論 説

1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の 地震および津波規模の再評価

北海道大学大学院理学研究院地球惑星科学部門* 都 筑 基 博
ひょうたん島奨学会** 小 山 順 二
東京大学地震研究所*** Aditya R. GUSMAN
北海道大学大学院理学研究院地球惑星科学部門* 蓬 田 清

Re-evaluation of Earthquake and Tsunami Magnitudes of the 1906 Great Ecuador-Colombia Earthquake

Motohiro TSUZUKI

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University
North 10, West 8, Kita-ku Sapporo, 060-0810, Japan
E-mail: m-tsuzuki@sci.hokudai.ac.jp

Junji KOYAMA

Representative of Hyotan-jima Scholarship
E-mail: koyama@sci.hokudai.ac.jp

Aditya R. GUSMAN

Earthquake Research Institute, Tokyo University
1-1-1 Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo 113-0032, Japan

Kiyoshi YOMOGIDA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,
Hokkaido University

(Received July 4, 2016; Accepted December 6, 2016; published online on March 2, 2017)

The Ecuador-Colombia earthquake that occurred on 31 January 1906 has been considered as one of the largest thrust-fault earthquakes, with magnitudes of M_t 8.7 and M_w 8.8, and the largest event ever recorded in the subduction zone off the Ecuador-Colombia region. The value of M_t 8.7 was derived mainly by the tsunami height data in Hilo, Hawaii where the tsunami was reported as high as 12 feet (3.6 m) on a local newspaper. The earthquake was followed by three large earthquakes in 1942 (M_s 7.9), 1958 (M_s 7.8) and 1979 (M_s 7.7) in the same area. We reexamined tsunami records of the 1906 earthquake from the newspaper articles in Hawaii, wave heights in tsunami catalogues, and tidal gauge records in Japan. Ratios of tsunami heights of Hilo to Kahului, both in the Hawaii Islands, are in a same order for all the tsunamis generated by earthquakes in the western coast of South America since 1920's. This contradicts with the 1906 values of 3.6 m in Hilo and 30

* 〒060-0810 札幌市北区北10条西8丁目

** koyama@sci.hokudai.ac.jp

*** 〒113-0032 東京都文京区弥生1-1-1

cm in Kahului. We re-evaluated the tsunami magnitude M_t of the 1906 earthquake to be much less than 8.7. Next, we compared synthetic tsunamis of three fault models (M_w 8.5, 8.6 and 8.8) with the observed tsunami heights at several stations. The model of M_w 8.5 was found to be most appropriate. These results are consistent with the long-period seismic magnitude (M_w smaller than 8.5) because of the lack of major arc wave (G2) in the record of Uppsala, Sweden. The previous seismic estimation of M_w 8.8 may be due to the over-estimation of its fault extent, judging from nearby coastal uplift records, which would include after-slips and/or slow slips near its source region.

Key words: Ecuador, Colombia, Largest earthquakes, Trans-pacific tsunami

§1. はじめに

1906年1月31日にEcuador・Colombiaの太平洋沖で巨大地震が発生した (Fig. 1). Gutenberg and Richter (1954) によれば, 表面波マグニチュード M_s は8.6である. それは彼らがまとめた当時の世界の主要地震カタログの中で最大の地震であった. Abe (1979) は, 日本, Honolulu および Hilo (Hawaii) の津波波高からこの地震の津波マグニチュード M_t を8.7と評価した. さらに,

Kanamori and McNally (1982; KM82 と記す) は, Kelleher (1972) による震源域周辺の港での海水面上昇から予想した地殻変動の範囲を用いてモーメントマグニチュード M_w を8.8と推定している. この M_w の値は現在用いられているモーメントマグニチュード M_w (長周期地震波から推定) とは異なり, 地殻変動データからの変換値である. また, この地震は同地域で後に発生した1942年 M_s 7.9, 1958年 M_s 7.8と1979年 M_s 7.7の三つの震源域をすべて含む連動型の地震で, 地震モーメントが単に三つの地震のそれぞれを足し合わせた値よりも5倍以上も大きかった点を, KM82 は強調している. その他の先行研究による1906年の地震の規模評価でも, KM82 と調和的なものが多い (Table 1). これに対して, 1906年の地震の M_w は大きく見積もっても8.4程度という研究もある [Okal (1992)]. しかし近年でも M_w 8.8と認定されることが多く, 20世紀初めの歴史的な超巨大地震の一つとして扱われている [例えば長谷川・他 (2015), 気象庁 (2016)].

南米で発生した地震による津波は, 古くから日本でも数多く観測され [Iida *et al.* (1967), 羽鳥 (2002)], 特に1960年 Chile 地震の津波は日本各地に多くの被害をもたらした [気象庁 (1961)]. 最近では, 2010年 Maule 沖に発生した地震 (M_w 8.8) で, Hawaii での津波観測を踏まえて, 気象庁は津波警報を発表した. この地震での最大津波波高は岩手県久慈港と高知県須崎港の1.3m程度で, 津波警報発表から約1日後には注意報は解除された [気象庁 (2010)]. 1906年の地震がKM82の推定のように M_w 8.8ならば, 2010年 Maule 地震と同程度の地震規模ということになる. Ecuador・Colombia 沖は太平洋をはさんで日本に直面し, 日本での津波防災上からもこの地域に発生する大地震の地震規模・津波規模を正確に評価することは重要である. さらにEcuador 沖の沈み込み帯はその南に位置するPeruやChileでの直線的で長い海溝沿いの沈み込み帯とは異なり, 複雑な構造をした沈み込み帯である [Lay *et al.* (1982)]. この付近でどれほどの巨大地震が発生されるかを知る上からも [蓬田 (2013)], 対岸の日本ばかりではなく, 震源地の南米近傍での地域防災やプレート運動を理解する上からも, この

Fig. 1. GPS observation in the Ecuador-Colombia region. Horizontal velocity vectors of GPS observation relative to stable South America are shown with uncertainty ellipses. The source area of the 1906 earthquake [Kanamori and McNally (1982)] is shown by the solid elliptical curve along the subduction zone, while its tsunami source area [Hatori (1983)] is by the broken curve. An arc in the North corner of the tsunami source region was estimated from the tsunami observation in Panama [Hatori (1983)]. The extent of the northern corner of the fault was used for the calculations of tsunamis in Fig. 5. This figure is quoted from White *et al.* (2003) with minor modifications.

