



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	M10 地震の発生条件 : 2011 年東北沖地震の新しい知見から
Author(s)	蓬田, 清
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 76, 111-128
Issue Date	2013-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.76.111
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/52305
Type	departmental bulletin paper
File Information	76-P111-128.pdf



M10 地震の発生条件：2011 年東北沖地震の新しい知見から

蓬田 清

北海道大学大学院理学研究院

(2013 年 1 月 17 日受理)

A possible M10 event that I can deduce from the lessons of the 2011 Tohoku-Oki earthquake

Kiyoshi YOMOGIDA

Hokkaido University

(Received January 17, 2013)

After the 2011 Tohoku-Oki earthquake, the immediate threat of megathrust earthquakes in and around Japan has been suddenly advocated by some researchers. One even points out the possibility of a larger event than ever, an event of Magnitude 10. In this study, we discuss whether an event of M10 will be realistic or not, from not only statistical aspects of earthquake occurrence or macroscopic scaling laws of seismic sources in a conventional manner (e.g., fault size, the amount of slips) but also the diversity of megathrust earthquakes that was revealed after the occurrence of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. From a simple extrapolation of seismicity and macroscopic scaling laws, one event of M10 occurs every 500 years all over the world, with its fault length, width and average slip to be 1,200 km, 600 km and 50 m, respectively. The width may not exceed 200 km very much because of the limitation of an elastic region of a plate boundary in a subduction zone. We therefore need either of (1) average slip as large as 100 m or (2) fault length of more than 1,500 km for a possible M10 event. The average slip may be able to exceed 100 m, considering an area of very large shallow slips associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, but we must take care that this is possible only for an event of the along-dip double segmentation. This type of events is, however, generally adjacent to segments of weak plate coupling with small coseismic slips. In contrast, an event of the conventional along-dip single segmentation may extend its fault into many adjacent segments. A drawback in this case is that the average slip may not exceed 50 m unless there are several segments of very strong plate coupling, resulting in co-seismic slips larger than those with usual events repeating in each segment. Although a very large strong shallow segment of the double segmentation is a candidate of an M10 event, we cannot find any clear evidence of such a region from the present spatial seismic pattern in the world. The subduction zone in south Chile is the best candidate from its apparent strong plate coupling although it may not occur for a while due to the nearly complete strain release associated with the 1960 earthquake. We consider a very large event will be impossible even if a large portion of subduction zones breaks in the Aleutian trench because of the existence of several segments of weak plate coupling with slow events or aseismic slips in this trench.

I. は じ め に

2011 年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震と呼ぶ）が地震学的に極めて重要と考えられるのは、これまでの沈み込み帯における超巨大地震の発生様式の基本的な理解（e.g., Kanamori, 1977a）を根本から覆した点にある．研究者ごとに多少の理解の差はあるはずだが、真の超巨大地震はある特定の条件が整った沈み込み帯にのみ発生する、とそれまでは広く考えられていた．2004 年スマトラ沖地震の発生で既にこの考えが間違っていると認識したという指摘もあるが（e.g., Stein and Okal, 2007）、東北沖地震の発生を事前に明確に言及した研究はなかったことは、従来の超巨大地震の発生の概念が東北沖地震の発生によってこそ、完全に破綻したことを示している．とりわけ、東北沖は世界的に質量ともに最も高度な観測網が展開されていた地域であり、M7 クラスの地震について極めて高い信頼度の発生予測まで政府関係の公式的な発表がなされていたにも関わらず、予測外の M9 の地震が発生した点は極めて重要である（<http://www.j-shis.bosai.go.jp/?lang=en>）．

それでは、今では従来とは全く反対の理解となり、いかなる沈み込み帯でも M9 クラスの超巨大地震が発生しうると考えてよいのであろうか．著者らは東北沖地震の発生を受けて、従来見過ごされてきた沈み込み帯の海溝軸と直角方向のセグメントの役割と地域ごとの違いの重要性を指摘した（Yomogida et al., 2011; Koyama et al., 2012）．この考えを基に、将来の地震発生予測に対して、具体的かつできるだけ定量的に考察することが本研究のきっかけである．しかし、我々はまだ見落としている重要な要素があるだろうし、世界的には日本周辺のような高精度・高密度の観測に近い将来可能となることは期待できない．よって、M9 クラスの超巨大地震の発生を詳細に論じることはあまり現実的でない．むしろ、東北沖地震で理解が不足していた点は、その地域で発生する最大地震の規模に対する理解であった．松澤（2012）は東北沖地震の発生の後で、これまで定量的に把握できている最大の地震である 1960 年チリ地震の M9.5 を超える、M10 クラスの地震が発生可能であると指摘した．しかし、その具体的な発生様式については言及されていない．

本研究では、著者らが東北沖地震によって理解した新しい沈み込み帯での超巨大地震の発生様式を基に、将来の地震発生への具体的な考察として、(1) M10 クラスの超巨大地震は発生する可能性は本当にあるのか、(2) その場合にはどのくらいの頻度で発生するか、そして (3) 発生する場合にはどの地域で起こるか、を具体的に考察する．とりわけ、(3) については超巨大地震が発生するメカニズムの本質に関わる部分であり、著者個人の限られた知識と理解の範囲で進めるため、多くの間違いや不備がある点は素直に受け止めた上で、これまで出版した東北沖地震そのものの個人的な理解（Yomogida et al., 2011）を、別の視点でまとめることになる．それは、将来への予測という科学の本当にあるべきステップであり、敢えてこの段階で取り組むに値すると考えた．

ただし、より広く長期的な視点からみれば、M10 の地震は現在の主要プレートの境界でない、いわゆるプレート内が大きく破壊されて発生する可能性は否定できず、むしろその可能性は低

いわけではない。100 万年以上の時間スケールではプレート境界、とりわけ沈み込み帯は常にその場所や形状が変化する事実は、地球科学の一般的理解として確立されている (e.g., Fowles, 2005)。それも連続的ではなく、新たに沈み込み帯が形成されたり、離れた地域に突然と移動する例も多い。例えば、インド亜大陸はユーラシア大陸に約 40Ma に衝突してチベット高原とヒマラヤ山脈が形成されたが、それまで 20 cm/ 年を遥かに超える高速の沈み込み帯が現在ではほとんど収束が一桁近く小さな状態にまで急激に減速した。密度の小さい大陸地殻は沈み込めないための結果であり、これによりインド半島南側の海洋プレート付近に新たな沈み込み帯がいずれ形成されるとの推測は、プレートテクトニクス黎明期より主張されてきた (e.g., Dewey and Bird, 1970)。この地域には世界最大の負のジオイド高の異常があり、海洋プレート内地震が世界的にも最も活発な地域である (e.g., Bergman and Solomon, 1980)。2012 年 4 月 11 日には、最近では桁違いに大きな M8.5 のプレート内地震が発生したが、これも単に 2004 年のスマトラ地震の影響だけでは単純に結びつけられず、プレート内に大きな応力がかかり、いずれ新しい沈み込み帯が形成されることを暗に示唆している。

日本周辺では、規模は遥かに小さいものの、伊豆半島の南側がこれと似た状況である。フィリピン海プレートが日本列島下に沈み込む際に、東の相模トラフと西の南海トラフを分ける伊豆半島は、大陸地殻であって沈み込めない。よって、プレート境界に沿った国府津・山北断層系や半島内に多くの断層をかかえるが、横滑り成分はこれらである程度解消されるが、圧縮成分は必然的に南側の海洋プレート内に蓄積されているはずである。この地域のフィリピン海プレートに十分な応力が集中し、新たな沈み込み帯が形成しつつある確かな証拠はないが、例えば 1498 年の明応地震においてその可能性は完全には否定されていない (例：羽鳥, 1975)。

