

12-16 津波地震

Tsunami earthquakes

藤井 雄士郎 (建築研究所 国際地震工学センター)
Yushiro Fujii (International Institute of Seismology and
Earthquake Engineering, Building Research Institute)

1. はじめに

「津波地震」は、地震動から予測されるより異常に大きな津波を引き起こす地震と定義されている⁷⁾。地震規模 (モーメントマグニチュード: M_w) に比べて津波が異常に大きくななくても、短周期の地震波で決めたマグニチュード (表面波マグニチュード: M_s など) に比べて津波が比較的大きい地震であることが多い。ここでは、最近100年余りの期間に環太平洋 (スマトラとジャワを含む) で発生した津波地震 (第1図) について、マグニチュード、地震波解析から推定された震源継続時間と破壊伝播速度、津波波形のフォワードモデリングもしくはインバージョン解析から求めたすべり分布などの特徴についてレビューする。津波地震は、 M_s を横軸、津波マグニチュード (M_t) を縦軸にとった時、 $M_t = M_s + 0.5$ の直線より大きく上に外れた領域にプロットされる^{1), 13)}。第1図に示した通り、いずれの津波地震も M_s に対して M_t がプラス0.5以上大きい。中でも1946年アリューシャン地震^{6), 18)} は、 M_t 9.3が M_s 7.3から大きく乖離しているが、これは地震に伴う海底地すべりにより近地津波が異常に大きくなったためである (詳細は谷岡 (2013, 本会報) を参照)。以下、1896年明治三陸地震、1992年ニカラグア地震、2006年ジャワ地震、2010年メンタワイ地震について、それぞれまとめる。

2. 1896年明治三陸地震

Tanioka and Satake (1996)¹⁷⁾ は3つの検潮所 (花咲, 鮎川, 銚子) での津波記録を用い、海溝軸付近に幅50 km, 上端の深さ0 km, 傾斜角20°, すべり量5.7 mの断層を設定したとき、観測津波波形を最も良く説明できるとした。その後、傾斜角は10°, 断層のすべり量は10 mに修正され、さらにバックストップモデル (断層の水平変動により海溝軸の付加体に変形して津波を励起するモデル) を採用すれば、すべり量は6 - 7 m程度とされている¹⁸⁾。ところで、2011年東北地方太平洋沖地震は、1896年明治三陸地震のような津波地震タイプと869年貞観地震タイプが同時に、もしくは連動して発生したため地震の規模が大きくなったと考えられている^{5), 15)}。沈み込むプレートに沿って海溝付近がすべるのが津波地震タイプ、より深いプレート境界がすべるのが貞観地震タイプである。ただし、869年の貞観地震の際に深いプレート境界だけでなく、2011年東北地震のように海溝軸付近も同時にすべったかどうかは現時点では不明である¹⁵⁾。1896年地震の断層モデルと2011年東北地震のすべり量分布¹⁵⁾ を比べると、2011年の地震では1896年と同じ領域がすべったが、平均すべり量は17.2 mとなり、1896年の地震に比べて2~3倍大きい。

3. 1992年ニカラグア地震

近代の広帯域地震計で観測された初めての津波地震である。地震波の解析によると、断層サイズに比べて長い約100秒の震源継続時間が推定された^{8), 11)}。また、現地調査によると、震央距離が約100 kmと近いにも関わらず、聞き取り調査に答えた人の約半数しか地震を感じなかったことが報告されている¹¹⁾。震度は修正メルカリスケールで最大III程度であったが、津波の遡上高は長さ約280 kmの

海岸線沿いに2 - 6 mで分布し、最大で10 mと異常に大きかった¹¹⁾。幅約40 kmの断層すべりを海溝軸付近に仮定したときに震源域の前にある2つの検潮所で観測された津波波形を最も良く再現するため、この海溝軸付近のすべりが異常に大きな津波に寄与したと考えられる¹²⁾。