Table 1. Earthquake and tsunami magnitudes of the 1906 and 1979 Ecuador-Colombia earthquakes.

Reference	1906	1979
Gutenberg and Richter (1954)	M_s 8.6	
Richter (1958)	Unified m 8.9	
Duda (1964)	Unified m 8.9	
Geller and Kanamori(1977)	M_s 8.7	
Abe (1979)	M_t 8.7	
Kanamori and McNally (1982)	M_w 8.8 (8.5?)	M_t 8.1 M_w 8.2
Hatori (1983)	m 3.5	m 2.5
Okal (1992)	M_w 8.4	
This study	M_t 8.3 M_w 8.4~8.5	M_t 8.1 (M_w 8.2 assumed)

地震の正確な規模評価は重要な意味を持っている。よって、1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の正確な規模を評価する必要がある。

本論文では、観測記録から地震規模・津波規模の再評価、1979 年 M_w 8.2 地震が励起した地震・津波との波形の比較、そして、KM82 以後の研究結果を踏まえて、1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の規模を再評価する。また、2016 年 4 月に Ecuador の同じ震源域で発生した M_w 7.8 の地震との関連についても簡単に考察する。

§ 2. 1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の津波規模

Abe (1979) は、遠地の験潮所の津波波高を用いて、地震モーメントに基礎をおくモーメントマグニチュード M_w に一致するように、津波マグニチュード M_t を定義した。Abe (1979) は、1906 年 Ecuador-Colombia 巨大地震の M_t を、Hawaii 諸島の Honolulu (25 cm), Hilo (3.6 m), そして日本の四つの験潮観測点の津波波高を合わせて用いて、8.7 と求めた。しかし、Honolulu に比べて Hilo での津波波高が 10 倍以上と突出して高く、さらに Hilo の験潮観測の連続記録が残っているのは 1927 年以降のため [University of Hawaii Sea Level Center (2016)], この値には疑問がもたれる。また Abe (1979) では M_t を求めるのに平均海面からのずれの値 (半振幅) の使用を定義しているのに、この波高は Soloviev and Go (1975) や NOAA/WDC Tsunami Event Database (2016) では、全振幅の値と読み取り、1.8m を津波波高の記録値としている。

Hilo での異常に大きな違いを検証するため、Hawaii 諸島の二つの津波の観測点である Kahului と Hilo での 1900 年以降の津波波高を比較した。Fig. 2 (a) では調査した地震の震央と二つの観測点の場所を、Fig. 2 (b) で

Fig. 2. Comparison of tsunami heights at Hilo and Kahului, in Hawaii for earthquakes since 1900, after NOAA/WDC Tsunami Event Database (2016). (a) Locations of the studied earthquakes and the two stations. (b) Ratios of tsunami heights at the two stations. Large open circles represent tsunamis from South America, while small solid circles from the other regions. The square shows the ratios after tidal gauge data have been available at both stations. If tidal gauge data were not available at either of the two stations, crosses added as the ratios of the average heights.

はこれらの津波の波高比を地震の発生した年代順に示した。Hilo (Hawaii 島) と Kahului (Maui 島) は、それぞれの湾が北東～北北東のほぼ同じ方向に開いている。Hilo では 1927 年から、Kahului では 1950 年から験潮儀記録があり [University of Hawaii Sea Level Center (2016)], Fig. 2 (b) の四角で囲んだ波高比はそれらのデータを示している。1923 年と 1946 年の津波については、NOAA/WDC Tsunami Event Database (2016) に報告されている津波波高（遡上高などの調査したデータと考えられる）の値より、それぞれの地点での平均値を取り、その比を求めた。また、1960 年チリ地震では Hilo において験潮儀は破壊されてデータがないため、Kahului も含めて、前二者と同様に比を求めた。津波波高のデータ数は、1923 年で Hilo が 1 で Kahului が 1, 1946 年と 1960 年のどちらも 19 と 3 である。Fig. 2 (b) のこれらの結果には X 印を加えて、験潮儀記録と区別した。

1906 年の地震を除き、太平洋のどの方位から来た津波（南米, Alaska, Aleutian, 千島, 東北沖, Papua New Guinea, Tonga など）でも Hilo と Kahului の二つの観測点ではほぼ同じ波高であることが、Fig. 2 (b) より明らかである。特に、南米からの津波では両者はほとんど等しい波高 (Fig. 2 (b) の比で 1.07 ± 0.11) を示すことがわかる。これに対して、Honolulu (Oahu 島) は津波の到来方向に対して前二者とはほぼ反対の南向きに湾が開いている。Hilo との津波波高の比較では Kahului のような一致はなく、ばらつきが大きい例も多い（南米からの津波の比は 4.25 ± 1.55 ）。

1906 年の Hilo の津波波高は Shepard *et al.* (1950) によれば、Honolulu Daily Advertiser 紙の同年 2 月 3 日号にあると記載されているが、我々は同様の記事を Hawaii の地方新聞紙 Evening Bulletin 紙の 1906 年 2 月 3 日号に以下のように見出すことができた；

Report of the tidal wave which visited Hilo Wednesday evening was brought in on the Kinau, which arrived in port at about 11 : 30 this morning and it was stated that about a dozen Japanese junks were torn loose from their moorings, and a piece of railroad track was torn up by the force of the water. The wave was about twelve feet high, but the actual damage to property was slight. No one was injured by the wave.

