

## 第 3 章 減衰予測

### 3.1 はじめに

津波減衰過程を経験的ではあるが定量的に予測しようとする試みは、これまでにいくつか提案されている。それらはいずれも第 1 章でみた減衰過程の特徴、すなわち、後期部の指数関数型減衰を踏まえたものになっている。

Mofjeld *et al.* (2000)は、指数関数型減衰を前提に、減衰の起点として津波到達の 2 時間後から 4 時間後までの間の津波振幅の標準偏差を求め、その 3 倍の振幅からその後 48 時間の減衰時定数で指数関数型減衰するものとして減衰予測を行う手法を示した。彼らは、北アメリカ西岸の Crescent City、及びハワイ諸島の Honolulu、Hilo で観測された 1946 年アリューシャン諸島東部、1952 年カムチャツカ半島、1957 年アリューシャン列島中部、1960 年チリ、及び 1964 年アラスカ地震による津波、並びに北アメリカ西岸、アリューシャン列島、ハワイ諸島で観測された 1994 年北海道東方沖地震による津波について予測性能を検証した。

林・ほか(2011)は、2001 年ペルー沿岸や 2006 年千島列島の地震等による津波の日本沿岸における観測の解析結果から、MRMS 振幅が最大値を記録した後 10%以上減少した時点から、遠地津波については指数関数型、近地津波についてはべき関数型で減衰するものとして減衰予測を行う手法を示し、指数関数型の減衰時定数については約 20 時間という値を得た。

これら 2 つの手法は減衰速度が異なる初期部と後期部を区別していない。そのため、Mofjeld *et al.* (2000)のように減衰時定数を後期部から得られた 48 時間にすると、初期部の速い減衰を考慮していないことから終息までの時間を過大評価するおそれがある。一方、林・ほか(2011)のように減衰時定数を初期部から後期部の初めにかけての期間から得られる値にした場合、予測対象とする津波の減衰後期部に対しても実際より短い減衰時定数を用いることになることから、終息までの時間が長くない規模の小さな津波には適用可能なものの、津波が高いまま減衰後期部に至るほど長時間継続する規模の大きな津波に対しては終息までの時間を過小評価する問題が顕在化するおそれがある。

Nyland and Huang (2014)は、初期部の減衰速度が後期部のそれよりも速いという性質を考慮した減衰予測手法を提案した。この手法ではまず、観測津波波形を Hilbert 変換して 2 時間の時間窓で移動平均を施し津波波形の最大値に合うように係数倍することにより包絡線を得る。次に、その包絡線の最大値から 2 時間分を最小二乗近似する指数関数を求めて、最大値から 6 時間後まで外挿する。そして、それ以後の減衰はあらかじめ求められた減衰時定数をもつ指数関数で表現する。減衰時定数は、北アメリカ西岸及びアリューシャン列島の潮位観測点における東北地方太平洋沖地震による津波の観測データを用いて求められた。包絡線の最大値から 6~25 時間後のデータに指数関数を最小二乗近似して得られた減衰時定数は 28.6~39.3 時間で、平均値は 31.8 時間となった。この手法によれば減衰速度の時間変化をある程度考慮でき、終息予測の精度を向上させることが期待できる。しかし、実際の観測における最大値の発現を待ってからの予測になるという課題は残されている。

なお、これらの研究はいずれも実用的利用のために津波到達後の早い段階で減衰予測を行おうとするもので、第 1 章に記載した、たとえば、地震発生 40 時間後以降に着目した減衰研究とは視点が異

なることにより、得られた減衰時定数の大きさや減衰初期部から後期部への移行時点などの違いが生じていることには注意が必要である。

第 3 章では、これまで提案されてきた経験的予測手法に見られる課題に対処し、第 1 章において明らかにした日本沿岸において観測された津波の増加・減衰過程の特徴を踏まえて、初期部の影響を考慮に入れつつ早期に津波減衰過程を予測するため、増加・減衰過程を簡単な関数形で近似する手法について提示する。そして、その予測精度について論じる。

## 3.2 減衰過程の予測手法

### 3.2.1 津波増加・減衰過程の関数近似

本節ではまず、津波振幅の変化について後期部だけでなく 1.4.1 節で示した初期部まで含んだ増加・減衰過程をできるだけ単純な関数形で近似することを検討する。後期部の指数関数型減衰と初期部の

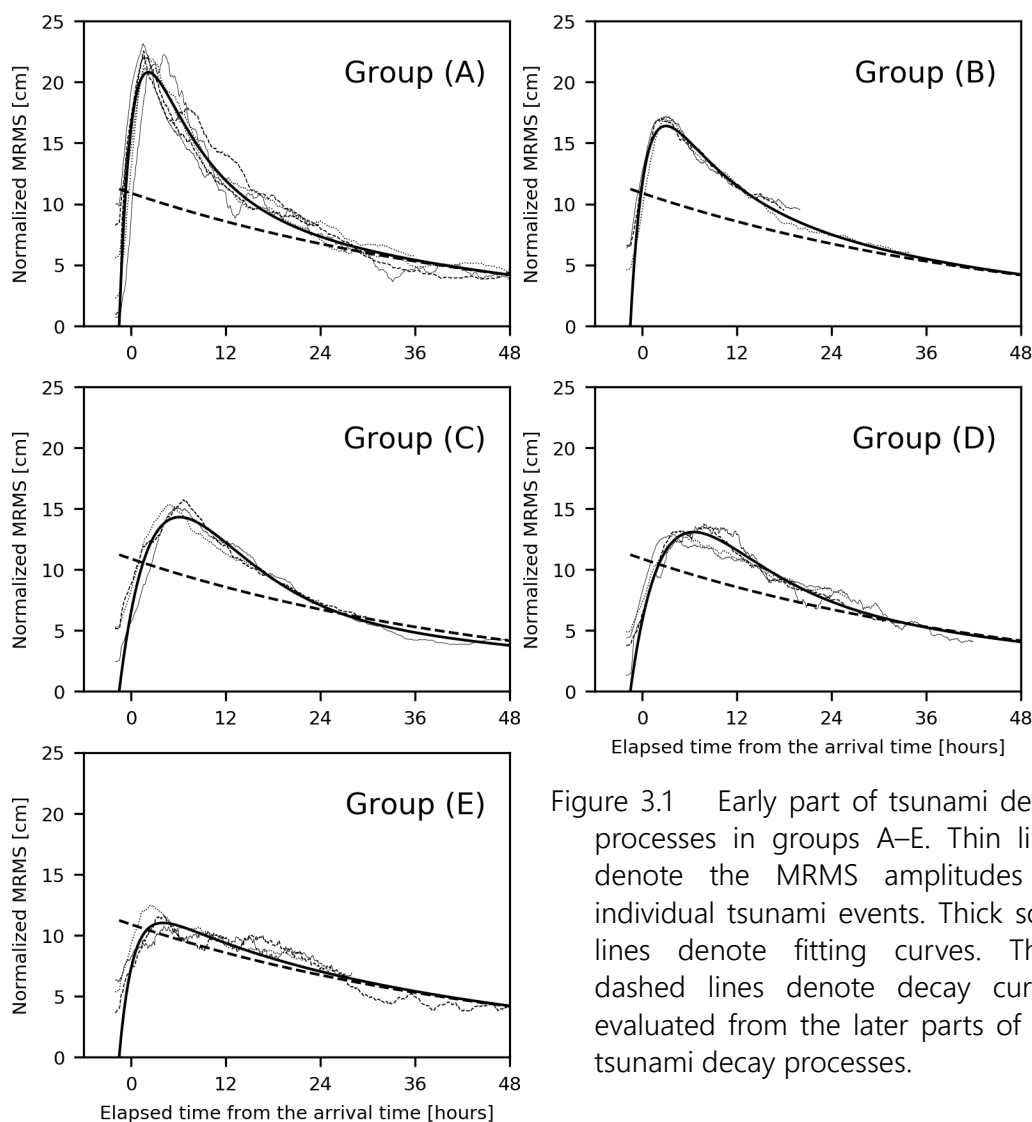


Figure 3.1 Early part of tsunami decay processes in groups A–E. Thin lines denote the MRMS amplitudes of individual tsunami events. Thick solid lines denote fitting curves. Thick dashed lines denote decay curves evaluated from the later parts of the tsunami decay processes.

Table 3.1 Estimated values of parameters in equation (3.1) for each group.

