

日本海溝海側斜面における地殻伸張速度及び
そこで発生する正断層地震について[†]

岩淵 洋*

Developed tectonic relief and frequency of great earthquakes caused by
normal faults in the outer slope of the Japan Trench[†]

Yo IWABUCHI*

Abstract

Iwabuchi (2012) analyzed 23 topographic profiles on the outer slope of the Japan Trench derived from swath multi-beam bathymetries. According to the study, strain rates close to the axis of the Japan Trench were estimated as 7×10^{-8} /yr (at the southern Japan Trench) to 11×10^{-8} /yr (at the northern most of Izu-Ogasawara Trench). Iwabuchi (2012) indicated the measurements of relative heights of horsts and grabens on only two profiles because of the limits of pages of the journal. Thus, I will show all the measurements of the relative heights of horsts and grabens in this paper. In addition to this, I will infer the frequency of great tensional earthquakes in the outer slope of the Japan Trench.

It is well known that 1933 Sanriku earthquake (M_w 8.4) is the example of tensional events in the outer slope of the trench. Topographic analyses resulted in the displacement rates of whole of the outer slope of the northern and southern Japan Trench are estimated as 3.5 mm/yr and 3.6 mm/yr, respectively. On the assumption that the great earthquake equal to 1933 Sanriku earthquake in magnitude will occur in repeatedly as the characteristic earthquake, a frequency of the great earthquake is estimated about one thousand years to one thousand and several hundred years per one earthquake.

No earthquakes in large scale with $M > 8$ are known in the outer slope of the southern Japan Trench. However, the displacement rate in the outer slope of the southern Japan Trench is almost same as the northern Japan Trench. If normal-faulting earthquake equal to the magnitude of 1933 Sanriku earthquake will occur, a frequency of the earthquake is estimated as same as the northern Japan Trench.

At the northern most of Izu-Ogasawara Trench, off Boso peninsula, an average displacement rate is almost two times higher than the Japan Trench. If the great earthquake which is equal to the magnitude of 1933 Sanriku earthquake will occur in the area, a frequency of the earthquake is estimated lower than one thousand year per one earthquake.

[†] Received November 14, 2012 ; Accepted January 15, 2013

* 海洋情報課 Oceanographic Data and Information Division

1 はじめに

大洋底をなす海洋プレートが海溝から沈み込むとき、海溝前縁で下方に撓む。海溝前縁に沿って幅数百 km、比高数百 m の緩やかな高まり：海溝外縁隆起帯 (outer rise) が見られる例がしばしばある。大洋底は outer rise から海溝中央に向かって深度を増していくが、この海底は海溝海側斜面と呼ばれ、そこに多数の地溝・地塁が分布することは従来からよく知られている。日本海溝海側斜面においても、海溝と平行な走向の地溝・地塁地形の存在が明らかにされており (Ludwig et al., 1966 : 岩淵, 1968 など), この地形は、太平洋プレートが日本海溝から東北日本側のプレートの下に沈み込む際に、太平洋プレートが上に凸に撓み、プレート上面に張力が働くために形成されたものと考えられている (Ludwig et al., 1966 : Hilde, 1983)。

マルチビーム測深データに基づく海底地形の解析から、岩淵 (2012) は日本海溝海側斜面の地殻変動速度を推定した。本論では、岩淵 (2012) では公表されていない各測線における海底地形の読み取り等を補足的に示すとともに、そこで発生する正断層地震との関係について考察する。

2 これまでの研究

2.1 海底地形・地質構造に関する研究

1970 年代に海上保安庁水路部によって日本周辺海域を 2 海里 (約 3.7 km) 間隔の測線でカバーする海の基本図測量が行われた。この結果、日本海溝海側斜面における地溝は、概ね海溝軸と平行な N 05° E 程度であるものの、N 20° W のものや N 20° E といった走向を持つものもあることが明らかにされた (Iwabuchi, 1980)。ただし、調査は指向幅の広い音響測深機によるものであり、その範囲は海溝軸から東に 30 km 程度までであったため、海溝海側斜面における詳細な地溝・地塁地形や、その分布範囲は不明であった。

Honza (1980) は日本海溝海側斜面に発達する地溝・地塁は、海溝と平行なもののほか、当該地域における地磁気の縞異常の走向 (N 70° E) と

直交する N 20° W 走向のものがあることを指摘した。

三陸沖の深海掘削の事前調査として、日本海溝において数測線のマルチチャンネル反射法地震波探査が行われた。この結果、太平洋プレートが日本海溝陸側斜面の下に沈み込んでいる様子が明瞭にイメージされたほか、海溝海側斜面の地溝・地塁の構造も明らかにされた (Nasu et al., 1980 : Matsuzawa et al., 1980 : von Huene et al., 1980 : von Huene and Culotta, 1989 : von Huene et al., 1994)。ただし、測線は海溝を越えた海側斜面では 20 km 程度の範囲に過ぎず、海溝海側上部斜面から outer rise に至る地溝・地塁構造については不明であった。

海底地形の解析から、日本海溝南端に位置する第 1 鹿島海山では、山体の西側が正断層によって 1,500 m も変位を受けていることが指摘された (Mogi and Nishizawa, 1980)。第 1 鹿島海山を横切るマルチチャンネル反射法地震波探査により、西側の山体の裾部は既に陸側海溝斜面の下に沈み込んでいること、西側の山体と東側の山体の間に大規模な正断層があり、西側の山体には、かつての山頂部をなす平坦面に地溝が形成されていることが明らかにされた (大島ほか, 1985 : Kobayashi et al., 1987 : Lallemand et al., 1989)。

従来の音響測深機に比べ飛躍的な地形解像度を有するマルチビーム測深調査は、日本海溝南端や第 1 鹿島海山 (大島ほか, 1985)、伊豆・小笠原海溝北部の海溝三重点付近 (加藤ほか, 1985) で行われたのに続いて、日仏海溝計画において第 1 鹿島海山、伊豆・小笠原海溝北部、日本海溝北端部などで行われた (KAIKO I RESEARCH GROUP, 1986 : Cadet et al., 1987 : Kobayashi et al., 1987)。また、1985 年には、2 測線ではあるものの、日本海溝を横切り海溝軸から 300 km 以上東までの北西太平洋底のマルチビーム測深が行われた (海上保安庁未公表資料)。これら調査により、海溝海側斜面上の地溝・地塁は、海溝軸から 80~100 km 程度にまで存在することが明らかにされた。

Kobayashi et al. (1998) は、日本海溝北部から千島海溝南西部の海溝海側斜面の断層地形の分布について、海溝軸を越えて 50~60 km までの範囲のマルチビーム測深データに基づき解析を行った。この結果、海溝海側斜面に分布する断層地形は、海溝軸と平行なもの、地磁気の縞異常と平行なもの、地磁気の縞異常とは直交する方向のもの 3 つがあることが指摘された。Kobayashi et al. (1998) は、地磁気の縞異常が海溝の走向に近い場合は断層地形は地磁気の縞異常と同じ走向に、地磁気の縞異常が海溝の走向と大きく斜交する場合は、断層地形は海溝と同じ走向になることを指摘した。また、Honza (1980) が指摘した地磁気の縞異常と直交する断層地形については、地磁気の縞異常のズレは見いだせないものの、non-transform offset と解釈される物理的な弱線が存在し、海溝に近づくとつれてプレートが撓む際に、この弱線方向に沿って断層が形成されるのではないかと推論した (Kobayashi et al., 1998)。なお、Masson (1991) は海溝海側斜面における正断層は、大洋底拡大時の tectonic heritage の規制を受けることを指摘している。地磁気の縞異常の走向と海溝の走向が 30° 以下で斜交する場合は、海溝海側斜面における断層地形は地磁気の縞異常の走向と平行に発達し、これより大きな角度で交わるときは海溝の走向と平行に発達すると論じている。

太平洋の海底は outer rise から海溝に向かうにつれて深度を増す。笠原・小林 (1991) は、日本海溝北部海側斜面の 4 つの地形プロファイルにおいて断層崖の比高を計測した。この結果、正断層の変位による水深の増加量は 150~440 m 程度に過ぎず、海溝軸に近づくと従って水深が増すのは、海洋プレートが撓み傾き下がることにより海溝海側斜面の地形が形成されるものと論じた。

マルチビーム測深データから読み取れる海側海溝斜面の断層崖の傾斜は 10°~35° 程度である。ただし、潜水調査船を用いた微視的な地形観察によれば、断層崖は 1 つの急斜面なのではなく、小さな比高の急崖と緩傾斜の平坦面との繰り返しか

ら構成されている (堀田ほか, 1992 : Ogawa and Kobayashi, 1993 : 小川, 1994 : Ogawa et al., 1997 : Kobayashi et al., 1998)。

岩淵 (2012) は、マルチビーム測深データに基づき日本海溝海側斜面の海底地形の解析を行い、海溝近傍の日本海溝海側斜面は、近年 (約 24 万年) に日本海溝北部では約 1.8 mm/yr, 日本海溝南部では約 1.4 mm/yr, 伊豆・小笠原海溝北端部では約 2.3 mm/yr の割合で地殻が伸張していると論じた。

2.2 沈み込む海洋プレート内で発生する正断層地震の発生頻度に関する研究

Stauder (1968) は、アリューシャン海溝の前縁において、沈み込む海洋プレート内で正断層地震が生じていることを指摘した。アリューシャン海溝は、東部では N 60° E の走向であるが、西部では N 35° W と大きく走向を転じる。アリューシャン海溝陸側斜面下で発生するプレート境界地震は、プレートの運動方向と調和的な WNW-ESE (東部) ないし NW-SE (西部) に圧縮軸をもつ。これに対して、アリューシャン海溝から沈み込む海洋プレート内の正断層地震は、海溝地形と直交方向、すなわち、東部では NW-SE, 中央部では N-S, 西部では NE-SW に張力軸を持つ (Stauder, 1968)。このことから、正断層地震は海洋プレートの slab pull 力によって引き起こされるのではなく、海溝軸に沿って海洋プレートが上方に凸に撓み、プレート上面に張力が働くことにより発生すると考えられている (Stauder, 1968)。一方、海洋プレート下面では、逆に圧縮による逆断層地震が発生する (Turcotte et al. 1978 : Chapple and Forsyth, 1979 : Bodine and Watts, 1979 : Ward, 1983 : Christensen and Ruff, 1988)。海溝海側斜面における逆断層地震は、正断層地震に比べ頻度は数分の一に過ぎない (Christensen and Ruff, 1988)。

大きな被害をもたらした 1933 年三陸地震の津波は、日本海溝に沿って南北に伸びた波源域となっている (Miyabe, 1934 : Hatori, 1966)。この

地震は、太平洋プレート内における南北走向の正断層によるものと考えられている (Kanamori, 1971; Ben-Menahem, 1977). 1981 年に行われた 1 ヶ月間ほどの間の OBS (Ocean Bottom Seismograph) を用いた海底地震観測でも、三陸沖の日本海溝付近では正断層のメカニズムを持つ小さな地震の震源が、海溝の走向と並行に列をなしていることが明らかされており (Kasahara et al., 1982), 海溝海側斜面に見られる地溝・地壘が正断層によるものとの指摘 (Ludwig et al., 1966; Hilde, 1983) と整合する。

沈み込む海洋プレート内での正断層地震は、頻度は高くはないものの、1933 年三陸地震や 1977 年 Sumba 地震など、大きな津波被害を発生させた例がある。特に 1933 年三陸地震に伴う津波は、3,000 名を越える犠牲者を出す我が国でも希に見る大災害であった。プレート境界型地震は、日本では何度も経験されており、発生の繰り返し間隔がある程度把握されているところも少なくない。しかし海溝海側斜面において海洋プレート内で発生する正断層地震については、大きな被害を発生させる可能性があるにもかかわらず、発生頻度はよく分かっていない。同タイプの地震の発生頻度に関する研究としては、Chapple and Forsyth (1979), 島崎 (1986), 損害保険料率算定会 (2000) がある。

a) Chapple and Forsyth (1979) は、1963~1974 年の間に世界の海溝海側斜面で発生した地震のうち震源メカニズムが決まったもの、及び 1900~1977 年の間の $M_s \geq 7.0$ の地震から、Gutenberg-Richter の関係式を求めた (Chapple and Forsyth, 1979: Fig. 2)。これによれば、海溝海側斜面における $M_s 8.0$ 程度の正断層地震の発生頻度は、世界全体で見れば 100 年あたり 3~4 回程度と推定される。

この 100 年間に $M 8$ クラスの正断層型巨大地震は、1933 年三陸地震 ($M_w 8.4$), 1977 年 Sumba 地震 ($M_s 8.1$; Spence, 1986), 2007 年千島海溝の地震 ($M_s 8.2$; Ammon et al., 2008), 2009 年トンガ-サモア地震 (M_w

7.9; Beavan et al., 2010: $M_w 8.1$; Lay et al., 2010) が発生している。また、これらよりやや小さいものの、2010 年 12 月には小笠原東方の小笠原海台で $M_j 7.8$ の正断層地震が、2011 年 3 月東北地方太平洋沖地震 ($M_w 9.0$) の本震から 39 分後に、三陸沖日本海溝海側斜面でも $M_j 7.5$ の正断層地震が発生している。

