

3. 3. 5 過去の地震の断層モデル構築のための地震・津波シミュレーション

(1) 業務の内容

- (a) 業務題目
- (b) 担当者
- (c) 業務の目的
- (d) 1 ヶ年の年次実施業務の要約
 - 1) 平成 24 年度

(2) 平成 24 年度の成果

- (a) 業務の要約
- (b) 業務の成果
- (c) 結論ならびに今後の課題
- (d) 引用文献

3. 3 海底堆積物調査等

3. 3. 5 過去の地震の断層モデル構築のための地震・津波シミュレーション

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 過去の地震の断層モデル構築のための地震・津波シミュレーション

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	佐竹 健治
国立大学法人東京大学地震研究所	特任研究員	室谷 智子

(c) 業務の目的

東北地方太平洋沖で発生する地震の発生履歴・発生様式の解釈に寄与するため、サブテーマ(3-1)～(3-4)による海底・海岸の堆積物などの地質学的データから得られた過去の地震痕跡、サブテーマ(2)、(4)による地形・地質データ、本サブテーマで収集する古文書等の歴史資料から得られる過去の地震の震度・津波高さ、地震波形・津波波形等を総合的に活用し、地震・津波シミュレーションを用いて過去の地震の発生履歴の検討及び断層モデルの構築を行う。

(d) 1カ年の年次実施業務の要約

1) 平成24年度：

平成24年度は、まず地震波形・津波波形が記録されている地震の発生メカニズムの解釈が十分ではない地震に関して、記録の収集と断層モデルの構築を開始する。古文書等による歴史地震に関して、再度正しい年代・解釈への見直しを行う。国内外で開催される会議や学会に出席して最新の研究成果を発表し、各国から参加する研究者との議論を通じて、本プロジェクトの目標達成に有益な情報を収集する。

(2) 平成24年度の成果

(a) 業務の要約

東北地方太平洋沖地震の震源域において過去に発生した地震のうち、地震波形・津波波形が記録されているが発生メカニズムの解釈が十分ではない1938年福島県東方沖地震と1927年房総沖の地震に関して、記録の収集と断層モデルの構築を開始した。5つのM7クラスの地震(イベント1～5)が群発的に発生した1938年福島県東方沖地震について、海外の観測点で得られた地震波形記録を収集し、波形同士の比較を行った。その結果、これまで同じメカニズムと考えられてきたイベント4、5は、互いにメカニズムの異なる地震であることが分かった。1927年房総沖の地震について、震央と津波波源域が大きく離れていたことから、震央の再決定と波源域の再検討を行い、津波波形計算を行った。その結果、震

央はこれまでの位置から約100km北西（陸寄り）に移動し、再検討した波源域に近づく可能性があることが分かった。また、フィリピン海プレートの浅い逆断層の地震の可能性があることが分かった。

未知の巨大地震の断層モデルを構築するため、M9クラスの地震を対象としたスケーリング則の検討を行った。津波予測のための断層パラメータ推定には、既存のM7～8クラスの地震のスケーリング則が適用できることが分かった。

1793年（寛政5年）三陸沖の地震に関する歴史資料について、信頼性の高い史料を選定し、デジタルデータ化を行った。

国内外で開催される学会やシンポジウム等に出席して最新の研究成果の情報収集や、本プロジェクトにおける研究成果を発表するため、日本地球惑星科学連合大会（5月、日本）、日本地震学会秋季大会（10月、日本）、米国地球物理学連合秋季大会（12月、米国）に出席した。

(b) 業務の成果

1) 1938年に群発的に発生したM7クラスの5つの福島県東方沖地震（表1）に関して遠地波形記録を収集し（図1）、メカニズムの違いを見るために、地震計の特性や極性が分かっているChristchurch（CHR）、Pasadena（PAS）、Pulkovo（PUL）、De Bilt（DBN）のP波上下動、S波水平動の波形の比較を行った（図2）。イベント1と2のPAS、CHRでの波形は、DBN、PULに比べてパルス幅は短く、イベント4と5はその逆に見える。これは、破壊の指向性を示している可能性がある。Abe(1977)によるイベント5のメカニズムは、情報の少なさからイベント4と同じメカニズムを仮定している。PUL、DBN、PASの上下動の極性は逆であるため、イベント4と5のメカニズムは異なると考えられる。

