1994 年北海道東方沖津波と南千島津波の波高分布

羽 鳥 徳 太 郎*

Distributions of Wave-heights for the 1994 Hokkaido Toho-Oki and Kurile Tsunamis

Tokutaro HATORI

Suehiro 2-3-13, Kawaguchi, Saitama 332, Japan

(Received June 7, 1995; Accepted July 27, 1995)

A large tsunami was generated off East Hokkaido at 22:23 (JST) on Oct. 4, 1994. According to JMA, the epicenter of the main shock was located at 43°22' N, 147°40' E with a depth of 30 km and earthquake magnitude, $M=8.1$. The tsunami hit Shikotan, Kunashiri Islands, and double-amplitude reached 342 cm at Hanasaki. Wave-periods of about 40 min were predominant on tide-gauge records at Hokkaido and Sanriku stations. The aftershock area which nearly corresponding to the tsunami source is 200×100 km, extending along the Kurile trench. The tsunami source area was lapped over that due to the 1969 Shikotan earthquake ($M=7.8$). Tsunami magnitude on the Imamura-Iida scale was determined to be $m=3$ judging from the tsunami height-distance diagram. This value is normal compared to earthquake with similar size in other regions. On the relation between tsunami height and earthquake magnitude for the East Hokkaido tsunamis since 1918, the heights at Hanasaki are scattered, but about three times higher than those of the Etorofu-Urup tsunamis. The ratios of tsunami heights at the Sanriku coast to the initial semi-amplitude at Hanasaki were about 0.5, but those of the big bays (seiche period of 40-50 min) reached 2.0. On the contrary, the amplitude ratios at the Hokkaido coast facing the Okhotsk Sea are 0.4 or less. Tsunami heights at Ogasawara-Chichijima Is. often deviated more than twice time higher than the average tsunami magnitude because of the refractive effect.

Key words: Tsunami source area, Tsunami magnitude, Tsunami heights, E. Hokkaido-Kurile region.

§ 1. はじめに

1994 年 10 月 4 日の 22 時 23 分ころ、北海道の根室東方沖 160 km を震源とする大規模な地震が発生し、それに伴う津波が太平洋全域で観測された。色丹島・国後島など北方四島で、家屋の倒壊・流失や死者・不明約 17 人がでたという被害状況が、大きく報道された。また北海道東部にも災害をもたらし、三陸沿岸にも局地的に浸水し、水産養殖施設に損害をあたえた。

三陸沖から南千島に至る海溝沿いは、環太平洋で屈指の津波多発域であることは知られている。今回の地震発生域は、1969 年色丹島沖地震 ($M=7.8$) の震源域と重なっており、空白域でない領域で発生したことが注目された。

本稿では、まず気象庁・海上保安庁・北海道開発庁所管の検潮所で観測された潮位記録を解析し、津波の規模・波源域などを検討した。そして過去 80 年間の北海道東方沖・南千島沖の主な津波を対象に、波源に近い花咲での波高観測値を基準に地震規模の関係、各地との波高比を調べ、今後の津波予測にむけて考察する。

§ 2. 1994 年北海道東方沖津波

気象庁の観測によれば、震央は 43°22' N, 147°40' E, 深さ 30 km, 地震のマグニチュードは $M=8.1$ であった。釧路・厚岸町で震度 6, 根室・広尾・浦河など北海道東部で震度 5 に達し、東京でも震度 3 が記録された。

各検潮所管理機関から提供された津波記録は、北海道～沖縄間 85 箇所のにのぼったが、東京湾・伊勢湾など内湾での津波の痕跡は不明である。Table 1 には、主な

* 〒332 埼玉県川口市末広 2-3-13

Fig. 1a. Tide-gauge records of the Hokkaido Toho-Oki tsunami on Oct. 4, 1994.

検潮記録の読取り値を示す。Fig. 1a と Fig. 1b に記録例を示した。津波初動は各地で押し波で始まり、40 分前後の長周期波に 20 分以下の短周期波が重なっている。

波 源 域

Fig. 2 は、太平洋沿岸およびオホーツク海沿岸の 10 観測点から作図した、逆伝播図の最終波面を示す。それぞれの波面には、観測点名と伝播時間 (分) を付記した。検潮データが西側に片寄り、波源域の広がりはおさえら

Fig. 1b. Tide-gauge records of the Hokkaido Toho-Oki tsunami on Oct. 4, 1994.