Chapple and Forsyth (1979) による Gutenberg-Richter の関係式から推定される $M 8$ クラスの巨大正断層地震発生頻度とは、この 100 年間を通してみると良く整合しているが、最近 10 年間に限ってみると推定される正断層地震の発生頻度よりも高い。

b) 島崎 (1986) は、Chapple and Forsyth (1979) が推定した地球全体の海溝 (40,000 km) における海洋プレートのベンディングによる正断層地震のモーメント放出率 2.7×10^{27} dyn cm/yr をもとに、1933 年三陸地震の断層長を 200 km とし、当該地震の再来間隔を 3,185 年と求めている。

c) 損害保険料率算定会 (2000) は、宇津の地震カタログのうち 1885~1925 年かつ $M \geq 6.0$, 気象庁地震カタログのうち 1926~1995 年かつ $M \geq 5.0$ の地震データから、Gutenberg-Richter の関係式を求めた。ここで示された関係式によれば、 b 値及び $M 8$ 地震の 100 年あたりの地震発生頻度はそれぞれ、北海道南岸の千島海溝海側斜面: $b = 0.82$, 0.3 回程度, 三陸沖の日本海溝北部海側斜面: $b = 0.85$, 2 回程度, 福島沖の日本海溝南部海側斜面: $b = 1.00$, 0.2 回程度である。房総沖の伊豆・小笠原海溝北端部の海側斜面では $b = 1.37$ とされているが、ここでは $M \geq 6.5$ の地震の記録がなく、大きな地震の発生頻度を求めることは適切ではない。

なお、損害保険料率算定会 (2000) による三陸沖日本海溝海側斜面における地震発生頻度は、北海道南岸沖の千島海溝海側斜面や福島沖日本海溝海側斜面に比べ 1 桁大きい。Gamage et al. (2009) は、三陸沖では 1933 年三陸地震

の余震が減衰しつつも現在も発生していることを指摘している。損害保険料率算定会（2000）は、1933年三陸地震の余震を分離していないため、高い発生頻度を予測してしまったものと考えられる。

3 海底地形データの解析

3.1 解析の範囲と方法

岩淵（2012）における研究では、1993年以降に海上保安庁によって取得されたマルチビーム測深データと、独立行政法人海洋研究開発機構（JAMSTEC）の web site（<http://www.godac.jamstec.go.jp/cruisedata/kairei/j/index.html>）から公開されている KR 03-07, KR 04-08 のマルチビーム測深データが用いられている。これらは全て SeaBeam 2112（12 kHz, $2 \times 2^\circ$ 151 beams）によるものであるが、陸側海溝斜面においては一部 SeaBeam 2000（12 kHz, $2 \times 2^\circ$ 120 beams）によるものも含まれている。全てのデータを経緯度 0.005° （南北方向 555 m, 38°N において東西方向 438 m）間隔でグリッド化し、海底地形図と約 30 km 間隔での 296° 方向の地形プロファイルをもとに地形の解析が行われている。 296° は、NUVEL 1A に基づく金華山沖（ 38°N , 144°E ）における太平洋プレートの北米プレートに対する運動方向である（DeMets et al., 1994）。日本海溝周辺の海底地形図を Fig. 1 に、地形プロファイルを Fig. 2 に示す。海底地形図、地形プロファイルの作成には Wessel and Smith（1998）の GMT を用いている。

なお、海底地形名称としての「著しく細長く非対称な断面をもつ特に深い凹地」である日本海溝は、襟裳海山の南から第1鹿島海山の北麓までをいう。しかし、島弧海溝系として東北日本弧と対となる海溝は、第1鹿島海山の南から茂木深海扇状地が位置する房総沖海溝会合三重点まで続く。ここは海底地形名称としては、伊豆・小笠原海溝（の北端部）であるが、岩淵（2012）では、日本海溝と一連の海溝系として扱い、海溝軸の走向及び海溝軸の水深の変化に基づき、 38°N をもって

日本海溝を北部と南部に区分し、これと伊豆・小笠原海溝北端部についてそれぞれ地形の解析を行っている。

地形解析手法については岩淵（2012）に記されているが、改めて基本的な考え方を示す。

時代を特定できる変位基準が、その後の断層運動により受けた変位量から、断層の変位速度を求めることができる。海溝海側斜面のような深海底では時代を特定できる変位の基準を見出すことは困難なので、3つの仮定のもと、断層の変位速度の推定を行う。

a) 太平洋プレートの運動方向と速度は第四紀の間一定である。

b) 沖合では堆積速度は著しく小さく、堆積物による埋積の影響は無視できる。

c) 太平洋プレートは概ね均質である。

海洋プレートが海溝に向かって下方にベンディングするとき、その曲率が海溝海側斜面の各地形プロファイル上で同程度であれば、それぞれのプロファイル上の地点で、過去から現在までいつも同程度の曲げのモーメントが働いていると考えられる。もし、海洋プレートが均質であれば、各地形プロファイルとも、それぞれいつも同じように断層地形が発達していくであろう。プレート運動が一定であれば、地形プロファイル上で断層が最初に生じる地点から現在の位置までの距離を、時間軸と見なすことができる。さらに、堆積速度が断層の変位速度に比べて著しく小さければ、かつて大洋底深海平坦面であった地形面の変位量を読み取ることで、断層の変位速度を推定することができる。

a) の仮定については、第四紀を通じて概ね成立していると考えられる（DeMets et al., 1994）。

b) の仮定については、遠洋性／半遠洋性堆積物が地溝底平坦面と地塁上面平坦面に一様に堆積するとすれば、堆積物の影響は考慮する必要はない。しかし、海溝斜面において深層流が存在するならば、遠洋性／半遠洋性堆積物は地塁上面平坦面よりも地溝底平坦面により多く堆積すると考えられる。地溝底と地塁上面の堆積速度の差が断層

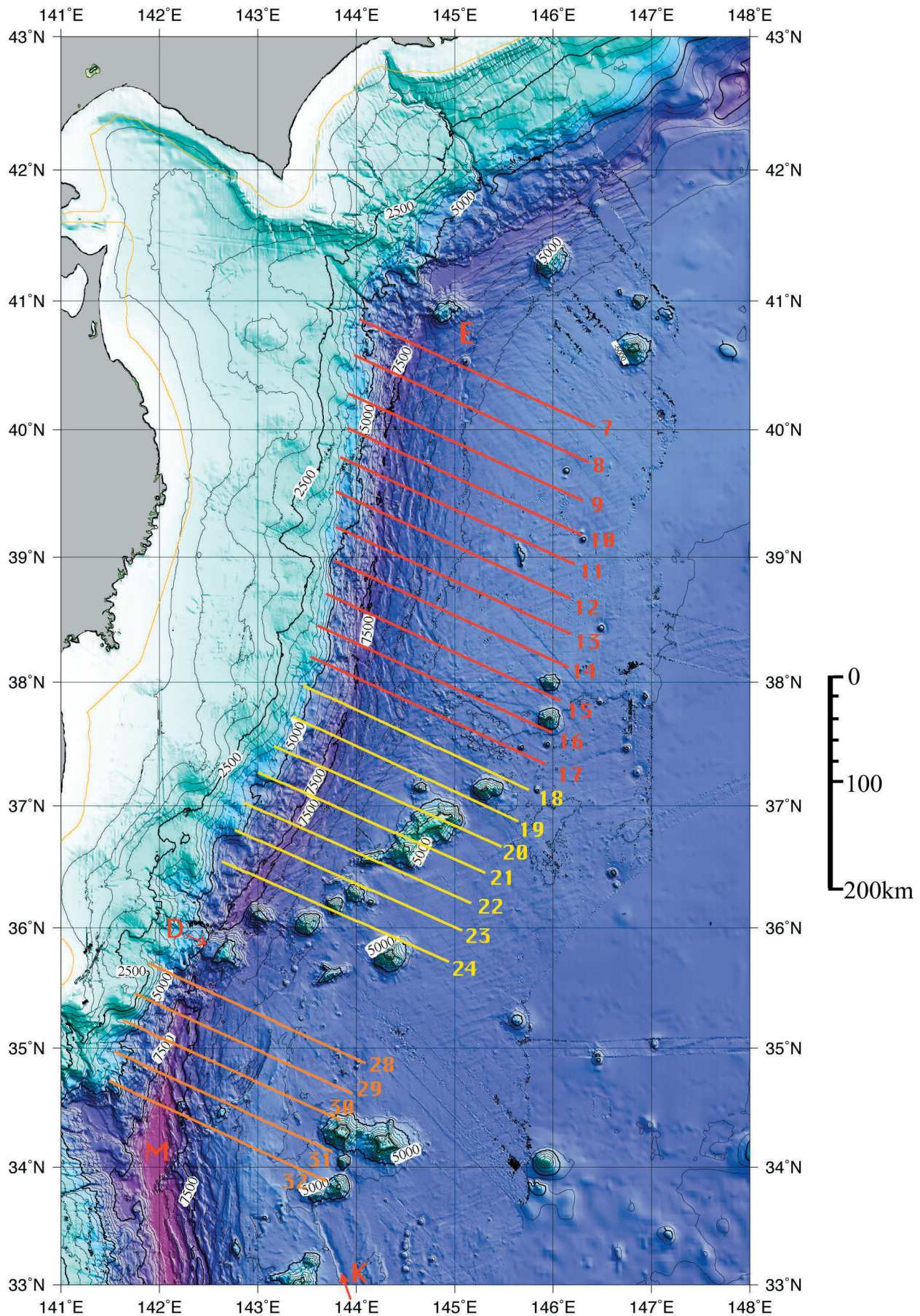


Fig. 1 Bathymetric map of the Japan Trench. Contour interval is 500 m. Illuminated image is lighted from north-east. Red, yellow and orange lines indicate the locations of topographic profiles of the northern Japan Trench, southern Japan Trench and northern most of Izu-Ogasawara Trench, respectively. D : Daiichi Kashima seamount, E : Erimo seamount, K : Kashima fracture zone, M : Mogi deepsea fan.

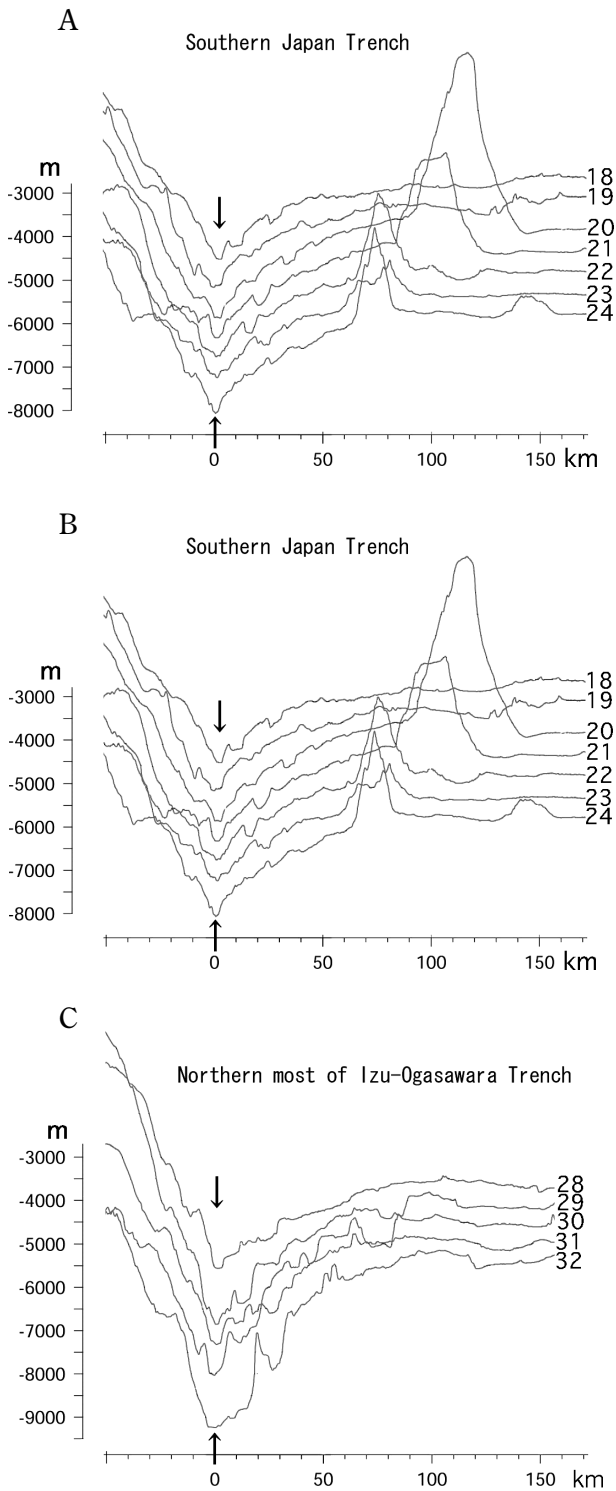


Fig. 2 Topographic profiles in 296 degree. A: northern Japan Trench (Line 7-Line 17), B: southern Japan Trench (Line 18-Line 24), C: northern most of Izu-Ogasawara Trench (Line 28-Line 32) Trench. Vertical axes are shown as Line 17 (A), Line 24 (B) and Line 32 (C), respectively. Each profile is plotted about 500 m above the last profile. Black arrows indicate the trench axis.

