 3** は、計算領域の南北 4 区間で発生した地震の断層パラメータの分布である。
92 北部では走向 150–200°, 南部では 190–210° の走向を持つイベントが多く発生してい
93 る (**Fig. 3a**)。傾斜角は全域で 20–30° にピークを持つ (**Fig. 3b**)。すべり角については、
94 北部では 65–75° と 85–95° に 2 つのピークを持ち、中部では 85–95°, 南部では 95–105°
95 にピークを持つ (**Fig. 3c**)。

96

97 § 3. 解析手法

98 震源における理論潮汐応答は、固体潮汐と海洋潮汐荷重効果の和で表現できる。前
99 者は直接項、後者は間接項とも呼ばれる。両者を合わせたものを地球潮汐 (本論では
100 簡単に潮汐) と呼ぶ。固体潮汐と海洋潮汐荷重効果はそれぞれ別のロジックで推定し
101 た ([補遺 A-1](#) 参照)。このとき、海洋潮汐荷重効果は荷重点近傍では大きく変化する
102 ため、荷重点からの角距離の刻み幅 ([補遺 A-3](#) 参照) を小さくし、先行研究 [[Tanaka](#)
103 [et al., 2002b](#)] よりも計算解像度を上げた。

104 固体潮汐及び海洋潮汐荷重効果それぞれについて、各イベントの位置における歪
105 テンソル 6 成分の時系列を算出し、両者を合算した。算出のサンプリング間隔は 3 分
106 とし、先行研究 [[Tanaka et al., 2002b](#)] の 10 分よりも時間分解能を上げた。歪テンソ
107 ル 6 成分から震源における体積歪 (ΔV)、[第 2 節](#) で抽出した GCMT 解に基づいた断
108 層面上におけるせん断応力 ($\Delta\tau$)、法線応力 ($\Delta\sigma$)、 ΔCFF の時系列を算出した ([補遺](#)
109 [A-4](#) 参照)。このとき、 ΔCFF の計算に用いる見かけの摩擦係数 μ' は、0.1, 0.4, 0.7 の 3
110 ケースを考えた (以下、 $\Delta CFF_{(0.1)}$ 、 $\Delta CFF_{(0.4)}$ 及び $\Delta CFF_{(0.7)}$ と示す)。体積歪及び法線応
111 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
112 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。法線応力についても、
113 結果的に断層すべりを促進する方向が正、抑制する方向が負となっている。すなわち、
114 本研究では、イベントが各潮汐指標のどのタイミングで発生する傾向にあるのかを

115 把握するために、潮汐に起因する指標（以下、潮汐指標）として、 ΔV 、 $\Delta\tau$ 、 $\Delta\sigma$ 及び
116 $\Delta CFF_{(0.1, 0.4, 0.7)}$ の 6 つを取り扱った。

117 1982 年 12 月 19 日に発生した $M7.5$ の地震（深さ 29.2 km, 走向 198° , 傾斜角 22° ,
118 すべり角 101° ）の前後 1 日間における $\Delta\tau$ と $\Delta\sigma$ の時系列を **Fig. 4** に示す。 $\Delta\tau$ は固体
119 潮汐, $\Delta\sigma$ は海洋潮汐荷重効果の寄与が大きいことがわかる (**Fig. 4a, b**)。本解析では,
120 海洋潮汐荷重効果を計算する際、短周期潮汐 16 分潮 (M2, S2, K1, O1, N2, P1, K2, Q1,
121 M1, J1, OO1, 2N2, Mu2, Nu2, L2, T2) 及び長周期潮汐 5 分潮 (Mtm, Mf, Mm, Ssa, Sa)
122 から成る 21 分潮を考慮した (補遺 A-1-2 参照)。長周期潮汐 5 分潮による寄与はかな
123 り小さく (**Fig. 4c, d** の LONGP), 短周期潮汐 16 分潮 (**Fig. 4c, d** の SHORTP) による
124 寄与がほとんどである。その中でも主要 8 分潮 (M2, S2, K1, O1, N2, P1, K2, Q1 : **Fig.**
125 **4c, d** の MAJOR8) による寄与が大きい。さらに、主要 8 分潮の中では、M2 分潮 (主
126 太陰半日周潮) による寄与が群を抜いている (**Fig. 4e, f**)。

127 **Fig. 5** は、地震時における潮汐位相角と潮汐応力 (歪) レベルの定義を示す。潮汐
128 位相角は先行研究 [例えば, Tsuruoka et al., 1995] と同様に、各時系列についてイベ
129 ント前及び後の極小値の位相を -180° 及び 180° , 極小値間の極大値の位相を 0° , その
130 間は等分割した位相と定義した。潮汐応力 (歪) レベルはゼロ線を基準とした正負の
131 符号を持つ指標値と定義した。これは後段の議論で値の正負を問題とするためであ
132 る。

133 地震が特定の潮汐位相角に偏って発生しているかどうかについては、以下の式
134 [Schuster, 1897] で評価されることが多い。

$$p = \exp\left(-\frac{D^2}{N}\right) \quad (1)$$

$$D = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^N \cos\psi_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^N \sin\psi_i\right)^2} \quad (2)$$

135 ここで、 N はイベント数、 ψ_i は i 番目のイベントの潮汐位相角である。式(1)はレイリ
136 ー分布の相補累積分布関数であり、2 次元のランダムウォークによって N ($N \geq 10$)
137 歩進んだ時に距離 D 以上となる確率に相当する。このとき、 N が 10 個以上あれば式(1)
138 の近似が十分とされている [Heaton, 1975]。統計学的には、 p 値は「イベントが潮汐
139 位相角に無関係に発生する」という帰無仮説を棄却する危険率を表す。 p 値は 0-1 (0-

の簡易和訳版

140 100%) の値をとり, p 値が小さいほどイベント発生時の潮汐位相角の偏りが顕著であ
141 ることを示す. 一般的には, p 値が 5%以下の場合に有意な相関があるとされるケー
142 スが多く [Tanaka et al., 2002a], 本研究でもそれに倣った.

143 ここで, p 値に関する性質を紹介する. **Fig. 6** は, 661 個の人工的な潮汐位相角の
144 分布を示している. 各 bin には, 各 bin の中心の潮汐位相角値 (例えば, $-20-0^\circ$ 区
145 間であれば一律 -10°) を持たせている. まず, **Fig. 6a-c** では, $-20-0^\circ$ 区間に顕著な突出
146 がみられるが, p 値が 5%以下となるのは **Fig. 6c** のみである. **Fig. 6b** のように, 他区
147 間に比べておおよそ 2 倍 ($=9.98/5.30$) の差があっても p 値は 5%以下とならない. **Fig.**
148 **6d** は **Fig. 6a** の $-180-140^\circ$ 区間と $140-180^\circ$ 区間の個数を減らす代わりに, $-60-20^\circ$ 区
149 間と $0-40^\circ$ 区間の個数をその分増やしたものである. この時の p 値は 4.23%となり,
150 有意な相関があると判定される. **Fig. 6e** は **Fig. 6a** の $-180-100^\circ$ 区間の個数を減らす
151 代わりに, $-100-20^\circ$ 区間の個数をその分増やしたものである. この時の p 値は 3.90%
152 となり, 有意な相関があると判定される. **Fig. 6f** は **Fig. 6c** の $-160-20^\circ$ 区間と $0-180^\circ$
153 区間の個数を減らす代わりに, $-180-160^\circ$ 区間の個数をその分増やしたものである.
154 **Fig. 6c** と比べて, $-20-0^\circ$ 区間のピークがより強調される結果となるが, その区間と
155 160° の差を持つ $-180-160^\circ$ 区間でも局所的なピークを持つことにより, p 値は 19.89%
156 となり, 相関がないと判定される. 以上のことから, p 値が小さくなるためには, 一
157 区間が突出するだけでなく, その区間から離れた区間の個数が少ないことが求めら
158 れる (正弦波近似はひとつの目安である). p 値は潮汐による地震の促進だけでなく
159 抑制も考慮した指標と言える.

160 潮汐位相角に基づく p 値解析についてはひとつ注意すべき点がある. ある 2 つの
161 潮汐成分 (例えば $\Delta\sigma$ と $\Delta\tau$) において, ある周期 (例えば, **Fig. 4e, f** で示したような
162 M2 分潮) が卓越していた場合, 一方の成分 (例えば $\Delta\sigma$) が地震のトリガーを真に支
163 配していたとしても, 別の成分 (例えば $\Delta\tau$) も潮汐相関が高いと判定されてしまう
164 ことがある. ただし, たとえ p 値が小さくても (一見, 高い潮汐相関を示しても),
165 断層面上でのすべりを抑制するタイミングで地震数がピークを持つようであれば,
166 物理的には矛盾しているため, 潮汐との相関は無いと判断すべきであろう. 潮汐応力
167 レベルを併用する価値はある.