れないが、余震域（気象庁による1ヵ月間の余震分布）に対応するとみなすと、等深線に沿い長さ200 km、幅100 kmになる。1969年色丹島沖津波の波源域 [HATORI (1970), エトロフ・クナシリ島の検潮データで追加補正] と比べると、今回の伝播時間は2分ほど短

く、波源域が30 kmほど西側にずれる。また、色丹島 Malo-Kurilsk の検潮記録には、地震直後に水位が60 cm上昇したことが記録され（地盤の沈降）、波源域縁が色丹島に近接していることを示した。津波のシミュレーションから高角逆断層の波源モデルが提示された [例え

Table 1. The Hokkaido Toho-Oki tsunami of Oct. 4, 1994, as recorded by tide gauges. The wave originated near the earthquake epicenter ($43^{\circ}22'N$, $147^{\circ}40'E$. $d=30$ km, $M=8.1$, JMA) off Shikotan Is. at 22:23 (JST) Oct. 4, 1994.

Tide station	Initial wave				Maximum wave					Authority*
	Travel time		Rise	Period	τ		Double ampl.	H	Period	
	h	m	cm	min	h	m	cm	cm	min	
Wakkanai	2	12?	— 6	27	3	10	32	14	45	JMA
Kitami-Esashi	1	10?	—10	23	4	30	44	25	32	HDB
Monbetsu		40?	7	14	3	42	53	32	14	MSA
Abashiri		40?	7	45	3	21	30	13	28	JMA
Utoro		16?	8	9	0	25	60	32	10	HDB
Nemuro		50	27	25	2	48	110	108	20	MSA
Hanasaki		32	173	25	0	05	342	173	32	JMA
Akkeshi		42	52	48	2	45	98	43	42	HDB
Kushiro		38	65	40	4	02	194	102	28	JMA
Hiroo		48	50	42	0	15	92	50	42	HDB
Urakawa		58	12	24	2	00	50	30	20	MSA
Tomakomai E	1	16	25	58	2	13	100	56	40	HDB
Muroran	1	28	22	53	2	06	43	25	60	HDB
Hakodate	1	32	22	40	4	18	106	56	30	JMA
Hachinohe	1	12	62	48	1	08	163	84	35	JMA
Miyako		56	64	42	0	11	128	65	22	JMA
Kamaishi		59	44	30	0	11	72	44	30	MSA
Ofunato	1	07	42	48	0	10	74	42	34	JMA
Ayukawa	1	13	33	27	1	52	86	46	20	JMA
Onahama	1	34	31	46	2	02	56	30	26	JMA
Choshi	1	32	20	44	5	15	53	30	30	JMA
Mera	1	40	13	24	9	06	28	16	16	JMA
Hachijo Is.	1	51	10	15	3	33	18	12	10	JMA
Chichijima	2	13	28	16	0	30	160	81	18	JMA
Omaezaki	2	08	14	33	8	08	38	21	15	JMA
Toba		?					36	18	20	JMA
Owase	2	22?	12	35	10	20	45	28	16	JMA
Kushimoto	2	36?	11	20	4	50	62	32	22	JMA
Muroto	2	51?	6	8	3	20	32	16	8	JMA
Tosa-Shimizu	3	00?	8	34	11	23	45	22	21	JMA
Aburatsu	2	58?	15	32	7	05	40	20	25	JMA
Makurazaki		?					46	25	16	JMA
Miyako Is.	5	14?	6	15	4	15	22	10	12	JMA
Ishigaki Is.	5	18?	4	22	3	18	7	4	20	JMA

H : Tsunami height above ordinary tides. τ : Time interval between the arrival of front and maximum wave.

* JMA: Japan Meteorological Agency, MSA: Marine Safety Agency, HDB: Hokkaido Development Bureau.

ば, 阿部・岡田(1995), 高橋・他(1995)].