変位速度に比べて無視できない値であるならば、堆積物による埋積の影響について考慮する必要がある。三陸沖の outer rise における DSDP site 436 の深海掘削によれば、第四系の層厚は約 90 m である (Barron et al., 1980) ことから、第四紀における平均的な堆積速度は 0.02 mm/yr 程度である。海溝近傍に近づくにつれ太平洋プレートの上面に地溝・地塁が生じ、深層流の影響のもと、遠洋性/半遠洋性堆積物が全て地溝底に堆積すると仮定しても、日本海溝海側斜面において地溝底が海側海溝斜面の中で占める割合は 1/3 程度なので、地溝底での堆積速度は 0.06 mm/yr 程度である。地形プロファイル上の 20 km 区間での地形解析を行う (後述) と、1つの区間には 1~2 個の地溝が含まれることが多いので、遠洋性/半遠洋性堆積物が全て地溝底に堆積するとすれば、それぞれの区間では約 0.1 mm/yr 程度過小評価される可能性がある。これは地形解析から推定される地殻変動速度に比べると 1 桁以上小さく、堆積速度の影響は十分に無視し得るものと考えられる。

c) の仮定については、太平洋プレートには多くの高まりや断裂帯があり、明らかに均質ではない。このため、日本海溝海側斜面における複数のプロファイルから求めた断層変位を平均化することで、「太平洋プレートは概ね均質」という条件に近似させた。

3.2 断層崖の比高の読み取りと断層地形のグループ化

断層崖の読み取り方法は岩淵 (2012) に記されている。ただし当該論文においては地形解析に用いた 23 の地形プロファイルのうち Line 11 と line 15 の 2つのみしか読み取り結果が示されていない。このため本論ではその他の地形プロファイルにおける読み取り結果についても Fig. 3 に示す。

全体的に見ると、断層の変位は outer rise 側で小さく、海溝軸近傍で大きい傾向が認められる。しかし一部には、海溝軸近傍よりも海溝軸から数十 km 離れた地点の断層の方が発達しているよう

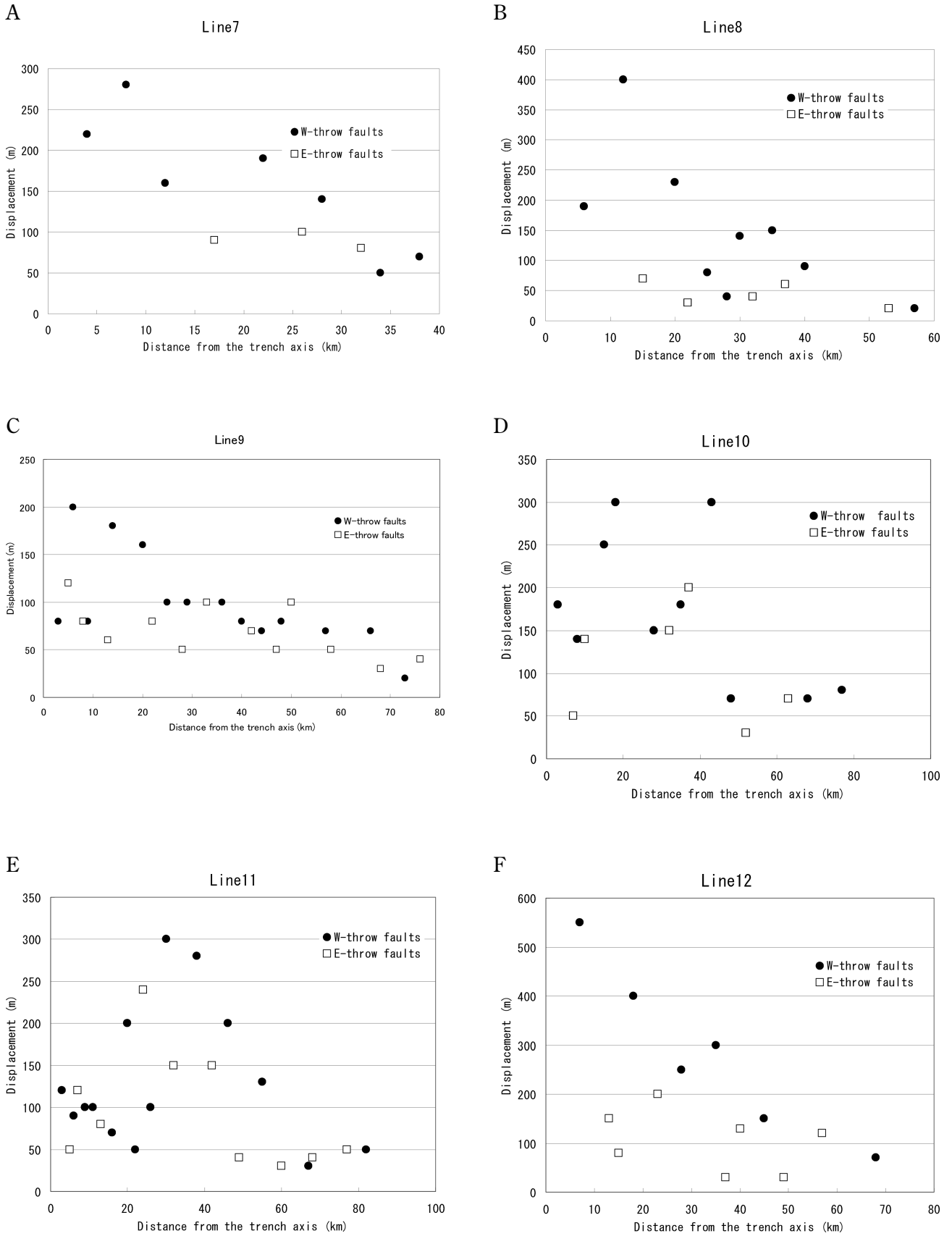
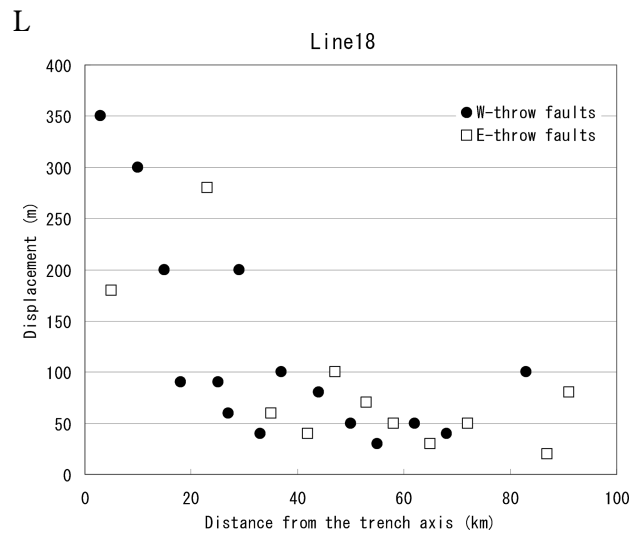
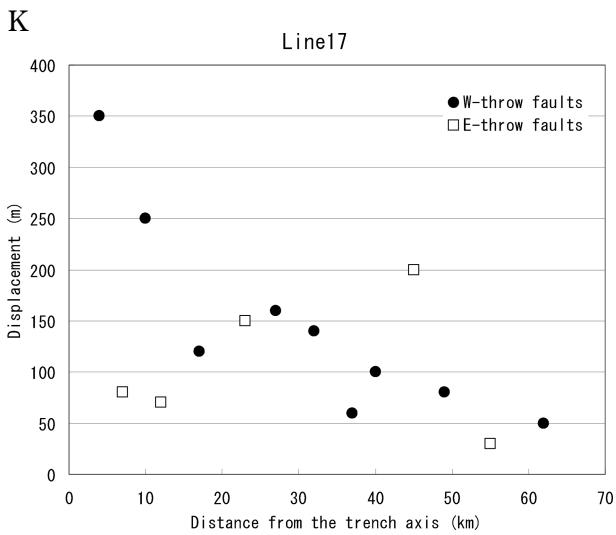
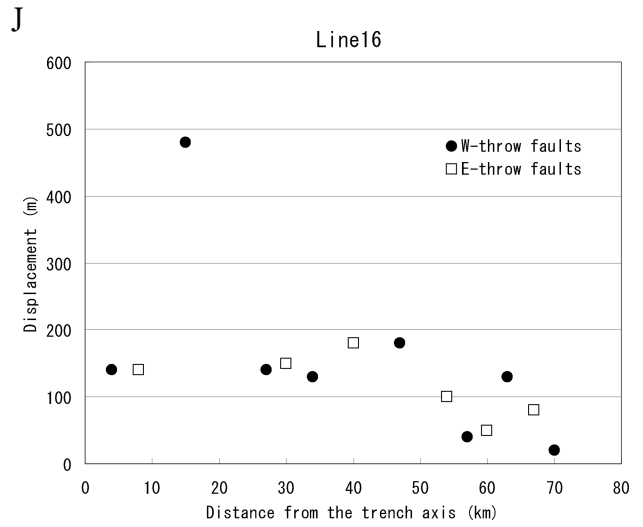
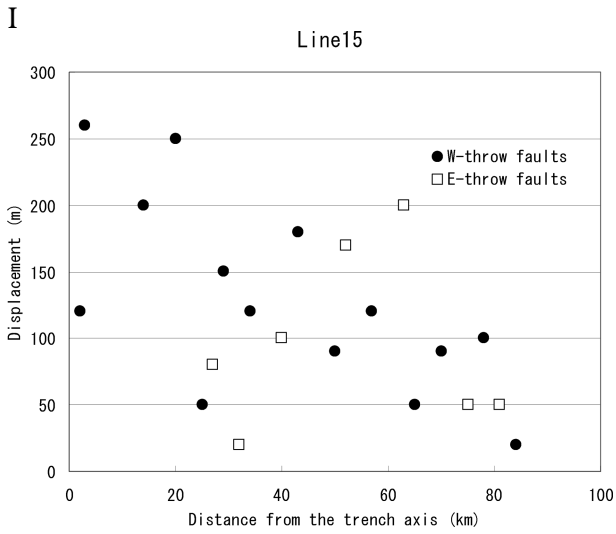
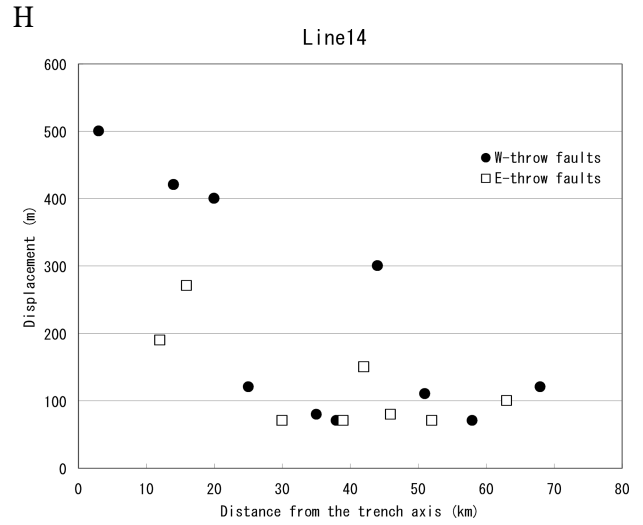
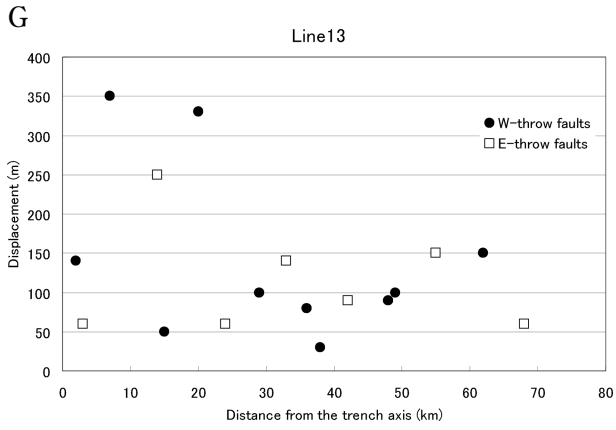
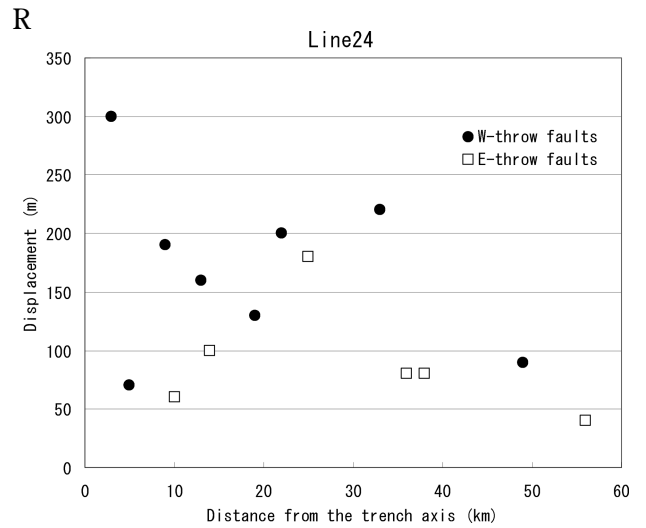
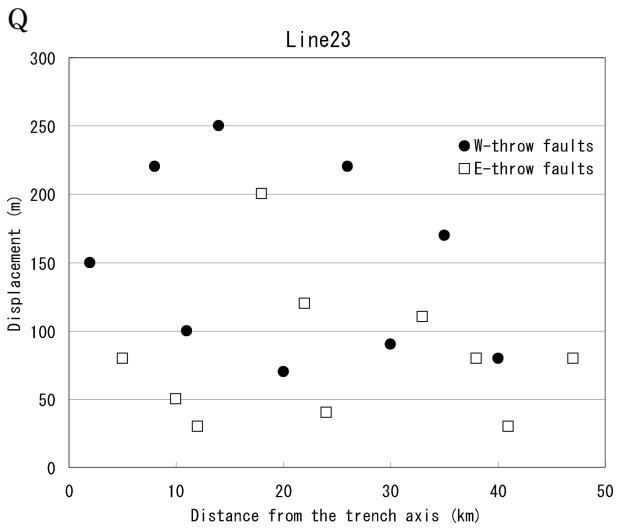
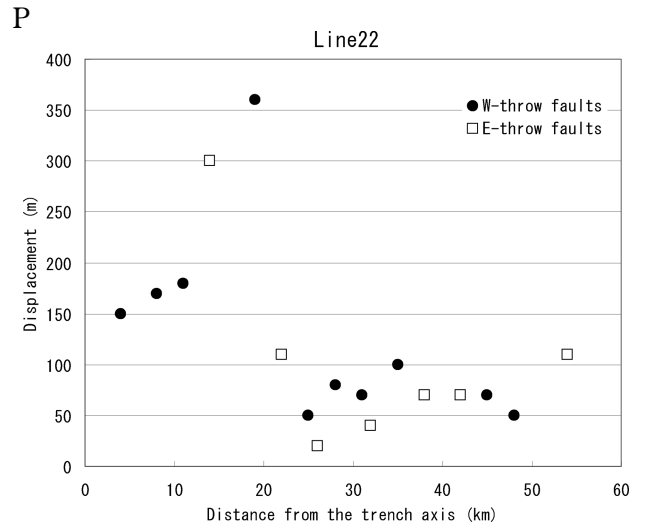
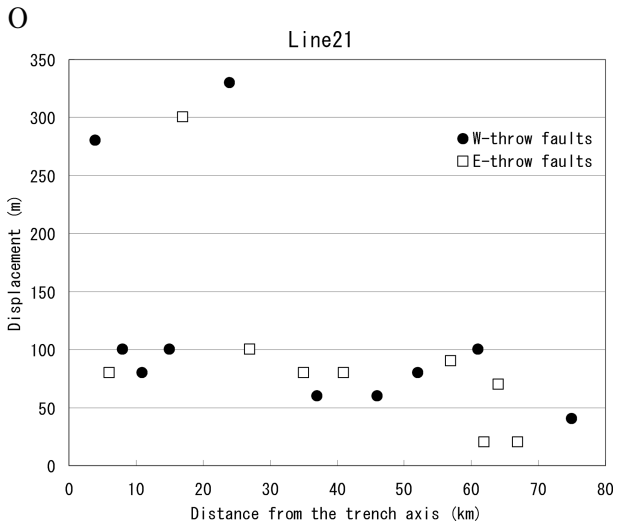
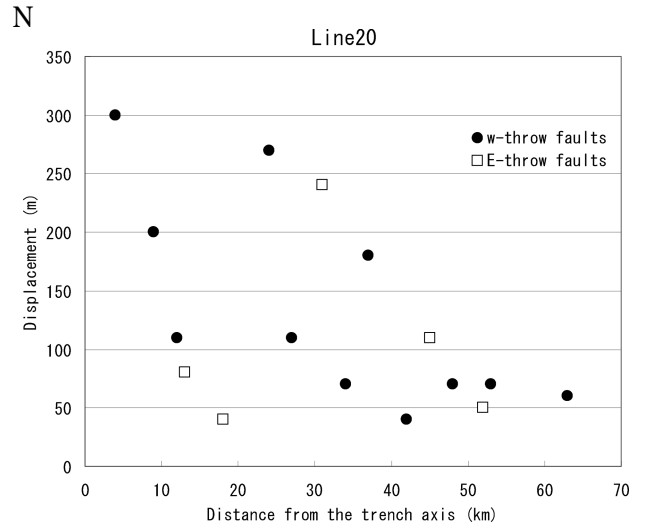
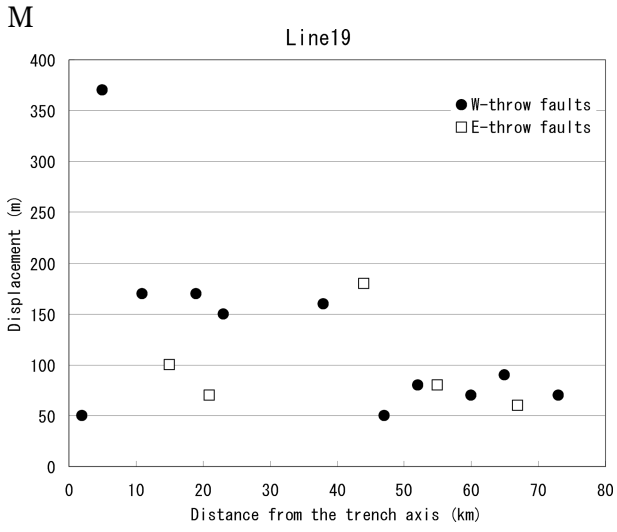
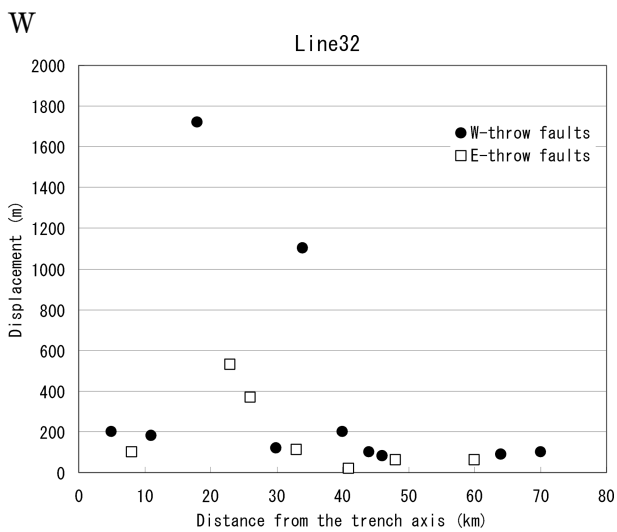
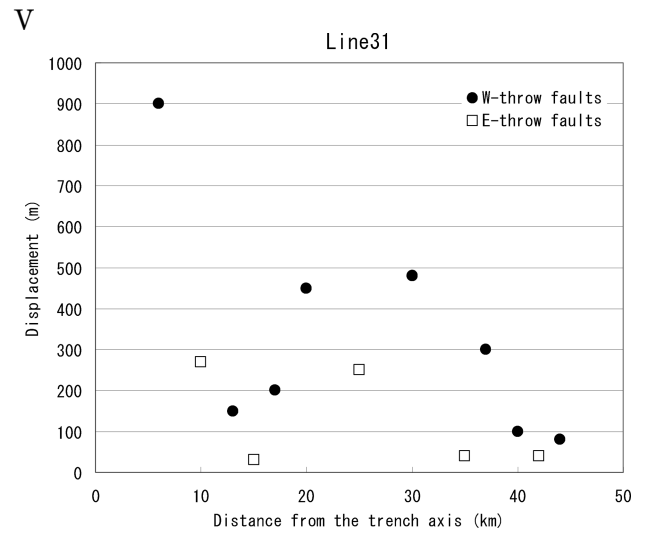
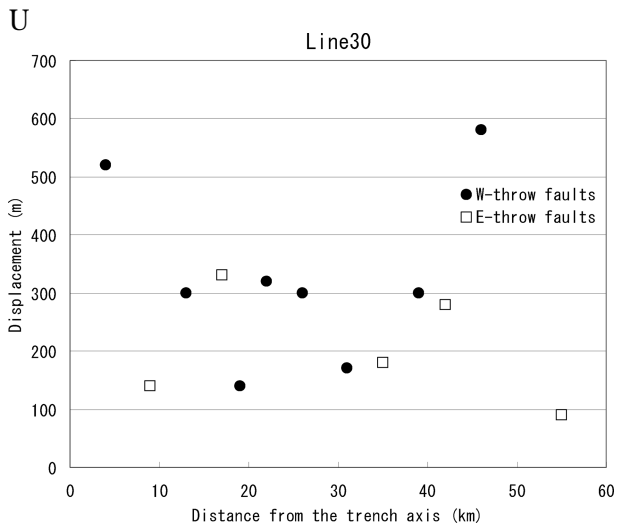
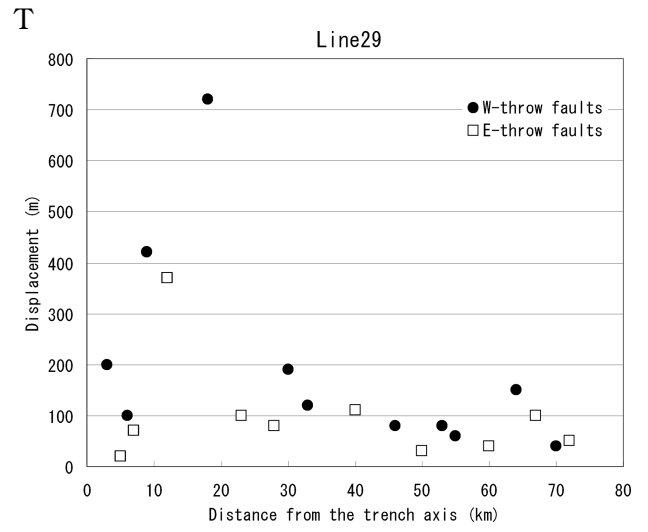
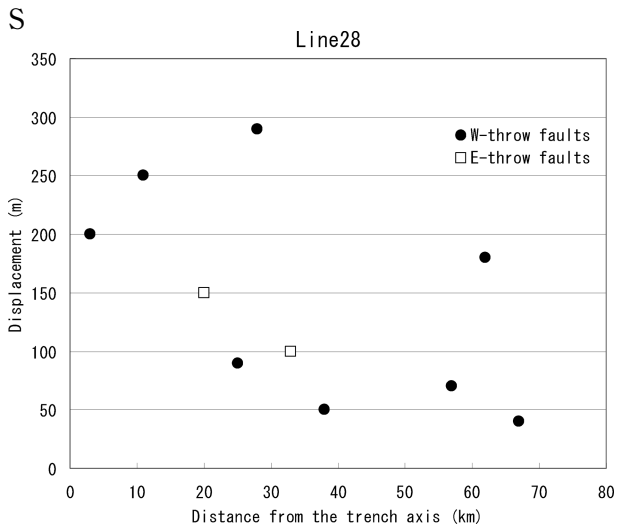