このような地震は通常の地震に比べてはるかに大きな応力降下量、すなわち断層面積に比べて異常に大きな滑り量が予想され、さらに近隣の沈み込み帯とも連動しやすいかもしれない。しかし、本研究では地質学的時間スケールの上で過渡期に発生するこのような大地震については、定量的な見積もりができるほどの事例が研究されていないので考察しない。現在進行しているプレート境界の沈み込みに当たる、海溝軸から陸側への低角逆断層タイプのみに限定して論ずる。これらの地震は頻度が極めて高く、多くの地域では繰り返し期間も定量的に議論され、最も研究が進んでいると思われるタイプで、かつ超巨大地震の最大の候補だからである。

II. 従来の超巨大地震像と 2011 年以後との比較

マグニチュード M はあいまいな定義に基づく指標であり、断層運動としての地震の大きさを地震モーメント M_0 によって、以下は考察する。Kanamori (1977b) の標準的な換算式 ($\log_{10} M_0 = 1.5M + 9.1$) から、M10 の地震の M_0 は $12,600 \times 10^{20}$ Nm となる。 10^{20} Nm を単位としたのは大地震である M7 クラスが 1 程度となり、過去の地震と比較するのに便利だと考えるからである。M9.0 の 2011 年東北沖地震が 530、実測されたこれまでに最大の 1960 年のチリ地震が 2,700

程度なので (Kanamori and Cipar, 1974), M10 の地震はそれぞれ約 20 倍と 5 倍の大きさに当たる. セン断弾性率を標準的な値とすると, 断層面積と滑りの平均量の積が M_0 に比例し, また多くの地震では断層の長さとは幅は 2:1 となっており, 長さとは滑りの平均量の比もだいたい一定である (Kanamori, 1977b). 最後の比例関係は, 地震前後の断層面の応力降下量が地震毎にだいたい一定であることに対応し, この相似則はマクロな地震の大きさを考える上での基本原理となっている.

M8 の標準的な地震では長さ 120 km, 幅 60 km で, 滑りの平均量が 5 m 程度である. 地震モーメントがその 1,000 倍の M10 の地震は, この相似則を単純に適用すれば, 長さ, 幅, 滑りの平均量がそれぞれ 10 倍の 1,200 km, 600 km, 50 m である. 長さについては 2004 年スマトラ地震で同程度であり, また 2011 年東北沖地震では平均では 30 m 程度だが, 海底 GPS 観測などから海溝軸付近では 50 m は超える大きな滑りの領域が強く示唆されており (e.g., Sato et al., 2011), 現実的である.

これに対して, 幅が 600 km という点是非現実的である. 沈み込み帯のプレート境界では, 地域差はあるものの, だいたい深さ 60 km までは coseismic に動くが, それより深部では巨大地震の際でも断層面, すなわち地震モーメントの解放が明確に検出された例はないはずである. 通常地震活動は, 沈み込むプレートに沿ってさらに深くまで達して深発地震面を形成するが, それはプレート境界面ではなくプレート内部で発生する. すなわち, 例えば角度 30 度の沈み込み帯では深さ約 60 km にあたる 120 km くらいの幅の断層面を持つ地震しか発生することができず, これまでは 1964 年アラスカ地震で最大 200 km くらいの幅しか知られていない点とも調和的である. 上の物性的な考察からも, これ以上「太い」断層は coseismic な断層面として不可能と考えられる.

Coseismic な滑りが可能な深さより深部では, 構成物質・温度・圧力条件から脆性破壊がプレート境界では起こりえない. 超巨大地震に限らず多くの地震では急激な断層運動の後に続くゆっくりした変動が詳細に観測されるようになってきているが, 変動時間スケールが全く違うので, この post-seismic な変動と coseismic な断層運動によるモーメントの放出は明確に区別できる. つまり, M10 というサイズにはこのような非弾性的変動は含めないことにしないと, 他の地震と正確に比較できない. 例えば, 2011 年東北沖地震では地震後の 1 年間で coseismic の地震モーメントに比べて半分近くの値に相当する post-seismic な変動が観測され, 現在も変形速度が小さくなりながらも進行中である (国土地理院 HP 参照). また, 1960 年チリ地震の際に至み計にゆっくりした変動が先行して観測され, coseismic な断層運動にゆっくりした非弾性的な変形成分が重なっているとの解釈があった (Kanamori and Cipar, 1974). 2004 年スマトラ地震でも長周期と短周期の地震記録を比較して, ゆっくりした滑り成分の存在が提案された (Ammon et al., 2005). しかし, 最近の詳しい再解析の結果では, 適当な断層モデルと震源関数を与えれば, 従来は非常にゆっくりした断層運動が提唱された例についても, それを必ずしも必要とする証拠は見いだせない (e.g., Tanimoto et al., 2012; 綿田, 2012). つまり, 非弾性的な coseismic な断層運動により,

解放されるモーメントがかさ上げされるメカニズムは、現時点では根拠に乏しく、沈み込み帯での megathrust 地震では上述の 200 km を大きく超える幅は、既存のプレート境界面だけでは不可能である。本研究はプレート境界面の地震に限定するので、この幅の上限値は大きな制約となる。

まとめると、M10 の地震が既存の沈み込み帯のプレート境界で発生するとすれば、断層の幅が 200 km という上限があるので、断層の長さか、平均の滑り量がこれまでわかっている地震の最大値よりもはるかに大きくならないといけない。つまり、平均の滑り量を 80 m と少し大きくしても長さ 2,300 km は必要だし、長さを 1,500 km とすると平均滑り量は 120 m となる。第三章では平均の滑りが 100 m 以上になる可能性について論じ、長さについて第四章で論じる。

その前に、M10 の発生頻度について、やはりこれまでの知識からの求められてきた単純な経験式から考えてみる。マグニチュードを指標とする地震の大きさと発生頻度については、昔から有名なグーテンベルグ・リヒターのべき乗則が知られている： $\log_{10} n(M) = a - bM$ 、ここで $n(M)$ はマグニチュード M の地震発生の頻度だが、 M よりも大きなすべての地震の頻度としても、べき乗の係数 b は変わらない。

この b 値は地域・期間によって数多く測定されているが、特殊な場合を除いてほしい 0.9 程度でほぼ一定である。M7 以上の地震は数が少なく、大地震の発生の規則性を重要視する研究者は適応を否定する。この状況でのべき乗則の適応性や b 値については、宇津 (1999) がデータ解析の技術的な問題点も含めて詳細に議論している。特に、巨大地震については b 値が系統的に大きくなる、すなわち発生頻度がより小さくなるという研究もあるが、宇津 (1999) は b 値が 1 程度のべき乗則にかなりよく従っていると結論している。例えば、1960 年チリ地震を含めた Chinnery and North (1975) の式を用いると、M10 の地震の頻度は 100 年で 3 個にまでなってしまう。20 世紀に入ってから近代的地震観測で地震モーメントはある程度の信頼で測定できるようになり、M9 以上の地震は確実に 4 つある (1960, 1964, 2004 および 2011 年)。ただし、巨大地震の世界的な毎年の地震モーメントの発生率は、M8 以上の巨大地震の発生の有無に大きく依存しており、例えば 20 世紀前半や、1970 年代から 20 世紀末までは明らかにその前後に比べて系統的に発生数が少ない (e.g., Kanamori, 1977b)。よって、これも統計的な考察にはやはりまだ危険だが、それでも過去 200 年間で M9 以上の地震が 4 個発生と見なすことはむしろ控えめな推定だと結論してよい。すると、 b 値が著しく 1 より大きいという明確な証拠がない限り、M10 の地震は 2,000 年で 4 個、すなわち少なくとも平均 500 年に 1 個は発生しても不思議ではない。