168 地球モデルの物性境界の深さにおける潮汐応答を計算する場合, 本プログラムで
169 は上側の層の物性を用いる (補遺 A-2 参照). 一方, Tanaka et al. [2002a, b] では下側の

の簡易和訳版

170 層の物性を用いる。本解析領域では、**Fig. 2**で示されるように深さ 15.0 km に固定さ
171 れた地震が多数ある (207 個)。上層の物性を採用した場合と下層の物性を採用した
172 場合の結果を比較すると、どちらの層であっても $\Delta\sigma$ の位相角はほとんど変わらない
173 (最大でも 2°) が、 $\Delta\tau$ の位相角は大きく異なる (207 個中 113 個 (= 55%) のイベント
174 が 20° 以上の位相角差を持つ)。本研究と先行研究 [Tanaka et al., 2002b] の潮汐位相
175 角分布の結果がやや異なっているのは、計算解像度 (地表鉛直点荷重に対するグリーン
176 関数の刻み幅, 計算セルサイズ)・時間分解能の違いの他に、物性境界の地震の処
177 理の違いに起因すると考えられる。ただし、下層を採用した場合であっても、 $\Delta\tau$ よ
178 りも $\Delta\sigma$ の方が地震のトリガーに寄与しているという結論 (後述) は変わらない。

179

180 § 4. 結果

181 全 661 イベントのうち規模上位の 3 イベント (M_w 7.5, 8.0, 7.6) それぞれの発生前
182 後 1 日間における潮汐指標の時系列を **Fig. 7** に示す。体積歪と法線応力の応答曲線
183 の形状は概ね似ている。これは補遺 A-4 の式(A6)からも期待される。一方、せん断応
184 力は極大・極小の相対的な差や周期が体積歪や法線応力とは異なる。せん断応力の振
185 幅は法線応力の 1/10–1/5 程度であるため、 ΔCFF については、 $\mu' = 0.1-0.2$ であれば両
186 者の寄与は概ね等しくなるが、 $\mu' > 0.2$ だと法線応力の影響が強まり、法線応力の分
187 布と似てくる。例示した 3 イベント時の $\Delta\sigma$ (青線) の潮汐レベルはいずれも正であ
188 る。これは、断層すべりを促進する方向に潮汐応力が働いているタイミングで地震が
189 発生していることを意味する。 $\Delta\tau$ (赤線) は 1982 年 M 7.5 では潮汐レベルが正のタ
190 イミングで発生している。一方、2006 年 M 8.0 と 2009 年 M 7.6 では負のタイミング
191 で発生している。後者は、断層すべりを抑制する方向に潮汐応力が働いているタイミ
192 ングで地震が発生しており、潮汐トリガーに寄与していないことを意味している。
193 **Fig. 7** の各パネルには、地震発生時の潮汐位相角を記してある。 $\Delta\sigma$ やそれと親和性
194 の高い ΔV や $\Delta CFF_{(0.4, 0.7)}$ では、約 12 時間と約 24 時間の周期が認められ、潮汐位相角
195 は同程度の値となる。一方、 $\Delta\tau$ は約 24 時間周期の変化が目立ち、潮汐位相角は他成
196 分と大きく異なる。 $\Delta CFF_{(0.1)}$ は $\Delta\sigma$ と $\Delta\tau$ の寄与が概ね等しく、潮汐位相角は両者の平
197 均的な値になる。

198 規模上位の 3 イベントの理論曲線からおおよその特徴は読み取れた。さらに包括
199 的な特徴を把握するため、全 661 個のイベントの潮汐位相角についても調査した。

200 **Fig. 8** は、潮汐指標間の地震発生時の位相角の関係を示している。最初に、 ΔV 、 $\Delta\sigma$ 、
201 $\Delta CFF(0.4, 0.7)$ については、指標間の違いは小さい (**Fig. 8a-c, f, g, j**)。そのため、こ
202 れらは $\Delta\sigma$ で代表できる。次に、 $\Delta\tau$ に対して $\Delta\sigma$ はばらつきつつも、ある位相差を持
203 った右肩上がりの関係が認められる (**Fig. 8i**)。このように両者に弱い相関(相関係数
204 0.27)がみられるのは、基本的にM2分潮の周期が卓越すること (**Fig. 4e, f**)による
205 と考えられる。最後に、 $\Delta CFF_{(0.1)}$ に対する $\Delta\sigma$ (**Fig. 8h**)や $\Delta\tau$ (**Fig. 8o**)のばらつき
206 は、 $\Delta\tau$ に対する $\Delta\sigma$ より小さい。以上のことから、6成分のうち、 $\Delta\sigma$ 、 $\Delta\tau$ 、 $\Delta CFF_{(0.1)}$
207 の3成分で代表できることがわかる。これ以降は、主にこれら3成分の結果について
208 述べる。

209 潮汐指標毎の位相角とレベルの関係を**Fig. 9**に示す。例えば、 $\Delta\sigma$ についてみると
210 (**Fig. 9b**)、位相角が $-90-90^\circ$ の範囲であればレベルは概ね正を示し、位相角が $-180-$
211 90° 及び $90-180^\circ$ の範囲であればレベルは概ね負を示す。一方、 $\Delta\tau$ や $\Delta CFF_{(0.1)}$ につい
212 てみると (**Fig. 9a, c**)、位相角が $-90-90^\circ$ の範囲であっても負のレベルを示すイベント
213 が多くみられ、位相角とレベルが必ずしも線形関係にはないことがわかる。位相角が
214 極大(0°)・極小($\pm 180^\circ$)付近では、レベルそのもののばらつきが大きい (**Fig. 9d-f**)。
215 このように、先行研究でしばしば用いられてきた位相角だけでは地震活動と潮汐と
216 の関係を明らかにするには不十分と考えられる。そこで本研究では、両方を用いて解
217 析を行い、総合的に解釈を行った。

218

219 § 5. 議論

220 5-1. 潮汐位相角の特徴

221 イベント 661 個の潮汐位相角ヒストグラムを**Fig. 10**に示す。 $\Delta\tau$ 以外の潮汐指標は
222 0° 付近にピークを持っており、レベルが極大となるタイミングで地震が発生しやすい
223 ことを示している。 p 値で評価すると、 $\Delta CFF_{(0.1)}$ は15.31%と比較的大きいが、それ以
224 外の潮汐指標の p 値は4%以下であり、 $\Delta CFF_{(0.1)}$ 以外の潮汐指標が地震トリガーと関
225 連していることを示唆する。しかし、 $\Delta\tau$ の p 値については§3でも述べたように注意
226 が必要である。 $\Delta\tau$ は最小の p 値(1.76%)であることから、地震活動との相関が一見
227 示唆されるが、最頻値を示す $-80-100^\circ$ 区間で発生した地震活動のほとんどが断層す
228 べりを抑制するタイミングに対応しており (**Fig. 10a**)、物理的に矛盾している。すな
229 わち、 $\Delta\tau$ との高相関は見かけ上のものであり、 $\Delta CFF_{(0.1)}$ だけでなく $\Delta\tau$ も地震トリガ

230 ーを支配していないと考えられる。

231 5-2. 潮汐応力レベルの特徴

232 次に、潮汐応力レベルの特徴について述べる。地震発生時のレベル値の頻度分布を
233 **Fig. 11** の灰棒で示す。 $\Delta\sigma$ は正の時（断層すべりを促進する方向に潮汐応力がかかる
234 タイミング）、 $\Delta\tau$ と $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ は負の時（断層すべりを抑制するタイミング）に地震が
235 多く発生している。ただし、 **Fig. 7e** の $\Delta\tau$ （赤線）や **Fig. 7f** の $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ （橙線）のよ
236 うに、バックグラウンド潮汐の正と負の出現率が同じとは限らない。地震がランダム
237 に発生していれば、バックグラウンド潮汐の正負と同じ出現率となるが、地震がレベ
238 ルの正負に依存していれば、異なる出現率となる。そこで、バックグラウンド潮汐の
239 応力レベルの出現率分布（破棒。各地震の発生前後 183 日間の指標変化の 15 分値か
240 らなる 23,225,557 個のデータに基づく）と比較した。両線の分布が大きく乖離してい
241 れば地震は潮汐と関係している可能性が高くなる。灰棒と破棒の比を菱形で示して
242 いる。いずれの成分もレベル値が正の時の比が 1 より大きく、正の時に地震が選択的
243 に発生している可能性が浮上する。ここでバックグラウンド潮汐の出現率と地震発
244 生時の出現率に有意な差があるかどうか、「地震がレベルの符号に無関係に発生する」
245 という帰無仮説を立て、自由度 1 のカイ二乗検定で検定した。その結果、カイ二乗値
246 はそれぞれ 2.00 ($\Delta\tau$)、6.24 ($\Delta\sigma$)、4.22 ($\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$) となった。 $\Delta\tau$ は有意水準 10%で
247 も帰無仮説を棄却できないが、 $\Delta\sigma$ と $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ は有意水準 5%で帰無仮説を棄却でき、
248 「地震が潮汐の影響を受けて選択的に発生すること」が示唆される。

249 **Fig.12** は、 **Fig. 11** の区分を 10 区間に分けたものである。菱形はバックグラウンド
250 潮汐の出現率に対する地震発生時の出現率の比である。比は多少ばらついているが、
251 いずれの成分も回帰直線は右肩上がりであり、レベルの絶対値が大きいほど、地震の
252 選択性が顕著である（レベルが大きな正の時に地震が起きやすく、大きな負で起きに
253 くい）。ただし、 $\Delta\tau$ については、大きな負でも地震を抑制する効果は小さい (**Fig. 12a**)。
254 10 区間に分けた場合についても、自由度 9 のカイ二乗検定を行った。その結果、カ
255 イ二乗値はそれぞれ 2.98 ($\Delta\tau$)、19.25 ($\Delta\sigma$)、15.28 ($\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$) となった。 $\Delta\sigma$ は有意
256 水準 5% (2.5%でも) で帰無仮説「地震がレベル値に無関係に発生する」を棄却でき、
257 「地震が潮汐レベル値に影響を受けて選択的に発生すること」が示唆される。一方、
258 $\Delta\tau$ や $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ は有意水準 5%で帰無仮説を棄却できない（ただし、 $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ について
259 は有意水準 10%であれば帰無仮説を棄却できる）。これらのことから、 $\Delta\tau$ がこの地域

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

260 のプレート境界型地震活動のトリガー（特に抑制）に影響している可能性は低い。Fig.
261 **12b** の矢印は、バックグラウンド潮汐に対するイベントの出現率が比較的大きい $\Delta\sigma$
262 > 4.8 kPa（小さい $\Delta\sigma < -4.8$ kPa）を示す。詳しくは後述（5-5-2 節）する。