Fig. 3 Relative heights of the faults and distance from the trench axis measured in the topographic profiles. “A” to “K” are in Line 7 to Line 17 (northern Japan Trench), “L” to “R” are in Line 18 to Line 24 (southern Japan Trench) and “S” to “W” are in Line 28 to Line 32 (northernmost Izu-Ogasawara Trench), respectively.







に見えるプロファイルもある。海溝近傍に変位量が小さい断層が複数存在している場合、これらの断層が地下深部までそれぞれ独立した構造であり、それぞれが別々に活動するならば、比較的小さな活動度（平均変位速度）の断層が海溝軸の近くに複数存在することになる。一方、海溝近傍における複数の断層が地下深部で収斂し1つの断層となっているならば、海溝近傍の断層の活動度は必ずしも小さいとは言えないことになる。地形プロファイルに見られるそれぞれの断層が、地下浅部で分岐しているものなのか、それとも地下深部まで個々に独立した別の断層なのかを海底地形から判別することは困難である。このため、海底面に現れる個々の断層変位量ではなく、海溝軸からの一定距離毎に断層をグループ化し、その区間における断層変位量を累積することで、当該区間における断層変位量と見なす。

海溝近傍に見られる断層の変位が、それより遠くに分布する断層に比べて変位が小さく見えるプロファイルである Line 11（日本海溝北部：Fig. 3 E）を例として、海溝軸からの距離 7 km 毎～30 km 毎まで、区間幅を変えて断層をグループ化し、区間毎の変位量について検討した。7 km～15 km の区間幅でグループ化した場合は、海溝軸から遠く離れた所では断層変位は小さいものの、断層の変位が最も大きいのは海溝近傍ではない（Fig. 4 A～Fig. 4 C）。20 km の区間幅でグループ化した場合は、西落ち正断層は海溝軸近傍の区間の変位量が最も大きく、海溝軸から離れるに従って変位量は小さくなる（Fig. 4 D）。しかし、東落ち正断層を見ると、海溝軸近傍よりも、その隣の区間の方が変位量は大きくなっている。25 km の区間幅でグループ化した場合は、東落ち正断層は海溝軸近傍の区間の変位量が最も大きく、海溝軸から離れるに従って変位量は小さくなるものの、西落ち正断層を見ると、海溝軸近傍よりも、その隣の区間の方が変位量は大きくなっている（Fig. 4 E）。30 km の区間幅でグループ化した場合は、西落ち断層、東落ち断層ともに、海溝軸に近いほど変位量が大きくなる（Fig. 4 F）。

Line 11 と同様に、海溝近傍に見られる断層の変位が、それより遠くに分布する断層に比べて小さいものが多い Line 21（日本海溝南部：Fig. 3 O）、Line 29（伊豆・小笠原海溝北端部：Fig. 3 T）についても、区間幅を変えてグループ化し同様に検討を行った。Fig. 5 には Line 21 の、Fig. 6 には Line 29 の検討例の一部をそれぞれ示す。

