

# 津波の到達から後続波・減衰に至る 全過程を予測する



気象研究所地震津波研究部

林 豊

# 目次と概要

## • 津波の一般的な性質

津波は、水深が浅いほど波高は高くなり遅く伝わる性質があるため、波源から陸地に伝わる過程で増幅・屈折・反射を繰り返して複雑なふるまいをします。これが、津波の最大波が、第一波よりも後続の波で記録することが多い理由です。

## • 津波減衰過程の経験的な予測手法の研究

気象研究所では、過去の事例を分析し、津波の到達から波高が増加・減衰する過程の特徴をまとめ、この特徴を用いて遠地津波の減衰を予測した場合の予測性能を評価しました。

## • 近年の観測事例がない海域の課題

## • 平均的な減衰過程からのずれが大きい後続波の予測の課題

## • 近地津波の減衰予測の課題

近年の観測事例がなく、過去の事例からでは分析できない海域の課題については、そのような海域で発生する地震による津波の可能性を検討しました。

また、遅れて到達する顕著に高い津波後続波を予測するため、過去の事例の再現計算、津波伝播計算の方法の改良、高い遠地津波が生じやすい波源域の評価にも取り組みました。

さらに、近地津波の減衰予測の課題についても検討しました。

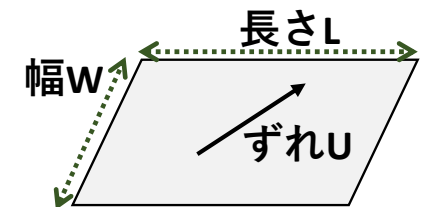
# 津波とは / 津波の初まり (波源) の形

## 津波とは

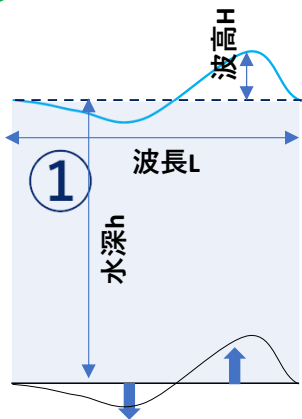
地震等\*に伴って生じる急激な海面等の変形が、周辺に伝播し、また陸上を遡上する現象のこと。

\* 急激な変形の原因は、海域での地震が最も多い。他には、地すべり、火山噴火、隕石衝突などがある。

(参考)



## 地震直後の海面の変形 (津波の波源) の断面図



凡例

横軸:水平方向

— 海底面

— 水面

- - - 元の水面

典型的なサイズ (プレート境界のマグニチュード8程度の地震の場合)

波長 $L$ : 数十~数百km

波高 $H$ : 数m以下

水深 $h$ : 数百~数千m

①を正しい縮尺で描くと...