Parameter	Group A	Group B	Group C	Group D	Group E
$T_0$ (min)	119	124	1461	1015	111
$A_1$ (cm)	39.1	22.1	189.9	110.9	4.0
$T_1$ (min)	410	526	457	473	720
$A_2$ (cm)	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0
$T_2$ (min)	3000	3000	3000	3000	3000

Table 3.2 Values characterizing the model curves calculated by using equation (3.1) with the parameter values listed in Table 3.1.

	Group A	Group B	Group C	Group D	Group E
Maximum height (cm)	33.3	26.2	22.9	20.9	17.6
Appearance time of maximum height (h)	2.2	3.0	6.2	6.5	4.1
Full width of half maximum (h)	15.4	21.7	23.5	27.5	35.7

増加と後期部に比べて速い減衰過程を表現するため、次式のような 3 つの指数関数からなる関数形を導入する。

$$A_{MRMS\_model} = \left(1 - e^{-\frac{t}{T_0}}\right) \left(A_1 e^{-\frac{t}{T_1}} + A_2 e^{-\frac{t}{T_2}}\right) \quad (3.1)$$

ここで、 $t$  は津波到達時からの経過時間である。時定数  $T_1$  を  $T_2$  よりも短くする（早く減衰する）と、第 1 項が十分減衰した後は第 2 項 ( $A_2 e^{-t/T_2}$ ) が減衰後期部の指数関数型減衰（式(1.1)）を表す。この項は、1.4.2 節で求めた値で表現できるものとする。本報告の解析対象とした津波事例の初期部の様相は、1.4.1 節で示したように、(A)チリ中部沿岸、及びニューギニア島北部、(B)チリ中部沿岸（2015）、サンタクルーズ諸島、及びクイーンシャーロット諸島、(C)千島列島北部、及びサモア諸島、(D)チリ北部沿岸、ペルー沿岸、及びカムチャツカ半島、(E)アリューシャン列島の 5 グループに分けられる（Figures 1.16, 1.17）。第 2 項のパラメータを固定して、これらのグループごとに残りの 3 つのパラメータ  $T_0$ 、 $A_1$ 、 $T_1$  を最小二乗推定した。結果の図を Figure 3.1 に、パラメータを Table 3.1 に示す。なお  $T_0$ 、 $A_1$ 、 $T_1$  は組み合わせで初期部の増加・減衰の様相や最大値の発現時刻を制御するパラメータ群であり、いずれも単独では最大値の大きさや発現時と単純な関係にはない。そこで、これらのパラメータ群で表現されるモデル曲線の特徴量を Table 3.2 にまとめた。最大値はグループ(A)が最も大きく、グループ(E)が最も小さい。最大値の 2 分の 1 以上となる時間はグループ(A)が最も短く、グループ(E)が最も長い。最大値の発現時はグループ(A)、(B)及び(E)が 2~4 時間であるのに対し(C)及び(D)は約 6 時間とやや遅い。いずれも 1.4.1 節で分類したそれぞれのグループの特徴をよく表現している。

### 3.2.2 平均 MRMS 振幅に対する観測点ごとの MRMS 振幅の比

前節で、津波事例ごとに平均した MRMS 振幅を近似する関数形を得た。本節では観測点ごとの MRMS 振幅を近似する関数形を求める。Figure 3.2 (Figure 1.4 再掲) は 2010 年チリ中部沿岸の地震津波の事例について個々の観測点における MRMS 振幅とそれら全部の平均を示している。個々の観測点における MRMS 振幅は、全体平均に対して様々な大きさをとる。そこで、全体平均に対する個々の観測点における MRMS 振幅の比を求める。

Figure 3.3 は、2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例について、八戸、御前崎、及び、那覇における時間窓を 180 分とした観測点ごとの MRMS 振幅変化と平均 MRMS 振幅変化との関係を示す。津波到達後 3 時間から 72 時間の区間の関係を示す。この例に示すように、津波事例ごとの平均 MRMS 振幅変化に対する個々の観測点の MRMS 振幅の比例係数をそれぞれ求め、それら観測点ごとに求まる係数を観測点係数と呼ぶことにする。

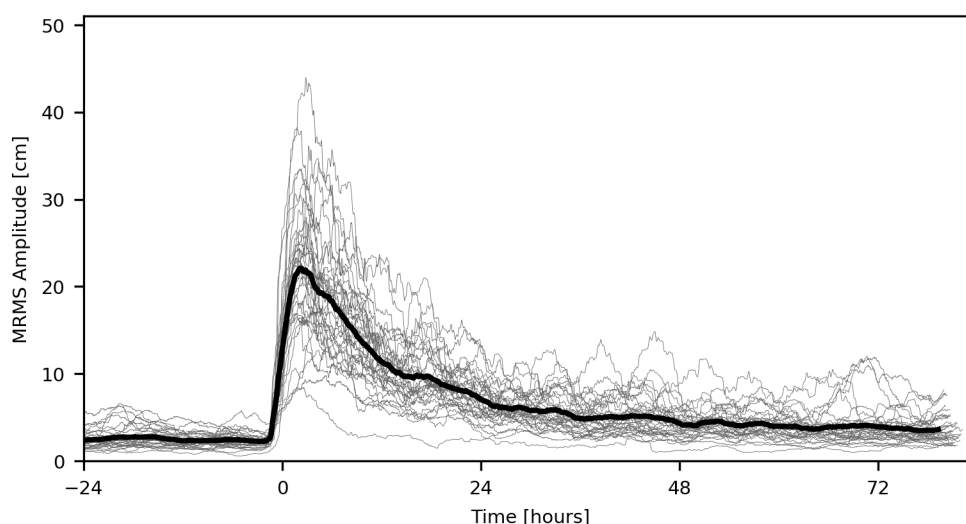


Figure 3.2 Temporal changes of the MRMS amplitudes of the 2010 Chile tsunami event. Thin lines denote the MRMS amplitudes at each of the 33 tide gauge stations, and the thick line denotes their average.

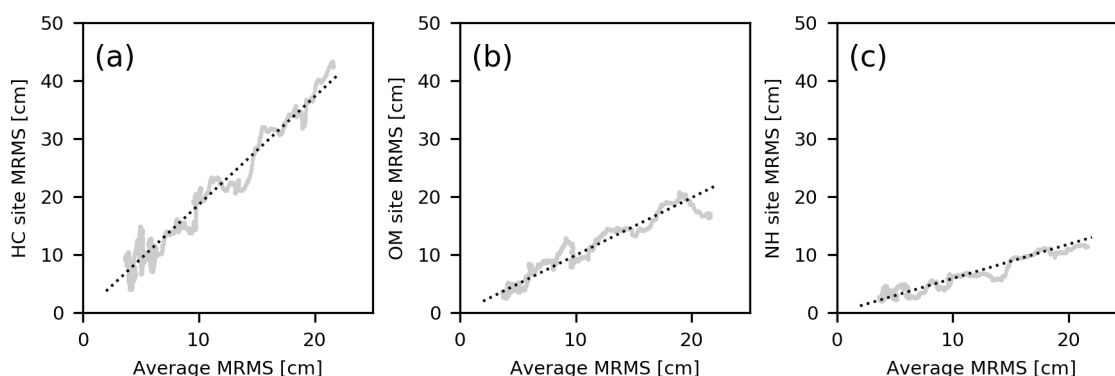


Figure 3.3 Examples of relations between individual MRMS amplitudes recorded at (a) Hachinohe (HC), (b) Omaezaki (OM), and (c) Naha (NH) tide gauge stations and average MRMS amplitude of the 2010 Chile tsunami event. Oblique dotted lines denote proportional lines.

チリ、ペルー沿岸を波源とする津波事例間の観測点係数の関係を Figure 3.4 に示す。2010 年と 2015 年のチリ中部沿岸同士、2001 年と 2007 年のペルー沿岸同士のみならず、2010 年のチリ中部沿岸と

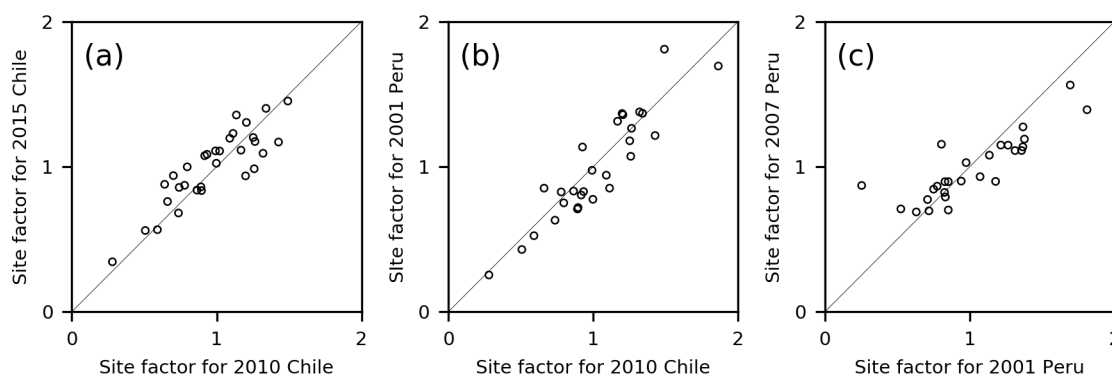


Figure 3.4 Relations between site factors of tsunami events: (a) 2010 Chile versus 2015 Chile, (b) 2010 Chile versus 2001 Peru, and (c) 2001 Peru versus 2007 Peru.