また、同年 2 月 3 日の Hawaiian Star 紙には、津波当日の天候はひどい嵐で、Hilo では船を岸壁に固定できず湾内のブイに係留した、とその日の嵐について具体的な記載がある；

***... The weather had been too rough for the vessel to tie alongside the wharf at Hilo, so she was moored in the harbor. The vessel and all other craft in the harbor were swung around and tossed and rocked about by the tidal wave that swept into the harbor between 6 and 7 o'clock Wednesday evening. A portion of the railroad track was washed out. All of the Japanese sampans and other fishing crafts in the Walakea river were smashed and otherwise damaged. Some of them were beached. Residents along the Walakea river were frightened and ran for their lives during the night. The rise of water was twelve feet.

上に再掲した具体的な記事の内容が正しいとすると、記載されている被害をすべて Ecuador・Colombia 地震からの津波によるものであるかは不明である。また、同紙の 2 月 12 日号には、“The total height of the wave between highest and lowest point was about 7 feet (2.1 m).” とある。いずれの新聞記事でも、人や家屋への直接の被害はなく、低い土地の鉄道が浸水し線路の一部が破壊されたこと、湾内の小さな船が波により被害を受けたという報告例のみである。これらの被害は、3.6m や 2.1m の遠地津波が実際にあったとすると、明らかに小さい。さらに各資料の数値のばらつきが大きいことから、3.6m の信頼度は低いと判断できる。

一方、Maui 島の Kahului のこの日の状況については、The Hawaiian Gazette 紙の同年 2 月 6 日号に以下のように書かれている；

MAUI, February 2, 1906. --Wednesday evening, January 31. A tidal wave or waves swept over the sandy beach at Kahului. There were three huge combers coming in rapid succession, the second being larger than the first, and the third the largest of the three.

There was no damage done though the rushing sea swept along even with the top of the landing and washed over the government road situated in the bend of the shore between Kahului and Wiluku.

All this happened about 6 o'clock p.m.,

内容が Hilo と大きく異なっていないため、Hilo と Kahului では同程度の津波であったと判断できる。Soloviev and Go (1975) によれば、この地震の Kahului での津波波高は 30 cm であり、上の記事内容と大きく矛盾しない。

このように Hilo の 1906 年の津波波高が 3.6m である

Table 2. Tsunami heights for the re-evaluation of tsunami magnitude (M_t). All the data were quoted from NOAA/WDC Tsunami Event Database (2016), including Soloviev and Go (1975) which reported 25 cm tsunami at Honolulu, but this value was confirmed to be peak-to-trough judging from their tide gauge record by this study.

Station	Maximum Height (cm) of the 1906 tsunami
Honolulu	13
Kahului	30
Hakodate	17
Ayukawa	18
Hososhima	15
Kushimoto	24

点は信頼性に乏しいと判明したので、Fig. 2 (b) に示すように、他の津波において Hilo とほぼ同じ津波波高を示す Kahului での波高を用いて、1906 年地震の津波マグニチュードを Abe (1979) と同じ方法で再決定した。用いた観測値を、Table 2 にまとめる。Kahului の観測点補正は、Fig. 2 の結果から、Abe (1979) にある Hilo と同じ値とした。その結果、1906 年の地震津波は M_t 8.3 と求まった。比較のために NOAA/WDC Tsunami Event Database (2016) と気象庁 (1980) の津波観測値を用いて 1979 年地震について同様の計算をすると、 M_t 8.1 となり、こちらは KM82 の推定値と同じとなった。 M_t が M_w に準じる値であることを考えると、1906 年地震は 1979 年地震より M_w で 0.2 大きい（地震モーメントで約 2 倍）ことを示している。1979 年には現代的な地震観測網が整備され、精度のよい地震の規模評価が可能になっている。KM82 と Global CMT Catalog (2016) による 1979 年の地震の M_w はそれぞれ 8.2 と 8.1 で、両者の震源メカニズム解もほぼ等しい。よって KM82 の 8.2 は 1979 年の M_w として信頼できる値なので、この値を基準とすると 1906 年の M_w は 8.4 程度になる。

1000 km 以上の遠地の津波のみを対象にした Abe (1979) の M_t に対して、それよりも比較的近地の津波波高も用いて津波規模を求める今村・飯田スケール m がある [羽鳥 (1979)] :

$$m = 3.0 + \frac{\log 2H\sqrt{0.001R}}{\log 2.24}$$

ここで H は験潮儀記録の最大津波波高の片振幅、 R は津波の伝播距離である。Hatori (1983) では、Abe (1979) で使われた記録に加えて Panama (70 cm) などの記録も含めて 1906 年の地震の m を 3.5 と評価したが、Hilo の観測値は使われていない。その理由は明記されていない

が、約 7000 km も離れた Hilo で 3.6 m の津波になれば m が 6.5 を超えてしまい、他の観測点から求めた m と違いすぎると判断した可能性もある。Hatori (1983) では 1979 年の地震については m 2.5 と評価しており、1906 年との違いは 1.0 である。しかし、験潮儀記録から得られた日本の観測結果に限れば、1906 年の m は 1979 年の m よりも約 0.5 だけ大きい [Hatori (1983)]。どちらの地震でも他の世界各地の観測データは数も少なくばらつきも大きいので、ここでは、1906 年の m と 1979 年の m の差は 0.5 を大きく超えることはないと考えることが妥当である。 m が 0.5 だけ違えば、地震モーメントは約 2 倍となる [小山・都筑 (2012)]。したがって、 m の結果からそのまま地震モーメントの違いを評価すると、1906 年地震が 1979 年地震に比べて、2 倍程度大きかったことを示唆している。ここでも、1979 年の地震を M_w 8.2 と仮定すると、1906 年の地震は M_w が 8.4 程度であり、地震規模にすれば KM82 や Abe (1979) の 8.7~8.8 よりも明らかに小さかったことになる。