もちろん、これは単純に統計的なべき乗則の外挿からの結論であり、リソスフェアの厚さの制限や、そこで蓄積が可能なひずみの最大値といった物理的条件は全く考慮されていないが、少なくとも単純な地震発生の統計的な結果からは、M10 の地震の発生は非現実的なものでないことは明らかである。

III. 2011 年東北沖地震での滑り量を超える可能性

2011 年の東北沖地震の発生は、統計的な議論を除けばその発生を事前に予測した提案は一つもなかった。その原因の詳細は既に簡単に議論したのでここでは触れないが (Yomogida et al., 2011; Koyama et al., 2012), 発生した後の震源過程の解析でこれまでの常識を覆した点は、海溝軸付近の浅い領域で少なくとも 50 m は超える大きな滑りの領域の存在が様々な観測から初めて明らかになったことである。それまでは最大でも 30 m 程度の滑り量を測地データや遠地地震記録から間接的に推定されただけで (e.g., Moreno et al., 2009), 一気に倍以上の coseismic な滑りが確実に検出されたことになる。さらに予想外だったことは、封圧が小さく、かつ構成物質は堆積岩などが主で大きなひずみや応力を地震前にプレート相対運動で長年蓄積することは不可能と信じられてきた海底面近くのもっとも浅い部分で大きな滑りが同定されたことである。最大滑り量の正しい推定は難しいが、M10 の地震を考察する上で、最大 100 m の滑りの領域を仮定しても、この観測結果から十分に妥当であろう。

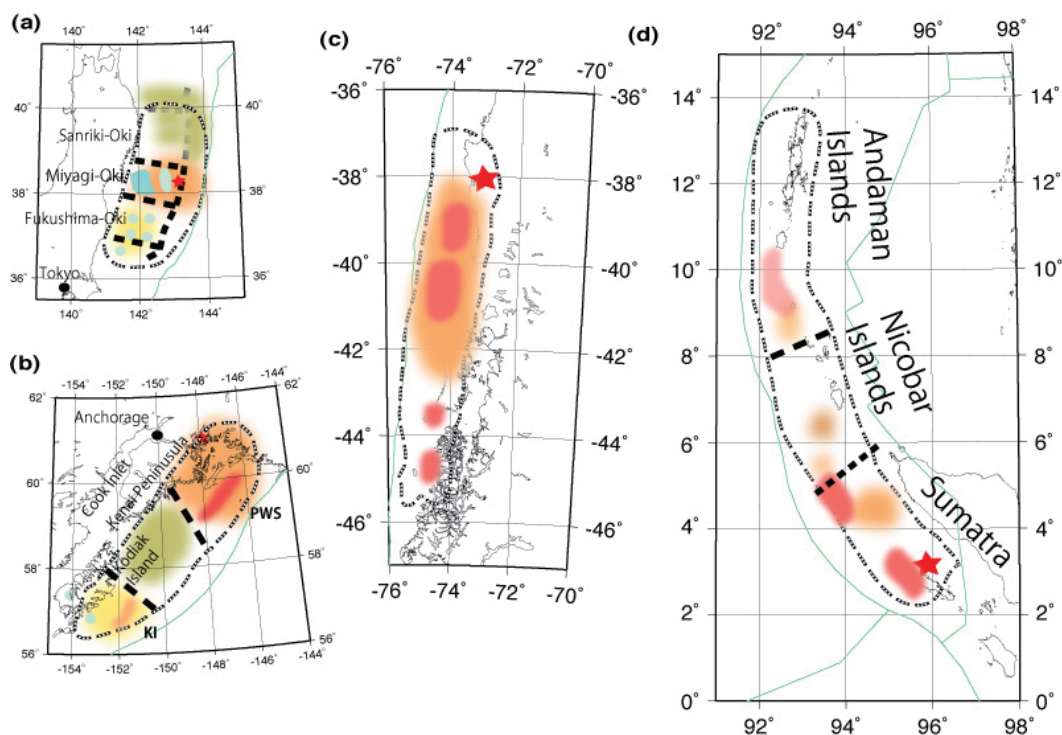


Fig. 1. Schematic views of source geometry and processes for the recent M9 earthquakes in the same scale: (a) 2011 Tohoku-Oki, (b) 1964 Alaska, (c) 1960 Chile and (d) 2004 Sumatra earthquakes. Epicenters are shown by red stars, areas of large seismic moment release by orange patches and possible tsunami-excitation areas by red patches, respectively. Green patches represent areas of slow or tsunami-earthquake events. (modified from Yomogida et al., 2011).

2011 年東北沖地震の震源域は長さ 400 km、幅 200 km と他の M9 の megathrust 地震に比べて断層面積が非常に小さいので平均の滑り量も 20 m 以上と大きい (Fig. 1a のオレンジ色の領域)、滑りが 50 m を超える領域は極めて狭い領域に限られており、とりわけ断層の北と南の 1/3 のそれぞれの領域ではたかだか数 m 程度の滑りしかないことと対照的である。それに加えて、浅いセグメントと深いセグメントでの地震活動や歪みの蓄積・解放の様式や大きさに著しい違いがある点が、2011 年東北地震では極めて本質的であり、我々は along-dip double segmentation (以下、ダブルセグメントと呼ぶ) として、これまで知られていたような大まかには深さ方向に一のセグメントしかない along-dip single segmentation (シングルセグメント) と異なる様式である点を強調した (Yomogida et al., 2011)。

このように沈み込むプレートと陸側プレートとの境界での地震活動や大地震時での振る舞いの違いがどうして生じるのかについては、今後詳細な検討が必要だが、従来の沈み込むプレート年代や相対速度などの単純なパラメーターでは説明ができない (e.g., Kanamori, 1977a)。しかし、これまで弱固着の沈み込み帯とされてきた伊豆・マリアナ海溝などでは、地震活動が常時存在する深いセグメントと長期間ひずみが蓄積されている浅いセグメントとのダブルセグメントの特徴は全く見られないので、従来のモデルが完全に否定され、どんな沈み込み帯でも超巨大地震が発生する可能性がある、という極端な議論は支持できない。プレート年代などはそれほど関係ないかもしれないが、Uyeda (1982) がかつて提唱したように「陸側のプレートが沈み込み境界に対して収束するか、遠ざかるか」といった分類の重要性は依然として否定できず、今後の検証を求められる。特に、東北沖の太平洋プレートの沈み込みでは、しばらくの期間は 2 つのプレートが引き離れる相対運動をしていた状態から、第四紀以降は収束のセンスに転じている点は注目すべきである。プレート年代や周辺の地形は長期的な沈み込み帯の様式を表現しているが、それは短期間に蓄積するひずみを一度に解放する超巨大地震の発生様式に反映される直近の数万年単位の状態とは全く対応しない可能性もあり、十分注意する必要がある。

ダブルセグメントでは局所的に 100 m 程度の滑り量が可能であることは立証され、深さ 20 km より浅いプレート境界で大きな歪み (Sato et al. (2011) の観測結果から単純に推定すると、 10^{-4} 程度のひずみが地震前後で解放されたことになる) をおそらく 1,000 年以上も蓄積したことになる。メカニズムおよび可能な条件を海溝近くの構成物質の物性論的な検証を行なうことは、これからの大きな研究課題である。にもかかわらず、超巨大地震においては、ダブルセグメントでの大きな滑りの領域は、従来知られていたシングルセグメントの滑りの大きな領域に比べると、明らかに空間的に集中しており、広がりがなく、とりわけ、既に指摘したように、2011 年東北沖地震では海溝軸方向への大きな滑りの領域の広がりがなく、2004 年スマトラ地震などとは対照的である (Fig. 1)。1964 年のアラスカ地震もダブルセグメント型だが (Yomogida et al., 2011)、そこからアリューシャン列島にかけての沈み込み帯では、所々にプレート境界の固着が弱く、スローイベントや津波地震などが発生するセグメントが海溝軸方向に沿って点在している (Freymueller et al., 2008)。よって、ダブルセグメントでの浅い部分の大きな滑りをもたらすよ