一方, オホーツク海に面した知床半島の宇登呂では, 地震から 16 分後に顕著な波連が記録された (Fig. 1a). また, 網走では 40 分後に水位の上位がみられる. 5 観測点からの逆伝播図の最終波面は Fig. 2 に示すように, 網走沖とエトロフ島付近に分かれ, 太平洋に達しない. これら前駆的な水位変動の原因について, 中村・岡田

(1995) は網走沖の海底で地滑りがあった可能性を指摘し, 荒井・都司(1995) は知床半島近海とみなした. しかし, 谷岡・佐竹(1995) は, シミュレーションで知床半島の水平変動 (国土地理院の GPS 観測によれば, 北海道東部で E 方向に 20~58 cm 変動) で宇登呂の津波波形が説明できるとしている.

Fig. 2. Aftershock area of the 1994 Hokkaido Toho-Oki earthquake (JMA) and the tsunami source area of Aug. 11, 1969. The last wave fronts of the inverse refraction diagram of tsunamis are shown with the names of tide stations and travel times (min).

津波の規模

ロシア側の現地調査によれば [GUSIAKOV (1995)], 各地の津波高は色丹島で最大 10.4 m, 国後島で 6.4 m, エトロフ島では約 3 m であった。また最大波高の地点を中心に 400 km の範囲で、波高が約 2.5 m に達したことから、津波マグニチュードは $m=3$ 程度あったと予想される。

ここでは、日本と太平洋各地で観測された検潮記録をもとに、筆者の 2 方法 [羽鳥 (1979, 1986)] で検討してみよう。まず日本の検潮データを用い、Fig. 3 に 1963 年エトロフ津波・1969 年色丹島沖津波と比較して示す。ここで横軸に震央から観測点までの海洋上の最短距離 d , 縦軸には検潮記録上の最大全振幅値をとる。津波マグニチュードは、振幅が距離 d^{-1} で減衰するとして、2.24 倍の刻み (エネルギーにして 5 倍) で区分してある。その結果、今回の津波マグニチュードは $m=3$ と判定される。

一方、ハワイの国際津波情報センター [ITIC (1995)] による、太平洋各地の遠地データを用いたマグニチュードの判定法を Fig. 4 に示す。ここで縦軸には最大片振幅値をとり、マグニチュード・スケールは振幅の減衰が $d^{-1/2}$ として区分してある。観測値は指向性の効果などでバラつくが、前方法と同じ $m=3$ とみなされる。この値は、1963 年エトロフ津波 ($M=8.1$, $m=3$) のマグニチュードと同値であり、1969 年色丹島沖津波 ($M=7.8$,

Fig. 3. Relation between the maximum double-amplitude and distance from the epicenter for 3 tsunamis including the 1994 Hokkaido Toho-Oki tsunami. Tsunami magnitude scale is classified by the attenuation of wave-height with distance, d^{-1} (HATORI, 1986). Ay, Ayukawa; Ha, Hanasaki; Hc, Hachinohe; Km, Kushimoto; Ku, Kushiro; Ur, Urakawa.

Fig. 4. Relation between the maximum semi-amplitude at distant stations and distance from the epicenter. Tsunami magnitude scale is classified by the attenuation of wave-height with distance, $\Delta^{-1/2}$ (HATORI, 1979).

Fig. 5. Distribution of the epicenters and the maximum double-amplitude for the East Hokkaido and Kurile tsunamis.

