HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	斜め衝突帯の巨大地震（1）相模トラフ
Author(s)	小山，順二；都筑，基博；蓬田，清
Citation	北海道大学地球物理学研究報告，75，161-174
Issue Date	2012-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.75.161
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/49079
Type	departmental bulletin paper
File Information	75-P161-174.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan
No. 75, March 2012, pp. 161－174

斜め衝突帯の巨大地震（1）相模トラフ

小山　順二・都筑　基博・蓬田　清
北海道大学大学院理学研究院自然史科学部門

（2012年1月25日受理）

Megathrust Earthquakes in Oblique Subduction Zones Part 1: The Sagmi Trough

Junji KOYAMA, Motohiro TSUZUKI and Kiyoshi YOMOGIDA
Department of Natural Science History, Graduate School of Science,
Hokkaido University

(Received January 25, 2012)

Since the 2011 Tohoku-oki megathrust earthquake, Japan, it has been recognized that there is a variety of megathrust earthquakes occurring in the world not just only the Chilean type megathrust earthquake. In the variation, one end member is the 1960 Chile earthquake and the other is the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, while the former is characterized by subduction zone of a young plate forming the Cordilleran orogeny, the latter is by an obliquely subducting plate along a continental margin with active back-arc activity. We study in detail megathrust earthquakes along such oblique subduction zones, considering characteristics of earthquake activities, focal mechanisms, rupture patterns, geometry of subduction zones, types of overriding plates and back-arc activities. Discussions are further made on one of the oblique subduction zones near Japan Islands, the Sagami Trough, in order to derive some information and the possibility of future large earthquakes there from the seismological data at hand. We found that there is a variety of large earthquakes in the oblique subduction zones in the world. Since we have no hand to suspect the future activity of a particular subduction zone, comparative studies on seismic activities in different oblique subduction zones are inevitable.

Ⅰ. は　じ　め　に

2011年3月11日マグニチュード（Mw）9.0の超巨大地震が東北・関東地方を襲った．この地震は破壊的な津波を励起し，未曾有の災害を発生させた．この地震がどのように発生したか，その定量的な解析，また，多方面にわたる災害やこの地震に関係する研究がEarth, Planets and Space（2011年63巻，7号）に特集され，数多くの研究が発表されている．この地震はMw 9.0

という日本では歴史的に経験したことがないほどの超巨大地震であり，我々がしばしば経験してきたマグニチュードが 8 を超えるような地震とは別格の巨大地震である．なぜこの地震がそのようなスケールにまで成長したのか，その真の原因はまだわからないが，世界各地で発生した同じような規模の地震と比較して，今回の地震を引き起こしたサブダクションゾーンが特徴的な地震活動をしている場所であることが指摘されている（Yomogida et al., 2011；Koyama et al., 2011）．それは，Along-dip Double Segmentation（ADDS）と名づけられる，島弧沿いに並んだ活発な地震活動帯と海溝沿いの不活発な地震活動帯が，サブダクションゾーン浅部の島弧と海溝の間に海溝軸に平行に二重に存在する地震活動である．それに対し，巨大地震が発生すると予測されている南海トラフの地震活動は沈み込むプレート境界の全面で不活発な地震活動を示している．南海トラフで発生した過去の巨大地震時のすべり分布を見ると，プレート境界の浅部全体が，海溝に沿い隣り合って破壊し拡がっている．このような違いを区別して，Koyama et al.（2012）は後者を Along-strike Single Segmentation（ASSS）と特徴づけている．これは ADDS では，海溝沿いの浅いプレート境界面だけがより深い境界面に比べて強く固着しているのに対し，ASSS ではプレート境界の浅い部分全体が強く固着をしているからだと考えられる．

直感的にわかることだが，プレート境界浅部の地震活動域は，ADDS では海溝から島弧まで幅広く，ASSS では狭い．巨大地震が発生する前に震源域全体が鎮静化するよく知られた seismic gap（地震空白域）は ASSS で顕著に現れる一方で，ADDS では，いわゆるドーナッツ現象と呼ばれるような，震源域を取り囲むような領域で，大きな地震前に地震活動が活発化する．つまり ASSS と ADDS の 2 つの異なる沈み込み帯の地震活動を考えることで，seismic gap が顕著な地震活動と地震活動のドーナッツ現象が顕著な地震活動とが現れることが理解される．

Koyama et al.（2012）では，さらに発展させて，巨大地震の発生したサブダクションゾーンの特徴を，巨大地震の発生域が ADDS か ASSS の地震活動か，サブダクションが正面衝突か斜め衝突か，上盤側のプレートがどのようなテクトニクスであるか，背弧海盆の活動がどのようなものであるかを考えて，世界中の巨大地震を，(1)1960 年チリ型，(2)1964 年アラスカ型，(3)2004 年スマトラ型と (4)2011 年東北沖型の 4 つの典型的なタイプを明らかにした．(1)のチリ型については，従来からサブダクションゾーンの進化論（Kanamori, 1977；Uyeda and Kanamori, 1979）で詳しく知られている．ここではもう一つの対極にある海溝軸にほとんど平行に沈み込む斜め衝突の (3)スマトラ型の巨大地震を検証し，日本付近に存在する斜め衝突のサブダクションゾーンについて，2011 年東北沖巨大地震以後，特に注目されている相模トラフを中心にそこに発生する地震の特性を探ることにする．

Ⅱ．2004 年スマトラ・アンダマン地震

2004 年 12 月 26 日スマトラ・アンダマン海で Mw 9.3（Stein and Okal, 2007）の超巨大地震が発生し，インド洋沿岸の国々に 23 万人を超える犠牲と想像を絶する被害を発生させた．スマト