うな 1,000 年に近いプレート運動による歪みをずっと蓄積する条件が整っている領域は、かなり限定されていると考えるのが自然であり、沈み込み帯一面に 100 m 近い滑りを生ずることは、現時点では考えにくい。

ダブルセグメントで超巨大地震を引き起こすような大きなひずみを長期間蓄積している場所は、通常地震活動のパターンを詳細に調べれば、ある程度は「候補」として特定できる。2011 年東北沖地震や 1964 年アラスカ地震のように、深いセグメントでは地震活動はあるが、海溝軸に接する浅いセグメントの地震活動は明瞭に弱い、あるいはほとんど見られない (Fig. 2)。もちろん、プレート固着がほとんどなく、aseismic な滑りによって 2 つのプレートの相対運動を解放している領域も多くあるので (2011 年東北沖地震以前では、むしろすべてそうだと信じられていた)、その最終的な判定は、より詳細な観測、例えば海底 GPS による海溝軸付近での長期的なひずみ蓄積の検出、といった高度な観測網の展開が必要となる。にもかかわらず、M9 以上の超巨大地震の発生場としては、そのような地震活動の特徴が必要条件であると考えられる点は、極めて重要である。

20 世紀に発生し、ある程度はその特徴が解明されている M8.5 以上の超巨大地震のうち、1952 年カムチャッカ地震も、震源断層の長さ比べて幅が大きく、また震源の南西側の海溝軸付近の浅い部分のみに、前後の地震活動が明らかに少ない領域が認められ、おそらくこの地震もダブルセグメントの特徴を持つ地震であることが提案できる (Fig. 2)。なお、Koyama et al. (2012) は、2004 年 Sumatra 地震の震源付近ではダブルセグメントの特徴を有しているとしているが、少なくとも断層の大部分はシングルセグメント様式である。

このように、今後 M9、さらに M10 クラスのダブルセグメントの超巨大地震が発生する可能性がある領域は、通常地震活動によって、場所とサイズがある程度は推定できると考えられる。世界の沈み込み帯のうち、そのようなダブルセグメントとして大きな滑りの候補として認められる地域の一つは、北海道東部から千島列島にかけての太平洋プレートの沈み込み帯である (Fig. 2)。この地域では 100 年以下の繰り返し期間で発生する M8 程度のセグメント毎の地震とは別に、10 m 以上の津波が数百年に 1 度程度に発生している可能性が、近年の津波堆積物の研究から指摘されるようになった (e.g., Nanayama et al., 2003)。M8 程度の地震の震源域が海溝軸に対してどの位置まで広がっているか、また、滑りの大きな領域がどこかという確かな情報は、2003 年十勝沖地震以外は明確でなく、このような通常の大震災よりも一桁以上も大きな津波を発生させる超巨大地震の発生様式は、推測の範囲を超えない。しかし、もしそのような超巨大地震がこの地域で発生するのであれば、これまで考えられていたシングルセグメント的な様式で頻繁にくり返される M8 程度の大震災ではひずみが解放されずに何百年もひずみが蓄積され続けるという領域は考えにくい。Fig. 2 に示すようにこの地域の海溝軸付近の浅いプレート境界では、地震活動が極めて小さな領域が顕著であり (e.g., Takahashi and Kasahara, 2007)、2011 年東北沖地震の宮城県沖の地震活動との類似性から、この海溝軸近くの浅い領域でひずみが長年蓄積され、通常 M8 程度の大震災ではほとんど解放されず、数百年に一度といった頻度で大きな

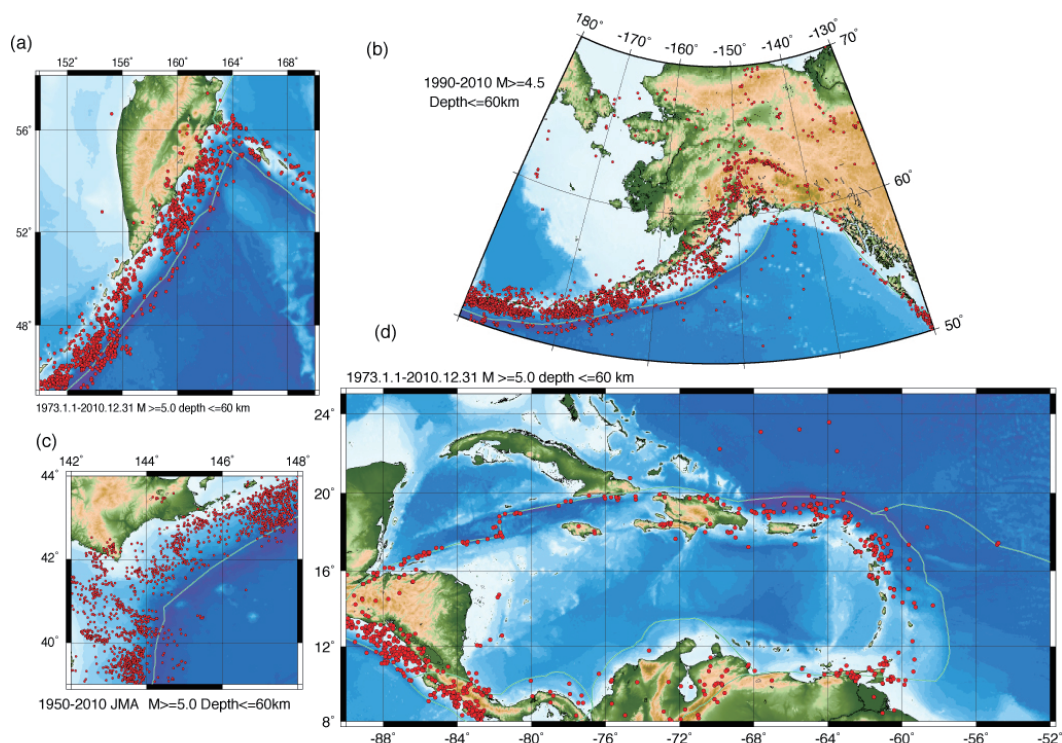


Fig. 2. Examples of along-dip double segmentation with seismic activities of depth shallower than 60 km: (a) the 1952 Kamchatka earthquake area (1950-2010, $M > 5.0$), (b) 1964 Alaska earthquake area (1990-2010, $M > 4.5$), (c) Pacific coast in the south of Hokkaido, Japan (1950-2010, $M > 5.0$), and (d) Lesser Antilles islands (1973-2010, $M > 5.0$). The areas of lack of seismicity only in shallow areas near trench axes in (a) and (b) corresponds to those of large seismic moment release in their magathrust events.