また、メカニズムの検討のため、1938年の遠地記録と2011年東北地方太平洋沖地震以降に発生したM6クラスの様々なメカニズムの地震波形の比較を実施したが、2011年は次々と余震が発生していたため複数の地震の波が混在し、詳細な検討が行えずメカニズム確定には至らなかった。

表1 1938年に発生した5つの福島県東方沖地震

発生日時	時刻	M _{JMA}	M _w	メカニズム（Abe、1977）
5月23日（イベント1）	16:18	7.0	7.7	逆断層
11月5日（イベント2）	17:43	7.5	7.8	逆断層
11月5日（イベント3）	19:50	7.3	7.7	逆断層
11月6日（イベント4）	17:53	7.4	7.6	正断層
11月7日（イベント5）	6:38	6.9	7.6	正断層

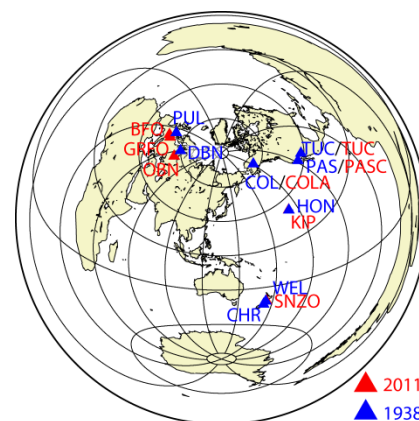


図1 収集した1938年福島県東方沖地震の記録の観測点分布。地震計の特性や成分の極性が分かっているのは、CHR、PAS、PUL、DBNの4観測点である。

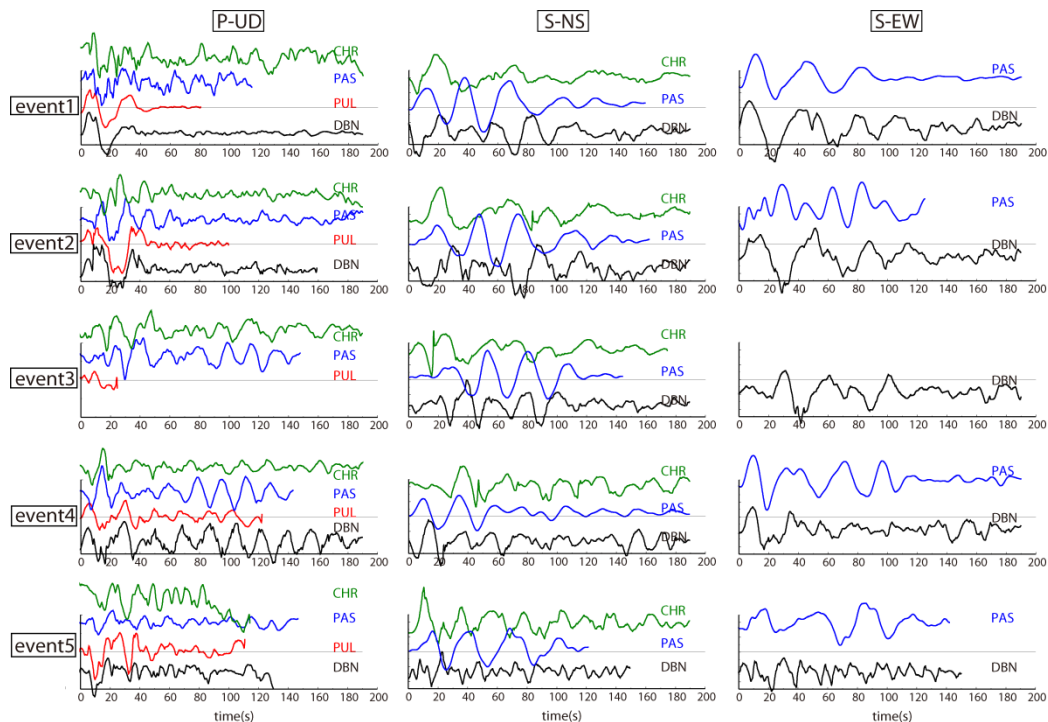


図2 波形記録が利用可能な1938年福島県東方沖地震の遠地波形(CHR、PAS、PUL、DBN)のP波上下動、S波水平動の比較。地震計の特性は取り除き、振幅はイベントごとの最大値で規格化している。

