津波伝播コードJAGURSによる遠地津波と海底地すべりによる津波の解析

馬場俊孝（徳島大学大学院）

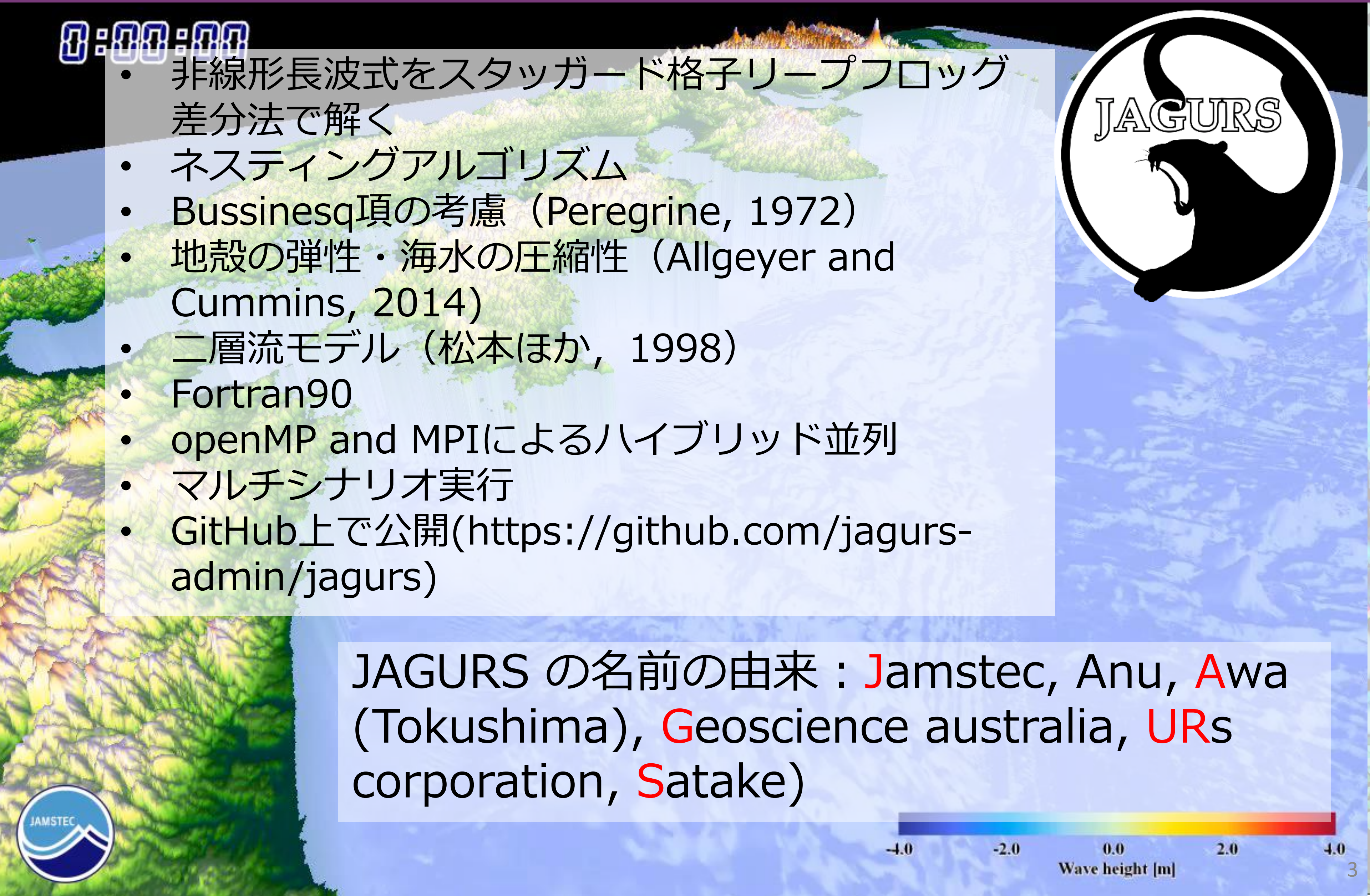
@国際津波防災学会津波シミュレーション分科会，13:00-14:00, 2018.03.12

平面二次元津波計算モデル, JAGURS

Baba et al. (2015, PAGEOPH), Baba et al. (2016, HPCA),Baba et al. (2017, Ocean Modelling)

- 非線形長波式をスタッガード格子リープフロッグ差分法で解く
- ネスティングアルゴリズム
- Bussinesq項の考慮（Peregrine, 1972）
- 地殻の弾性・海水の圧縮性（Allgeyer and Cummins, 2014）
- 二層流モデル（松本ほか，1998）
- Fortran90
- openMP and MPIによるハイブリッド並列
- マルチシナリオ実行
- GitHub上で公開(https://github.com/jagurs-admin/jagurs)

JAGURS の名前の由来：Jamstec, Anu, Awa (Tokushima), Geoscience australia, URs corporation, Satake)



目次

第１部：JAGURSによる遠地津波計算

2011年東北地方太平洋沖地震津波

第２部：JAGURSによる海底地すべり津波計算

1512年永正津波？

1960年チリ地震津波

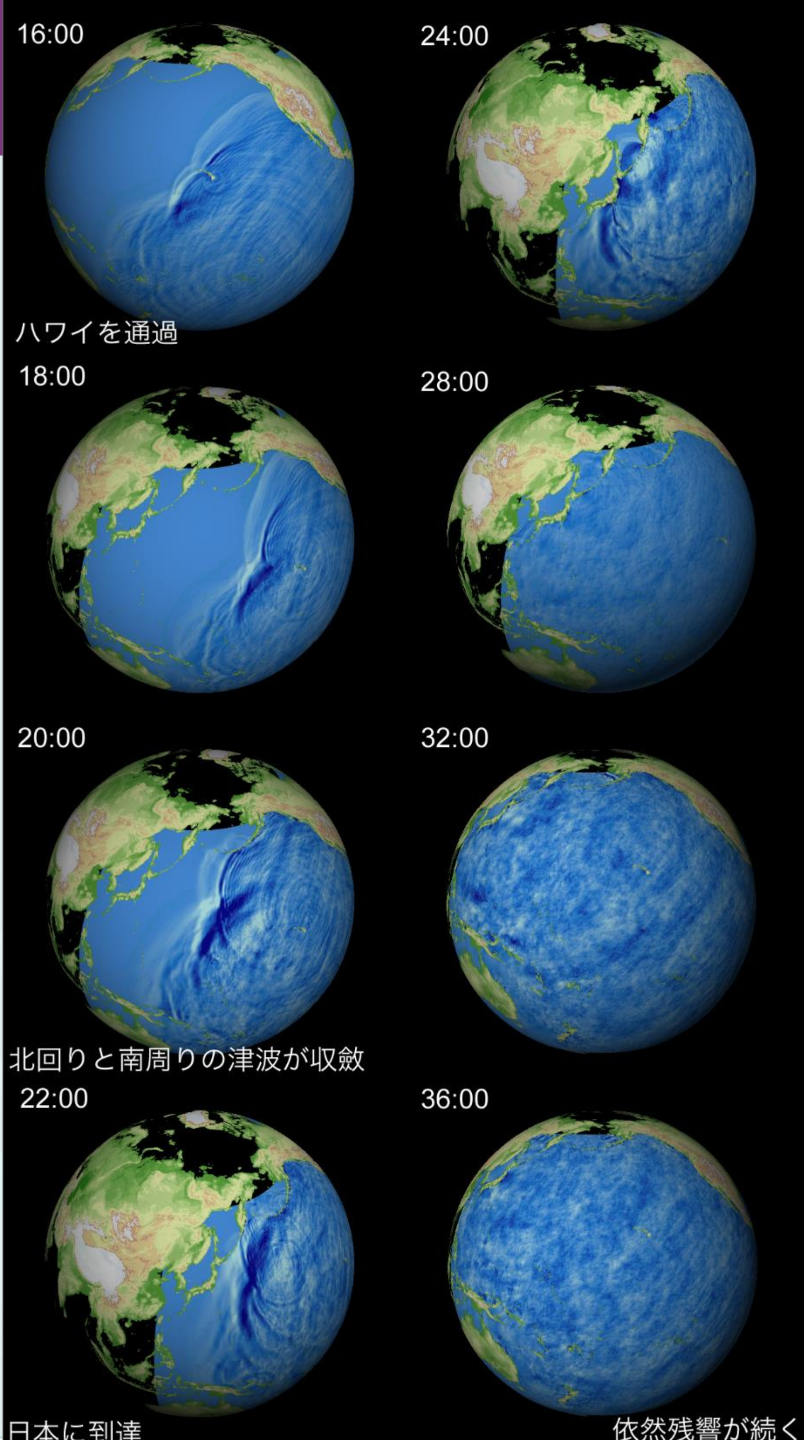
津波は15時間後にハワイ、
23時間後に日本に到達

日本での波高は最大で６ｍ

死者・行方不明者 142名

国際的連携の強化：警報システムの構築

沿岸構造物の整備



1960年チリ地震津波の数値シミュレーション（→）
（内閣府，災害教訓の継承に関する専門調査会報告書:1960 チリ地震津波）

遠地津波

定義：日本の沿岸から600km以遠に発生した遠地地震による津波。その地点で地震波動を感じないような遠方の地震による津波（気象庁による）

特徴：

地震の揺れを感じない。

到達までに時間がある。

影響範囲が広い。

津波の分散性を無視できない。

散乱波，境界波が後続相に現れる。

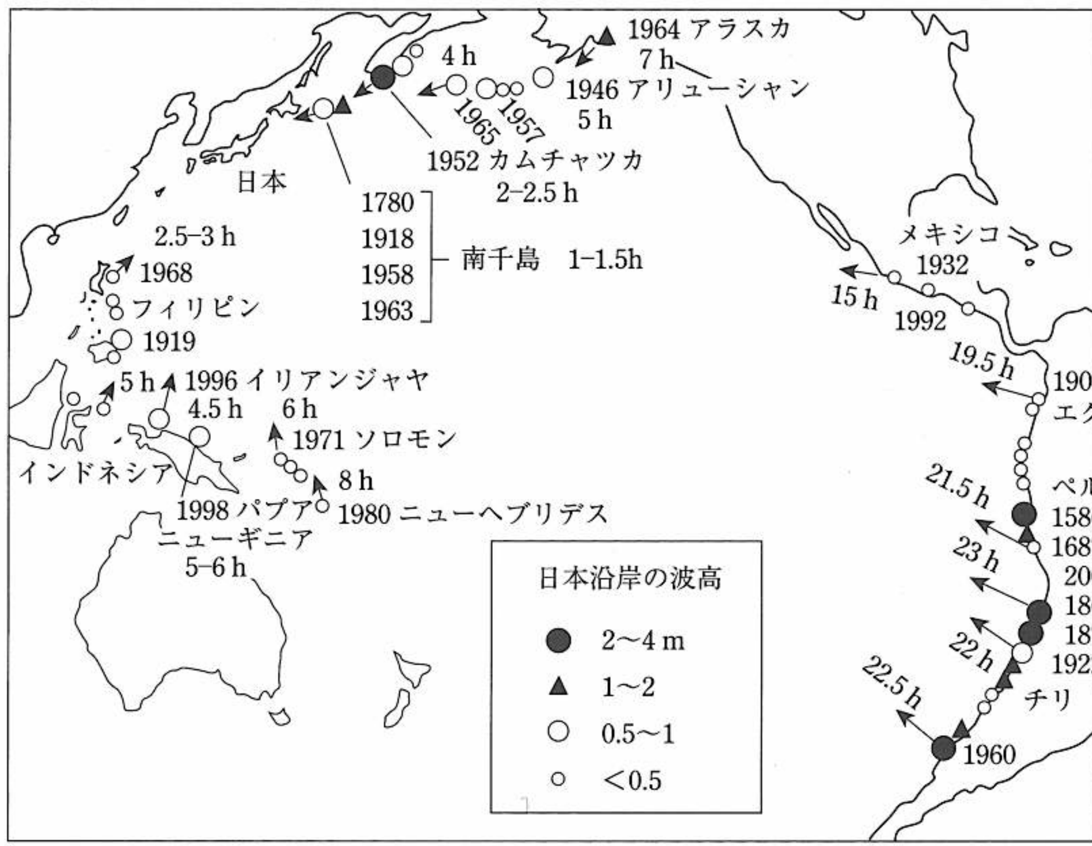
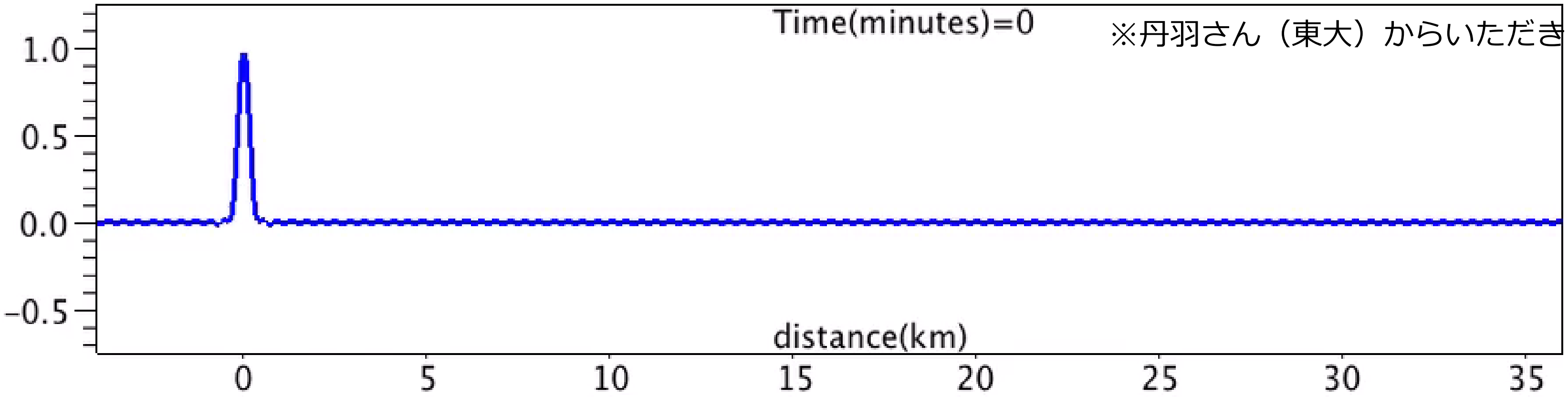