② //

平均的な断層サイズ\*  
モーメントマグニチュード  
 $M_w=7.0$  のとき

$L=40\text{km}$ ,  $W=20\text{km}$ ,  $U=1\text{m}$

$M_w=8.0$  のとき

$L=120\text{km}$ ,  $W=60\text{km}$ ,  $U=3\text{m}$

$M_w=9.0$  のとき

$L=400\text{km}$ ,  $W=200\text{km}$ ,  $U=10\text{m}$

\* 経験的なスケーリング則から導かれる値

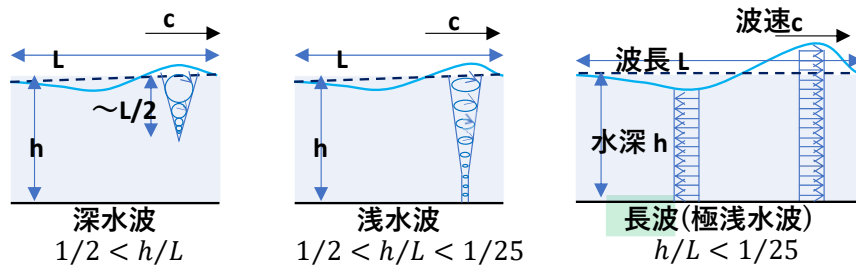
# 外洋の津波の特徴～微小振幅の長波

**微小振幅波** : 水深( $h$ )に比べて波高( $H$ )が非常に小さい。

→ 津波の支配方程式において( $H/h$ )の高次の非線形項を無視でき、計算しやすい。

**長波** : 水深( $h$ )に比べて波長( $L$ )が非常に長い。

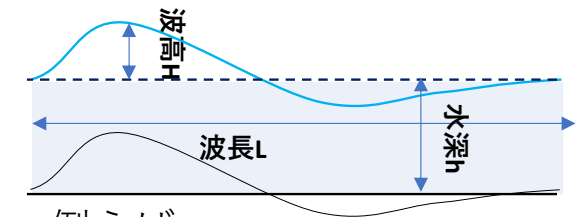
→ 鉛直方向の運動が水平方向の運動に比べて無視できる  
**水面から水底までがほぼ等しく動く波**



凡例  
横軸:水平方向  
—— 海底面  
—— 水面  
- - - 元の水面  
→ 波の形が伝わる方向  
→ 水粒子の運動方向

水深波長比による波の分類と水粒子の軌道

(参考)



- 例えば、  
2011年東北地方太平洋沖地震の波源では、  
波長 $L \sim 1,000,000\text{m}$   
水深 $h \sim 1,000\text{m}$   
波高 $H \sim 10\text{m}$

# 浅水変形、屈折・反射の性質

**波速** (津波の形が伝わる位相速度のこと)

$$c \cong \sqrt{gh}$$

ここで、 $c$  は位相速度、 $g$  は重力加速度、 $h$  は水深

## グリーンの法則

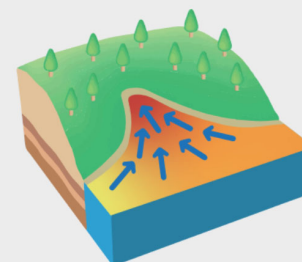
(岸での反射の効果を見逃した場合)

$$Hh^{1/4}b^{1/2} \text{ が一定}$$

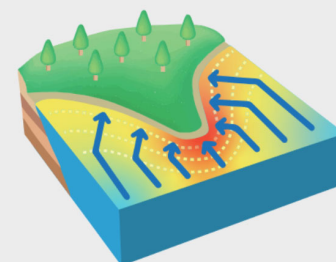
ここで、 $H$  は波高、 $b$  は水路(波向線)幅

注：ここでは  $h/H$  や  $H/L$  を含む非線形項を見逃した場合  
(M8程度の近地津波で外洋なら、ほぼ成り立つ)

