HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	中千島で発生した巨大地震
Author(s)	高橋, 浩晃; 前田, 宜浩; 笠原, 稔
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 399-410
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.399
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38170
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_Takahashi.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.72, March 2009, pp.399-410

中千島で発生した巨大地震

高橋　浩晃・前田　宜浩・笠原　　稔
北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2009 年 1 月 22 日受理)

Characteristics of great earthquakes occurring in the central Kuril Islands

Hiroaki TAKAHASHI, Takahiro MAEDA and Minoru KASAHARA
Institute of Seismology and Volcanology,
Faculty of Science, Hokkaido University

(Received January 22, 2009)

We investigate the characteristics of great earthquakes occurring in the central Kuril Islands on 1915, 1918, 2006 and 2007. Comparisons of seismic intensity distributions, tsunami data and waveforms of above four events were made. Though magnitudes of these earthquakes were almost the same, only the 1915 event did not generate observable tsunami. This fact may be due to deep focal depth of this earthquake. Similarities of seismic intensity distributions between the 1915, 1971 and 2008 deep-focus earthquakes also imply that the 1915 event was the deep-focus event in the northeastern Okhotsk Sea. Waveform properties of the 1915 and 2008 events supports above hypothesis. We conclude, therefore, that the 1915 earthquake was not the event in the central Kuril Island but in the Okhotsk Sea with deep depth. Large tsunami and widespread felt area of the 1918 earthquake show that this event was a typical shallow-dipping thrust event on plate boundary as indicated by previous studies.

Ⅰ．はじめに

中千島列島のシムシル島沖は，少なくとも 1900 年代初めから大地震の発生が知られておらず，いわゆる第一種地震空白域と見られてきた．Fedotov（1965）は，この空白域で近い将来 M≧8.25 の地震が発生することを予想したが，実際に地震が起こったのはそれから 40 年が経過し

た 2006 年 11 月 15 日であった．この M7.9 の地震はそのメカニズム解からプレート境界面に発生したいわゆるプレート境界型地震と考えられている（Takahashi and Kasahara, 2007）．その約 2 ヵ月後の 2007 年 1 月 13 には，2006 年の地震の沖合にあたるアウターライズ領域で，プレート内部の正断層運動を示す M8.2 の巨大地震が発生した．2007 年の地震は，2006 年の地震により励起された引っ張り応力により誘発されたと考えられている（Ammon et al., 2008）．

2006 年および 2007 年の震源域の両隣では，1915 年 5 月 1 日と 1918 年 9 月 8 日にそれぞれ宇津の M で 8.0 の地震が記録されている．これらの地震の特性については不明な点が多いが，震度分布や津波の波高，水沢の旧緯度観測所に設置してあった大森式地動計の記録などが残されている．これらの資料と 2006 年および 2007 年地震との比較を行い，1915 年および 1918 年の地震の特性について考察する．

II. デ ー タ

Fig. 1 に本論で扱う地震の震源域を示す．1915 年と 1918 年の地震については Fedotov (1965) から引用し，2006 年と 2007 年については USGS Earthquake Hazards Program (http://earthquake.usgs.gov) やすべり量分布から推定した．メカニズム解は Global CMT Project (GCMT) (http://www.globalcmt.org) による．

これらの地震について，以下のようなデータを整理した．1915 年および 1918 年の震度分布については，宇津の震度分布図（宇津，1989）を基本とし，その元データになっている官報の掲示についても再度調査を行った．札幌管区気象台（2002）の「北海道の地震活動（第 2 版)」も利用した．各観測所での観測データは気象要覧（中央気象台，1915，1918）にもよった．岩手県水沢市にあった旧文部省緯度観測所では，長年にわたり同一の大森式地動計による観測が行

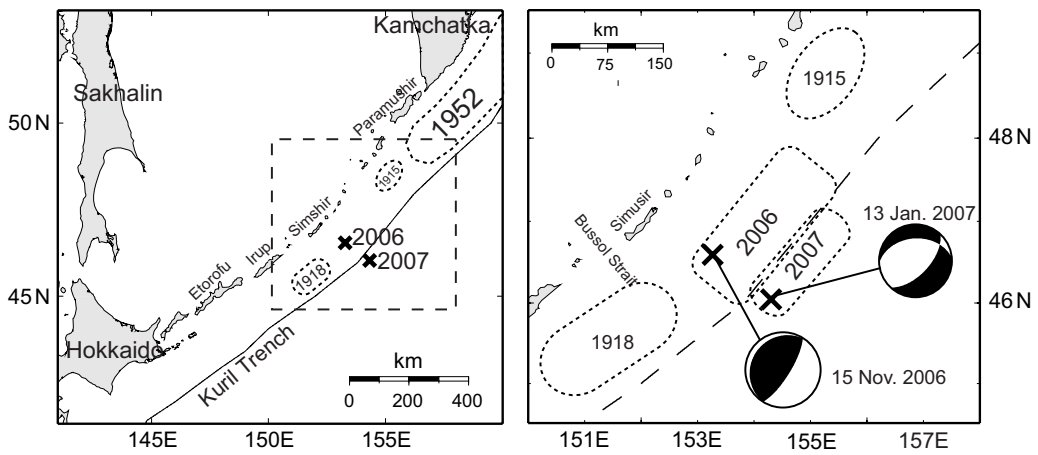

Fig. 1. Focal regions of earthquakes occurring in central Kuril Islands. The 1915 and 1918 data are taken from Fedotov (1965). Epicenters and focal mechanisms for the 2006 and 2007 are taken from Japan Meteorological Agency's catalogue and Global CMT Project, respectively.