2) 1927年房総沖の地震 (M_{JMA} 6.4) について、現存する地震波形、津波波形、観測所報告(P波・S波到達時刻等)を収集し、震央と津波波源域の再検討を実施した。この地震の気象庁(2004)による震央と羽鳥(1975)による津波波源域の位置は、大きく異なっている(図3)。各観測点の初期微動継続時間(S-P時間)を調べると、房総沖で発生している他の地震(例えば、1909年、1916年、1953年)のS-P時間に比べてかなり長い継続時間であった。そこで、再度地震波形や各観測所による地震報告の見直しを実施した。当時の観測所による地震報告は、S波到達時刻を報告していない場合があり、初期微動継続時間として表面波とP波到達時刻の差(L-P時間)が報告されている観測所が多かった。また、観測所報告に記載されていなくても、地震波形の記象紙にP波やS波等の走時が記載されて

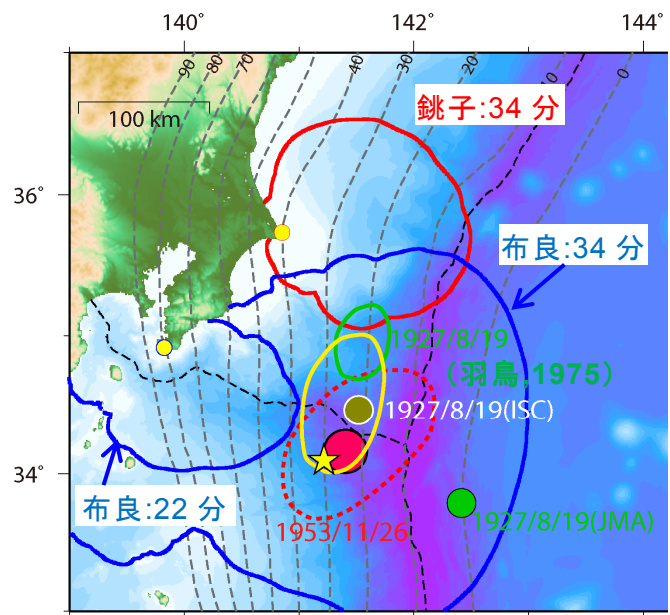


図3 本研究で推定した1927年房総沖の地震の震央(☆)と津波波源域(黄コンター)。赤コンターは銚子からの走時34分の津波波面。青コンターは布良からの走時22分と34分の津波波面。ISC(2013)による再決定震央と気象庁震央、羽鳥(1975)による波源域も示す。

いる観測点もあった。これらの見直した P 波・S 波到達時刻、S-P 時間を用いて震央の再検討をしたところ、これまでの震央よりも約 100 km 北西に推定された。この位置は 1953 年 (M_{JMA} 7.4) の震央に近く、見直した 1927 年の地震の S-P 時間の分布は、1953 年のものに似ていること (図 4) と整合する。