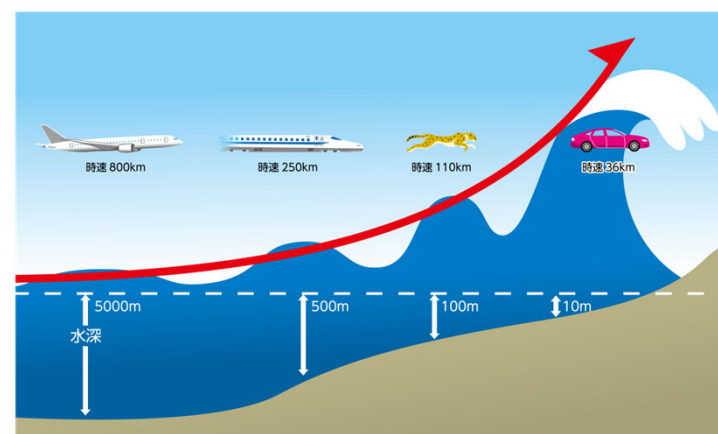
地形による津波の増幅の例



V字型の湾では湾の奥にエネルギーが集中し、波高が高くなります。

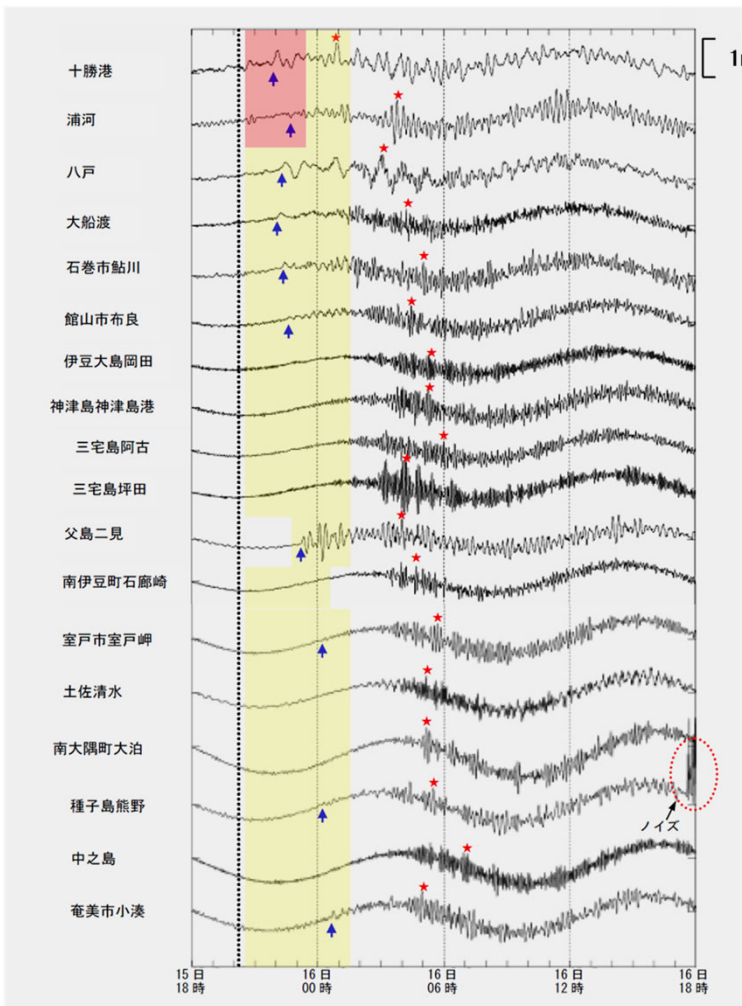


岬の先端では、津波が海岸線に対して平行になろうとしてエネルギーが集中し、波高が高くなります。

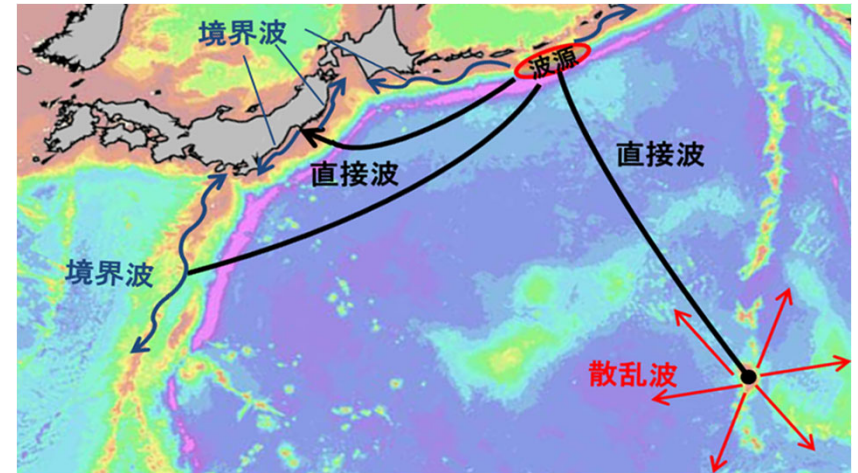


図はいずれも気象庁ホームページより

# 複雑な経路をたどる津波の例～2006年千島列島沖地震(M7.9)



| 地震発生時刻  
 ▲ 津波到達時刻  
 ★ 最大波の出現  
 津波警報の発表期間  
 津波注意報の発表期間



後続波の伝わり方の概念図

2006年千島列島沖地震による津波観測記録と津波注意報・警報の発表期間  
 図は林(2012)より

津波注意報の解除のタイミングが難しい例

引用文献 林(2012):津波警報を解除するタイミングに関する研究の現状と展望. 験震時報, 75, 13-24.