$m=2.5$) よりも大きく、地震規模に見合う標準的なサイズといえよう。

§ 3. 波高・伝播時間の分布

Fig. 5 は、7 例の津波における全振幅値の分布を示す。今回の津波では、南千島・北海道東部の波高が突出し、ついで三陸沿岸と小笠原父島の波高が大きい。北海道東部・南千島津波は、伝播の屈折効果で三陸沿岸にエネルギーが集まる。三陸沿岸の個々の検潮所の津波の振幅から単独で換算すると、津波マグニチュードの偏差値が 0.7 上回り、波高にして 1.8 倍ほど高くなる [羽鳥 (1993a)]。1843 (天保 14) 年と 1894 (明治 27) 年の北海道東部津波のとき、三陸沿岸各地に遡上し、死傷者を出した被災例がある。今回の津波も宮城県気仙沼・志津川・女川・塩釜で側溝などから溢れ床上・床下浸水があり、大船渡湾・広田湾・気仙沼湾などで水産養殖施設が損害を受けた [首藤 (1995)]。津波の屈折効果に加え、セイシュ周期 40~50 分の大型湾では共振作用が働いたようだ。父島も全振幅 160 cm が記録され、目立って大きい。1918 年ウルフ津波のとき、二見港は浸水被害に見舞われた。津波が海溝に沿って伝わるので、エネルギーの減衰が少なく、屈折効果で局地的に集中するのであろう。

次に、各地の伝播時間を比べてみよう。南千島津波 (1918・1963・1991) では、北海道東部沿岸で約 60 分、

Fig. 6. Distribution of travel times along the Pacific and Okhotsk Sea coasts.

三陸沿岸では1~2時間であった[羽鳥(1993b)]. それに対し、北海道東方沖・根室沖津波の伝播時間をまとめると、Fig. 6 のようになる。今回の津波の伝播時間は、1969年色丹島沖津波・1973年根室半島沖津波とでは時間の差は5分以内であった。また、分布パターンが類似している。一方、オホーツク海沿岸では、1969年と1973年津波の伝播時間は、網走で約1時間30分、稚内では3時間前後であった[羽鳥(1990)]. それと比べ、今回の津波では前に述べたように、地震から短時間後に水位変動が記録された。しかし、津波波形で位相が変化した時刻を初動とみなすと、矢印で示すような前例に近い伝播時間になる。

§ 4. 花咲と各地との波高比

北海道東部・南千島津波の発生時において、波源に近い花咲での初動部分の波高値は、それ以遠の地域での波高を予測する上できわめて重要である。まず17例の津波について、花咲で観測された最大全振幅値と地震のマグニチュードとの関係を見ると、Fig. 7 のようになる。発生域で観測値を区分し、発生年を付記した。

北海道東方沖津波の観測値(黒丸)はかなりバラついており、例えば1975年色丹島沖津波は、花咲に浸水被害をもたらした典型的な津波地震であった。太い破線であてはめてみると、環太平洋の津波データによる統計的な関係と比べ[羽鳥(1995)], 傾斜がゆるい。それに対し

Fig. 7. Relation between earthquake magnitude and tsunami height (double-amplitude) at Hanasaki for the East Hokkaido and Kurile tsunamis.

Fig. 8. Ratios of the maximum double-amplitude at each station to the initial semi-amplitude at Hanasaki.

て、エトロフ・ウルップ津波の観測値は直線上に並び(細い点線)、北海道東方沖津波の場合よりも波高値が1/3ほど減少している。

Fig. 8 は、花咲での初動の片振幅値と、各地の最大全振幅値との波高比の分布を示す。なお、花咲で引き波初動の場合は、次ぎの押し波の片振幅値をとった。その結果によれば、花咲での最大波は初動の2倍になることが多い。三陸沿岸では、津波マグニチュードが $m < 2$ の場合、波高比は0.5程度である。しかし、長周期波が卓越した1963年エトロフ津波では、八戸・大船渡での波高比は2.0に突出している。今回の津波も宮古湾・山田湾・気仙沼湾・松島湾などの湾奥部で波高が3 m (T.P.上)前後に達し、[阿部(1994), 首藤・卯花(1995)], 花咲の波高値に近い。また前に述べたように、小笠原父島は1918年ウルップ津波で被災し、波高比は4.2に達している。

オホーツク海側の波高比は、1.1を最大に0.4以下になることが多い。エトロフ・ウルップ津波のエネルギーは、主にエトロフ海峡からオホーツク海へ入射し、波高の減衰が比較的小さい[羽鳥(1990)]. 波源が北海道側に近づく、幅が狭く浅海域の国後水道・根室海峡を通

過するので、波高が著しく減衰される。

§5. む す び

検潮記録をもとに、1994年北海道東方沖津波を解析した。波源周辺の津波伝播時間は、1969年色丹島沖津波のものとの差は2分程度であり、2つの波源域が重なる。津波マグニチュードは $m=3$ と判定され、地震マグニチュードと比べ標準的な規模である。津波の波形は短周期波を含むが、約40分の長周期波であった。