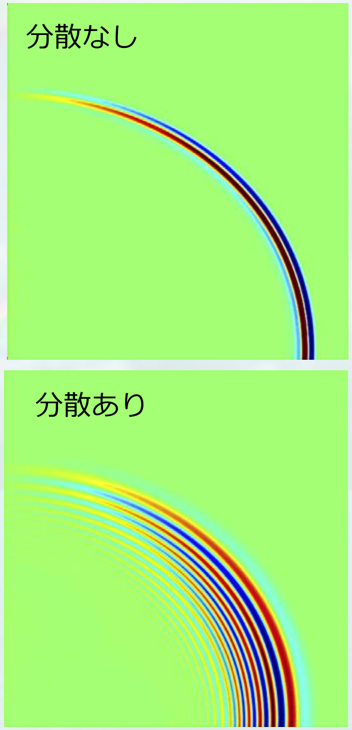
図 1-18　環太平洋の地震津波の震央分布
日本沿岸の伝播時間，波高．

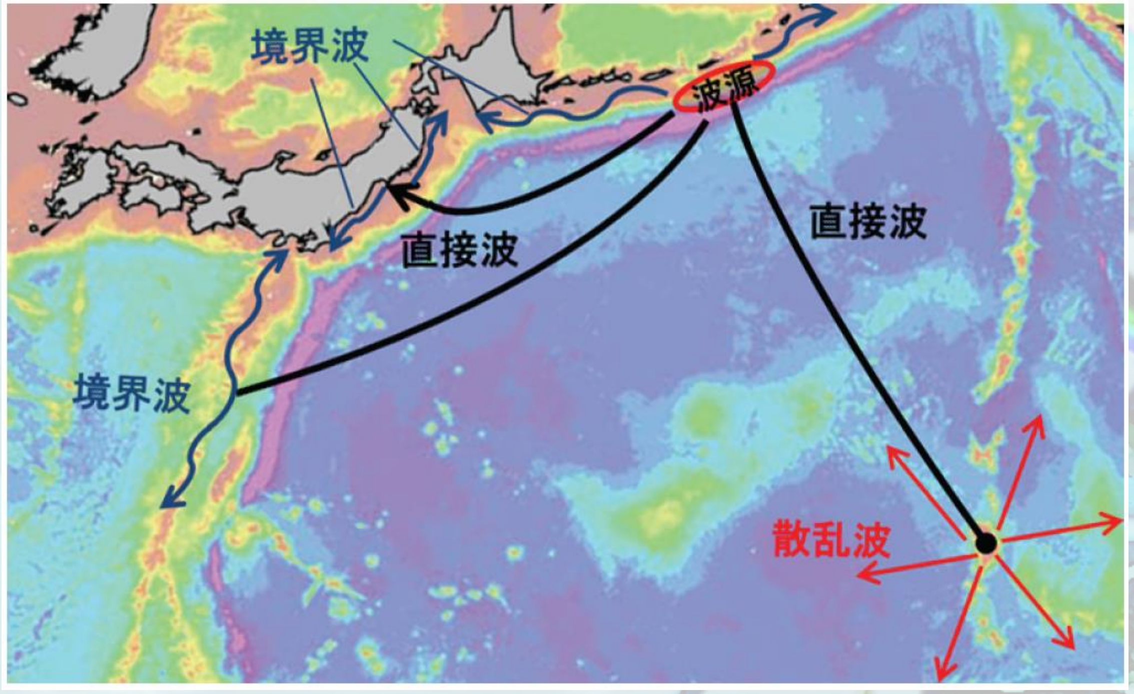
（出典：津波の辞典）

遠地津波の特徴



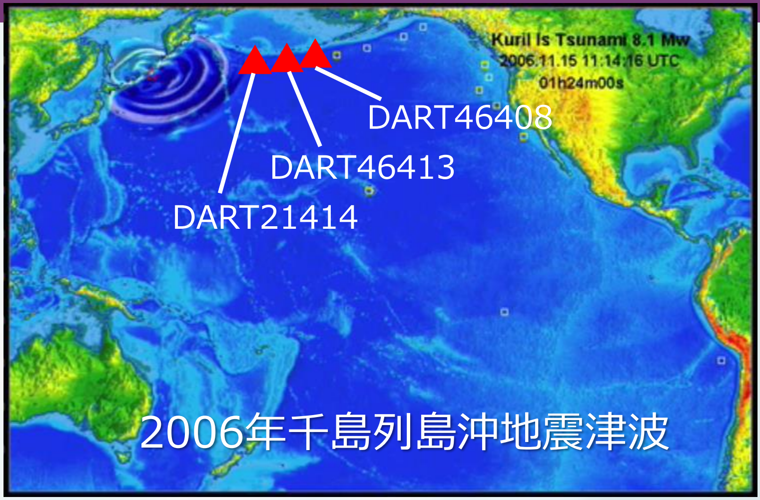
※丹羽さん（東大）からいただきました

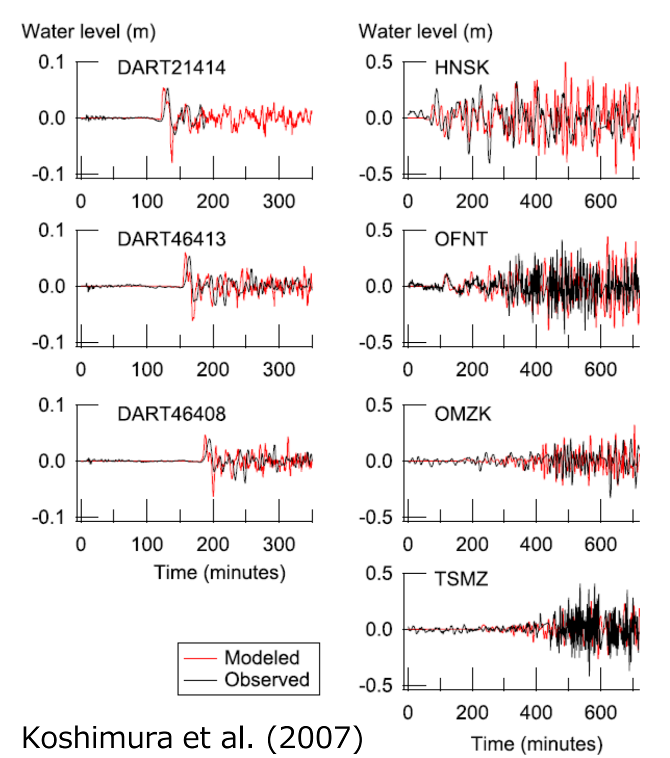




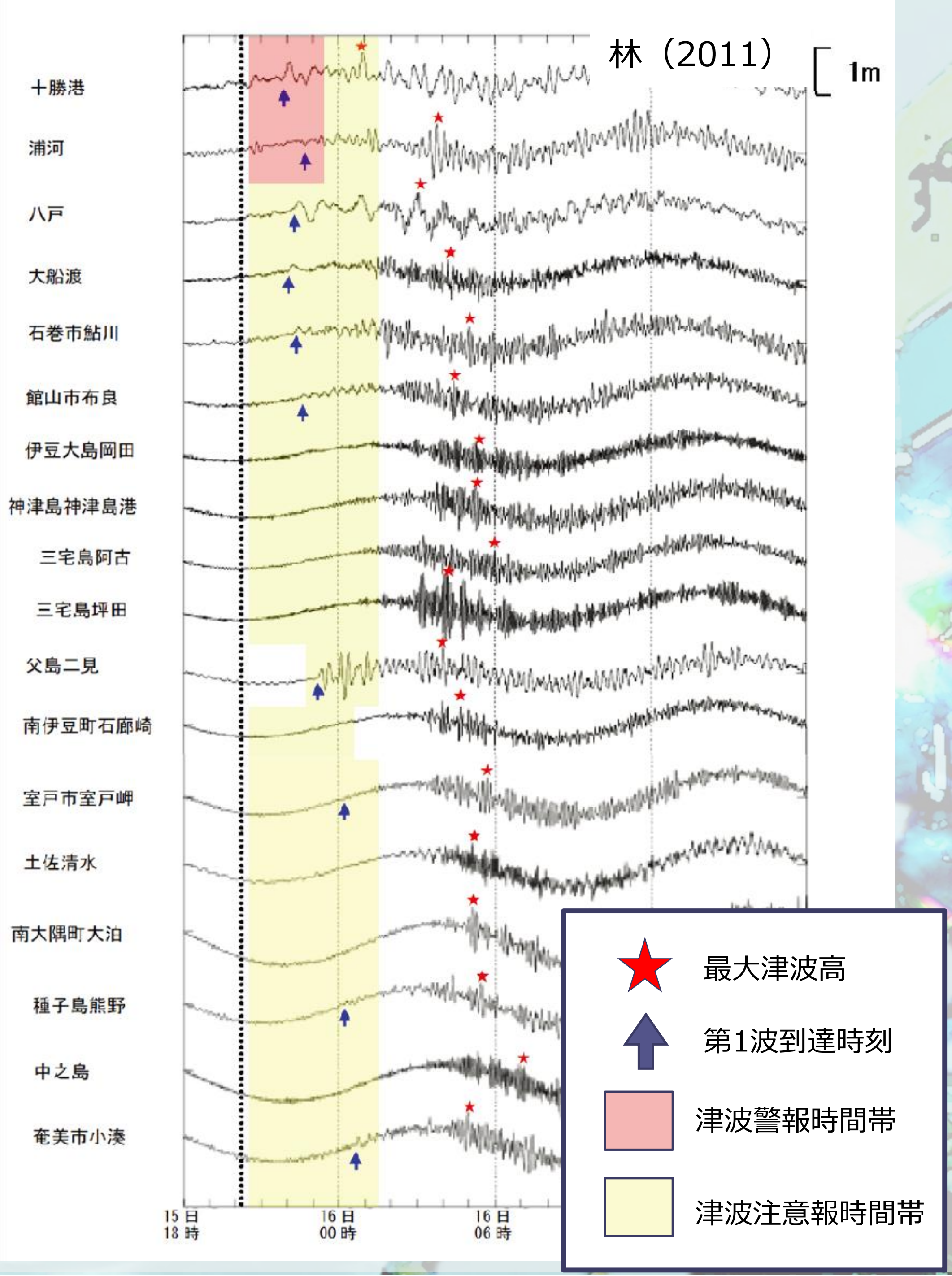
林（2011）

遠地津波の予測



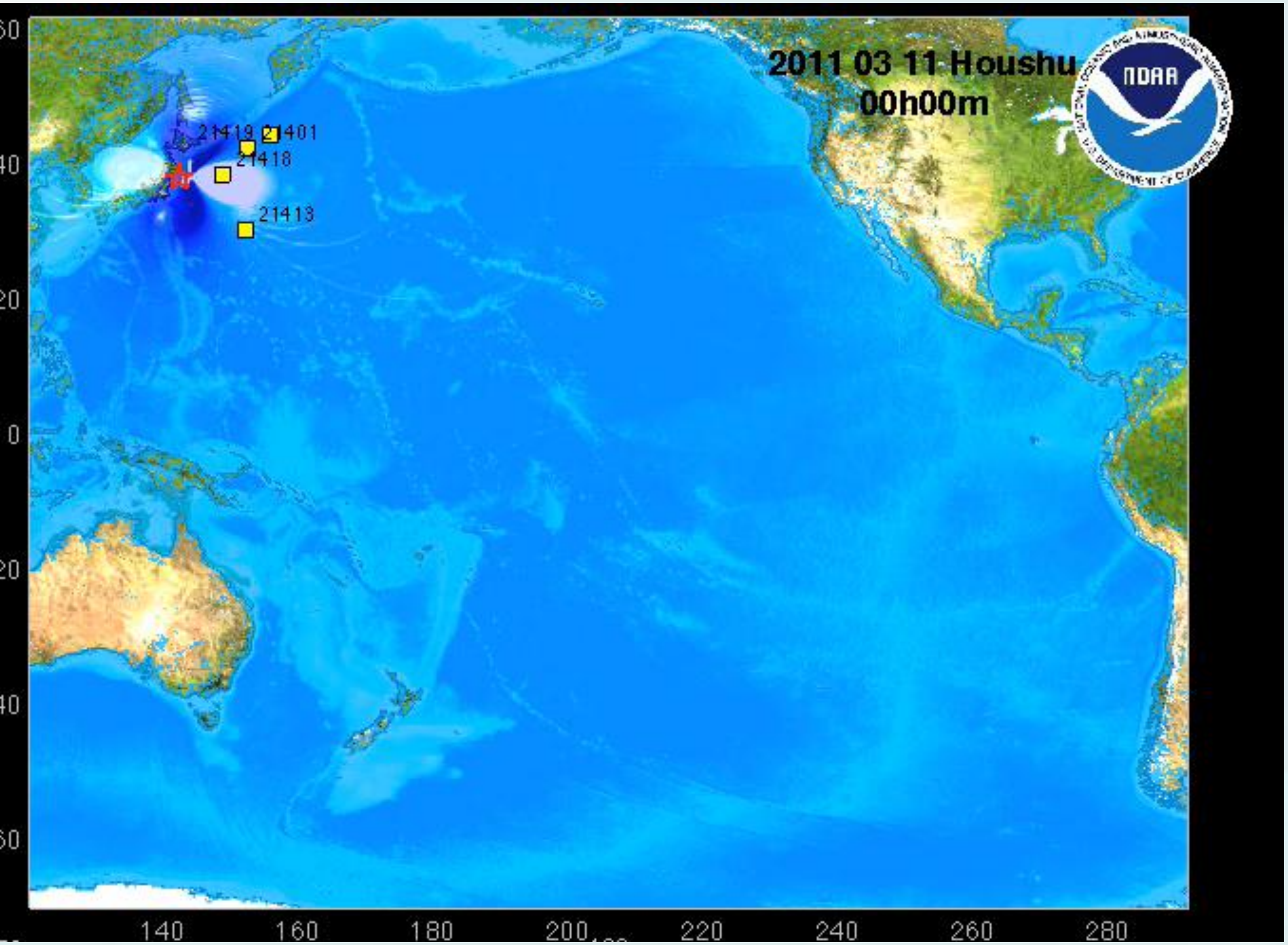


Koshimura et al. (2007)



近地津波だって時間が経てば遠地津波

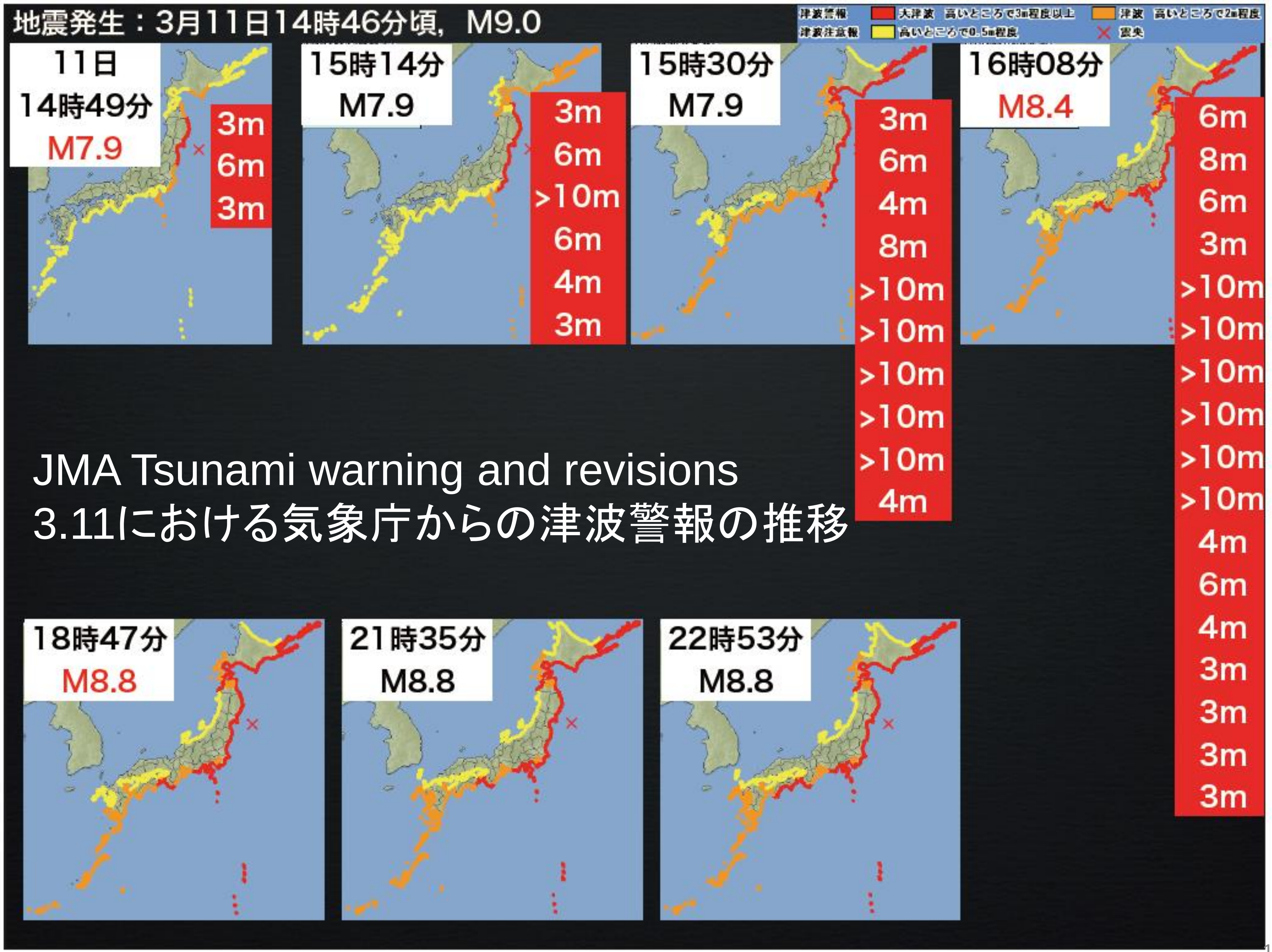
2011年東北地方太平洋沖地震の津波シミュレーション



海山など海底地形が平坦でない部分で励起される散乱波。

陸棚や海嶺など沿岸域の斜面に捕捉されて浅海を岸
に沿う方向に伝わる境界波。

たとえ，近地津波でも，時間が経過してくると後続相に遠地津波的な成分が含まれてくる。



JMA Tsunami warning and revisions
3.11における気象庁からの津波警報の推移

解除の判断

12日

3:20 日本海側など注意報へ

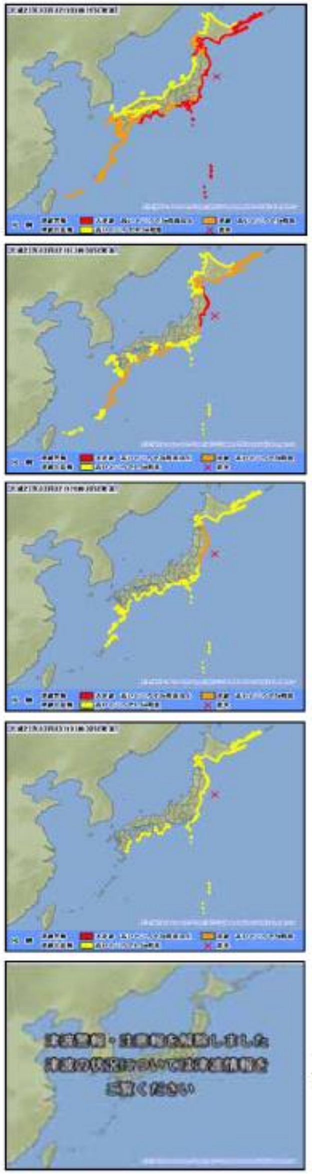
13:50 大津波一部解除

20:20 大津波すべて解除

13日

7:30 津波警報すべて解除

17:58 津波注意報すべて解除



解除の判断：

- ●隣接する潮位データから判断
- ●塩釜（第二管区海上保安部海洋情報部海洋調査課）および気象庁機動班による目視情報

「解除の判断は，国内外を問わず，担当者の勘や経験に頼っている部分が多い」

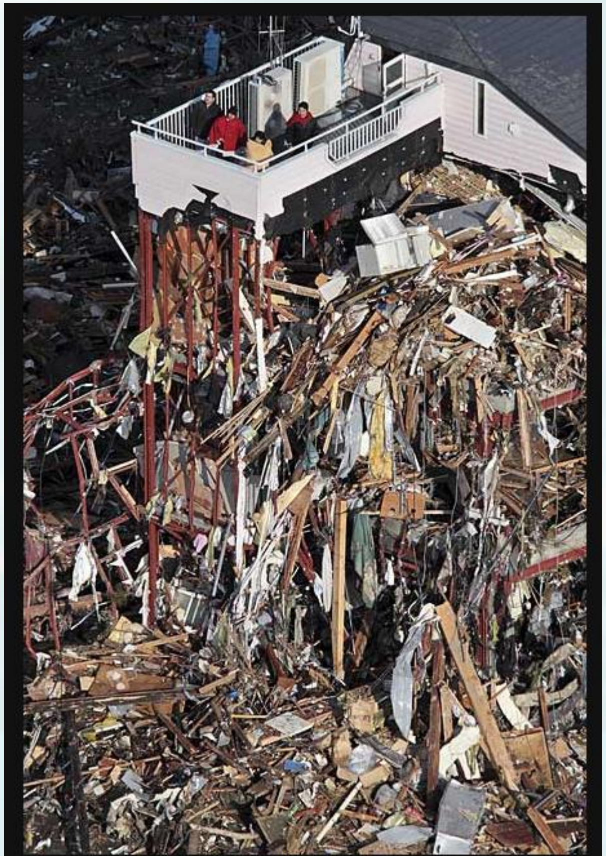
「「津波が終息しつつある」あるいは「高い津波がそれ以降来ない」という，何らかの科学的裏付けのある根拠に基づいて，津波注意報の解除がなされているわけではない．」

（林，2011）

東北地方太平洋沖地震による津波被害を踏まえた津波警報改善に向けた勉強会（第１回）資料より

災害対策サイクル

津波の危険があるとき（津波警報が出ている時）は被災地には入れない



《壊滅》
津波で大破しながらも倒壊を免れたビル屋上で、救助を待つ被災者。
＝３月１２日午前８時３分、岩手県陸前高田市、産経新聞ヘリから
撮影：門井聡（産経新聞）

情報の収集・連絡，
活動体制の確立
人命の救助・救急，
医療，消火等

というわけで

津波警報を適切に解除できるようにするためにも
長距離伝播する津波を
長時間にわたって精度よく予測
できる技術は,
とても大事

遠地津波モデリング支配方程式

線形分散波理論

慣性項　　圧力項　　コリオリカ　　分散項（Peregrine, 1972）

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{gd}{R\sin\theta}\frac{\partial h}{\partial \varphi} - fN + \frac{d^2}{3R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial \varphi}\left[\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial \varphi \partial t} + \frac{\partial^2 (N\sin\theta)}{\partial \theta \partial t}\right)\right] \quad (1)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\frac{gd}{R}\frac{\partial h}{\partial \theta} + fM + \frac{d^2}{3R}\frac{\partial}{\partial \theta}\left[\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial \varphi \partial t} + \frac{\partial^2 (N\sin\theta)}{\partial \theta \partial t}\right)\right] \quad (2)$$

運動の式

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{1}{R\sin\theta}\left[\left(\frac{\partial M}{\partial \varphi} + \frac{\partial (N\sin\theta)}{\partial \theta}\right)\right] \quad (3)$$

連続の式

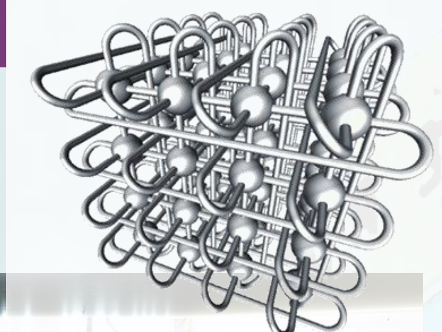
Symbol	Meaning
t	Time
R	Earth Radius
Φ	longitude
θ	co-latitude
M	Depth integrated velocity along *Φ*
N	Depth integrated velocity along *θ*
d	Water depth
h	Water deviation
g	Gravity acceleration
n	Manning's coefficient
f	Coriolis parameter

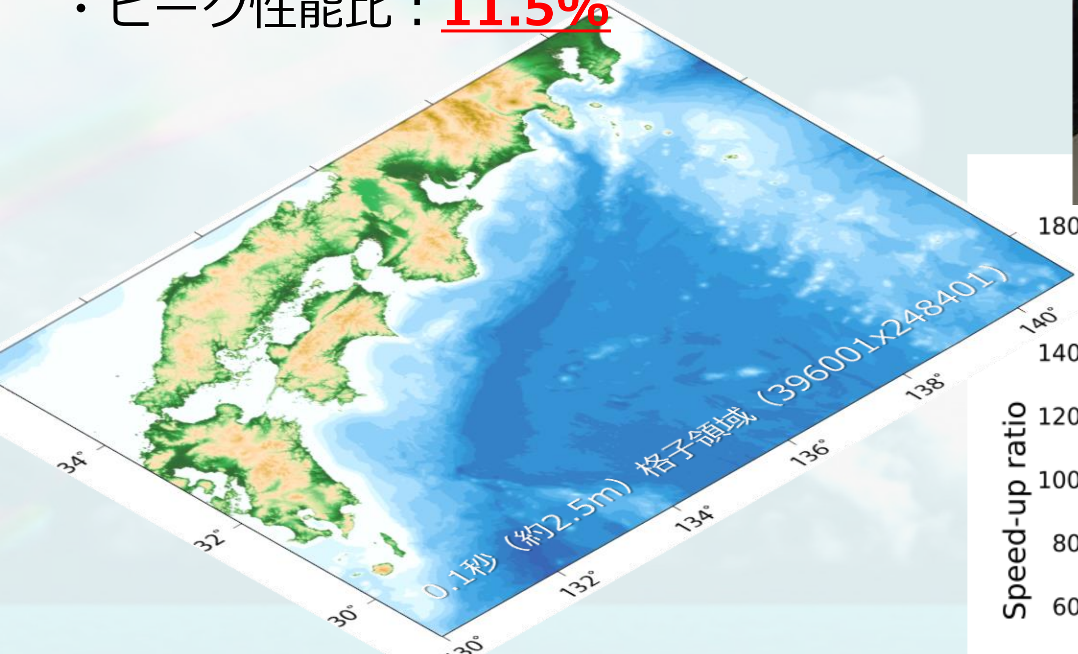
課題：分散項に陰解法が必要であり高計算負荷

JAGURSの大規模並列化

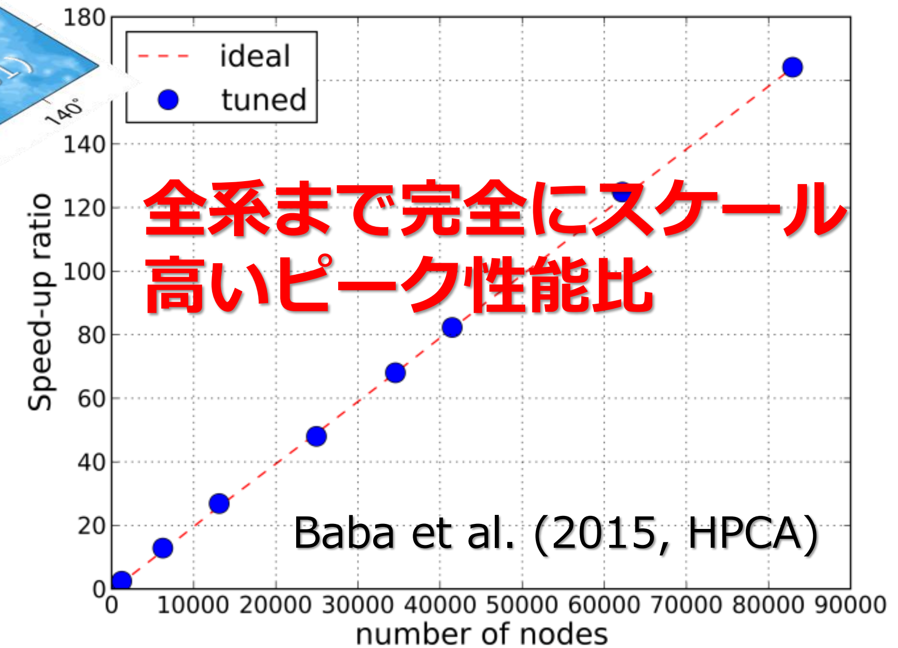
・南海トラフ全体の0.1秒格子（総格子数約1000億）
・ネスティングはなし，非線形長波計算
・実時間20秒分の計算
・使用ノード数：82,994ノード（フルノード）
・計算時間：82.11秒
・ピーク性能：**1.22PFLOPS**
・ピーク性能比：**11.5%**

新開発のネットワーク: Tofu
(6次元 メッシュ/トーラス結合)



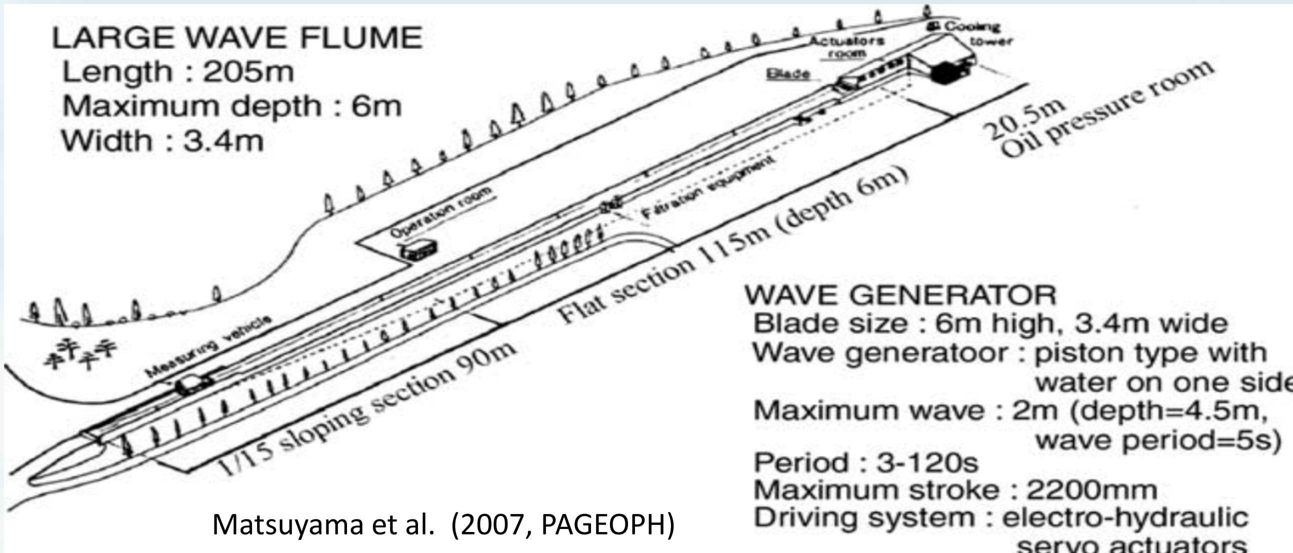


0.4秒（10m）格子だったら、
格子数は1/16（約60億格子）、
計算ステップ数は1/4（dtが4倍）、
計算コストは1/64→実時間の1/16
→1時間分の津波伝搬を4分で計算



全系まで完全にスケール
高いピーク性能比

水路実験との比較



Matsuyama et al. (2007, PAGEOPH)