ラ島さらに東のジャワ島沿いのスマトラ海溝では，この地震以前でも地震活動が活発である．マグニチュード 8 以上の地震にかぎっても，19 世紀に 5 回，20 世紀に 8 回，21 世紀にもうすでに 7 回発生している．2004 年スマトラ・アンダマン地震はこのような地域で，Fig. 1 の星印から北に約 1300 km も破壊伝播した*．この付近では，インド・オーストラリアプレートがユーラシアプレートの端に位置する縁海である大陸縁に位置するビルママイクロプレートに年間約 6 cm で海溝軸方向に近い斜め衝突をしている．しかし，不思議なことに，2004 年スマトラ地震のメカニズム解は，ほぼ単純な低角の逆断層であり（Lay et al., 2005；Stein and Okal, 2007），地震時のすべりの向きとプレートの運動の向きは一致していない．

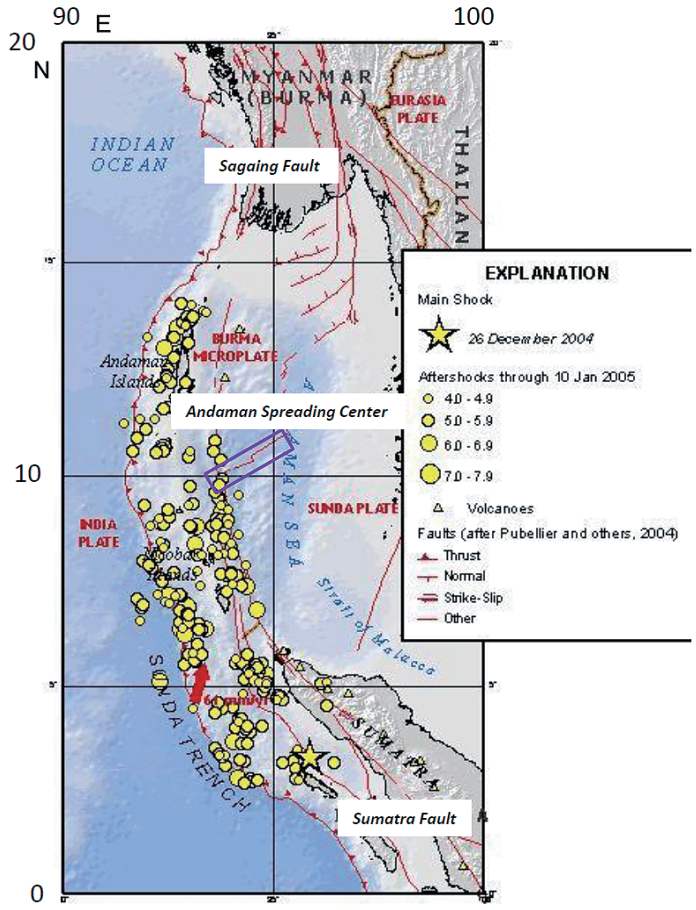

Fig. 1. Aftershock distribution of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake (Mw9.3) and surrounding tectonics. Aftershocks through 10 Jan., 2005 are plotted (Quoted from http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2004/us2004slav/tect_lg.gif and slightly modified). Back-arc activities in the Andaman Sea are marked by Andaman Spreading Center and Sagaing/Sumatra Transform Faults.

* http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2004/us2004slav/tect_lg.gif

この地域はアンダマン海の背弧海盆の活動が活発で（Eguchi et al., 1979），インド・オーストラリアプレートは斜めにビルママイクロプレートに衝突し，ビルママイクロプレートはその東に位置するスンダマイクロプレートに対して約 37 mm/yr で北北東に衝突してる（Stein & Okal, 2007）．アンダマン海嶺が北北西にスンダマイクロプレートに対して同じ方向に拡大し，ビルママイクロプレートを押し出している．このような複雑なプレートの相互作用の結果，アンダマン・ニコバール海溝とアンダマン海嶺，その延長と考えられる世界的に稀有な活断層であるスマトラ大断層とサガイン断層の 2 つのトランスフォーム断層に挟まれた地域がビルママイクロプレートとして北上することになる．これによりインド・オーストラリアプレートの斜め衝突の海溝軸に平行な成分は，ビルママイクロプレートの動きで緩和され（McCaffrey, 2008），結果として，アンダマン・ニコバール海溝に直行する成分のみが卓越することになる．これを解消する地震として，スマトラ・アンダマン地域の地震メカニズム解が低角の逆断層となる（Stein and Okal, 2007）．このようにして湾曲した弧状列島に斜め衝突しているインド･オーストラリアプレートは，場所場所により衝突の角度を変え，それが複雑な地震活動と海溝軸沿いに変化に富んだサブダクションゾーンを形成することになる．

Fig. 2 には，マグニチュードが 6.0 以上，震源の深さが 60 km 以下のこの付近の震央を 1973 年から 2008 年まで年代順にプロットした．Lay et al.（2005）は 2004 年スマトラ・アンダマン地震の震源域で先行する活発化した地震活動と余震域全体での不活発な地震活動を指摘している．しかし，先行する震源域での活動は小さな地震の限られた範囲のもので，残りの 1000 km にも及ぶ破壊域・余震域や，南に発生した 2005 年の最大余震域には散発的な地震活動が少し見られるだけある（Fig. 2）．余震活動域の幅も活動域の長さに比べて非常に狭い（アンダマン海の活発な海嶺につながるトランスフォーム断層沿いにも活発な余震活動は見られるが，これはスマトラ・アンダマン地震の主破壊に励起された活動である）．また，地震前の GPS 観測によるスマトラサブダクションゾーンは震源域全体にわたり強い固着を示し，島弧の変形の向きはほぼ北を指している（Prawirodirdjo et al., 2010）．これらはすべて 2004 年スマトラ・アンダマン地震が ASSS の地震活動であることを示唆している．