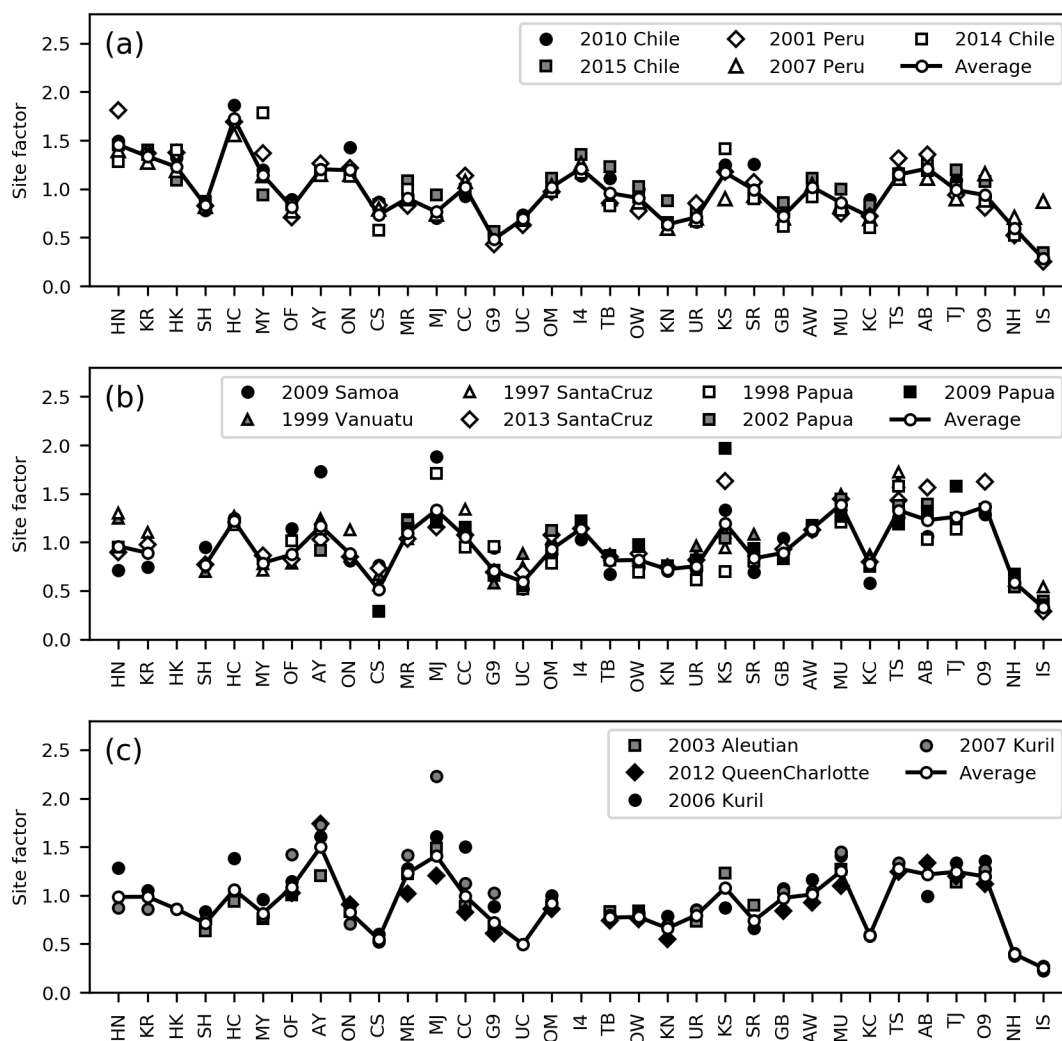


Figure 3.5 Site factors evaluated for tsunami events with source regions in (a) South America, (b) the southwest Pacific, (c) the North Pacific and their means.

2001 年のペルー沿岸との間でも観測点係数の間に強い相関があることが分かる。よって、観測点係数については、チリ沿岸とペルー沿岸はひとまとまりと考えてよさそうである。

主要な津波事例について求めた観測点係数を波源の海域ごとに南米沿岸（チリ、及びペルー沿岸）、南西太平洋（ニューギニア島からサモア諸島）、及び北太平洋（千島沖から北米沿岸）の 3 つにまとめ、それぞれ Figure 3.5(a)~(c)に示す。それぞれの海域を波源とする事例についての観測点係数は、事例間で概ね似た傾向を示しており、平均してそれぞれ係数としてひとまとめにできそうである。Figure 3.6 に海域間の平均観測点係数の関係を示す。南米沿岸と南西太平洋、北太平洋との間の相関は弱いが、南西太平洋と北太平洋との間の相関は強い。よって、観測点係数は南米沿岸とそれ以外（南西太平洋と北太平洋）に大別できる。最終的に南西太平洋と北太平洋を平均した結果を Figure 3.7 に示す。

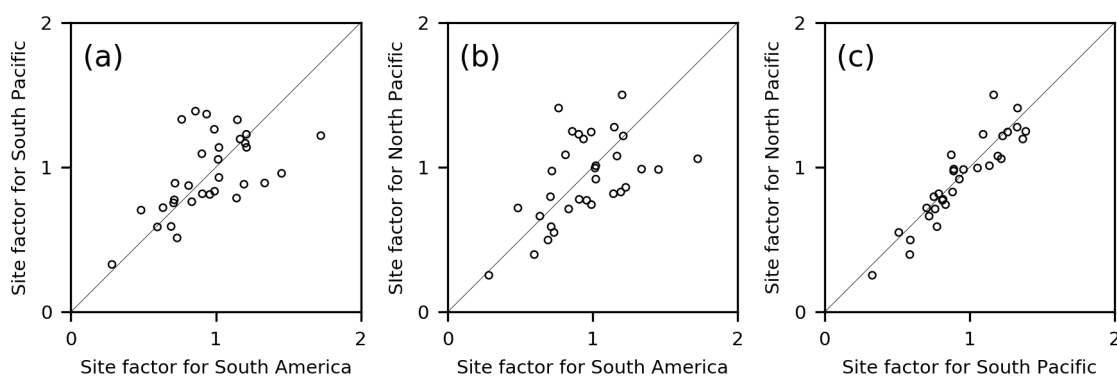


Figure 3.6 Relations between site factors for events with source regions in (a) South America versus the southwest Pacific, (b) South America versus the North Pacific, and (c) the southwest Pacific versus the North Pacific.

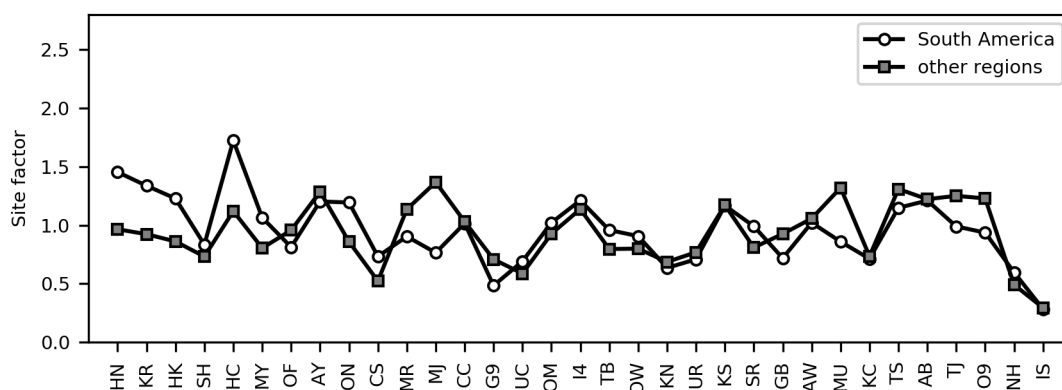


Figure 3.7 Site factors of tide gauge stations along the Pacific coast of Japan evaluated for events originating near the coast of South America and for events originating in other source regions.