# 津波波形の平均化処理の方法

## ○ 津波振幅の時間変化についての既往研究における解釈

Munk(1963)の解釈

- 拡散過程：大洋全体に広がる過程
- 吸収過程：広がった津波が沿岸で反射を繰り返しながらエネルギーを失う過程



大津波の観測データの解析

- 1960年チリ地震津波など潮位計 (例えば、Van Dorn, 1984)
- 2011年東北地方太平洋沖地震など沖合津波計 (例えば、Saito et al., 2013)



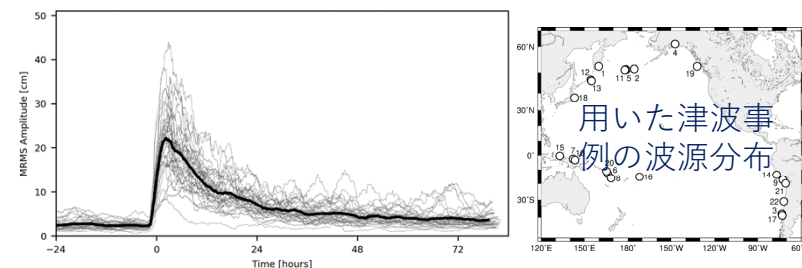
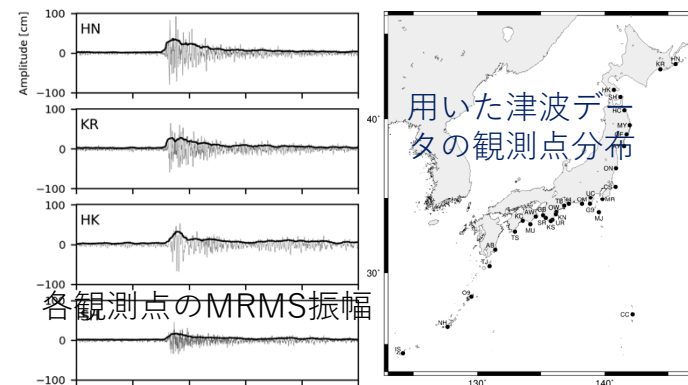
事例・観測点によらず、大局的には、**拡散過程と吸収過程に従う減衰が観測されている**

## ○ 観測データを解析する基本的な考え方 事例毎に各観測点を**平均化して** **減衰過程の一般的傾向**を明らかにする

**移動二乗平均**  
**(MRMS)振幅**



**平均MRMS振幅**



山本(2022)

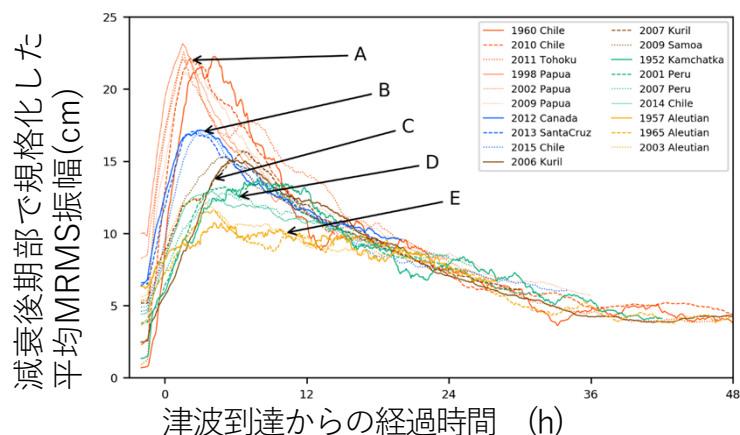
# MRMS振幅の特徴によるグループ分け

## 減衰後期部

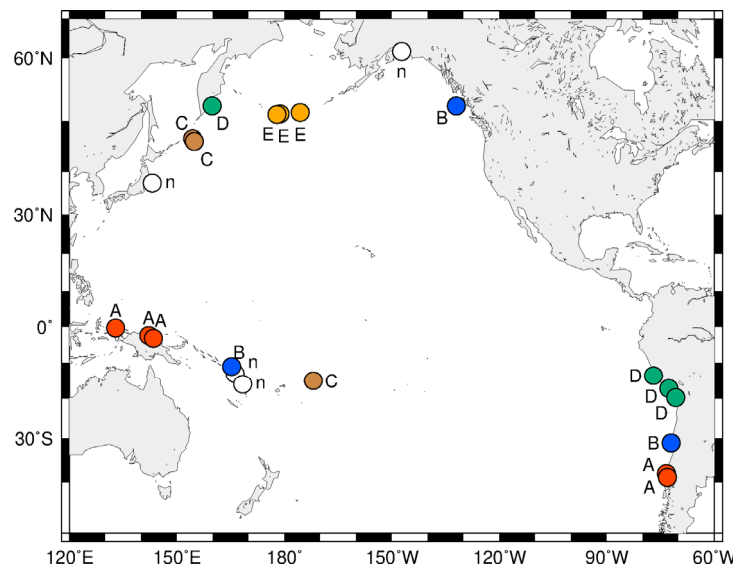
- 津波到達から概ね15~18時間より後
- 減衰が緩やか
- 津波事例による傾向の違いが小さい