§ 3. 1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の地震波データからの地震規模

前節では津波データを再検討して、1906 年の地震の大きさを再検討したが、津波データとは別に、Okal (1992) は 1904 年より Sweden の Uppsala に設置されていた固有周期 10 秒の Wiechert 地震計記録から、世界中の巨大地震が励起した地球を周回する長周期表面波を調べた。地震モーメントが 6×10^{21} Nm (M_w 8.5) より大きな地震では、大円の劣弧 (R1, G1) だけではなく優弧 (R2, G2) を伝播する長周期表面波も観測された。Okal (1992) は、1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震で優弧を伝播した長周期表面波が Uppsala では明瞭に記録されていないことから、地震モーメントは 6×10^{21} Nm (M_w 8.5) を超えることはないと結論している。

地震波の振幅比から 1906 年の地震の地震モーメントを推定する。Fig. 3 は Okal (1992) にある Fig. A-1 を複製したもので、Uppsala での Wiechert 地震計 NS 成分に記録された 1906 年と 1979 年地震の長周期 Love 波 (G1 波) 記録である。二つの地震波形は非常によく似ており、1906 年の記録の振幅は 1979 年の 2 倍弱である。これら二つの地震はほぼ同じ場所で震源域が重なるように発生しているので、この長周期地震波の振幅比は二つの地震の地震モーメント比と読み替えることができる。KM82 によれば、1979 年地震のモーメントは 2.9×10^{21} Nm (M_w 8.2) であるから、1906 年地震のモーメントは 6×10^{21} Nm 未満と推定され、Okal (1992) の結論を再確認できる。

一方, KM82 は Germany の Gottingen での Wiechert 地震計 NS 成分に記録された Love 波から 8×10^{21} Nm と Okal (1992) と矛盾しない値を推定している. この値は, 震源付近で見聞された海岸の隆起から推定された震源域の広がり [Kelleher (1972)] から換算した地震モーメント 2×10^{22} Nm の約 3 分の 1 である. KM82 はこの違いを, 長周期波動の小さな振幅は Wiechert 地震計の記録方式の影響で強い摩擦を受け記録される振幅が小さくなるためとしている. しかし, 同様なデータを解析した Okal (1992) の結論や, Fig. 3 に見られる地震波波形は二つの地震の大きさによらずほとんど相似であることと矛盾する. また, Geller and Kanamori (1977) は, M_s あるいはそれに代わる値として, Gutenberg and Richter (1954) が 8.6, Richter (1958) が 8.9, Duda (1965) が 8.9 と記載し, さらに Gutenberg のノートに残る観測データから彼ら自身が再計算して M_s 8.7 としている. しかし, 注意すべきは, Richter (1958) の値は実体波マグニチュード m_b から換算した統一マグニチュード M で, Duda (1965) はそれをそのまま引用したものであり, どちらも巨大地震の推定に適した表面波振幅から求めた M_s ではない. 同じデータを使っているにも関わらず Gutenberg and Richter

(1954) と Geller and Kanamori (1977) にまとめられている M_s 値に 0.1 の小さい違いが生じるのは, 時代による対数計算の精度の違いか, 数値計算のまるめ誤差と考えられる. また Geller and Kanamori (1977) で M_s は 8.3 程度で飽和し精度が悪くなる点を指摘しているように, これらの表面波マグニチュードや統一マグニチュードの 8.6 から 8.9 の評価は信頼度が低い.

まとめると, 1906 年の Ecuador・Colombia 巨大地震は 1979 年地震と比較して, 地震モーメントでは約 2 倍程度大きい. この違いは長周期地震波と前章で求めた津波波高の解析とではほぼ同様で, どちらの地震も長周期成分だけが特に卓越した津波地震ではないことを示唆している. したがって地震のデータからも, 1906 年巨大地震は M_w 8.4 で, 最大でも 8.5 までとなり, M_w 8.6 を超えることは否定される.

§ 4. 津波の規模と地震断層規模

本章では, 前章までに再検討した地震波と津波との比較の結果に基づいて, 地震断層規模と津波波高との比較を行う. 1979 年と 1906 年地震の断層モデルを複数仮定し, それが励起する津波を数値的に計算し, 妥当な断層運動の大きさを議論する.

1979 年地震については, KM82 のままの地震メカニズム・断層形状を引用する (Table 3; 1979Model). 一方, 1906 年地震については震源過程を制約するデータがないので, 1979 年と同じ断層の走向とすべり方向を仮定し, 以下の三つのモデルを考えた. 1906Model1 は M_w 8.5 を仮定して, M_w 8.2 の 1979Model を震源パラメータの相似則 [Kanamori and Anderson (1975), Koyama (1997)] にしたがって, 断層の幅・長さ, 平均すべり量をそれぞれ $3^{1/3}=1.44$ 倍したものである. これに対して, 1906Model2 は 1906Model1 の断層長だけを引きのばし M_w 8.6 となるようにした. 1906Model3 は Lay *et al.* (1982) の M_w 8.8 に合わせた断層パラメータを引用した. Table 3 に四つのモデルをまとめる.

Mansinha and Smylie (1971) の方法を用いて求められ

Fig. 3. North-South component of the Wiechert seismographs in Uppsala, Sweden for the 1906 Ecuador-Colombia earthquake and the 1979 earthquake. Reproduced from Figure A-1 of Okal (1992).

Table 3. Fault parameters of 1979 and assumed 1906 earthquakes for tsunami calculations.