### 3.2.3 津波の高さと MRMS 振幅の比

前節で求めた観測点係数により、各観測点において予想される MRMS 振幅の近似曲線が得られる。この MRMS 振幅は、一般に実際の波の振幅よりも小さい。たとえば単一の周波数からなる波の場合、MRMS 振幅は実際の波の半振幅の  $1/\sqrt{2}$  になるが、様々な周波数の波が混ざった波の場合、その振幅比は違ったものになる。

Mofjeld *et al.* (2000)は、モンテカルロ法により生成した模擬津波データの統計解析により、津波到達の 2 時間後から 4 時間後までの間の津波振幅の標準偏差に掛ける係数を 3 とした。

林・ほか(2010)は、ゼロクロス法を適用して区分した波の半振幅（ひとつの波の最大値と最小値の差の 1/2）と同時刻における MRMS 振幅との比を無次元化津波振幅と定義し、その頻度分布を調べた。その結果、無次元化津波振幅  $x$  の頻度はレイリー分布

$$f(x; \theta) = \frac{x}{\theta^2} e^{-\frac{x^2}{2\theta^2}} \quad (3.2)$$

において概ね  $\theta=1$  とした分布に従い、その 99 パーセンタイル値がおおよそ 3.0 であることから、波高が MRMS 振幅の 3 倍以上となることは稀であるとした。

本報告もまた林・ほか(2010)の手順に従ってゼロクロス法によって区分した波の半振幅と MRMS 振幅の比の頻度分布を調べた。対象とした津波事例は、 $M_w8.0$  以上の地震のうち 2007 年千島列島の地震の津波事例を除く 8 事例で、解析時間長は津波到達時から  $M_w8.4$  以上の 4 事例で 72 時間、 $M_w8.3$  以下の 4 事例で 48 時間とした。

時間窓幅 64 分及び 180 分の MRMS 振幅について求めた無次元化津波振幅の頻度分布とレイリー分布で近似した確率分布曲線、累積頻度分布曲線を Figure 3.8、及び Figure 3.9 に示す。また、無次元化津波振幅の最大値、頻度分布の 99.0、99.9 パーセンタイル値、頻度分布をレイリー分布で近似した場合の  $\theta$  の値、その値の場合の 99.0、99.9 パーセンタイル値を、時間窓幅 64 分及び 180 分の MRMS 振幅について Table 3.3 及び Table 3.4 にそれぞれまとめた。

たとえば 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例について述べると、時間窓幅 64 分の MRMS 振幅については波高の 99.0%が MRMS 振幅の 2.2 倍、99.9%が 2.6 倍以内に収まり、最大値は 2.7 であることを示している。レイリー分布のパラメータ  $\theta$  は 0.96 で、その場合の 99.0 パーセンタイル値は 2.9、99.9 パーセンタイル値は 3.6 となる。レイリー分布の方が実値のパーセンタイル値より大きくなるのは、実値の頻度分布がレイリー分布と比べて右に偏って右側が急峻になっているにもかかわらず、レイリー分布ではその形状を表現できずに緩やかに減少していくことが Figure 3.8 から見てとれる。時間窓幅 180 分の MRMS 振幅についての無次元化津波振幅の頻度分布の方がレイリー分布に近くなるが、99.9 パーセンタイル値は実値が 2.8 に対してそのレイリー分布では 3.4 と依然として大きい。他の 7 事例の結果についても、実値の頻度分布とレイリー分布はいずれも 2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例でみたものと同様の傾向を示している。全 8 事例をひとまとめに解析した結果を Figure 3.10、Table 3.3、及び Table 3.4 に示す。

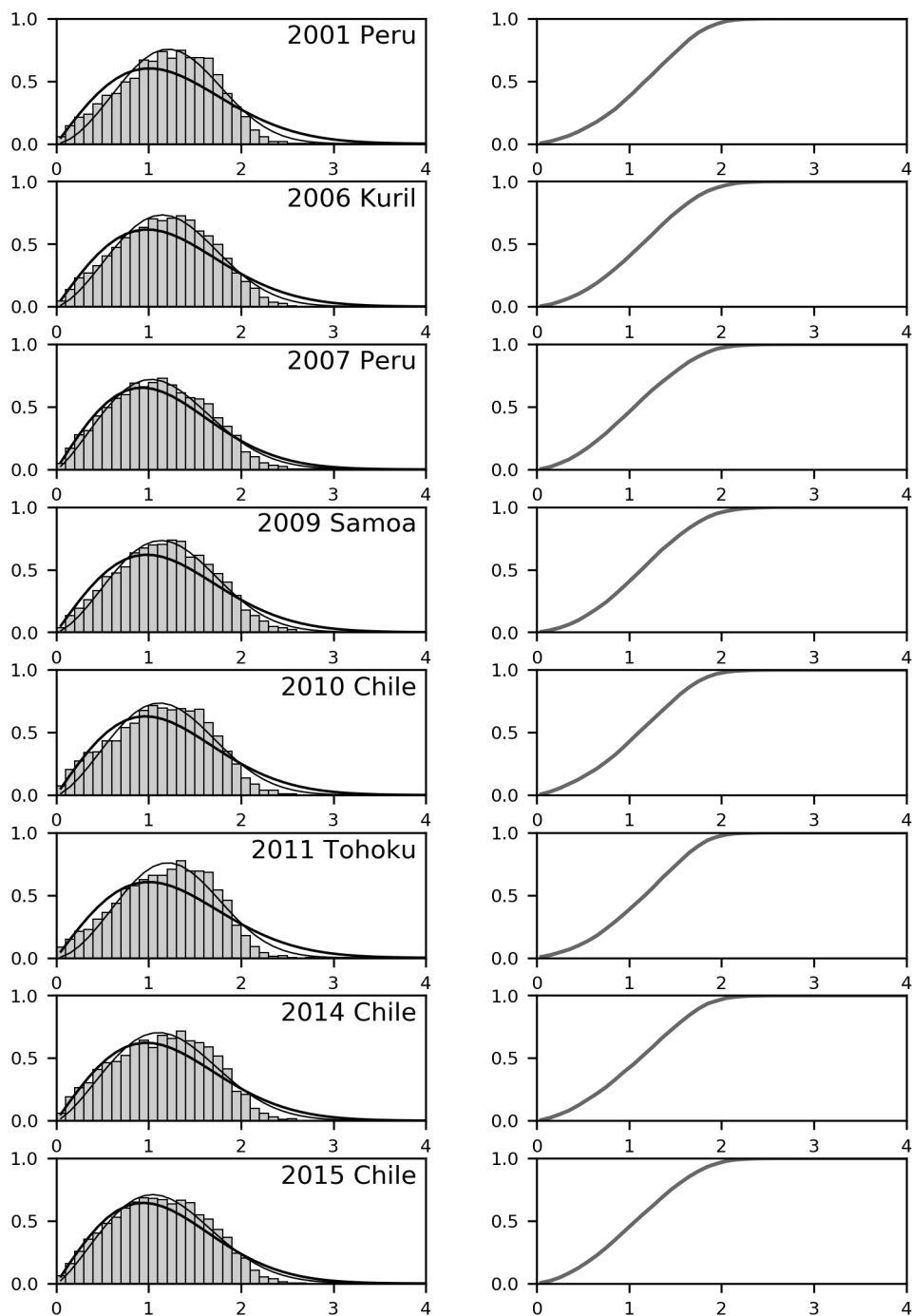


Figure 3.8 (left panels) Histogram of the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude calculated by using a time window of 64 minutes. Thick lines denote the optimal Rayleigh distribution, and thin lines denote the optimal Weibull distribution. (right panels) Cumulative frequency distributions of the tsunami height to MRMS amplitude ratio.