2004 年スマトラ・アンダマン地震の特徴をまとめると；(1)斜め衝突のサブダクションゾーンである，(2)アンダマン海からジャワ島にかけて，マグニチュード 8 を超える地震活動が頻発している，(3)本震・最大余震の震源域では，2004 年以前の地震活動がきわめて低い，(4)活発な海嶺とそれに続くトランスフォーム断層からなるアンダマン海の背弧海盆の活動は活発で，斜め衝突するプレート運動の島弧に平行な成分を見かけ上解消している，(5)発生する巨大地震のメカニズム解はプレート運動の斜め衝突とは異なり，海溝軸に直交する向きの低角の逆断層である，などが挙げられる．

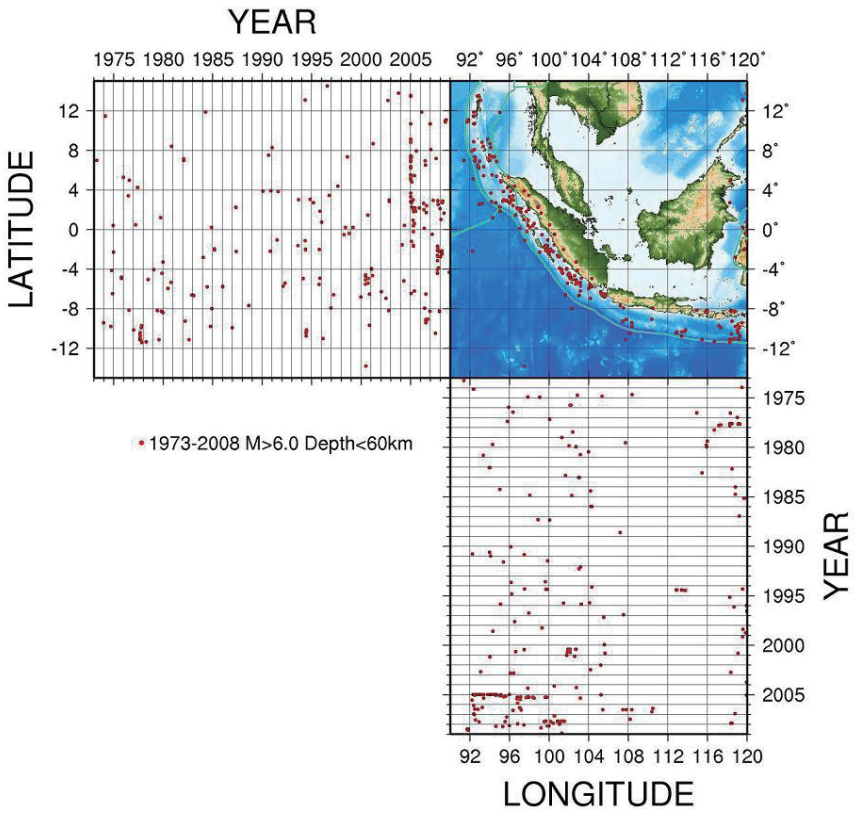

Fig.2. Space-time plot of earthquake activity from 1973 to 2008 in and around the Andaman Islands, Sumatra and Java Islands. Very weak seismic activities beforehand in the aftershock regions of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake and the largest aftershock of 2005 have been observed. Earthquakes with magnitude larger than 5.9 and focal depth shallower than 61km are collected from USGS homepage: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/epic_global.php and are plotted.

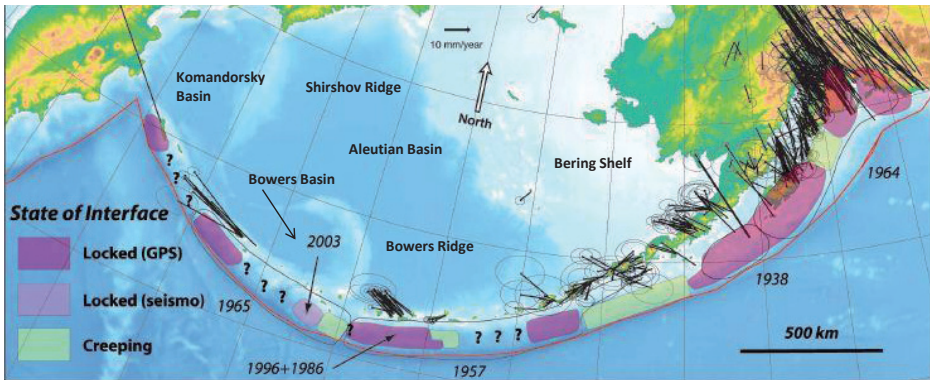

Fig.3. GPS observation and large earthquakes in the Alaska-Aleutian Islands reproduced from Freymueller et al. (2008) with slight modifications on the ocean topography. Dark shaded area indicated by Locked(GPS) is based on GPS data, by Locked(seismo) based on seismic ruptures, by Creeping referred to creep and question marks without enough data have been pointed out (Freymueller et al., 2008).

Ⅲ．1965 年ラット島地震

斜め衝突するサブダクションゾーンで超巨大地震が発生し，しかもそのメカニズムが底角の逆断層型であるのは，スマトラ・アンダマンに限ったことではない．太平洋プレートが斜めに衝突しているアリューシャン弧西部のラット諸島でも同様である．ここでは，1965 年ラット島地震 Mw 8.7 が発生している．実体波データから Stauder（1968）は，この地震のメカニズム解を底角の逆断層型と想定した．Wu and Kanamori（1973）は長周期表面波の解析から，Stauder のメカニズム解に調和的ではあるが，横滑り成分が大きいメカニズム解を示した．同島周辺は地震活動が活発で，1965 年の地震以後，マグニチュード 7.0 以上の地震が海溝沿いに 7 回発生している．そのうちメカニズム解が知られているすべての地震は底角の逆断層型[#]を示している．ここでも，実体波のメカニズム解と長周期表面波のメカニズム解は必ずしも一致していない．さらに，興味深いのは，島弧付近で発生する浅い地震は，マグニチュードは小さいが，すべて右横ずれ型のメカニズムを示していることである（Koyama et al., 2012）．