## 減衰初期部

- 後期部よりやや速い減衰
- 5グループに分類
- 同一海域の津波事例は同グループ



減衰前期部の特徴でグループ分け



波源の位置とグループの関係

各グループの特徴を示す指標値

	グループ A	B	C	D	E
規格化したMRMSの最大値 (cm)	33.3	26.2	22.9	20.9	17.6
同最大値の出現時間 (時間; 津波到達後)	2.2	3.0	6.2	6.5	4.1
規格化したMRMSが最大値の1/2以上となる時間 (時間)	15.4	21.7	23.5	27.5	35.7

山本(2022)



# 遠地津波の津波到達から減衰までを表す経験式

規格化MRMS振幅の標準的時間変化関数

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

グループ毎に決定  
(立ち上がりと減衰前期部を表現)

共通  
(減衰後期部を表現)

## グループ毎のモデルパラメータの決定

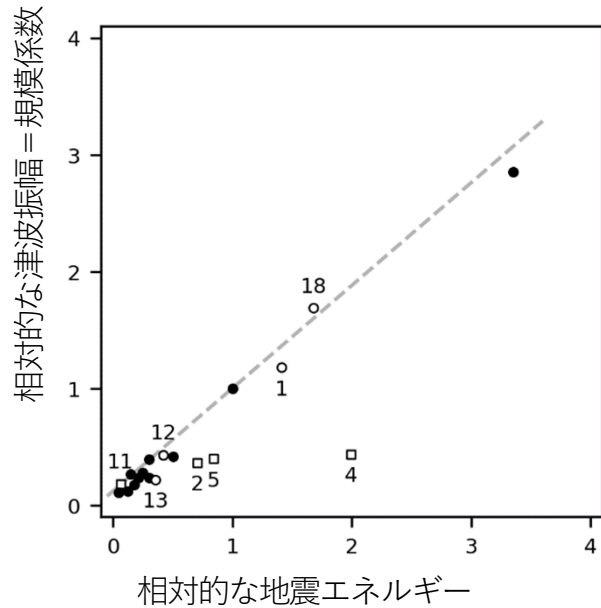
	グループA	B	C	D	E
$T_0$ (min.)	119	124	1461	1015	111
$A_1$ (cm)	39.1	22.1	189.9	110.9	4.0
$T_1$ (min.)	410	526	457	473	720
$A_2$ (cm)	18.0	18.0	18.0	18.0	18.0
$T_2$ (min.)	3000	3000	3000	3000	3000

山本(2022)