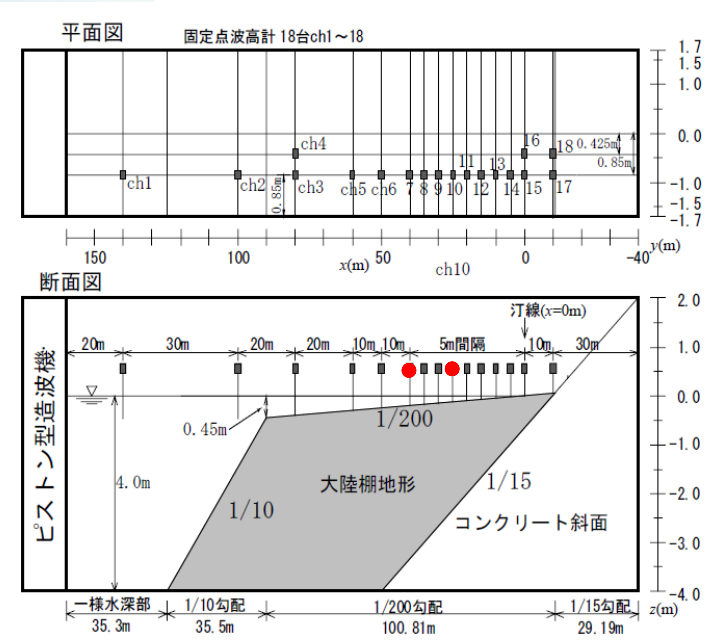


図 2-2 波高計の配置例（地形勾配 1/200）

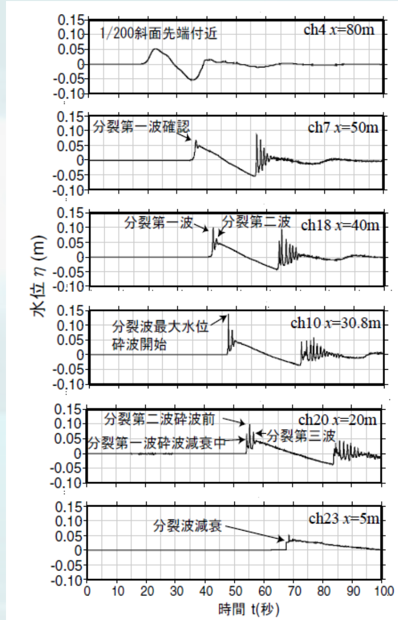


図 2-3 津波による各計測点の水位変動

造波周期 20 秒，片振幅 0.03m，地形勾配 1/200

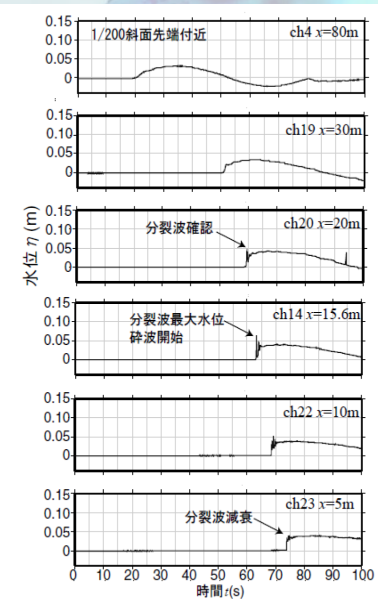
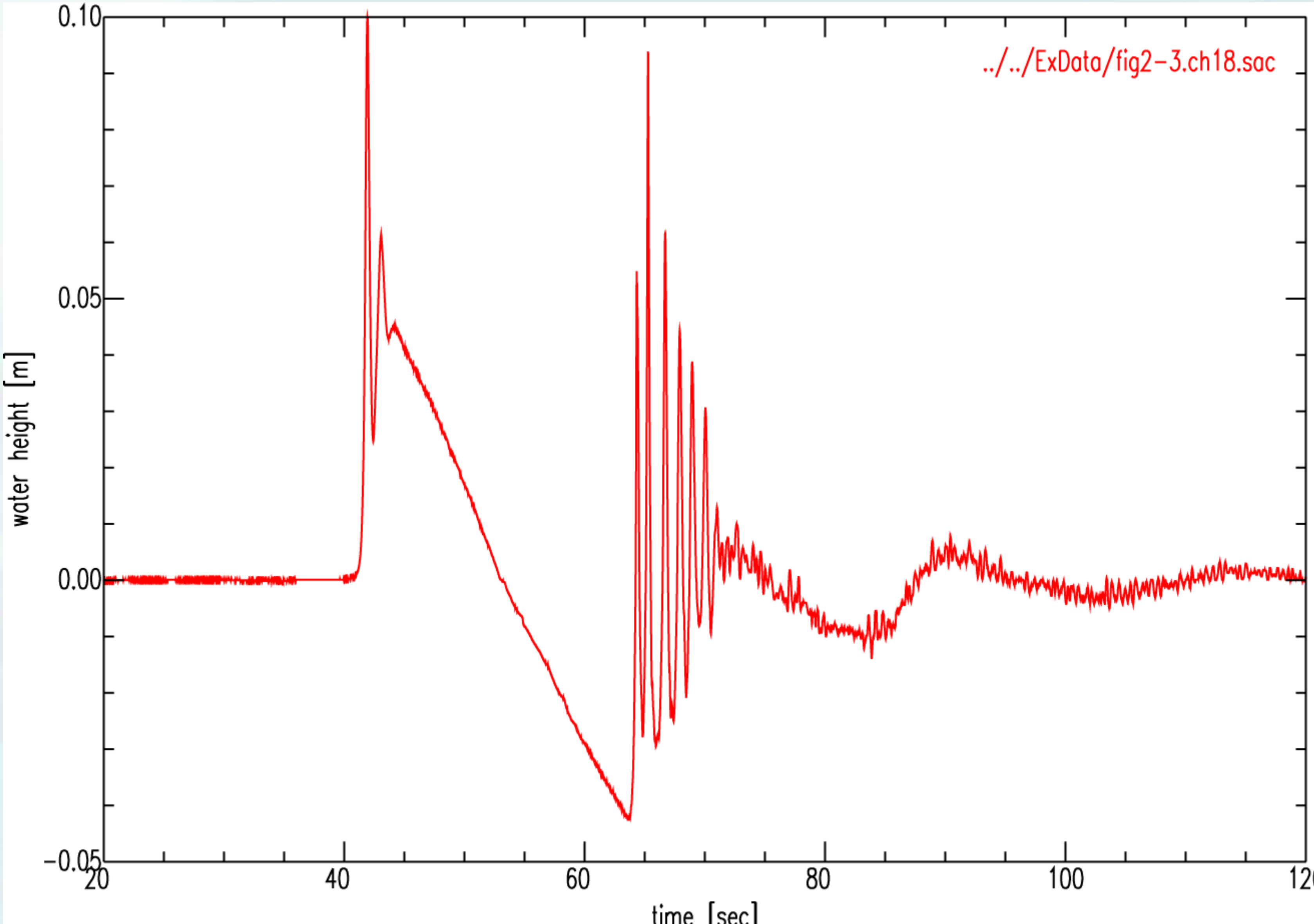


図 2-4 津波による各計測点の水位変動

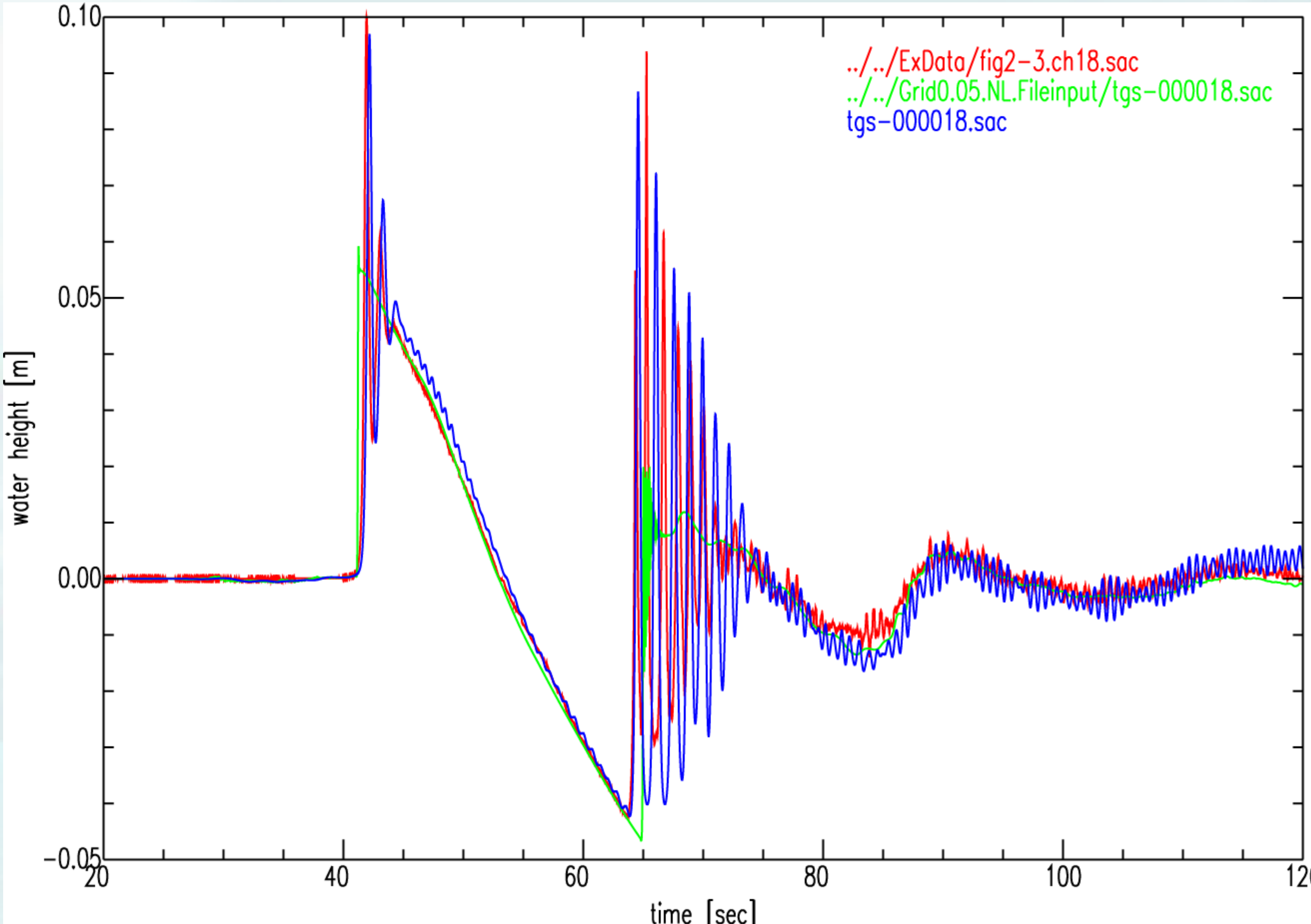
造波周期 60 秒，片振幅 0.02m，地形勾配 1/200

観測された水位時系列



../../ExData/fig2-3.ch18.sac
0.10
0.05
0.00
−0.05
water height [m]
20
40
60
80
100
120
time [sec]

実験（赤）と計算（青）の比較

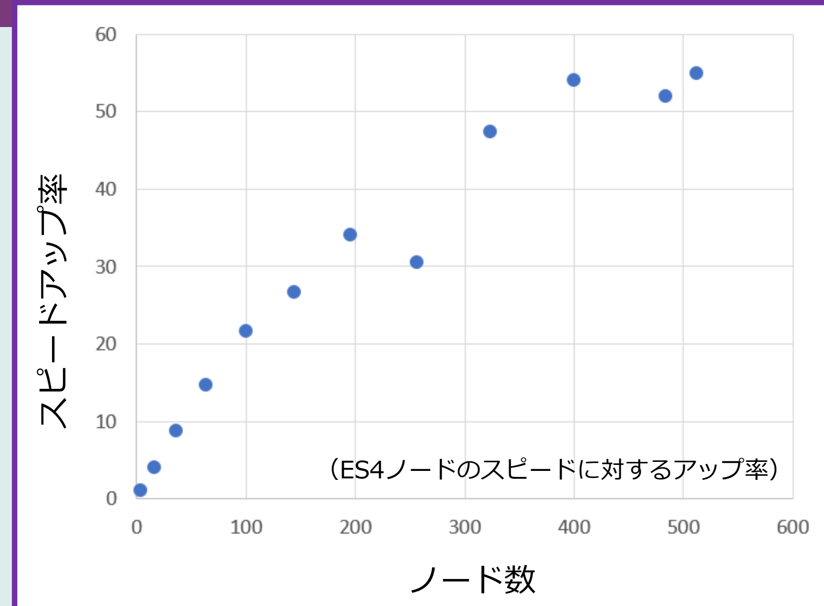


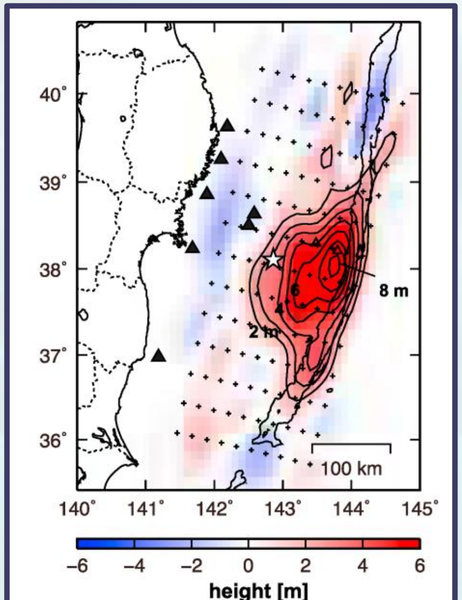
../../ExData/fig2-3.ch18.sac
../../Grid0.05.NL.Fileinput/tgs-000018.sac
tgs-000018.sac
0.10
0.05
0.00
-0.05
20
40
60
80
100
120
water height [m]
time [sec]

東北地方太平洋沖地震津波のシミュレーション

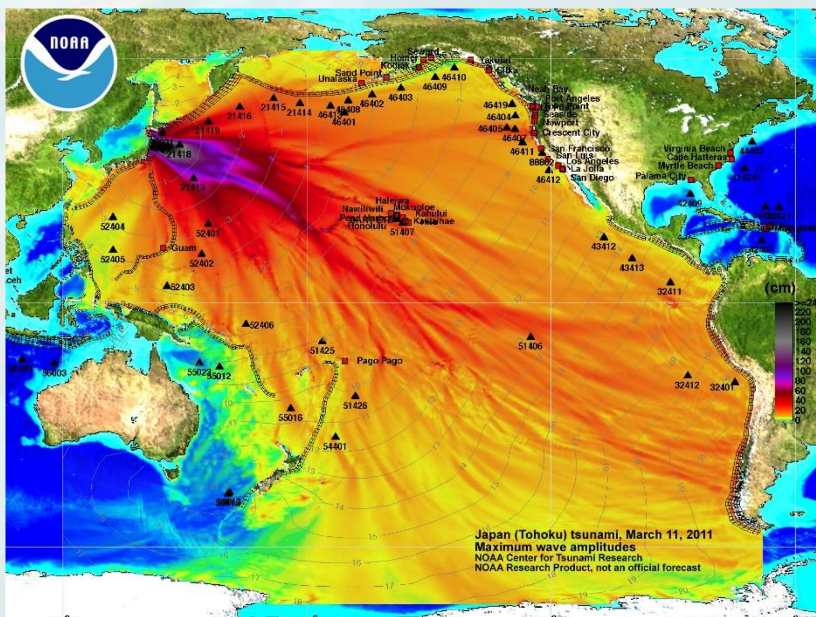
遠地津波モデリングの計算条件

- Source model: The 2011 Tohoku tsunami (Saito et al., 2011)
- Region: 120E-300E, 60S-60N (Spherical coordinate)
- Bathymetric nesting : 1 Layer, 30 arc-sec interval (GEBCO), 21601 x 14401 grids
- Integral time : 28 hours
- Time step : 0.5 s
- Computer : 256 nodes of Earth Simulator
- Wall time : 37.6 hours

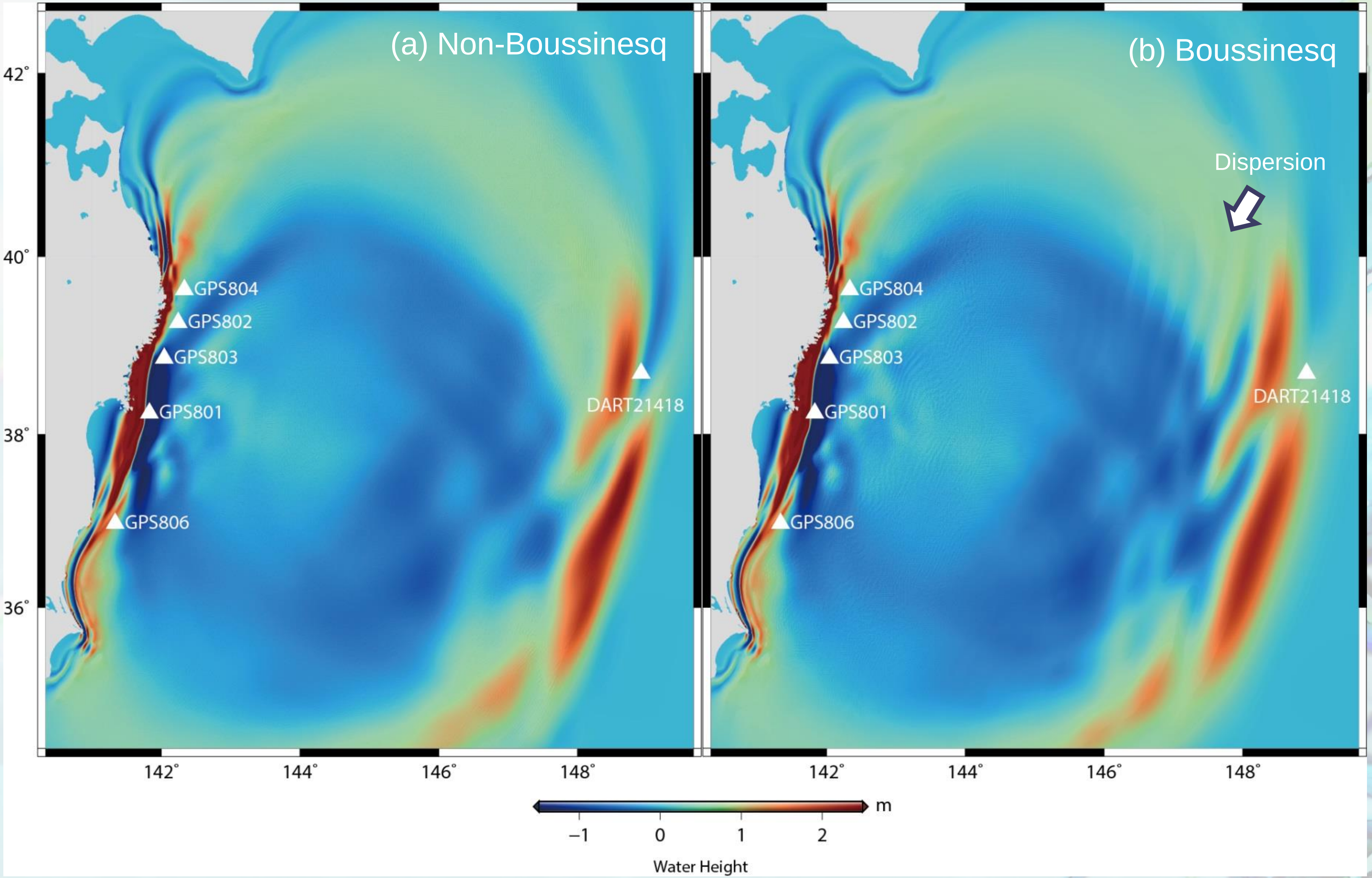




入力波源 (Saito, 2011)

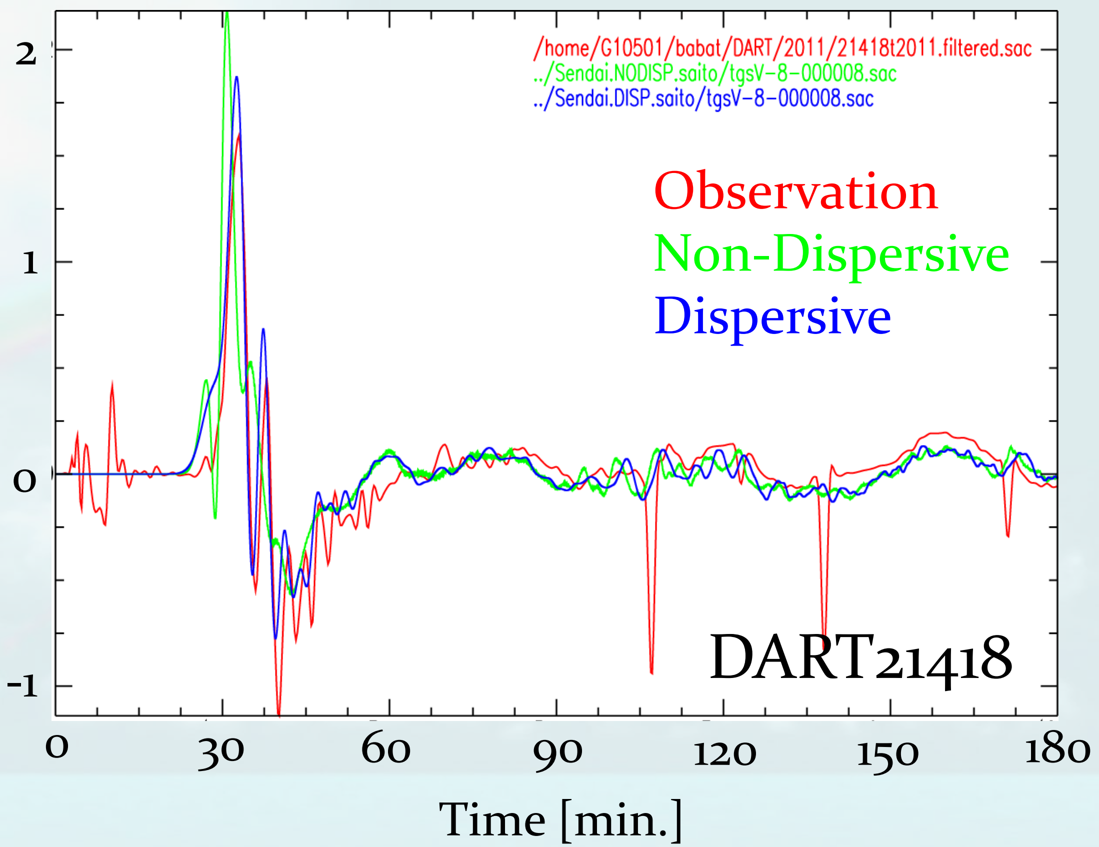


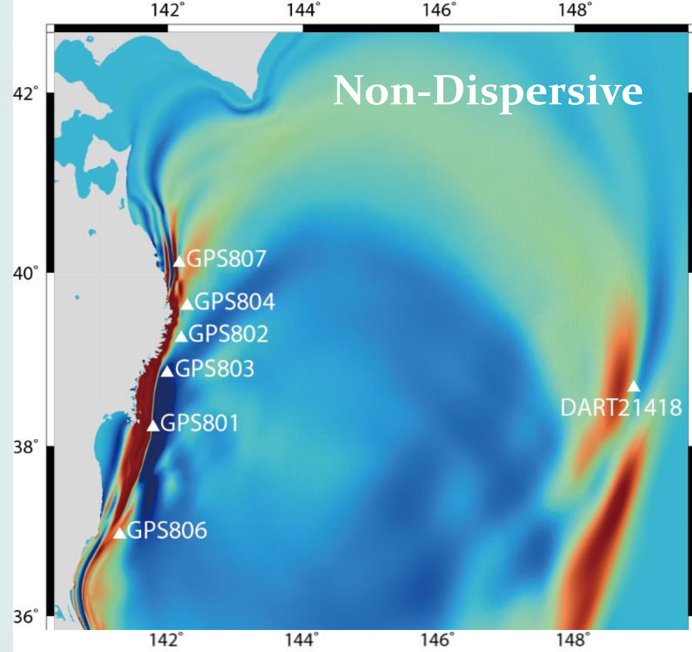
非分散（左）と分散（右）の水位分布の比較

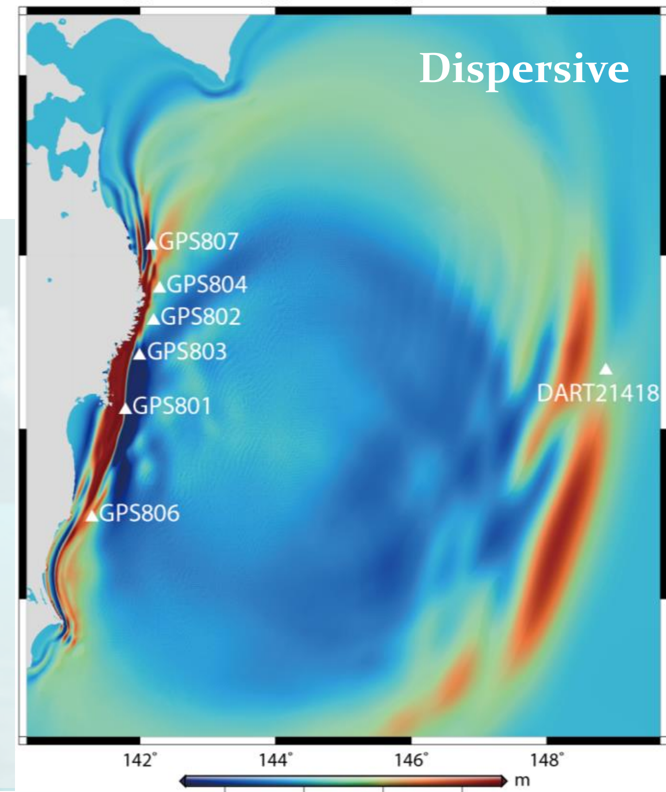


Sea-surface fluctuations 30 minutes after the earthquake occurred simulated with nonlinear long-wave equations (a), and nonlinear dispersive wave equations (b). Triangles indicate locations of tsunami gauges.