Fig. 3 のように，アリューシャン列島西部では，GPS 観測から知られる島弧の変形がすべて西北西方向を示している．右横ずれの地震のメカニズム解とこの島弧の運動から，太平洋プレートの斜め沈み込みにつれて，アリューシャン列島の海溝から島弧に至る細長い狭い範囲がアリューシャン海盆から引きはがされるような運動していることが想像される．Fig. 3 に示した背弧海盆には，奇妙な形をした Bowers/Shirshov 海嶺が存在している．Bowers 海嶺はこのアリューシャン弧の運動に引きずられた変形を示していると推定される．実際，この二つの海嶺の活動はもう止まっていて，地震活動もなく，現在は圧縮場の高まりである（Marlow et al., 1990；Neprochnov et al., 1985）．したがって，Bowers 海嶺の変形は能動的な変形ではない．これは，アンダマン海の活動的な背弧海盆とは大きく異なる点である．つまり，アリューシャン弧は背弧海盆の活動によって斜め衝突の島弧帯に平行な成分を解消しているのではなく，アリューシャン弧がアリューシャン海盆から引きはがされるような地震活動による変形により，太平洋プレートの斜め衝突成分を見かけ上解消し，残った海溝軸に直行する成分がサブダクションゾーン沿いの低角逆断層地震を発生させていると考えられる．

また，Fig. 3 に示されているように，アリューシャン弧に沿って GPS 観測から固着が確認される領域，地震時のすべりで固着が知れる領域，そしてクリープすることでひずみを解消している領域がある（Freymueller et al. 2008）．これは島弧帯と言っても一様ではなく，海溝軸方向に様々な性質を持つサブダクションゾーンで構成されていることを示している．これだけ見ても正面衝突のサブダクションしか考慮していないサブダクションゾーンの進化論は万能ではないことが理解される．

2004 年スマトラ・アンダマン地震は背弧海盆の活発な活動により，また 1965 年ラット島地震は海溝から島弧帯に至る狭い範囲が背弧海盆から引きはがされるような多数の断層運動により，斜め衝突するプレート運動の島弧に平行な成分を見かけ上解消した．あとに残る海溝軸に直行す

[#] http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/sopar/

るひずみ成分を解消するすべりの方向が海溝軸に直交する逆断層として巨大地震を発生していることが読み取れる．

Ⅳ．相模トラフと 3 重会合点

日本付近には数多くの斜め衝突のサブダクションが存在している．そのうち典型的な例として，千島弧，琉球弧，伊豆・小笠原・マリアナ弧，そして特異な相模トラフ，がある．スマトラ・アンダマン弧のように湾曲した弧状列島であるため，斜め沈み込みの角度が場所により顕著に変化している例は，琉球弧とマリアナ弧の南端部である．一方，相模トラフは東北日本弧，太平洋プレートとフィリピン海プレートが衝突し，3 つの海溝がぶつかり合う世界でも珍しい三重会合点を形成している．この地域は 2011 年東北沖巨大地震の発生後，GPS 観測からひずみが長年蓄積されているとして，特に注目されている場所である（西村，2011）．今回はこの相模トラフに注目し，その他の斜め衝突のサブダクションについては別の研究で考えることにする．

太平洋プレートは日本海溝・伊豆小笠原海溝に沿ってほぼ東から西に沈み込み，東北日本弧を形成する．一方，フィリピン海プレートは相模トラフ沿いで北西方向に約 3 cm/yr で東北日本弧と相対運動している（Seno, 1993）．太平洋プレートはこのフィリピン海プレートの下に沈み込んでいる．Fig. 4 に示すこの三つの海溝が衝突する 3 重会合点は，その配置の形状からして，そのままでは不安定であることがわかる（Fowler, 2007）．McKenzie and Morgan（1969）は，太平洋プレートが変形しないとすると，日本海溝と伊豆小笠原海溝がともに西進し，房総半島に近づくと考えた．この場合，三重会合点は安定である．しかし，この考えは東北日本弧が東西圧縮場であることを説明するが，伊豆小笠原弧が伸張場であることを説明しない．近年の研究から，伊豆小笠原弧の背弧海盆の拡大が，この三重会合点を安定化させる可能性が指摘されている（高橋，2006）．従来考えられてきた単純なプレート境界における正面衝突のプレート相対運動やプレートがすれ違うトランスフォーム断層だけでは，観測技術が進んだ最近の複雑なプレート間運動を説明しきれない例である．

相模トラフはほぼ直線的なプレート境界であり，湾曲したアンダマンやアリューシャン弧とは形態が異なる．東北日本弧の相模トラフ沿いでは，右横ずれ断層やフィリピン海プレートのもぐり込み伴う逆断層構造が顕著にみられる（Nakamura et al., 1987；Ogawa et al., 1989）．海底地形からは Soh et al.（1990）の Fig. 1 にあるように（海上保安庁海底地形図 6603 房総伊豆沖），房総半島沖から南東方向に発達する片貝海底谷や勝浦海底谷が急激に南に折れ曲がり相模トラフに向かっている構造などが見られる．これはフィリピン海プレートが斜め衝突している地域で東北日本弧の相模トラフ沿いの狭い範囲に変形をもたらしている結果と考えられる．また，関東周辺では，これら三つのプレートの周辺やその内部で非常に複雑な地震活が観測されている（Ishida, 1992）．特に房総半島周辺では，地質学的な知見ばかりではなく，フィリピン海プレートの上面で逆断層型のメカニズムを示す地震が発生していることが確認されている（Hori，2006）．

ここでは，1923 年関東地震 M7.9 や 1703 年元禄地震 M8.1 といった巨大地震が発生し，大きな被害を発生させた．この二つの地震の津波の波高を相模湾沿いで比較すると，関東地震の方が元禄地震に比べて約 2 倍ほど，東京湾内ではほとんど同じだが，房総半島・三浦半島先端付近や外房では，逆に元禄地震の方が約 2.5 倍ほど高い（羽鳥，2006；佐竹・他，2008）．これは関東地震が東京湾下のフィリピン海プレート上面で発生したのに対し，元禄地震は関東地震の震源域を含みさらに浅い相模トラフ沿いにも破壊域を広げたためだと考えられている（佐竹・他，2008）．関東地震はフィリピン海プレートの沈み込みによる横ずれ成分を多く持つ逆断層のメカニズムである（Kanamori，1971）．断層は北北東に傾斜した面上であるが，すべりの向きは北西方向でありフィリピン海プレートの運動の方向に近い．