263 Tanaka et al. [2002a] は、全世界的にみれば、逆断層型の浅い（深さ 70 km 以浅）中
264 規模地震 ($M_w < 7.0$) は $\Delta\tau$ との相関が高いことを示した。一方、本解析から、トンガ
265 -ケルマディック海溝沿いの地震は $\Delta\sigma$ に有意に影響を受けていることが確認でき
266 た。なお、この結果は、Tanaka et al. [2002b] の結果と整合的である。これらのことか
267 ら、 $\Delta\tau$ と $\Delta\sigma$ のどちらが地震のトリガリングに影響するかには地域性があることが
268 示唆される。

269 5-3. G-R 則の b 値との関係

270 各イベントが発生したタイミングにおける指標値の符号が正となるグループと負
271 となるグループの 2 つに分け、各グループに属する地震活動の G-R 則 [Gutenberg
272 and Richter, 1944] の b 値を求めた (Fig. 13)。その結果、符号が負のグループに比
273 べて正のグループの b 値の方が小さくなる傾向を示した。特に $\Delta\tau$, $\Delta\sigma$ では 2 つのグ
274 ループの b 値は標準偏差を考慮しても重ならない。ここではより厳密な検定を行う。
275 2 グループの b 値差の有意性検定については、Utsu [1999] の式(33)

$$\begin{aligned} \Delta AIC = & -2(N_1 + N_2) \ln(N_1 + N_2) \\ & + 2N_1 \ln\left(N_1 + N_2 \frac{b_1}{b_2}\right) + 2N_2 \ln\left(N_1 \frac{b_2}{b_1} + N_2\right) - 2 \end{aligned} \quad (3)$$

276 が利用できる。ここで、 N_1 と N_2 はそれぞれグループ 1 とグループ 2 の地震数、 b_1 と b_2
277 はそれぞれグループ 1 とグループ 2 の b 値である。 $\Delta AIC > 2$ であれば有意な差、 $\Delta AIC >$
278 5 であれば極めて有意な差があると判定される。本検定の結果、Fig. 13 で示す 3 成分
279 とも ΔAIC は 2 未満であった。より具体的に示すと、 $\Delta\tau$ については $\Delta AIC = 1.30$ ($N_1 =$
280 $411, b_1 = 1.320, N_2 = 250, b_2 = 1.142$)、 $\Delta\sigma$ については $\Delta AIC = 0.49$ ($N_1 = 291, b_1 = 1.338,$
281 $N_2 = 370, b_2 = 1.182$)、そして $\Delta CFF_{(0.1)}$ については $\Delta AIC = -1.77$ ($N_1 = 377, b_1 = 1.267,$
282 $N_2 = 284, b_2 = 1.220$) であった。そのため、統計的には有意な差はないと判定される。

283 Schorlemmer et al. [2005] は、全世界の b 値をメカニズム解別に推定し、逆断層型（す
284 べり角 $45-135^\circ$ ）は 0.9 程度、横ずれ断層型は 1.0 程度、正断層型は 1.2 程度であるこ
285 とを示した。期間・領域・深さ・すべり角の条件は異なるが、本研究で求めたトンガ・
286 ケルマディック海溝沿いの地震活動の b 値は 1.246 (Fig. 1e) で、世界の逆断層型の

287 平均値 (0.9) よりも大きい. G-R 則の b 値は差応力 (最大主応力 - 最小主応力) に
288 反比例するという指摘があること [Scholz, 2015] から, 本解析領域のプレート境界面
289 にかかる差応力が世界標準値よりも小さいことを示唆している. 661 イベント時の差
290 応力が, 中央値よりも大きいグループと小さいグループの 2 つに分け, 各グループに
291 属する地震活動の b 値を求めた (Fig. 14). その結果, 差応力が大きいグループの b
292 値の方が小さくなった. これは, Scholz [2015] の指摘を支持する. ここでも式(3)を用
293 いた検定を行った結果, $\Delta AIC > 5$ となり, 極めて有意な差があると判断できる. 潮
294 汐応力は僅か数 kPa の変化であるが, 大小様々なアスペリティに対して, 広域に同時
295 に数時間にわたって影響を及ぼすため, カスケードアップ [Noda et al., 2013] しやす
296 くなり, 大きめの地震へと成長するために, 結果的に b 値が小さくなるのではなかろ
297 うか. 潮汐による差応力の擾乱が地震規模の嵩上げ (破壊が開始した後のすべりの成
298 長) に寄与している可能性は否定できない. なお, 地震規模と差応力の相関係数は
299 0.14 であった.

300 5-4. 間隙水圧に関する情報

301 ΔCFF については, 見かけの摩擦係数 μ' を 0.1, 0.4, 0.7 とした場合を考えた. ΔCFF
302 と地震活動との相関の度合いから見かけの摩擦係数を推定でき, プレート境界面の
303 間隙水圧に関する情報が得られると期待される. 補遺の式 A7 ($\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma$)
304 を書き換えると, $\Delta CFF = \Delta\tau + \mu_0(\Delta\sigma + \Delta p)$ と表せる. ここで, μ_0 は静摩擦係数, Δp は
305 間隙水圧である. 成熟した断層の場合, $\Delta p \propto -\Delta\sigma$ と考えられる [Cocco and Rice, 2002]
306 ため, $\Delta p = -k\Delta\sigma$ とおくと, $\mu' = \mu_0(1 - k)$ と表される. したがって, プレート境界面
307 における間隙水圧の $\Delta\sigma$ に対する応答が強ければ (則ち $k \sim 1$ のとき), 見かけの摩擦係
308 数は小さく ($\mu' \sim 0$) となり, ΔCFF に対する $\Delta\tau$ の寄与が優勢となる. 反対に, 間隙水
309 圧の $\Delta\sigma$ に対する応答が弱ければ ($k \sim 0$ のとき), $\mu' \sim \mu_0$ となり, $\Delta\tau$ に比べてもともと
310 絶対値が一桁程度大きい $\Delta\sigma$ の方が ΔCFF に対して寄与が大きくなる. ここまでみて
311 きたように, $\Delta\tau$ や $\Delta CFF_{(0.1)}$ よりも $\Delta\sigma$ の方が地震のトリガーに寄与している. このこ
312 とから, トンガ・ケルマディック海溝沿いのプレート境界面は, 他の地域に比べ見か
313 けの摩擦係数が相対的に大きく, その原因のひとつとして, 間隙水圧の $\Delta\sigma$ に対する
314 応答が弱いことが示唆される. トンガ・ケルマディック海溝沿いでは, 流体の寄与が
315 示唆されるスロー地震が発生したという報告はない [Obara and Kato, 2016]. このこ
316 とは, この地域のプレート境界面での間隙水圧の影響が弱いことを支持する.

317 5-5. テクトニックとの関係

318 5-5-1. テクトニック背景

319 Ide [2013]は、海溝軸から 200 km 以内の背景地震の発生率がプレート収束速度に比
320 例して南から北にかけて増加することを示した。沈み込むスラブの曲率は、ニュージ
321 ーランドへ南下するに従って徐々に小さくなる [Nishikawa and Ide, 2015]。Nishikawa
322 and Ide [2015]は、沈み込み帯で発生する背景地震の活動度 [Ide, 2013] はスラブの折
323 れ曲がりに比例しており、折れ曲がりに関連した流体が関与していると指摘した。一
324 方、第 2 節で述べたように、プレート境界地震 (Fig. 1c: ただし、背景地震と余震活
325 動との切り分けはしていない) についてみれば逆センスであることがわかる (5-5-2
326 節でも触れる)。

327 ラウ海盆 (Fig. 15a) は東西に 6.5–10 cm/y で中央海嶺型の拡大を続けている [Taylor
328 et al., 1996; Turner and Hawkesworth, 1998; Fujiwara et al., 2001]。一方、ラウ海盆の南
329 側の背弧海盆であるハブルトラフはリフティングによって東西に 6 cm/y で拡大して
330 いる [Parson and Wright, 1996]。ケルマディック海溝の東方沖にはルイビル海山列が
331 北北西–南南東方向に伸びている (Fig. 15a)。海溝とルイビル海山列との衝突帯は
332 5Ma から 18 cm/y で南下し、その移動距離は 1000 km ($\sim 10^\circ$) に達する [Ballance et
333 al., 1989]。この絶え間ない海山列の衝突により、トンガ海溝は本来の位置 (ケルマデ
334 ィック海溝の北方延長) より西方へ押しやられている [Lallemand et al., 1992]。Scholz
335 and Small [1997]は、一般的に沈み込んだ海山によって法線応力の増加が期待され、プ
336 レート間の固着が強くなるために普段の地震活動が低調となっていると指摘した。
337 これに対して、沈み込んだ海山の通り道は寧ろ安定的にすべっているために普段の
338 地震活動が低調となるという指摘 [例えば, Mochizuki et al., 2008] もある。原因の解
339 釈は正反対であるが、どちらも海山によって地震活動が低調となることを主張して
340 おり、事実、南緯 18.5°付近の山羊座海山やルイビル海山列系の Mo'unga 海山が沈み
341 込みつつある領域やプチ海山群が沖に分布する領域では地震活動が少ない (Fig. 1c)。
342 沈み込んだ海山の振る舞いは、マリアナ海溝のような浸食型とチリ海溝のような付
343 加型で異なるという指摘 [Cloos and Shreve, 1996] もある。ルイビル海山列から北に
344 延びるトンガ海溝は浸食型、南に延びるケルマディック海溝は付加型に分類されて
345 いる。トンガ・ケルマディック海溝沿いはこのような変化に富んだテクトニック環境
346 下であり、地震の活動様式とテクトニクスには密接な関係があると考えられる。

347 5-5-2. $\Delta\sigma$ に敏感な地域

348 ここでは、地震トリガーを支配している可能性のある $\Delta\sigma$ とテクトニックな関係に
349 ついて議論する。Fig. 12b より、 $\Delta\sigma > 4.8$ kPa (< -4.8 kPa) では、バックグラウンド潮
350 汐の出現率から期待されるよりも地震の出現率が比較的大きい(小さい)ことがわか
351 る。そこで、これらのイベントの時空間分布を Fig. 15 に示す。赤のシンボルは $\Delta\sigma >$
352 4.8 kPa 時のイベントで 94 個、青のシンボルは $\Delta\sigma < -4.8$ kPa 時のイベントで 41 個あ
353 る。南緯 17–19°では該当するイベントの抜けが目立つ (Fig. 15a) が、山羊座海山が
354 沈み込みつつあって地震活動が元来低調な地域である。