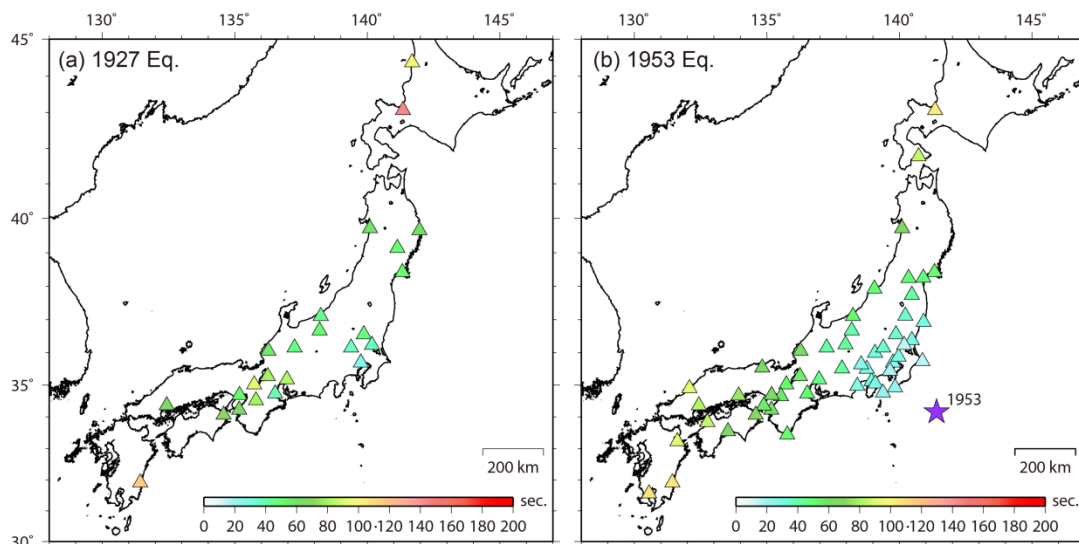


図 4 (a) 再調査した 1927 年の地震の S-P 時間と (b) 1953 年の S-P 時間。

1927 年の津波波形は千葉県の布良と銚子の 2 か所の検潮記録が残っているのみであり、銚子までの伝播時間は 34 分と報告されている。しかし、布良への津波の伝播時間は、和達 (1928) によれば 34 分、羽鳥 (1975) によれば 22 分と異なっている。また、銚子の検潮所の位置は何度か移設を繰り返している。そこで、当時の海図や銚子地方気象台等に残されているメモ書き等を収集し、検潮所の位置を特定して津波逆伝播図を作成した。その結果、これまでの波源域 (羽鳥、1975) よりもやや南側へ広がるような領域が求まった (図 3)。本研究で推定された震央位置との比較から、布良における走時は羽鳥 (1975) による 22 分が妥当であると考えられる。

以上の震央と津波波源域に合うような断層パラメータをいくつか設定し、津波波形を計算して観測波形との比較を実施した。図 5 に、断層長さ 80 km、断層幅 20 km の (a) 傾斜角 10° 、断層上端深さ 5 km の逆断層、(b) 傾斜角 60° 、断層上端深さ 5 km の正断層、(c) 傾斜角 10° 、断層上端深さ 40 km の逆断層、(d) 傾斜角 60° 、断層上端深さ 40 km の正断層の 4 パターンによる結果を示す。ここでは、すべり角は逆断層の場合は 90° 、正断層の場合は -90° 、すべり量は一律に 0.6 m と仮定した。銚子の波形の比較を見ると、図 5 (a) が津波到達から 30 分程度の観測波形をよく説明している。(c) や (d) による結果は、計算された津波波形は観測波形に比べてかなりの長周期が見られることから、この地震の断層は浅く、フィリピン海プレートで発生した逆断層の可能性があると考えられる。布良の観測記録をまだ説明できていないため、断層パラメータについては更なる検討が必要である。