DART21418における波形比較

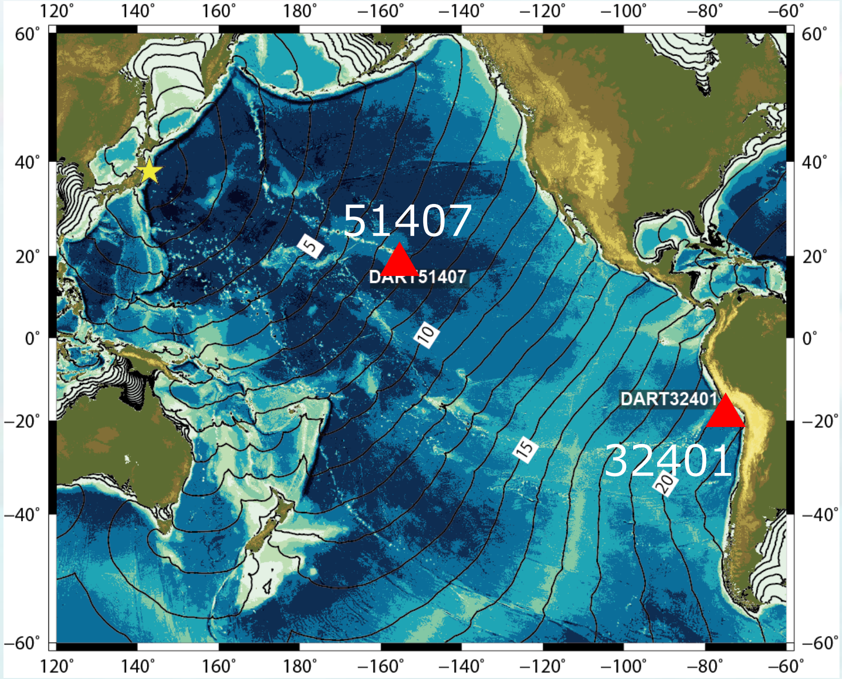


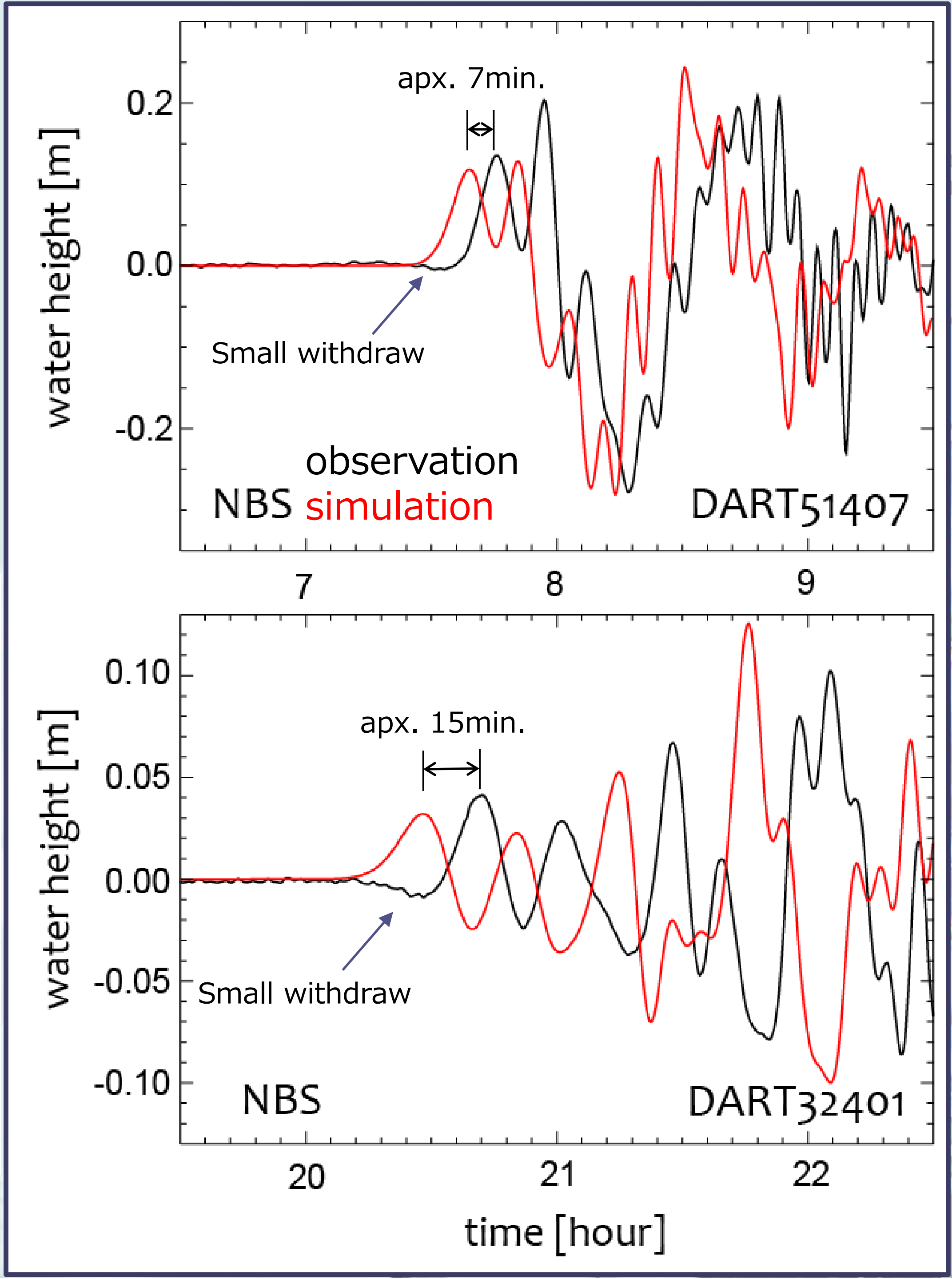




遠地津波モデリング

問題点
○遠地における到着時刻のずれ
○第一波の押し波の前の弱い引き波
　の再現性



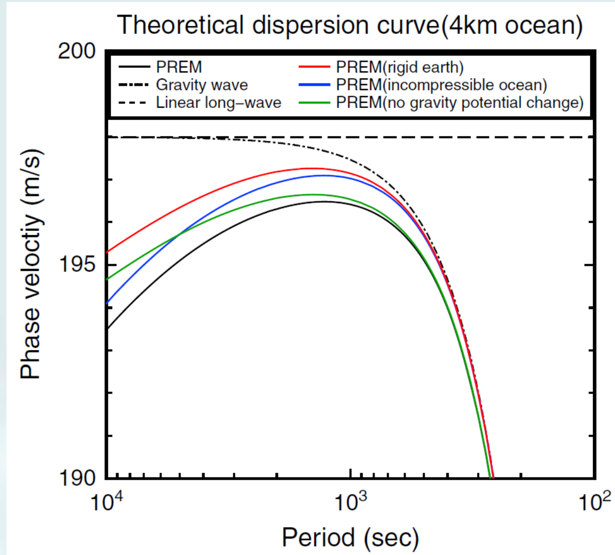


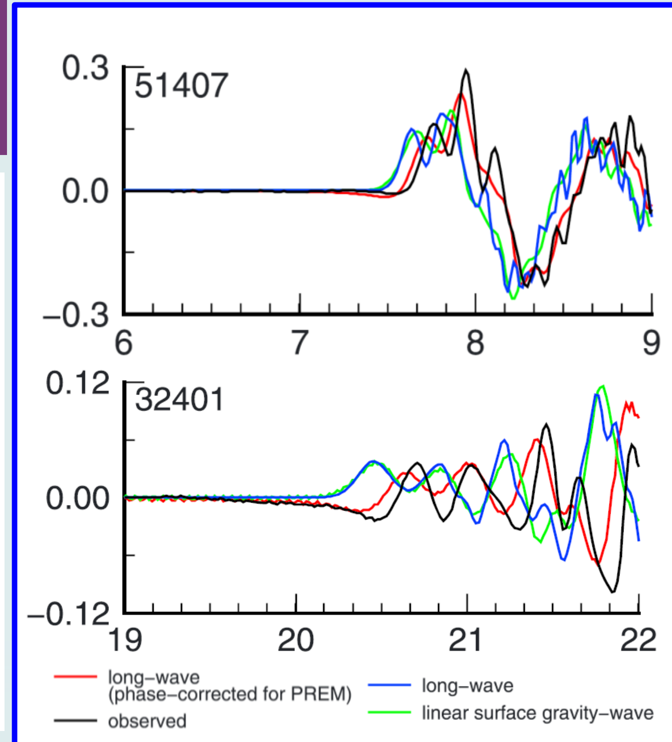
Phase-corrected method

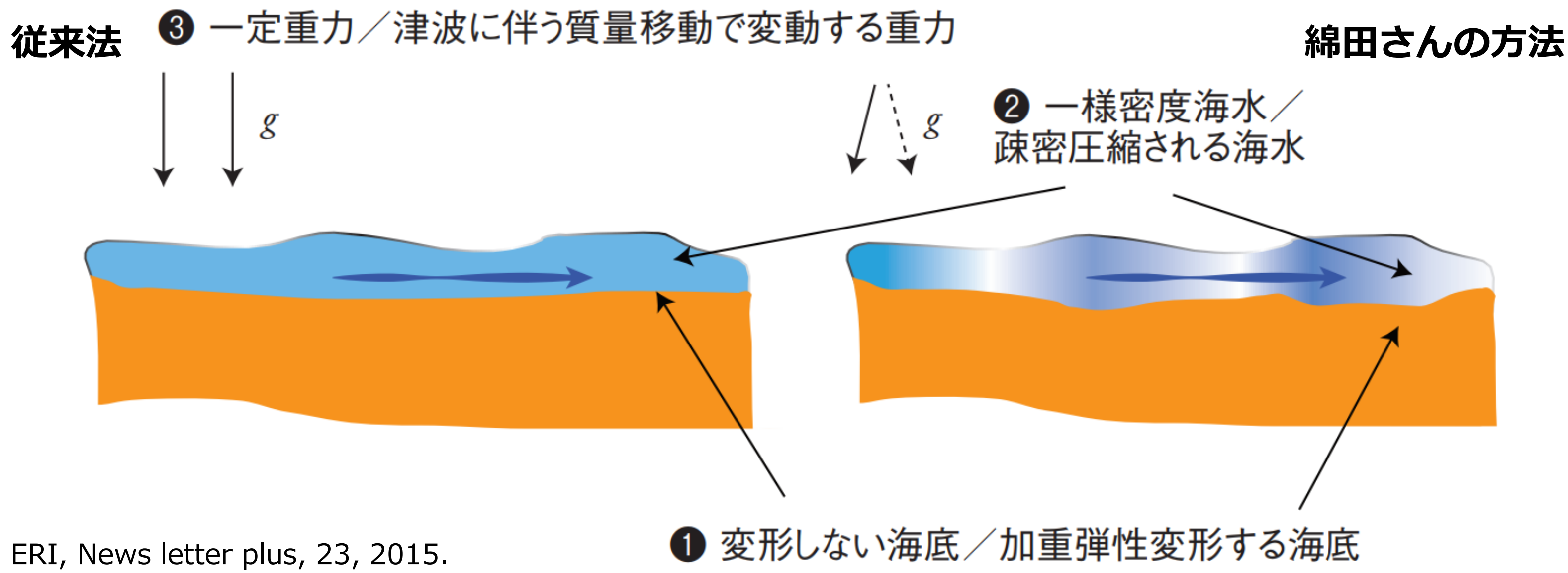
Watada et al. (2014)

考慮した３つの効果
① 津波荷重による地球の変形
② 海水の圧縮性
③ 重力ポテンシャルの変化

線形長波式で計算された津波波形に対して，位相速度に従って周波数ごとに波形をずらす．







ERI, News letter plus, 23, 2015.

差分計算への導入

Allgeyer and Cummins (2014)

$$
\begin{cases}
\dfrac{\partial M}{\partial t} + \dfrac{1}{Rsin\theta}\dfrac{\partial}{\partial \varphi}\left(\dfrac{M^2}{H+\eta}\right) + \dfrac{1}{R}\dfrac{\partial}{\partial \theta}\left(\dfrac{MN}{H+\eta}\right) = -\dfrac{g(H+\eta)}{Rsin\theta}\dfrac{\partial h}{\partial \varphi} + f_\varphi \\[2ex]
\dfrac{\partial N}{\partial t} + \dfrac{1}{Rsin\theta}\dfrac{\partial}{\partial \varphi}\left(\dfrac{MN}{H+\eta}\right) + \dfrac{1}{R}\dfrac{\partial}{\partial \theta}\left(\dfrac{N^2}{H+\eta}\right) = -\dfrac{g(H+\eta)}{R}\dfrac{\partial h}{\partial \theta} + f_\theta \\[2ex]
\boxed{\dfrac{\partial \eta}{\partial t} = -\dfrac{1}{Rsin\theta}\left[\left(\dfrac{\partial M}{\partial \varphi} + \dfrac{\partial (Nsin\theta)}{\partial \theta}\right)\right]}
\end{cases}
$$

①津波荷重による地球の変形

$$\frac{\partial(\eta+\xi)}{\partial t} = -\frac{1}{Rsin\theta}\left[\left(\frac{\partial M}{\partial \varphi} + \frac{\partial (Nsin\theta)}{\partial \theta}\right)\right]$$

$$\xi(\mathbf{r}) = \int_s \mathrm{G}(\mathbf{r}',\mathbf{r})[\eta(\mathbf{r}') + \xi(\mathbf{r}')]dS$$

$$\mathrm{G}(\mathbf{r}',\mathbf{r}) = \mathrm{G}(\alpha) = \frac{R}{M_e}\sum_{n=0}^{\infty}(h_n' P_n \cos\alpha)$$

h_n' : loading Love number of angular order n

P_n : n-th Legendre polynomial

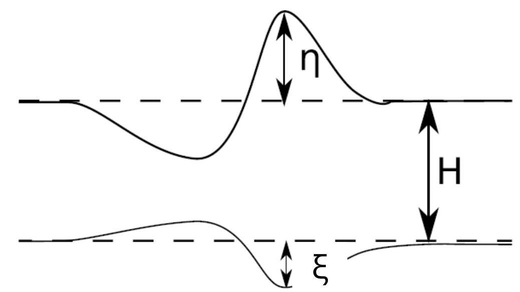
α : angular distance between r and r’

M_e: mass of the Earth

②海水の鉛直密度分布（海水の圧縮性）

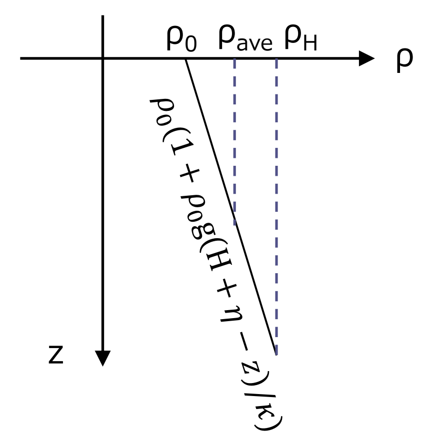
$$\rho_H \frac{\partial(\eta+\xi)}{\partial t} = -\frac{\rho_{ave}}{Rsin\theta}\left[\left(\frac{\partial M}{\partial \varphi} + \frac{\partial (Nsin\theta)}{\partial \theta}\right)\right]$$

①津波荷重による地球の変形



ξ can be obtained by super-imposing Green’s function (G) that describes the response to a unit mass load concentrated at a point $\mathbf{r}'$ on its surface.

②海水の鉛直密度分布



手法の比較

	従来法	Watada et al. (2014)	Allgeyer and Cummins (2014)	本研究
波数分散性	✓	✓		✓
非線形	✓		✓	✓
地殻の弾性		✓	✓	✓
海水の圧縮性		✓	✓	✓
重力ポテンシャルの変化		✓		✓
反射，屈折の効果	✓		✓	✓

支配方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{1}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\frac{M^2}{H+\eta}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\frac{MN}{H+\eta}\right)$$
$$=-\frac{g(H+\eta)}{R\sin\theta}\frac{\partial h}{\partial\varphi}+f_\varphi+\frac{H^2}{3R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left[\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial\varphi\partial t}+\frac{\partial^2(N\sin\theta)}{\partial\theta\partial t}\right)\right]$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{1}{R\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\varphi}\left(\frac{MN}{H+\eta}\right)+\frac{1}{R}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\frac{N^2}{H+\eta}\right)$$
$$=-\frac{g(H+\eta)}{R}\frac{\partial h}{\partial\theta}+f_\theta+\frac{H^2}{3R}\frac{\partial}{\partial\theta}\left[\frac{1}{R\sin\theta}\left(\frac{\partial^2 M}{\partial\varphi\partial t}+\frac{\partial^2(N\sin\theta)}{\partial\theta\partial t}\right)\right]$$

$$\rho_H\frac{\partial(\eta+\xi)}{\partial t}=-\frac{\rho_{ave}}{R\sin\theta}\left[\left(\frac{\partial M}{\partial\varphi}+\frac{\partial(N\sin\theta)}{\partial\theta}\right)\right]$$

$$\xi(\mathbf{r})=\int_s \mathrm{G}(\mathbf{r}',\mathbf{r})[\eta(\mathbf{r}')+\xi(\mathbf{r}')]dS$$

$$\mathrm{G}(\mathbf{r}',\mathbf{r})=\mathrm{G}(\alpha)=\frac{R}{M_e}\sum_{n=0}^{\infty}(h'_n P_n\cos\alpha)$$

点荷重による地球の変形

h'_n , k'_n : loading Love number of angular order n

P_n : n-th Legendre polynomial

α : angular distance between r and r’

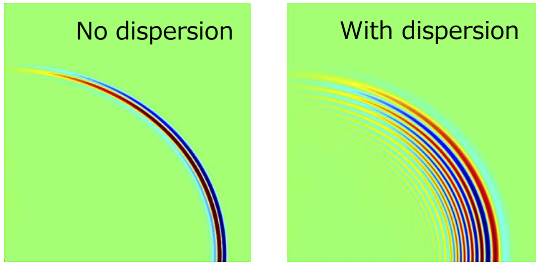
M_e: mass of the Earth

$$\mathrm{G}(\mathbf{r}',\mathbf{r})=\mathrm{G}(\alpha)=\frac{-R}{M_e}\sum_{n=0}^{\infty}((1+k'_n-h'_n)P_n\cos\alpha)$$

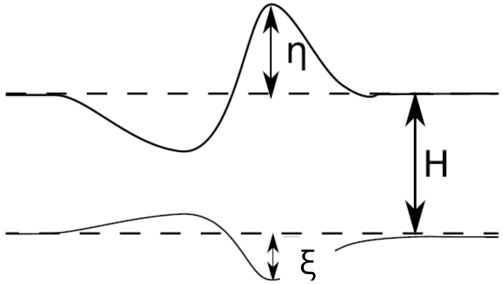
③重力ポテンシャルの変化込みの点荷重による地球の変形

e.g. Agnew (2007), Vinogradova et al. (2015)

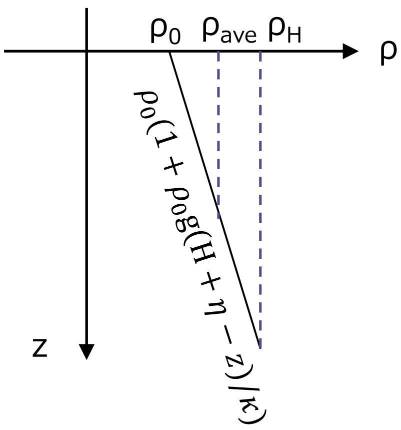
⓪波数分散性(BS)



①地球の弾性変形の効果(EL)

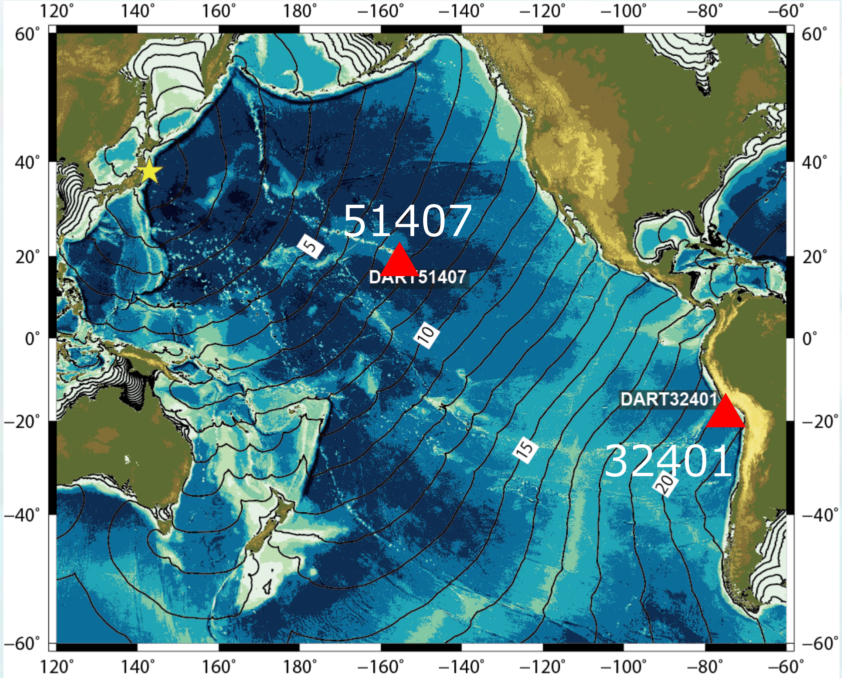


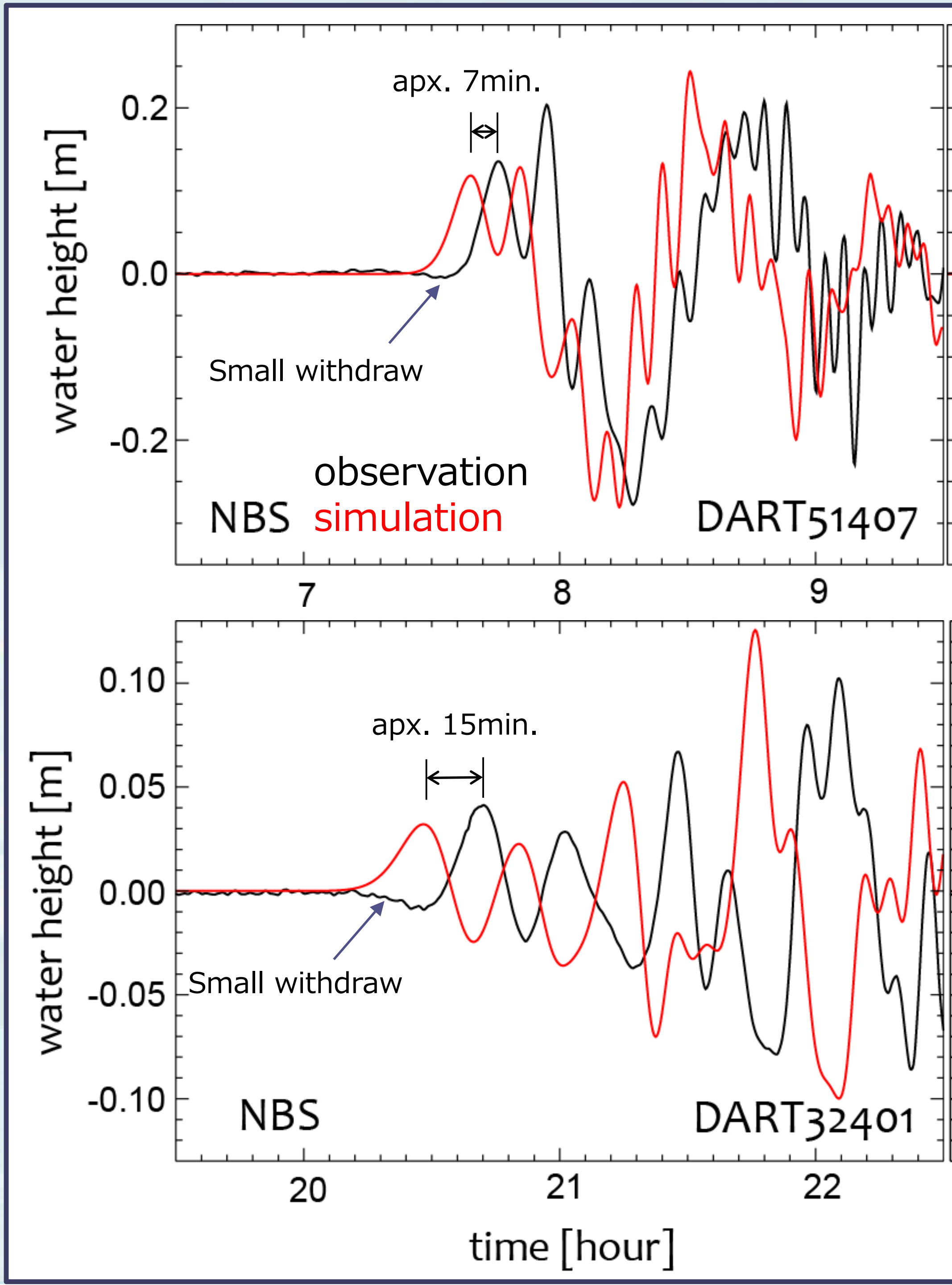
②海水の鉛直密度分布(SD)