われていたが，その波形記録が海野徳仁・松浦律子らによって精力的に整理されている．その中に，1915 年と 1918 年の地震波形の記録が残っており，それも利用した．津波の記録については，国内については気象庁の地震火山月報，海外については NOAA の National Geophysical Data Center（NGDC）の津波データベース（http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml）を基本とし，中村（1918），札幌管区気象台（1986），宇佐美（2003）も参考にしたほか，カムチャッカの地震観測所にも問い合わせた（Saltykov，私信）．

2006 年と 2007 年の震源パラメータについては，USGS および GCMT のものを採用した．震度分布は気象庁の震度データベースを用い，北方領土・千島・カムチャッカについては Russia Geophysical Survey（http://www.ceme.gsras.ru）の Earthquake Information の MSK 震度を Hirono and Sato（1971）を参考にして気象庁震度へ変換した．また，震央位置は気象庁のものを用いた．なお，M は特に付記しない限り気象庁マグニチュードを，Mw は GCMT によるものを示す．

III．中千島で発生した巨大地震の特性

1．震度分布

Fig. 2 に，それぞれの地震による震度分布図を示す．地図のスケールはすべて同じにしてある．1915 年と 1918 年の震度は上記資料に記述のあるものはすべて採用し，値に違いがあるものは最大の震度を用いることとした（Table 1）．大正時代と現在で震度の観測方法や観測地点には変遷があるものの，大局的に以下のような特徴を見出すことが出来る．

有感範囲は 1918 年が最も広く金沢や松山まで有感であった．2007 年の地震も有感範囲が広く，長野県諏訪市や兵庫県豊岡市でも有感となっている．それに比べ，1915 年と 2006 年の有感範囲は狭く，特に 2006 年は宮城県北部までしか揺れていない．また，1918 年と 2007 年は関東地方でも震度Ⅱが観測されているが，1915 年と 2006 年は震度Ⅰと無感であった．

つまり，1918 年と 2007 年の地震は有感域が広範囲で，かつ，やや大きな震度を記録したが，1915 年と 2006 年はそれに比べて狭い有感域，かつ，小さな震度であった．

2．最大動の周期・振幅とマグニチュード

気象要覧には，地震観測点での最大振幅とその周期が記されている（Table 1）．1918 年では，報告があがっている観測点が 1915 年に比べて大幅に増えている．しかしながら，これらの 2 つの地震を直接比較できる観測点は石巻と台北のみである．石巻では，いずれの地震でも周期 2-3 秒で 150-200 ミクロンの最大振幅を記録していて，周期・振幅ともほぼ同じであった．台北では，最大振幅の卓越周期が 21-26 秒で，最大振幅は 1915 年と 1918 年がそれぞれ 3770 ミクロンと 6380 ミクロンであった．

これらの地震のマグニチュードは，Geller and Kanamori（1977）や Abe（1981）にまとめられている．Table 2 には GCMT と USGS による 2006 年と 2007 年のデータを付け加えて示