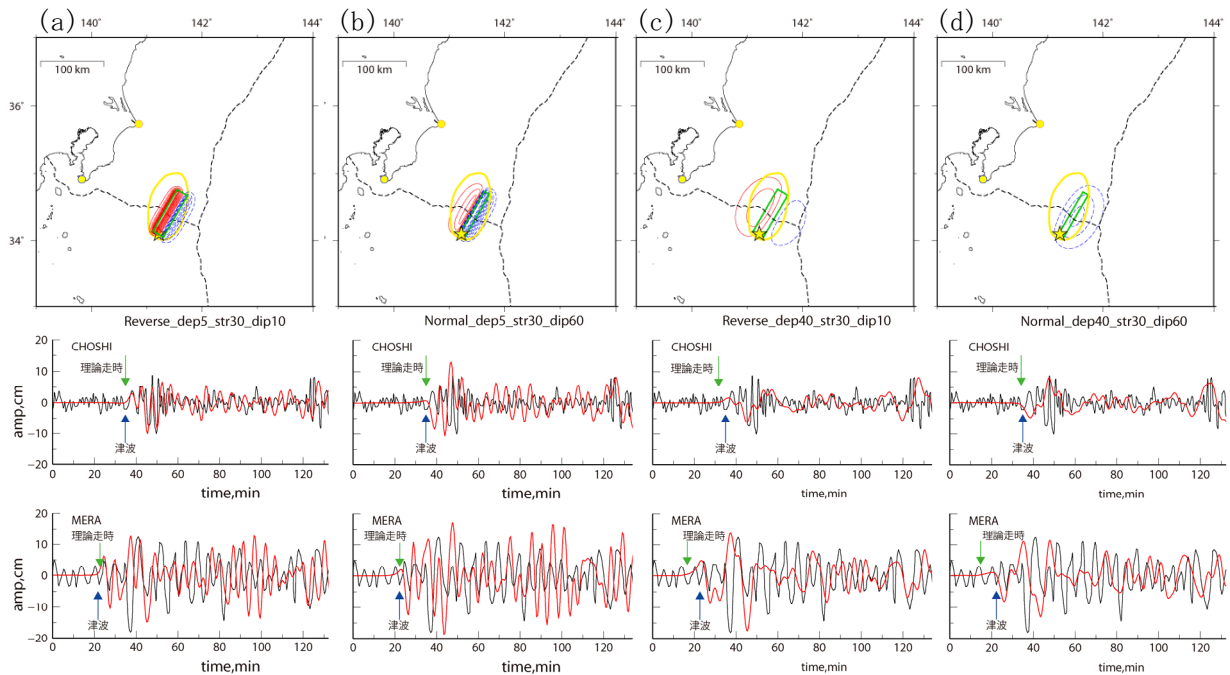


図5 4つのタイプのメカニズムで計算した地殻変動(上段)と観測(黒)と理論(赤)の津波波形の比較(下段)。(a)は傾斜角 10° 、断層上端深さ 5 km の逆断層、(b)は傾斜角 60° 、断層上端深さ 5 km の正断層、(c)は傾斜角 10° 、断層上端深さ 40 km の逆断層、(d)は傾斜角 60° 、断層上端深さ 40 km の正断層による結果を示す。上段の黄色い☆とコンターは本研究での震央と波源域、○は検潮所を示す。緑の矩形は仮定した断層面、赤と青のコンターは、それぞれ隆起と沈降を示す(コンター間隔 2 cm)。

3) 津波被害対策として津波高や浸水域等を推定するために必要な未知の巨大地震の断層モデルを構築するため、M9クラスの地震を対象としたスケーリング則の検討を行った。1950年以降、世界の沈み込み帯において、M9クラスの地震が多く発生している(図6)。本研究では、津波波形インバージョン又は津波波形と測地データのジョイントインバージョンによって解析された2011年東北地方太平洋沖地震、2010年チリ地震、2004年スマトラ地震、1964年アラスカ地震、1960年チリ地震、1957年アリューシャン地震、1952年カムチャッカ地震を用いて、既存のM6～8クラスの地震に対するスケーリング則(Murotani *et al.*, 2008)との比較を行った。スケーリング則を検討する際のパラメータの抽出に関しては、Somerville *et al.* (1999)がよく用いられるが、ここでは各小断層のすべり量が0 mより大きい小断層の合計を破壊領域(S)と設定した。その破壊領域から新たに地震モーメント(M_0)と平均すべり量(D)を求め、平均すべり量の1.5倍以上すべった小断層の合計をアスペリティサイズ(S_a)とした。得られたパラメータを表2に示す。

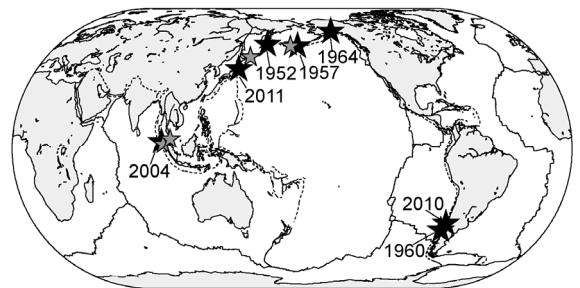


図6 1950年以降に発生したM8.5以上の地震(★)。★は本研究でスケーリングの検討に用いた地震。

表2 本研究で使⽤した M9 クラスの地震のパラメータ

	Data ^a	Sori (km ²) ^b	<i>S</i> (km ²) ^c	<i>M</i> ₀ (10 ²² Nm)	<i>M</i> _w	<i>D</i> (m)	<i>S</i> _a (km ²)	文献 ^d
2011 東北	T	110000	92500	3.9	9.0	10.6	25000	1
2010 Chile	T G	90000	62500	1.7	8.8	5.4	10000	2
2004 Sumatra	T G	220000	160000	6.0	9.1	7.5	40000	3
1964 Alaska	T G	184160	164160	6.5	9.1	9.9	46000	4
1960 Chile	T G	135000	135000	7.2	9.2	10.6	40000	2
1957 Aleutian	T	172500	93750	1.2	8.6	3.1	30000	5
1952 Kamchatka	T	120000	70000	1.5	8.7	5.5	20000	6