- 地震の規模による津波の規模の違い
- 津波が高く（低く）なりやすい観測点
- MRMS振幅と実際の津波波形の違い

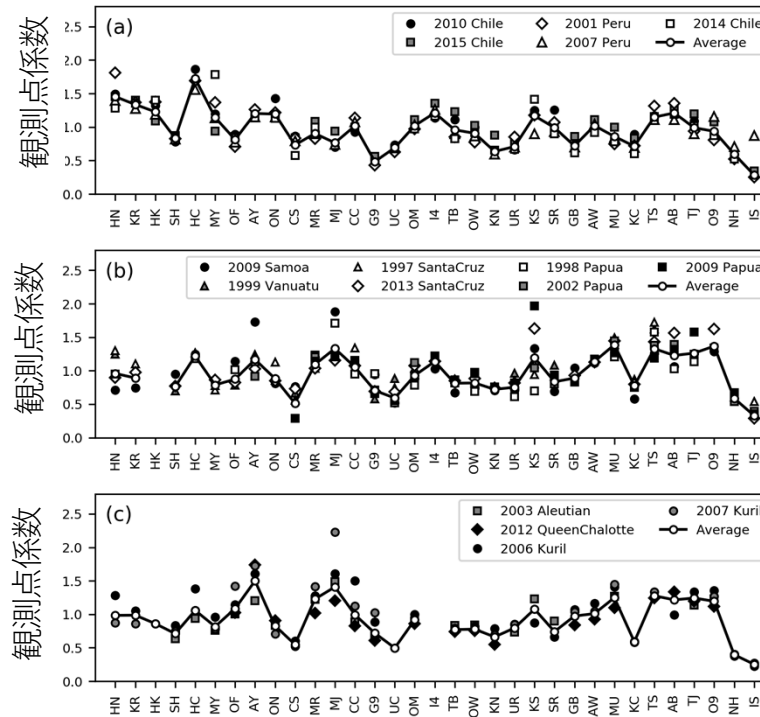
この後に導入する係数で表現

# 地震の規模、観測点毎の違いを表す係数の導入



地震の規模による津波の規模の違い

これらの違いは、規格化した平均MRMS振幅を**規模係数**と**観測点係数**で定数倍することで、概ね表現可能

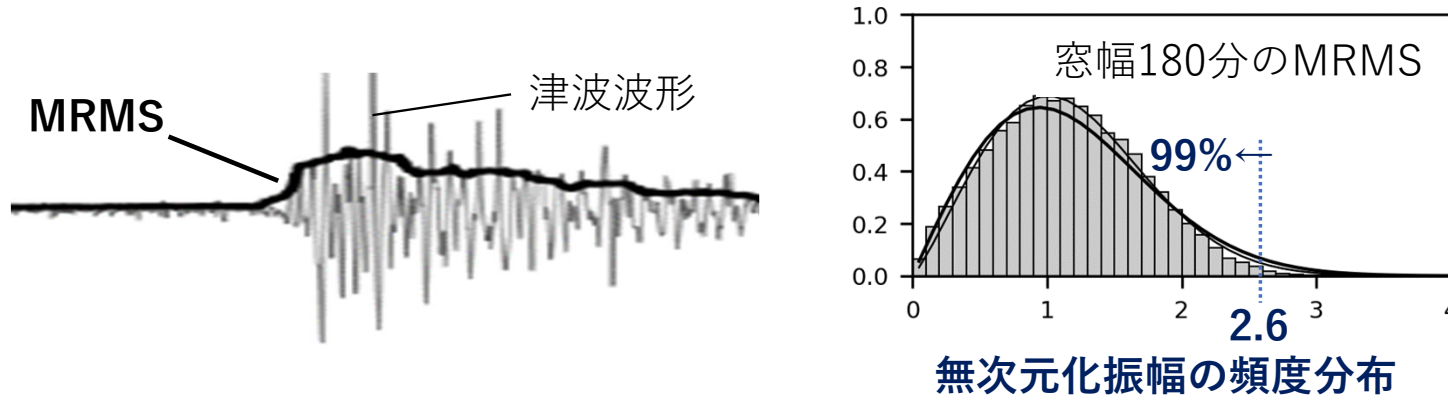


観測点による津波の高さの違い

山本(2022)

# 波毎の波高のばらつきを表す波高係数の導入

無次元化振幅 = (ある波の振幅) / (その時のMRMS) 林ほか(2010)の定義による



## 津波振幅の上限の時間推移の予測

初期部グループ毎の規格化MRMS振幅の標準的時間変化

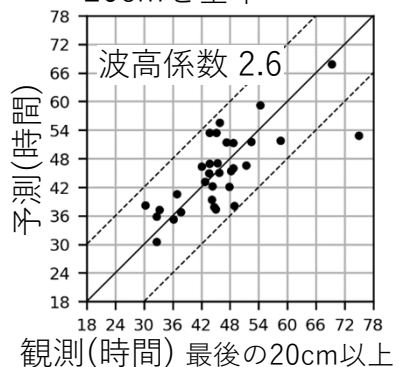
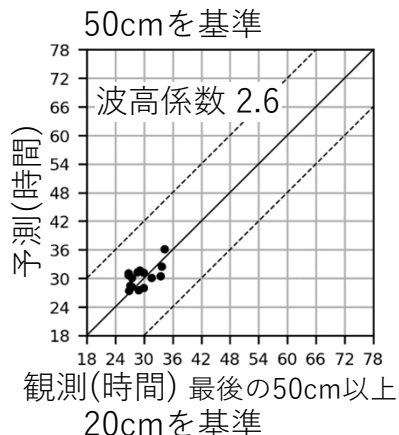
$$A_{fcst} = A_{MRMS\_model} \cdot C_{travel} \cdot C_M \cdot C_{site} \cdot C_{crest}$$

