

12 - 5 大型岩石摩擦実験により示された前駆的スロースリップ及び前震の発生・発展様式

Generation-evolution of precursory slow slip and foreshocks elucidated by large-scale rock friction experiments

山下 太 (防災科学技術研究所)

YAMASHITA Futoshi (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

様々な実験的^{1), 2), 3)}、理論的研究^{4), 5), 6)}により、地震に先行する前駆的スロースリップの発生が予測されているが、理論通りの様式で発展するスロースリップが明瞭に観測された例は未だない。一方、地震前に震源断層上でゆっくりとしたすべりが発生していたことを示唆する地殻変動^{7), 8)}や微小地震活動^{9), 10)}が報告されつつある。それらはむしろスロー地震の一種として分類されるべき現象なのかも知れないが、それを明らかにする上でも、前駆的スロースリップや前震の活動に影響を与える要素の調査は重要と考えられる。その調査の一環として、防災科学技術研究所は所有する大型振動台を動力としたメートルスケール(断層長 1.5 m)の岩石摩擦実験を行っている。岩石試料の接触面(模擬断層面)へせん断応力を載荷するとスティックスリップが繰り返し発生し、断層全体が高速にすべる前には前駆的スロースリップや前震が発生している。ここではそれらの発生・発展様式と、それに影響を与える要素について調査した結果を紹介する。

Fukuyama et al. (2018)¹¹⁾は、岩石試料の接触面下に掘ったボアホールに歪ゲージを貼り付けた角棒を挿入しモルタルで固定することで、模擬断層面上の 2 次元的なすべり様式をモニターすることに成功した。それにより、前駆的スロースリップが開始する位置によってその後のすべりの発展様式が大きく影響されることを示した。特に、断層端から個別に始まった二つのすべりが合体することでその後のすべりが大きく加速する様相を明らかにした。同様のすべりの合体と加速は理論的には予測されていたが¹²⁾、近年になり実際に観測例が報告されつつある¹³⁾。Xu et al. (2018)¹⁴⁾は共通の垂直応力下で 0.01 mm/s, 0.1 mm/s, 1 mm/s の 3 種類の載荷速度で実験を行い、載荷速度が前駆的スロースリップの発展様式に与える影響を調査した。その結果、載荷速度が大きくなるにつれて安定すべりから不安定すべりに遷移する際のすべり域の長さ(Critical nucleation length h^*)が小さくなること、特に 1 mm/s の載荷速度では前駆的スロースリップの過程がスキップされ、直接、高速の不安定すべりが始まることを示した(第 1 図)。また、本震時の破壊伝播速度が載荷速度と共に大きくなることも明らかにした。類似したメカニズムによると考えられる自然現象もいくつか報告されている。例えば、2011 年東北沖地震後に釜石沖で新たに繰り返し地震が発生し始めたことが明らかになっているが¹⁵⁾、これは、東北沖地震後にプレート収束速度が上昇したことで当該地域のアスペリティに加わる載荷速度が上昇し h^* が小さくなって、不安定すべりが促進されたためと解釈できる。Yamashita et al. (2018)¹⁶⁾は共通の載荷条件下(垂直応力、載荷速度)で繰り返し実験を行い、断層面の粗さが前駆的スロースリップの発生・発展様式に与える影響を調査した。なめらかな断層では、有限要素法による予測と調和的な場所からスロースリップが始まり、すべり開始の時刻も本震直前に集中していたが、断層面が粗くなるにつれて時空間的に不規則なイベントが増えることが示された。一連の実験中、最も粗い断層では、全てのイベントでスロースリップの開始位置が有限要素法の予測から大きく外れること、継続時間が再来周期の半分ほどまで長くなるイベントが現れることが明らかにされた。