4. 2006年ジャワ地震

この地震の異なる帯域によるマグニチュードは、実体波マグニチュード mb (~1秒) = 6.2, M_s (~20秒) = 7.2, M_w (~25秒) = 7.2 (USGS), M_w (~150秒) = 7.7 (Global CMT), M_w (300~500秒) = 7.8 (Ammon et al. (2006)²⁾)より) となり、長周期になるにつれて大きくなる。津波高の現地調査及び聞き取り調査によると、住民が弱い揺れを感じた、もしくは感じなかったと答えた沿岸部でも遡上高が5 mを超える大きな津波が来襲している¹⁹⁾。地震波のインバージョン解析により、Ammon et al. (2006)²⁾ は震源継続時間を185秒、破壊伝播速度を1.0-1.5 km/sと推定した。同様の解析でYagi (2006)²⁰⁾ は、それぞれ150秒、1.5 km/sと推定した。検潮所で観測された津波波形のインバージョンでは、海溝軸付近に3 m程度の大きなすべりが推定された³⁾。その後、新たな観測波形記録 (Cilacap) の追加、海図や海底地形調査による詳細な海底地形データを用いるなどして津波波源モデルを更新したが、やはり大きなすべりは海溝軸付近に集中していることが分かった (第2図)。

5. 2010年メンタワイ地震

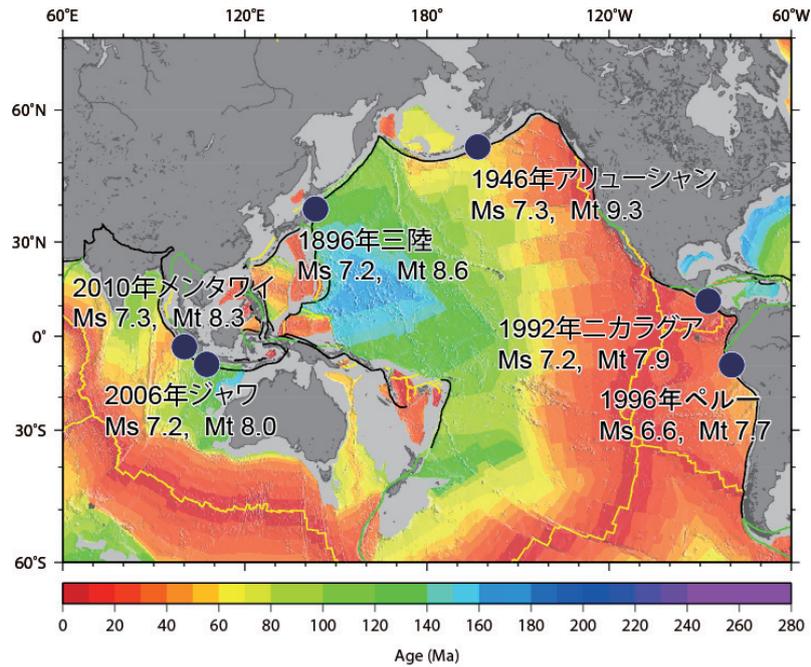
インドネシアのスマトラ島パダン沖の地震空白域とされている領域で発生した地震である。この地域では、海水面の変動を記録するサンゴの調査結果から、1797年と1833年にも大地震が発生したことが分かっていた^{10), 16)}。異なる周期帯のマグニチュードを見ると、 mb (~1秒) = 6.5, M_s (~20秒) = 7.3, M_w (~150秒) = 7.8 (Global CMT), M_w (~1000秒) = 7.8 (USGSのW-phase解) となり、上記の2006年ジャワ地震と同様の特徴を示す。現地調査によると、津波は沿岸部の8ヶ所で2.5 - 9.3 m (ほとんどの場所で4 - 7 m) と高かった¹⁴⁾。また、震源域近傍にあった津波計や周辺の検潮記録を用いた津波波形インバージョンにより、海溝軸付近のプレート境界の浅い領域に3 - 6 mの大きなすべりが求められた¹⁴⁾。これらの浅いすべり領域は、2007年南スマトラ (ベンクル) 地震の深いすべり領域⁴⁾と相補的な関係にあり、2007年の地震ではすべらなかつた領域が2010年の地震ですべったと考えられる。

6. まとめ

以上、津波地震についてその特徴をまとめると、マグニチュードが長周期になるにつれて大きくなること、海溝軸付近ですべりが大きいこと、震源継続時間が通常と同規模の地震よりも長い (破壊伝播速度が遅い) ことなどの共通性がある。第3図にSatake and Tanioka (1999)¹³⁾が1896年明治三陸地震、1946年アリューシャン地震、1992年ニカラグア地震、1996年ペルー地震のすべり領域についてまとめた図と同様の模式図を2006年ジャワ地震と2010年メンタワイ地震について示す。海溝軸付近にすべりがある場合、同じ地震モーメントをもつ典型的なプレート境界地震に比べ、剛性率が小さい分すべり量が大きくなり、海底地形変動が大きくなる、すなわち津波が大きくなると考えられる¹³⁾。