355 Fig. 15c は、背景地震 661 個に対する $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時及び $\Delta\sigma < -4.8$ kPa 時の地震の
356 発生率について緯度 1 度毎に集計したものである。 $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時 (黒実線) や $\Delta\sigma <$
357 -4.8 kPa 時 (破線) となるバックグラウンド潮汐 (各地震の発生前後 183 日間の指標
358 変化の 15 分値に基づく) の出現率は、南方向へ徐々に大きくなっている。661 個の
359 地震の平均的な断層パラメータ値 (深さ 15 km, 走向 200°, 傾斜角 25°, すべり角 95°,
360 Fig. 3 参照) を持つ仮想的な断層を海溝軸に沿って北 (西経 172.5°, 南緯 17.5°) から
361 南 (西経 178.0°, 南緯 32.5°) に等間隔で 4 点配置し、理論潮汐を計算したところ、
362 $\Delta\sigma$ の潮汐レベル値は本質的に南の方が大きくなった。プレート境界型地震が解析領
363 域の南側で多く発生する要因のひとつかもしれない。また同時に、このような影響を
364 受けて大局的には、 $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時の地震 (赤線) や $\Delta\sigma < -4.8$ kPa 時の地震 (青線)
365 も南側で起きやすい傾向を示す。しかしその傾向から外れた、 $\Delta\sigma$ に特に敏感な地域
366 は、バックグラウンド潮汐の出現率 (黒線) に対する地震の出現率 (赤 and/or 青線)
367 の差が大きい、南緯 20–22°及び 27–29°区間 (Fig. 15c 右端の黒棒) である。ただし、
368 $\Delta\sigma$ に関係なく偶然発生した地震の重みを小さくするため、ここでは緯度 1 度の背景
369 地震が 30 個以上ある区間についてみた。これら $\Delta\sigma$ に特に敏感な 2 区間はどちらも
370 沈み込みつつある海山やアウターライズに分布するプチ海山群から離れた位置にあ
371 り、プレート境界面のラフネス (凸凹) が比較的小さいと考えられる。プレート境界
372 面がスムーズであれば、 $\Delta\sigma$ による影響が相対的に大きくなり、地震の潮汐依存性が
373 強くなると考えられる。一方、プレート境界面に海山が存在する場合は海山によって
374 法線応力が増加する [Scholz and Small, 1997] ため、 $\Delta\sigma$ による影響は相対的に小さく
375 なり、地震の潮汐依存性が弱まるのではなかろうか。この結果は、沈み込んだ海山の
376 通り道が安定すべりとなること [例えば, Mochizuki et al., 2008] を否定するものでは

377 ない。地震自体が発生しないため、本解析からは判断できない。上記の議論は
378 speculation であり、明確な解釈には今後のさらなる解析が必要である。

379 5-6. 周期的な地震活動の変化

380 $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時の地震活動は定期的に静穏化しているように見える (**Fig. 15d** 上部
381 の黒棒)。地震活動がある発生率 ν のポアソン過程と見做せるとき、ある一定期間 Δt
382 に発生する地震回数は期待値 $\nu\Delta t$ のポアソン分布に従う。この性質を利用して、ある
383 一定期間内の地震活動の時間的な活発化・静穏化を指数化する。前処理として、デク
384 ラスタ処理が必要となる。ここでは、震央距離 30 km, 時間差 30 日のイベントを数
385 珠繋ぎし、最大の規模を持つイベントで代表させた。デクラスタ処理により、全 661
386 個から 533 個に減少したデクラスタカタログが得られた。このとき、コルモゴロフ・
387 スミルノフ検定により、帰無仮説「地震の発生間隔が定常ポアソン過程である」は有
388 意水準 5%では棄却できず、ポアソン性の高い結果が得られていることを確認した。
389 $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時のイベント 94 個のうち、上記のデクラスタカタログに対応するイベ
390 ントは 69 個である。平均発生率 69 個/40 年を持つポアソン過程と見做し、各時間窓
391 内の地震数をポアソン分布に基づき、出現率が上から 5%, 10%, 15%, 40%, 15%,
392 10%, 5%となるように地震活動指数を-3, -2, -1, 0, 1, 2, 3 の 7 カテゴリーに設定した。
393 +3 が通常より活発、-3 が静穏を示す。時間窓を 1080 日間 (約 3 年間)、時間シフト
394 を 180 日 (約半年間)とした場合の地震活動指数の時系列を **Fig. 16** の二重線で示す。
395 1080 日間の平均発生率は 5.10 回であるため、指数-3 と 3 に対応する地震回数はそれ
396 ぞれ 1 回以下と 9 回以上である。十数年間隔を持つ静穏期 (1989 年, 2002 年, 2015
397 年頃) の間に同程度の出現間隔を持つ活発期 (1982 年, 1997 年, 2008 年頃) が認め
398 られ、静穏化と活発化が交互に繰り返しているように見える。長期的な潮汐周期とし
399 ては、対恒星近点順行周期 (8.85 年) や対恒星交点逆行周期 (18.61 年) が知られて
400 いるが、それらの周期とは対応していない。**Fig. 16** には、仮想的な断層面上での $\Delta\sigma$
401 の 40 年間の変化も重ねている。仮定した断層の位置は解析領域の中央で、深さや断
402 層パラメータは 661 個の地震の平均的な値 (**Fig. 3** 参照) とした。位置や断層パラメ
403 ータを多少変えると、振幅は多少変化するが大局的な位相は変化しない。対恒星交点
404 逆行周期 (破線) を始め様々な周期が見て取れるが、地震活動の活発化・静穏化と対
405 応した周期は認められない。 $\Delta\tau$ や $\Delta CFF_{(0.1)}$ についても同様の手順で地震活動指数を
406 計算した。ここで **Fig. 12** から、 $\Delta\tau > 0.8$ kPa, $\Delta CFF_{(0.1)} > 1.12$ kPa 時に発生したイベ

407 ントを対象とした。その結果、 $\Delta\sigma$ のような明確な周期性はみられなかった。
408 日本の東北沖では、小繰り返し地震の解析及び GNSS 解析から、プレートの沈み込
409 みレートが周期的に揺らいでいることが指摘されている [Uchida et al., 2016]。これ
410 は Fig. 16 でみられる静穏化と活発化がほぼ周期的に繰り返している点と類似してい
411 る（東北沖の周期約 1-6 年に対し、本解析領域の周期は十数年であるが）。同じ太平
412 洋プレートの縁にあたる本解析地域においてもプレートの沈み込みレートに周期的
413 な揺らぎがあったとしても不思議ではない。プレートの沈み込みレート（テクトニッ
414 クローディングレート）が大きいタイミングでは、 $\Delta\sigma$ の効果が相対的に小さくなる
415 ため、潮汐による擾乱が小さい時でも地震に至るケースが増える。その結果、 $\Delta\sigma > 4.8$
416 kPa の条件を満たす地震数が減るため、静穏化するのかもしれない。データの蓄積を
417 待って将来の追試が必要である。

418

419 § 6. まとめ

420 トンガ・ケルマディック海溝沿いで発生したプレート境界型の地震活動について、
421 潮汐との相関を調査した。潮汐指標は体積歪、せん断応力、法線応力、及び ΔCFF (0.1,
422 0.4, 0.7) の 6 つを扱い、従来用いられてきた潮汐位相角だけでなく潮汐指標値そのも
423 のにも注目した。解析の結果、潮汐指標値の絶対値が大きいほど、地震の選択性が顕
424 著であり（指標値が大きな正の時に地震が起きやすく、大きな負で起きにくい）、せ
425 ん断応力よりも法線応力の方が地震のトリガーに寄与していることがわかった。潮
426 汐の差応力が大きい時に G-R 則の b 値が低下する傾向にあり、岩石実験の結果と整
427 合する。トンガ・ケルマディック海溝沿いのプレート境界面における見かけの摩擦係
428 数は相対的に大きめであることから、間隙水圧の $\Delta\sigma$ に対する応答は弱いと考えられ
429 る。南緯 20–22° 及び 27–29° 区間は潮汐法線応力に特に敏感な地域と考えられる。

430 本研究を通して、潮汐応力が地震のトリガー効果を持っていることや潮汐に特に
431 敏感な地域が示された。この情報が地震の予測に少しでも役立つことを願う。

432

433

434 § A. 補遺

435 A-1. 本解析プログラムの特徴

436 A-1-1. 固体潮汐の計算

437 固体潮汐の計算には中井 [1979]の起潮力ポテンシャル計算ロジックに、小沢
438 [1974]の歪 6 成分の定式化を組み合わせたプログラムを用いた。このプログラムは、
439 静力学的な場で計算された地球潮汐($n=2$)に対する固有関数(補遺 A-2 参照)を読み
440 込み、任意の深さにおける歪テンソル 6 成分に対する時系列を出力する。地表ではせ
441 ん断歪は境界条件からゼロとなるが、地下においては一般にはゼロではなく、厳密な
442 計算が必要となる。なお、小沢 [1974]にある、動径方向への微分を含んだ歪成分の計
443 算の際に起潮力ポテンシャルも動径方向微分しているという誤りは訂正した。

444 GOTIC2 [Matsumoto et al., 2001] では固体潮汐も計算できるが、地表における値で
445 あることに加え、高々 21 個の分潮しか考慮されない。地球潮汐に占める固体潮汐の
446 寄与は大きく、十分な精度を確保する必要があるため、太陽と月の位置から直接起潮
447 力ポテンシャルを計算し、それに固有関数(補遺 A-2 参照)を掛ける方式のプログラ
448 ムを使用した。