グループ化する区間幅を広くすると平均化の効果が大きく、断層グループ化の誤りによる差異は小さくなるが、断層変位と海溝軸からの距離の関係を把握する上で、空間分解能は乏しくなる。7 km 毎～30 km 毎まで区間幅を変えて検討した結果、20 km 幅でグループ化すると、海溝軸に近づくほど変位量が大きくなる傾向が明瞭となった。これは海底地形図を概観した時に認識される傾向：断層の変位は outer rise 側で小さく海溝軸近傍で大きい、と同じである。本地域の海溝近傍における地溝・地塁の幅は、ばらつきはあるものの概ねそれぞれ 5 km 程度である。20 km の区間幅には複数の地溝・地塁が含まれるので、平均化の効果が十分得られたものと考えられる。

4 議論

4.1 地殻変動速度

岩淵（2012）は、日本海溝海側斜面に分布する地溝・地塁の断層面を 45° と仮定した。これは複数の研究者から提示された 1933 年三陸地震モデルにおける断層面の傾斜（Kanamori, 1971；Ben-Menahem, 1977；相田, 1977；Kirby et al., 2008）と同じであるが、2005 年三陸沖の日本海溝海側斜面で発生した M_w 7.0 の地震の、OBS 観測に基づく余震分布（Hino et al., 2009）からも妥当であると考えられる。正断層の傾斜が 45° の場合、西落ち正断層と東落ち正断層の上下成分を合わせたものが、水平成分（伸張量）となり（Fig. 7）、各プロファイルにおけるプレート上面が伸張する速度（水平成分）は、西落ち成分の変位速度と東落ち成分の変位速度を合わせたものとなる。これと前述 3 の仮定のもと、岩淵（2012）は日本海溝海側斜面における地殻の伸張速度を求めている。

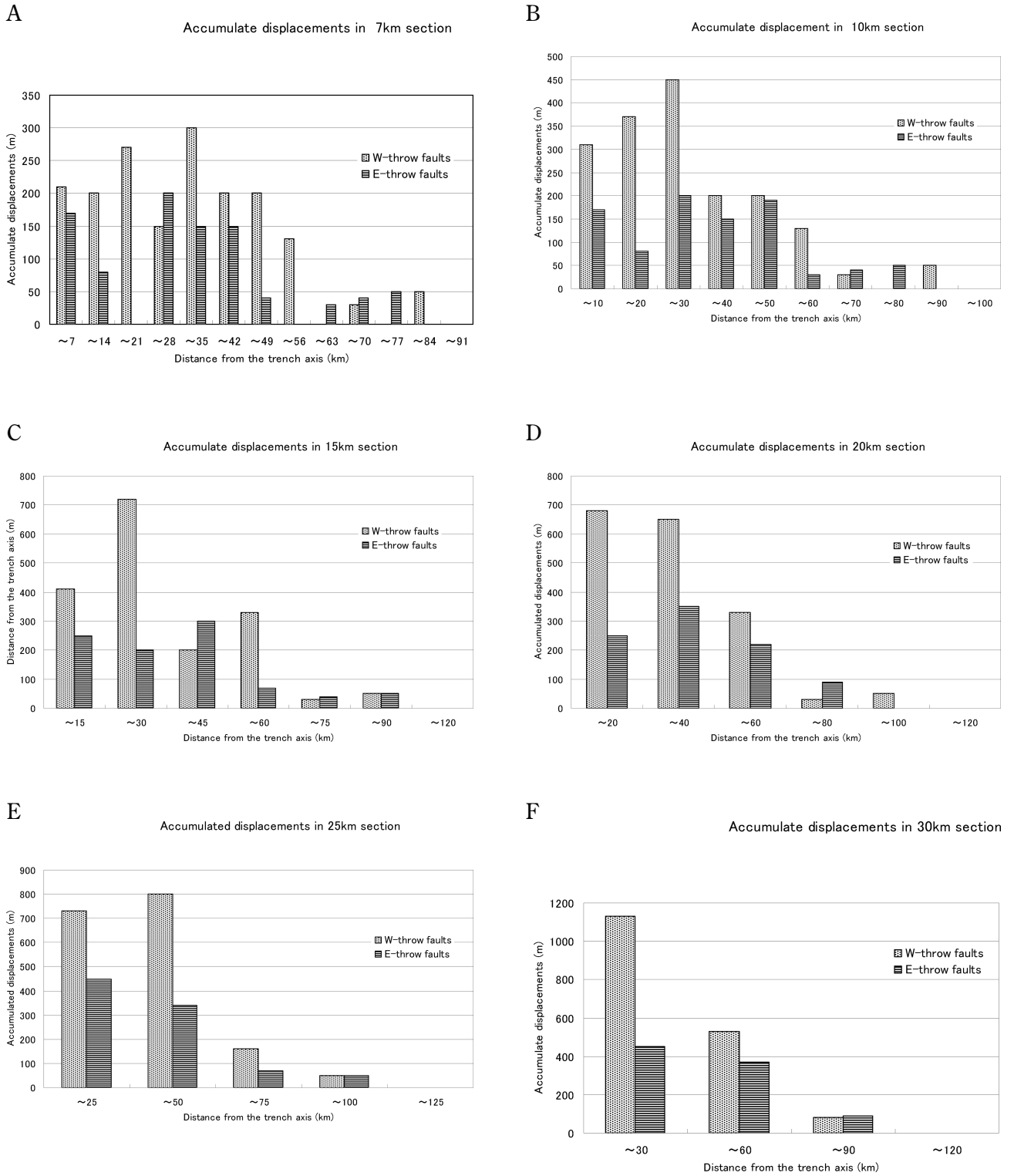


Fig. 4 Accumulated displacements of west throw faults and east throw faults on the Line 11. “A “ to “F” are in 7 km, 10 km, 15 km, 20 km, 25 km and 30 km sections, respectively.

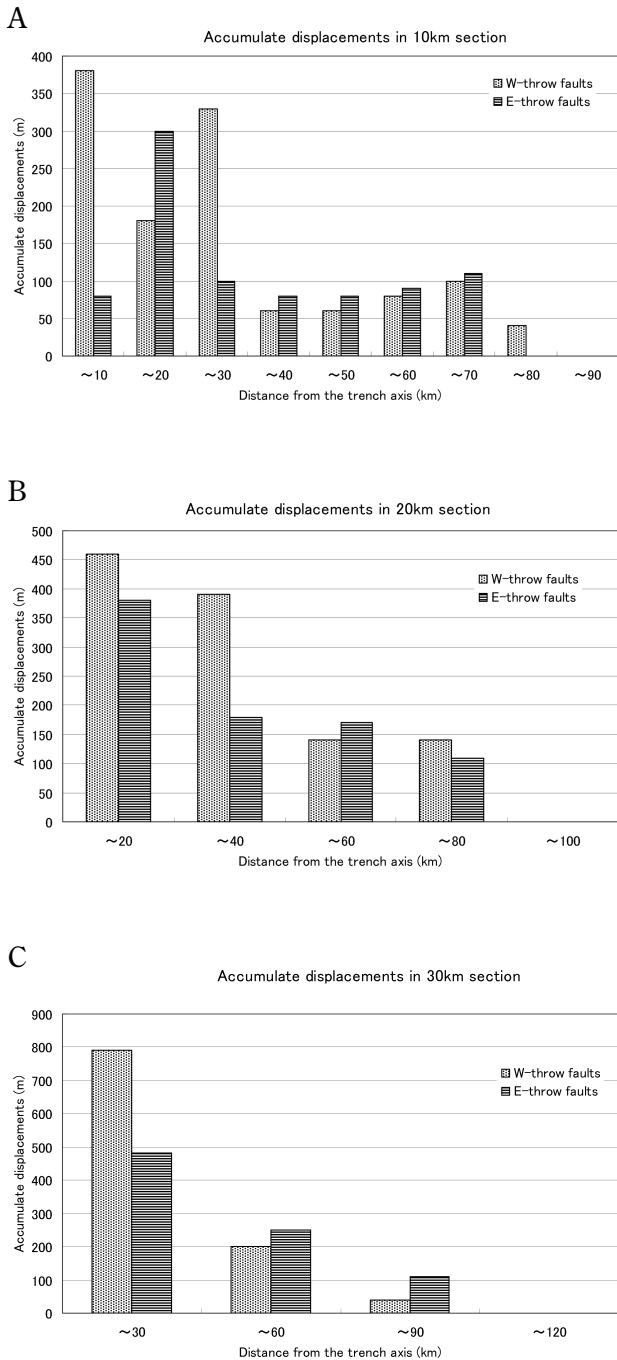


Fig. 5 Accumulated displacements of west throw faults and east throw faults on the Line 21. “A” to “C” are in 10 km, 20 km and 30 km sections, respectively.

この結果、海溝近傍の 20 km の区間における近年 (24.1 万年) の地殻変動速度 (伸張) は、日本海溝北部では約 1.8 mm/yr, 日本海溝南部では約 1.4 mm/yr, 伊豆・小笠原海溝北端部では約 2.3 mm/yr と推定された(岩淵, 2012). 20 km 区間における伸張の割合にすると日本海溝北部で

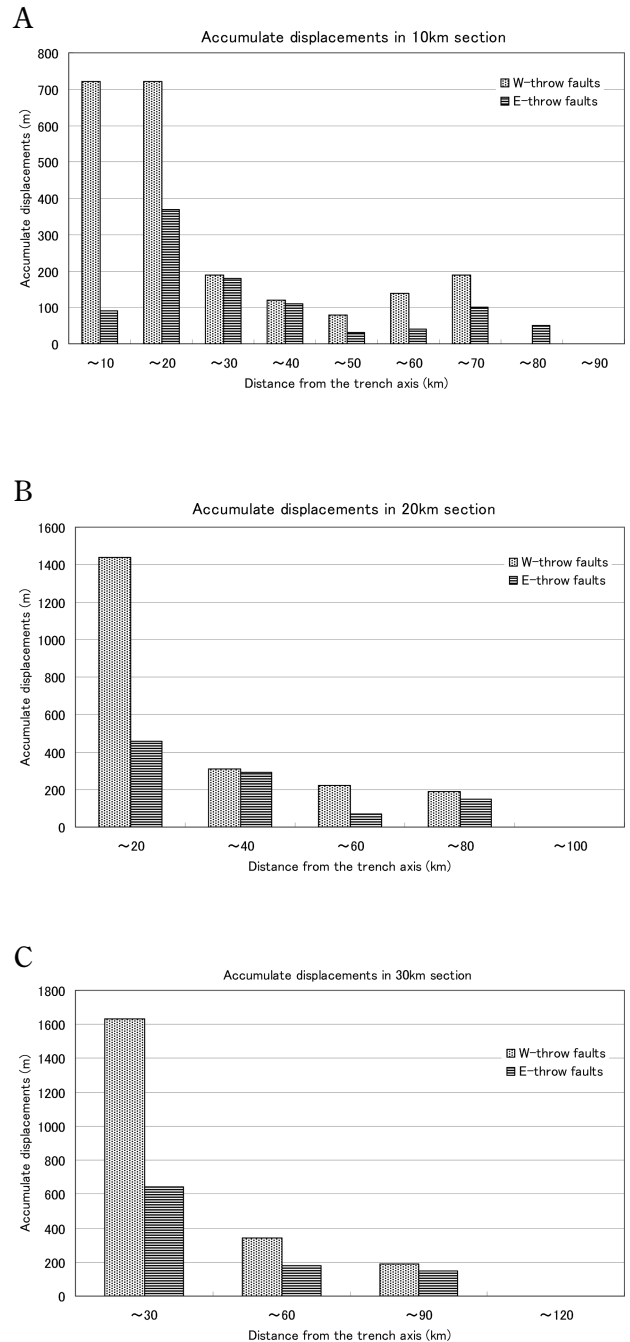


Fig. 6 Accumulated displacements of west throw faults and east throw faults on the Line 29. “A” to “C” are in 10 km, 20 km and 30 km sections, respectively.

は 9×10^{-8} /yr, 日本海溝南部では 7×10^{-8} /yr, 伊豆・小笠原海溝北端部では 12×10^{-8} /yr である(岩淵, 2012).

各プロファイルそれぞれにおける全体の地殻変動速度 (20 km 区間毎の地殻変動速度をあわせたもの) を Fig. 8 に示す. こちらは海溝軸走向に

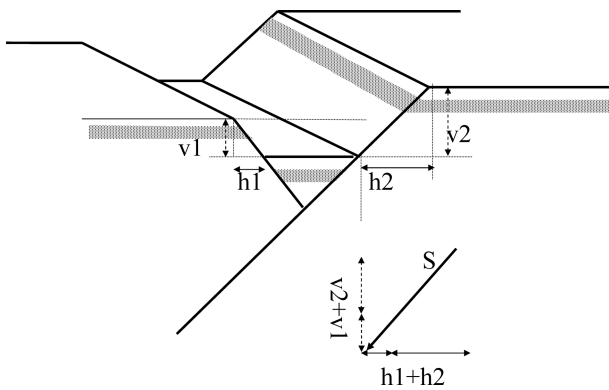


Fig. 7 Schematic of horst and graben. v_1 : relative height of the east throw scarp. v_2 : relative height of the west throw scarp. h_1 : extension of lithosphere by the east throw fault. h_2 : extension of lithosphere by the west throw fault S : net slip of the fault.

