

## 能登地方の群発地震活動と潮汐との関係

#弘瀬冬樹<sup>1</sup>・溜淵功史<sup>1</sup>・小林昭夫<sup>2</sup>・前田憲二<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 気象研究所地震津波研究部

<sup>2</sup> 気象庁松代地震観測所

### 要旨

石川県能登地方では、2018年中頃から活動の盛衰を繰り返す群発地震活動の様相を呈している。2020年末頃からは地殻変動（膨張・隆起）も観測され、地殻流体との関連が指摘されている。他地域において、地殻流体に関連した群発地震活動と潮汐との関連が示唆されている事例があるため、本研究では、能登群発地震活動においても潮汐が関与しているかどうかについて調査した。その結果、潮汐相関が示唆されたのは解析領域南部の深部（領域 Sd）のみであった。領域 Sd では、深部流体の流入に伴い間隙水圧が上昇し、岩石の破壊強度が低下することにより潮汐力の影響を相対的に受けやすくなった可能性がある。G-R 則の  $b$  値が領域 Sd で顕著に大きいことや、地殻変動の観測結果も、この解釈と整合する。

### キーワード

潮汐, 石川県能登地方, 群発地震活動, 地殻流体, G-R 則

### 1. はじめに

石川県能登地方では、2018年頃から地震回数が増加傾向にあり、2020年12月から地震活動が活発になり、2021年7月頃からさらに活発になっている [気象庁 2023]。また、2020年末頃からは地殻変動（膨張・隆起）も観測されている [Nishimura et al. 2023]。この群発活動の要因として地殻流体の存在が指摘されている [Nakajima, 2022; Amezawa et al. 2023]。その他の地域では、群発地震としてよく知られている1965年から始まった松代群発地震活動についても地殻流体との関連が指摘されており [e.g., Yoshioka et al. 1970; Ohtake 1974; 吉田・他 2002]、さらに潮汐との関係も指摘されている [e.g., 岩田・中西 1998]。火山地域で発生した群発地震活動と潮汐との関係からマグマの挙動を議論した研究 [Miguelsanz et al. 2021, 2023] もある。潮汐体積収縮がマグマ/流体の挙動に伴う深部長周期地震を励起されると指摘した研究もある [Han et al. 2018]。群発地震活動の潮汐相関を調査することによって、群発地震活動の発生メカニズムの解明に寄与できる可能性がある。そこで本研究では、能登地方における群発地震活動と潮汐との関係を調査した。

### 2. データ

能登地方の群発地震活動は東西南北4つのクラスタ（領域 N, S, E, W）からなる (Fig. 1a)。

さらに領域 S では、深さ 14 km を境に活動様式が異なる (14 km より浅部を領域 Ss, 深部を Sd) (**Fig. 1b**). よって、本研究では領域 N, Ss, Sd, E, W の 5 領域について考える. 気象庁震源カタログ [気象庁 2023b] から 2018 年 1 月 1 日~2022 年 12 月 31 日の期間で、震源決定フラグ K, k, A (K は決定精度が良い震源, k, A は決定精度がやや良い震源である. k は K よりも簡易な手順の検測による震源, A は自動検測による震源である) が付与され, **Fig. 1a** の範囲 (37.41–37.58°N, 137.13–137.35°E), 深さ 20 km 以浅, 検知力を考慮して M1.3 以上 (**Fig. 1c**) の地震 6202 個を抽出して用いた.

下限  $M$  の推定手法はいくつか提案されている [Woessner & Wiemer 2005]: 例えば, MAXC 法 [Wiemer & Katsumata 1999] は, 規模別頻度分布曲線の曲率が最大となる  $M$  を下限  $M$  とする手法であり, 一般的に規模別頻度分布で最多の bin を持つ  $M$  に一致するとされる [Woessner & Wiemer 2005]. 他に EMR 法 [Woessner & Wiemer 2005] は, G-R 則 [Gutenberg & Richter 1944] をベースにして不完全な  $M$  範囲も含むすべてのデータを使用してモデル化して下限  $M$  を推定するものである. EMR 法による下限  $M$  は平均的には MAXC 法による下限  $M$  に 0.2 を加えたものとなる. 本研究で解析対象とした各領域において最多の bin を持つ  $M$  (つまり MAXC 法による下限  $M$ ) は 0.6~0.9 である. EMR 法に換算すると下限  $M$  は 0.8~1.1 となる. 我々は規模別頻度分布の形状を目視でも確認し, 安全サイドに立って, 各領域共通の下限  $M$  として 1.3 を採用した (**Fig. 1c**).

地震活動の推移としては, 2018 年中頃から領域 Ss で地震数が増加し, 2020 年 12 月から領域 Sd で活発化, その後, 領域 W, N, E へと活動域が増えていった (**Fig. 1d, e**). データ期間内の最大地震は 2022 年 6 月 19 日に領域 E で発生した M5.4 で, 最大震度は 6 弱だった. なお, 解析期間外ではあるが, 2023 年 5 月には, 領域 E でそれまでの最大地震 M6.5 (最大震度 6 強) が発生し, その後は活動域が海域にも広がって領域 N と E の境目が曖昧になっている (2024 年 2 月 8 日追記: 論文投稿 (2023 年 12 月 11 日) 後の 2024 年 1 月 1 日に北緯 37.5 度, 領域 N と E の境界付近を破壊開始点とする M7.6 (最大震度 7) が発生した).