449

450 A-1-2. 海洋潮汐荷重効果の計算

451 海洋潮汐荷重効果は、地表に鉛直点荷重を加えた場合の任意の距離及び深さにお
452 ける変形に関するグリーン関数(補遺 A-3 参照)と、全球海洋潮汐モデル(緯度×経
453 度セル毎の各分潮に対する振幅と位相の分布)とのコンボリューションによって計
454 算される。海洋潮汐モデルは NAO.99b [Matsumoto et al., 2000] の短周期潮汐 16 分潮
455 (M2, S2, K1, O1, N2, P1, K2, Q1, M1, J1, OO1, 2N2, Mu2, Nu2, L2, T2) 及び NAO.99L
456 [Takanezawa et al., 2001] の長周期潮汐 5 分潮 (Mtm, Mf, Mm, Ssa, Sa) から成る計 21
457 分潮を考慮した。海域の分割については、荷重点からの角距離 $\theta > 10^\circ$ については経
458 度×緯度のセルを $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (1 次メッシュ)、 $5^\circ < \theta \leq 10^\circ$ については $5' \times 5'$ (2 次メ
459 ッシュ)、 $0.2^\circ < \theta \leq 5^\circ$ については $30'' \times 30''$ (3 次メッシュ)、 $\theta \leq 0.2^\circ$ については $1.5''$
460 $\times 1.5''$ (4 次メッシュ) とした。分割した区域内に陸が含まれる場合は、その矩形内
461 での海の面積割合を考慮した計算を行った。ちなみに、対象点(震央)が日本周辺の
462 場合は、主要 16 分潮の海洋潮汐モデルを NAO.99b から NAO.99Jb [Matsumoto et al.,
463 2000] に変更し、 $5^\circ < \theta \leq 10^\circ$ については $7.5' \times 5'$ 、 $0.2^\circ < \theta \leq 5^\circ$ については $45'' \times 30''$,

464 $\theta \leq 0.2^\circ$ については $2.25'' \times 1.5''$ とした。

465 本研究で用いたプログラムは、GOTIC2をベースに改造したものである。改造点を
466 以下に述べる。GOTIC2は、グリーン関数が地表における変形に対するもののみであ
467 るため、海底下や地下の地震活動域の変形を議論するには不適である。海底下につい
468 て計算する場合、直上の海洋セルからの寄与の計算に工夫が必要となる。GOTIC2で
469 は、各海洋セルからの寄与については、セル内のグリーン関数の振る舞いを2次関数
470 で近似して積分で評価している。荷重点からの角距離 θ が 0.0001° – 179.99° の範囲につ
471 いてのグリーン関数が与えられている場合（補遺 A-3 参照）、 $\theta = 0^\circ$ では U_θ 以外のグ
472 リーン関数値は有限の値をとるが、その値を 0.0001° ($0.36''$) 以遠の値から外挿する
473 ことは困難である。これは対象点（震央）が属するセルからの積分の寄与を計算する
474 ことができないことを意味する。また、対象点からの最短距離が 0.0001° 未満のセル
475 についても、その中のグリーン関数の振る舞いを適切に表現することは困難である。
476 そのため、対象点を含む4次メッシュのセル1個と、対象点からセルの4辺のいづ
477 れかまでの最短距離が 0.0001° 未満の4次メッシュは計算から一旦除外した。除外さ
478 れ得るセルの総面積は、最大で $3.0'' \times 3.0''$ （日本周辺だと $4.5'' \times 3.0''$ ）で、およそ 100
479 m \times 100 m のエリアである。計算除外されたセルからの寄与については次のように処
480 理した。対象点の深さが 1 km より深い場合については、直上からの寄与を無視し、
481 当該セルを「陸」として扱うこととした。無視できる理由については補遺 A-5 を参照
482 のこと。なお、対象点の深さが 1 km より浅い場合については、ブジネスク近似によ
483 る理論値で別途評価する必要があるが、本研究で対象とした地震の深さはすべて
484 10 km 以深である。また、荷重点近傍においては地下におけるグリーン関数の挙動は
485 複雑となる（補遺 A-3 の Fig. A2 参照）。そのため、ひとつのセル内での関数の変化
486 を高々2次関数で近似する GOTIC2 のロジックを有効とするためには、たとえ広域
487 にわたって海が分布している領域であっても、2次関数近似が成立するよう、震央近
488 傍では細かなセルを設定する必要がある。そこで、本プログラムは日本国内外に関わ
489 らず4次メッシュまで扱う（パラメータ MESH4 及び FULLMESH は ON）。

490 上述のとおり、GOTIC2では、各海洋セルからの寄与については、セル内のグリー
491 ン関数の振る舞いを2次関数で近似したうえで、積分を解析表現で評価している。し
492 かし、体積歪 ε_{vol} 等については、積分の解析表現が存在しない項を含むため、数値積
493 分で計算することとした。

494

495 A-2. 固有関数

496 静力学的な場の地球の固有関数 $y_i^n(r)$ ($i = 1, 2, \dots, 6$)の計算は, [Kamigaichi \[1998\]](#)に
497 従った. ただし, 地球モデルは 1066A [[Gilbert and Dziewonski, 1975](#)] から PREM
498 [[Dziewonski and Anderson, 1981](#)] へ変更した. PREM の海洋層 (深さ 0–3.0 km) につ
499 いては, [Tsuruoka et al. \[1995\]](#)と同一の地殻物性 ($V_p = 5$ km/s, $V_s = 2.6$ km/s, $\rho = 2.6$
500 g/cm³) で置換したモデルに対して計算した. 固体潮汐($n=2$)については, 波長が非常
501 に長い現象であるため, 深さ方向のグリッド間隔を表面鉛直荷重の場合ほど細かく
502 設定する必要はない. しかし, 海洋潮汐荷重効果の見積もりに必要となる表面鉛直荷
503 重に関する固有関数計算時の深さ方向のグリッド間隔はかなり密にしなければなら
504 ない. 対象とできる震源の深さは 0–102.4 km とし, 波数と物性の境界 (深さ 3.0, 15.0,
505 24.4, 80.0 km) に応じて以下のように変えた. 波数 n が 0–5,000 については, 深さ 0.0–
506 3.0 km は 0.0075 km 間隔 (グリッド数 400 個), 深さ 3.0–15.0 km は 0.006 km 間隔
507 (2,000 個), 深さ 15.0–24.4 km は 0.94 km 間隔 (10 個), 深さ 24.4–80.0 km は 1.39 km
508 間隔 (40 個), 深さ 80–102.4 km は 1.4 km 間隔 (16 個) である. 精度を保障するため
509 に, n が 5,000 以上については, 地殻の最浅部 (深さ 0.0–3.0 km) での数値積分のス
510 テップを 75 cm (0.00075 km 間隔, 4,000 個) とし, これ以深では $n=0$ –5,000 の場合
511 と同じにした. 本研究では, n の上限は 10,000 とした. (本研究では対象となってい
512 ないが) 震源の深さが 10 km 未満の場合の波数 n は 10,000 以上まで考慮する必要が
513 ある [[Kamigaichi, 1998](#)]. 物性境界の深さにおける地点の潮汐応答を計算する場合,
514 本プログラムでは上側の層の物性を用いる.

515 本研究で扱うグリーン関数 (補遺 A-3 参照) は, 固有関数 $y_1^n(r)$ 及び $y_3^n(r)$ とそれぞ
516 れの空間微分 ($\frac{dy_1^n(r)}{dr}$, $\frac{dy_3^n(r)}{dr}$) から算出される. **Fig. A1** にいくつかの n における表面
517 鉛直荷重に関する固有関数 $y_1^n(r)$ 及び $y_3^n(r)$ の深さプロファイルを示す. 上記の計算グ
518 リッドは丸印で示されている. いずれの n についても, 関数値は $\frac{dy_i^n(r) - \min_i^n}{\max_i^n - \min_i^n}$ で規格化
519 されている. ここで, \min_i^n 及び \max_i^n はそれぞれ n, i に対応した最小値及び最大値で,
520 **Fig. A1** 中に示してある. PREM の物性境界にあたる深さ 3.0, 15.0, 24.4 km で, $y_1^n(r)$
521 は低次の n に, $y_3^n(r)$ はやや高次の n に折れ曲がりが見られる. [Kamigaichi \[1998\]](#)の
522 Fig. 1 の $y_1^n(r)$ は地表面値で正規化しているため, **Fig. A1(a)**とは印象が異なるが, 地

の簡易和訳版

523 球モデルに依存して折れ曲がりの深さが多少異なる以外は、ほぼ同じ特徴を示して
524 いる。Fig. A1 に示す固有関数の特徴は以下の通りである。固有関数 $y_1^n(r)$ (Fig. A1(a))
525 の絶対値はいずれの n についても深さ0 kmが最大で、深さとともに単調に減少する。
526 高次の n については、変形が地殻最浅部に限られ、固有関数値は最浅部の構造によっ
527 てのみコントロールされている。しかし低次の n については、マントルが全体的に変
528 形し、固有関数値はマントルの物性に大いにコントロールされている。次に、固有関
529 数 $y_3^n(r)$ (Fig. A1(b)) の特徴について述べる。 $y_3^n(r)$ の絶対値はいずれの n についても
530 深さ0 kmが最大である。 n が高次となると正から負へ符号が反転する深さが浅くな
531 り、最終的にゼロに収束する傾向を示す。