沿った方向における海溝海側斜面の地域的な地殻変動速度の差異について情報が得られる。日本海溝北部では西落ち成分の変位速度は平均 2.3 mm/yr, 東落ち成分の変位速度は平均 1.1 mm/yr, 水平成分の変位速度は平均 3.4 mm/yr である。日本海溝南部では, 西落ち成分の変位速度は平均 2.2 mm/yr, 東落ち成分の変位速度は平均 1.3 mm/yr, 水平成分の変位速度は平均 3.5 mm/yr である。

第 1 鹿島海山より南の伊豆・小笠原海溝北端部 (Line 28~Line 32) では, 西落ち成分の変位速度は 2.4 mm/yr (Line 28) ~6.00 mm/yr (Line 32), 東落ち成分の変位速度は 0.3 mm/yr (Line 28) ~2.6 mm/yr (Line 30), 水平成分の変位速度は 2.7 mm/yr (Line 28) ~8.6 mm/yr (Line 30) とバラツキが大きく, かつ, 全体の平均も大きい (平均 5.4 mm/yr)。

4.2 プレート上面の伸張量と neutral surface の深さ

海洋プレートが海溝の近くにおいて下方にベンディングするとき, その上面で正断層地震が, 下面で逆断層地震が発生し, 両者の境界を neutral surface と呼ぶ。Kirby et al. (2008) は, 1933 年三陸地震の余震の下限は海底下 25 km であると指

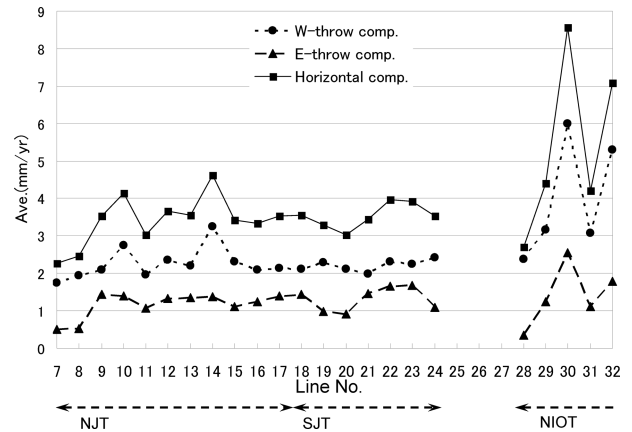


Fig. 8 Whole average displacement rate in the each topographic profile. NJT: Northern Japan Trench, SJT: Southern Japan Trench, NIOT: Northern most Izu-Ogasawara Trench.

摘した。このことから, neutral surface は海底下 25 km か, これよりやや深いことになる。Chapple and Forsyth (1979) は, 世界の沈み込み帯における neutral surface は海底下 30 km から 40 km 程度にあり, 世界の平均は 33 km であるとした。Ward (1984) は neutral surface の深さは, 地域の応力の影響を受けて 20 km 程度は変化し得ると論じた。Christensen and Ruff (1988) は, カップリングの弱い沈み込み帯では地域の水平応力が弱く neutral surface も深い, カップリングの強い沈み込み帯では neutral surface が浅くなるとした。Christensen and Ruff (1988) は, カップリングの弱い沈み込み帯として伊豆・小笠原海溝, カップリングの強い沈み込み帯として千島海溝, 中程度のカップリングの沈み込み帯として日本海溝をあげている。

日本海溝における minimum radius of curvature が, Chapple and Forsyth (1979) が求めた伊豆・小笠原海溝の minimum radius of curvature 1,150 km と同程度と仮定し, 三陸沖日本海溝海側斜面における neutral surface の深さを海底下 30 km, 海洋プレート内地震を発生させる海洋プレートの厚さを 50 km, プレート上面に形成される正断層が海溝軸から海側海溝斜面の約 80 km 程度の範囲に分布すると仮定すれば, 海洋プレート上面の伸張量は Fig. 9 に示すように

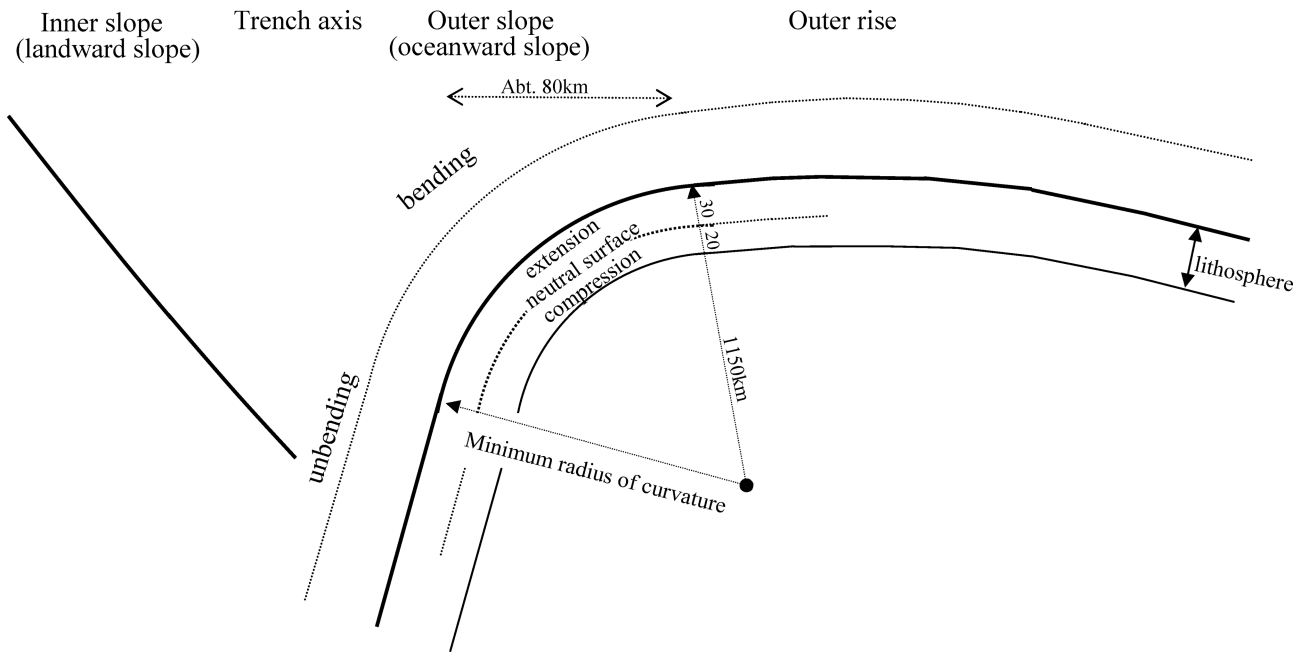


Fig. 9 Schematic of plate bending. Thickness of the plate, minimum radius of curvature and depth of neutral surface are after Chapple and Forsyth (1979).

$2\pi \times (1150 - 1120) \times (80 / 2\pi \times 1150) \approx 2.09 \text{ km}$ となる。

なお、neutral surfaceの深さを25 kmと仮定すると、海洋プレート上面の伸張量は1.74 kmとなる。

地溝・地塁の正断層の傾斜を、西落ち、東落ちともに45°と仮定すると、プレート上面の伸張量は断層崖の比高を読みとることで求められる (Fig. 7)。また、あるプロファイル全体におけるプレート上面の伸張量は、それぞれの地溝・地塁による伸張量の総和である。

断層の傾斜を45°を仮定したときの断層崖の比高から求められる海洋プレート上面の伸張量は、三陸沖の日本海溝北部において海溝軸を切るLine 7~Line 17では、海溝海側斜面における伸張量は1,480 m (Line 7) ~3,210 m (Line 14) であり、その平均は約2,300 m ($\sigma=456$) である。また、これより南の福島沖から第1鹿島海山までの日本海溝南部Line 18~Line 24では1,900 m (Line 24) ~2,740 m (Line 18) であり、その平均は約2,100 m ($\sigma=280$) である。

これらは、Chapple and Forsyth (1979) に従い、minimum radius of curvatureを約1,150 km

とし、neutral surfaceの深さを海底から30 kmと仮定したときの伸張量約2,090 mとは近い。

なお、笠原・小林 (1991) も日本海溝北部における4つの地形プロファイルから断層崖の比高を図示している (笠原・小林, 1991: Fig. 4)。これによれば、断層面の傾斜を45°と仮定すれば、伸張量は1,140 m~2,060 m、平均は約1,700 mである。笠原・小林 (1991) のプロファイルは、海溝海側斜面の一部に限られており、正断層が分布する地域全体のものではないため、実際の地殻伸張量はこれよりはやや大きいものと考えられる。

第1鹿島海溝以南の伊豆・小笠原海溝北端部では、南に向かうにつれて断層崖の比高は大きくなる傾向があり、Line 28~Line 32ではプレート上面の伸張量は1,500 m (Line 28) ~5,140 m (Line 30)、その平均は約3,400 m ($\sigma=1,353$) である。この理由として、少なくとも2つの理由が考えられる。a) neutral surfaceの深さが日本海溝より深い。b) ここに分布する断層は、プレートベンディングにより生じたもの以外の上下成分も含んでいる。

a) Christensen and Ruff (1988) の指摘に基づけば、伊豆・小笠原海溝では日本海溝よりも

neutral surface が深いと考えられる。伊豆・小笠原海溝北端部において、プレートの minimum radius of curvature が日本海溝と同程度であっても、neutral surface が深いとすればプレート上面の伸張量は大きくなる。neutral surface が海底下 45 km にあれば、プレート上面の伸張量は約 3,100 m となり、海底地形から求められる伸張量に近い。

b) Fig.1 を見ると、南南東から続く Kashima fracture zone (Nakanishi et al., 1989) と考えられる地形リニアメントが Line 28~Line 32 のプロファイルを横切っている。ただし、今回の検討の範囲である Line 32 以北では Kashima fracture zone における地形の上下変位は 100 m 程度に過ぎず、断層変位の累積をもとにした解析においては Kashima fracture zone による影響は十分に小さいと言える。

以上のことから、伊豆・小笠原海溝北端部での断層の累積変位量が大きい理由として、日本海溝に比べてカップリングが弱く neutral surface が深いためではないかと考えられる。

4.3 日本海溝海側斜面における大規模な正断層地震の頻度

規模の大きな地震が、同じ場所で繰り返し発生する（固有地震）とすれば、断層の平均変位速度と 1 回の地震における変位量（単位変位量）から、地震の活動間隔を推定することが出来る。

しかし、地震の発生が Gutenberg-Richter の関係式を満たすように発生している場合、発生する地震の規模は様々であって、同じ規模の地震が繰り返し発生するという固有地震の概念とは並立しない（島崎，2000）。小さい地震や中程度の規模の地震は Gutenberg-Richter の関係式に乗っていることはよく知られている。一方、ある地域における規模の大きな地震は、同じ程度の規模の地震が繰り返し発生しているように見える。この理由について島崎（2000）は、ある地域における断層系の成熟度によるものではないかと論じた。断層系が未成熟な段階では発生する地震の規模は様々

であるが、地震が繰り返すことにより断層系が成熟し、大きな地震が発生しやすくなるとともに、規模の大きな地震は Gutenberg-Richter の関係式から外れていく。この場合は規模の大きな地震の頻度は、Gutenberg-Richter の関係式から予測されるものよりも頻度は高いが、長期的には歪みの蓄積速度の制約を受ける。

海溝海側斜面では、outer rise に近い部分で断層が出現することから、ここでの断層系は未成熟と言え、海溝近傍に向かうにつれて断層系は成熟の方向に向かうと考えられる。日本海溝近傍において断層が固有地震的な振る舞いをするほど成熟しているのか否かは、過去に規模の大きな地震の発生事例が 1933 年三陸地震のみであるため判断することは出来ない。しかし、少なくとも outer rise に近い部分では、固有地震的な振る舞いはしないのではないかと考えられる。海溝軸から 80 km ほど東の日本海溝北部の上部海溝海側斜面では、2005 年に正断層のメカニズム解をもつ M_w 7.0 の地震が発生している（Hino et al., 2009）。また、多数の余震のために破壊域の範囲ははっきりしないものの、2011 年東北地方太平洋沖地震本震（ M_w 9.0）の 39 分後に正断層のメカニズム解をもつ M_j 7.5 の地震が発生している。これら地震においても海底面が変位しているとすれば、1933 年三陸地震と同程度の地震のみで海底地形が形成されるとの仮定は成立しない。

したがって、日本海溝海側斜面での規模の大きな地震は、Gutenberg-Richter の関係式から予測される頻度と、固有地震的に 1933 年三陸地震と同程度の大地震が繰り返し発生する場合の頻度との間にあると考えられる。

陸側海溝斜面下においても、沈み込む海洋プレート内で正断層地震が発生する。1938 年には海溝軸から 90~110 km 西方の福島沖の日本海溝南部陸側斜面において、 M_s 7.1~7.8 の地震が 5 つ発生した（1938 年塩屋沖地震）。このうち 3 つはプレート境界の逆断層地震、2 つは沈み込む海洋プレート内の正断層地震であった（Abe, 1977）。地殻構造探査によれば、日本海溝海側斜面で下方

にベンディングした海洋プレートは、その後一定の角度（4～5°程度）で沈み込み、海溝軸から西に100 km付近で沈み込みが10°～16°へと急になる（Ito et al., 2004, 2005）. 陸側海溝斜面下における海洋プレート内での正断層地震は、沈み込み角度が変化し海洋プレートが下方にベンディングすることによりプレート上面が伸張して生じるものと考えられる. 1938年塩屋沖地震は、沈み込んだ海洋プレートの傾きが変わる場所でベンディングが進行し生じた地震と考えられるが、海底地形からでは、沈み込んだ海洋プレート内の正断層地震については推察し得えない. このため、本論では、海底地形として現れている海溝海側斜面において、海洋プレート内で発生する地震についてのみ取り扱う.