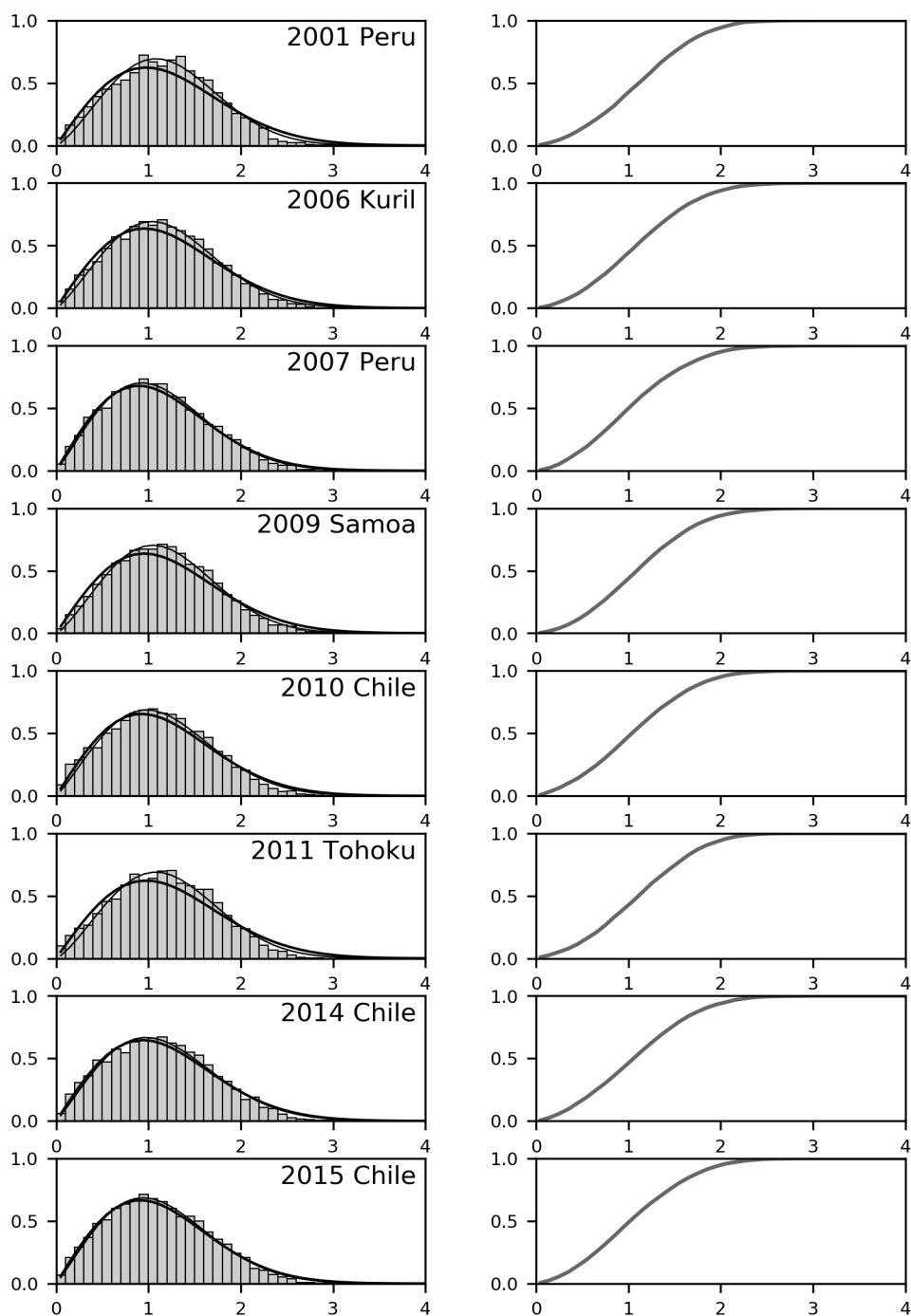


Figure 3.9 (left panels) Histograms of the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude calculated by using a time window of 180 minutes. Thick lines denote the optimal Rayleigh distribution, and thin lines denote the optimal Weibull distribution. (right panels) Cumulative frequency distributions of the tsunami height to MRMS amplitude ratio.

Table 3.3 Statistics of distribution for the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude calculated by using a time window of 64 minutes.

Earthquake & Tsunami	$M_w$	Data distribution			Rayleigh distr.			Weibull distribution			
		max	99.9	99.0	$\theta$	99.9	99.0	$m$	$\eta$	99.9	99.0
2011 Tohoku	9.1	2.8	2.5	2.2	1.00	3.7	3.0	2.73	1.43	2.9	2.5
2010 Chile	8.8	2.7	2.6	2.2	0.96	3.6	2.9	2.50	1.37	3.0	2.5
2001 Peru	8.4	2.8	2.5	2.2	1.01	3.7	3.1	2.72	1.43	2.9	2.5
2006 Kuril	8.3	2.7	2.6	2.3	0.98	3.7	3.0	2.54	1.40	3.0	2.6
2015 Chile	8.3	2.8	2.6	2.3	0.94	3.5	2.9	2.31	1.34	3.1	2.6
2014 Chile	8.1	2.6	2.6	2.3	0.97	3.6	3.0	2.39	1.39	3.1	2.6
2009 Samoa	8.1	2.8	2.6	2.4	0.98	3.6	3.0	2.52	1.39	3.0	2.5
2007 Peru	8.0	3.1	2.7	2.3	0.93	3.5	2.8	2.30	1.32	3.1	2.6
<b>Total</b>		<b>3.1</b>	<b>2.6</b>	<b>2.3</b>	<b>0.97</b>	<b>3.6</b>	<b>3.0</b>	<b>2.49</b>	<b>1.38</b>	<b>3.0</b>	<b>2.6</b>

Table 3.4 Statistics of distribution for the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude calculated by using a time window of 180 minutes.

Earthquake & Tsunami	$M_w$	Data distribution			Rayleigh distr.			Weibull distribution			
		max	99.9	99.0	$\theta$	99.9	99.0	$m$	$\eta$	99.9	99.0
2011 Tohoku	9.1	3.1	2.7	2.5	0.97	3.6	3.0	2.31	1.38	3.2	2.7
2010 Chile	8.8	3.0	2.8	2.5	0.93	3.4	2.8	2.15	1.31	3.2	2.7
2001 Peru	8.4	3.0	2.8	2.4	0.97	3.6	3.0	2.33	1.38	3.2	2.7
2006 Kuril	8.3	3.2	3.0	2.5	0.95	3.5	2.9	2.25	1.35	3.2	2.7
2015 Chile	8.3	3.0	2.8	2.5	0.91	3.4	2.8	2.09	1.29	3.3	2.7
2014 Chile	8.1	3.0	2.9	2.5	0.94	3.5	2.8	2.10	1.33	3.3	2.8
2009 Samoa	8.1	3.2	3.0	2.6	0.95	3.5	2.9	2.29	1.34	3.1	2.6
2007 Peru	8.0	3.3	2.9	2.5	0.89	3.3	2.7	2.10	1.26	3.2	2.6
<b>Total</b>		<b>3.3</b>	<b>2.9</b>	<b>2.5</b>	<b>0.94</b>	<b>3.5</b>	<b>2.9</b>	<b>2.20</b>	<b>1.33</b>	<b>3.2</b>	<b>2.7</b>

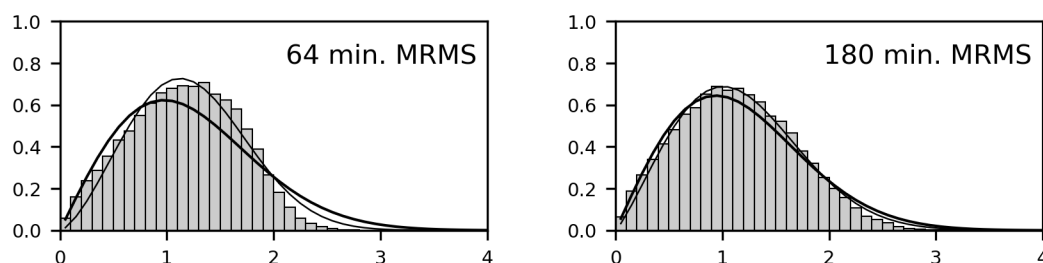


Figure 3.10 Histogram of the ratio of tsunami height to the MRMS amplitude of all eight events calculated by using a time window of (left) 64 or (right) 180 minutes. Thick lines denote the optimal Rayleigh distribution, and thin lines denote the optimal Weibull distribution.