理論潮汐応答を計算する際には, 地震の位置・発生時刻・断層パラメータの情報が必要となる. 位置・発生時刻についてはカタログ情報を用いた. 断層パラメータについては, この地域のテクトニック応力場 [Terawaka & Matsu'ura 2022] や主要な地震のメカニズム解・震源分布 [Amezawa et al. 2023] を考慮し, 北東走向で南東傾斜の逆断層が卓越していると考え, 全イベント共通の走向 45°, 傾斜角 45°, すべり角 90°を与えた.

### 3. 解析手法

#### 3.1. 理論潮汐応答

震源における理論潮汐は, 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  $\Delta V$ , 仮定した断層面上のせん断応力  $\Delta\tau$ , 法線応力  $\Delta\sigma$ , 及びクーロン破壊応力  $\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma$  (見掛けの摩擦係数  $\mu'$  は 0.1, 0.2, ..., 0.9, 以下  $\Delta CFF_{(0.1)}$ ,  $\Delta CFF_{(0.2)}$ , ...,  $\Delta CFF_{(0.9)}$ ) の 12 成分を解析対象とした. 仮に, 高い異方性断層帯が非排水条

件下であれば、 $\mu' = \mu_0(1 - B)$ と表される [Houston 2015]. ここで、 $\mu_0$ 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)、 $\mu'$ は小さくなり、 $\Delta\text{CFF}$ に対する $\Delta\tau$ の寄与が優勢となる。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 $\Delta\text{CFF}$ 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。地震時の潮汐位相角は、各時系列についてイベント前及び後の極小値の位相を $-180^\circ$ 及び $180^\circ$ 、極小値間の極大値の位相を $0^\circ$ 、その間は等分割した位相と定義した (Fig. 2)。地震時の潮汐レベルは、ゼロ線を基準とした正負の符号を持つ歪値または応力値と定義した。

### 3.2. 潮汐位相角に対する感度：Schuster 検定

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、一般に以下の式で示される $p$ 値 [Schuster 1897] で評価されることが多い。

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

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

ここで、 $N$ はイベント数、 $\psi_i$ 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歩幅1で $N$ 歩進んだ時に距離 $D$ 以上となる確率に相当する。 $N$ が10個以上あれば、式(1)の近似は十分とされる [Heaton 1975]。  $p$ 値は帰無仮説「イベントが潮汐位相角に無関係に発生する」を棄却する危険率を表し、 $p$ 値が小さいほど地震発生時の潮汐位相角分布の偏りが顕著であることを示す。一般的な目安として、 $p$ 値が0.05以下 [Tanaka et al. 2002] の場合に有意な相関があると判定される。

地震発生が潮汐の影響を受けているとすれば、断層すべりを促進する位相(例えば、 $\Delta\text{CFF}$ であれば $0^\circ$ )付近に潮汐位相角ヒストグラム上でひとつのピークを持つことが期待される。そこで、潮汐位相角ヒストグラムに正弦波近似曲線

$$\Psi(\psi) = A_0 + A_1 \cos(\psi - \psi_p) \quad (3)$$

を当て嵌め、近似曲線のピーク $\psi_p$ にも注目した。ここで、 $A_0$ は平均相対頻度、 $A_1$ は正弦波近似曲線の振幅を示す。本研究では、潮汐位相角ヒストグラムの bin 幅を $30^\circ$ とし、 $A_0$ は8.3333% (=100%/12 区分)に固定し、最小二乗法で $A_1$ 及び $\psi_p$ を求めた。ヒストグラムにピークがほとんどないか、大きく離れた区間にピークが複数ある場合は、 $A_1$ 値は小さく(潮汐相関が低く)なり、 $\psi_p$ は意味を成さない。断層すべりを抑制するタイミングにピークを持つ場合は、疑似相関と判断するのが妥当であろう。

### 3.3. 潮汐値に対する感度：Houston プロット

地震が潮汐値レベル（振幅）に依存しているかどうかについても調査した。Fig. 3 に解析例を示す。第 1 ステップとして、潮汐レベルを正負の 2 区間に分けた場合 (Fig. 3b) について調査した。もしデータ数が少ない場合、区間数が多いと誤差が大きくなって意味のある結果が得られないからである。この場合の背景分布からの逸脱度を、 $N_{\text{obs}}/N_{\text{exp}}$  の差の絶対値（青線の傾斜度に相当）と定義した。ここで、 $N_{\text{obs}}$  は潮汐レベルが歪・応力 bin 内の値 (Fig. 3b) のケースでは正または負）を取る期間に観測された地震数である。 $N_{\text{exp}}$  は同期間に潮汐と無相関に期待される地震数であり、ここでは各地震の発生前後 4 日間における潮汐力の 15 分間隔のサンプリング値に基づく。統計的有意性の検定にはカイ自乗検定を用いた。

第 1 ステップで潮汐との相関が示唆された場合には、第 2 ステップに進む。潮汐レベル絶対値が大きければ大きいほど発生しやすい（または抑制しやすい）かどうかを調査するために、潮汐レベルを 6 区間に細分した場合について以下の式 [Houston 2015] で評価した。

$$N_{\text{obs}}(\Delta S)/N_{\text{exp}}(\Delta S) = e^{\alpha\Delta S} \quad (4)$$

ここで、 $\Delta S$  は歪・応力 bin の中間の値、 $\alpha$  は潮汐感度を表す。 $N_{\text{obs}}/N_{\text{exp}}$  (Fig. 3c の青菱形) が、潮汐値に比例していれば潮汐との関連が示唆される。統計的有意性の検定にはカイ自乗検定を用いた。本研究では、Fig. 3b, c を Houston プロットと呼称する。