滑りを伴った断層運動を伴うダブルセグメント型の地震と考えるのが自然である。それでもこれらの超巨大地震は最大でも $M9$ クラスが予想されており、実際に浅いセグメントの広がり幅が 100 km、長さが 200 km 程度であり、2011 年東北沖地震の断層域の広がりとはほぼ同じであり、断層面の大きさとの相似則を考えると、 $M9$ 程度の大きさの地震が妥当であろう。

ダブルセグメント型の超巨大地震では、シングルセグメント型の地震で知られているように(例えば、1960 年チリ地震、2004 年スマトラ地震)、海溝軸に沿って複数の滑りが大きな領域が連動する例は、これまでない。それは、先に指摘したように隣り合わせのセグメントが弱固着であって、十分な滑りを蓄積できないからであろう。ダブルセグメントの様式は固着レベルの大きな不均質性がある沈み込み帯に存在すると考える。それでも、1964 年アラスカ地震では、震源付近の滑りの大きな領域から南西のスローイベントが通常発生していて歪みの蓄積のない領域を超えて破壊面が進行した。もしその先に同様に大きな歪みが蓄積した領域がいくつかあれば、伝統的なシングルセグメントのような海溝軸に沿った複数のセグメントが連動する超巨大地震が不可能ではない。しかし、そのように 2 つ以上の浅いセグメントでの地震活動が抜けているダブルセグメン

ト型の沈み込み帯は、著者が調べた限りではM9以上を引き起こすような大きさでは見つからなかった。もちろんより面積の小さい領域は見落としている可能性は認めるが、本研究ではM10の地震を考えているので、そのような along-dip と along-strike の連動が同時に起った形でのM10の地震の可能性は、今の所、極めて小さいと考える。

世界には地震活動がほとんどない沈み込み帯も多い。しかし、それらのほとんどはこれまでマリアナ型 (Kanamori, 1977a; Uyeda, 1982) と呼ばれた様式として、沈み込み帯をはさむ2つプレートの相対運動はむしろ離れていくセンスで、背弧の拡大を伴う。このようなプレート相対運動の沈み込み帯では今の所、 M_0 が 10^{21} Nm 以上の地震は知られていないので、プレートの相対運動の大部分は aseismic な滑りで解放されるという従来の考えを現時点でも否定はできない。ただし、2004年スマトラ地震は背弧にアンダマン海があるが、これは斜め沈み込み帯の横滑り成分を leaky transform 断層系が解放している様式であり、わずかながら沈み込みに直角な収束成分がプレート間の相対運動で長年に渡り蓄積したひずみが原因と考えられ、マリアナ型とは区別すべきと今では考えられる (Koyama et al., 2012)。

明らかに2つのプレートの相対運動が収束しているにもかかわらず、地震活動がほとんどない領域がM9クラスの地震を発生しうる面積を持ち、かつ巨大地震の記録がない沈み込み帯として、カリブ海、特に南側の小アンティル諸島の東側の海域がある (Fig. 2)。ここの沈み込み帯は幅が200 km 以上もあって広く、ダブルセグメントとしての特徴を有しているし、カリブプレートは北および南アメリカプレートに対して東方向に運動しており、この領域は収束速度が小さいとはいえ (数 cm/年)、南アメリカプレートはカリブプレートの下に収束を伴って沈み込んでいる。小アンティル諸島でのGPS観測などでは強い固着はこれまでの陸上での観測からは示唆されない (van Benthem and Govers, 2010)。ただし、2011年東北沖地震のように海溝軸付近の浅い部分の固着状態は島弧から距離が離れているため、海底GPS観測でないとわからず、今後の検証が必要であろう。

最後に、100 m を超える大きな滑りはこれまでの超巨大地震の研究からダブルセグメントでの地震で可能性が高いとしたが、シングルセグメントではあり得ないであろうか。1960年チリ地震はシングルセグメントで最大の滑りは40 m を超えると推定されている (Moreno et al., 2009)。しかし、断層面の大きさとの関係では、やはりダブルセグメントの地震である1964年アラスカ地震や2011年東北沖地震に比べると、この最大の滑り量も相似則からみると決して大きくない (Fig. 1)。よって、シングルセグメントでは断層面積がよほど大きくならない限りは100 m を超える大きな滑りの領域は生じないと考えるべきであろう。その原因ははっきりしないが、既に言及したようにダブルセグメントでは大きな海溝軸方向に沿った非常に強い不均質性が見られるのに対して、シングルセグメントの沈み込み帯ではその固着強度はもちろん差はあるが比較的小さく (領域全体の平均的な固着強度は大きい)、よって局所的に非常に大きな滑りの領域は生じないと推定される。つまり、シングルセグメントの沈み込み帯で大きな滑りを生ずるためには、従来の相似則に従ったそれに相応した大きな断層面積が必要と考えられる。

IV. 複数のセグメントの運動による大きな断層面の形成条件

第Ⅲ章ではモーメントの大きな地震が起こるための一つの条件である、滑りの大きな領域を考察した。もう一つの条件として、断層面積がより大きくなれば M10 の地震は可能である。ただし、第Ⅱ章で議論したように、M10 の地震をそれ以下の地震との相似則で議論すると、長さとしり量が M9 クラスの地震に比べて一桁大きくなることは問題ないが、幅は弾性的なりソスフェアの深さの制約から 200 km を大きく超えることは不可能であると論じた。つまり、断層面積を大きくしようとする、断層のアスペクト比が非常に大きい細長い形状となる。2004 年スマトラ沖地震はそのような M9 を超える地震の特徴を示している (Fig. 1)。幅が狭いと例え断層面積が大きくなっても、幅方向の両端で固定されているので滑りが著しく大きくなることはあまり期待できない。2004 年スマトラ地震では、震源付近の断層の幅が大きい領域で最も大きな滑りがあり、その他の幅が狭い領域ではたかだか 10 m 程度の滑りだと推定されている (Fig. 1 参照, Koyama et al., 2012)。内陸の横滑りのトランスフォーム断層なので単純な比較は控えた方がよいかもしれないが、一例として 1906 年サンフランシスコ地震は、長さが 400 km を超えるにもかかわらず、幅が上部地殻の弾性的な部分に対応する 15 km 程度しかなく、滑りも最大で 6 m 程度であり、断層の長さにと比べると平均の滑り量は系統的に小さい (e.g., Bonilla, 1970)。

一つのセグメントのみが破壊される場合に比べて、隣接する二つセグメントが連動して破壊すると、面積が倍になるばかりでなく、おそらくセグメント内の地震ではすべらない領域 (例えば、セグメント間の境界部分) も滑り、全体の滑り量がほぼ倍となり、結果的に地震モーメントが 4 倍になり (Kanamori and McNally, 1982)、よく知られた地震のマクロなスケールでの相似則となる (Kanamori, 1977b)。しかし、これは断層面が二次元的に何の制約もなく広がることのできる場合のみ成り立つのであり、幅方向に制限がある M9 以上の地震では単純に従わないと予想される点は、第Ⅱ章では強調した。つまり、海溝軸に沿った複数のセグメントを連動するだけでは、平均の滑り量はそれに比例して単純に増えるわけではないと考えるべきである。

ダブルセグメントの沈み込み帯の地震では大きな滑りの可能性があるセグメントも分布するし、何よりも 2 次的に断層面が広がる様式なので、単一のセグメントの地震と比較すると、より大きな平均の滑り量が期待できる。しかし、既に強調したように、ダブルセグメントでは海溝軸方向に多くのセグメントの連動は見られない特徴を指摘した。それはシングルセグメントの沈み込み帯に比べて、強固着と弱固着の領域の差がより大きい不均質性によるためであろう点は、アラスカ・アリューシャン弧 (Freymueller et al., 2008) や 2011 年東北沖地震 (Yomogida et al., 2011) を例として、第Ⅲ章で示した。大きなひずみを長年蓄積していると推定される領域の周りは、シングルセグメントの大地震に比べると、非常に弱固着のセグメントが目立っている (Fig. 1 のアラスカ地震や東北沖地震)。偶然に非常に大きな強固着と思われるセグメントが存在し、たまたま連動しない限りは M10 クラスの地震は発生できないし、第Ⅲ章で指摘したように具体的な事例を著者は今の所は、見いだせない。やはり、強固着領域のセグメントが同時に複数破壊さ

れるのは、シングルセグメントの場合がより可能性が高いと考える。ダブルセグメント型の地震として最大の 1964 年アラスカ地震よりさらに巨大な単一の強固着領域が関わる場合にのみ、これまで知られている以上の大きさの地震が可能だとするのが自然である。