振幅の上限 ↓ 走時係数 規模係数 観測点係数 波高係数 山本(2022)

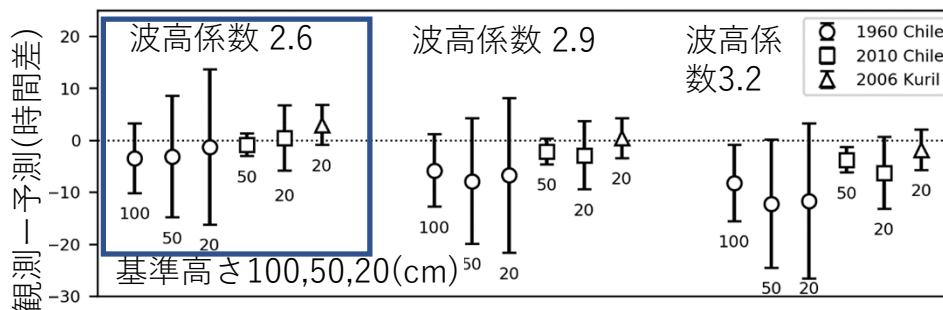
地震の震央と規模の判明時点で津波振幅の上限値の時間推移を予測可能

# 遠地津波の減衰の経験的な予測手法の予測性能の評価

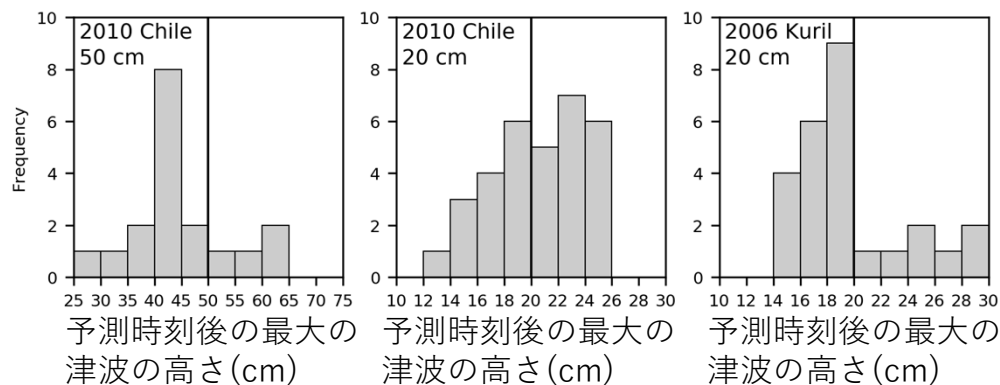
「津波がある高さ以上になる最後の時刻」を予測した場合



**2010年チリ沖津波の例**  
予測と観測の時刻差は概ね±12h以内



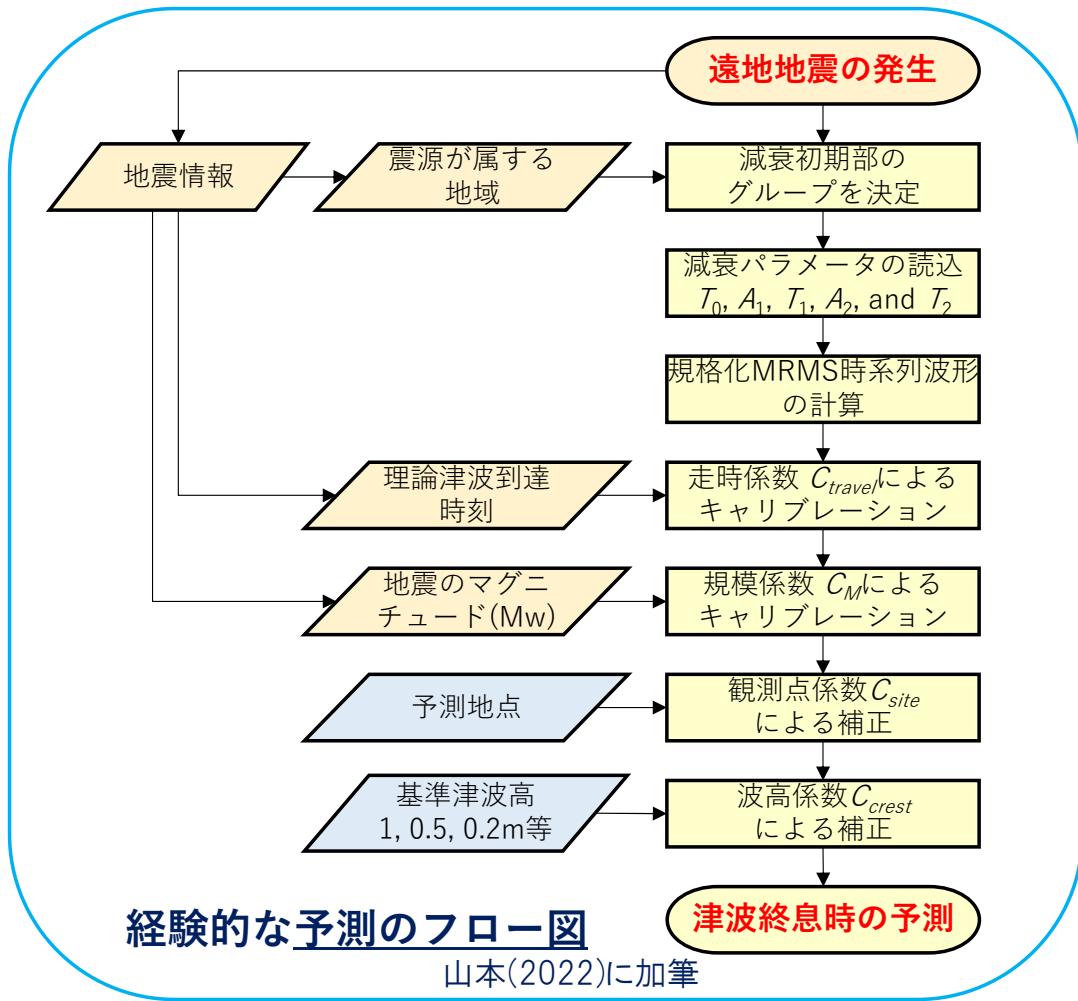
**波高係数によって「観測時-予測時」の特徴に違い**  
波高係数は2.6程度が適当、できるだけ過小予測を避ける目的には波高係数を3.2程度



**予測時刻以降の最大の津波の高さは、基準高を超える場合でもわずかな差**

山本(2022)

# 本予測手法を適用するための手順と課題



気象庁の津波警報・注意報への活用  
の準備が進められている

目標：防災行動・防災対応を支援するため、  
津波の時間的推移や解除の見通しについて提供

2030年

津波警報を発表した後で、  
津波の第1波・最大波から減衰まで、  
津波の時間的推移を提供するとともに、  
警報・注意報解除の見通しをお知らせ。

	11時台	12時台	13時台	14時台