### 3.4. デクラスタ手法

地震が発生すると、余震活動のようにその周囲では応力再配分によって別の地震が起きやすい。地震活動の潮汐相関を調査する場合、このような余震をあらかじめ除外（デクラスタ）しておかないと、見かけ上の高相関が現れやすい [Nagata et al. 2022]。一般的にデクラスタとは、時空間的に近くで発生した地震を除外することによって独立事象を抽出する処理である。本研究では、一般的なデクラスタ手法 [e.g., De Natale & Zollo 1986] で得られたデータについて解析を行った。

デクラスタ手法は次の通りである。各領域において連続する地震の時間間隔が  $t_{\text{th}}$  以内である一連の地震をひとつのグループと見做し、グループの先頭の地震以外を除外した。デクラスタ後のカタログについて、連続する地震の時間間隔の頻度分布と、定常ポアソン過程である場合の理論値とを用い、有意水準 5% でコルモゴロフ・スミルノフ検定を行った。 $t_{\text{th}}$  は 1, 2, 3, 4, 5, 6, 12, 24, 48, 72, 96, 120 時間を試し、帰無仮説「デクラスタ後の時系列は定常ポアソン過程である」を棄却できなくなる最小の  $t_{\text{th}}$  を採用した。

検定期間を全期間（2018/1/1～2022/12/31）とした場合は、いずれの領域も帰無仮説を棄却できない  $t_{\text{th}}$  はなかった。そこで、検定期間を群発期間 (Table 1 の右端のコラム、Fig. 1e の回数積算のトレンドが大きく変化して以降の期間) に限定した結果、各領域とも帰無仮説を棄却できない  $t_{\text{th}}$  が見つかり、デクラスタカタログが得られた (Table 1)。なお、群発期間以外の期間のデータにも Table 1 と同じ  $t_{\text{th}}$  を用いたデクラスタを適用し、コルモゴロフ・スミルノフ検定を行ったところ、領域 N 以外の領域では、独立事象になっていることを確認した (検定期間を全期間とした場合に帰無仮説を棄却できてしまう理由は、通常期間と群発期

間では卓越する発生間隔が大きく異なるためである)。ただし、領域 N の  $t_{th}$  は 48 時間であり、デクラスタカタログ内の地震の発生間隔が主要な潮汐周期 (約 12, 24 時間) より長いいため、潮汐相関の評価には影響はないと考えられる。したがって、各領域について群発期間外も含めたデクラスタデータ (Table 1) を以後の解析に用いた。

## 4. 結果と議論

### 4.1. 潮汐位相角に対する感度

Fig. 4 は、各領域・各指標に対する潮汐位相角ヒストグラムである。Schuster 検定で  $p < 0.05$  となって潮汐相関が示唆された領域は Ss, Sd である。ただし、領域 Ss では、ピーク位相角  $\psi_p$  は約  $90^\circ$  であり、位相角の定義からすべりを抑制し始めるセンスである。なお、速度・状態依存摩擦構成則に基づいた Dieterich モデル [Dieterich 1994] によれば、地震発生レートのピークは応力レートのピークから遅延して現れることがある。例えば、四国東部の深部低周波微動と潮汐との関係について調査した Nakata+ [2008] では、約 1–2 時間のピーク差が認められる。領域 Ss についてみれば、応力レートのピーク (潮汐位相角  $-90^\circ$ ) から地震発生数のピーク (潮汐位相角  $90^\circ$ ) まで約  $180^\circ$ 、つまり平均的に約 6 時間の遅れが生じた計算になる。我々は予備的に Dieterich モデルに潮汐応力レートを模した 12 時間周期の正弦波を入力し、パラメータ値をいくつか変えて計算してみたが、最大でも 3 時間の遅れしか生じなかった。このため、領域 Ss については潮汐との関係は疑わしい。領域 Sd では、 $\Delta V$ ,  $\Delta\tau$ ,  $\Delta CFF_{(0.1)}$ ,  $\Delta CFF_{(0.2)}$  で有意な潮汐相関が示された。 $\Delta V$  の位相角のピーク  $\psi_p$  は約  $140^\circ$  であり、体積収縮時に地震が発生しやすい傾向にある。 $\Delta\tau$ ,  $\Delta CFF_{(0.1)}$ ,  $\Delta CFF_{(0.2)}$  の位相角のピーク  $\psi_p$  は約  $-40^\circ$  であり、断層すべりをやや促進するタイミングで地震が発生しやすい傾向にある。

潮汐相関が示唆された 4 指標間の潮汐位相角の関係を Fig. 5 に示す。 $\Delta\tau$ ,  $\Delta CFF_{(0.1)}$ ,  $\Delta CFF_{(0.2)}$  間に位相差はほぼ認められない (Fig. 5c, e, f)。 $\Delta\tau$ ,  $\Delta CFF_{(0.1)}$ ,  $\Delta CFF_{(0.2)}$  に対して  $\Delta V$  は約  $180^\circ$  の位相差がある (Fig. 5a, b, d)。Schuster 検定は位相角分布の偏りには敏感であるが、ある一定の位相差を持つサンプル同士では、同程度の  $p$  値を返す。そのため、この 4 指標は同程度の潮汐相関を示したと考えられる。