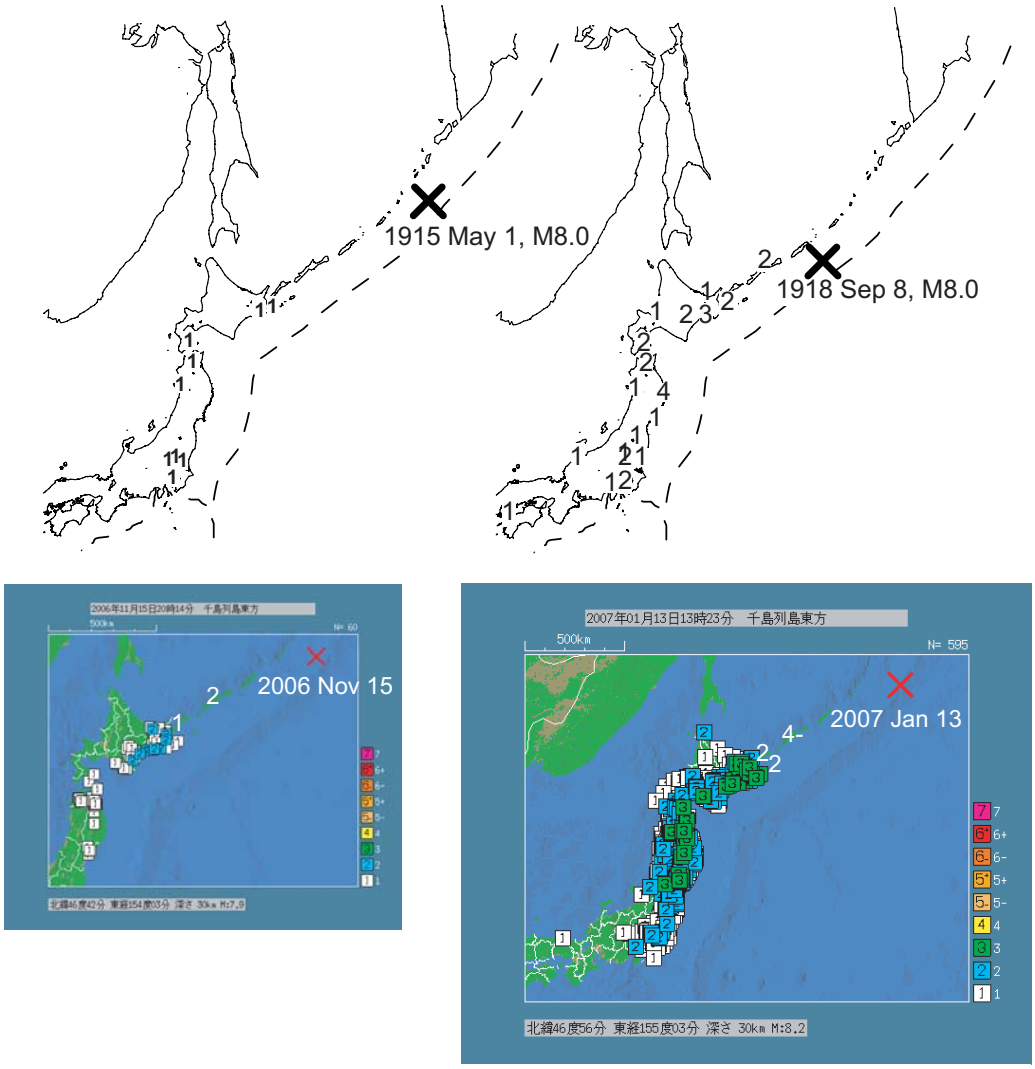

Fig. 2. Seismic intensity distributions for the 1915, 1918, 2006 and 2007 earthquakes. Maps are depicted on the same contraction scale.

Table 1. Observed parameters for the 1915 (on the left) and 1918 (on the right) earthquakes at JMA seismic stations. 発震時：epicentral time, 初期微動継続時間：duration of preliminary tremor, 最大動：maximum motion, 発現時間：arrival time of maximum motion, 振幅：amplitude, 周期：period, 震度：intensity, 観測所：seismic station, 時：hour, 分：minute, 秒：second, ミクロン：micro meter, 無感覚：no felt, 微：slight, 弱（弱き方）：weak-, 弱：weak, 強（弱き方）：strong-.

1915/5/1 Earthquake						観測所	1918/9/8 Earthquake				
発震時	初期微動継続時間	最大動			震度		発震時	初期微動継続時間	最大動		震度
		発現時刻	振幅	周期					振幅	周期	
時分秒	分秒	時分秒	ミクロン	秒			時分秒	分秒	ミクロン	秒	
						紗那					弱(弱き方)
					微	根室					Ⅱ
					微	釧路	2.17.53	1.17	–	–	弱
						大泊	2.18.04	1.32	5050	16.4	無感覚
						網走					微
						帯広					Ⅱ
						札幌					微
14.03.06	2.3	–	–	–	微	函館	2.19.58	2	–	–	弱(弱き方)
					微	青森					弱(弱き方)
14.02.45	1.22	–	–	–	微	秋田	2.21.23	2.21	–	–	微
14.03.17	2.25	–	–	–		水沢					微
						宮古					強(弱き方)
14.02.26	2.24	14.05.02	200	3.1	無感覚	石巻	2.18.59	2.03	150	2.1	微
					無感覚	山形					
14.03.55	–	14.08.03	962	–		新潟	2.19.17	0.44	2300	5.8	無感覚
					無感覚	福島					微
					微	宇都宮					
14.03.54	2.5	–	5250	37.5	無感覚	水戸	2.19.24	2.38	–	–	微
14.03.50	–	–	–	–	微	筑波山	2.20.48	2.46	–	–	無感覚
14.04.00	3.23	14.09.59	–	14.4	無感覚	東京	2.19.35	2.46	–	–	無感覚
					微	横浜					弱(弱き方)
						銚子	2.19.41	2.33	3450	2.8	無感覚
					微	熊谷					弱(弱き方)
					無感覚	前橋	2.19.59	2.16	735	3.6	微
					無感覚	八丈島					無感覚
						高山	2.19.38	2.32	280	19	無感覚
14.04.11	3.25	14.21.55	3025	21.6		長野					
						松本					無感覚
						飯田					無感覚
					無感覚	金沢	2.18.43	–	–	–	微
						名古屋	2.19.44	2.53	–	–	無感覚
					無感覚	沼津	2.19.56	3.16	–	–	微
					無感覚	浜松					
						津	2.20.00	3.43	3600	11.7	無感覚
						潮岬	2.19.12	3.1	139	8.6	無感覚
						京都	2.20.04	–	260	15.6	無感覚
						彦根	2.20.09	3.11	440	2.2	無感覚
						岐阜	2.20.11	3.04	470	20	無感覚
14.04.39	4.26	–	4500	28.8		大阪	2.20.23	3.29	–	–	無感覚
14.04.41	3.4	2.11.00	–	23		神戸					
						広島	2.20.02	6.24	4500	15	無感覚
						多度津	2.20.07	3.19	8400	17	無感覚
						松山					微
						長崎	2.20.55	3.47	–	–	無感覚
14.05.15	–	–	–	–		仁川	2.20.58	3.56	870	20	無感覚
						大分					無感覚
						宮崎	2.21.00	4.05	481	18.2	無感覚
14.05.57	4.26	–	–	–	無感覚	鹿児島	2.21.25	4.39	1750	13.8	無感覚
						那覇	2.18.55	5.22	930	7	無感覚
14.05.21	–	–	–	–		大連	2.21.50	4.5	–	–	無感覚
14.07.06	5.31	2.16.41	3770	25.7		台北	2.22.52	5.5	6380	20.9	無感覚
						台中	2.22.54	9.27	9800	14.9	無感覚
						台東	2.23.08	12.33	8500	21.7	無感覚
						恒春	2.23.11	10.42	1130	20.4	無感覚
						台南	2.24.43	10	21300	18.3	無感覚
						父島	2.26.20	0.35	1967	10	無感覚