	Length (km)	Width (km)	Slip (m)	Seismic Moment ($\times 10^{20}$ Nm)	M_w
1979 Model	230	120	2.7	29	8.2
1906 Model1	322	170	3.8	80	8.5
1906 Model2	500	170	3.8	120	8.6
1906 Model3	500	200	5.2	200	8.8

Fig. 4. (a) Surface deformation calculated for the 1979 Ecuador-Colombia earthquake, based on the fault model by Kanamori and McNally (1982) (1979Model in Table 3). Contour lines illustrate up-down deformations from 1.5 to -0.5 m at every 0.3 m. (b) 1906Model3 in Table 3. Two harbors (Buenaventura and Manta) are marked by solid circles, where the uplift of coastlines reported by Kelleher (1972).

た 1979Model と 1906Model3 による地表面の地殻変動上下動成分を, Fig. 4 の (a) と (b) にそれぞれ示す. この値を海底面の変動量として, 津波の数値計算を Gusman

et al. (2010) と同様に以下の方程式によって行った;

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{R \sin \theta} \left[\frac{\partial}{\partial \theta} (Q_{\theta} \sin \theta) + \frac{\partial Q_{\varphi}}{\partial \varphi} \right] = 0$$

$$\frac{\partial Q_{\varphi}}{\partial t} = -f Q_{\varphi} - \frac{gd}{R \sin \theta} \frac{\partial h}{\partial \varphi}$$

$$\frac{\partial Q_{\theta}}{\partial t} = f Q_{\varphi} - \frac{gd}{R} \frac{\partial h}{\partial \theta}$$

ここで t , φ , θ , h は, それぞれ時間, 経度, 余緯度, 水位である. Q_{φ} , Q_{θ} はそれぞれ経度, 緯度方向の線流量である. f , g , d , R はそれぞれコリオリ係数, 重力加速度, 水深, 地球半径である. 海底地形データには, GEBCO のデータを使用した. 格子サイズは, 6 分 (約 11 km), 2 分 (約 3.7 km), 40 秒 (約 1.2 km) の 3 レベルで, 観測点や海岸線付近など重要な領域では格子のサイズを小さくした.

仮定した四つの断層モデルによる (a) Hilo, (b) Kahului, (c) Honolulu, (d) 鮎川と (e) 串本での津波計算波形を Fig. 5 に示す. 函館, San Francisco, および Tumaco も計算したが, 紙面の制約から省略する. 太平洋を渡るような遠地津波は長周期成分が卓越するが, 波高が大きくなるほどその傾向は顕著になり, よって波長も長くなる. 遠地の験潮所の波高が 1 m になる規模であれば, 周期数分以上の長波長成分が支配的であるので, 観測津波と計算波形の比較において, 細かな海底地形や波浪の影響は大きくなく, 本研究の数値計算でも十分な精度があると考えられる.

Fig. 5 (a) の Hilo の計算波形では, どの断層モデルを用いても, 津波は全振幅で 2 m を超えることはなく, Abe (1979) が M_t の推定に用いた 3.6 m という津波波高とは大きく食い違う. すなわち, Hilo での 3.6 m が正しいとすると, 1906Model3 よりさらに大規模な断層が必要となってしまう. しかし, この沈み込み帯の北側は別の方向に曲がった沈み込み帯となっており [White *et al.* (2003)], また南側には海嶺の沈み込みがあるため, 1906Model3 の長さ 500 km を超えるような破壊の可能性は極めて低い.

Fig. 5 の Hilo と Kahului の津波の計算波形を比較すると, 1906 年の三つの断層モデルのどれでも, 津波波形の相関はよく, 最大振幅の値もほぼ同じであり, Fig. 2 (b) の 1920 年以降の津波データの結果と一致する. すなわち, Fig. 2 (b) の 1906 年での大きな違いは, 第 2 章で説明したように Hilo の資料の間違いであることを強く支持する. Kahului での 30 cm の観測波高 [Soloviev and Go (1975)] に最も調和的な断層モデルは, 1906Model1 (M_w 8.5) である. 1979 年の地震では, Hilo と Kahului で観測された津波の全振幅はともに 40 cm であり [Pararas-

Carayannis (1980)], Fig. 5 (a) と (b) の計算波形の結果とほぼ一致する。これに対して, Hilo と Honolulu との波

形の相関はあまりよくなく, 振幅も大きく異なる。これは第2章でも議論した Hilo と Honolulu の津波波高の比と調和的である。

Fig. 5 (d) の宮城県鮎川でのシミュレーション結果は, 観測された全振幅 (1906 年で 36 cm, 1979 年で 22 cm) は 1979 年ではほぼ一致しており, また 1906 年の地震では Kahului と同様に 1906Model1 が最も調和的である。これに対して, Fig. 5 (e) の和歌山県串本では, 1906 年の三つのモデルのすべてで全振幅で 20 cm, および 1979 年のモデルで 5 cm 以下となり, 観測値 (1906 年で 48 cm, 1979 年で 19 cm) よりも小さい。同様に函館や San Francisco などの津波観測点でも, 計算波形の全振幅は 20 cm より小さい。これに対して, Fig. 5 (c) の Honolulu では, 1906 年で 25 cm, および 1979 年で 16 cm の津波波高を観測しているのに対して, 1906Model3 でも最大

Fig. 5. Synthetic tsunamis at (a) Hilo, Hawaii, (b) Kahului, Hawaii, (c) Honolulu, Hawaii (d) Ayukawa, Sanriku Coast of Japan, and (e) Kushimoto, Kii peninsula, Japan for the source models of the 1979 earthquake and the three fault models of the 1906 earthquake in Table 3.