Ando（1971）によれば，関東地震のすべり量は約 6 m で，フィリピン海プレートの相対速度 2.7 cm/yr から，計算される地震の繰返し周期が約 220 年と見積もられる．瀬野によれば[¥]，1703 年元禄地震以後のフィリピン海プレートによる変形分を 1923 年関東地震は開放していることになる．しかし，元禄地震の主破壊は相模トラフ沿いの破壊であり（佐竹・他，2008），そこに破壊が進展したとすれば，それは斜め衝突しているフィリピン海プレートと東北日本弧との相対運動によるものである．ここでは元禄地震以後のフィリピン海プレート運動による変形を開放していない．また，宇佐美（1996）を読みとくと，元禄地震の破壊域に対応するような津波を伴う地震は歴史的には見あたらない．したがって，この地震域の繰り返し周期を現在ある地震や津波の知識だけからは推定することはできない．

2004 年スマトラ・アンダマン地震の震源域北端でもそうであるが，斜め衝突が島弧帯とほぼ平行になるような衝突では，逆断層成分は小さく，津波を有効に励起することはない（Lay et al.，2005）．スマトラ・アンダマン地震，ラット島地震で学んだことは，斜め衝突の島弧に平行する成分が島弧帯の弾性変形で緩和され（McCaffrey，1992），残る逆断層成分が Mw 9 クラスの超巨大地震を励起していることである．Fig. 5 は相模トラフにほぼ垂直となる経度方向に最近の浅い地震のメカニズム解をその震源の深さにプロットしたものである．フィリピン海プレートが東北日本弧に沈み込む上面を破線で示めす．プレート境界面で発生する多くの地震の典型的なメカニズム解の例を拡大して示してあるが，フィリピン海プレートのサブダクションによると思われる北北西－北西に傾斜した底角逆断層型のメカニズム解である．すべりの方向はフィリピン海プレートの相対運動の方向にほぼ一致している．このメカニズム解は，Hori（2006）や江口・堀（2007）の指摘と同様である．湾曲する島弧帯の地震のメカニズム解との違いは，前二者の巨大地震のメカニズム解は断層の走行が海溝軸方向に，すべり方向は海溝軸に直交するような低角逆断層であることである．

またここで示した地震は高々 M5 前後の小さなもので，1923 年関東地震とは比べ物にならない．前に述べたように関東地震の断層は，すべりの向きは小さな地震のそれと調和的であり，フィリピン海プレートの運動方向にほぼ一致している．しかし，関東地震の断層面の向きは小さな地震のそれとは大きく異なっている．関東地震は伊豆半島・駿河トラフへ続くフィリピン海プレート

[¥] http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/seno/terms/kanto.eqs.html

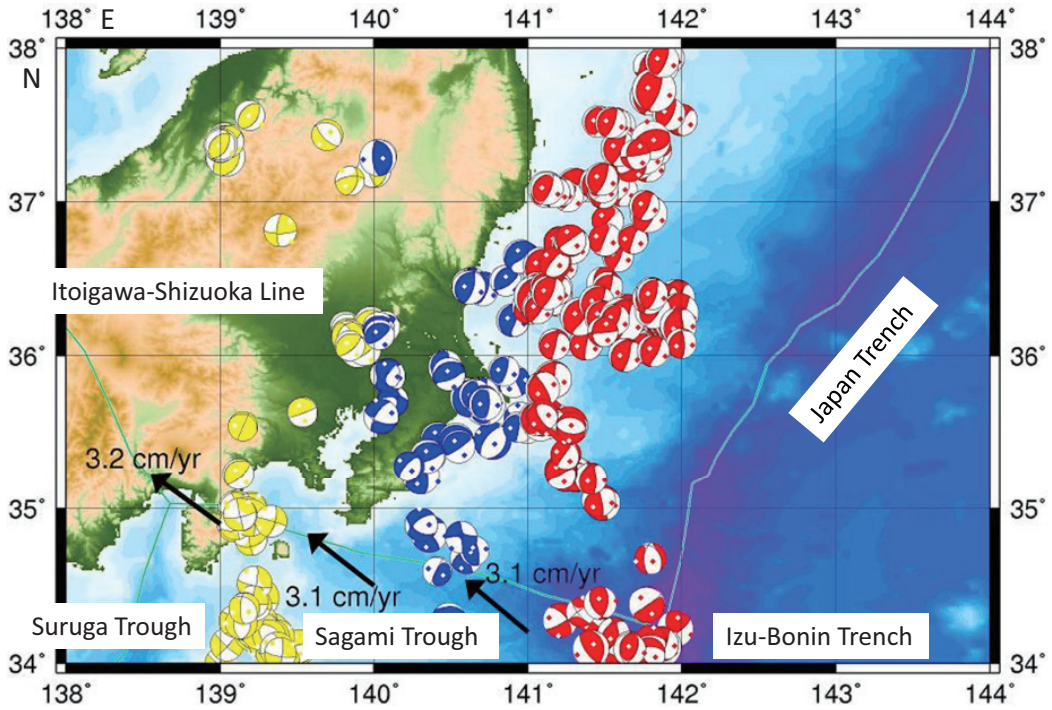

Fig.4. Focal mechanism solutions of earthquakes near the Boso-oki triple junction. They are plotted on their respective epicenters by equal area projection of lower focal hemisphere. Colors separate epicenters in each respective longitude. The motion of the Philippine Sea plate is also indicated by arrows, which are from Seno(1993). All the earthquakes are plotted from 34 to 38° N and from 139 to 142° E, of which focal depths are shallower than 61 km and magnitude larger than 4.4. Mechanism solutions are obtained from National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan: http://www.fnet.bosai.go.jp/event/search.php?LANG=ja