4.3.1 固有地震モデルによる大規模地震の頻度

日本海溝海側斜面では、三陸沖の日本海溝北部において発生した1933年三陸地震が知られている. 日本海溝海側斜面では、これ以外に規模の大きな正断層地震は知られていないことから、当該地震において1933年三陸地震と同程度の規模の地震が繰り返し発生しているのかどうかは分からないが、ここでは1933年三陸地震を本地域における標準的な規模の地震であると仮定する. なお、個別の断層において繰り返し発生する同程度の規模の地震を「固有地震」と呼ぶが、本論では日本海溝海側斜面から outer rise にかけて正断層が多数分布する地域全体を対象としているため、個別の断層に対応する「固有地震」ではなく、「標準的な地震」と呼ぶ.

海溝に近づくにつれて変位速度は大きくなり、地震の発生頻度も高まるが、変位速度の小さい部分でも頻度は低いものの地震は発生している. それぞれ断層がいつ頃活動するのかを把握することはできないため、日本海溝北部海側斜面全体での変位速度から、地震の平均的な発生頻度を求める. 1933年三陸地震 (M 8.1, M_w 8.4) について、Kanamori (1971) は、余震の震央分布から断層面の地表投影を決め、断層長 $L = 185$ km と

し、地震メカニズムから得た断層の傾斜 45° から断層幅 $W = 100$ km と、地震モーメントをもとにすべり量 D を 3.3 m と求めた. これに対しては、断層面の下端が深すぎるのではないかと、津波高とは整合しないのではないかとという疑問が複数の研究者から提起されている（相田, 1977: Ben-Menahem, 1977: Turcotte et al., 1978: Chapple and Forsyth, 1979: Hanks, 1979）. 相田 (1977) は、Kanamori (1971) によるモデルをもとに、観測された津波と整合させるために、断層の幅を $1/2$ にするとともにすべり量 D を2倍の 6.6 m としたモデルを提示した. Ben-Menahem (1977) は遠地における地震波の解析から $L = 370$ km, $W = 100$ km, $D = 7.4$ m と求めた. Kirby et al. (2008) は、近年の地震観測から見いだされた1933年三陸地震の余震分布と、Kanamori (1971) による地震モーメントから $L = 220$ km, $W = 35$ km, $D = 8$ m と求めた. 断層面の傾斜を 45° とすると、 6.6 m (相田, 1977)～ 8 m (Kirby et al., 2008) のすべりは 4.7 m～ 5.7 m の上下変位となる. 断層面の傾斜が 45° の場合、断層運動によって生じる水平変位（伸張量）も同じ値となる. なお、断層の上端について相田 (1977) は海底下 1 km としているが、それ以外のモデルでは特段に示されていない.

海溝海側斜面に分布する断層地形が、1933年三陸地震を標準的な例とする M 8級大地震の繰り返しによって形成されたものと仮定し、海溝海側斜面における伸張速度と M 8級地震によるプレート上面の伸張量から、 M 8級地震の発生頻度を推定した.

日本海溝北部海側斜面における、1933年三陸地震を例とする標準的な地震とプレート上面の伸張速度の関係は

$$s \times T = d$$

と表される.

s : プレート上面の伸張速度 (m/yr)

T : 標準的な地震の発生間隔 (yr)

d : 標準的な地震における地殻伸張量 (m)

日本海溝北部海側斜面における伸張速度 3.4

mm/yr, 1933年三陸地震における伸張量 (4.7 m ~ 5.7 m) から, 長期的な地震の発生間隔 $T=1,400$ yr ~ 1,700 yr と見積もられる. これは, 島崎 (1986) が固有地震モデルに基づき, 世界の海溝における地震モーメント放出率と 1933年三陸地震の断層長から見積もった同規模の地震の再来間隔 3,185 yr, の 2 倍程度の頻度である.

なお, 最も変動の激しい海溝近傍 20 km の区間に限ってみると, 伸張速度 1.8 mm/yr より, 長期的な地震の発生間隔 $T=2,600$ yr ~ 3,200 yr と見積もられる.

4.3.2 世界の海溝海側斜面における地震発生頻度からの推定

本地域において発生した地震に基づく Gutenberg-Richter の関係式は, 損害保険料率算定会 (2000) が示している. しかし, その地震発生頻度は, 隣接する千島海溝や日本海溝南部と比べて著しく高く, また, この関係式から予想される地震の発生頻度 ($M8$ クラスの地震発生は 100 年あたり 2 回程度) は, 実際に生じた地震とも整合しない. Gamage et al. (2009) は三陸沖の日本海溝海側斜面では, 1933年三陸地震の余震が, 現在も発生していることを指摘しており, 損害保険料率算定会 (2000) の Gutenberg-Richter の関係式における異常に高い地震発生頻度は, 1933年三陸地震の余震を分離できなかったことによるものと考えられる. 1933年三陸地震の影響がない期間として, 宇津の地震カタログのうち 1885~1925 年かつ $M \geq 6.0$ と, 気象庁地震カタログのうち 1926~1932 年かつ $M \geq 5.0$ の地震データを抽出すると, 10 個の地震しか存在しないため, ここから Gutenberg-Richter の関係式を求めることは出来ない.

Chapple and Forsyth (1979) が示した世界の海溝海側斜面における正断層地震は, Gutenberg-Richter の関係を良く満たしている (Chapple and Forsyth, 1979: Fig. 2). そこから推定される $M8$ の正断層地震は 100 年あたり 3~4 回である. 全世界の海溝の長さを 40,000 km とする (Chapple

and Forsyth, 1979) と, 延長が 310 km ある日本海溝北部において $M8$ クラスの正断層地震が発生する頻度は, 世界全体における頻度の 310/40,000, すなわち 3,200 yr ~ 4,300 yr に 1 回程度と推定される.

これは, 固有地震モデルとして, 全ての断層地形が 1933年三陸地震を標準的な例とする $M8$ クラス地震により形成されると仮定のもと, 海底地形の解析から得られる発生頻度 (千数百年に 1 回程度) より小さい. しかし, 断層地形の形成には, これより小さな規模の地震も寄与しているものと考えれば, 海底地形の解析から得られる発生頻度は, 千数百年に 1 回程度よりも少なくなり, 世界的な平均から推定される地震の発生頻度とは矛盾しない.

4.3.3 過去の地震との比較

海底地形の解析から, 日本海溝北部海側斜面では, 1933年三陸地震と同程度の規模である $M8$ クラス地震が発生するとすれば, その頻度は千数百年に 1 回以下とかなり頻度が低いものであることが推定される.

これは, 損害保険料率算定会 (2000) による地震発生頻度に比べるとかなり低い. 損害保険料率算定会 (2000) による地震発生頻度 (日本海溝北部海側斜面: 千年あたり 20 回程度, 日本海溝南部海側斜面: 千年あたり 2 回程度) は, 海底地形から見積もられるプレート上面の伸張速度に比べはるかに大きく, 海底地形から推定される正断層地震の頻度とは整合しない.

東北日本では 869 年 (貞観 11 年) の地震をはじめ, 被害をもたらした津波の記録がいくつも存在する (渡辺, 1998). このうち, 大きな地震動の被害を伴わないものの大きな津波が襲ったものとしては, 1933年三陸地震のほか, 1896年明治三陸地震津波, 1611年慶長三陸津波がある. 1896年明治三陸地震津波は, プレート境界地震と考えられている (Tanioka and Satake, 1996). 1611年慶長三陸津波の波源は 1933年三陸地震の震源に近く津波の状況も似ている (羽鳥, 1975b) こと

から、正断層地震とする考えもある（相田，1977）が詳細はよく分からない。また、佐竹ほか（2008）は、869年（貞観11年）の地震について、海溝海側斜面における正断層地震とした断層モデルでは、同地震津波によると考えられる津波堆積物の分布とは整合しないと指摘している。2011年に東北地方太平洋沖地震（ M_w 9.0）が発生した。この地震にともなう巨大な津波は仙台平野の海岸線から約4 kmほどの内陸にまで遡上した。869年（貞観11年）の地震に伴う津波堆積物の分布域（Minoura and Nakaya, 1990）と2011年東北地方太平洋沖地震における仙台平野の津波浸水域との類似性から、869年（貞観11年）の地震もプレート境界型地震であったと考えられる（佐竹ほか，2008）。17世紀に入ると歴史記録の欠落は考えにくいので、歴史地震の記録からも、1933年三陸地震と同じタイプの地震の頻度は高くはないことが予想される。海底地形の解析から、同タイプの地震は千数百年に1回以下の発生頻度と考えられ、1611年慶長三陸津波が海溝海側斜面における正断層地震ではない可能性が高い。

日本海溝南部では大きな地震の歴史記録がない。少なくとも、歴史記録の欠落は考えにくい17世紀以降の400年以上の間、海溝海側斜面では規模の大きな正断層地震は発生していないと考えられる。日本海溝南部においても、1933年三陸地震と同等の規模の地震が標準的な規模の地震であるとするれば、同タイプの地震は千数百年に1回以下の発生頻度と考えられる。このことは、日本海溝南部において、過去に大きな正断層地震の記録がないことと調和的である。

房総沖の伊豆・小笠原海溝北端部では、大きな津波被害を発生させたものとして1677年延宝地震津波がある（羽鳥，1975 a）。この地震が海溝海側斜面の正断層地震なのか、プレート境界地震なのかは分からない。また、規模はやや小さいものの、房総沖では正断層のメカニズム解（安藤，1971）を持つ1953年房総半島沖地震（ M 7.4）が発生している。この地震の津波波源域は、房総沖から三宅島沖にかけての陸側海溝斜面

に位置している（羽鳥，1975 a）とされている。

伊豆・小笠原海溝北端部では、海底地形の解析によれば日本海溝に比べてプレート上面の伸張速度はやや大きいものの、1933年三陸地震に匹敵する大規模な地震の頻度は、約千年に1回以下に過ぎないと考えられる。海底地形の解析から推定される地震の発生頻度と、歴史地震の記録とは矛盾はない。

5 結論

1) 断層の傾斜を 45° と仮定すると、地溝・地塁が分布する日本海溝海側斜面は全体として北部で3.4 mm/yr，南部で3.5 mm/yr程度の割合で伸張している。日本海溝の海側斜面において1933年三陸地震（ M 8.1, M_w 8.4）を例とする M 8クラスの地震が、固有地震のように繰り返し発生するとすれば、その頻度は千数百年に1回程度である。しかし、日本海溝北部海側斜面では、これ以外にも例えば2005年11月の地震（ M_w 7.0）や2011年3月東北地方太平洋沖地震の本震から39分後に発生した正断層地震（ M_j 7.5）のように、やや規模の大きな地震も知られており、1933年三陸地震に匹敵する M 8クラスの巨大地震の頻度は千数百年に1回よりも少ないと考えられる。

2) 海底地形の解析から求められた地殻変動速度に基づく、日本海溝北部における地震発生頻度（千数百年に1回よりも少ない）は、海溝海側斜面の正断層地震の世界的な平均値（Chapple and Forsyth, 1979）から推定される M 8クラスの巨大地震の発生頻度（3,200 yr~4,300 yrに1回程度）とは矛盾しない。

3) 38° N以南の日本海溝南部海側斜面では、規模の大きな正断層地震の発生は知られていない。しかし、ここでも日本海溝北部と同程度の速度で太平洋プレートの上面が伸張していることから、1933年三陸地震と同程度の規模の正断層地震が発生するとすれば、その発生頻度は千数百年に1回よりも少ないと考えられる。

4) 房総半島東方沖の伊豆・小笠原海溝北端部

では、海溝海側斜面の地溝・地塁は日本海溝に比べ発達しており、データのバラツキが大きいものの太平洋プレート上面の伸張速度も日本海溝に比べ大きいと言える。ここで発生する正断層地震が1933年三陸地震と同程度の規模であるとすれば、その発生頻度は約千年に1回よりも少ないと見積もられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、海上保安庁海洋情報部の方々には海洋調査に尽力頂き、貴重なデータを提供いただいた。首都大学東京の山崎晴雄教授、鈴木毅彦教授、白井正明准教授、東京大学の徳山英一教授、九州大学の辻健准教授には種々のご意見、ご示唆を頂いた。これらの方々にして感謝の意を表します。

参考文献

- Abe, K. (1977), Tectonic implications of the large Shioya-oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289.
- 相田勇 (1977), 三陸沖の古い津波のシミュレーション, *地震研究所彙報*, **52**, 71-101.
- Ammon, C. J., H. Kanamori, and T. Lay (2008), A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands, *Nature*, **451**, 561-565.
- 安藤雅孝 (1971), 房総沖地震 (1953) の断層モデル. *地震学会秋季大会予稿集*, 49.
- Barron, J. A., E. H. Harper, G. Keller, R. A. Reynolds, T. Sakai, B. Shaffer, and P. R. Thompson (1980), Biostratigraphic summary of the Japan Trench transect, legs 56 and 57, Japan trench transect, Deep sea drilling project, *Init. Rep. DSDP., 56/57, Part 1*, 505-520, U.S.Gov. Print. Office.
- Beavan, J., C. Wang, C. Holden, K. Wilson, W. Power, G. Prasetya, M. Bevis, and R. Kautoke (2010), Near-simultaneous great earthquakes at Tongan megathrust and outer rise in September 2009, *Nature*, **446**, 959-963.
- Ben-Menahem (1977), Renormalization of the magnitude scale, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **15**, 315-340.
- Bodine, J.H., and A. B. Watts (1979), On lithosphere flexure seaward of the Bonin and Mariana Trenches, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 132-148.
- Cadet, J.-P., K. Kobayashi, J. Aubouin, J. Boulegue, C. Deplus, J. Dubois, R. von Hune, L. Jolivet, T. Kanazawa, J. Kasahara, K. Koizumi, S. Lallemand, Y. Nakamura, G. Pautot, K. Suyehiro, S. Tani, H. Tokuyama, and T. Yamazaki (1987), The Japan Trench and its juncture with the Kuril Trench: cruise results of the Kaiko project, Leg 3, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 267-284.
- Chapple, W.M., and D. W. Forsyth (1979), Earthquakes and Bending of Plates at Trenches, *J. Geophys. Res.*, **84**, 6, 6729-6749.
- Christensen, D. H. and L. J. Ruff, 1988, Seismic coupling and outer rise earthquake, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13421-13444.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
- Gamage, S. S.N., N. Umino, A. Hasegawa, and S.H. Kirby (2009), Offshore double-planed shallow seismic zone in the NE Japan forearc region revealed by sP depth recorded by regional networks, *Geophys. J. Int.*, **178**, 195-214.
- Hanks, C T. (1979), Deviatoric Stress and Earthquake Occurrence at the Outer Rise, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2343-2347.
- Hatori, T. (1966), Vertical displacement in a Tsunami source area and the topography of the sea bottom, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **44**, 1449-1464.