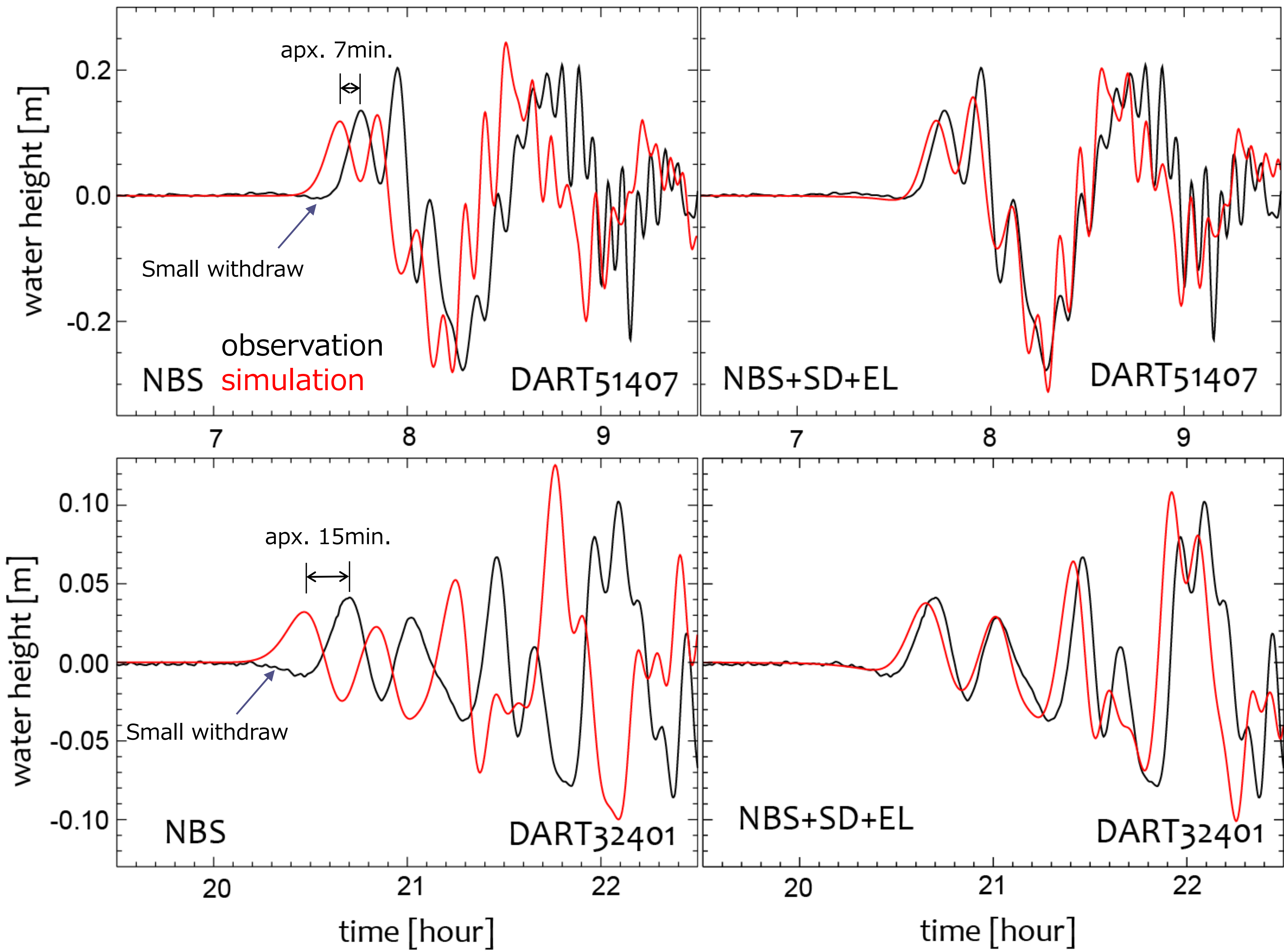


高度化後

問題点
○遠地における到着時刻のずれ
○第一波の押し波の前の弱い引き波
　の再現性

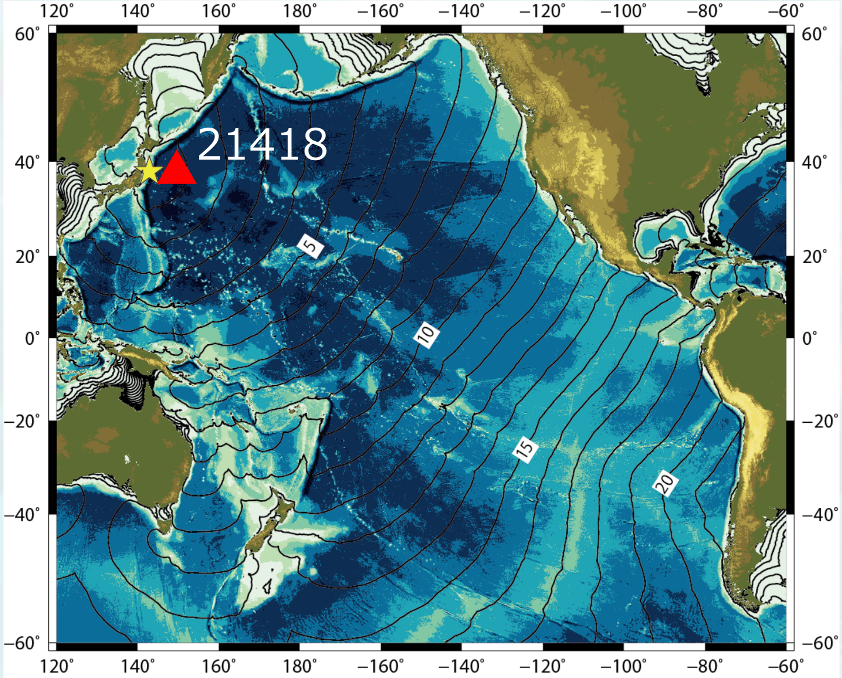


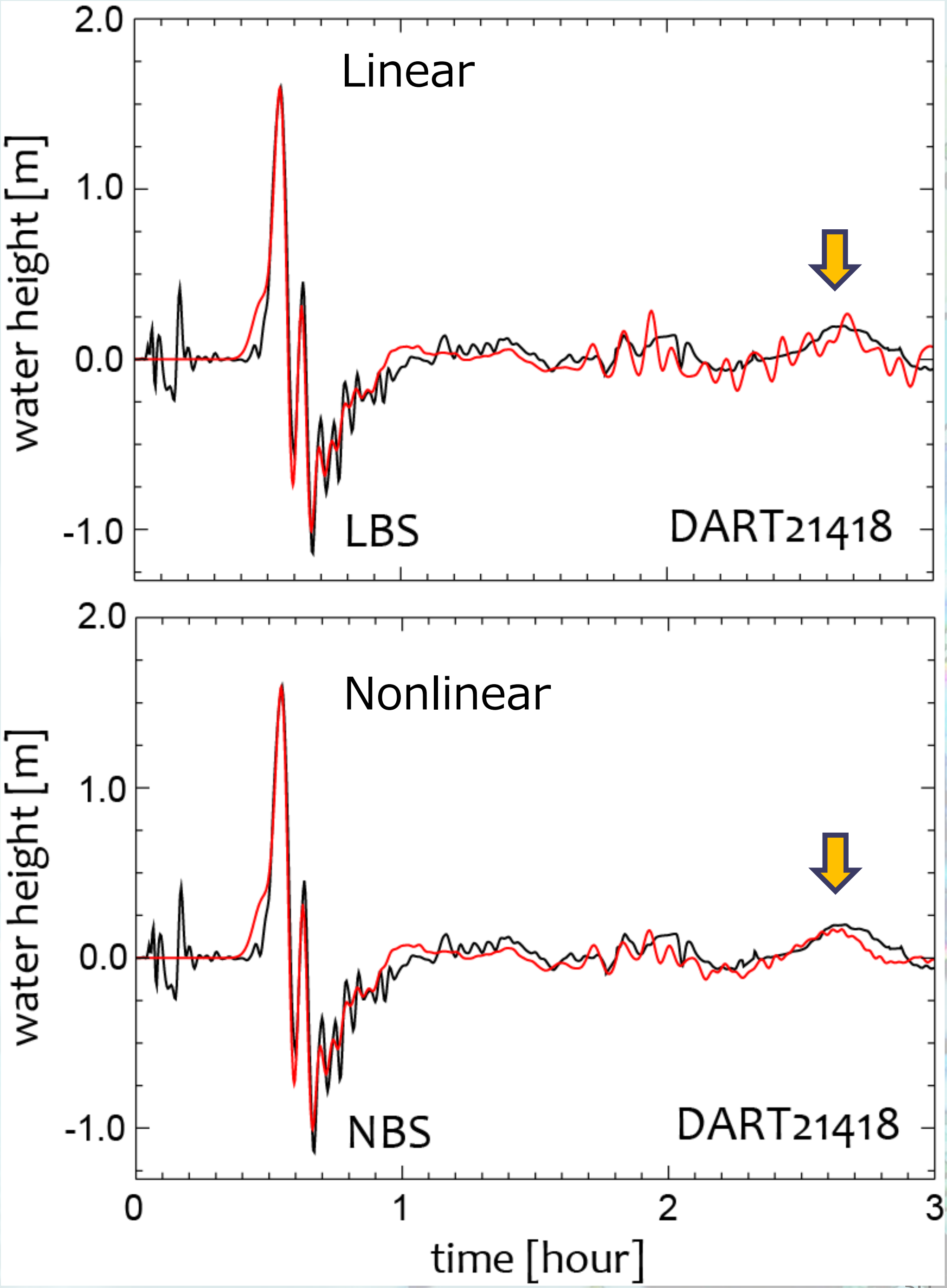



apx. 7min.
Small withdraw
observation
simulation
NBS
DART51407
NBS+SD+EL
DART51407
apx. 15min.
Small withdraw
NBS
DART32401
NBS+SD+EL
DART32401
water height [m]
time [hour]

反射波における非線形性の効果

非線形性を考慮することによって，日本で反射した津波の再現性が向上





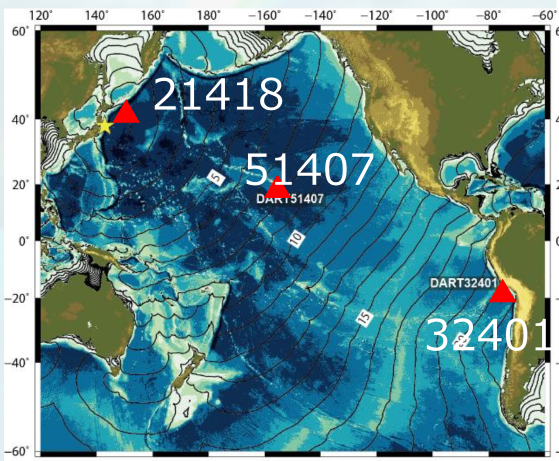
効果の比較

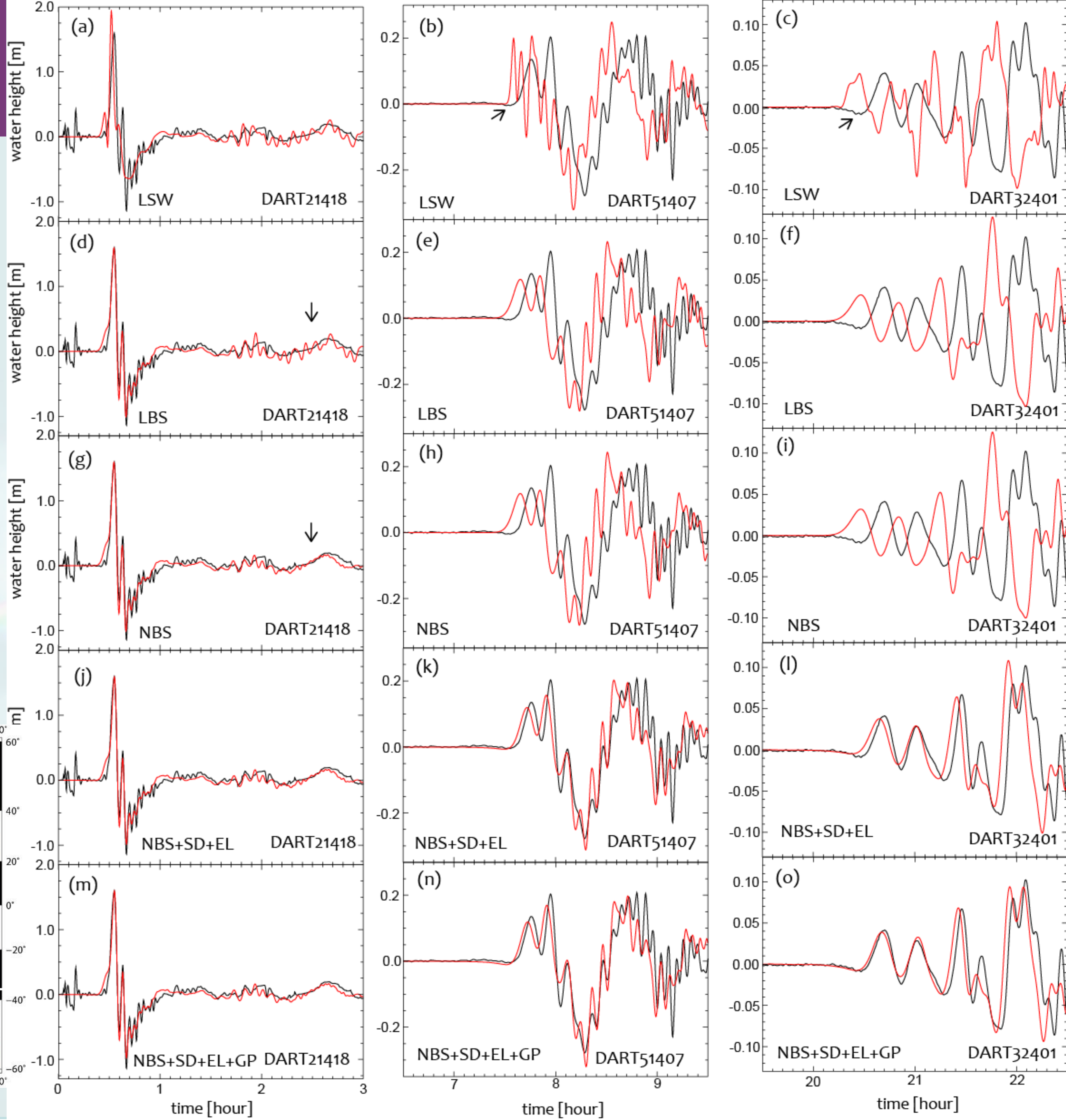
分散性は波の形がかわる.

非線形性は反射波に影響がみられる（21418）.

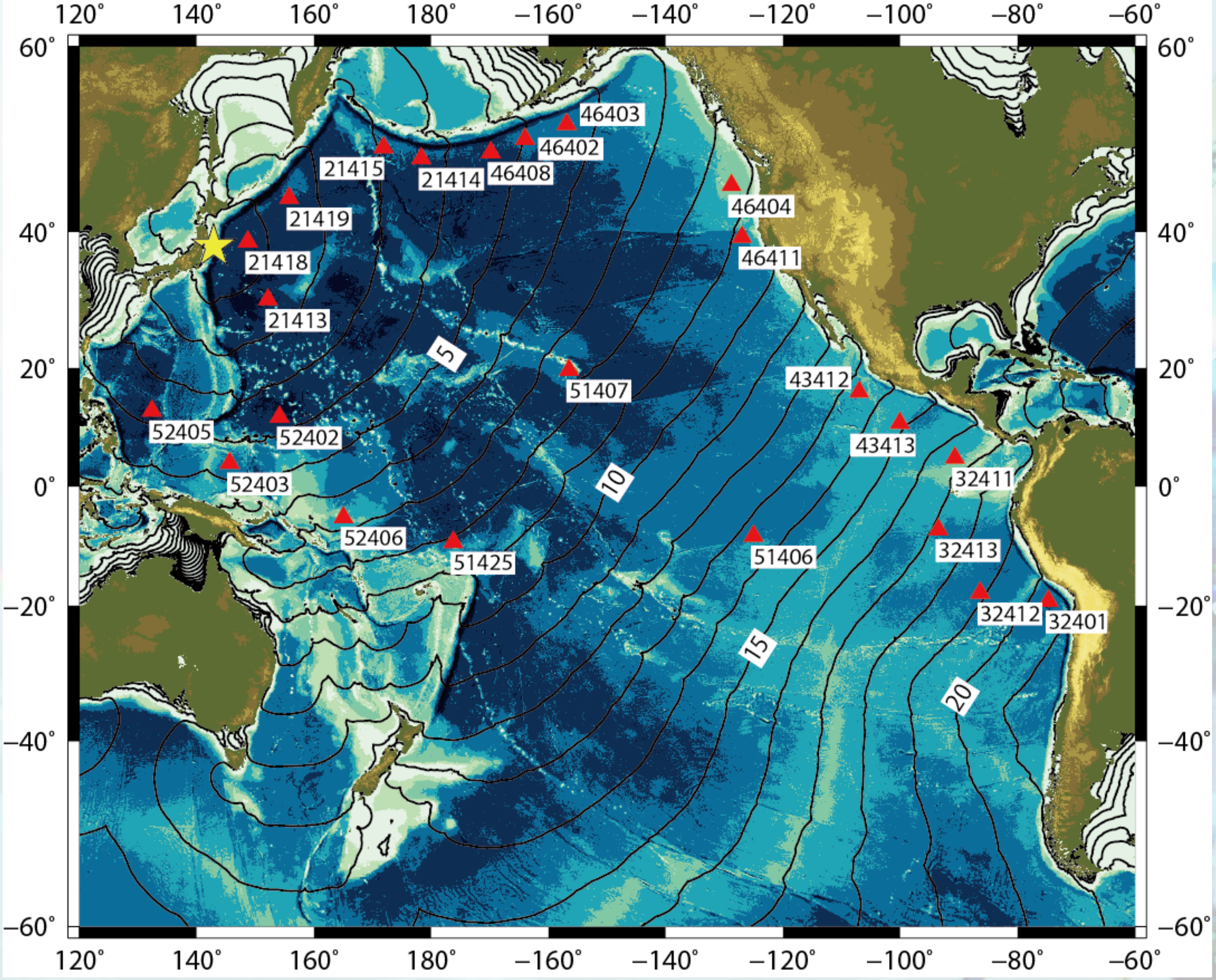
地球の弾性と海水の鉛直密度分布はハワイ沖，チリ沖の観測点に効果がみられる.

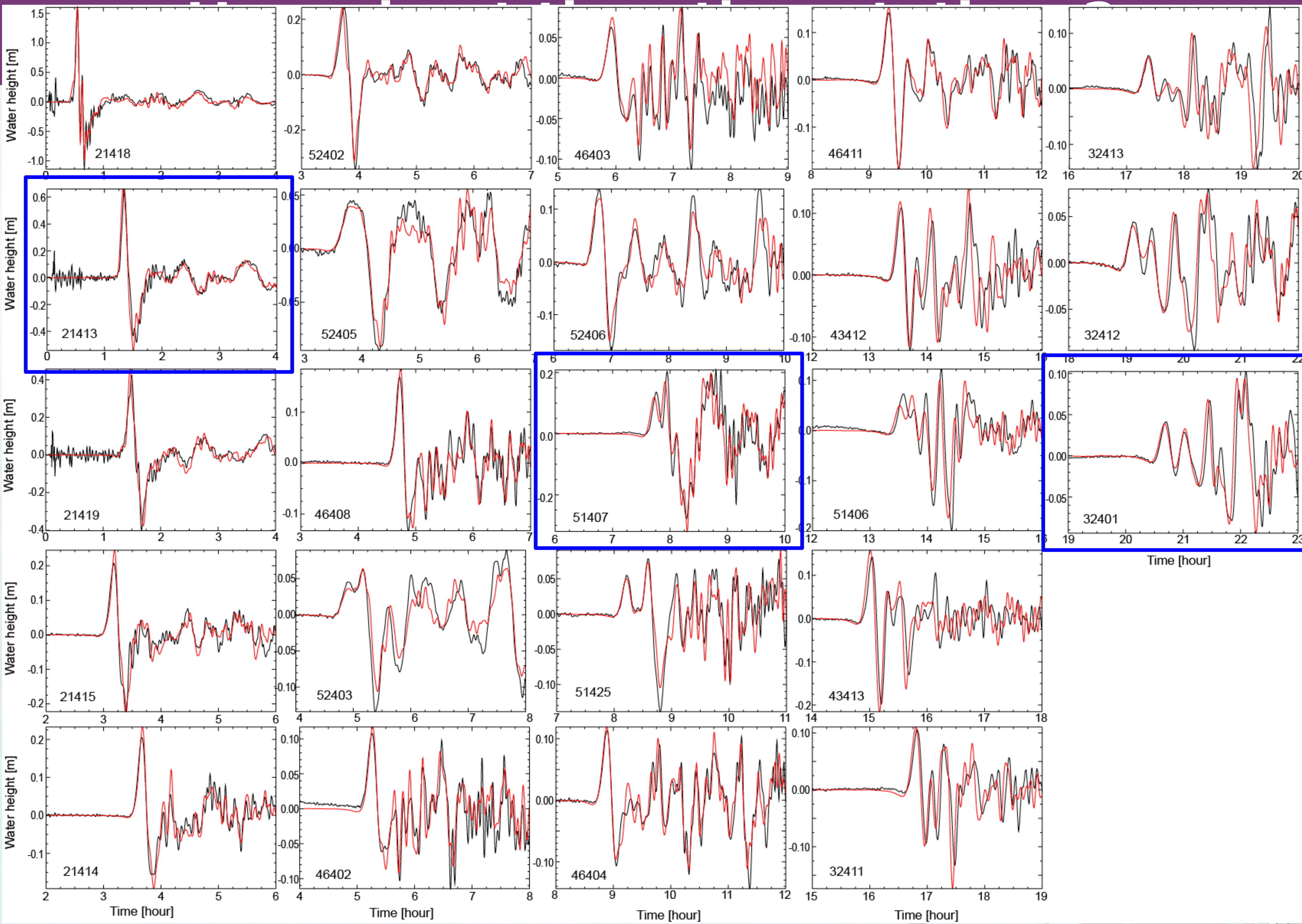
重力ポテンシャルの影響はチリ沖の観測点で確認（32401）



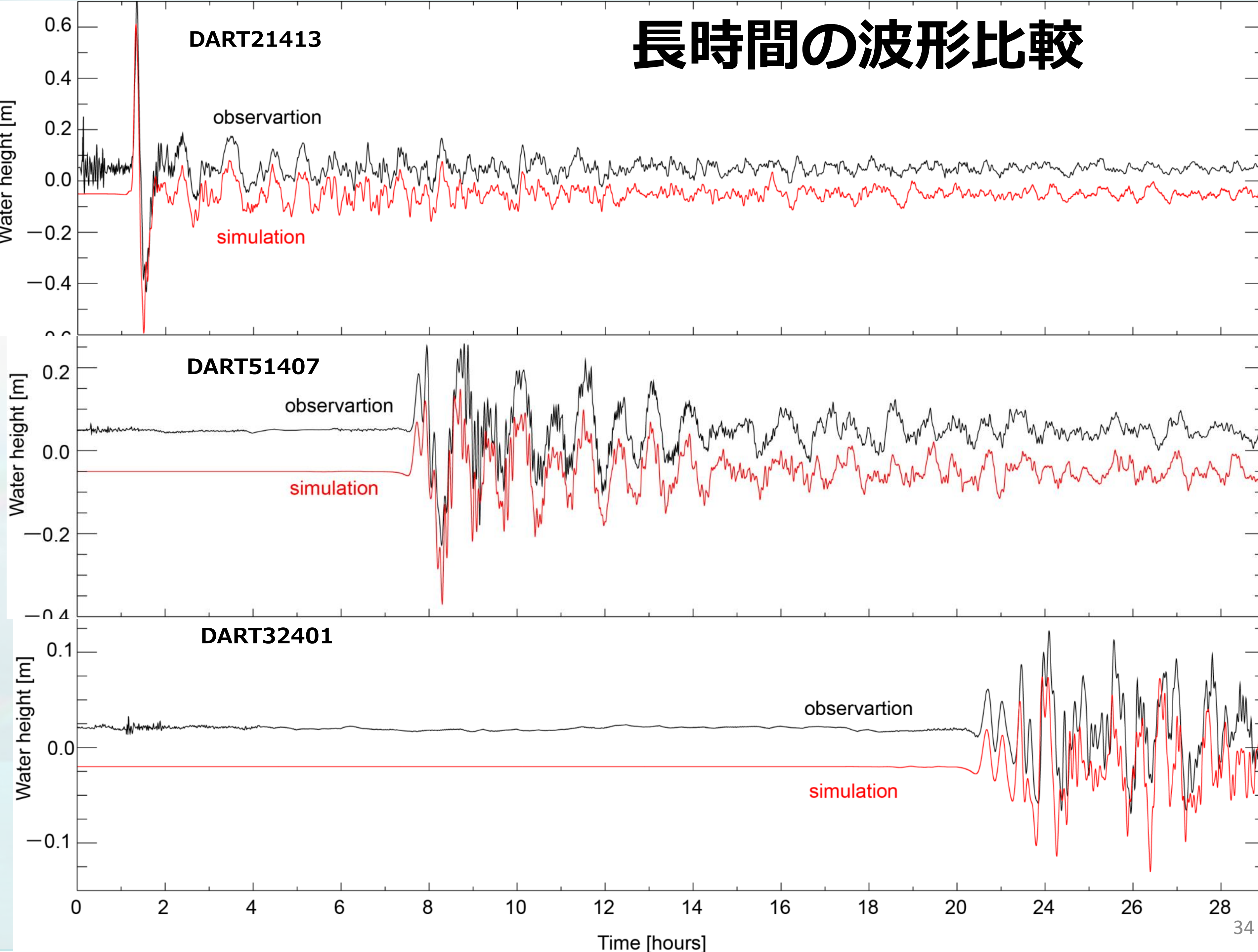


他の観測点での比較


120°
140°
160°
180°
−160°
−140°
−120°
−100°
−80°
−60°
60°
40°
20°
0°
−20°
−40°
−60°
46403
46402
21415
21414
46408
21419
46404
21418
46411
21413
5
51407
43412
52405
52402
43413
32411
52403
10
52406
51425
51406
32413
32412
32401
15
20