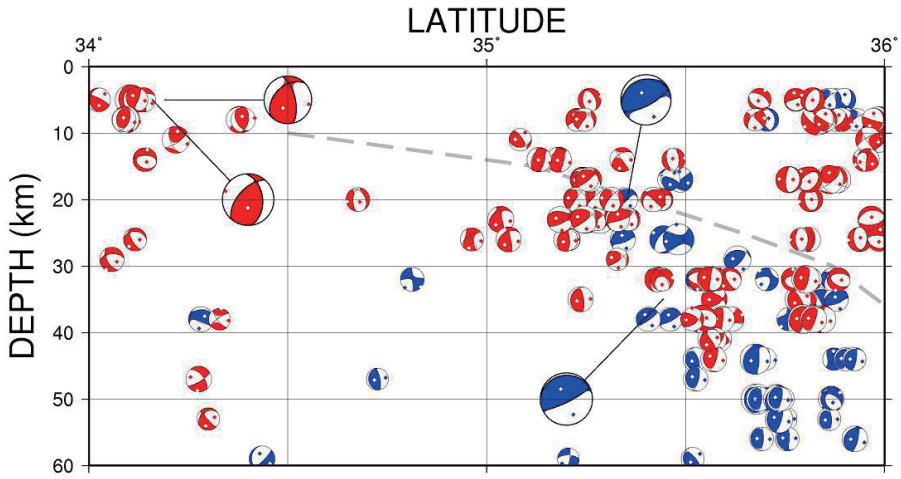

Fig.5. Focal mechanisms of earthquakes along the subduction zone of the Philippine Sea plate. They are plotted at their respective focal depths along the longitude which is almost perpendicular to the trend of the Sagami Trough. The interface of the Philippine Sea and the North-East Japan arc along 140.2° E is indicated by broken curve. Typical mechanism solutions are enlarged. Others are the same as in Fig.4.

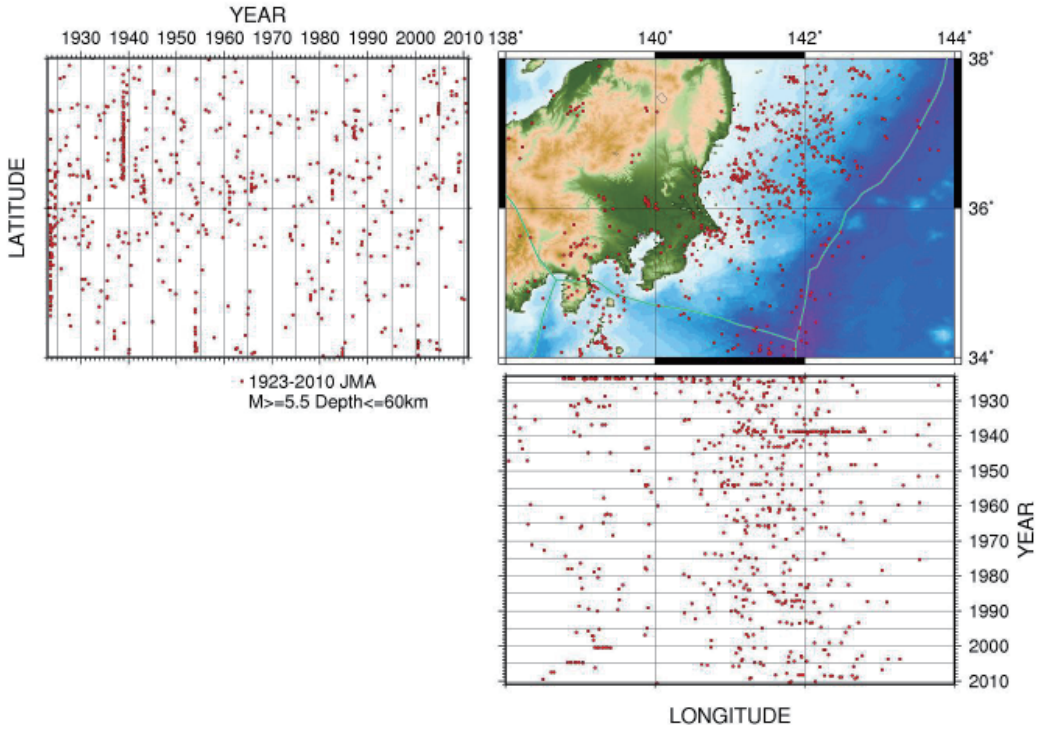

Fig.6. Space-time plot of shallow earthquakes in the Boso-oki triple junction and in its vicinity. Earthquakes from 1923 to 2010 with magnitude larger than 5.4 and focal depth shallower than 61km are obtained from the database of Tokyo University which stores the Japan Meteorological Agency hypocenter catalog : ftp://ftp.eri.u-tokyo.ac.jp/pub/data/jma/mirror/JMA_HYP/Japan

の変形を反映しているものかもしれない．このような違いはあるものの，相模トラフで発生するプレート境界の地震は底角逆断層型であることが言える．つまり，相模トラフでも，もし巨大地震が発生するなら，それは大きな津波を励起する可能性のある逆断層成分の断層運動であることがわかる．

V．議　　論

ここでは，斜め衝突するプレート境界での超巨大地震について，その地震前後の地震活動，背弧海盆の活動のありさま，周辺で発生する地震のメカニズム，などから議論を進め，その特徴を明らかにした．このような超巨大地震では，プレート間の相対運動と地震時のすべりベクトルの方向が必ずしも一致せず，海溝軸にほぼ垂直方向の純粋な低角の逆断層型になることを示した．さらに，日本周辺には斜め衝突しているプレート境界はたくさん存在するが，その中で近年特に注意がはらわれている相模トラフ沿いの地震活動について調べてみた．