532

533 A-3. 任意の深さにおけるグリーン関数の計算

534 さまざまな波数 n に対する表面鉛直荷重に関する固有関数 (補遺 A-2 参照) から
535 地表鉛直点荷重に対するグリーン関数への変換手法は Kamigaichi [1998]に従った。出
536 力されるグリーン関数は、球座標系 (r, θ, ϕ) で表すと、動径方向 (鉛直方向) の変
537 位 U_r 、余緯度方向 (水平方向) の変位 U_θ 、余緯度方向の線歪 $E_{\theta\theta}$ 、動径方向の線歪 E_{rr} 、
538 せん断歪 $E_{r\theta}$ 、体積歪 E_{vol} の6種類である。Fig. A2 に表面点荷重に対する各深さにお
539 ける各グリーン関数を示す。荷重点からの角距離 θ が 0.0001° – 179.99° の範囲について、
540 丸印で示した点で計算した。GOTIC2 ではこの計算点は Farrell [1972]の Table A3 の通
541 り50個であるが、本研究では特に近距離の刻み幅を小さくし、計算点を全部で81個
542 と増やして解像度を上げた。具体的な θ を示すと、 $\theta < 100^\circ$ の場合は(1.0, 1.2, 1.6, 2.0,
543 2.5, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0) $\times 10^{(-4, -3, -2, -1, 0, 1)^\circ}$ の72個、 $\theta \geq 100^\circ$ の場合は 10° 刻み
544 の9個を合わせた計81個である。GOTIC2 では、一番近距離の θ は 1.0×10^{-40} と同じで
545 あるが、次が 1.0×10^{-30} まで飛び、その次が 1.0×10^{-20} で、 1.0° 未満で本研究より粗い。
546 深さ0 kmにおける $\theta = 0.1^\circ$ 付近の様子が Kamigaichi [1998]の Fig. 3 と異なるが、これ
547 は地球モデルに依存するためのもので大局的には同じ特徴を示している。これら6種
548 類の物理量があれば歪テンソル6成分の計算に対応できる。Kamigaichi [1998]で取り
549 扱っていない E_{rr} 及び $E_{r\theta}$ の式のみ以下に示す。

$$E_{rr} = \frac{G}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{dy_1^n(r)}{dr} P_n(\cos \theta) \quad (\text{A1})$$

の簡易和訳版

$$E_{r\theta} = \frac{1}{2} \frac{G}{a} \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{y_1^n(r)}{r} - \frac{y_3^n(r)}{r} + \frac{dy_3^n(r)}{dr} \right) \frac{\partial P_n(\cos \theta)}{\partial \theta} \quad (\text{A2})$$

550 ここで、 G は万有引力定数、 a は地球半径、 $y_1^n(r)$ 及び $y_3^n(r)$ は n 次の固有関数、 $P_n(\cos \theta)$
 551 は n 次のルジャンドル関数である。なお、 U_ϕ 、 $E_{r\phi}$ 、 $E_{\theta\phi}$ は点荷重問題の対称性から
 552 ゼロであり、 $E_{\phi\phi}$ は非ゼロであるが U_r 及び U_θ から計算可能である [Kamigaichi, 1998]。
 553 通常、プレート境界型地震が発生する深さ 10 km 以深については、足し合わせ次数 n
 554 の上限は 10,000 で十分である [Kamigaichi, 1998]。

555

556 A-4. 仮定した断層座標系への変換

557 本オリジナル座標系は、 x : 東、 y : 北、 z : 上である (GOTIC2 に準拠)。ここでは
 558 本座標系を、仮定した断層座標系へ変換する手順について述べる。Aki and Richards
 559 [2002]の Fig. 4.20 で示される一般的な座標系 (x' : 北、 y' : 東、 z' : 下) を一度経由
 560 し、断層座標系 (x'' : すべり方向、 y'' : 法線方向、 z'' : $x'' \times y''$ (ベクトル積)) へ変
 561 換するため、計 2 回の座標系変換 (回転) を行う必要がある。

562 $\{x, y, z\}$ 座標系から $\{x', y', z'\}$ 座標系への変換 (回転) 行列 A_1 は、

$$A_1 = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{pmatrix} \quad (\text{A3})$$

563 である。 $\{x', y', z'\}$ 座標系から $\{x'', y'', z''\}$ 座標系への変換 (回転) 行列 A_2 は、

$$A_2 = \begin{pmatrix} \cos \lambda \cos \phi_s + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi_s & \cos \lambda \sin \phi_s - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi_s & -\sin \lambda \sin \delta \\ -\sin \delta \sin \phi_s & \sin \delta \cos \phi_s & -\cos \delta \end{pmatrix} \quad (\text{A4})$$

564 である。ここで、 ϕ_s は走向、 δ は傾斜角、 λ はすべり角である。第 3 行は第 1 行ベクトル
 565 と第 2 行ベクトルのベクトル積で、煩雑になるため省略した。

566 これら 2 回の座標変換 (回転) を表す行列 A は $A = A_2 A_1$ と表せる。オリジナル座標
 567 系での歪テンソルを E 、断層座標系での歪テンソルを E'' とした場合、 $E'' = A E A^t$ の関
 568 係がある。断層面上のせん断応力 $\Delta \tau$ 、法線応力 $\Delta \sigma$ 及び ΔCFF は、次のように表せ
 569 る。

$$\Delta \tau = 2\mu_L \varepsilon_{x''y''} \quad (\text{A5})$$

$$\Delta \sigma = \lambda_L \varepsilon_{vol} + 2\mu_L \varepsilon_{y''y''} \quad (\text{A6})$$

$$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma \quad (\text{A7})$$

570 ここで、 ε_{vol} は体積歪で座標変換に依存しない。 λ_L 及び μ_L はラメの定数で、それぞれ

の簡易和訳版

571 $\lambda_L = \rho(V_p^2 - 2V_s^2)$ 及び $\mu_L = \rho V_s^2$ から求めた. μ' は見かけの摩擦係数である. オリジナル座標系で得られた歪テンソル 6 成分 ($\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz}, \varepsilon_{xy}, \varepsilon_{xz}, \varepsilon_{yz}$) を用いて, $\varepsilon_{x''y''}$,
572 $\varepsilon_{y''y''}$ 及び ε_{vol} を明示的に書き下すと以下のようなになる.
573
574

$$\varepsilon_{x''y''} = a_{11}b_1 + a_{12}b_2 + a_{13}b_3 \quad (\text{A8})$$

$$\varepsilon_{y''y''} = a_{21}b_1 + a_{22}b_2 + a_{23}b_3 \quad (\text{A9})$$

$$\varepsilon_{vol} = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} \quad (\text{A10})$$

$$b_1 = a_{21}\varepsilon_{xx} + a_{22}\varepsilon_{xy} + a_{23}\varepsilon_{xz} \quad (\text{A11})$$

$$b_2 = a_{21}\varepsilon_{xy} + a_{22}\varepsilon_{yy} + a_{23}\varepsilon_{yz} \quad (\text{A12})$$

$$b_3 = a_{21}\varepsilon_{xz} + a_{22}\varepsilon_{yz} + a_{23}\varepsilon_{zz} \quad (\text{A13})$$

$$a_{11} = \cos \lambda \sin \phi_s - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi_s \quad (\text{A14})$$

$$a_{12} = \cos \lambda \cos \phi_s + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi_s \quad (\text{A15})$$

$$a_{13} = \sin \lambda \sin \delta \quad (\text{A16})$$

$$a_{21} = \sin \delta \cos \phi_s \quad (\text{A17})$$

$$a_{22} = -\sin \delta \sin \phi_s \quad (\text{A18})$$

$$a_{23} = \cos \delta \quad (\text{A19})$$

575

576 A-5. 対象点直上半径 R 以内からの寄与が全体に占める割合

577 補遺 A-1-2 で述べたように, 海底下の対象点の深さが 1 km より深い場合, 直上からの寄与を無視する処理を行った. その根拠を以下に示す. ブジネスク近似 (半無限均質完全弾性体媒質) で, 直上の半径 R 以内からの寄与が平面全体からの寄与に占める比率を見積もる. ここでは, 歪や傾斜などのように $1/(a\theta)^2$ で減衰する物理量の代表例として体積歪を取り上げる. 表面鉛直単位点荷重に対する媒質内の体積歪は,
581 円筒座標系 (r, θ, z) で考えると, 次式で表される [Kamigaichi, 1998].
582

$$E_{vol} = \frac{1}{2\pi\eta} \frac{z}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (\text{A20})$$

583 ここで, z は深さ, r は荷重点からの水平距離, $\eta = \lambda + \mu$ である. したがって, 半無限媒質表面に均質な荷重密度 ρ が分布していると仮定した場合, 半径 R 以内の寄与
584
585 は,

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

$$E_{\text{vol}} = \frac{\rho g}{2\pi\eta} \int_0^{2\pi} \int_0^R \frac{z}{(r^2 + z^2)^{3/2}} r dr d\phi = \frac{\rho g}{\eta} \left\{ 1 - \cos\left(\arctan\frac{R}{z}\right) \right\} \quad (\text{A21})$$

586 となる。よって、全体 ($R \rightarrow \infty$) に占める R 以内からの寄与は、 $1 - \cos\left(\arctan\frac{R}{z}\right)$ と
587 なる。この値は、 $R = 100$ m と固定して考えると、 $z = 10$ m で約 90%、 $z = 100$ m で約
588 30%、 $z = 1000$ m で約 0.5% である。すなわち、 $(R/z) < 0.1$ であれば直上の半径 R 以内
589 からの寄与は全体の 0.5% 以下となり無視できる。なお、変位などの $1/a\theta$ で減衰する
590 物理量については、荷重点近傍からの相対的寄与は歪や傾斜に比べてさらに小さい。

591

592 謝辞

593 鶴岡弘博士及び田中佐千子博士には、潮汐に関する解析について大変有益な助言
594 をいただきました。CMT 解カタログは Global CMT Project

595 [<https://www.globalcmt.org/CMTfiles.html>] から取得しました。地表のプレート境界
596 データは Bird [2003] を使用しました。スラブの等深線データは USGS

597 [<https://earthquake.usgs.gov/data/slab/>] から取得しました。プレート収束速度の算出
598 には UNAVCO [<https://www.unavco.org/>] の Plate Motion Calculator を使用しました。

599 図の作成には GMT [Wessel et al., 2013] を使用しました。地下の潮汐歪及び潮汐応
600 力を計算できるプログラム「**TidalStrain.2**」は下記の気象研サーバで公開していま
601 す [<https://mri-2.mri-jma.go.jp/owncloud/s/tjqx7HfK8bD3KQf>].