Water height [m]
21418
52402
46403
46411
32413
21413
52405
52406
43412
32412
21419
46408
51407
51406
32401
21415
52403
51425
43413
21414
46402
46404
32411
Time [hour]

長時間の波形比較


DART21413
observartion
simulation
DART51407
observartion
simulation
DART32401
observartion
simulation
Water height [m]
Time [hours]
0.6
0.4
0.2
0.0
−0.2
−0.4
0.2
0.0
−0.2
0.1
0.0
−0.1
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
28

第１部のまとめ

○計算負荷が高い分散波式の計算も近年の計算機の進歩により高分解能な実地形を用いたとしても現実的な時間で解くことができるようになってきた.

○津波荷重による地球の微小な変形と海水密度の鉛直分布の効果を数値計算に取り入れることによって，遠地津波の計算精度が向上.

目次

第１部：JAGURSによる遠地津波計算

2011年東北地方太平洋沖地震津波

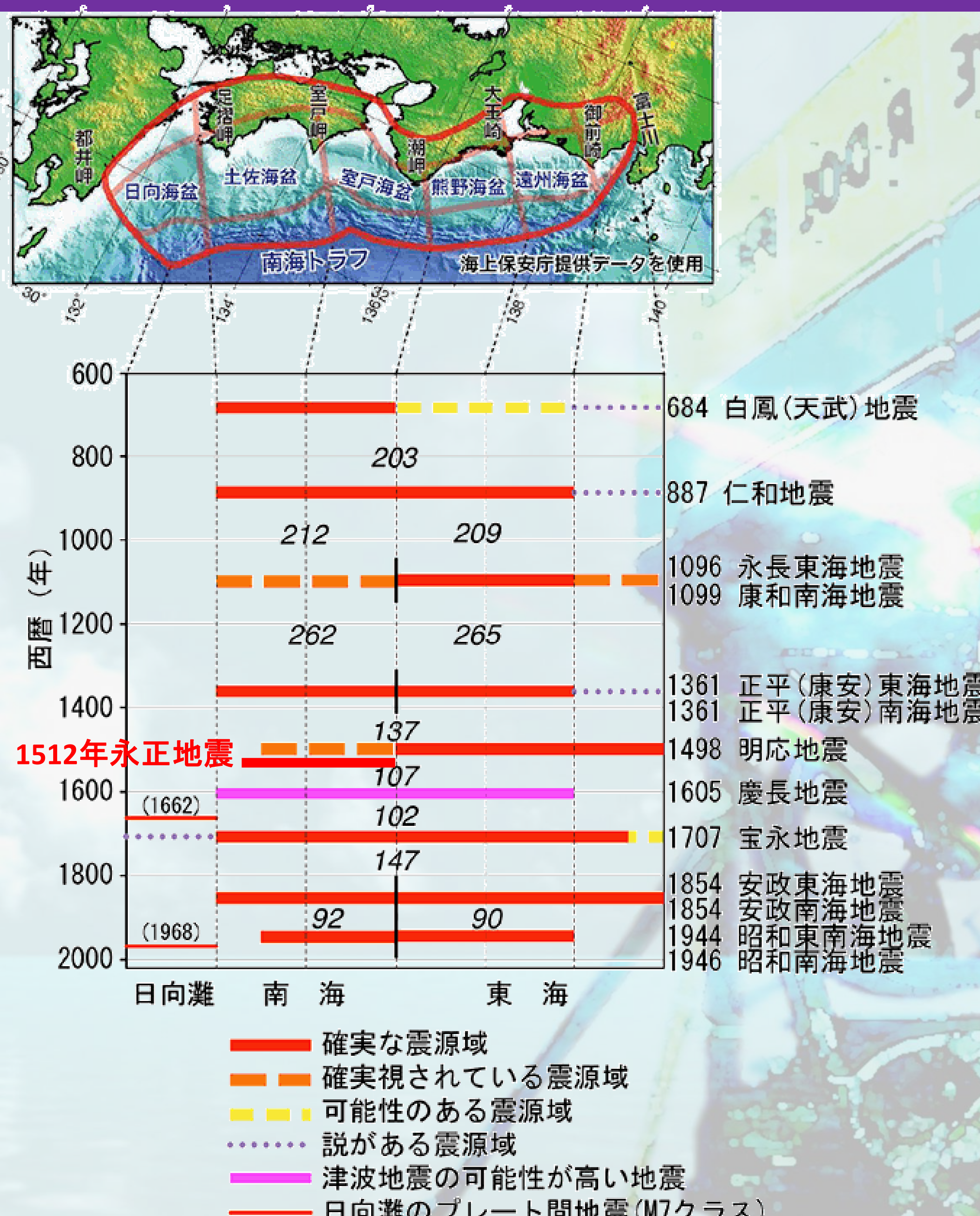
第２部：JAGURSによる海底地すべり津波計算

1512年永正津波？

調査対象海域　徳島宍喰沖

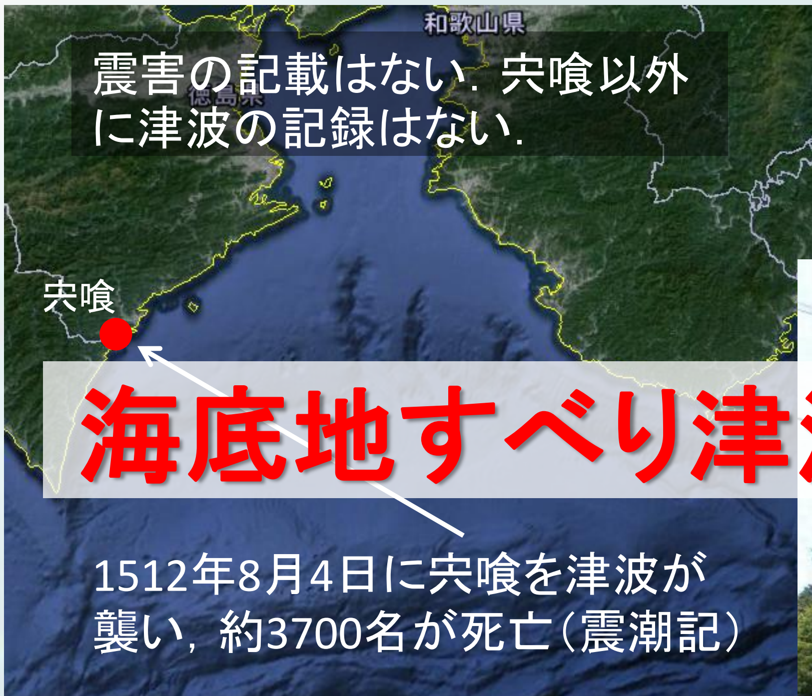
幻の1512年の永正津波

※高潮の可能性もあるが，1934年の室戸台風の時でさえ，高々3m，3700人も命を落とすとは考えにくい．



調査対象海域　徳島宍喰沖

幻の1512年の永正津波



震害の記載はない．宍喰以外に津波の記録はない．

1512年8月4日に宍喰を津波が襲い，約3700名が死亡（震潮記）

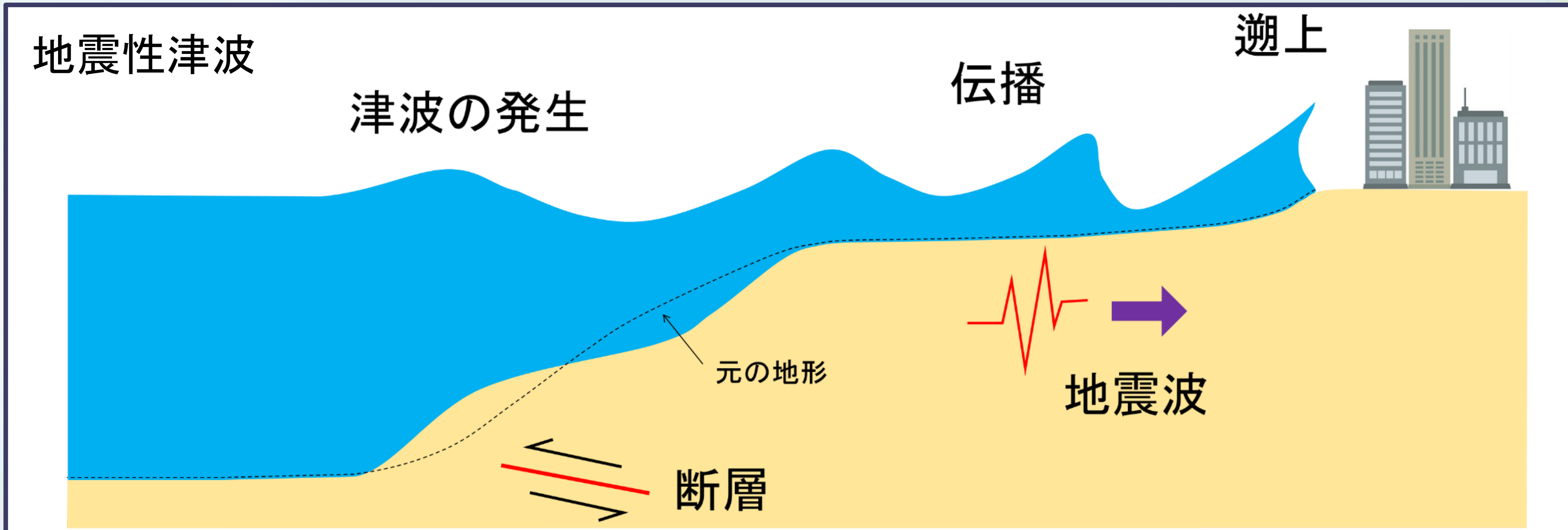
※高潮の可能性もあるが，1934年の室戸台風の時でさえ，高々3m，3700人も命を落とすとは考えにくい．

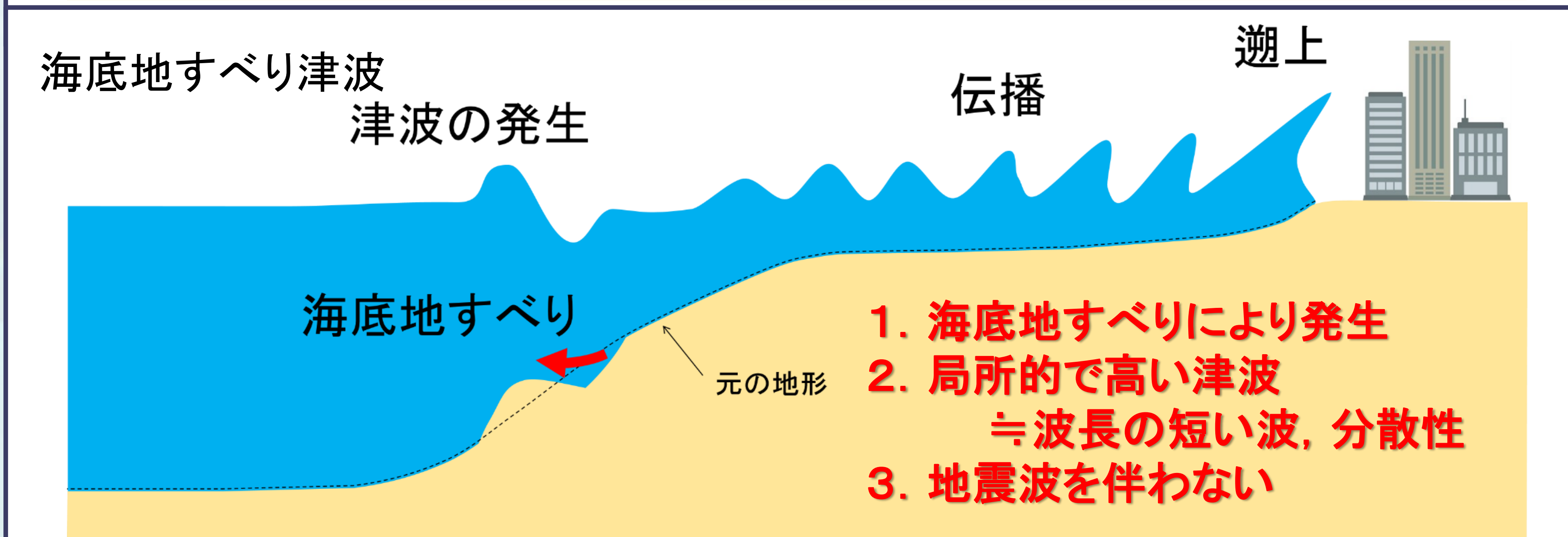
宍喰浦の化石漣痕（国天然記念物）

〇4500万年から2200万年前の地層
〇乱泥流の痕跡
〇写真左から右に流れている

海底地すべり津波ではないだろうか？

海底地すべり津波とは

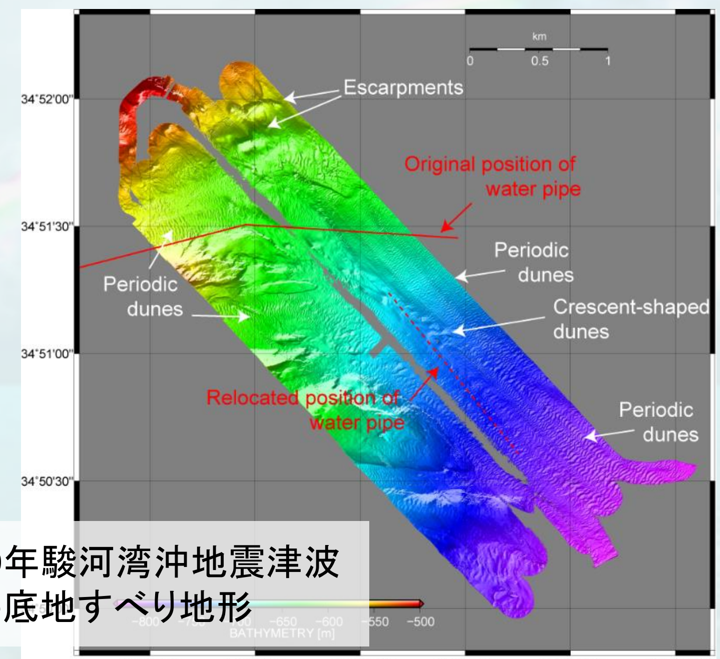

地震性津波
津波の発生
伝播
遡上
元の地形
地震波
断層


海底地すべり津波
津波の発生
伝播
遡上
海底地すべり
元の地形
1. 海底地すべりにより発生
2. 局所的で高い津波
≒波長の短い波，分散性
3. 地震波を伴わない

過去の海底地すべり津波

括弧内の数字は最大津波高さ
※は山体崩壊

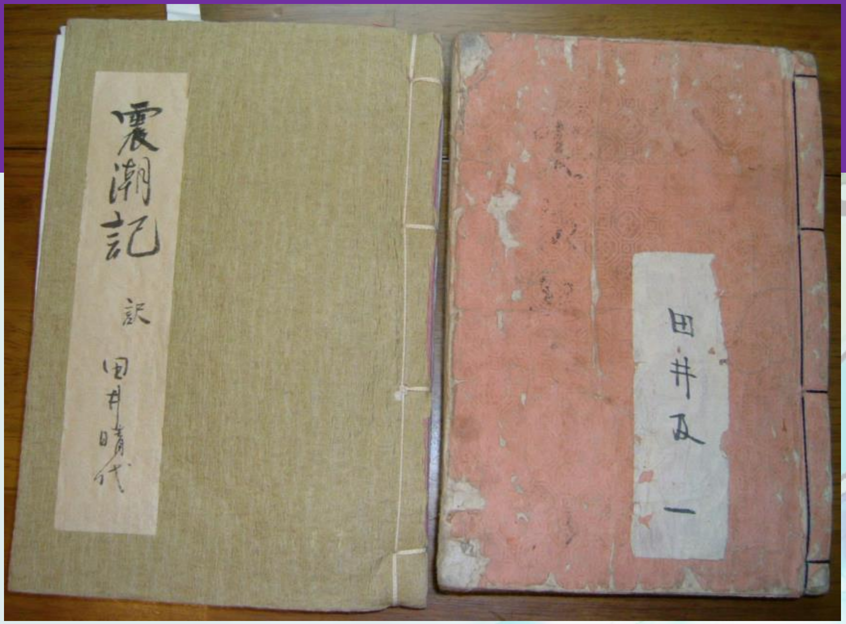
- ✓ 1741年渡島大島の津波※（15m）
- ✓ 1771年八重山津波（85m）
- ✓ 1792年島原大変肥後迷惑※（9m）
- ✓ 1946年アリューシャン地震（35m, M8.1）
- ✓ 1998年パプアニューギニア地震（15m, M7.1）
- ✓ 2009年駿河湾沖の地震（0.7m, M6.5）



2009年駿河湾沖地震津波
の海底地すべり地形

宮古諸島下地島の帯岩。八重山地震
の津波で打ち上げられたとされる。

震潮記の記述内容



宍喰浦は，永正9年8月に大津波の襲来で，宍喰浦中が残らず流出した．その時，城山(愛宕山)へ逃げのぼった者は数十人であった．南橋より向こうの町分は残らず流出してしまった．しかし，このところは山が近いので人命の被害は少なかった．橋より北の町家は，家の被害は多くは無かったが，死者が多く出た．およそ，その時南北両町の老若男女合わせて死者3700余人助かったものは1500余人であった．橋より向こう(正梶)の町家は，残らず流失し，土地はことごとく掘れて，一面の川となってしまった．（現代語訳　田井晴代）

宍喰浦の衛星写真(google earth)

Point

①

橋より北の町家は、
家の被害は多くは無かったが、
死者が多く出た。

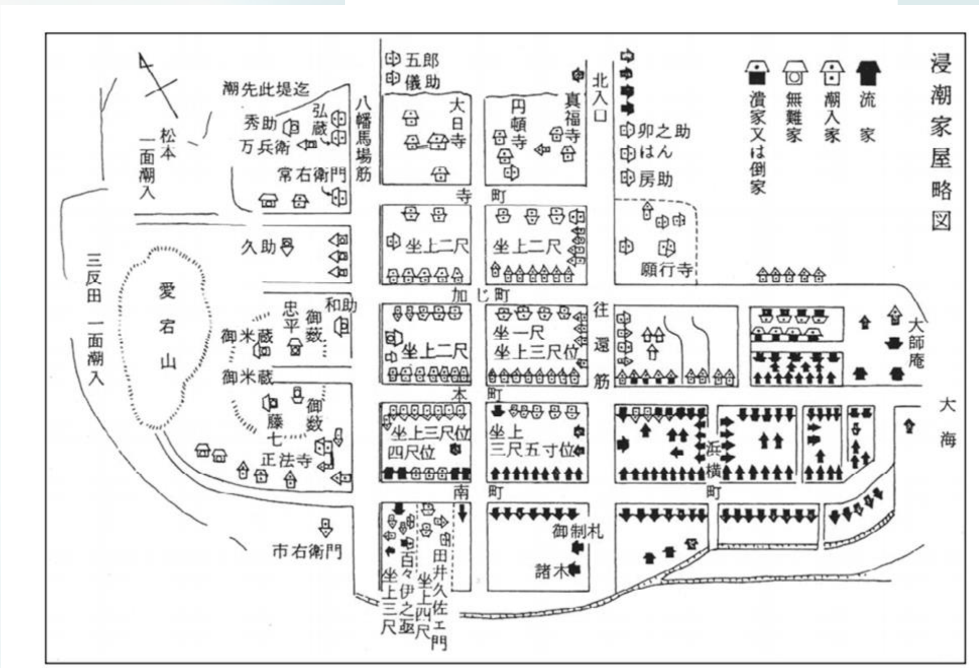
②

橋より向こう(正梶)の町家は
残らず流失し，土地はことごとく
掘れて，一面の川に

永正津波の浸水深の推定

家屋被害の考察

どのくらい浸水したか？



安政南海の浸水家屋略図（震潮記より）

1854年　江戸時代終期に発生した
安政南海地震

「一尺」は約30cm
「一寸」は約3cm
「坐上」は「敷地標高」+70cmとする

被害区分	浸水深(H)	備考
流家	2.0m≦H	坐上4尺以上
潮入家	1.0m≦H<2.0m	坐上1尺，2尺，3尺，3尺5寸
無難家	少なくとも H<1.0m	不明