$\Delta CFF_{(0.1)}$  は 4 指標のうち最小の  $p$  値を示すため、群発地震活動を支配する潮汐指標かもしれない。しかし、実際の断層形状が、仮定した断層パラメータと異なる可能性は否定できないため、どの指標が支配的かは断定できない。先行研究 [気象庁 [2023a] の Fig. 7c (図 2-6, 2-7); Amezawa+ [2023] の Fig. 1] では、能登群発地震活動のメカニズム解 (P 波初動解, CMT 解, 防災科研 M-T 解) が示されており、本研究で仮定した断層パラメータを持つ逆断層型のイベントが支配的であるが、メカニズム解が推定されたイベントは主に領域 N, E であるし、M3.2 未満のイベントについては P 波初動解でも決まっていないため (M3.2 以上のイベント全てのメカニズム解が決まっているわけではないことに注意)、小規模地震の断層すべりがここで仮定した断層パラメータと整合的かどうかは不明ではある。しかしながら、断層パラメータに依存しない  $\Delta V$  においても潮汐相関が示唆されているため、少なくとも領域

Sd の群発地震活動は潮汐に影響を受けていると考えられる。

#### 4.2. 潮汐レベルに対する感度

**Fig. 6** は、正負 2 区間に分けた Houston プロットである。背景分布からの逸脱度 (**Fig. 6** の青線の傾斜度) は領域 Sd において比較的大きい。領域 Sd では、 $\Delta V$ ,  $\Delta\tau$ ,  $\Delta CFF_{(0.1-0.5)}$  で有意な潮汐相関が示された (赤枠パネル)。 $\Delta V$  が 7 指標のうち最大のカイ自乗値を示すが、**4.1 節**と同じ理由により、群発地震活動を支配する潮汐指標については断定できない。その他の領域では、潮汐との関連は示唆されない。

**Fig. 7** は、領域 Sd における潮汐位相角と潮汐レベルの関係である。位相角が $-90-90^\circ$ の範囲でレベルは概ね正を示し、それ以外の位相角のレベルは概ね負を示す関係にある。このため、正負 2 区間に分けた Houston プロットで潮汐相関を示唆する指標の組み合わせが、Schuster 検定の結果 (**4.1 節**) とほぼ同じになったのである。ただし、**Fig. 7** の灰エリアで示すように、潮汐位相角が $-90-90^\circ$ の範囲外で潮汐レベルが必ずしも負であるとは限らないため、多少の違いとして Houston プロットでは  $\Delta CFF_{(0.3-0.5)}$  も潮汐相関を示唆したと考えられる。

次に、領域 Sd についてより詳しい傾向を把握するために、**Fig. 8** に 6 区間に分けた場合の Houston プロットを示す。横軸の範囲は各指標値の最小~最大とした。6 区間に設定した時の分布は、正負 2 区間に分けた **Fig. 6** と同様の傾向を示し、潮汐との相関を示唆する。ただし、カイ自乗検定によって帰無仮説を有意水準 5% で棄却できるケースはなかった。

以上をまとめると、潮汐レベル絶対値が大きければ大きいほど発生しやすい (または抑制しやすい) とまでは言い切れないが、領域 Sd においては Houston プロットにおいても潮汐相関が示唆された。どの指標が支配的かまでは判断ができない。

#### 4.3. G-R 則の $b$ 値の空間変化

**Table 2** に全領域及び各領域の G-R 則の  $b$  値を示す。 $b$  値は最尤法  $b = \log_{10} e / (\bar{M} - M_{th})$  [宇津 1965; Aki 1965] を用いて推定し、誤差は Aki [1965] が導出した  $\sigma = b / \sqrt{N}$  から求めた。ここで、 $\bar{M}$  は平均規模、 $M_{th}$  は下限  $M$ 。深さ 14 km 以深である領域 Sd の  $b$  値は 1.85 で、残り 4 領域 (~1.1) や日本全域の中央値 (~0.9) [Nagata et al. 2022] に比べてかなり大きい。**Fig. 9** は、解析領域全域における  $b$  値の深さ変化を示す。 $b$  値は深さ 14 km まで徐々に低下し、それ以深では増加に転じる。

Spada et al. [2013] は、全世界の大陸地殻内の地震に対して、G-R 則の  $b$  値の深さ変化を調査した。その結果、 $b$  値は深さとともに低下し、深さ約 15 km から増加に転じる傾向にあることを示した (スイスだけ深さ約 25 km)。彼らは  $b$  値の深さ依存性の原因を地殻の強度プロファイル (差応力依存性) にあると指摘し、深部での  $b$  値の増加のターニングポイントが地殻の脆性から延性への遷移に対応すると主張した。能登地方における脆性から延性への遷移深さの目安となる D90 が約 13 km であること [Omuralieva et al. 2012] から、本研究で得

られた $b$ 値の深さ依存性は, Spada et al. [2013]の差応力依存性と概ね整合する. ただし,  $b$ 値が増加に転じた後にピークを持つ深さ 15~20 km の $b$ 値の日本平均は  $0.85 \pm 0.05$  程度であり [Spada et al. 2013], 能登地方での  $2.0 \pm 0.1$  (Fig. 9a) は特異的に高い.

先行研究によれば, 高 $b$ 値はマグマ溜まり周辺域でしばしば観測されている: 伊豆半島の伊東沖の群発地震活動域 [Wyss et al. 1997], 東北地方の火山直下 [Wyss et al. 2001]. マグマ溜まり周辺では, 十分に破壊・加熱されていること [Wyss et al. 1997] and/or 高間隙水圧によって低応力場であること [Wyss et al. 2001] により, 大きな破壊を引き起こすことができず, 規模別頻度分布の急勾配 (高 $b$ 値) が観測されると解釈されている.

領域 Sd では, 震源のマイグレーション [Amezawa et al. 2023] や地殻変動 [Nishimura et al. 2023] の観測結果から深部からの高圧流体供給の存在が示唆され, トモグラフィ解析からはマントル起源の流体が能登半島下の下部地殻に供給されていると解釈されている [Nakajima 2022]. 深さから想定される高 $b$ 値の傾向に加え, 高圧流体の存在が領域 Sd の特異的な高 $b$ 値の原因かもしれない.