602

603 文献

604 Aki, K. and P. G. Richards, 2002, Quantitative seismology, 2nd ed., *University Science Books*,
605 *Sausalito*, 700pp.

606 Ballance, P. F., D. W. Scholl, T. L. Vallier, and R. H. Herzer, 1989, Subduction of a late
607 Cretaceous seamount of the Louisville ridge at the Tonga trench: A model of normal and
608 accelerated tectonic erosion, *Tectonics*, **8**, 953-962.

609 Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4**,
610 1027, doi: 10:1029/2001GC000252.

611 Cloos, M. and R. L. Shreve, 1996, Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean- and
612 Marianas-type subduction zones, *Geology*, **24**, 107-110.

613 Cocco, M. and J. R. Rice, 2002, Pore pressure and proelasticity effects in Coulomb stress

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

- 614 analysis of earthquake interactions, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi: 10.1029/2000JB000138.
- 615 Crawford, W. C., J. A. Hildebrand, L. M. Dorman, S. C. Webb, and D. A. Wiens, 2003, Tonga
616 Ridge and Lau Basin crustal structure from seismic refraction data, *J. Geophys. Res.*, **108**,
617 doi: 10.1029/2001JB001435.
- 618 Dziewonski, A. M. and D. L. Anderson, 1981, Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth.
619 Planet. Inter.*, **25**, 297-356, doi: 10.1016/0031-9201(81)90046-7.
- 620 Dziewonski, A. M., T.-A. Chou, and J. H. Woodhouse, 1981, Determination of earthquake
621 source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J.
622 Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852, doi: 10.1029/JB086iB04p02825.
- 623 Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski, 2012, The global CMT project 2004-2010:
624 Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **200-201**, 1-
625 9, doi: 10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- 626 Farrell, W. E., 1972, Deformation of the Earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Phys.*,
627 **10**, 761-797.
- 628 Flinn, E. A., E. R. Engdahl, and A. R. Hill, 1974, Seismic and geographical regionalization,
629 *Bull. Seism. Soc. Am.*, **64**, 771-993.
- 630 Fujiwara, T., T. Yamazaki, and M. Joshima, 2001, Bathymetry and magnetic anomalies in the
631 Havre Trough and southern Lau Basin: from rifting to spreading in back-arc basins, *Earth
632 Planet. Science Lett.*, **185**, 253-264.
- 633 Gilbert, F. and A. M. Dziewonski, 1975, An application of normal mode theory to the retrieval
634 of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. R. Soc.
635 London A*, **278**, 187-269.
- 636 Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1944, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism.
637 Soc. Am.*, **34**, 185-188.
- 638 Hayes, G. P., D. J. Wald, and R. L. Johnson, 2012, Slab1.0: A three-dimensional model of
639 global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.*, **117**, B01302, doi:
640 10.1029/2011JB008524.
- 641 Heaton, T. H., 1975, Tidal triggering of earthquakes, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **43**, 307-326.
- 642 Ide, S., 2013, The proportionality between relative plate velocity and seismicity in subduction
643 zones, *Nature Geo.*, **6**, 780-784, doi: 10.1038/NGEO1901.

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

- 644 Ide, S. and Y. Tanaka, 2014, Controls on plate motion by oscillating tidal stress: Evidence
645 from deep tremors in western Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3842-3850,
646 doi:10.1002/2014GL060035.
- 647 Ide, S., S. Yabe, and Y. Tanaka, 2016, Earthquake potential revealed by tidal influence on
648 earthquake size-frequency statistics, *Nature Geo.*, **9**, 834-838, doi:10.1038/NGEO2796.
- 649 Kamigaichi, O., 1998, Green functions of the earth at borehole sensor installation depths for
650 surface point load, *Papers in Meteorology and Geophysics*, **48**, 89-100.
- 651 Lallemand, S. E., J. Malavieille, and S. Calassou, 1992, Effects of oceanic ridge subduction
652 on accretionary wedges: Experimental modeling and marine observations, *Tectonics*, **11**,
653 1301-1313.
- 654 Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe, 2000, Ocean tide models developed by
655 assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: A global
656 model and a regional model around Japan, *J. Oceanogr.*, **56**, 567-581.
- 657 Matsumoto, K., T. Sato, T. Takanezawa, and M. Ooe, 2001, GOTIC2: A program for
658 computation of oceanic tidal loading effect, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **47**, 243-248.
- 659 Mochizuki, K., T. Yamada, M. Shinohara, Y. Yamanaka, and T. Kanazawa, 2008, Weak
660 interplate coupling by seamounts and repeating M~7 earthquakes, *Science*, **321**, 1194-
661 1197, doi: 10.1126/science.1160250.
- 662 中井新二, 1979, 実用的な起潮力計算プログラム, *緯度観測所彙報*, **18**, 124-135.
- 663 Nishikawa, T. and S. Ide, 2015, Background seismicity rate at subduction zones linked to slab-
664 bending-related hydration, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 7081-7089, doi:
665 10.1002/2015GL064578.
- 666 Noda, H., M. Nakatani, and T. Hori, 2013, Large nucleation before large earthquakes is
667 sometimes slipped due to cascade-up—Implications from a rate and state simulation of
668 faults with hierarchical asperities, *J. Geophys. Res.*, **118**, 2924-2952, doi:
669 10.1002/jgrb.50122.
- 670 Obara, K. and A. Kato, 2016, Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science*, **353**,
671 253-257, doi: 10.1126/science.aaf1512.
- 672 小沢泉夫, 1974, 地球潮汐変化の分類と分布, *測地学会誌*, **20**, 178-187.
- 673 Parson, L. M. and I. C. Wright, 1996, The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: A southward-

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

- 674 propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading, *Tectonophys.*, **263**, 1-22.
- 675 Scholz, C. H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its
676 relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
- 677 Scholz, C. H., 2015, On the stress dependence of the earthquake b value, *Geophys. Res. Lett.*,
678 **42**, 1399–1402, doi: 10.1002/2014GL062863.
- 679 Scholz, C. H. and C. Small, 1997, The effect of seamount subduction on seismic coupling,
680 *Geology*, **25**, 487-490.
- 681 Schorlemmer, D., S. Wiemer, and M. Wyss, 2005, Variations in earthquake-size distribution
682 across different stress regimes, *Nature*, **437**, 539-542, doi: 10.1038/nature04094.
- 683 Schuster, A., 1897, On lunar and solar periodicities of earthquakes, *Proc. R. Soc. London*, **61**,
684 455–465.
- 685 Takanezawa, T., K. Matsumoto, M. Ooe, and I. Naito, 2001, Effects of the long-period ocean
686 tide on Earth rotation, gravity and crustal deformation predicted by global barotropic
687 model: periods from Mtm to Sa, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **47**, 545-550.
- 688 Tanaka, S., M. Ohtake, and H. Sato, 2002a, Evidence for tidal triggering of earthquakes as
689 revealed from statistical analysis of global data, *J. Geophys. Res.*, **107**, B102211, doi:
690 10.1029/2001JB001577.
- 691 Tanaka, S., M. Ohtake, and H. Sato, 2002b, Spatio-temporal variation of the tidal triggering
692 effect on earthquake occurrence associated with the 1982 South Tonga earthquake of
693 Mw7.5, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi: 10.1029/2002GL015386.
- 694 Taylor, B., K. Zellmer, F. Martinez, and A. Goodliffe, 1996, Sea-floor spreading in the Lau
695 back-arc basin, *Earth Planet. Science Lett.*, **144**, 35-40.
- 696 Tsuruoka, H., M. Ohtake, and H. Sato, 1995, Statistical test of the tidal triggering of
697 earthquakes: contribution of the ocean tide loading effect, *Geophys. J. Int.*, **122**, 183-194.
- 698 Turner, S. and C. Hawkesworth, 1998, Using geochemistry to map mantle flow beneath the
699 Lau Basin, *Geology*, **26**, 1019-1022.
- 700 Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Bürgmann, and R. Hino, 2016, Periodic slow slip
701 triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan, *Science*, **351**, 488-492, doi:
702 10.1126/science.aad3108.
- 703 Utsu, T., 1999, Representation and analysis of the earthquake size distribution: A historical

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

704 review and some new approaches, *Pure Appl. Geophys.*, **155**, 509-535.

705 Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, 2013, Generic Mapping Tools:

706 Improved Version Released, *Eos, trans. AGU*, **94**, 409-410, doi: 10.1002/2013EO450001.

707

708

709 Figure Captions

710 **Figure 1.** (a) トンガ・ケルマディック地域で 1977 年 1 月 1 日～2016 年 12 月

711 31 日に発生した 661 個の浅部プレート境界型地震（深さ 70 km 以浅, M_w

712 ≥ 5.5) の震央. 16.5°S, 170°W 付近の×は解析から排除した地震（本文参

713 照). 紫線は地表のプレート境界[Bird, 2003]を示す. 数字入りの色付きコ

714 ンターは, 沈み込む太平洋スラブの上面の深さ[km] [Hayes et al., 2012]を

715 示す. 破線内の解析領域は Tanaka et al. [2002b]と同じ. 白矢印と黒矢印は

716 それぞれケルマディックプレート (KE) に対する太平洋プレート (PA)

717 とトンガプレート (TO) の相対運動を示す. Tt と Kt はそれぞれトンガ海

718 溝とケルマディック海溝を示す. 2 つの六芒星は, 山羊座海山 (CS) と

719 Mo'unga 海山 (MS) の中心を示す. 楕円エリアはアウターライズのプチ

720 海山群を示す. 緑線は **Figure 2** の鉛直断面の位置を示す. (b) 地震の時空

721 間分布. (c) 緯度 1 度あたりの地震頻度. CS と MS はそれぞれ山羊座海山

722 と Mo'unga 海山. 右下の細棒はアウターライズの海山群. (d) M-T 図 (鉛

723 直棒) と回数積算図. (e) 規模別頻度分布. ◇は個別, ◆は累積. 直線は

724 G-R 則[Gutenberg and Richter, 1944] をフィッティングしたもので, $N=661$,

725 $b = 1.246$.