で 10 cm 程度しかない。これらすべての観測点に共通している点は、入口が狭い湾の奥に観測点が位置し、さらに南米からの津波に関しては大円方向とは異なる方向に開いた湾であることの影響を受けていることが考えられる。このような場合、後続の回折した波などが観測波形に大きく影響し、この効果も計算波形に反映させるためには観測点近傍の湾の形状や海底地形の精度の高い近似が必要である。一方、鮎川、Hilo や Kahului では第一次近似的には大円に沿う津波の到来方向に位置するので、本研究の津波シミュレーションの精度でも観測値との定量的比較が可能であると考えられる。まとめると、鮎川や Kahului の結果より 1906 年の地震は Modell (M_w 8.5) が観測記録と最も調和的で、津波マグニチュードや地震波の議論と同程度の規模評価となった。

Hatori (1983) は、1906 年の津波発生域の北東端を Panama の験潮所で観測された津波の逆伝搬から特定している (Fig. 1)。この断層端の制約は、KM82 の推定した M_w 8.8 とする震源域の広がり比べて、長さが約 3/4 以下と短い。津波から推定する波源域は、仮に断層破壊が陸域にまで及んでいたとしても、地殻変動から推定する断層面の広がりより過小評価になる可能性がある。Hatori (1983) の津波波源域の推定は、この北東端の制約と海溝から海岸までの広がり幅から経験的に津波波源域の南西端を推定しているものと思われ、その面積は KM82 の半分以下である。もし KM82 が指摘するような長さ 500 km、幅 200 km の断層であったならば、Panama まで 50 km ほど伝播距離が短く、その津波到達時間はおよそ 5 分ほど短くなってしまふ。当時の紙送りの津波記録の時刻誤差・読み取り精度を考慮しても、Hatori (1983) の結果との食い違いは有意であると考えられる。本研究で 1906 年のシミュレーションに用いた断層モデルの北東端も Hatori (1983) とほぼ同じ位置にあり、本研究の断層モデルの信頼度の高さを示す根拠の一つになった。

§5. 議 論

1906 年 Ecuador-Colombia 巨大地震は、1960 年 Chile 地震以前に出版された Gutenberg and Richter (1954) や Richter (1958) の地震規模評価で過去最大の地震である。Chile 地震のように、この地震が本当に M9 クラスの超巨大地震 [Yomogida *et al.* (2011), Koyama *et al.* (2012)] に匹敵する地震規模であったのだろうか。本研究では、地震波記録と津波記録を再調査し、同地点で発生して現代的観測データから規模が正しく見積もられている 1979 年地震 (M_w 8.2) と比較した。津波波高が当日の嵐で観測値が異常と思われる Hilo の波高記録を除いて再

計算した津波マグニチュード M_t は 8.3 となり、近地・遠地の津波、長周期地震波、および津波数値シミュレーションなどから総合的に判断しても、1906 年地震の地震モーメントは約 6×10^{21} Nm (M_w 8.4~8.5) 程度と推定される。つまり、1906 年地震は 1979 年 M_w 8.2 地震の約 2 倍の地震規模であり、資料の不確定さを考慮しても M_w 8.6 を超えることはない。すなわち、Ecuador・Colombia 太平洋沖の領域で、マグニチュード 8.8~8.9 の超巨大地震が発生したとする考え [Abe (1979), KM82] に一致しない。

Table 1 に 1906 年と 1979 年 Ecuador-Colombia 地震の地震規模、津波規模比較をまとめた。今まで 1906 年地震が超巨大地震に近い地震規模であろうとしていた根拠は、Richter (1958) によるマグニチュード 8.9、Abe (1979) による M_t 8.7、および KM82 の M_w 8.8 の推定値であった。Fig. 4 (b) に示す KM82 が引用した Buenaventura と Manta の港での隆起が本当に目視観測されたとしても、地下にある低角逆断層の端直上の地表付近では、一般に地殻変動が沈降を示すため、極めて特異な断層運動が必要となってしまう。KM82 以後の研究では、Hatori (1983) による近地津波のマグニチュード評価を地震モーメントに変換すると、1906 年巨大地震の地震規模は 1979 年地震の 2 倍程度、最大でも 4 倍以下である。Okal (1992) も、長周期地震波観測記録から本研究と同様の結論を導いている。

最後に、1906 年巨大地震の広がりを近年の GPS 観測による地殻変動から考える。Ecuador-Colombia 沖の Nazca プレート沈み込みおよび南米プレートの北端が北 Andes ブロックと衝突によって生じる地殻変動を Fig. 1 に示す [White *et al.* (2003)]。ここでは、(1) Ecuador 付近での地殻変動は沈み込み境界での 50% 程度のプレート間カップリングによるもので、北の Colombia 付近になると 30% 程度にまで減少している、また、(2) Colombia 地域の 2°N 付近より北ではその南に比べて、プレートの斜め衝突による地殻変動成分が卓越している、という二つの大きな特徴がある。地殻変動のパターンが斜め衝突に移行していることから、(2) は低角逆断層である 1906 年地震の断層破壊域の広がりが 2°N 付近より北に広がっていなかったことを強く示唆する。一方、(1) でのカップリングが弱いことの指摘からは、地殻変動の測定期間中にもプレート境界面で相対運動が発生していたことが推測される。北側のカップリングが弱い領域ではプレート間地震が特に低調であることから、非地震性すべりの割合が大きいと考えるのが自然である。仮に非地震性すべりによる歪み解放がある程度あれば、巨大地震の発生の可能性は低くなる。地震に伴う地殻変動と余効

変動 [Heki *et al.* (1997)] や非地震性すべり [Kanamori and Ciper (1974)] による地殻変動が 1906 年の地震の断層運動と重なれば, M_w 8.8 に対応するような海岸線の地殻上下変動となり, KM82 で引用した陸地の目視による地震規模が正しくとも, 大きな矛盾はなくなる.