^aT: 津波波形, G: 測地データ。 ^b各解析によって得られた破壊領域。 ^c本研究で定義した破壊領域。 ^d1: Satake *et al.* (2013)、2: Fujii and Satake (2012)、3: Fujii and Satake (2007)、4: Johnson *et al.* (1996)、5: Johnson *et al.* (1994)、6: Johnson and Satake (1999)。

図7に2011年東北地方太平洋沖地震と1957年アリューシャン地震の設定例を示す。2011年東北地方太平洋沖地震の場合、インバージョン解析では44個の小断層が設定されたが、本研究によって破壊領域を新たに抽出すると、37個の小断層が破壊領域として求まった。また、10個の小断層がアスペリティとして得られた。

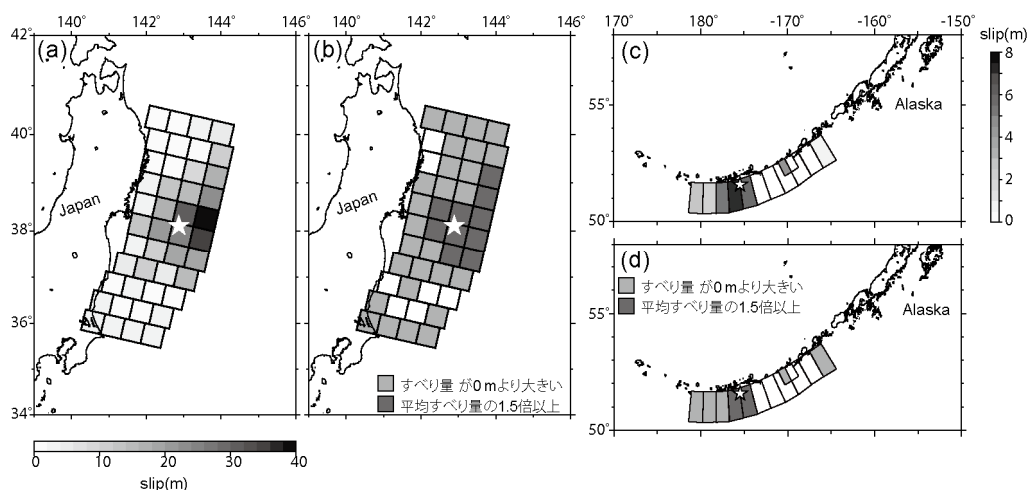


図7 (a) (b)2011年東北地方太平洋沖地震と(c) (d)1957年アリューシャン地震の破壊領域とアスペリティ。(a) (c)は、インバージョン解析 (Satake *et al.*, 2013; Johnson *et al.*, 1994) から得られたすべり分布。(b) (d)は、本研究において設定された破壊領域 (薄グレー) とアスペリティ (濃グレー)。☆は震央を示す。

以上の方法を7つの巨大地震に適用し、Murotani *et al.* (2008)のスケーリング関係と比較した(図8)。地震モーメントと破壊領域、平均すべり量との関係では(図8a、8b)、2011年東北地方太平洋沖地震と1960年チリ地震が少し標準偏差から外れるものの、他の地震はすべて標準偏差内に収まっている。また、地震モーメントとアスペリティ領域の関係では(図8c)、1957年アリューシャン地震を除いて、標準偏差内に収まっている。1957年の地震が標準偏差から顕著に外れているのは、図7c、7dに見られるように、すべり量が0mの小断層がかなり多かったことによる可能性がある。図8dを見ると、ほとんどの地震においてアスペリティ面積は破壊領域の20%程度となっていることが分かる。以上の結果、津波予測のための断層パラメータ推定には、既存のM7~8クラスの地震のスケーリング則が適用できる可能性があることが分かった。しかしながら、強震動予測のためには同じスケーリングが適用できるかどうかは、さらなる検討が必要である。