実値の頻度分布の形状をより表現するため、レイリー分布より一般的なワイブル分布

$$f(x; m, \eta) = \frac{m}{\eta} \left(\frac{x}{\eta}\right)^{m-1} e^{-\left(\frac{x}{\eta}\right)^m} \quad (3.3)$$

を適用した結果を Figure 3.10、Table 3.3、及び Table 3.4 に合わせて示す。ワイブル分布の式において  $m = 2, \eta = \sqrt{2}\theta$  としたときにレイリー分布になるが、Table 3.3 及び Table 3.4 に示すとおり、形状パラメータ  $m$  は時間窓幅 64 分に対して 2.3~2.7、時間窓幅 180 分に対しても 2.1~2.3 と 2 より大きくなり、頻度分布が右に偏っていること、時間窓幅 180 分よりも 64 分の方がその傾向が強いことを裏付ける。実値の頻度分布はレイリー分布よりもワイブル分布の方が良く説明するが、それでもなお、ワイブル分布による 99.0、99.9 パーセンタイル値は、時間窓幅 64 分に対してそれぞれ 2.6、3.0、時間窓幅 180 分に対してそれぞれ 2.7、3.2 と実観測値よりやや大きい。

予測近似曲線の時間変化が滑らかであることから、時間窓幅 64 分よりも時間変化が滑らかな 180 分 MRMS 振幅に対する統計量の方を採ることが適当であると考えられる。実値やワイブル分布の 99.0 パーセンタイル値で 2.5~2.7、99.9 パーセンタイル値で 2.9~3.2 程度になる。これらの値のいずれが適当であるかについては、用いた減衰予測性能の特徴については、次節において他の係数に対するばらつきなども含めた総合的な減衰予測性能の評価に基づいて検討するが、以後、この値を波高係数と呼ぶことにする。

### 3.2.4 増加・減衰過程の予測式

前節までにおいて、MRMS 振幅の関数近似 (3.2.1 節、式(3.1))、地震のマグニチュードと近似関数の振幅パラメータとの関係 (規模係数、1.5 節)、地震発生時と津波到達時の差、すなわち津波走時  $T_T$  の効果 (走時係数、1.5 節)、平均 MRMS 振幅に対する個々の観測点の MRMS 振幅の比例係数 (観測点係数、3.2.2 節)、そして、MRMS 振幅に対する津波の高さの比の分布から波高係数の候補を得た (3.2.3 節)。これらを総合すると次に示すように、津波波形振幅の上限の時間推移  $A_{fcst}$  を予測することができることになる。

$$A_{fcst} = A_{MRMS\_model} \cdot c_{travel} \cdot c_M \cdot c_{site} \cdot c_{crest} \quad (3.4)$$

ここで、 $A_{MRMS\_model}$  は、初期部グループごとに式(3.1)の 3 指数関数で表される規格化 MRMS 振幅の標準的時間変化、 $c_{travel}$  は走時係数、 $c_M$  は規模係数であり、これらは地震の震央と規模が判明した時点で定まる。そして、 $c_{site}$  は観測点係数、 $c_{crest}$  は波高係数である。この予測手順を Figure 3.11 にフローチャートの形式で示す。

## 3.3 予測精度の評価

本節では、前節で示した減衰過程の予測式(3.4)による予測精度を評価する。波高係数としては、2.6 (実値とワイブル分布の 99.0 パーセンタイル値の平均)、2.9 (実値の 99.9 パーセンタイル値)、3.2 (ワイブル分布の 99.9 パーセンタイル値) の 3 種類を用いた。評価には基準高さを下回るまでの時間を用い、基準高さは 100 cm、50 cm、及び 20 cm とした。これらの高さを十分に超えるだけの遠地

津波の観測事例は多くない。デジタルデータの期間で今回対象とした津波事例のうち、2010 年チリ中部沿岸の事例では、33 観測点のうち 26 観測点で最大の津波の高さが 40 cm を超えているが、2 番目に大きい 2006 年千島列島の事例では、11 観測点に留まり、他の事例ではほぼ見られない。よって、この 2 事例と、5 観測点のデータしか使えないが最大級の津波である 1960 年チリ地震津波の事例を用いて予測精度を評価する。

Figures 3.12, 3.13, 及び 3.14 は、1960 年チリ地震、2010 年チリ中部沿岸、及び 2006 年千島列島の地震の津波事例について、波高係数を 2.6、2.9、3.2 とした場合の基準高さを下回るまでの時間の観測値と予測値を比較した結果をそれぞれ示す。ただし、2010 年チリ中部沿岸の事例は基準高さ 50 cm、及び 20 cm、2006 年千島列島の事例は基準高さ 20 cm に限られる。Figure 3.13 に示す 2010 年チリ沿岸中部の事例で波高係数 2.6 の場合、基準高さ 50 cm を下回るまでの時間の観測と予測の差はほぼ 5 時間以内に収まり、平均値は -0.9 時間（観測 < 予測）、標準偏差は 2.2 時間であった。基準高さ 20 cm を下回るまでの時間は多少バラつくが、ほとんどが 12 時間以内に収まり、平均値は +0.4 時間（観測 > 予測）、標準偏差は 6.4 時間であった。なお、20 cm を下回るまでの時間が 75 時間とやや大きめになった赤羽根観測点では、この時期、津波の到達前からしばしば潮位偏差が 20 cm を超えていて津波に

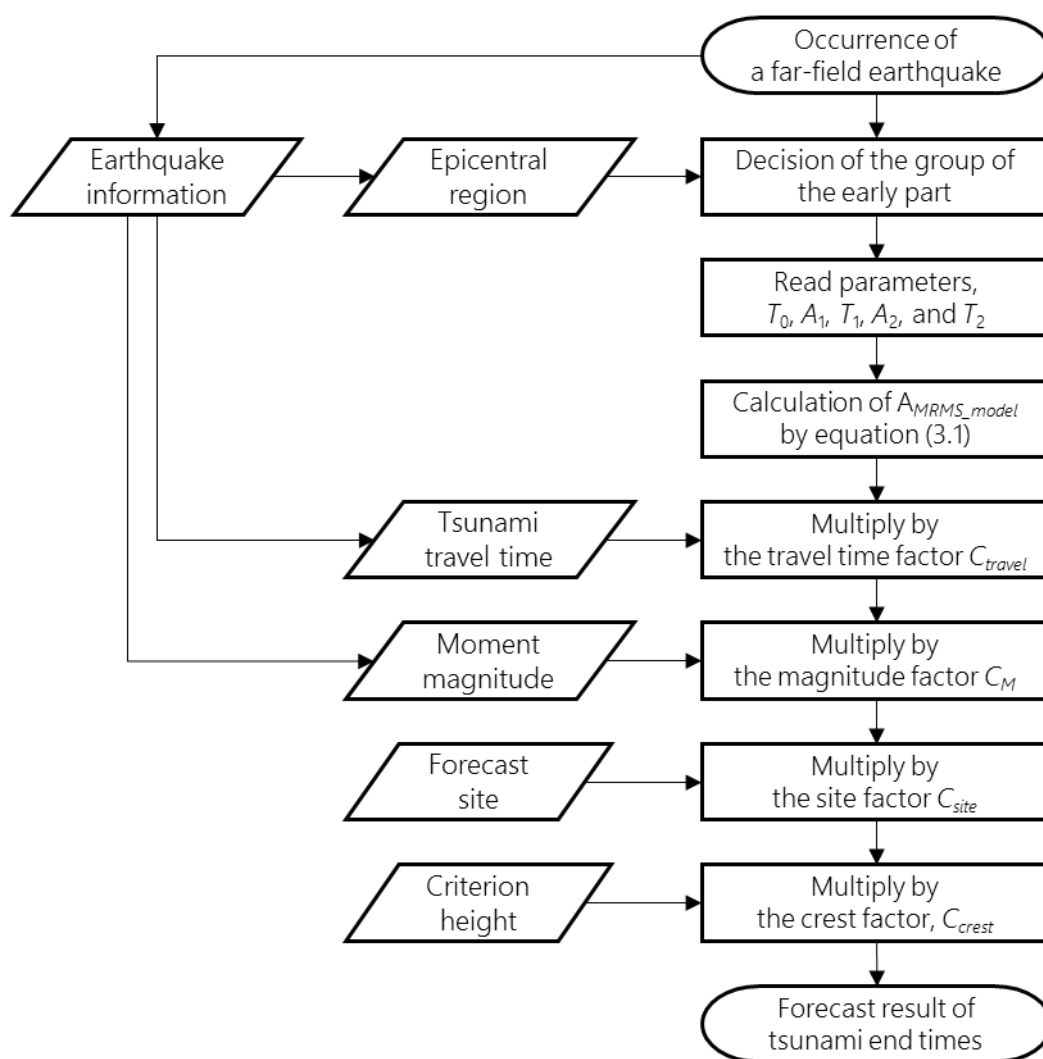


Figure 3.11 Flow chart of the procedure for forecasting tsunami end times.