- 羽鳥徳太郎 (1975 a), 房総沖における津波の波源, *地震研究所彙報*, **50**, 83-91.
- 羽鳥徳太郎 (1975 b), 三陸沖歴史津波の規模と推定波源域, *地震研究所彙報*, **50**, 397-414.
- Hilde, T. W.C. (1983), Sediment subduction versus accretion around the Pacific, *Tectonophysics*, **99**, 381-397.
- Hino, R., R. Azuma, Y. Ito, Y. Yamamoto, K. Suzuki, H. Tsushima, S. Suzuki, M. Miyashita, T. Tomori, M. Arizono, and G. Tange (2009), Insight into complex rupturing of the immature bending normal fault in the outer slope of the Japan Trench from aftershocks of the 2005 Sanriku earthquake (Mw=7.0) located by ocean bottom seismometry, *Geochem. Geophys. Geosys.*, **10**, Q07O18, doi : 10.1029/2009GC002415.
- 堀田宏・小林和男・小川勇二郎 (1992), 日本海溝北部海側斜面の地殻構造「しんかい6500」第65, 66, 67潜航報告, *しんかいシンポジウム*, **8**, 1-15.
- Honza, E. (1980), Pre-site survey of the Japan trench transect, *Init. Rep. DSDP.*, **56/57, Part 1**, 449-458, U.S.Gov. Print. Office.
- Ito, A., G. Fujie, T. Tsuru, S. Kodaira, A. Nakanishi, and Y. Kaneda (2004), Fault plane geometry in the source region of the 1994 Sanriku-oki earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **223**, 163-175.
- Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, and Y. Kaneda (2005), Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interpolate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05310, doi : 10.1029/2004GL022307.
- 岩淵義郎 (1968), 日本列島東方の海溝地形, *地質学雑誌*, **74**, 37-46.
- Iwabuchi, Yoshio (1980), Topography of trenches in the adjacent seas of Japan, *Marine Geodesy*, **4**, 121-140.
- 岩淵洋 (2012), 日本海溝海側斜面における地殻伸張速度, *地震*, **65**, 9-19.
- KAIKO I RESEARCH GROUP (1986), Topography and structure of trenches around Japan - Data atlas of Franco-Japanese KAIKO project, phase I-, Univ. Tokyo Press.
- Kanamori, H. (1971), Seismological evidence for a lithospheric normal faulting, the Sanriku earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **4**, 289-300.
- Kasahara, J., S. Nagumo, S. Koresawa, and Y. Nishi (1982), A linear trend of hypocenter distribution in the outer slope region of the Japan trench revealed by OBS array, -Preliminary report-. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **57**, 83-104.
- 笠原順三・小林和男 (1991), 海溝周辺の特徴的構造の考察, *月刊地球*, 号外**3**, 45-50.
- 加藤茂・長井俊夫・玉木操・近藤忠・富安義昭・加藤剛・宗田幸次・浅田昭 (1985), 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形, *水路部研究報告*, **20**, 1-24.
- Kirby, S. H., R. Hino, N. Umino, S. Gamage, A. Hasegawa, A. Nishizawa, E. R. Engdahl, and E. Bergman (2008), The 75th Anniversary of the Great Sanriku-oki, Japan earthquake of March 2nd, 1933 : New Observation and New Insights into the Largest Recorded Outer-Rise Earthquake, Abstract of AGU 2008 Fall Meeting, S14A-05.
- Kobayashi, K., J-P, Cadet, J. Aubouin, J. Boulegue, J. Dubois, R. von Hune, L. Jolivet, T. Kanazawa, J. Kasahara, K. Koizumi, S. Lallemand, Y. Nakamura, G. Pautot, K. Suyehiro, S. Tani, H. Tokuyama, and T. Yamazaki (1987), Normal faulting of the Daiichi-Kashima seamount in the Japan Trench revealed by the Kaiko I cruise, Leg 3, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 257-266.

- Kobayashi, K., M. Nakanishi, K. Tamaki, and Y. Ogawa (1998), Outer slope faulting associated with the western Kuril and Japan trenches, *Geophys. J. Inter.*, **134**, 356-372.
- Lallemand, S., R. Culotta, and R. von Hune (1989), Subduction of the Daiichi Kashima seamount in the Japan trench, *Tectonophysics*, **160**, 231-247.
- Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Rivera, K. D. Koper, and A. R. Hukto (2010), The 2009 Samoa-Tonga great earthquake triggered doublet, *Nature*, **446**, 964-968.
- Ludwig, W. J., J. I. Ewing, M. Ewing, S. Murauchi, N. Den, S. Asano, H. Hotta, M. Hayakawa, T. Asanuma, K. Ichikawa, and I. Noguchi (1966), Sediments and structure of the Japan trench, *J. Geophys. Res.*, **71**, 2, 121-2, 137.
- Matsuzawa, A., T. Tamano, Y. Aoki, and T. Ikawa (1980), Structure of the Japan trench subduction zone, from multi-channel seismic-reflection records, *Mar. Geol.*, **35**, 171-182.
- Masson, D.C. (1991), Fault patterns at outer trench walls, *Mar. Geophys. Res.*, **13**, 209-225.
- Minoura, K., and S. Nakayama (1990), Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from north-east Japan, *Jour. Geol.*, **99**, 265-287.
- Miyabe, N. (1934), An Investigation of the Sanriku Tsunami Based on Mareogram data, Papers and Reports on the Tsunami of 1933 on the Sanriku Coast, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst. Suppl.*, **1**, 112-126.
- Mogi, A., and K. Nishizawa (1980), Breakdown of seamount on the slope of the Japan trench, *Proc. Japan Acad.*, **56**, Ser. B, 2, 57-259.
- Nakanishi, M., K. Tamaki, and K. Kobayashi (1989), Mesozoic magnetic anomaly lineations and seafloor spreading history of the northwestern Pacific, *J. Geophys. Res.* **94**, 15, 437-15, 462.
- Nasu, N., R. von Huene, Y. Ishiwada, M. Langseth, T. Bruns, and E. Honza (1980), Interpretation of multichannel seismic reflection data, legs 56 and 57, Japan trench transect, Deep sea drilling project, *Init. Rep. DSDP.*, **56/57**, Part 1, 489-503, U.S.Gov. Print. Office.
- Ogawa, Y., and K. Kobayashi (1993), Mud ridge on the crest of the outer swell off Japan trench, *Mar. Geol.*, **111**, 1-6.
- 小川勇二郎 (1994), 「しんかい 6500」によって観察された宮古沖日本海溝海側斜面の裂か群の特徴と成因, *地学雑誌*, **103**, 706-718.
- Ogawa, Y., K. Kobayashi, H. Hotta, and K. Fujioka (1997), Tension cracks on the oceanward slopes of the northern Japan and Mariana trenches, *Mar. Geol.*, **141**, 111-123.
- 大島章一・荻野卓司・桂忠彦・池田清・内田摩利夫・永野真男・林田政和・宗田賢二・春日茂・谷伸 (1985), 第1鹿島海山の日本海溝陸側海溝斜面へのものぐり込み現象, *水路部研究報告*, **20**, 25-46.
- 佐竹健治・行谷佑一・山木滋 (2008), 石巻・仙台平野における 869 年貞観津波の数値シミュレーション, *活断層・古地震研究*, **8**, 79-89.
- 島崎邦彦, 1986, 太平洋岸の地震危険度 (I), 地震災害予測の研究, *地震保険調査研究*, **15**, 87-88.
- 島崎邦彦 (2000), 地震はどのように繰り返すか, *科学*, **70**, 51-57.
- 損害保険料率算定会 (2000), 活断層と歴史地震とを考慮した地震危険度評価の研究～地震ハザードマップの提案～, *地震保険調査研究*, **47**, 1-91.
- Spence, W. (1986), The 1977 Sumba earthquake series: Evidence for slab pull force acting at a subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **91**, 7225-7239.
- Stauder, W. (1968), Tensional Character of Earthquake Foci beneath the Aleutian Trench with

- Relation to Sea-Floor Spreading, *J. Geophys. Res.*, **73**, 7, 693-7, 701.
- Tanioka, Y. and K. Satake (1996), Fault Parameter of the 1896 Sanriku tsunami earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1, 549-1, 552.
- Turcotte, D.L., D. C. McAdoo and G. G. Caldwell (1978), An elastic-perfectly plastic analysis of the bending of the lithosphere at a trench, *Tectonophysics*, **47**, 193-205.
- von Huene, R., M. Langseth, N. Nasu and H. Okada (1980), Summary, Japan trench transect, *Init. Rep. DSDP.*, **56/57, Part 1**, 473-488, U.S. Gov. Print. Office.
- von Huene, R. and R. Culotta (1989), Tectonic erosion at the front to the Japan trench convergent margin, *Tectonophysics*, **160**, 75-90.
- von Huene, R. D. Klaeschen, B. Cropp and J. Miller (1994), Tectonic structure across the accretionary and erosional parts of the Japan trench margin, *J. Geophys. Res.* **99**, 22, 349-22, 361.
- Ward, S. N., 1983, Body wave inversion: Moment tensors and depth of oceanic intraplate bending earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **88**, 9315-9330.
- Ward, S. N. (1984), A note on lithospheric bending calculations, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **78**, 241-253.
- 渡辺偉夫 (1998), 日本被害津波総覧第 2 版, 238 pp., 東大出版会, 東京.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998), New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS*, **79**, 579.

要 旨

岩淵 (2012) は, 地溝・地塁が分布する海溝海側斜面の地形解析から, 海溝海側斜面の伸張速度を求めている。ただし, 岩淵 (2012) には読み取ったデータの全てが掲載されている訳ではないことから本論において示す。

断層の傾斜を 45° と仮定すると, 海溝近傍の 20

km の区間における地殻変動 (伸張) の割合は, $7 \times 10^{-8}/\text{yr}$ (日本海溝南部) $\sim 11 \times 10^{-8}/\text{yr}$ (伊豆・小笠原海溝北端部) である (岩淵, 2012)。地溝・地塁が分布する日本海溝海側斜面全体としては, 北部で $3.4 \text{ mm}/\text{yr}$, 南部で $3.5 \text{ mm}/\text{yr}$ 程度の速度で伸張している。伊豆・小笠原海溝北端部ではデータのバラツキが大きいものの, 伸張速度は日本海溝に比べて大きく, 5つのプロファイルの平均で $5.4 \text{ mm}/\text{yr}$ の値が得られている。

日本海溝の海側斜面において発生した正断層地震としては, 日本海溝北部で発生した 1933 年三陸地震 ($M_j 8.1$, $M_w 8.4$) が知られている。日本海溝の海側斜面において規模の大きな地震のみが固有地震のように繰り返し発生するとすれば, 日本海溝海側斜面における地殻変動速度から, その発生頻度は千数百年に 1 回程度と推定される。これより規模の小さな地震も海底の断層地形を造り得るとすれば, 1933 年三陸地震と同程度の規模の地震の発生頻度は千数百年に 1 回以下となる。

38°N 以南の日本海溝南部海側斜面では, 規模の大きな正断層地震は知られていない。しかし, 日本海溝北部と同程度の速度で太平洋プレートの上面が伸張していることから, 1933 年三陸地震と同程度の規模の正断層地震が発生するとすれば, その頻度は千数百年に 1 回以下と推定される。

房総半島東方沖の伊豆・小笠原海溝北端部では, 海溝海側斜面の地溝・地塁は日本海溝に比べ発達しており, 太平洋プレート上面の伸張速度も日本海溝に比べ大きい。ここで 1933 年三陸地震と同程度の規模の正断層地震が発生するとすれば, その頻度は約千年に 1 回以下と推定される。