#### 4.4. 領域 Sd で潮汐相関が高い理由

以上の結果を総合すると, 領域 Sd で潮汐相関が高い理由として以下のような解釈が可能である.

- (1) 領域 Sd の震源域は他の領域より深く,  $b$ 値は高い値を示すが, これは $b$ 値の深さ分布についての先行研究から, 領域 Sb 近辺の差応力が小さいことを示唆する.
- (2) 震源のマイグレーション, 地殻変動及びトモグラフィの結果から, 領域 Sd の近辺に高圧流体の存在が示唆されており, このことは領域 Sd 近辺では間隙水圧の上昇により破壊強度が他の領域より低下している可能性を示唆する.

領域 Sd の $b$ 値が特異的に高いことから, (1)および(2)の両方の影響が示唆される.

- (3) 領域 Sd 近辺に高圧流体が存在するとすれば, 潮汐による体積変化に起因する間隙水圧の変動により, 潮汐による強度変化の影響を受けやすいと考えられる.

以上のように, 領域 Sd では破壊強度が低いことに加え, 破壊強度が潮汐の影響をより受けやすいと考えられることから, 領域 Sd における地震活動は, 他の領域より相対的に潮汐力の変動の影響を受けやすいと考えられる.

#### 5. まとめ

能登地方の群発地震と潮汐との関係を, Schuster 検定 (潮汐位相角に対する感度) と Houston プロット (潮汐レベルに対する感度) で評価した. 潮汐相関が示唆されたのは領域 Sd のみで, その他の領域について潮汐相関は認められなかった. 支配的な指標は  $\Delta V$ ,  $\Delta \tau$ ,  $\Delta CFF_{(\mu' = \text{small})}$  であるが, どの指標が支配的かまでは判断ができなかった.

他領域よりも震源が深い領域 Sd では, 深部流体の存在によって強度低下しており, 潮汐力の影響を相対的に受けやすいことを反映しているのかもしれない. G-R 則の $b$ 値が領域 Sd

Hirose et al. [2024, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01985-x>  
Relation between earthquake swarm activity and tides in the Noto region, Japan  
の簡易和訳版

で顕著に大きい点も、高間隙水圧下にあると考えれば整合する。

## 謝辞

コルモゴロフ・スミルノフ検定及び G-R 則の  $b$  値推定には、地震検索・地震活動解析プログラム REASA [明田川・他 2007] を使用しました。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 [Hirose et al. 2019] [<https://mri-2.mri-jma.go.jp/owncloud/s/tjqx7HfK8bD3KQf>] を用いて計算しました。図の作成には GMT [Wessel et al. 2013] を使用しました。匿名の査読者には有益なコメントをいただきました。

## 参考文献

- Aketagawa T, Ito H, Hirose F (2007) Development of REASA, an X Window program for retrieval of earthquake data and analysis of seismic activities (in Japanese). *Kenshin Zihou* (Quarterly J Seismol) 70:51-66. <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kenshin/vol70p051.pdf>.
- 明田川保・伊藤秀美・弘瀬冬樹 (2007) X Window System を用いた地震検索・地震活動解析プログラム (REASA) の開発. *験震時報* 70:51-66.  
<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/kenshin/vol70p051.pdf>.
- Aki K (1965) Maximum likelihood estimate of  $b$  in the formula  $\log N = a - bM$  and its confidence limits. *Bull Earthq Res Inst* 43:237-239. <https://doi.org/10.15083/0000033631>.
- Amezawa Y, Hiramatsu Y, Miyakawa A, Imanishi K, Otsubo M (2023) Long-living earthquake swarm and intermittent seismicity in the northeastern tip of the Noto Peninsula, Japan. *Geophys Res Lett* 50, e2022GL102670. <https://doi.org/10.1029/2022GL102670>.
- De Natale G, Zollo A (1986) Statistical analysis and clustering features of the Phlegraean fields earthquakes sequence (MAY 1983–MAY 1984). *Bull Seism Soc Am* 76(3):801-814. <https://doi.org/10.1785/BSSA0760030801>?
- Dieterich J (1994) A constitutive law for rate of earthquake production and its application to earthquake clustering. *J Geophys Res* 99(B2):2601-2618. <https://doi.org/10.1029/93JB02581>.
- Gutenberg B, Richter CF (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bull Seism Soc Am* 34(4):185-188. <https://doi.org/10.1785/BSSA0340040185>.
- Han J, Vidale JE, Houston H, Schmidt DA, Creager KC (2018) Deep long-period earthquakes beneath Mt. St. Helens: Their relationship to tidal stress, episodic tremor and slip, and regular earthquakes. *Geophys Res Lett* 45:2241-2247. <https://doi.org/10.1002/2018GL077063>.
- Heaton TH (1975) Tidal triggering of earthquakes. *Geophys J Int* 43(2):307-326. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00637.x>.
- Hirose F, Maeda K, Kamigaichi O (2019) Tidal forcing of interplate earthquakes along the Tonga-

Hirose et al. [2024, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01985-x>  
Relation between earthquake swarm activity and tides in the Noto region, Japan  
の簡易和訳版