〇〇県	警戒	海面変動		
〇〇県	警戒	海面変動		
〇〇県	注意	海面変動		

「2030年の科学技術を見据えた気象業務のあり方(提言)」(交通政策審議会気象分科会,2018)

- 課題 (本経験的手法の適用範囲外)
- (1) 近年の観測事例がない海域の地震の場合
  - (2) 平均的な減衰過程からのずれが大きい現象
  - (3) 近地津波

# まとめ

気象研究所では、過去の事例を分析し、**津波の到達から波高が増加・減衰する過程の特徴**をまとめ、この特徴を用いて**遠地津波の減衰を予測した場合の予測性能を評価**しました。この経験的な予測手法は、気象庁の津波注警報での活用に向けて準備が進められています。

遠地津波の減衰を経験的に予測する方法であるため、

**(1) 近年の観測事例がない海域の地震の場合**

**(2) 平均的な減衰過程からのずれが大きい現象**

**(3) 近地津波**

には、適用できません。これらの課題についても、検討しました。

(1)については、**数値計算の実験と歴史津波の文献調査を通じて、深刻な問題ではないことを確認**しました。(2)については、津波の減衰予測の遅れて到達する顕著に高い津波後続波を予測するため、**過去の事例の再現計算、津波伝播計算の方法の改良にも取り組み**ました。(3)については、今後も、**津波伝播計算の方法の改善などが必要**です。