プレート間地震の場合, 地震モーメントは, おおよそ断層の長さの 3 乗に比例し, 断層の広がりには長さの 2 乗に比例する. もしこの相似則がこの沈み込み帯の地震にほぼ成立していれば, 1906 年巨大地震が 1942 年 M_s 7.9, 1958 年 M_s 7.8, 1979 年 M_s 7.7 の三つの地震域を同時に破壊したとすると, その地震モーメントは 2×10^{22} Nm となる. この値は, 三つの地震モーメントを足し合わせたもの (4×10^{21} Nm) よりもはるかに大きなものとなる [KM82]. 一方, Hatori (1983) から推定された 1906 年巨大地震の震源域の広がり, KM82 の断層面積の約半分程度である. 上のスケール則にあてはめて, 半分の断層面積である地震の規模を考えると, その地震モーメントはおおよそ $2^{-2/3}$ 倍になる. つまり, 約 7×10^{21} Nm (M_w 8.5) と推定され, 本研究の推定値と矛盾しない. したがって, 従来考えられていた 1906 年と同様の超巨大規模の地震がここでは繰り返し発生するとした地震災害の見積もりは軽減され则认为.

2016 年 4 月 16 日に Ecuador 沿岸の沈み込み帯で M_w 7.8 の地震が起こり, 震央周辺で甚大な被害が発生した. USGS による余震分布はこの地震の断層破壊域と調和的であり, 1942 年に同地域で発生した M_s 7.9 の地震の余震域 (ともに東傾斜) の海溝軸方向の広がりとはほぼ一致する. しかし沈み込み方向に関しては, 1942 年は海溝側に余震が集中しているのに対して, 2016 年は陸側に集中している (Fig. 6) が, この違いは 1942 年の震源の決定精度の可能性もある. これら二つの地震の震源は近く, ほぼ同じ低角逆断層型であるから, 今回の地震は 1942 年の地震とはほぼ同じ地震セグメントで発生した「繰り返し地震」と考えられる.

Ecuador・Colombia 沖の Nazca プレートには大小数多くの海嶺とトランスフォーム断層が存在し, 複雑な海底構造を示している. 1942 年 (2016 年), 1958 年, 1979 年地震が発生した三つの地震セグメントはそのような海嶺系の沈み込みに関連したものと考えられる [Mendoza and Dewey (1984)]. 実際, 南米太平洋岸の沈み込み帯の地震の大きさはこのような複雑な海嶺系の間隔の大きさに依存しているとの指摘もある [Carena (2011)]. 先の三つの地震セグメントで地震が解放するひずみは沈み込み帯の約 70% 程度であり, 今回の 2016 年の地震はさらに小さく 40% 程度であった. この地域で 1906 年以降のさまざまな地震活動が同様に繰り返すか, 従来言われてい

Fig. 6. Epicenters of mainshocks (large) and aftershocks (small) for the 1942 (open circles), 1958 (triangles), 1979 (squares) and 2016 (solid circles) earthquakes. Epicenters of 2016 earthquakes was quoted from ANSS Comprehensive Catalog ($M \geq 5.0$), while the others from Mendoza and Dewey (1984). The two epicenters (G and E) of the 1906 earthquake were taken from Gutenberg and Richter (1954) and Engdahl and Villaseñor (2002), respectively. The broken arrows indicate the fault extent for the 1906 earthquake estimated by this study.

たようなこの沈み込み帯全体に渡る 1906 年型の巨大地震へ発展するかは特定できないが, そのひずみの蓄積は存在する.

1906 年 Ecuador-Colombia 巨大地震の地震規模を推定するにあたり, 当時の限られた地震観測ばかりではなく, 遠地や近地の津波観測が大きな制約条件になった. 津波の記録は Lander and Lockridge (1989) や Iida *et al.* (1967) では 173A.D. までさかのぼれる. 日本の歴史記録によれば, 過去に Peru・Chile 沖で発生した地震による 1 m を超える津波が日本近海に何度か押し寄せている [Hatori (1983)]. 観測計器による地震観測がなかった 19 世紀以前に発生した地震の規模を津波の歴史記録を用いて今一度再調査し, 近代的な地震規模評価と同様に議論することが重要である. 日本の歴史津波記録が 1700 年 Vancouver 沖でのみなしご地震 [Atwater *et al.* (2005)] の発見やその地震規模評価に大いに役立ったように, 従

来からの津波研究をさらに発展させ、地震学的な知識を集約して、津波のデータが定量的な地震規模・過去の津波地震の判定にさらに活用されれば、1000 年を超える時間スケールでの巨大地震の履歴解明が進むと期待される。世界のほとんどの国々で、地震や津波の歴史が過去にたどれるのは、16 世紀前後から後、大航海時代以後のことであり、それでは高々数百年程度の地震や津波活動の歴史である。2011 年東北地方太平洋沖に発生したような 1000 年以上の時間スケールでの超巨大地震のくり返し [Cisternas *et al.* (2005), Satake and Atwater (2007), 平川 (2012), Tsuzuki and Koyama (2013)] を考える時に、このような資料の保存・再解析は今後さらに大切になると考える。

謝 辞

1906 年 Ecuador・Colombia 巨大地震の新聞記事を検索するに当たり、北海道大学図書館の皆様にも多大のご協力をいただきました。本研究で議論した地震津波に関して故・羽鳥徳太郎先生から詳しいご説明を頂きました。2 名の査読者と亀伸樹編集委員からは、有益な意見をいただきました。すべての皆様に感謝いたします。図面の作成に GMT [Wessel and Smith (1998)] を使用しました。