次に、シングルセグメントの下で多くのセグメントを伴っての連動の可能性を考察しよう。それぞれのセグメントが 50 m 近く滑る複数のセグメントが存在し、かつ海溝軸に沿って連動して断層面積が大きくなるには、シングルセグメントの沈み込みといえども、幅ができるだけ太くなるような震源域を持つ事が本章の最初で説明したように最もらしい。第Ⅱ章での通常地震の相似則から期待される長さ、幅、平均滑り量が 1,200 km, 600 km, 50 m を修正し、現実的な値は 1,500 km, 300 km, 80 m とそれぞれ想定した M10 の地震の存在は、物理的にもぎりぎり可能である。ただし、平均で 80 m 近くの滑りが求められるわけだから、プレート相互作用は相当に強く、長年にかけてのひずみの蓄積、それに応答する大きな空白域は必須であろう。沈み込む角度が小さく弾性として振る舞う幅が広くなりやすく、かつ海溝軸から陸の海岸線までの距離ができるだけ大きい領域が、発生する可能性が高い。以下、地域毎に具体的に考察する。

2011 年東北沖地震では年代の古いプレートが沈み込み、弱固着と思われていた海溝軸付近の浅い領域に 100 m を超えるかもしれない大きな滑りがあり、これまでの大地震の研究の常識を覆したが、古いプレートの沈み込みではかなりの割合が弱固着の領域に相当する点を、第Ⅲ章で強調した。やはり、旧来の「チリ型」と目されている沈み込み帯が、1960 年チリ地震を超える地震を発生する確率が一番高いのは自然である。近年では史上最大のこの地震と隣接した 2010 年チリ・マウレ地震とがたまたまその際に連動していれば、M10 近くの大地震の断層の長さ・幅・平均滑り量は不可能とは思えない。プレートの収束速度も 10 cm/年以上と早く、500 年以上すれば上述の平均滑り量を引き出すひずみをためることもできる。ただし、実際には 1960 年には南側への破壊伝搬しか起こらず、50 年遅れて発生したマウレ地震も 1960 年の震源から離れた北側の震源から 1960 年の震源域に広がっただけで、この二つの地震の連動のイメージからは遠い。dynamic rupture の方程式系に基づいてシミュレーションするアプローチでは、現状での連動の詳しいメカニズムの解明は不確定要素（とりわけ、断層面上の不均質性が激しいことと前回までの履歴を基に解放された歪み（または応力）の断層面分布が極めて複雑なため）が大きすぎて、難しいと考えられる。

チリの北側のペルー付近では沈み込み帯の形状が複雑で、海溝軸に沿って大きく性質が変わり、また沈み込むプレートがすぐにほぼ水平に沈み込んでいるなど特異な様式を持っている (e.g., Sacks, 1983)。確実に M8 を超える超巨大地震は知られておらず、1970 年の沈み込むプレート内での正断層型の大地震や 1996 年に津波地震らしきイベントが発生したりすることからも、複数のセグメントを巻き込むような大きな強固着のセグメントを有する大地震は 1960 年チリ地震の領域よりも明らかに考えにくい。海溝軸も大陸海岸線に近く、幅も大きくなりにくい。

さらにその北のコロンビア・エクアドル付近は比較的単純な沈み込み様式に戻っていて、また海溝軸と海岸線が若干離れており、幅が広い巨大な地震を発生しうる特徴は持っている。実際に、

Kanamori and McNally (1982) は 1906 年の地震はその後、この地域で発生した M7 クラスの 3 つの地震が連動した例であることを強調した。さらに周辺のセグメントまで巻き込めば、より大きな地震の可能性もある。しかし、1906 年の地震はそもそもこれまで推定されてきた地震ほど大きくはなかったと示唆される研究もあり（都筑ら、2012）、ひずみの蓄積状況などを今後、検討する必要はあるが、長さも 1,000 km 以上を超えることは両端のプレート境界等に阻まれて難しく、M9 クラスはあっても M10 の発生の可能性は低いであろう。

南米大陸の太平洋側と並んで、巨大な地震がこれまで多く発生してきた地域は、アラスカからアリューシャン列島にかけての沈み込み帯である。ひと続きの沈み込み帯としては世界最長であり、長さ 3,000 km 以上の断層を単純に仮定することすらできる。過去にも、1964 年アラスカ地震を筆頭に、20 世紀以降の超巨大地震がいくつも発生している（1957 年、1965 年、さらに 1946 年の津波地震）。幅については、既に指摘したように 1964 年アラスカ地震の震源域である東端部分だけは幅が厚く、明らかにダブルセグメントの特徴を持つが（Fig. 2）、その他の大部分は比較的幅が狭く、シングルセグメントとみなしてよい。よって、海溝軸ぞいにくつものセグメントが連動した最終的な細長い断層面の形成により、M10 の地震が可能かどうかが重要となる。少しスケールの小さい実例として、アンドリアノフ島付近の 1957 年アリューシャン地震がある。これは余震域の広がりから断層の長さが 1,200 km に達する地震と考えられ、それから M9.1 と推定されている文献もある（e.g., Knamoari, 1977b）。しかし、1952 年カムチャッカ地震が世界の各地の長周期地震計で大きな波形が記録されているのに対して、この地震は当時から振幅の大きな記録は報告されていない。実際にいくつかの波形を解析してその大きさを推定すると、表面波や津波などでもほとんどの滑りが西側半分にのみ求まり、合計の地震モーメントは $50 \sim 100 \times 10^{20} \text{Nm}$ と、M8.6 を超えることはない（Johnson et al., 1994）。つまり、断層面上の多くの領域では小さな滑りしかなかったことを強く示唆する。第 II 章で強調したように、東北地方の日本海溝でのプレート境界と同様に、このアラスカ・アリューシャン弧は海溝軸沿いに、プレート境界の固着状況が極めて大きく変動しており（Freymueller et al., 2008）、ひずみがスローイベントや aseismic な滑りで解放されているセグメントと、通常は固着していて大地震で主に解放されるセグメントとが隣接している。

1957 年の地震はそういった状況で複数の海溝軸に沿った（along-strike 方向の）セグメントが連動した場合の挙動を考察する点で重要である。従来のシングルセグメント様式での複数のセグメントの連動ではそれぞれのセグメントが比較的一定の時間間隔でほぼ同じ大きさの地震を繰り返して発生するサイクルに加えて、複数の隣り合ったセグメントの連動がまれに生じることで巨大な地震を発生させるパターンのみが考察されてきた（e.g., Kanamori and McNally, 1983）。2011 年東北沖地震の発生後は、ダブルセグメントという海溝軸と直角方向の新しい連動の重要性が初めて明確になった（Yomogida et al., 2011; Koyama et al., 2012）。ダブルセグメントでは海溝軸に沿ったセグメントでは固着状況が著しく異なるようで、この方向に複数のセグメントの連動が起こっても、ひずみがほとんどたまっていない弱固着のセグメントでは大きな滑りやモーメント

の解放が起こらないことを第三章で論じた。同様に、1957年アリューシャン列島の地震はシングルセグメント様式であっても、明らかに断層の長さに比べて滑り（あるいは地震モーメントの放出）が極端に小さな領域が明瞭に存在し、Frymueller et al. (2008) などの結果もあわせると、元々が弱固着であり単一のセグメントとして大きな地震を発生できないセグメントは例え隣接する強固着のセグメントと連動しても、やはり大きな滑りは生じにくいことを強く示唆する。すなわち、アラスカ・アリューシャン弧では長さ 1,500 km 以上の海溝軸に沿って複数のセグメントが例え連動しても、いくつかのセグメントはひずみを十分に蓄積しておらず coseismic な滑りは非常に小さく、平均の滑り量も通常の地震の相似則に比べて著しく小さくなってしまいうだろう。ダブルセグメントで大きな浅い部分の滑りが可能な 1964 年アラスカ地震の震源域付近以外では、どんなに断層が連動して面積が大きくなっていても M9 以下の地震にしかかなりえないと考えられる。