Yamashita et al. (2021)¹⁷⁾ はさらに断層面の応力不均質に注目し、それが前駆的スロースリップや前震の発生・発展様式に与える影響を調査した。彼らは同じ岩石試料ペアを使って繰り返し実験を行い、一つ前の実験で不均質に生じた摩耗物（ガウジ）を取り除かずに開始したものを比較的不均質な断層での実験として取り扱う一方、ガウジが存在しない状態で開始したものを比較的均質な断層での実験として取り扱い、両者を比較した。両者において、断層全体がすべる本震前に多数の前震が観察され、前震の震源位置とガウジの空間分布とが良い相関を示していることから、ガウジパッチに応力が集中しアスペリティとして働いていることが示唆された。それぞれの前震の規模別頻度分布から b 値が求められ、比較的不均質な断層で比較的小さな b 値が推定された。 b 値と背景応力が負の相関関係¹⁸⁾にあることを考えると、これは、比較的不均質な断層に大量に存在するガウジパッチに大きな応力が集中している状態を反映しているものと解釈できる。両者では本震に至る準備過程にも大きな違いが見られた。比較的均質な断層では前駆的スロースリップが観察され、前震は加速したスロースリップフロントの通過によって引き起こされていた（第 2 図 a）。一方、比較的不均質な断層では明瞭な前駆的スロースリップは観察されず、代わりに、前震が自発的に発生し、その数が本震に向かって加速度的に増加している過程が確認された（第 2 図 b）。さらに比較的不均質な断層では、本震に向けて b 値が減少を続けていることが示された（第 3 図 a）。この b 値の減少の一部（第 3 図 a 中 P1-P3）は巨視的なせん断応力の増加によって説明できるものの、再来周期の 90% が過ぎた後（第 3 図 a 中 P3-P5）の b 値の減少については、巨視的なせん断応力はほぼ一定であり同じ理由では説明できない。すなわちこの時間帯では、外部応力とは無関係に、自発的に規模のより大きな前震が増加を続けていることを意味している。同時時間帯においては前震の累積地震モーメントも増加を続けている（第 3 図 b）ことから、比較的不均質な断層では、前震の発生に伴う応力の解放とその再分配により連鎖的により大きな前震が励起されていく正のフィードバック、すなわちカスケードアップによって本震に至っていると考えられる。これらの結果は、断層の応力の不均質性が地震の始まり方のみならず前震の発生・発展様式をもコントロールしていることを示唆している。二つの断層では前震の統計的性質（ b 値）が異なっていることから、微小地震活動に基づいて断層の均質性を診断できれば、当該断層での将来の地震発生・発展像を予測できる可能性がある。

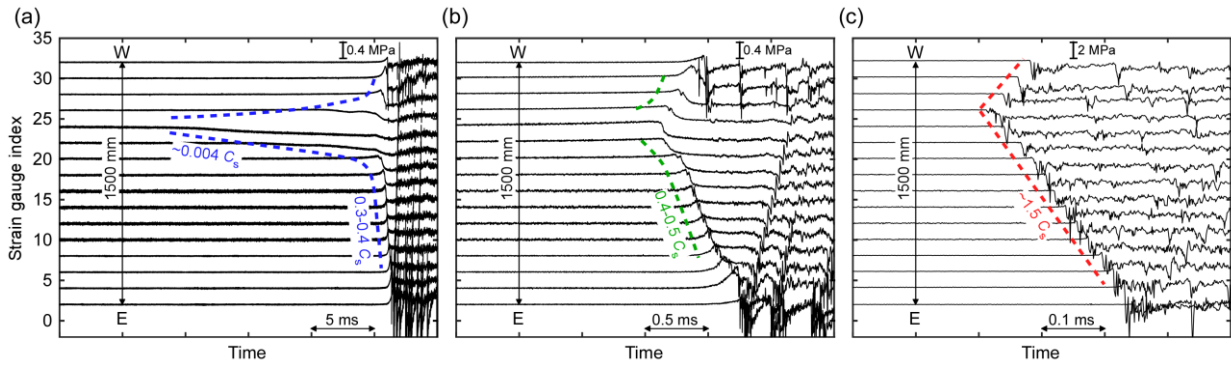
(山下 太)