した．Ms で見てみると，1915 年が最も小さく 8.0，1918 年と 2007 年が 8.2，2006 年が 8.3 となっている．1915 年と 1918 年との差は，Table 1 で示した台北の振幅比が 2 倍であったことと整合的である．いずれの地震も，十分に津波を励起してもよいサイズを持っているが，後で議論するように 1915 年だけ津波が発生していないことは興味深い．東北以南の日本列島から見た場合には，いずれの地震もほぼ同じ震源距離の地震と見なすことが出来るので，その震度や津波波高の違いは震源特性の違いを反映したものである可能性が考えられる．

Table 2. Magnitudes of earthquakes estimated by several methods and researches.

Year	1915	1918	2006	2007
S-M	7.9	8.3		
D-M	8.1	8.3		
R-M	8.1	8.3		
GR-Ms	8.0	–		
GR-mb	7.7	–		
A-Ms	8.0	8.2		
A-mb	7.7	7.6		
P-Mw	7.8	8.2		
G-Mw			8.3	8.1
G-Ms			8.3	8.2
G-mb			6.6	7.3
U-M			8.3	8.1
U-Mw			7.9	7.9

S-M: Gutenberg and Richter (1954)
D-M: Duda (1965)
R-M: Richter (1958)
GR-Ms and -mb: Geller and Kanamori (1977)
A-Ms and -mb: Abe (1981)
P-Mw: This study
G-Mw, -Ms and -mb: Global CMT project
U-M, -Mw: USGS Earthquake hazards program

3．水沢での地震波形の特徴

水沢の大森式地動計では，1915 年と 1918 年の地震を記録していた．その記録を Fig. 3 に示す．現在は水沢での観測は終了しているので，2006 年と 2007 年の波形をそれと直接比較することは出来ない．そこで，これら最近の地震については，水沢から比較的近い気仙沼市に設置された F-net の広帯域地震計（STS-2）の記録を比較に用いる．

水沢の大森式地動計は，20 秒から 30 秒程度の固有周期をもつタイプと考えられる．そこで，広帯域の特性を有する F-net の記録に対して大森式地動計の特性を補正して比較する．ただし，地震計特性に関する詳しい情報がないため，ここでは，固有周期を 30 秒とし，摩擦の影響を考慮して減衰比を 1.2 と仮定した．Fig. 4 は，広帯域波形（original）大森式地動計の特性で補正した波形（corrected）の P 波部分を示している．広帯域波形では長周期成分が卓越しているが，補正した波形では地震計の固有周期に近い成分が卓越している．また，2007 年の補正波形には短周期成分が認められる．

EW 成分に注目してみると，1915 年の地震は初動から長周期のパルスが見られ，それに短周期成分が重畳しており，その振幅は長周期パルスの 3 分の 1 程度と小さい．これに対し，1918 年では長周期成分に比べ短周期成分が卓越しており，その振幅は長周期成分よりも大きい．このような特徴は NS 成分にも見られる．長周期成分を基準にすれば，1918 年は短周期成分の励起が強かったと考えられるが，いずれの地震も短周期成分が励起されたとみることもできる．

第 1 波目のパルス部分に関しては，減衰比に関わらず地震動をある程度忠実に記録していることが期待され，震源過程の情報が得られる可能性があるため，EW 成分第 1 波目のパルス幅に注目する．1918 年は約 36 秒であるが，1915 年は約 22 秒で 1918 年の 6 割程度である．1918 年のパルス幅は地震計の固有周期よりもやや長く，実際にはさらに長いパルスであった可能性も考えられるが，試験的にこれらのパルス幅から Kasahara and Sasatani（1986）の式を用いて