- Kermadec Trench. *J Geophys Res* 124:10498-10521. <https://doi.org/10.1029/2019JB018088>.
- 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>.
- Iwata T, Nakanishi I (1998) Correlation between Earth tide and occurrences of earthquakes in Matsushiro area, Nagano, Japan (in Japanese with English abstract). *Zisin (J Seismol Soc Jpn 2nd ser)* 51:51-59. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.51.1\\_51](https://doi.org/10.4294/zisin1948.51.1_51).
- 岩田貴樹・中西一郎 (1998) 長野県松代における地球潮汐と地震発生の関係。地震 2 51:51-59. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.51.1\\_41](https://doi.org/10.4294/zisin1948.51.1_41).
- 気象庁 (2023a) 関東・中部地方とその周辺の地震活動 (2022年5月~10月)。予知連会報 109:116-176. [https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou109/04\\_01.pdf](https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou109/04_01.pdf)
- Japan Meteorological Agency (2023a) Seismic activity in and around the Kanto and Chubu districts (May – October 2022) (in Japanese). Report of the Coordinating Committee for Earthquake Prediction 109:116-176. [https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou109/04\\_01.pdf](https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou109/04_01.pdf)
- 気象庁 (2023b) 地震月報 (カタログ編)。-  
<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html>
- Japan Meteorological Agency (2023b) The seismological bulletin of Japan.  
[https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index\\_e.html](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index_e.html). Accessed 3 Oct 2023.
- Kishinouye F (1937) Frequency distribution of the Ito earthquake swarm of 1930. *Bull Earthq Res Inst* 15(3):785-827. <https://doi.org/10.15083/0000034604>.
- Klein FW (1976) Earthquake swarms and the semidiurnal solid earth tide. *Geophys J Int* 45(2):245-495. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb00326.x>.
- Kumazawa T, Ogata Y (2013) Quantitative description of induced seismic activity before and after the 2011 Tohoku-Oki earthquake by nonstationary ETAS models. *J Geophys Res: Solid Earth* 118:6165-6182. <https://doi.org/10.1002/2013JB010259>.
- Kumazawa T, Ogata Y (2022) Regional features revealed from the non-stationary ETAS model for earthquake swarm activity in Noto Peninsula (in Japanese). Report of CCEP 108:310-313. [https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou108/07\\_03.pdf](https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou108/07_03.pdf).
- 熊澤貴雄・尾形良彦 (2022) 非定常 ETAS モデルから見える能登半島群発地震活動の地域的变化 (続報)。予知連会報 108:310-313. [https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou108/07\\_03.pdf](https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou108/07_03.pdf).
- McNutt SR, Beavan RJ (1984) Patterns of earthquakes and the effect of solid earth and ocean load-tides at Mount St. Helens prior to the May 18, 1980, eruption. *J Geophys Res* 89(B5):3075-3086. <https://doi.org/10.1029/JB089iB05p03075>.
- Miguelsanz L, Fernández J, Prieto JF, Tiampo KF (2023) Tidal modulation of the seismic activity related to the 2021 La Palma volcanic eruption. *Sci Rep* 13:6485. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-33691-1>.

Hirose et al. [2024, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01985-x>  
Relation between earthquake swarm activity and tides in the Noto region, Japan  
の簡易和訳版

Miguelsanz L, González PJ, Tiampo KF, Fernández J (2021) Tidal influence on seismic activity during the 2011–2013 El Hierro volcanic unrest. *Tectonics* 40:e2020TC006201.

<https://doi.org/10.1029/2020TC006201>.

Nagata K, Tamaribuchi K, Hirose F, Noda A (2022) Statistical study on the regional characteristics of seismic activity in and around Japan: frequency-magnitude distribution and tidal correlation. *Earth Planets Space* 74:179. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01722-2>.

Nakajima J (2022) Crustal structure beneath earthquake swarm in the Noto peninsula, Japan. *Earth Planets Space* 74:160. <https://doi.org/10.1186/s40623-022-01719-x>.

Nakata R, Suda N, Tsuruoka H (2008) Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events. *Nature Geosci* 1:676–678. <https://doi.org/10.1038/ngeo288>.

~~Nishikawa T, Ide S (2018) Recurring slow slip events and earthquake nucleation in the source region of the M7 Ibaraki-Oki Earthquakes revealed by earthquake swarm and foreshock activity. *J Geophys Res* 123(9):7950–7968. <https://doi.org/10.1029/2018JB015642>.~~

Nishimura T, Hiramatsu Y, Ohta Y (2023) Episodic transient deformation revealed by the analysis of multiple GNSS networks in the Noto Peninsula, central Japan. *Sci Rep* 13:8381.

<https://doi.org/10.1038/s41598-023-35459-z>.

~~Ogata Y (1988) Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes. *J Am Stat Assoc* 83(401):9–27. <https://doi.org/10.2307/2288914>.~~

~~Ogata Y (1992) Detection of precursory relative quiescence before great earthquakes through a statistical model. *J Geophys Res* 97(B13):19845–19871. <https://doi.org/10.1029/92JB00708>.~~

~~Ogata Y (2011) Significant improvements of the space-time ETAS model for forecasting of accurate-baseline seismicity. *Earth Planet Space* 63:217–229. <https://doi.org/10.5047/eps.2010.09.001>.~~

Ohtake M (1974) Seismic activity induced by water injection at Matsushiro, Japan. *J Phys Earth* 22:163–176. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.22.163>.

Omuralieva AM, Hasegawa A, Matsuzawa T, Nakajima J, Okada T (2012) Lateral variation of the cutoff depth of shallow earthquakes beneath the Japan Islands and its implications for seismogenesis. *Tectonophys* 518–521:93–105. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.013>.