YAMASHITA Futoshi

参考文献

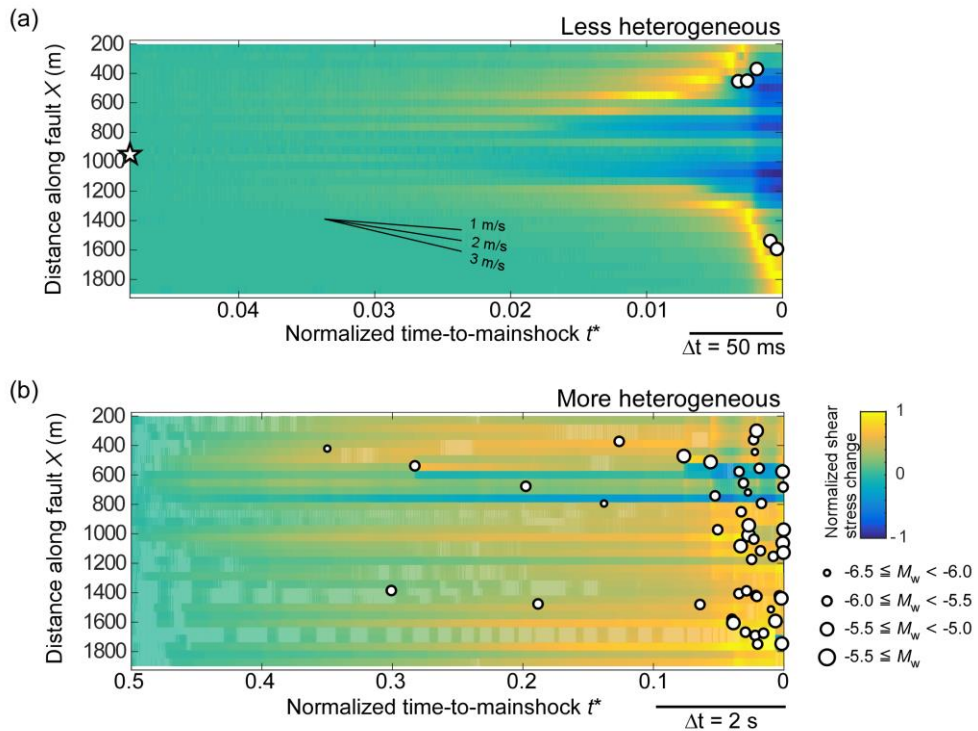
- 1) Dieterich, J. H. (1978), Preseismic fault slip and earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3940–3948.
- 2) Ohnaka, M., Kuwahara, Y. (1990), Characteristic features of local breakdown near a crack-tip in the transition zone from nucleation to unstable rupture during stick-slip shear failure. *Tectonophysics*, **175**, 197–220.
- 3) Okubo, P. G., Dieterich, J. H. (1984), Effects of physical fault properties on frictional instabilities produced on simulated faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **89**, 5817–5827.
- 4) Dieterich, J. H. (1992), Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength. *Tectonophysics*, **211**, 115–134.

- 5) Ohnaka, M., Shen, L. (1999), Scaling of the shear rupture process from nucleation to dynamic propagation: Implications of geometric irregularity of the rupturing surfaces. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **104**, 817–844.
- 6) Rubin, A. M., Ampuero, J.-P. (2005), Earthquake nucleation on (aging) rate and state faults. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **110**, B11312.
- 7) Ito, Y. et al. (2013), Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Tectonophysics*, **600**, 14–26.
- 8) Ruiz, S. et al. (2014), Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**, 1165–1169.
- 9) Kato, A. et al. (2012), Propagation of Slow Slip Leading Up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, **335**, 705–708.
- 10) Kato, A., Nakagawa, S. (2014), Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 5420–5427.
- 11) Fukuyama, E. et al. (2018), Spatiotemporal complexity of 2-D rupture nucleation process observed by direct monitoring during large-scale biaxial rock friction experiments. *Tectonophysics*, **733**, 182–192.
- 12) Fukuyama, E., Madariaga, R. (2000), Dynamic Propagation and Interaction of a Rupture Front on a Planar Fault. *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 1959–1979.
- 13) Bletery, Q., Nocquet, J.-M. (2020), Slip bursts during coalescence of slow slip events in Cascadia. *Nat. Commun.*, **11**, 2159.
- 14) Xu, S. et al. (2018), Strain rate effect on fault slip and rupture evolution: Insight from meter-scale rock friction experiments. *Tectonophysics*, **733**, 209–231.
- 15) Hatakeyama, N., Uchida, N., Matsuzawa, T., Nakamura, W. (2017), Emergence and disappearance of interplate repeating earthquakes following the 2011 M 9.0 Tohoku-oki earthquake: Slip behavior transition between seismic and aseismic depending on the loading rate. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **122**, 5160–5180.
- 16) Yamashita, F. et al. (2018), Rupture preparation process controlled by surface roughness on meter-scale laboratory fault. *Tectonophysics*, **733**, 193–208.
- 17) Yamashita, F. et al. (2021), Two end-member earthquake preparations illuminated by foreshock activity on a meter-scale laboratory fault. *Nat. Commun.*, **12**, 4302.
- 18) Scholz, C. H. (1968), The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **58**, 399–415.