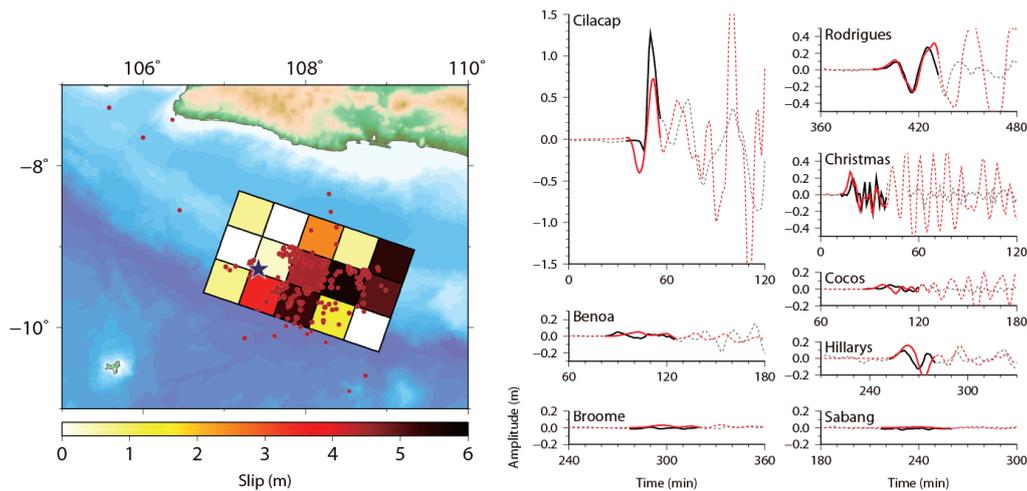
参考文献

- 1) Abe, K. (1979), Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, 84(NB4), 1561-1568.
- 2) Ammon, C. J., et al. (2006), The 17 July 2006 Java tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 33(24).
- 3) Fujii, Y., and K. Satake (2006), Source of the July 2006 West Java tsunami estimated from tide gauge records, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24317, doi:24310.21029/22006GL028049.
- 4) Fujii, Y., and K. Satake (2008), Tsunami waveform inversion of the 2007 Bengkulu, southern Sumatra, earthquake, *Earth Planets and Space*, 60(9), 993-998.
- 5) Fujii, Y., et al. (2011), Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets and Space*, 63(7), 815-820.
- 6) Johnson, J. M., and K. Satake (1997), Estimation of seismic moment and slip distribution of the April 1, 1946, Aleutian tsunami earthquake, *J. Geophys. Res.*, 102(B6), 11765-11774.
- 7) Kanamori, H. (1972), Mechanism of tsunami earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6(5), 346-359.
- 8) Kanamori, H., and M. Kikuchi (1993), The 1992 Nicaragua Earthquake - A Slow Tsunami Earthquake Associated with Subducted Sediments, *Nature*, 361(6414), 714-716.
- 9) Mueller, R. D., et al. (2008), Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9.
- 10) Natawidjaja, D. H., et al. (2006), Source parameters of the great Sumatran megathrust earthquakes of 1797 and 1833 inferred from coral microatolls, *J. Geophys. Res.*, 111(B6), B06403, doi:06410.01029/02005JB004025.
- 11) Satake, K., et al. (1993), Tsunami field survey of the 1992 Nicaragua earthquake, *Eos Trans. AGU*, 73(13), 145, 156-157, doi:110.1029/1093EO00271.
- 12) Satake, K. (1994), Mechanism of the 1992 Nicaragua Tsunami Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 21(23), 2519-2522.
- 13) Satake, K., and Y. Tanioka (1999), Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, *Pure Appl. Geophys.*, 154(3-4), 467-483.
- 14) Satake, K., et al. (2012), Tsunami Source of the 2010 Mentawai, Indonesia Earthquake Inferred from Tsunami Field Survey and Waveform Modeling, *Pure Appl. Geophys.*, DOI 10.1007/s00024-00012-00536-y.
- 15) Satake, K., et al. (2013), Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, in print.
- 16) Sieh, K., et al. (2008), Earthquake Supercycles Inferred from Sea-Level Changes Recorded in the Corals of West Sumatra, *Science*, 322(5908), 1674-1678.
- 17) Tanioka, Y., and K. Satake (1996), Fault parameters of the 1896 Sanriku tsunami earthquake estimated from tsunami numerical modeling, *Geophys. Res. Lett.*, 23(13), 1549-1552.
- 18) Tanioka, Y., and T. Seno (2001), Sediment effect on tsunami generation of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 28(17), 3389-3392.
- 19) Tsuji, Y., et al. (2006), Field survey of the tsunami inundated heights due to the Java Tsunami (2006/07/17) along the coast on the Indian Ocean in Java Island, http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/tsunami/javasurvey/index_e.htm.
- 20) Yagi, Y. (2006), http://www.geo.tsukuba.ac.jp/press_HP/yagi/EQ/20060717Jawa/.