文 献

- Abe, K., 1979, Size of great earthquakes of 1837–1979 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1561–1568.
- Atwater, B. F., S. M. Rokkaku, K. Satake, Y. Tsuji, K. Ueda and D. K. Yamaguchi, 2005, The orphan tsunami of 1700—Japanese clues to a parent earthquake in North America, U.S. Geological Survey/Univ. Washington Press, Seattle, 133 pp.
- Carena, S., 2011, Subducting-plate topography and nucleation of great and giant earthquakes along the South American trench, *Seism. Res. Lett.*, **82**, 629–637.
- Cisternas, M., B. F. Atwater, F. Torrejón, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Younton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C. P. Rajendran, J. K. Malik, Y. Rizal, and M. Husni, 2005, Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature*, **437**, 404–407.
- Duda, S. J., 1965, Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt, *Tectonophysics*, **2**, 409–452.
- Engdahl, E. R. and A. Villaseñor, 2002, Centennial Earthquake Catalog, USGS, 2016, <http://earthquake.usgs.gov/data/centennial/centennial_Y2K.CAT>, (参照 2016-6-22)
- Geller, R. and H. Kanamori, 1977, Magnitudes of great shallow earthquakes from 1904 to 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 587–597.
- Global CMT Catalog, 2016, <<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>>, (参照 2016-6-22)
- Gusman, A. R., Y. Tanioka, T. Kobayashi, H. Latief and W. Pandoe, 2010, Slip distribution of the 2007 Bengkulu earthquake inferred from tsunami waveforms and InSAR data, *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2010JB007565.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1954, Seismicity of the earth and associated phenomena, 2nd ed., Princeton Univ. Press, Princeton, 310 pp.
- 長谷川昭・佐藤春夫・西村太志, 2015, 地震学, 共立出版, 473 pp.
- 羽鳥徳太郎, 1979, 津波の規模階級とエネルギーとの関係, *地震研究所彙報*, **54**, 531–541.
- Hatori, T., 1983, Colombia-Peru tsunami observed along the coast of Japan—Tsunami magnitude and source areas, *Tsunami—Their Science and Engineering*, ed. K. Iida and T. Iwasaki, Terra Sci. Pub. Co., Tokyo, 173–183.
- 羽鳥徳太郎, 2002, 南米起源の津波による南米太平洋岸の津波累積エネルギー分布, *地震 II*, **54**, 441–448.
- Heki, K., S. Miyazaki and H. Tsuji, 1997, Silent fault slip following an interplate thrust earthquake at the Japan Trench, *Nature*, **386**, 595–597.
- 平川一臣, 2012, 千島海溝・日本海溝の超巨大津波履歴とその意味：仮説的検討, *科学*, **82**, 172–181.
- Iida, K., D. C. Cox and G. Pararas-Carayannis, 1967, Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean, Hawaii Inst. Geophys., Data Rep. No. 5, 260 pp.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073–1095.
- Kanamori, H. and J. J. Ciper, 1974, Focal process of the great Chilean earthquake May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **9**, 128–136.
- Kanamori, H. and K. McNally, 1982, Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1241–1253.
- Kelleher, J. A., 1972, Rupture zones of large South America earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, **77**, 2078–2103.
- 気象庁, 1961, 昭和 35 年 5 月 24 日チリ地震津波調査報告, *気象庁技術報告*, **8**, 389 pp.
- 気象庁, 1980, 1976 年～1979 年に日本で観測された津波, *験震時報*, **45**, 90–105.
- 気象庁, 2010, 2010 年 2 月 27 日チリ中部沿岸の地震 (M8.8) について, *地震予知連絡会会報*, **84**, 435–448.
- 気象庁, 2016, パンフレット地震と津波, <<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/jishintsunami/index.html>>, (参照 2016-8-26).
- Koyama, J., 1997, The complex faulting process of earthquakes, Kluwer Academic Pub., Dordrecht, 194 pp.
- 小山順二・都筑基博, 2012, 日本付近の一重と二重の地震セグメント帯で発生した地震が励起した津波, *北海道大学地球物理学研究報告*, **76**, 87–96.
- Koyama, J., K. Yoshizawa, K. Yomogida and M. Tsuzuki, 2012, Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Earth Planets Space*, **64**, 1189–1198.

- Lay, T., H. Kanamori and L. Ruff, 1982, The asperity model and the nature of large subduction zone earthquakes, *Earthq. Predic. Res.*, **1**, 3-71.
- Lander, J. F. and P. A. Lockridge, 1989, United States Tsunami, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 265 pp.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
- Mendoza, C., and J. W. Dewey, 1984, Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958, and 1979: Implications for barrier models of earthquake rupture, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **74**, 577-593.
- NOAA/WDC Tsunami Event Database, 2016, <http://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/results?EQ_0=1331&t=101650&s=9&d=92,183&nd=display>, (参照 2016-6-22)
- Okal, E., 1992, Use of the mantle magnitude M_m for the reassessment of the moment of historical earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, **139**, 17-57.
- Pararas-Carayanni, G., 1980, Earthquake and tsunami 12 December 1979 in Colombia, *Tsunami Newsletter*, **13**, 1-9.
- Richter, C. F., 1958, *Elementary seismology*, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 768 pp.
- Satake, K. and B. F. Atwater, 2007, Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **35**, 341-374.
- Shepard, F. P., G. A. MacDonald, and D. C. Cox, 1950, The tsunami of April 1, 1946, *Bull. Scripps Institution of Oceanography*, **5**, 391-528.
- Soloviev, S. L. and Ch. N. Go, 1975, Catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean, Canadian Translation of Fisheries and Aquatic Sciences, No. 5078, Ottawa, 293 pp.
- Tsuzuki, M. and J. Koyama, 2013, The 2011 Tohoku-oki megathrust earthquake (M_w 9.0) and slip deficit of the past tsunami earthquakes in the region, AGU Fall Meeting S43A-2458.
- University of Hawaii Sea Level Center, 2016, <<http://uhslc.soest.hawaii.edu/data/>>, (参照 2016-6-22)
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998, New improved version of the Generic Mapping Tools released. *EOS Trans. AGU*, **79**, 579.
- White, S. M., R. Trenkamp and J. N. Kellogg, 2003, Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador-Colombia subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **216**, 231-242.
- 蓬田 清, 2013, M10 地震の発生条件 : 2011 年東北沖地震の新しい知見から, 北海道大学地球物理学研究報告, **76**, 111-128.
- Yomogida, K., K. Yoshizawa, J. Koyama and M. Tsuzuki, 2011, Along-dip segmentation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake and comparison with other megathrust earthquakes, *Earth Planets Space*, **63**, 697-701.