よる潮位変化が 20 cm を下回る時点を読み取ることが難しく長めの評価になっているかもしれない。Figure 3.14 に示す 2006 年千島列島の事例では、予測が短めの傾向となっていて観測と予測の差は-3 時間から+9 時間の範囲、平均値は+2.9 時間、標準偏差は 3.9 時間であった。いずれの場合でも、波高係数を 2.9、3.2 と大きくしていくと、予測時間は数時間程度ずつ長くなっていき、グラフの上では上方にずれていき、過小予測となる観測点が減っていく。

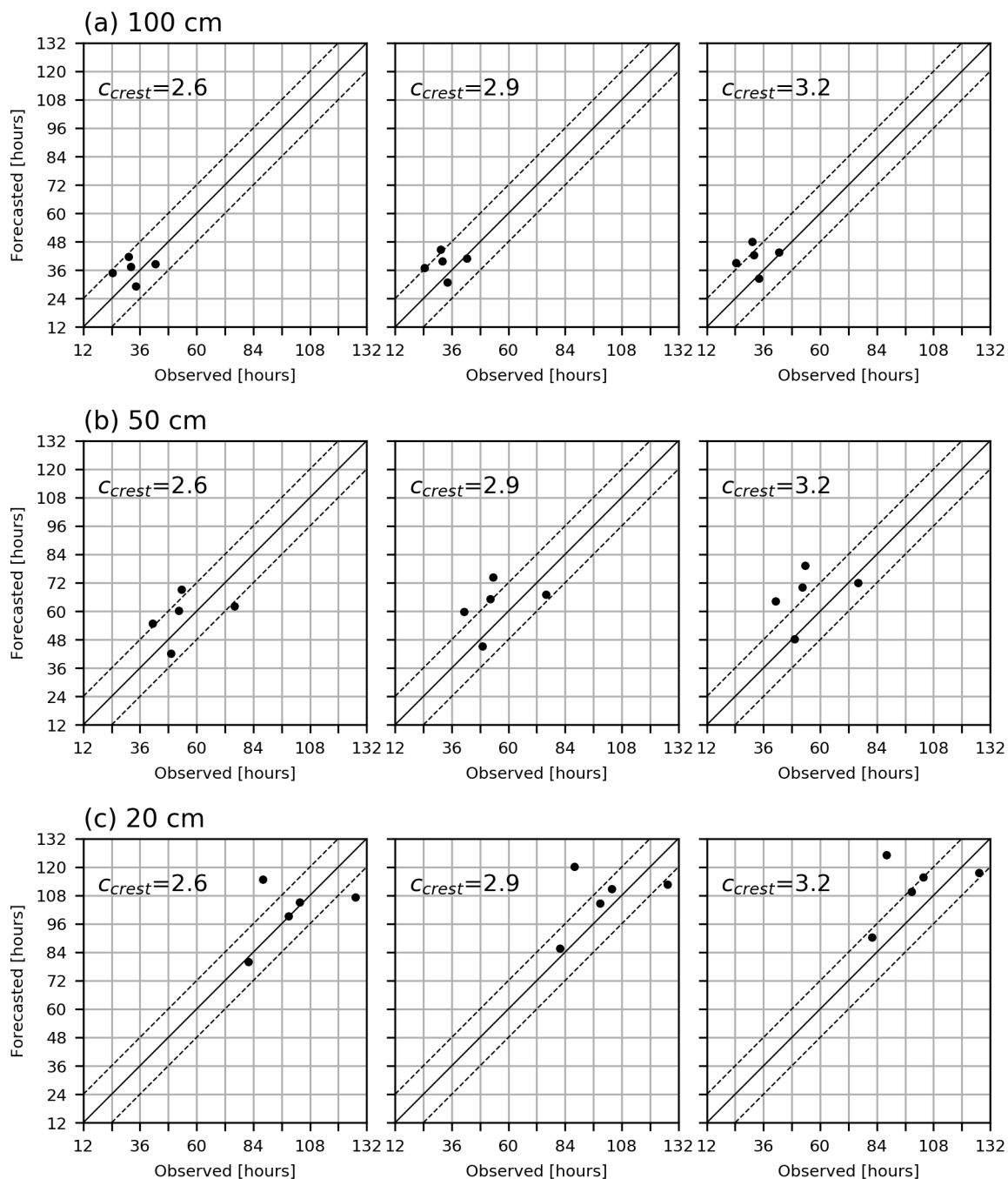


Figure 3.12 Comparison between the time required for observed tsunami amplitude of the 1960 Chile tsunami event to decrease to criterion heights of (a) 100 cm, (b) 50 cm, and (c) 20 cm and the forecasted time when the crest factor is set to 2.6, 2.9, or 3.2. Solid and dashed lines denote the forecasted time error is zero and within  $\pm 12$  hours, respectively.

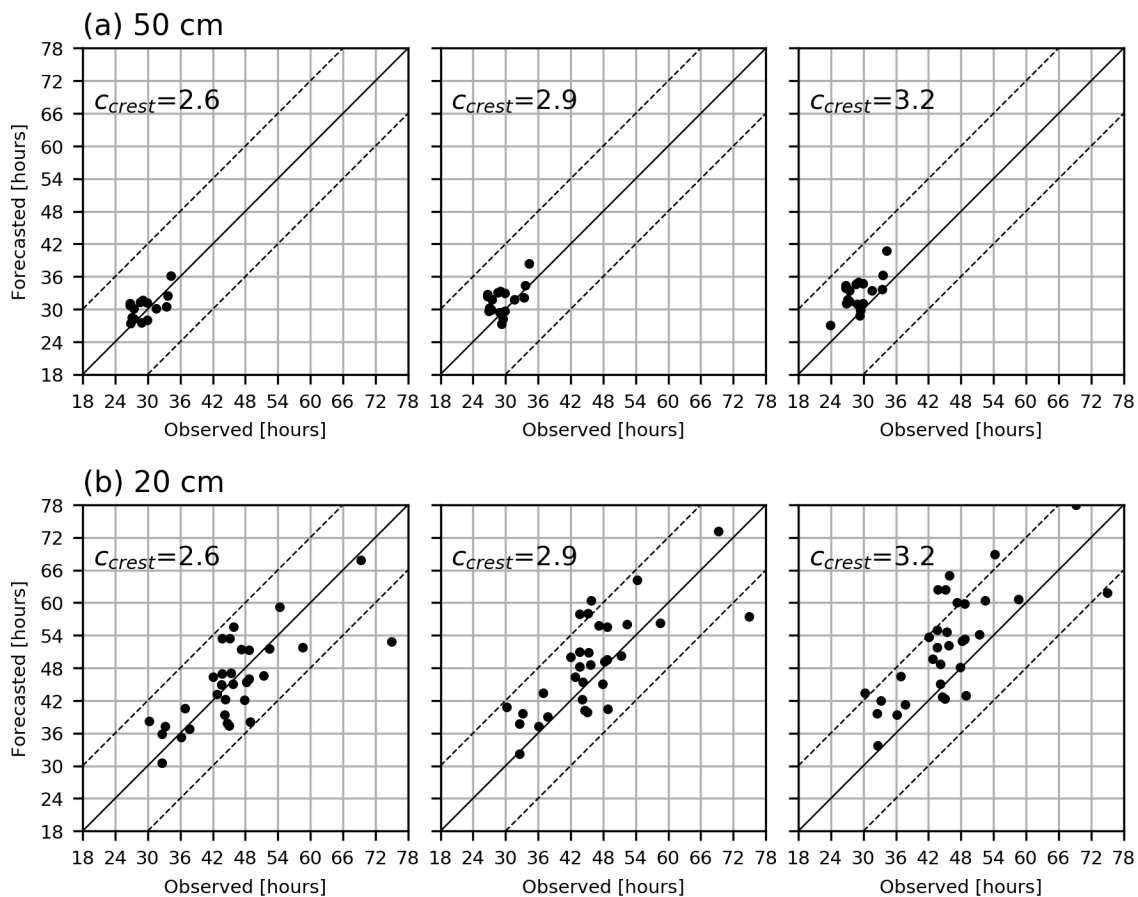


Figure 3.13 Comparison between the time required for observed tsunami amplitude of the 2010 Chile tsunami event to decrease to criterion heights of (a) 50 cm and (b) 20 cm and the forecasted time when the crest factor is set to 2.6, 2.9, or 3.2. Solid and dashed lines denote the forecasted time error is zero and within  $\pm 12$  hours, respectively.