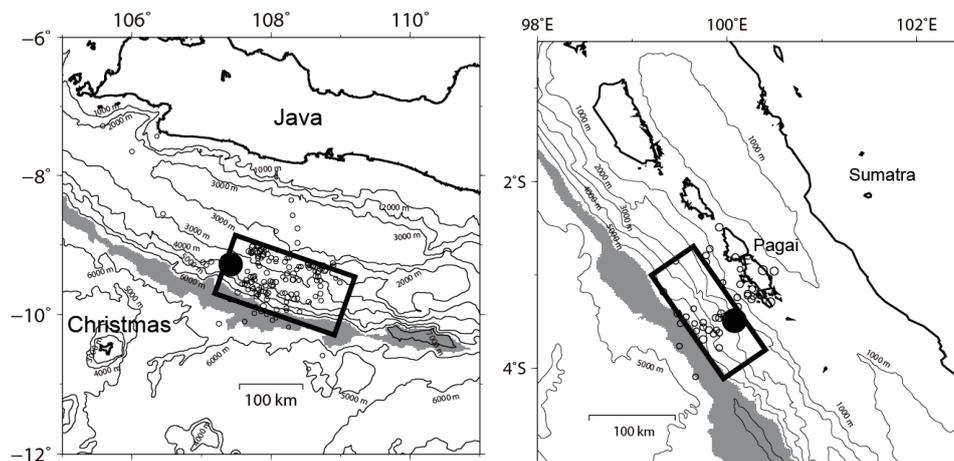
第1図. 環太平洋（スマトラとジャワを含む）における津波地震の分布. プレート年代は Mueller et al. (2008)⁹⁾ による.

Figure 1. Distribution of tsunami earthquakes around the Pacific Ocean including Sumatra and Java islands. Age of oceanic crust on background is from Mueller et al. (2008)⁹⁾.



第2図. 2006年ジャワ地震の津波波形インバージョンの結果. 左: すべり量分布. 各小断層の大きさは $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$ である. 青星は本震の震央, 赤丸は本震後約1日間に発生した余震(USGSより)を示す. 右: 観測津波波形(黒線)と理論波形(赤線)の比較. 実線はインバージョンに使用した区間を示す.

Figure 2. Result of tsunami waveform inversion for the 2006 West Java earthquake. Left: Slip distribution on the fault. Size of each subfault is $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$. Blue star indicates the mainshock. Red circles show the epicenters of aftershocks occurring one day after the mainshock, which are located by USGS. Right: Comparison of observed (black lines) and synthetic (red lines) tsunami waveforms computed from the estimated slip distribution. Waveforms shown by solid curves are used for the inversion.



第3図. 津波地震の断層モデル. 左: 2006年ジャワ地震(本会報). 右: 2010年メンタワイ地震(Satake et al. (2012)¹⁴)より). 黒丸は本震, 白丸は余震, 灰色で塗った領域は海溝を示す.

Figure 3. Fault models for the tsunami earthquakes. Left: The 2006 West Java (this report), Right: and 2010 Mentawai (Satake et al., 2012¹⁴) earthquakes. The main shock and aftershock epicenters are shown by black circle and white circles, respectively. Hatched area in gray indicates the trench.