726

727 **Figure 2.** **Fig. 1a** の緑線における鉛直断面. 破線はプレート境界 [Hayes et al.,

728 2012].

729

730 **Figure 3.** 断層パラメータの分布:(a) 走向, (b) 傾斜角, (c) すべり角.

731

732 **Figure 4.** 固体潮汐及び海洋潮汐荷重効果の時間変化の例:(a, c, e) せん断応力

733 $\Delta\tau$, (b, d, f) (青) 法線応力 $\Delta\sigma$. 1982 年 12 月 19 日 17:44 UTC に発生した

の簡易和訳版

734 地震(M_w 7.5, depth: 29.2 km, strike: 198° , dip: 22° , and rake: 101°)の前後 1 日
735 間を示す. (a, b) 総計 (赤 or 青) に対する固体潮汐(実線)と海洋潮汐(破線)
736 の寄与. (c, d) 海洋潮汐に対する分潮の寄与. 実線は主要 8 分潮(M_2 , S_2 ,
737 K_1 , O_1 , N_2 , P_1 , K_2 , Q_1), 短破線は短周期帯 16 分潮(M_2 , S_2 , K_1 , O_1 , N_2 , P_1 ,
738 K_2 , Q_1 , M_1 , J_1 , OO_1 , $2N_2$, Mu_2 , Nu_2 , L_2 , T_2), 長破線は長周期帯 5 分潮
739 (M_{tm} , M_f , M_m , S_{sa} , S_a). 赤線と青線は全 21 分潮からなり, 単破線とほぼ
740 同じである. (e, f) 主要 8 分潮の寄与.

741

742 **Figure 5.** 潮汐指標値の時間変化に基づく地震発生時 (十字) における潮汐位
743 相角(ψ)と潮汐レベル(L). ここでは潮汐せん断応力が示されているが, 6 成
744 分とも同じ手続きで決定される.

745

746 **Figure 6.** 661 個の合成位相角データに基づくヒストグラム例. 水平破線は平均
747 頻度(100% / 18)を表す.

748

749 **Figure 7.** 潮汐指標変化の例: (緑) 体積歪 ΔV , (赤) せん断応力 $\Delta\tau$, (青) 法線応
750 力 $\Delta\sigma$, (橙) ΔCFF ($\mu' = 0.1$), (黒) ΔCFF ($\mu' = 0.4$), (紫) ΔCFF ($\mu' = 0.7$). 各プロ
751 ット期間は地震発生時刻の前後 1 日間: (a, b) 1982 年 12 月 19 日 17:44
752 UTC (M_w 7.5); (c, d) 2006 年 5 月 3 日 15:27 UTC (M_w 8.0); (e, f) 2009 年 3 月
753 19 日 18:17 UTC (M_w 7.6). 潮汐位相角は各パネルの右下に示されている.

754

755 **Figure 8.** 潮汐指標間の位相角の相関. 相関係数を各パネル上部に示す.

756

757 **Figure 9.** 潮汐位相角とレベルの関係: (a, d) せん断応力 $\Delta\tau$, (b, e) 法線応力 $\Delta\sigma$,
758 (c, f) ΔCFF ($\mu' = 0.1$). 橙, 緑, \circ はそれぞれ $M_w \geq 7.0$, M_w 6.0–6.9, M_w 5.5–
759 5.9 の地震. 図(d-f)の菱形と棒は, それぞれ平均と標準偏差を示す.

760

761 **Figure 10.** 潮汐位相角の頻度分布: (a) せん断応力 $\Delta\tau$, (b) 法線応力 $\Delta\sigma$, (c)
762 ΔCFF ($\mu' = 0.1$). 式(1)で推定した p 値は各パネルに示されている. 水平破
763 線は平均頻度(100% / 18)を示す. 曲線は正弦波近似.

764

765 **Figure 11.** 潮汐レベルの頻度分布：(a) せん断応力 $\Delta\tau$, (b) 法線応力 $\Delta\sigma$, (c)
766 ΔCFF ($\mu' = 0.1$). 灰棒は地震発生時のレベルの頻度を表す. 破線棒は各地
767 震前後 183 日間に 15 分間隔で出力した背景潮汐指標の頻度(右上の N_{bg})
768 を表す. 菱形はこれら 2 つの頻度の比 (つまり, 灰棒/破線棒) を表す.
769

770 **Figure 12.** **Fig. 11** と同じ (ただし, 10 区間). 直灰線は菱形の回帰直線. $\Delta\sigma <$
771 -4.8 kPa または $\Delta\sigma > 4.8$ kPa (図 b の矢印) の詳細については [5.5.2 節](#) 参
772 照.
773

773

774 **Figure 13.** G-R 則の b 値：(a) せん断応力 $\Delta\tau$, (b, e) 法線応力 $\Delta\sigma$, (c, f) ΔCFF (μ'
775 $= 0.1$). 菱形と棒はそれぞれ b 値と標準偏差で, 潮汐指標値が正または負
776 の時間帯に発生した地震を用いて算出された. 各パネルの左端の三角は,
777 全 661 個を用いて推定した b 値を示す.
778

778

779 **Figure 14.** (a) 地震発生時における潮汐差応力 (最大主応力と最小主応力の差)
780 とマグニチュードの関係. 水平破線は, 全 661 個のイベントによる平均差
781 応力値である. (b) 平均値より高い潮汐差応力 (菱形) と低い差応力 (四
782 角) 時に発生した地震の規模別累積頻度分布. 直線は G-R 則.
783

783

784 **Figure 15.** (a, b, d) **Figure 1a, b, d** と同様. ただし, 赤と青のシンボルはそれぞ
785 れ $\Delta\sigma > 4.8$ kPa と $\Delta\sigma < -4.8$ kPa の時に発生した地震を示す. 発震機構解
786 は GCMT カタログ [[Dziewonski et al., 1981](#); [Ekström et al., 2012](#)] による. NI,
787 LB, HT はそれぞれ Niufo'ou プレート, Lau 海盆, Havre トラフ. (c) $\Delta\sigma >$
788 4.8 kPa 時 (赤棒) または $\Delta\sigma < -4.8$ kPa 時 (青棒) に発生した地震の緯度
789 あたりの頻度分布 (下横軸の括弧内の数値). 灰棒は無条件の地震の頻度
790 分布 (下横軸). 無条件地震に対する $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時または < -4.8 kPa 時に
791 発生した地震の割合はそれぞれ赤または青で示されており, 特に, 菱形は
792 無条件地震数 (灰棒) が 30 個以上のケース. 実線と波線はそれぞれ, 背
793 景潮汐レベルの $\Delta\sigma > 4.8$ kPa と < -4.8 kPa の出現率を示す. 右端の 2 つの

の簡易和訳版

794 太棒は、背景潮汐レベルの $\Delta\sigma > 4.8$ kPa と < -4.8 kPa の出現率（黒実線／
795 黒破線）よりも有意に大きい or 小さい出現率（赤線／青線）を持つ緯度
796 の範囲を示す。これらの領域では、 $\Delta\sigma$ によって地震トリガーが制御され
797 ていると考えられる。右下の細棒はアウターライズの海山を表す。(d) $\Delta\sigma$
798 > 4.8 kPa 時または $\Delta\sigma < -4.8$ kPa 時の地震の累積頻度分布（右縦軸の括弧
799 内の数値）。上部の3つの黒棒は、 $\Delta\sigma > 4.8$ kPa 時の地震静穏化期間を示
800 す。

801

802 **Figure 16.** グラフ上部に示された断層パラメータ(**Figure 3**)に基づいた40年間
803 の $\Delta\sigma$ の変化（ほぼ鉛直の黒線）。二重線は地震活動指数を示す（詳細は
804 [5.6 節](#)参照）。破線は $\Delta\sigma > 4.8$ kPa の潮汐背景変化の相対頻度（6か月間隔）
805 を示しており、18.61年潮汐周期に対応する。上部の3つの黒棒は **Fig. 15**
806 と同じ。

807

808 **Figure A1.** PREM モデルで計算された異なる波数 n に関する固有関数 (a)
809 $y_1^n(r)$, (b) $y_3^n(r)$ の深さプロファイル。横軸は規格化した固有関数値。詳
810 細については [Appendix A-2](#) 参照。波数と対応する最小値・最大値
811 [km/(km/s)²]はグラフ内のリストを参照。ドットの間隔はグリッド間隔を
812 表す。

813

814 **Figure A2.** 表面点荷重（1 kg）に対する各深さにおける各グリーン関数(a) U_r , (b)
815 U_θ , (c) $E_{\theta\theta}$, (d) E_{rr} , (e) $E_{r\theta}$, (f) E_{vol} と角距離の関係。変位は $(a\theta) \times 10^{12}$ 倍、
816 歪は $(a\theta)^2 \times 10^{12}$ 倍されている。ここで a は地球半径 [m]。

817

818

819 Supplemental Information

820 本研究で用いた地震の基礎情報、得られた潮汐のレベル、位相角、差応力を **Table**
821 **S1** に示す。

822

Hirose, F., K. Maeda, and O. Kamigaichi (2019), Tidal Forcing of Interplate Earthquakes Along the Tonga - Kermadec Trench, *J. Geophys. Res.*, 124, doi:10.1029/2019JB018088.

の簡易和訳版

823 **Table Captions**

824 **Table S1.** 解析に用いた地震イベント，潮汐指標レベルと位相角，および本研究

825 で得られた主潮汐応力差に関する基本情報.

826