※井若ほか(2007)より

宍喰浦を襲った永正津波は　　北町は浸水深2m未満
南町は浸水深2m程度　と予想

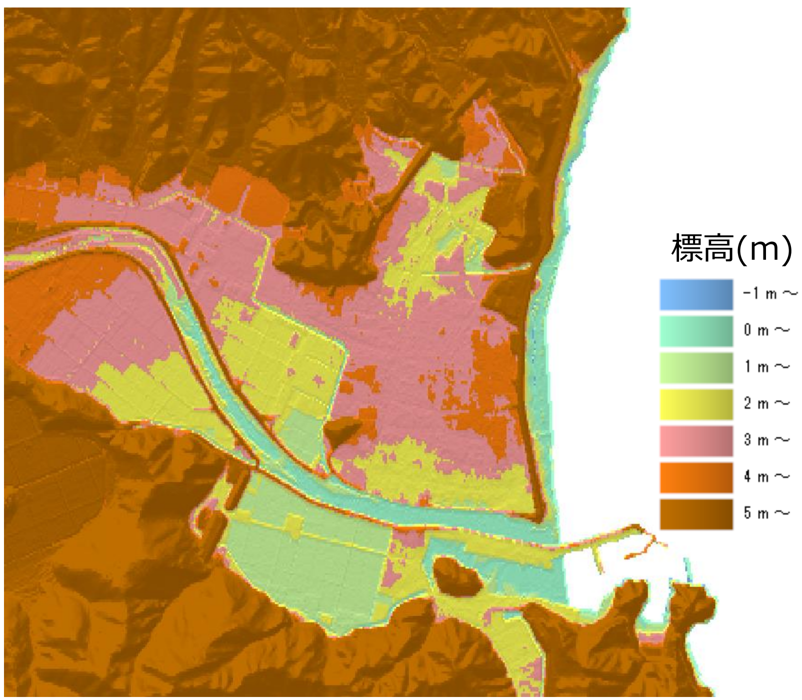
震潮記の信頼性についての考察

○死者3700人

　現代語訳（田井晴代）には死者3700人と書いてあるが，「徳島の地震津波，村上ほか」にある原文（ただし活字になっているもの）には，「その節両所の老若男女とも三千七百余人なり」とだけあり，死者でなく全体の人口が3700人とも読める．その場合，助かった人は1500人だから，死者数は2200人となる．

○北町の浸水深 ＜ 南町の浸水深

→現在の地形だが北町の方が2mほど標高が高い



国土地理院基盤地図情報5mDEM

○復興に関する記述

「先年より当浦東海辺に大松原あり此松切り払い其他北南西に林山処々これある分残らず切払い家道具にいたし候」

→海岸林は津波で流出しなかった．北町の浸水深2m未満と推定．その程度では海岸林は流出しない．

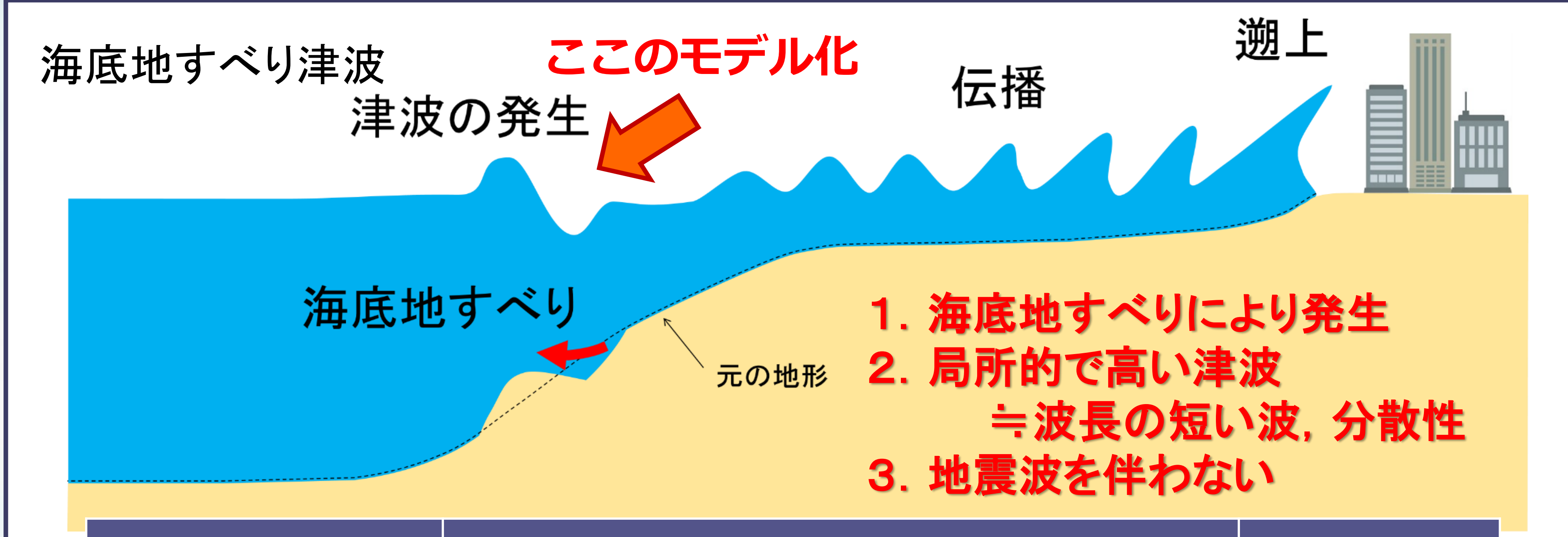
津波波高(m)	1	2	4	8	16　32
津波形態 緩斜面 急斜面	岸で盛上がる 速い潮汐	沖でも水の壁 第二波砕波 速い潮汐	先端の砕波が増える	第一波巻き波砕波	
木造家屋	部分破壊	全面破壊			
石造家屋	持ちこたえる			全面破壊	
鉄・コン・ビル	持ちこたえる				全面破壊
漁船		被害発生	被害率50%	被害率100%	
防潮林	被害軽減　漂流物阻止 津波被害軽減		部分的被害 漂流物阻止	全面的被害 無効果	
養殖筏	被害発生				
沿岸集落		被害発生	被害率50%	被害率100%	

首藤（1992）

海底地すべりの痕跡？


宍喰
app. 24km
Image Landsat / Copernicus
Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO
Google Earth

海底地すべり津波計算



名称	概要	出典
流量モデル	崩土の海中への流入を海岸線における海水流量として与える方法	相田(1975)
円弧すべり法	円弧滑り法により抽出される不安定斜面の地すべり前後を与え，海面推移に反映する方法	平石ほか(2001)
Kinematic Landslideモデル	地すべり前後の地形，移動速度，継続時間から海底地形変化を求め，海面変動として与える方法	Satake(2007)
地すべり運動解析モデル	地すべり運動を解析モデルで解くことにより，得られる崩土の層厚変化を海面変動として与える方法	笹原(2004)
二層流モデル	土砂を下層，海水を上層とする上下二層の浅水方程式を層間の相互作用を考慮して解く方法	松本ほか(1998)
理論的･実験的考察から求められた初期水位推定式	波源域での津波の最大振幅･波長を与える予測式と平面2次元分布を与える式を組み合わせる方法	Watts et al. (2005)

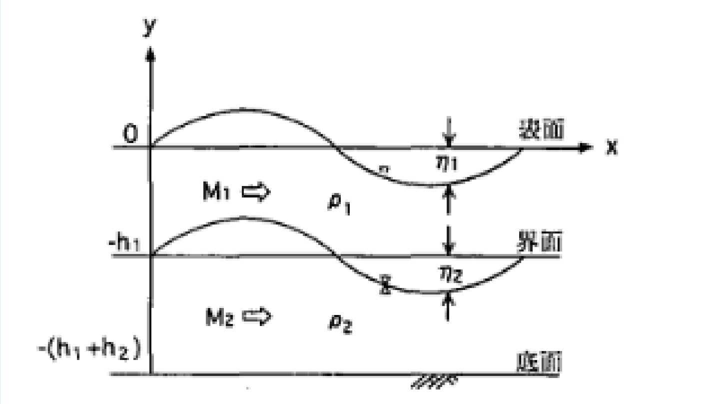
二層流モデル：支配方程式

上流（水）の支配方程式（分散項なし）　※ 朱書きが追加された項

$$\frac{\partial M_1}{\partial x}+\frac{\partial N_1}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial t}(\eta_1-\eta_2)=0$$

$$\frac{\partial M_1}{\partial t}+\frac{\partial (M_1^2/D_1)}{\partial x}+\frac{\partial (M_1N_1/D_1)}{\partial y}+gD_1\frac{\partial \eta_1}{\partial x}-INTF=0$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t}+\frac{\partial (N_1^2/D_1)}{\partial y}+\frac{\partial (M_1N_1/D_1)}{\partial x}+gD_1\frac{\partial \eta_1}{\partial y}-INTF=0$$



図―1　二層流の場合の座標系と変数

松本ほか（1998）

下流（土砂）の支配方程式（分散項なし）

$$\frac{\partial M_2}{\partial x}+\frac{\partial N_2}{\partial y}+\frac{\partial \eta_2}{\partial t}=0$$

$$\frac{\partial M_2}{\partial t}+\frac{\partial (M_2^2/D_2)}{\partial x}+\frac{\partial (M_2N_2/D_2)}{\partial y}+gD_2\left\{\alpha\left(\frac{\partial \eta_1}{\partial x}+\frac{\partial h_1}{\partial x}-\frac{\partial \eta_2}{\partial x}\right)+\frac{\partial \eta_2}{\partial x}-\frac{\partial h_1}{\partial x}\right\}+INTF=0$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t}+\frac{\partial (N_2^2/D_2)}{\partial y}+\frac{\partial (M_2N_2/D_2)}{\partial x}+gD_2\left\{\alpha\left(\frac{\partial \eta_1}{\partial y}+\frac{\partial h_1}{\partial y}-\frac{\partial \eta_2}{\partial y}\right)+\frac{\partial \eta_2}{\partial y}-\frac{\partial h_1}{\partial y}\right\}+INTF=0$$

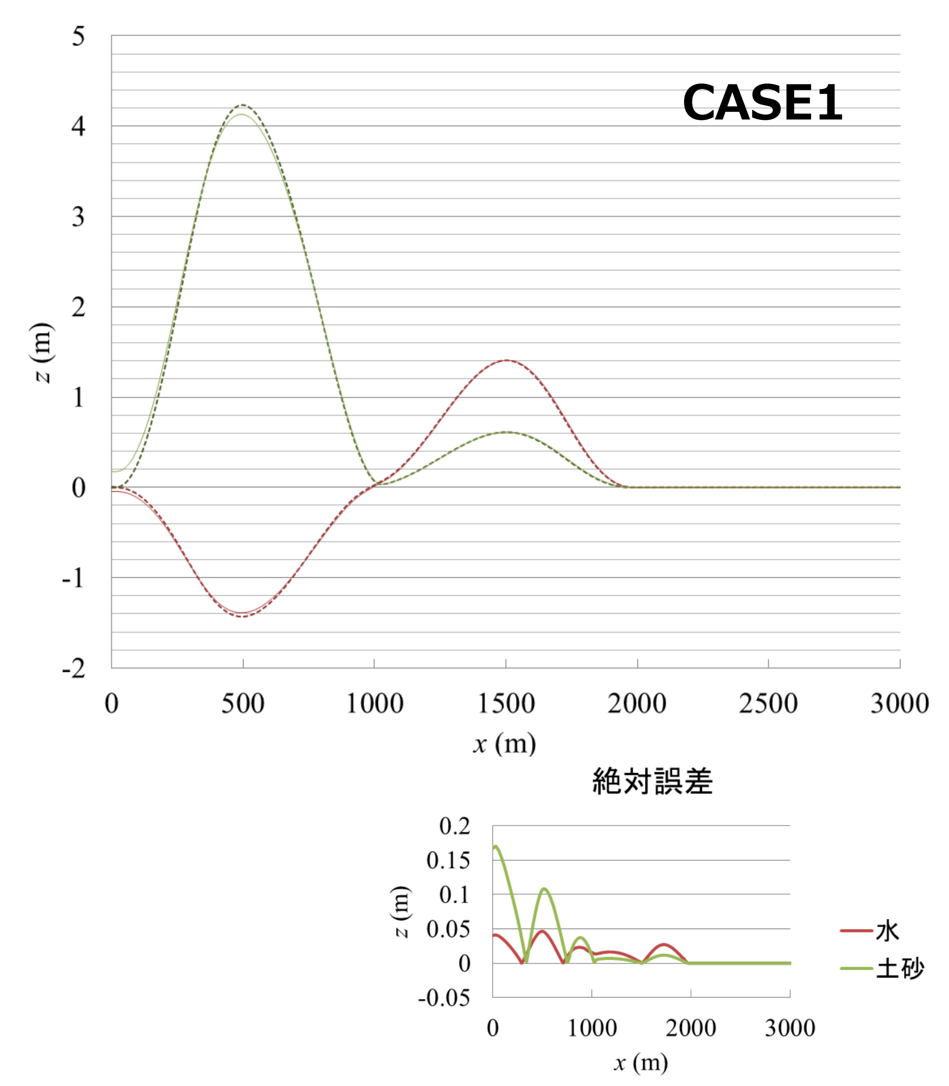
ここで，添字の1, 2はそれぞれ水，土石を示し，hは水深，ηは水位変化量，Mは流量，ρは密度，$\alpha=\rho_1/\rho_2$（=1.00/1.65)は相対密度比，Dは全水深，$INTF$は界面抵抗力であり

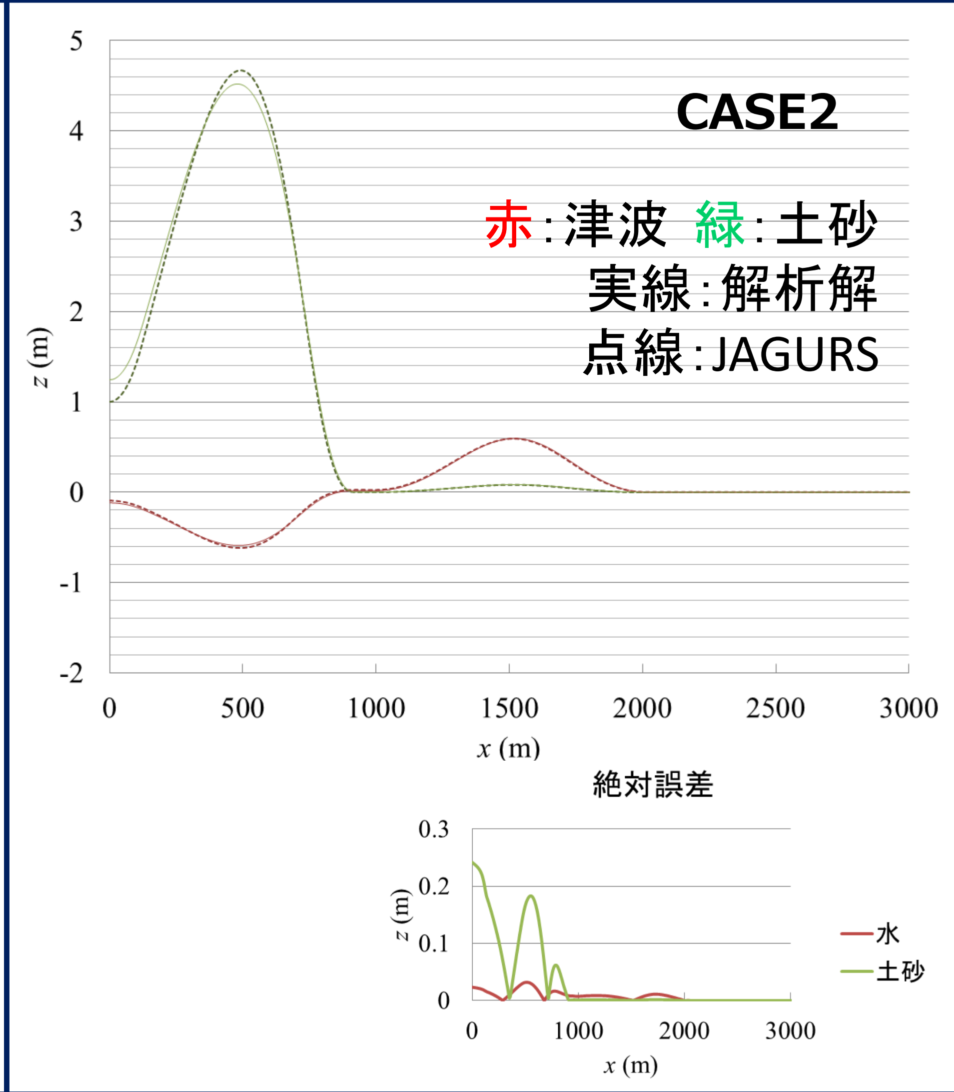
$$INTF=f_{inter}\bar{u}|\bar{u}|$$

と定義される．$\bar{u}$は東西方向または南北方向の土砂の水に対する相対速度，f_{inter}は界面抵抗係数（f_{inter}=0.025）である。

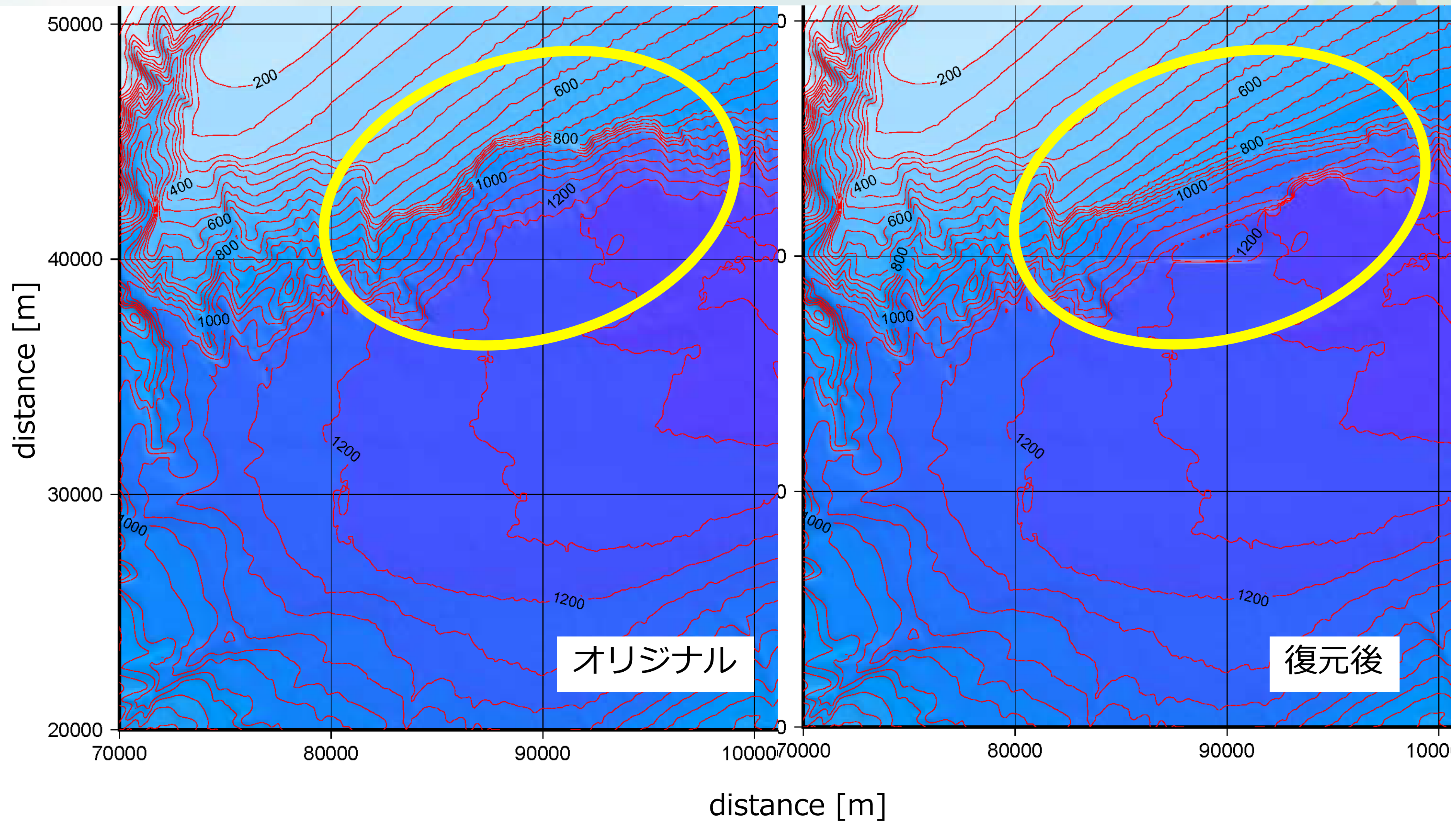
二層流モデル：解析解との比較

- 50秒後の水面形と界面形の比較





海底地形の復元



50000
40000
30000
20000
distance [m]
200
400
600
800
1000
1200
70000
80000
90000
100000
オリジナル
復元後
distance [m]

津波計算

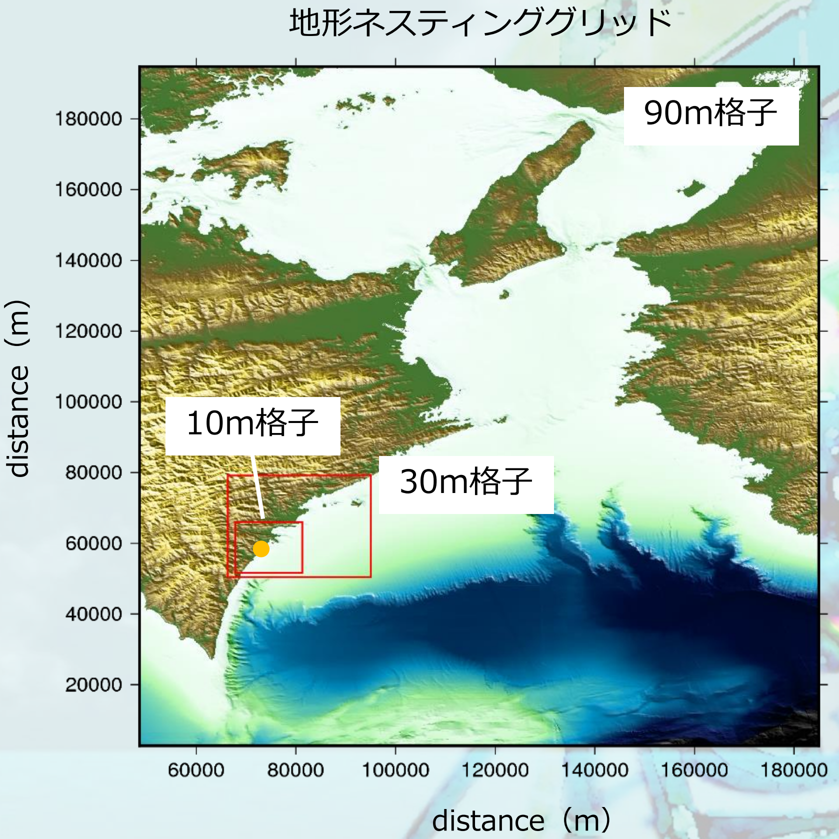
支配方程式：
①二層流モデル
　上層，下層ともに非線形浅水波理論

数値解法：
スタッガード格子のリープフロッグ法
（分散項の解法はガウスーザイデル法）

地形データ：徳島県が整備した地形データ
（地形のみ，海岸構造物は無し）

３層のネストグリッド（90m-30m-10m）

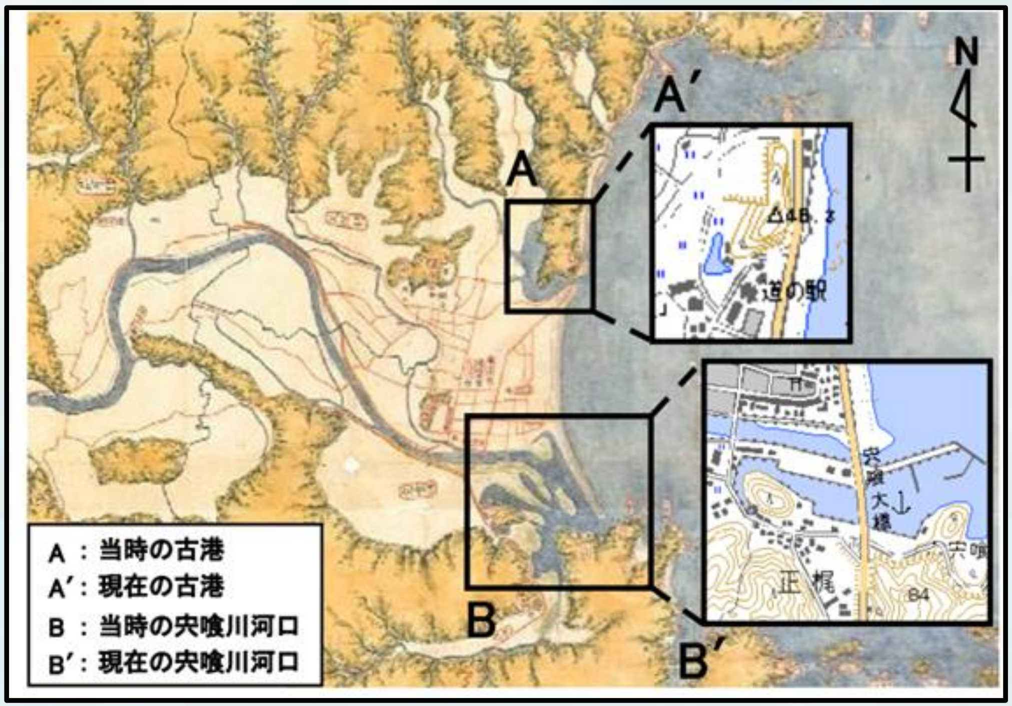
潮位：T.P.=0.0m　　　積分時間：１時間
マニングの粗度係数：0.025
時間ステップ幅　0.1s