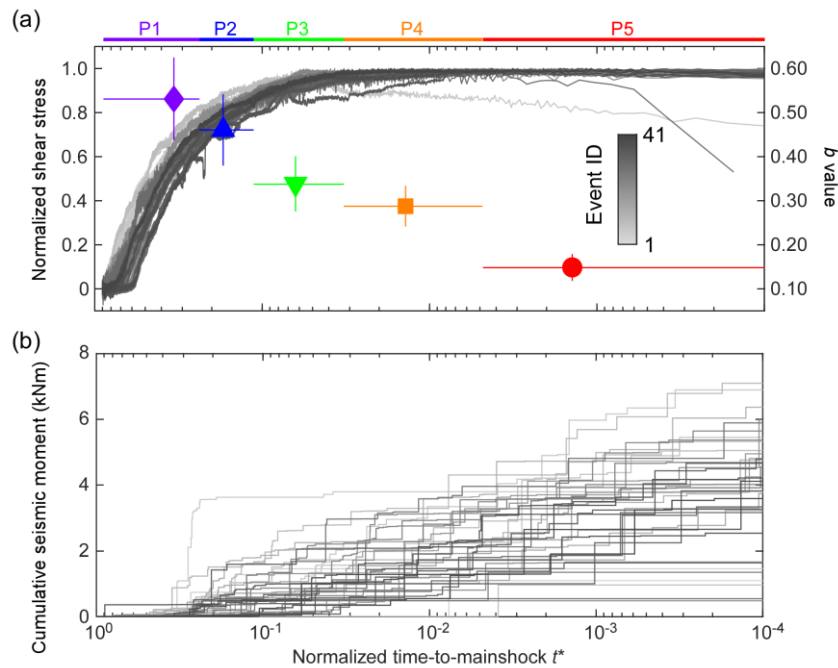
第 1 図 载荷速度が (a) 0.01 mm/s, (b) 0.1 mm/s, (c) 1 mm/s における, 本震前の局所せん断応力の時空間発展. 黒線の左端は歪ゲージが設置された断層沿いの位置を示しており, C_s は使用した岩石試料の S 波速度を意味する. Critical nucleation length h^* が载荷速度の上昇とともに小さくなり, 1 mm/s の载荷速度では消失している. Xu et al. (2018)¹⁴⁾ を改変.

Fig. 1 Spatiotemporal evolutions of the local shear stress before mainshock under the loading rate of (a) 0.01 mm/s, (b) 0.1 mm/s, and (c) 1 mm/s. Left end of each black solid line indicates the location where the associated strain gauge was installed. C_s indicates S wave speed of the used rock specimen. Critical nucleation length h^* decreases with increase in the loading rate, and it disappears under 1-mm/s loading rate. Modified from Xu et al. (2018)¹⁴⁾.



第 2 図 (a) 比較的均質な断層, (b) 比較的不均質な断層における, 本震前の局所せん断応力変化及び前震の時空間発展. 横軸はスティックスリップイベントの再来周期で規格化された本震発生までの時間 (t^*) を示す. 比較的均質な断層では前駆のスロースリップによって前震及び本震が引き起こされているのに対し, 比較的不均質な断層ではカスケードアップにより引き起こされている. Yamashita et al. (2021)¹⁷⁾ を改変.

Fig. 2 Spatiotemporal evolutions of the local shear stress and the foreshocks before mainshock on (a) less heterogeneous fault and on (b) more heterogeneous fault. Horizontal axis indicates time to mainshock normalized by the recurrence time of the stick slip event, t^* . The foreshocks and the subsequent mainshock were driven by the precursory slow slip on the less heterogeneous fault, while they were driven by the cascade-up on the more heterogeneous fault. Modified from Yamashita et al. (2021)¹⁷⁾.



第 3 図 比較的不均質な断層における 41 回のスティックスリップイベントでの (a) 巨視的なせん断応力及び b 値、及び (b) 前震の累積地震モーメントの時間発展。横軸は対数スケールで示された t^* 。せん断応力は残留応力を差し引いた後に最大応力で規格化されている。 b 値は P1 から P5 のそれぞれの t^* 区間で発生した前震の規模別頻度から計算されている。巨視的なせん断応力が最大値に達した後でも b 値は減少を続け、累積地震モーメントは増加を続けている。Yamashita et al. (2021)¹⁷⁾ を改変。

Fig. 3 Temporal evolution of (a) macroscopic shear stress and b value, and (b) cumulative seismic moment of the foreshocks during 41 stick slip events on more heterogeneous fault. Horizontal axis indicates t^* in log scale. The macroscopic shear stress was normalized by the peak stress after subtracting the residual stress. The b value was calculated from frequency-size distribution of the foreshocks occurred in each t^* interval from P1 to P5. The b value kept decreasing and the cumulative seismic moment kept increasing even after the macroscopic shear stress was saturated. Modified from Yamashita et al. (2021)¹⁷⁾.