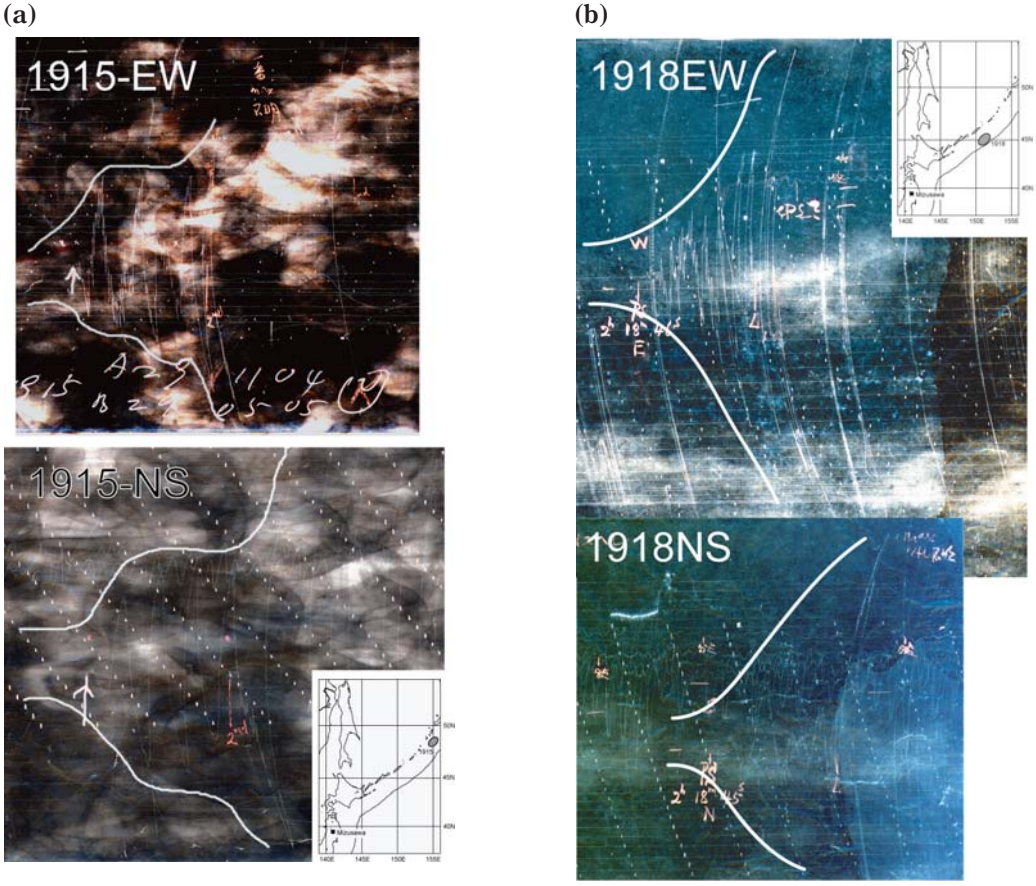

Fig. 3. Horizontal components smoked-paper seismograms observed at Mizusawa. (a) The 1915 and (b) the 1918 earthquakes are shown. These seismograms were recorded by the Omori seismographs.

Mw を求めると，1915 年は 7.8，1918 年は 8.2 となる．これは，Table 2 に示した既往の研究結果とも整合的である．つまり，1918 年の地震の方が 1915 年の地震より数倍大きな規模の地震であったと考えられる．

4．津波

津波の発現状況について Table 3 にまとめた．1915 年だけ津波がなく，それ以外ではすべて津波が発生している．2006 年と 2007 年については，験潮網の拡充により津波が観測された地点が増えたため，1918 年に記録がある場所のみの津波の高さを示している．

1915 年はいずれの場所でも津波の記載がなく，これはカムチャッカの記録を調べても同様であったため（Saltykov, 2008，私信），顕著な津波を励起しなかったと考えてよい．それ以外の 3 つの津波について，いずれのイベントでも津波が記録されている験潮所での波高の比較からは，1918 年がもっとも高く，ついで 2006 年，2007 年の順番となっている．国内で震源域に最も