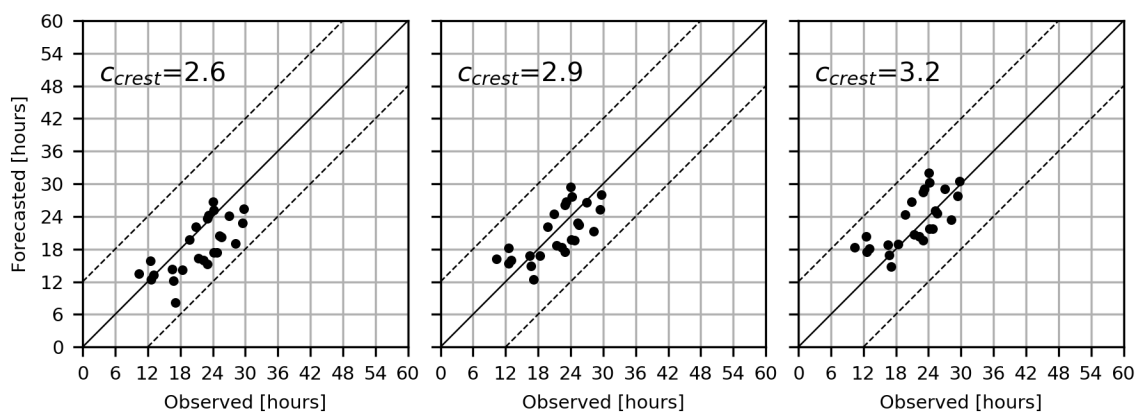


Figure 3.14 Comparison between the time required for observed tsunami amplitudes of the 2006 Kuril tsunami event to decrease to criterion height of 20 cm when the crest factor is set to 2.6, 2.9, or 3.2. Solid and dashed lines denote the forecasted time error is zero and within  $\pm 12$  hours, respectively.

減衰時間予測の観測値との差の事例と基準高さごとの平均及び標準偏差を Figure 3.15 に示す。波高係数を 2.6 としたとき、平均値は概ねゼロ付近になるが、波高係数を大きくすると予測時間は長くなるので観測と予測の差は負の方へずれていき、波高係数を 3.2 としたとき、概ね上限を抑える傾向がみられる。観測と予測の時間差のばらつきの大きさは波高係数の選択にはほとんど影響されない。標準偏差の大きさについて、データ数の多い 2010 年チリ中部沿岸と 2006 年千島列島の事例について津波到達時からの時間でみると、8 時間から 30 時間程度先の予測時間に対して標準偏差は 2.2 時間から 6.9 時間となり、2~3 割程度の相対精度となっている。

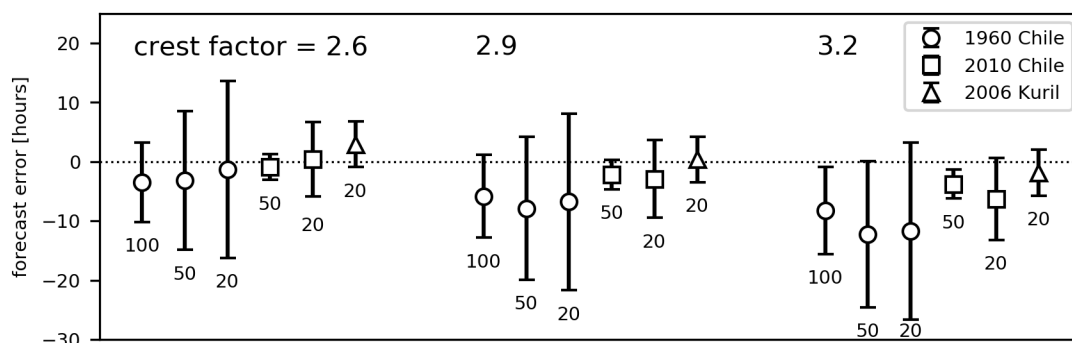


Figure 3.15 Mean difference between observed and forecasted time before the tsunami height fell below the criterion height when the crest factor was set to 2.6, 2.9, or 3.2. Criterion heights are 100, 50, and 20 cm for the 1960 Chile tsunami event, 50 and 20 cm for the 2010 Chile tsunami event, and 20 cm for the 2006 Kuril tsunami event. Error bar indicates the standard deviation of the mean.

波高係数を 2.6 としたときの解析期間内において基準高さを下回る予測時刻を過ぎた後の期間における波の高さの最大値の頻度分布を Figure 3.16 に示す。基準高さが 20 cm の場合、背景潮位変動が大きい時期には波の高さが 20 cm を超えたとしても津波によるものとは判断が難しいことがあるが、今回は区別することなく使用した。2010 年チリ中部沿岸の地震の津波事例の基準高さ 50 cm の場合、予測時刻以降に 50 cm 以上の波の高さを観測したデータが 4 個あるがその振幅は 65 cm (1.3 倍) 以下に収まる。基準高さ 20 cm で見ても 26 cm (1.3 倍) 以下に収まっている。予測が早めの時刻になった 2006 年千島列島の地震の津波事例でも、予測時刻以降に基準高さを超えたデータは 26 個中 7 個

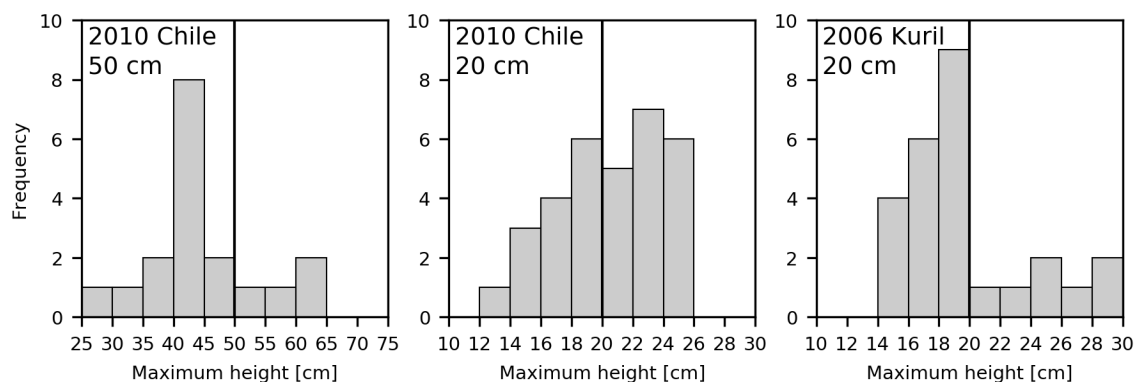


Figure 3.16 Histograms of the maximum observed height after the forecasted time for the tsunami height to fall below the criterion height when the crest factor is set to 2.6. The criterion heights (denoted by the thick vertical lines) are 50 and 20 cm for the 2010 Chile tsunami event, and 20 cm for the 2006 Kuril tsunami event.

で、それらは 30 cm (1.5 倍) 以下に収まる。1960 年チリ地震津波の事例はデータ数が少ないため頻度分布図を示さないが、いずれの基準高さについても高々 1.2 倍から 1.3 倍に収まっていた。

採用すべき波高係数は、減衰予測の目的をどのように設定するかによって変わるものと考えられる。すなわち、日本全体あるいは地域全体において平均的な値を予測することを目的とするならば、波高係数は 2.6 程度を採ることが適当である。その場合でも予測時刻以降に観測される津波の高さの最大は基準高さの 1.5 倍程度に収まることが期待される。個々の観測点について過大予測になりすぎることを避けつつ、できるだけ多くの観測点で過小予測にならないように予測することを目的とするならば、波高係数として 3.2 程度を採ることが適当になる。

### 3.4 結論

日本の沿岸検潮による津波観測の結果から見いだした津波の減衰過程の特徴に基づいた減衰予測手法を考案した。

初期部の MRMS 振幅増加・減衰過程を簡単な式で表現するため、指数関数型減衰する後期部と合わせ、3 つの指数関数からなる式(2)を適用し、初期部をその変化の様相から分類した 5 つのグループごとに指数関数のパラメータを最小二乗推定した。初期部のグループ分けは津波の波源がどの海域にあるかに依存し、平均 MRMS 振幅は地震の規模に比例することから、地震発生直後に地震の震源が推定された時点で、津波走時と合わせ、平均 MRMS 振幅の時間変化が予測できることになる。

観測点係数には津波波源に応じた再現性が認められ、津波波源が南アメリカ西岸沖にある場合とそれ以外の北太平洋や南西太平洋にある場合の二つに大別できる。これらの式や係数により、地震の震源が推定された時点で個々の観測点における MRMS 振幅の時間変化が予測できる。

さらに、MRMS 振幅に対する津波の高さの比は、主な過去の津波事例についてほぼ共通した統計的特徴を示す。波高係数に大きな値を用いれば実際に観測される波高が予測振幅を超えることは極めて少なくなるが、津波が減衰するまでに要する時間の予測値は大きくなり、過大になるおそれがある。津波が減衰するまでに要する時間の予測精度を重視するならば、波高係数を 2.6 としたとき最終的な予測振幅を津波波高を超える波の割合を 1%程度に抑えつつ、減衰予測時間のばらつきを ±12 時間以内にできる。