近年の GPS 観測によって相模トラフ周辺のプレート間カップリングは強いことが示されてい

る（西村，2011）．それは元禄地震以後のサブダクションに伴うものであり，ここで議論したように，斜め衝突の変形を一部弾性変形でまかなった後に残っているひずみの蓄積成分である．相模トラフの構造は大きめに見積もっても全長が約 250 km であり，2011 年東北沖地震の約 500 km，2004 年スマトラ・アンダマン地震の約 1300 km に比べて小さい．相模トラフ周辺では M5.5 をこえるような地震はほとんど発生していない（Fig. 6）．また，より小さな地震を含めてもこの周辺は地震活動が静穏化していることが知られている（Katsumata, 2011）．先に述べた地震活動の分類によれば，したがって大きな地震が発生するとしても，それは seismic gap を形成するような Along-strike Single Segmentation（ASSS）型の地震と思われる．西村・鷺谷（2007）は相模トラフ沿いのプレート間カップリングを GPS 観測から計算しているが，1923 年関東地震の震源域ではほとんどの領域でカップリング係数が 0.8 をこえている．これもプレート境界全面が固着するような ASSS 型の地震活動の特徴である．Koyama et al.（2011）によれば，ASSS 型の地震の固着域周辺深部ではゆっくりすべりやスロー地震が起こることがしばしば観測されている．房総沖スロー地震[$]がフィリピン海プレートの固着域の先端付近であるとすれば，そこは相模トラフから 70 km，プレート境界の深さが約 30 km 位である（Hori, 2006）．もし巨大地震が相模トラフ沿いに発生するとして，相模トラフ沿いに長さ 200 km にわたりその深さまで破壊が進行すると仮定すれば，断層の幅は約 70 km 程度で，断層面積は約 14000 km^2 と見積もられる．Kanamori (1971) によれば，関東地震の断層は 130×65 km^2，地震モーメントは 7.6×10^{20} Nm であるから，断層面積比の 3/2 則を使って，期待される地震モーメントを推定すれば，約 1.6×10^{21} Nm 程度，Mw ～ 8.1 となる．これは，地震規模でいえば 1968 年・2003 年十勝沖地震程度の大きさである．もちろん相模トラフでの地震となれば，日本の中枢，人口密集地であるから，地震動や津波ばかりではなく，その被害は想像に余りあるが，相模トラフの地震に限って言えば，巷間に叫ばれているような Mw 9 のような超巨大地震が発生する場ではない．

従来のプレートサブダクションの理解は，正面衝突のプレート運動だけを考えているもので，2004 年スマトラ・アンダマン地震などには直接当てはまらないものである．相模トラフもその例にもれず，斜め衝突のプレート境界である．小さな地震のすべりベクトルの方向から判断して，相模トラフでは，アンダマン・スマトラ海溝のように斜め衝突の島弧に平行な成分が弾性変形により完全に緩和されているようには見えない．したがって，我々がこれから知らなければならないのは，斜め衝突による海溝軸に平行な成分が相模トラフ沿いにどのように緩和されて，どれくらいの逆断層成分が残されるかという問題である．1703 年以外に，この周辺で発生した大きな地震は歴史上知られていないから，我々はどれほどのひずみがこの地域に蓄積しているかを地震学的に・間接的に推定するすべを今は持たない．ただ，Seno（1993）のフィリピン海プレートの相対速度 2.7 cm/yr や西村・鷺谷（2007）によるすべり欠損約 40 mm/yr を考えれば，元禄地震以降 300 年，相模トラフ沿いには，8 ～12 m のすべり残りが蓄積したことになる．すべり欠損は最近の観測結果であり，高いプレート間カップリングの値を示すのは関東地震の震源域であり，関東地震の震源域延長上の相模トラフではカップリングがより小さいか，陸上の観測から推定は出

[$] http://www.bosai.go.jp/press/2011/pdf/20111031_01.pdf

来ない領域である．プレートの相対速度のどの位の割合が実際にプレート境界のひずみの蓄積に寄与するかは現在わからない．したがって，上の値がどれほどの意味を持つものかは想像の範囲であるが，相模トラフ沿いには強いプレート間カップリングを示していることは，今後この地域の地殻変動を注視しなければならないことを示している．これは，海底地殻変動観測により，斜め衝突している相模トラフ周辺での東北日本弧の変形を知る以外に検知する方法がなく，それは急務である．さらに，地震の大きさとメカニズム解によるすべりの収支を定量的に明らかにすることも重要である．

斜め衝突のサブダクションゾーンと言っても，スマトラ・アンダマン諸島とアリューシャン諸島でもはっきりとした違いがあり，ここで議論した相模トラフの地震活動もそれらとは異なるものである．超巨大地震にもさまざまな発生形態がある（Koyama et al., 2012）のと同様に，斜め衝突するプレート境界でもさまざまな地震の起こり方があることが分かった．我々は一つのサブダクションゾーンの過去・現在・未来にわたり発生する事象を知るすべを持たないのであるから，さまざまなサブダクションゾーンで発生している現象を理解して，相互に比較検証していくことが特定のサブダクションゾーンでの将来の地震活動を知る上からは重要なアプローチである．今後日本付近に存在する多くの斜め衝突のサブダクションゾーンを比較研究していくつもりである．

謝辞　海上保安庁西澤あずささんには，海底地形図についてお教えいただきました．また，国土地理院西村卓也さんには，関係する論文をお教えいただきました．記して感謝いたします．

文　献

Ando, M., 1971. A fault-origin model of the Great Kanto earthquake of 1923 as deduced from geodetic data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ., **49**, 19-23.

江口孝雄・堀貞喜，2007．首都圏直下とその付近でのフィリピン海プレートスラブの形態，地学雑誌，**116**，325-369.