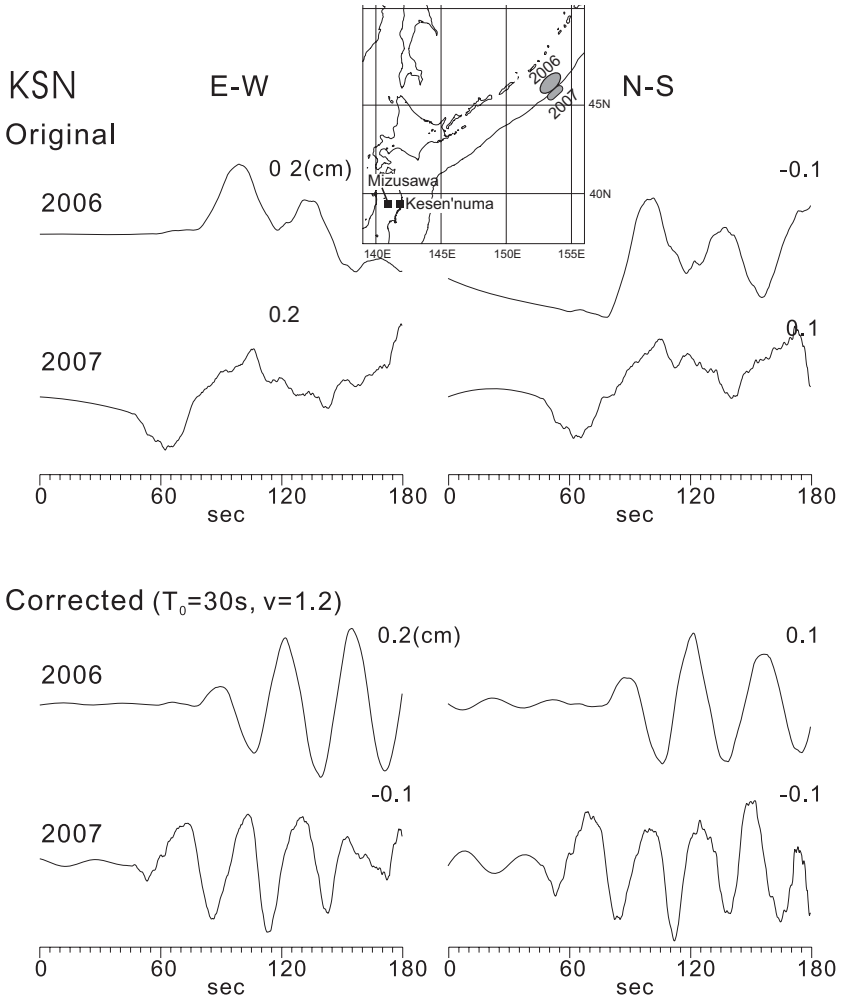

Fig. 4. Horizontal seismograms for the 2006 and 2007 earthquakes observed at Kesen'numa F-net station recorded by the STS-2 broadband seismograph. "Original" and "Corrected" indicate original records and waveforms corrected for the Omori seismograph, respectively. Inset indicates the location of Kesennuma and Mizusawa.

近い花咲と，最も遠い父島，そしてハワイのヒロの記録からは，2006 年の波高は 1918 年の約 3 割程度しかなく，更に 2007 年になると 1918 年の 1-2 割程度しかないことが分かる．このように，やや遠い場所での津波の波高から見ると 1918 年の地震による津波が大きかったと考えられる．

5．前震活動

2006 年の地震の前には，顕著な前震活動が観測されている．本震の約 1.5 ヶ月前の 9 月末から群発的な活動が始まり，10 月 1 日には M6.8 の最大地震が発生した．その後，やや活動が低

Table 3. Maximum tsunami heights for the four earthquakes.

Name of Site	Latitude	Longitude	Maximum Tsunami Height (m)			
			1915	1918	2006	2007
CHERNYE*1	46.400	151.000	-	1.50	-	-
URUP(得撫島岩見)*2	46.200	150.920	-	6-12	-	-
KURILSKIYE, W.URUP(得撫島西岸)*1	45.870	149.820	-	2.00	-	-
ITURUP(択捉紗那)*2	44.900	147.500	-	1.80	-	-
HANASAKI(花咲)*2	43.283	145.567	-	1.10	0.31	0.15
NEMUROKO(根室港)*2	43.350	145.583	-	1.00	-	-
KUSHIRO(釧路築港事務所)*2			-	0.30	-	0.13
KUSHIRO-AKANKAKOU(釧路阿寒河口)*2			-	0.80	-	
KUSHIRO(釧路)*2			-	-	0.24	0.13
ABASHIRI(網走)*2			-	0.30	0.22	0.08
HAKODATE(函館)*2	41.783	140.733	-	0.50	0.24	-
AYUKAWA(鮎川)*2	38.300	141.500	-	0.45	0.48	0.28
CHOSHI(銚子)*2	35.750	140.867	-	0.20	0.17	0.07
KUSHIMOTO(串本)*2	34.200	136.330	-	0.32	0.30	0.08
HOSOJIMA(細島)*2	32.433	131.667	-	0.10	0.12	-
CHICHIJIMA(父島)*2	27.091	142.191	-	1.50	0.46	0.38
TOFINO, BRITISH COLUMBIA*1	49.153	-125.913	-	0.08	0.13	-
CRAIG, AK*1	55.460	-133.130	-	0.03	-	-
SAN FRANCISCO, CA*1	37.807	-122.465	-	0.03	0.16	-
HILO, HAWAII, HI*1	19.733	-155.067	-	1.50	0.48	0.11
APIA*1	-13.817	-171.750	-	0.20	-	-
HONOLULU, OAHU, HI*1	21.300	-157.867	-	0.30	0.17	0.06

Data from *1: NOAA NGDC, *2: Nakamura (1918) and Monthly Eathquake and Volcano report issued by Japan Meteorological Agency

下した中で 11 月 15 日の本震が発生した．

気象要覧によると，1915 年と 1918 年については，本震発生前に有感になるような地震の発生は報告されていない．しかし，当時の震度観測点は択捉島紗那までであり，中千島で発生する地震の震度を観測することは困難であったと考えられる．実際，2006 年の前震活動のうち最大であった 2006 年 10 月 1 日の M6.8 の地震では，北海道は無感であった．

Ⅳ．考　　察

これらのデータから，1915 年と 1918 年の地震の特性について考察する．先にも述べたように，2006 年地震はプレート境界の浅い部分がすべった低角逆断層型地震であり，2007 年はアウターライズ領域のプレートを断ち切るような正断層型の地震であった．また，地震モーメントは 1915 年がやや小さかったものの，4 つの地震ともほぼ同じ 8.0 前後であり，東北地方以南の震度分布の比較では同一の震源位置の地震と仮定しても差し支えがなく，また，震源が浅い場合には津波を励起するのに充分な大きさを持っていたと言える．