過去80年間の北海道東部・南千島津波の観測例によれば、三陸沿岸での波高は花咲の初動振幅の約1/2になることが多い。しかし、津波マグニチュードが $m=3$ クラスの長周期波の場合では、セイシュ周期40~50分の大型湾奥で花咲と同程度の波高に達しており、三陸沿岸は要警戒域になる。また、屈折効果で小笠原父島の波高が著しく増加することも留意したい。

今回の津波発生により、最近100年間に色丹島・エトロフ島地区での津波の放出エネルギーの累積値は、 2.62×10^{21} エルグとなる。この値は、ウルップ島地区(3.71×10^{21} エルグ)に次ぎ、根室・十勝地区(1.74×10^{21} エルグ)の累積値を超えた[羽鳥(1993b)]。1894年以降、釧路沖には地震の空白域が残存しており、今後地震活動の変化に注目したい。

謝 辞

津波の解析には、気象庁・海上保安庁ならびに北海道開発庁の各検潮所管理機関から提供された検潮記録を用いた。関係各位に対し、深く感謝の意を表する。また記録の収集にあたっては、気象庁気象研究所の岡田正実研究室長、東大地震研究所の都司嘉宣助教授ならびに日本歯科大学新潟短期大学の阿部邦昭教授にお世話になった。併せて厚く御礼を申し述べる。

文 献

阿部邦昭, 1994, 日本地震学会秋季大会(福岡)の展示ポスター。
阿部邦昭・岡田正実, 1995, 北海道東方沖地震津波の波

- 源モデル, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, no. 1, 140.
荒井賢一・都司嘉宣, 1995, 1994年10月4日に発生した北海道東方沖地震津波の特徴, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, no. 1, 139.
GUSIAKOV, V. K., 1995, Tsunami runup values in Russia, tsunami of 4 October 1994, ITIC Tsunami Newsletter, 27(1).
HATORI, T., 1970, An investigation of the tsunami generated by the East Hokkaido earthquake of August, 1969, Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 48, 399-412.
羽鳥徳太郎, 1979, 津波の規模階級とエネルギーとの関係, 地震研彙報, 54, 531-541.
羽鳥徳太郎, 1986, 津波の規模階級の区分, 地震研彙報, 61, 503-515.
羽鳥徳太郎, 1990, 北海道およびサハリンのオホーツク海沿岸における南千島津波の挙動, 地震 2, 43, 493-498.
羽鳥徳太郎, 1993a, 北海道・三陸沿岸の震度と津波波高の地域性, 地震 2, 45, 365-371.
羽鳥徳太郎, 1993b, 1991年ウルップ津波と南千島・北海道沖の放出津波エネルギー, 地震 2, 46, 9-16.
羽鳥徳太郎, 1995, 中米における津波規模の特性, 津波工学研究報告, 東北大工学部災害制御研究センター, 12, 67-74.
INTERNATIONAL TSUNAMI INFORMATION CENTER, 1995, Great earthquake and tsunami of October 4, 1994, Tsunami Newsletter, 27(1), Honolulu.
中村浩二・岡田正実, 1995, 北海道東方沖地震時にオホーツク海沿岸で観測された津波, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, no. 1, 140.
首藤伸夫, 1995, 1994年10月4日北海道東方沖地震による津波—津波, 津波被害, 及び住民避難, 津波工学研究報告, 東北大工学部災害制御研究センター, 12, 1-18.
首藤伸夫・卯花政孝, 1995, 1994年北海道東方沖地震津波の痕跡高(調査資料), 津波工学研究報告, 東北大工学部災害制御研究センター, 12, 1-156.
高橋智幸・首藤伸夫・越村俊一, 1995, 1994年北海道東方沖地震津波の数値解析, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, no. 1, 141.
谷岡勇市郎・佐竹健治, 1995, 1994年北海道東方沖地震はスラブを裂いた, 地球惑星科学関連学会合同大会講演予稿集, no. 1, 152.