~~Reasenber P (1985) Second-order moment of central California seismicity, 1969–1982. *J Geophys Res* 90(B7):5479–5495. <https://doi.org/10.1029/JB090iB07p05479>.~~

~~Sauk WA (1975) The Brawley, California earthquake sequence of January, 1975, and triggering by earth tides. *Geophys Res Lett* 2(11):506–509. <https://doi.org/10.1029/GL002i011p00506>.~~

Schuster A (1897) On lunar and solar periodicities of earthquakes. *Proc R Soc London* 61:455–465. <https://doi.org/10.1098/rspl.1897.0060>.

Spada M, Tormann T, Wiemer S, Enescu B (2013) Generic dependence of the frequency-size distribution of earthquakes on depth and its relation to the strength profile of the crust. *Geophys Res Lett* 40(4):709–714. <https://doi.org/10.1029/2012GL054198>.

Hirose et al. [2024, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01985-x>  
Relation between earthquake swarm activity and tides in the Noto region, Japan  
の簡易和訳版

- Tanaka S, Ohtake M, Sato H (2002) Evidence for tidal triggering of earthquakes as revealed from statistical analysis of global data. *J Geophys Res* 107:B102211.  
<https://doi.org/10.1029/2001JB001577>.
- ~~Tanaka S, Ohtake M, Sato H (2004) Tidal triggering of earthquakes in Japan related to the regional tectonic stress. *Earth Planets Space* 56:511-515. <https://doi.org/10.1186/BF03352510>.~~
- Terakawa T, Matsu'ura M (2022) Tectonic stress fields inferred from long-term CMT data ranging over different periods. *Geophys J Int* 233(1):162-181. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac449>.
- ~~Tsuruoka H, Ohtake M (2002) Effects of the earth tide on earthquake occurrence: An approach by numerical simulation (in Japanese with English abstract). *Chigaku Zasshi (J Geograp)* 111:256-267. [https://doi.org/10.5026/jgeography.111.2\\_256](https://doi.org/10.5026/jgeography.111.2_256).~~
- ~~鶴岡弘・大竹政和 (2002) 地震発生における地球潮汐の影響—数値シミュレーションによるアプローチ—. *地学雑誌* 111:256-267. [https://doi.org/10.5026/jgeography.111.2\\_256](https://doi.org/10.5026/jgeography.111.2_256).~~
- Utsu T (1965) A method for determining the value of  $b$  in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude-frequency relation for earthquakes (in Japanese with English abstract). *Geophys Bull Hokkaido Univ* 13:99-103. <https://doi.org/10.14943/gbhu.13.99>.
- ~~宇津徳治 (1965) 地震の規模別度数の統計式  $\log n = a - bM$  の係数  $b$  を求める—方法—. *北海道大学地球物理学研究報告* 13:99-103. <https://doi.org/10.14943/gbhu.13.99>.~~
- 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>.
- Wiemer S, Katsumata K (1999) Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones. *J Geophys Res* 104(B6):13135-13151. <https://doi.org/10.1029/1999JB900032>.
- Woessner J, Wiemer S (2005) Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bull Seism Soc Am* 95(2):684-698.  
<https://doi.org/10.1785/0120040007>.
- Wyss M, Shimazaki K, Wiemer S (1997) Mapping active magma chambers by  $b$  values beneath the off-Ito volcano, Japan. *J Geophys Res* 102(B9):20413-20422.  
<https://doi.org/10.1029/97JB01074>.
- Wyss M, Hasegawa A, Nakajima J (2001) Source and path of magma for volcanoes in the subduction zone of northeastern Japan. *Geophys Res Lett* 28(9):1819-1822.  
<https://doi.org/10.1029/2000GL012558>.
- 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>.
- Yoshida N, Okusawa T, Tsukahara H (2002) Origin of deep Matsushiro earthquake swarm fluid inferred from isotope ratios. (in Japanese with English abstract). *Zisin (J Seismol Soc Jpn 2nd ser)* 55:207-216. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2\\_207](https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2_207).

吉田則夫・奥澤保・塚原弘昭 (2002) 同位体比から見た松代群発地震地域の深部流体の起源. 地震 2 55:207-216. [https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2\\_207](https://doi.org/10.4294/zisin1948.55.2_207).

Yoshioka R, Okuda S, Kitano Y (1970) Calcium chloride type water discharged from the Matsushiro area in connection with swarm earthquakes. *Geochem J* 4(2):61-74.  
<https://doi.org/10.2343/geochemj.4.61>.

Zhuang J, Ogata Y, Vere Jones D (2002) Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences. *J Am Sta Asso* 97:369-380. <https://doi.org/10.1198/016214502760046925>.

## Figure Captions

### Fig. 1. 解析領域と震源分布.

(a) 震央分布図. 気象庁カタログから 2018 年 1 月 1 日~2022 年 12 月 31 日, フラグ K, k, または A, 深さ 20 km 以浅,  $M_{1.3}$  以上の地震を抽出して用いた. 群発地震活動は東西南北 4 つのクラスタ (領域 N, S, E, W) からなる. さらに領域 S では, 深さ 14 km を境に活動様式が異なる. よって, 本研究では領域 N, Ss, Sd, E, W の 5 領域に分けて考えた. 色は深さを表す. シンボルサイズは  $M$  に比例. メカニズム解は, 2022 年 6 月 19 日に領域 E で発生した最大地震 ( $M_{5.4}$ ,  $M_w 5.1$ ) の気象庁 CMT 解. 挿入図は解析領域 (赤エリア) の位置関係を示す広域地図. (b) 南北断面図. 色は各領域に対応: 青, 橙, 緑, 黒, 赤はそれぞれ領域 N, E, W, Ss, Sd. (c) 規模別累積頻度分布. 鉛直破線は  $M_{th} = 1.3$ . (d) 深さの時系列. (e) 各領域の総地震数 (領域 N, E, W, Ss, Sd についてそれぞれ 3528, 1521, 630, 203, 320 個) で規格化した回数積算図. 図(c-e)の色は図(b)に対応.