1915 年の地震は，Ms が 8.0 であるにも関わらず，津波がないのが最大の特徴である．これは，プレート境界の浅い部分で発生した地震である可能性を否定する．また，やや深いスラブ内地震の可能性は，有感域が狭く震源域に近くなっても震度があまり大きくならない特徴から考えづらい（笹谷ほか，2006）．2007 年のようなごく小さな津波しか励起しないアウターライズの地震の可能性もあるが，2007 年との最大震度や震度分布の比較からはそれも支持されない．

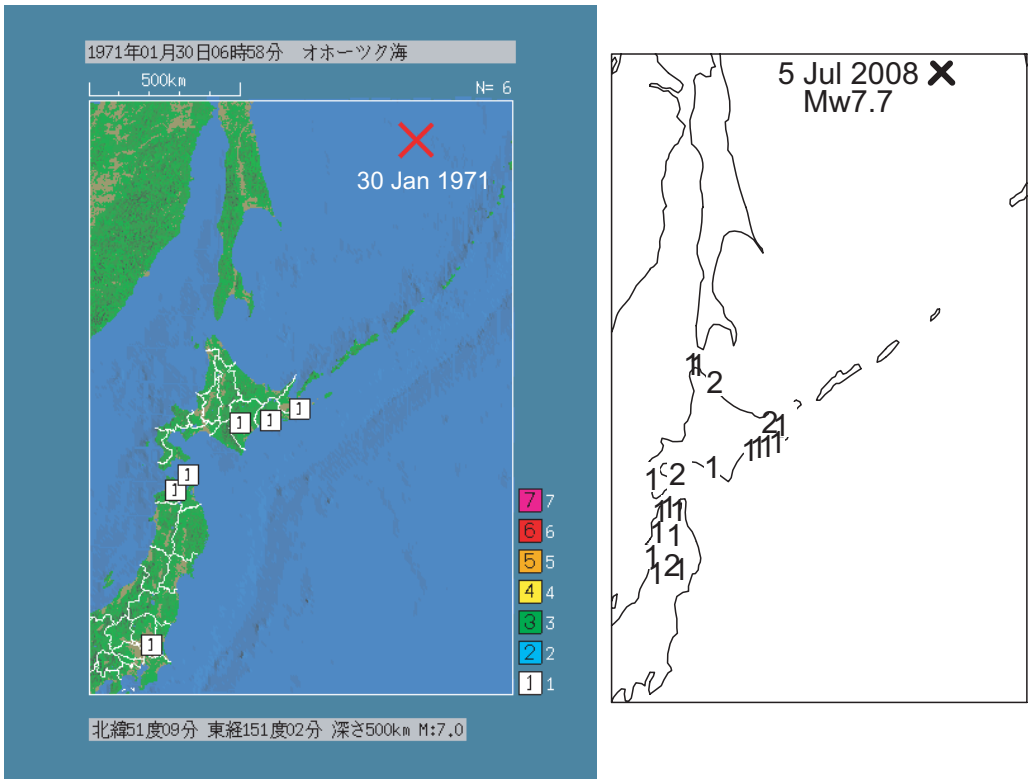

Fig. 5. Seismic intensity distribution for the 1971 and 2008 deep-focus earthquakes in northeastern Okhotsk Sea.

唯一残る可能性はオホーツク海の深発地震である．Fig. 5 には，オホーツク海北東部で発生した 1971 年の M7.1 と 2008 年の Mw7.7 の震度分布を示すが，最大震度が小さい割に有感域が広い点が 1915 年とよく似ている．2008 年地震の F-net 気仙沼観測点での波形を Fig. 6 に示す．深発地震の広帯域波形は P 波部分がパルス的であるが，大森式地動計の特性で補正すると 1915 年の波形（Fig. 3a）と同様に連続した長周期成分が現れる．したがって，1915 年の地震波形は深発地震によるものとする解釈も可能である．

深発地震は，サハリン周辺やウラジオストック付近でも発生するが，この場合には北海道から東北の太平洋沿岸ではより大きな震度が観測されること（たとえば 1990 年 5 月 12 日の M7.2），1915 年の地震では初期微動継続時間が西に行くほど長くなっていることから（Table 1），これらの可能性は低いと考えられる．つまり，1915 年の地震は，津波がないという大きな制約と震度分布を考えると，いままで考えられていたような中千島のプレート境界域で発生した地震ではなく，オホーツク海北東部（カムチャッカ西方沖）の巨大深発地震であった可能性が高い．

1918 年の地震は大きな津波を励起していることから，プレート境界付近で発生した地震と考えてよい．この地震は広い有感範囲をもつが，紗那の震度Ⅱに代表されるように震源の近くで震度がやや小さい傾向がある．これらのことから，スラブ内地震の可能性は低いとみられる．2007