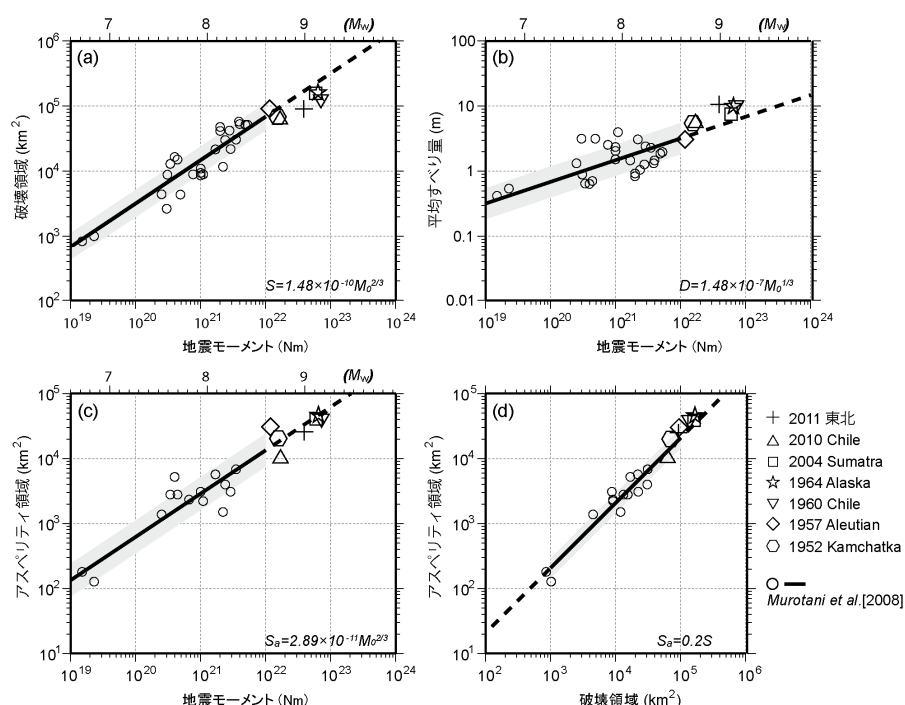


図8 (a)地震モーメントと破壊領域、(b)地震モーメントと平均すべり量、(c)地震モーメントとアスペリティ領域、(d)破壊領域とアスペリティ領域に関するスケーリング則。黒線と白丸はMurotani *et al.* (2008)による結果。グレーの領域は標準偏差(それぞれ1.61、1.72、1.78、1.41)を示す。

4) 2011年東北地方太平洋沖地震の発生以降、古文書等の歴史資料の見直しの重要性が言われている。大日本地震史料には、歴史地震に関する多くの史料がまとめられているが、信頼性は低いと思われる孫引きの史料も含まれている。本年度は1793年(寛政5年)三陸沖の地震に関する歴史資料について、信頼性の高い史料を選定し、デジタルデータ化を実施した(図9)。デジタルデータ化の際に、地震の発生日時や史料名、地震に関するキーワードにタグ付けを行うことで、それらに関する検索機能を付けたデータベース化が可能となった。

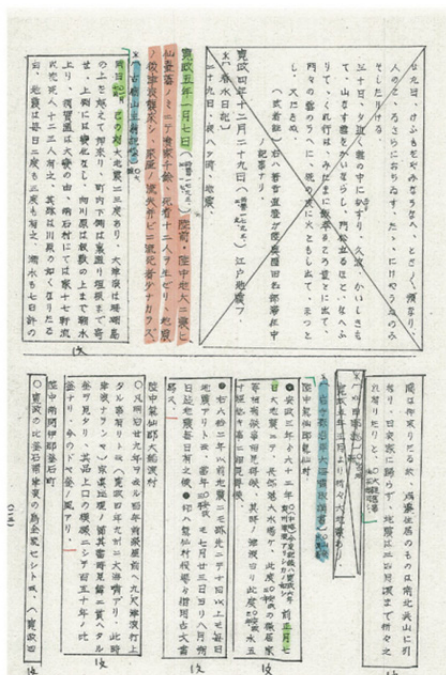


図9 大日本地震史料に記載されている寛政5年（1793年）三陸沖地震。発生日時や史料名、キーワードによる検索が可能になるよう、マーカー付をしたものをデジタルデータ化する。