Eguchi, T., S. Uyeda and T. Maki, 1979. Seismotectonics and tectonic history of the Andaman Sea, *Tectonophysics*, **57**, 35-51.

Fowler, C.M.R., 2005. *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge Univ. Press, 5-42.

Freymueller, J.T., H. Woodard, S.C. Cohen, R. Cross, J. Elliot, C.F. Larson, S. Hreinsdottir and C. Zweck, 2008. Active deformation process in Alaska, based on 15 years of GPS measurements, in *Active Tectonics and Seismic Potential in Alaska*, edited by J.T. Freymueller, P.T. Haeussler, R.L. Wesson and G. Ekstrom, 431pp., Geophysical Monograph Series, **179**, AGU, 1-41.

羽鳥徳太郎，2006．東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東（1703），安政東海（1854）津波とその他の津波の遡上状況，歴史地震，**21**，37-45.

Hori, S., 2006. Seismic activity associated with the subducting motion of the Philippine Sea plate beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, **417**, 85-100.

Ishida, M., 1992. Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.

Kanamori, H., 1971. Faulting of the Great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ., **49**, 13-18.

Kanamori, H., 1977. Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications, *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*, ed. M. Talwani and W.C. Pitman, AGU, 163-174.

Katsumata, K., 2011. A long-term seismic quiescence started 23 years before the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M = 9.0), *Earth Planet Spaces*, **63**, 709-712.

Koyama, J., K. Yoshizawa, K. Yomogida and M. Tsuzuki, 2011. The 2011 megathrust earthquake that revealed the existence of new type of great earthquakes, IUGG Melbourne, U021 #6025.

Koyama, J., K. Yoshizawa, K. Yomogida and M. Tsuzuki, 2012. Variability of megathrust earthquakes in the world revealed by the 2011 Tohoku-oki earthquake, submitted to *Earth Planet Space*.

Lay, T., H. Kanamori, C.J. Ammon, M. Nettles, S.N. Ward, R.C. Aster, S.L. Beck, S.L. Bilek, M.R. Brudzinski, R. Butler, H.R. DeShon, G. Ekstrom, K. Satake and S. Sipkin, 2005. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004, *Science*, **308**, 1127-1133.

Marlow, M.S., A.K. Cooper, S.V. Dadisman, E.L. Geist and P.R. Carlson, 1990. Bowers swell: evidence for a zone of compressive deformation concentric with Bowers ridge, Bering sea, *Marine Petroleum Geology*, **7**, 398-408.

McKenzie, D.F. and W.J. Morgan, 1969. Evolution of triple junction, *Nature*, **224**, 125-133.

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors and forearc deformation, *J. Geophys. Res*., **97**, 8905-8915.

McCaffrey, R., 2008. The tectonic framework of the Sumatran subduction zone, *Ann. Rev. Earth Plenet Sci*., **37**, 3.1-3.22.

Moreno, M., M. Rosenau and O. Oncken, 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone, *Nature*, **467**, 198-202.

Nakamura, K., V. Renard, J. Angelier, J. Azema, J. Bourgois, C. Deplus, K. Fujioka,Y. Hamano, P. Huchon, H. Kinoshita, P. Labaume, Y. Ogawa, T. Seno, A. Takeuchi, M. Tanahashi, A. Uchiyama and J.L. Vineresse, 1987. Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga Troughs — preliminary results of the French-Japanes 1984 Kaiko cruise, Leg2, *Earth Planet Sci. Let*., **83**, 229-242.

Neprochnov, Y.P., V.V. Sedov, L.R. Merklin, V.P. Zinkevich, O.V. Levchenko, B.V.Baranov and G.B. Rudnik, 1985. Tectonics of the Shirshov ridge, Bering sea, *Geotectonics*, **19**, 194-206.

西村卓也，2011．測地学的に推定されたプレート間カップリングと東北地方太平洋沖地震により明らかになった課題，地震学会予稿集 2011 年秋季大会，C31-04.

西村卓也・鷺谷威，2007．富士山周辺の広域テクトニクス－地殻変動データの基づく関東・東海地方の地殻ブロック運動，富士火山，荒牧重雄・藤井敏嗣・中田節也・宮地直道編集，203-217．

Ogawa, Y., T. Seno, H. Akiyoshi, H. Tokuyama, K. Fujioka and H. Taniguchi, 1989. Structure and development of the Sagami trough and the Boso triple junction, *Tectonophysics*, **160**, 135-150.

Prawirodirdjo, L., R. McCaffrey, C.D. Chadwell, Y. Bock and C. Subarya, 2010. Geodetic observations of an earthquake cycle at the Sumatra subduction zone: Role of interseismic strain segmentation, *J. Geophys. Res*., **115**, doi:10. 1029/2008JB006139.

佐竹健治・穴倉正展・行谷佑一・藤良太郎・竹内仁，2008．元禄関東地震の断層モデルと外房における津波，歴史地震，**23**，81-90．

Seno, T., 1993. A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geopgys. Res*., **98**, 17941-17948.

Soh, W., H. Tokuyama, K. Fujioka, S. Kato and A. Taira, 1990. Morphology and development of a deep-sea meandering canyon (Boso Canyon) on an active plate margin, Sagami Trough, Japan, *Marine Geol*., **91**, 227-241.

Stauder, W., S. J., 1968. Mechanism of the Rat Island earthquake sequence of February 4, 1965, with relation to island arcs and sea floor spreading, *J. Geophys. Res*., **73**, 3847-3858.

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.

高橋雅紀，2006．フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス，地学雑誌，**115**，116-123．

宇佐美龍夫，1996．新編日本被害地震総覧，東京大学出版会，497pp.

Uyeda, S. and H. Kanamori, 1979. Back-arc opening and the mode of subduction, *J. Geophys. Res*., **84**, 1049–1061.

Wu, F.T. and H. Kanamori, 1973. Source mechanism of February 4, 1965, Rat Island earthquake, *J. Geophys. Res*., **78**, 6082–6092.

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.