このような弱固着のセグメントがところどころに明確に存在する特徴は、メキシコ太平洋岸から中南米にかけてのコスプレートの沈み込み帯でも、共通している（三雲（2011）の総論などを参照）。この領域では海溝軸全体にわたって連動すれば長さ 1,500 km に達することは不可能ではないが、滑り量が小さい領域がやはり多くなり、M9 より大きな最終的な地震になることは考えにくい。千島列島の沈み込みは、東北端の 1952 年カムチャッカ地震の震源域と南西端の十勝・根室沖でダブルセグメントの様式であるが（Fig. 2）、その他は幅が狭く地震活動も海溝軸まであってシングルセグメントとなっている。ここは M8 クラスの地震が海溝軸に沿った各セグメントに発生しているので、海溝軸に沿ってすべてが連動する可能性はアリューシャン弧よりは大きい。しかし、50 m 以上の滑りを発生させるような強固着なセグメントは上記の両端のダブルセグメントの浅い側しか想定できないので、どちらかの端のダブルセグメント部分から海溝軸に沿って複数のセグメントのすべてで偶然に「前回のセグメント内での地震から十分に時間が経過し、ひずみがそれぞれ最大限蓄積した」といった状況で連動して、M9 後半の 1960 年チリ地震に匹敵する地震の可能性だけは否定できない。

2004 年スマトラ地震以降、インド・オーストラリアプレートがインドネシア弧に沈み込む地域は、M8 クラスの地震が多発している。しかし、この沈み込み帯はそれ以前には M8 を超える地震が特に頻発していたわけでもなく、また海溝軸沿いのセグメントでの固着状況が極めて複雑に変動している。2004 年スマトラ地震は斜めに沈み込んだプレートが動いたので（Koyama et al., 2012）、周辺のプレート境界の状態に大きな影響を与えたために地震活動が格段に上昇したと考えられる。しかし、特別にこの沈み込み帯が大きひずみを長年蓄積するポテンシャルがあることを示す証拠は乏しい。複雑なセグメント構造を持っているので、M9 近くの地震の可能性はあってもそれ以上のセグメントの連動を支持する理由は見当たらない。

米国北西岸からカナダにかけてのカスケード地域と日本の南海トラフは、伝統的なチリ型沈み込み帯（沈み込みプレート年代が若い、収束速度が比較的大きい、沈み込む角度が浅い、通常地震活動が弱い、シングルセグメント様式）で長年ひずみが蓄積され、大地震が発生する候補地であると考えられてきた。確かに稀に超巨大な地震を発生させ、その際には強固着な領域が

大きいために滑りが 50 m 以上になる領域も予想される。しかし、これらの沈み込み帯は全長が 600 km を少し超えるだけであり、シングルセグメントであることから滑り量が極端に大きくなることが予想され、M9 程度の地震が最大限と考えられる。例えば、南海トラフではほぼ全域が断層面としてカバーしたと考えられる 1707 年宝永地震クラスの地震が最大であろう。2011 年東北沖地震を模して、海溝軸付近の浅いセグメントを追加してより大きな地震が提案されているが、ダブルセグメントである証拠は全くなく、1707 年宝永地震では海溝軸付近までかなり大きな滑りがあり（瀬野，2012），これより大きな地震の発生を明らかに支持する理由は見当たらない。ただし、南海トラフの南西端は、日向灘から琉球トラフにかけての沈み込み帯が続いていて、こちらへ断層面が拡大する可能性は否定できない。しかし、日向灘はゆっくり滑りなど弱固着のプレート境界の特徴を強く示しており、アリューシャン弧と同様に地震時に連動しても大きな滑りは期待できない。琉球トラフは斜めの沈み込み帯であり、長さ 1000 km 以上もあり、2004 年スマトラ地震の沈み込み帯との見かけ上の類似性から大地震の可能性も言及されている（e.g., Koyama et al., 2012）。しかし、琉球トラフでは背弧側の海底は拡大しており、2004 年スマトラ地震のような純粋な逆断層を生じさせる地震を発生することは難しく、よって、南海トラフとの連動による超巨大地震は発生できないと考える。

その他の沈み込み帯においては、全長が長く、かつ、2つのプレートの相対運動が圧縮場となっている、といった超巨大地震の基本的な条件を満たす地域は見いだせない。もちろん、2つの異なった沈み込み帯が同時に連動して、断層面が大きくなる可能性は否定できないが、それは第1章で指摘したように、その結合部の破壊を伴うわけで、本研究では考察しない。2つの沈み込み帯の結合部を破壊せずに破壊面が別の沈み込み帯に飛び移る可能性も否定できないわけではないが、そのためにはたまたま一方の破壊が結合部付近に達した際に、もう一方の沈み込み帯付近が自らでも地震発生が起こりえる臨界値ぎりぎりまでひずみが蓄積しなくてはならず、あまりに偶然を期待しすぎた想定なので、ここでは考えない。

V. ま と め

本研究では、まず M9 までのこれまでの地震発生頻度と、断層面や滑り量に関する相似則をそのまま適応して、M10 の地震が統計的にもまた物理的にも不可能ではないことを結論した。発生頻度については M7 までの分布としてのベキ乗則であるグーテンベルグ・リヒター則が M8 以上の地震に単純に成立するかという点について、20 世紀後半以降でないと正確な地震モーメント（一般的な地震マグニチュードの測定方法では不可能なので、モーメントを基準にしないといけない）が得られず、対象サンプル数が限られている制約は認めた。にも関わらず、大きなマグニチュードの地震に対して発生頻度のベキ乗則の b 値が著しく変わるという決定的な証拠を示さない限り、最近の超巨大地震の発生頻度からかなり控え目に見積もっても、M10 の地震は 500 年に 1 回起こっても不思議ではない。

M10 の地震では、単純なマクロスケールでの地震の相似則を適用すると、長さ・幅・平均滑り量は、それぞれ 1,200 km, 600 km, 50 m となる。長さ・幅・滑り量についてはこれまでの地震の最大の値と同程度で現実的だが、幅が問題である点を強調した。沈み込むプレートと上盤のプレートの境界面が弾性的に振る舞い、地震時にすべるには、深さ約 80 km よりは浅くなくてはならず、30 度という低角の沈み込み帯でも幅が 200km を大きく超えることが不可能だからである。

そこで、幅 200 km という制限の下で、M10 の地震となるために必要な、平均滑り量、または断層の長さがより大きくなる可能性と、候補となる地域を具体的に論じた。その際に、2011 年東北沖地震で明らかになった、超巨大地震を発生するセグメントの連動における 2 つ様式の違いの重要性を強調した (Yomogida et al., 2011; Koyama et al., 2012)。滑りが 100 m を超える地震は、ダブルセグメント型でのみ可能性が高いが、周りに弱固着のセグメントが存在する場合が多く、断層面が長さ 600 km より大きくなることは難しい。ダブルセグメントであれ、シングルセグメントであれ、例えば弱固着のセグメントをいくつか巻き込んでしまえば、実際の滑りが小さい領域がかなりを占めることは、長さ 1,200 km に達した 1957 年アリューシャン地震から、自然に結論づけられる。つまり、1964 年アラスカ地震の震源域よりも一回り大きな強固着セグメントを持つダブルセグメントの沈み込み帯の存在が必要条件となり、最近の地震活動をみるとそのような候補は見当たらない。