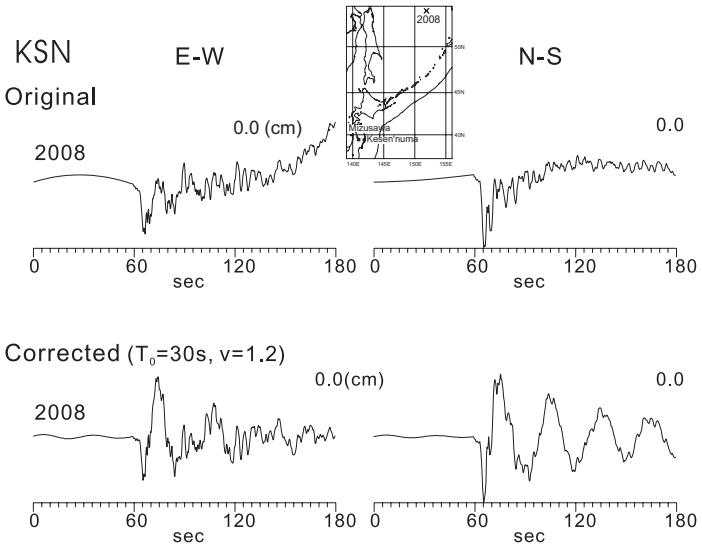

Fig. 6. Horizontal seismograms for the 2008 deep-focus earthquake observed at Kesen'numa F-net station recorded by the STS-2 broadband seismograph. Explanations of "Original" and "Corrected" are same as Fig. 4.

年のようなアウターライズ地震タイプは，1918 年の方が遠地の津波波高が明らかに高いことから（Table 3），積極的には支持されない．以上の可能性を取り除くと，残るのは低角逆断層型のプレート境界地震である．1918 年と 2006 年の最大震度や震度分布の比較からは，やや深い部分のすべりにより短周期成分が励起されたことが示唆される．つまり，1918 年の地震は従来考えられてきたような低角逆断層型プレート境界地震であり，やや深い部分までがすべり域であった可能性が指摘できる．

V．ま と め

2006 年と 2007 年および 1915 年と 1918 年に中千島で発生した地震による震度分布・津波データ・地震波形の特徴等について相互比較を行い，その特徴について考察した．その結果，1915 年の地震については，従来考えられていたような中千島のプレート境界域の地震ではなく，オホーツク海の深発地震である可能性が高いことが示された．また，1918 年の地震については，いわゆる典型的な低角逆断層型プレート境界地震であった可能性が示唆された．

千島海溝では，日本海溝や西南日本に比べ，過去の地震発生履歴の情報が圧倒的に不足している．地震発生の長期評価を精度良く行うためには，過去に発生した地震の震源域の情報が不可欠であり，今後とも過去の記録を用いて震源域の再調査を進める必要があるだろう．

謝辞　岩手県水沢市にあった旧文部省緯度観測所の地震波形データは，東北大学大学院理学研

究科附属地震・噴火予知観測研究センターの海野徳仁教授，地震予知総合研究振興会の松浦律子博士らが，科学技術振興調整費「主要 5 分野の研究開発委託事業」における「新世紀重点研究創世プラン～リサーチ・レボリューション 2002～」の「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究（日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)」において整理されたものを利用させて頂きました．防災科学技術研究所の F-net の波形データを利用しました．気象庁の震度データベースおよび震源要素を利用しました．USGS Earthquake Hazard Program，NOAA National Geophysical Data Center および Global CMT Project のホームページにあるデータを利用しました．地震調査研究推進本部の文献データベースを利用しました．記して感謝の意を表します．

文　献

Abe, K., 1981. Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Int.*, **27**, 72-91.

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**, 561-566.

中央気象台，1915．気象要覧，大正 4 年 5 月．

中央気象台，1918．気象要覧，大正 7 年 9 月．

Duda, S. J., 1965. Secular seismic energy release in the circum-Pacific belt, *Tectonophysics*, **2**, 409-452.

Fedotov, S. A., 1965. Regularities of distribution of large earthquakes of Kamchatka, Kuril Islands and North-Eastern Japan, *Trans. Inst. Phys. Earth, USSR Acad. Sci.*, **36**, 68-93.

Geller, R. J. and H. Kanamori, 1977. Magnitude of great shallow earthquakes from 1904 to 1952, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **67**, 587-598.

Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed., Princeton Univ. Press, 310pp.

Hirono, T. and K. Sato, 1971. MSK intensity scale as compared with JMA intensity scale, *Pap. Meteor. Geophys.*, **22**, 177-193.

Kasahara, M. and T. Sasatani, 1986. Body wave analysis of strain seismograms observed at Erimo, Hokkaido, Japan, *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII (Geophysics)*, **8**, 83-108.

中村左衛門太郎，1918．得撫島の地震津波に就きて，気象雑纂，**1**，265‐277．

Richter, C. F., 1958. *Elementary Seismology*, W. H. Freeman, San Francisco, 768pp.

Saltykov, V., 2008. Kamchatka Experimental and Methodical Seismological Department, Russia Geophysical Survey, 私信．

札幌管区気象台，1986．北海道の地震津波，189pp．

札幌管区気象台，2000．北海道の地震活動（第 2 版)．

笹谷努・森川信之・前田宜浩，2006．スラブ内地震の震源特性，北海道大学地球物理学研究報告，**69**，123-134．

Takahashi, H. and M. Kasahara, 2007. Geodetic constraint on the slip distribution of the 2006 Central Kuril earthquake, *Earth Planets Space*, **59**, 1095-1098.

宇佐美龍夫，2003．日本被害地震総覧，東京大学出版会，605pp．

宇津徳治，1989．日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の震度分布図（1901-1926)，東京大学地震研究所，278pp．