### Fig. 2. 潮汐応力の時間変化の例.

黒曲線は潮汐応力値, 十字は地震発生時, 鉛直破線は曲線に対応した位相角を示す. 時系列曲線において地震前及び後の極小値の位相を  $-180^\circ$  及び  $180^\circ$ , 極小値間の極大値の位相を  $0^\circ$ , その間は等分割した位相と定義. 潮汐レベルはゼロ線を基準とした正負の符号を持つ指標値と定義. 潮汐位相角  $\psi$  と潮汐レベル  $L$  の値を例示している.

### Fig. 3. Houston プロットの例.

(a) 理論潮汐応答 (灰丸. サンプル間隔 15 分). 黒丸はイベント発生時を表す. (b) 潮汐レベルを正負 2 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 (地震発生時の前後 1 日間の潮汐応力の相対頻度分布, サンプル間隔 15 分), 太棒は地震発生時の潮汐応力の相対頻度  $N_{obs}$  の分布 (下軸). 細棒は  $1\sigma$  誤差 (イベント総数 100 個を想定したケース) で, 二項分布  $B(n, p_i)$  の標準偏差  $\sigma = \sqrt{np_i(1-p_i)}$  から得られる. ここで,  $n$  は総地震数,  $p_i$  は理論潮汐値の頻度分布から得られる  $i$  番目の bin の出現確率である. 青菱形は,  $N_{exp}$  に対する  $N_{obs}$  の比 (上軸). 青線は青菱形を直線で結ん

だもの. (c) 潮汐応力を 6 区間に分けた場合のヒストグラム. 橙線は,  $N_{\text{obs}}(\Delta S)/N_{\text{exp}}(\Delta S) = e^{\alpha\Delta S}$  によるモデル値で, 最尤法 [Yabe et al. 2015] で推定. この例では, 潮汐感度  $\alpha = 0.5$ .

**Fig. 4. 潮汐位相角ヒストグラム**

破線は平均相対頻度. 太曲線は正弦波近似曲線で,  $A_1$  値はその振幅,  $\varphi_p$  はそのピーク位相角. 赤枠は  $p < 0.05$  のケース.

**Fig. 5. 領域 Sd における潮汐指標間の潮汐位相角の関係**

$\Delta V$  に対して  $\Delta\tau, \Delta\text{CFF}$  は約  $180^\circ$  の位相差が確認できる.

**Fig. 6. 正負 2 区間の Houston プロット**

図の見方については Fig. 3b 参照. パネル内の上段の数值は  $N_{\text{obs}}/N_{\text{exp}}$  の差の絶対値 (青線の傾斜度に相当) で, 背景分布から乖離すればするほど傾斜が大きくなる. パネル内の下段の数值はカイ自乗値. 帰無仮説「イベントの出現率が潮汐出現率 (背景分布) と同じ母集団から成る」を有意水準 5% で棄却できるカイ自乗値 3.8415 以上のパネルを赤枠で囲った.

**Fig. 7. 領域 Sd における潮汐位相角と潮汐レベルの関係**

(a)  $\Delta V$ , (b)  $\Delta\tau$ , (c)  $\Delta\text{CFF}_{(0.1)}$ , (d)  $\Delta\text{CFF}_{(0.2)}$ , (e)  $\Delta\text{CFF}_{(0.3)}$ , (f)  $\Delta\text{CFF}_{(0.4)}$ , (g)  $\Delta\text{CFF}_{(0.5)}$ . 位相角が  $-90-90^\circ$  の範囲であればレベルは概ね正を示し, それ以外の位相角のレベルは概ね負を示す (白エリア). ただし, 例外的に灰エリアに落ちるイベントもあることに注意する必要がある.

**Fig. 8. 領域 Sd の 6 区間の Houston プロット**

図の見方については Fig. 3c 参照. 横軸の範囲は各指標値の最小~最大値とした ( $\Delta S$ ). カイ自乗検定によって帰無仮説を有意水準 5% で棄却できるケースはなかった.  $N_{\text{obs}}$  がゼロの bin は, エラーバーの長さがゼロである.  $\Delta\alpha$  は  $\alpha$  の不確定性を表し, 正規分布に対する 95% 信頼区間に対応する (Yabe et al. [2015] の式(7)参照).

**Fig. 9. b 値の深さ変化**

(a)  $b$  値の深さ変化. 縦バーは  $b$  値の推定に用いた深さ範囲, 横バーは  $1\sigma$  誤差. 丸の色は図 (b) に対応. (b) 規模別累積頻度分布. 色は図 (a) の丸に対応.

**Table Legends**

**Table 1.** デクラスタ手法を適用して帰無仮説「デクラスタによる地震活動は定常ポアソン過

Hirose et al. [2024, EPS] <https://doi.org/10.1186/s40623-024-01985-x>

Relation between earthquake swarm activity and tides in the Noto region, Japan

の簡易和訳版

程である」を有意水準 5%で棄却できない（デクラスタが成功した）ケース。括弧内の数値は、全期間（2018年1月1日～2022年12月31日）にデクラスタ手法を適用して残った地震数で、本解析で用いた。

**Table 2.** G-R 則の  $b$  値。  $N$  はデータ数。