一方、長さが 1,500 km 近くになり、かつ滑りが 50 m を超える強固着セグメントが複数個、連動するシングルセグメント型の M10 の大地震の可能性についても、いくつかの沈み込み帯について具体的に考察した。カスケード地域や南海トラフは全長が足りない。アラスカ・アリューシャン弧の沈み込み帯は全長は十分だが、ゆっくり滑りや aseismic な滑りが常時発生していると思われるセグメントが散在し、全体として大きな平均滑り量をもった地震になることは困難な条件にある。千島列島やメキシコ太平洋岸の沈み込み帯も大きな滑り量を蓄積する強固着のセグメントが複数存在する強い証拠はない。やはり、南米大陸の太平洋岸の沈み込み帯のうち、南半分のチリ付近では強固着の大きな複数のセグメントが期待でき、これらが相当数に連動した際に、M10 の地震となる可能性が最も高いと考える。ただし、1960 年の地震が既に発生してしまったので、最低でも数百年間はこの地域ではこれを超える地震は発生する可能性は低いと考えられる。

カリブ海の沈み込み帯で南側の小アンティル諸島の東方沖の沈み込み帯は幅も太く、長さ 600 km 以上に渡り、プレート境界の浅い部分でほとんど地震活動が見られない (Fig. 2)。もちろん、古いプレートが沈み込んでいるので弱固着でひずみの蓄積がないために地震活動がない可能性もあるが、2011 年東北沖地震の教訓を生かして、このような地域が本当にひずみを長年蓄積していないか、検証することは、M10 の地震までに成長しなくても、今後の重要な研究対象である。インドネシア列島のインド・オーストラリアプレートの沈み込み帯は、2004 年スマトラ地震以来、多くの大地震が誘発されているが、この地域の沈み込み帯構造は複雑でまた十分な研究がなされておらず、ひずみの蓄積状況を相当な精度で検証する必要がある。また、Koyama et al. (2012) が強調するように、斜め沈み込み帯は 2 つの接するプレートの海溝軸に平行な大

きなプレート運動の成分は背弧側の横滑り断層で解消されるのに対して、海溝軸に垂直で圧縮されるプレート運動の成分は、例えば小さくとも 2004 年スマトラ地震のようにまれに発生する大地震の際のみに解放されるため、定量的な見積もりが難しい領域である。

これまでの地震発生予測は、マクロなプレートの相対運動と、過去数百年程度の大地震の発生パターンが繰り返し将来も続くとした概念の下で進められてきた。2011 年東北沖地震で明らかになったように、セグメントの強固着と弱固着の程度の差や、ダブルセグメントといった浅いセグメントも考慮した連動パターンを想定することで、M10 に至らないまでもそれに近い超巨大地震の多様性に対応できるような柔軟な発想で、今後も地道な観測とその的確な解釈への努力を続けなくてはならない。

謝辞 小山順二教授とは、2011 年東北沖地震の発生直後から、著者が専門でない地震発生過程について連日、議論を重ねたことで、多くの新しい知見を得ることができた。事後という無力感を味あわざるをえなかったが、本研究に結びつくまでの進展を体験させていただいた点に、大きな感謝を表したい。細かな意見の相違はあるが、逆にそれをよい動機として、今後の超巨大地震の発生について、少しでも独自の考えを互いに発していきたい。都筑基博君と吉澤和範博士には、地震活動や表面波の解析などについて、初期の段階から多くの協力をいただいた。

文 献

- Ammon, C.J. *et al.*, 2005. Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, **308**, 1133-1139, doi:10.1126/science.1112260.
- Bergman, E.A., and S.C. Solomon, 1980. Oceanic intraplate earthquakes: Implications for local and regional intraplate stresses, *J.Geophys. Res.*, **85**, 5389-5410.
- Bonilla, M.G., 1970. Surface faulting and related effects, in *Earthquake Engineering*, ed. R.L. Wiegel, chap. 3, 47-74, Prentice-Hall, New Jersey.
- Chinnery, M.A., and R.G. North, 1975. The frequency of very large earthquakes, *Science*, **190**, 1197-1198.
- Dewey, J.F., and J.M. Bird, 1970. Mountain belts and new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75**, 2625-2685.
- Fowler, C.M.R., 2005. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, 2nd ed., pp.685, Cambridge University Press.
- Frey Mueller, J.T., et al., 2008. Active deformation processes in Alaska, based on 15 years of GPS measurements, in *Active Tectonics and Seismic Potential in Alaska*, ed. by J.T. Freymueller, P.T. Haeussler, R.L. Wesson and G. Ekstrom, 431 pp., American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, **179**, 1-41.
- Johnson, J.M., Y. Tanioka, L.J. Ruff, K. Sataki, H. Kanamori, and L.R. Sykes, 1994. The 1957 great Aleutian earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 3-28.
- Kanamori, H., 1977a. Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*, edited by M. Talwani and W.C. Pitman III, 470pp, American Geophysical Union, Washington D.C.
- Kanamori, H., 1977b. The energy release in great earthquakes, *J.Geophys. Res.*, **82**, 2981-2987.
- Kanamori, H., and J.J. Cipar, 1974. Focal process of the great Chilean earthquake, May 22, 1960, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **9**, 128-136.
- Kanamori, H., and K.C. McNally, 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **72**, 1241-1253.

- 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.
- 羽鳥徳太郎, 1975. 明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源, 東京大学地震研究所彙報, **51**, 13-28.
- 松澤暢, 2012. M9を想定するために何が欠けていたのか? 今後どうすれば良いか?, 地震学の今を問う (日本地震学会モノグラフ), **1**, 9-13.
- 三雲健, 2011. 大地震とテクトニクス: メキシコを中心として, pp. 191, 京都大学出版会.
- Moreno, M.S., J. Bolte, J. Klotz, and Dr. Melnick, 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16310, doi:10.1029/2009GL039276.
- Nanayama, F., Satake, K., Furukawa, R., Shimokawa, K., Atwater, B. F., Shigeno, K., Yamaki, S., 2003. Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *Nature*, **424**, 660-663.
- Sacks, I. S., 1983. The subduction of young lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3355-3366.
- Sato, M. et al., 2011. Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, doi:10.1126/science.1207401.
- 瀬野徹三, 2012. 南海トラフ巨大地震: その破壊の様式とシリーズについての新たな考え, 地震, **64**, 97-116.
- Stein, S., and E.A. Okal, 2007. Ultralong period seismic study of the December 2004 Indian ocean earthquake and implication for regional tectonics and the subduction process, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, S279-S295.
- Takahashi, H., and M. Kasahara, 2007. Spatial relations between interseismic seismicity, coseismic asperities and aftershock activity in the southwestern kuril islands, in *Volcanism and Subduction: The Kamchatka region, American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series*, **172**, 153-164.
- Tanimoto, T., J. Chen, and M. Igarashi, 2012. An approach to detect afterslips in giant earthquakes in the normal-mode frequency band, *Geophys. J. Int.*, **190**, 1097-1110.
- 都筑基博, 小山順二, 蓬田清, 2012. 1906年エクアドル・コロンビア地震 (Mw8.8) は本当に3連動地震か? 日本地球惑星科学連合2012年大会, SSS38-02.
- 宇津徳治, 1999. 地震活動総説, 東京大学出版会, pp. 876.
- Uyeda, S., 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology, *Tectonophys.*, **81**, 133-159.
- van Benthem, S., and R. Govers, 2010. The Caribbean plate: Pulled, pushed or dragged, *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JB006950.
- 綿田辰吾, 2012. 1960年チリ巨大地震自由振動スペクトル再解析, 日本地震学会秋季大会予稿集, **2012**, 132.
- 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.