（c）結論ならびに今後の課題

本サブテーマ「過去の地震の断層モデル構築のための地震・津波シミュレーション」における成果の概要を以下に整理する。

- ・過去の地震に関する資料を集めることにより、1938年福島県東方沖地震のメカニズムの検討、1927年房総沖の地震の震源の再決定、津波波源域、メカニズムの検討を実施した。その結果、1938年福島県東方沖地震に関しては、これまでイベント4とイベント5は同じメカニズムと仮定されていたが、これらは異なるメカニズムであったと考えられる。1927年房総沖の地震に関しては、収集した地震波形や地震観測報告からP波到達時刻とS波到達時刻を整理して震央の再決定を行った結果、これまでの震央よりも陸寄りに求まった。それは1953年房総沖の地震の震央に近く、S-P時刻の分布も両者で似たような分布が得られた。また、検潮所の位置を確認し、津波波源域の再検討を行った結果、これまでの波源域（羽鳥、1975）よりやや南側へ広がる可能性が示された。本研究による震央と津波波源域を基に、銚子と布良における津波波形を計算したところ、フィリピン海プレートの浅い位置での逆断層のメカニズムを持つ地震であったと考えられる。

- ・M9クラスの巨大地震の津波予測のための断層モデルパラメータを設定するため、スケールリング則に関する検討も行った。その結果、既存のM6～8クラスのプレート境界地震のスケールリング則（Murotani *et al.*、2008）が適用可能であると考えられる。

- ・1793年（寛政5年）三陸沖の地震に関する歴史資料について、信頼性の高い史料を選定し、デジタルデータ化を行った。これにより、史料や発生日時、キーワード等による検索機能付データベースの作成が可能となった。

1938年福島県東方沖地震と1927年房総沖の地震について、これまで明らかではなかったメカニズム様式が示されたが、詳細なメカニズム推定にはさらなる解析が必要である。様々なタイプの地震が繰り返し発生している東北地方太平洋沖での発生履歴・発生様式の解釈に寄与するためには、海底・海岸の堆積物などの地質学的データから得られた過去の地震痕跡や、海岸地形・地質データ、古文書等の歴史資料から得られる過去の地震の震度・津波高さ、さらには地震波形・津波波形等を総合的に活用し、地震・津波シミュレーションを用いて過去の地震の発生履歴の検討及び断層モデルの構築を行うことが重要である。

(d) 引用文献

- Abe, K., Tectonic implications of the large Shioya-oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289, 1977.
- Fujii, Y., and K. Satake, Tsunami source of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake inferred from tide gauge and satellite data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, S192-S207, doi:10.1785/0120050613, 2007.
- Fujii, Y., and K. Satake, Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-012-0524-2, 2012.
- 羽鳥徳太郎, 房総沖における津波の波源－延宝（1677年）・元禄（1703年）・1953年房総沖津波の規模と波源域の推定－, *地震研究所彙報*, **50**, 83-91, 1975.
- International Seismological Centre, The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900-2009), <http://www.isc.ac.uk/iscgem/index.php>, 2013.
- Johnson, J.M., and K. Satake, Asperity distribution of the 1952 great Kamchatka earthquake and its relation to future earthquake potential in Kamchatka, *Pure Appl. Geophys.*, **154**, 541-55, 1999.
- Johnson, J.M., Y. Tanioka, L. Ruff, K. Satake, and H. Kanamori, The 1957 great Aleutian earthquake, *Pure Appl. Geophys.*, **142**, 3-28, 1994.
- Johnson, J.M., K. Satake, S.R. Holdahl, and J. Sauber, The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **101**, 523-532, 1996.
- 気象庁, *地震年報*, CD-ROM, 2004.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, **60**, 987-991, 2008.
- Satake, K., Y. Fujii, Y. Namegaya and T. Harada (2013), Time and space distribution of coseismic slip of the 2011 Tohoku earthquake as inferred from tsunami waveform data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, accepted.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, **70**, 59-80.
- 和達清夫, 深海地震の特異性及び三種類の地震に就いて, *気象集誌*, **2**, 第6巻, 第1号, 1-43, 1928.