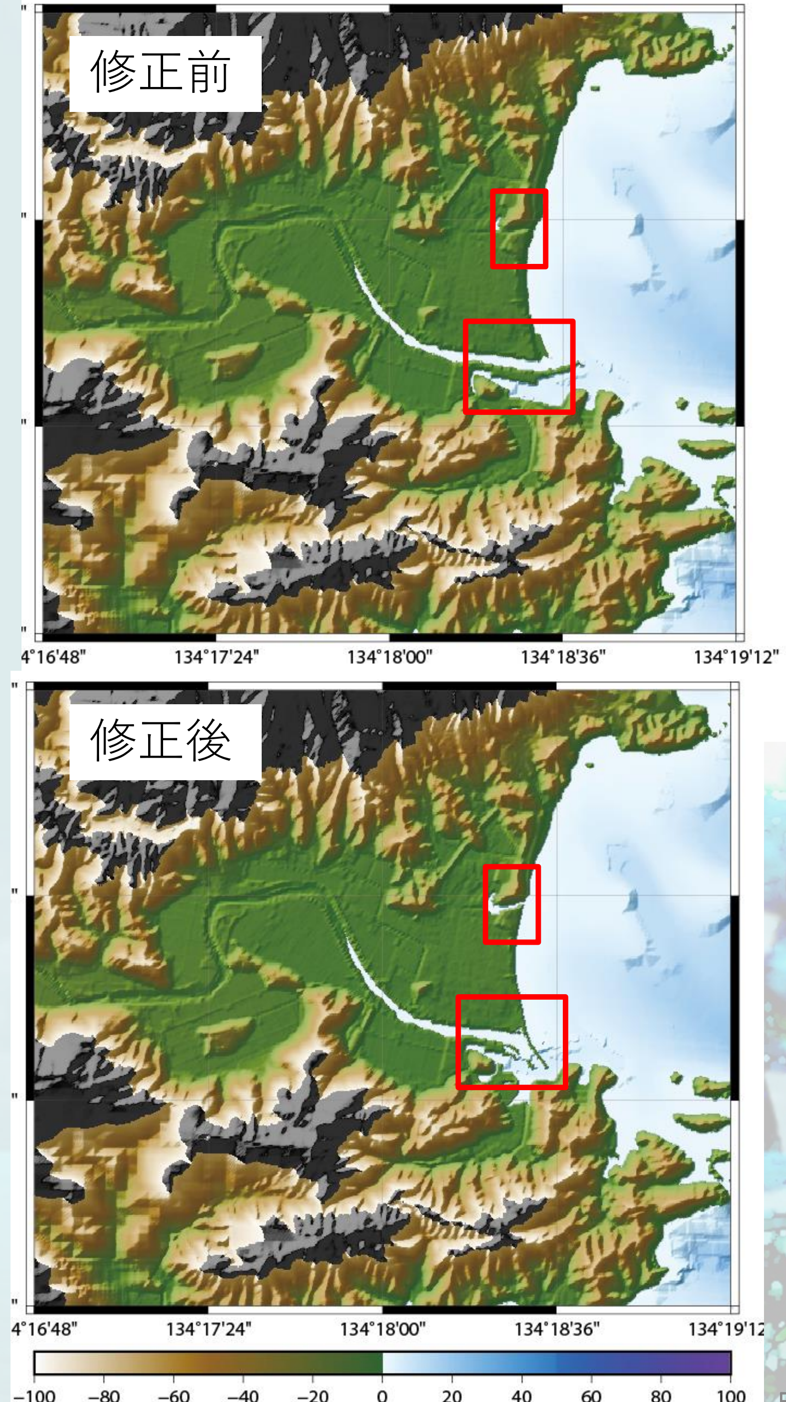


宍喰の地形の再現

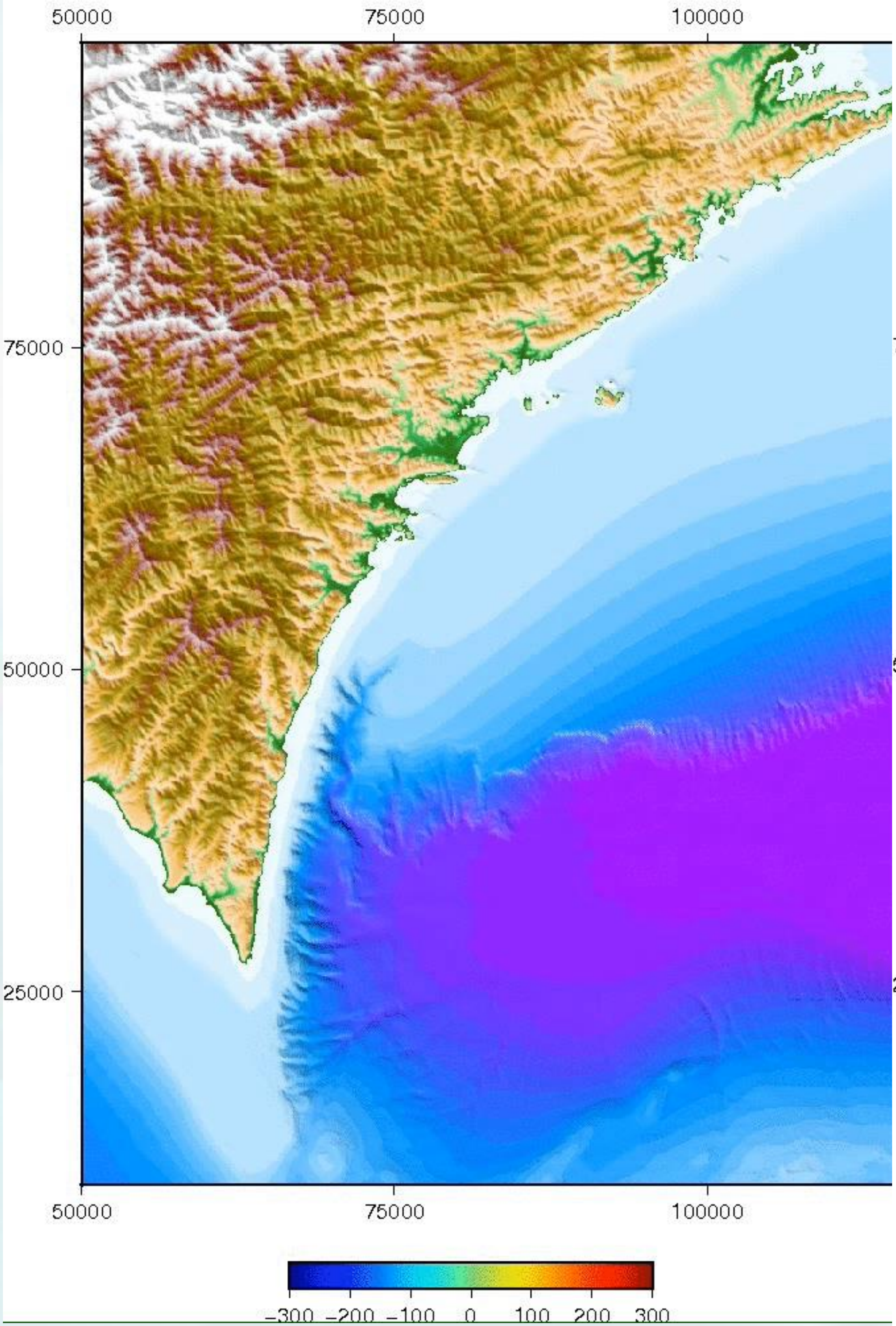
○津波の陸上への浸水は地形の影響を大きく受ける.
○古地図などを参考にして，可能な限り過去の地形を再現した.

宍喰浦絵図



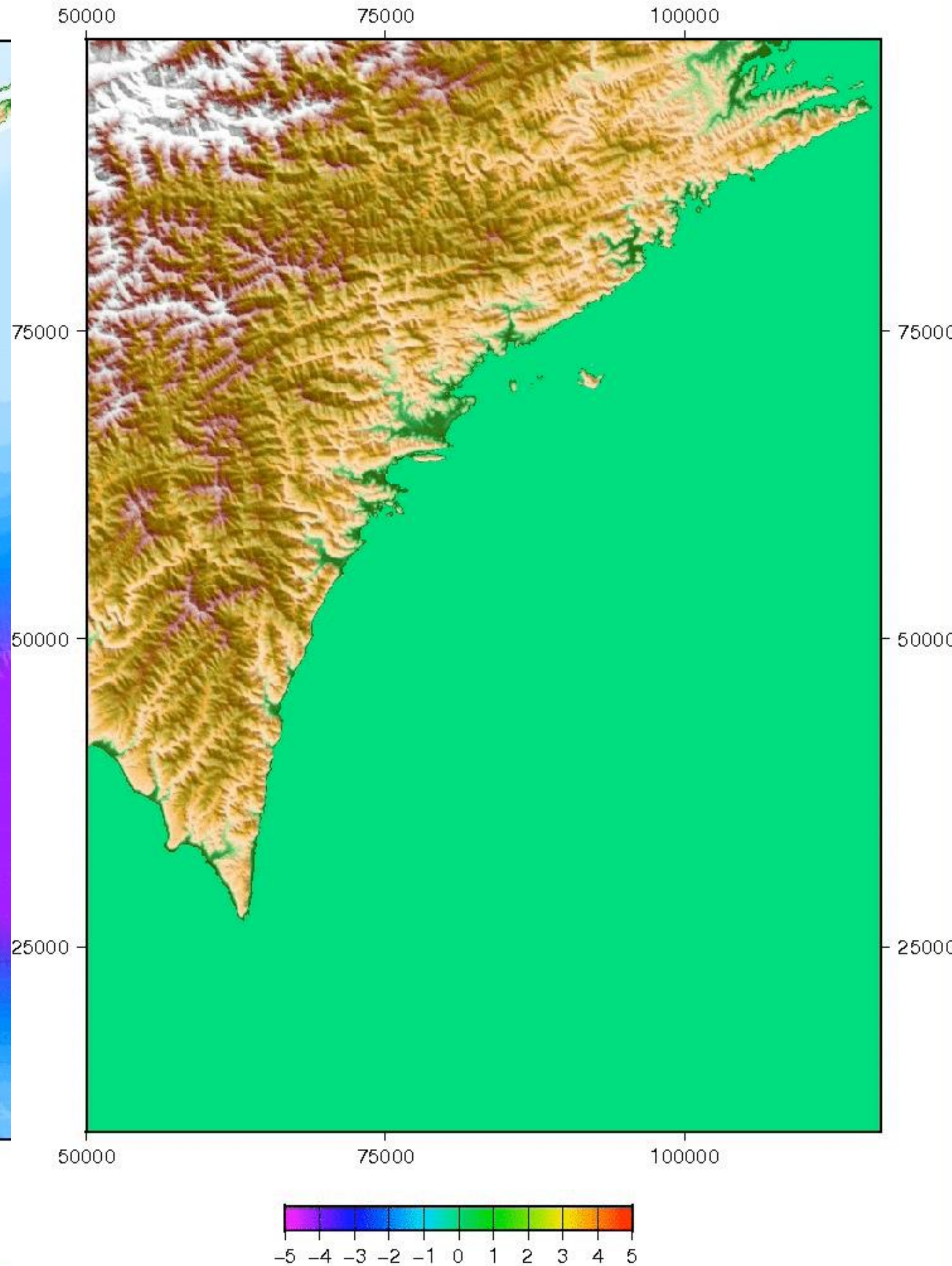


Slide at 0 sec.

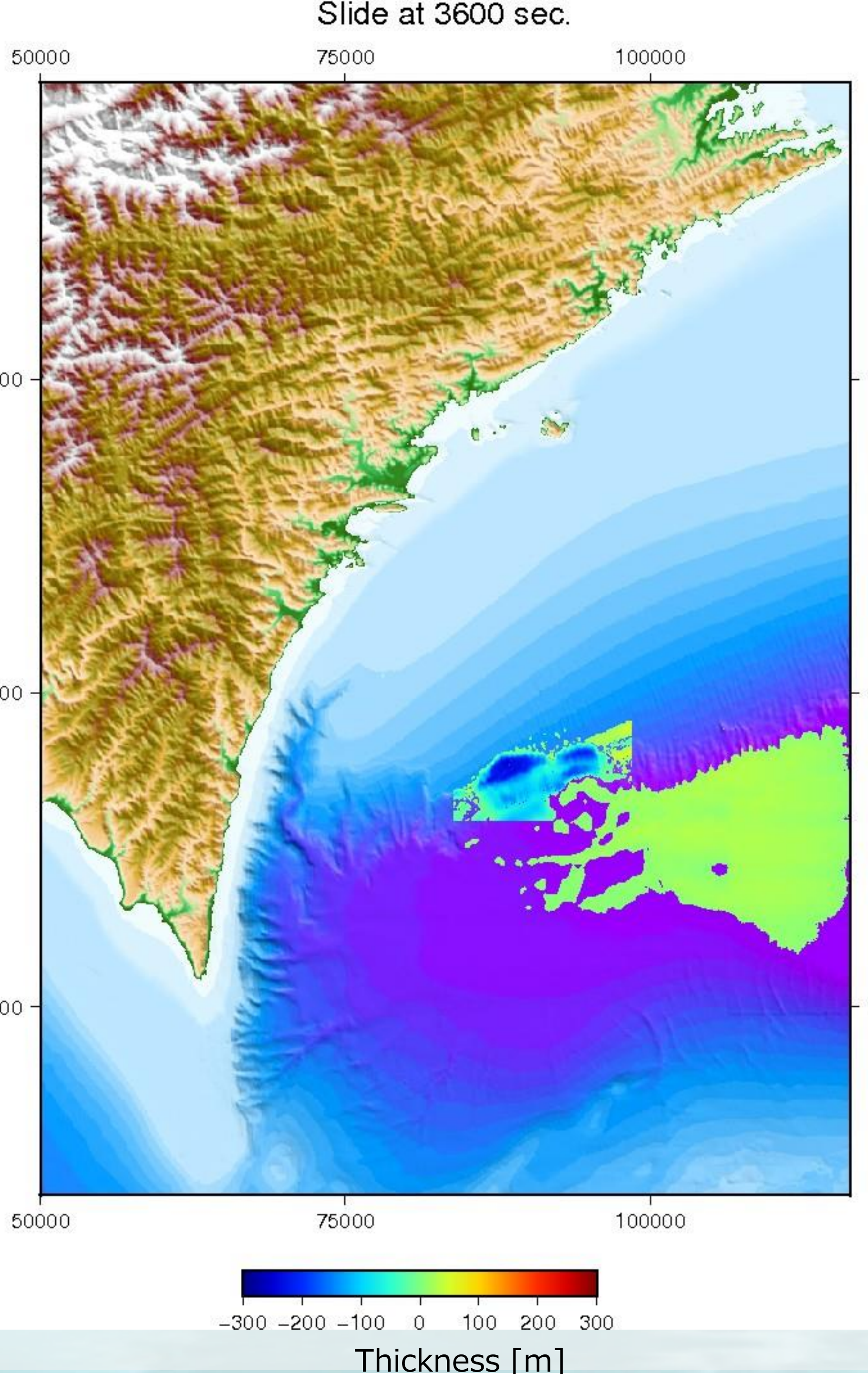


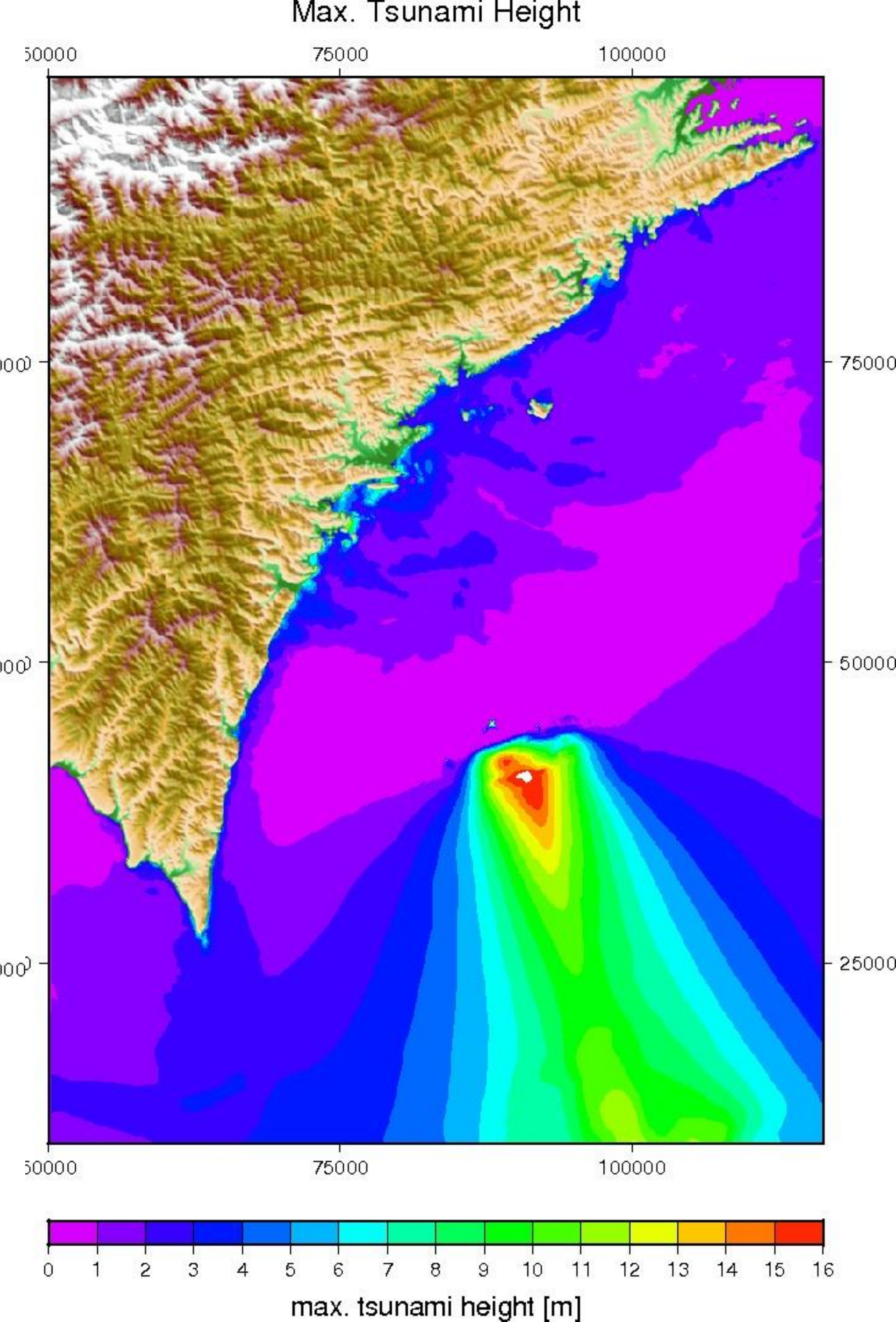
Thickness [m]

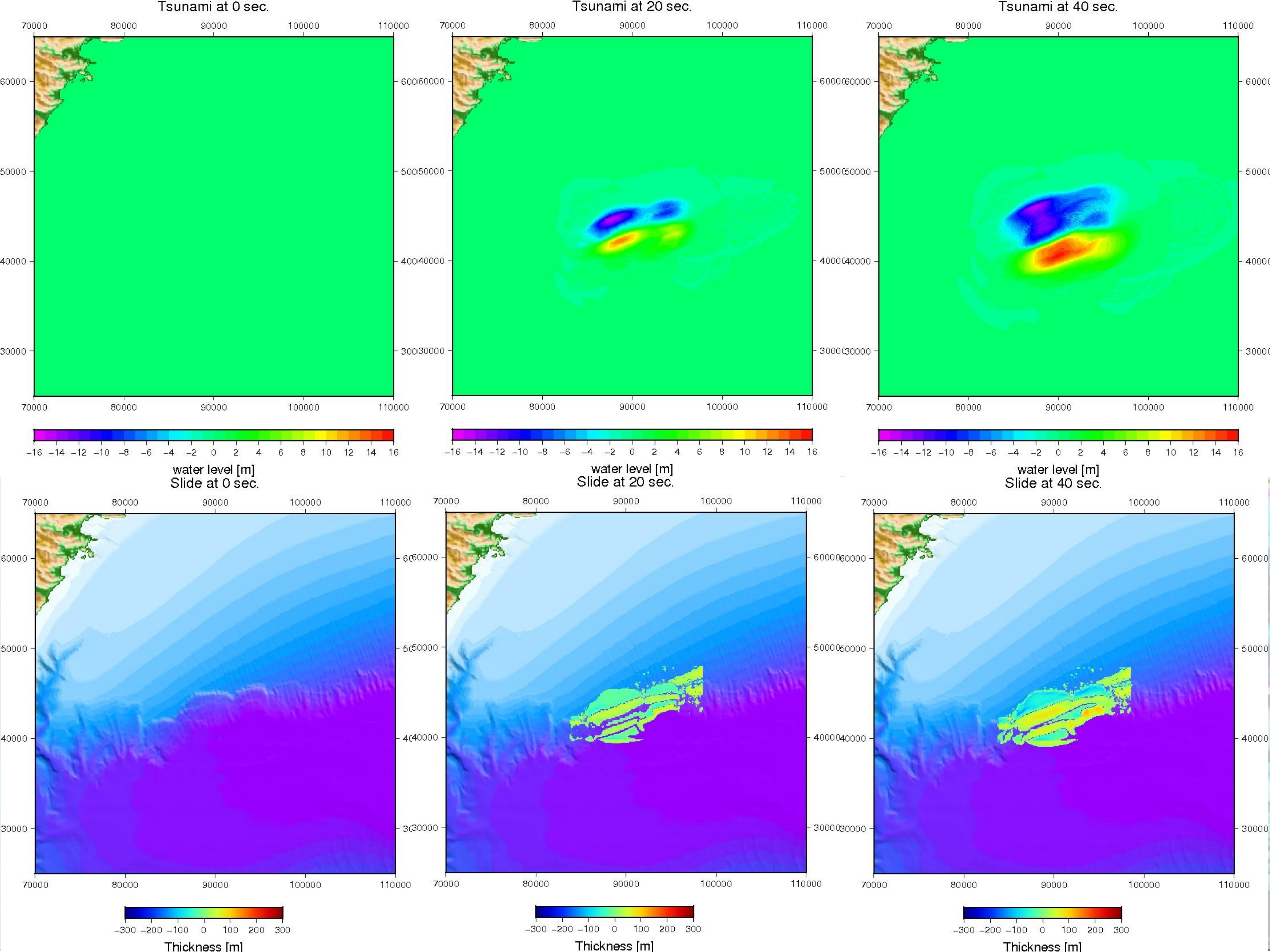
Tsunami at 0 sec.

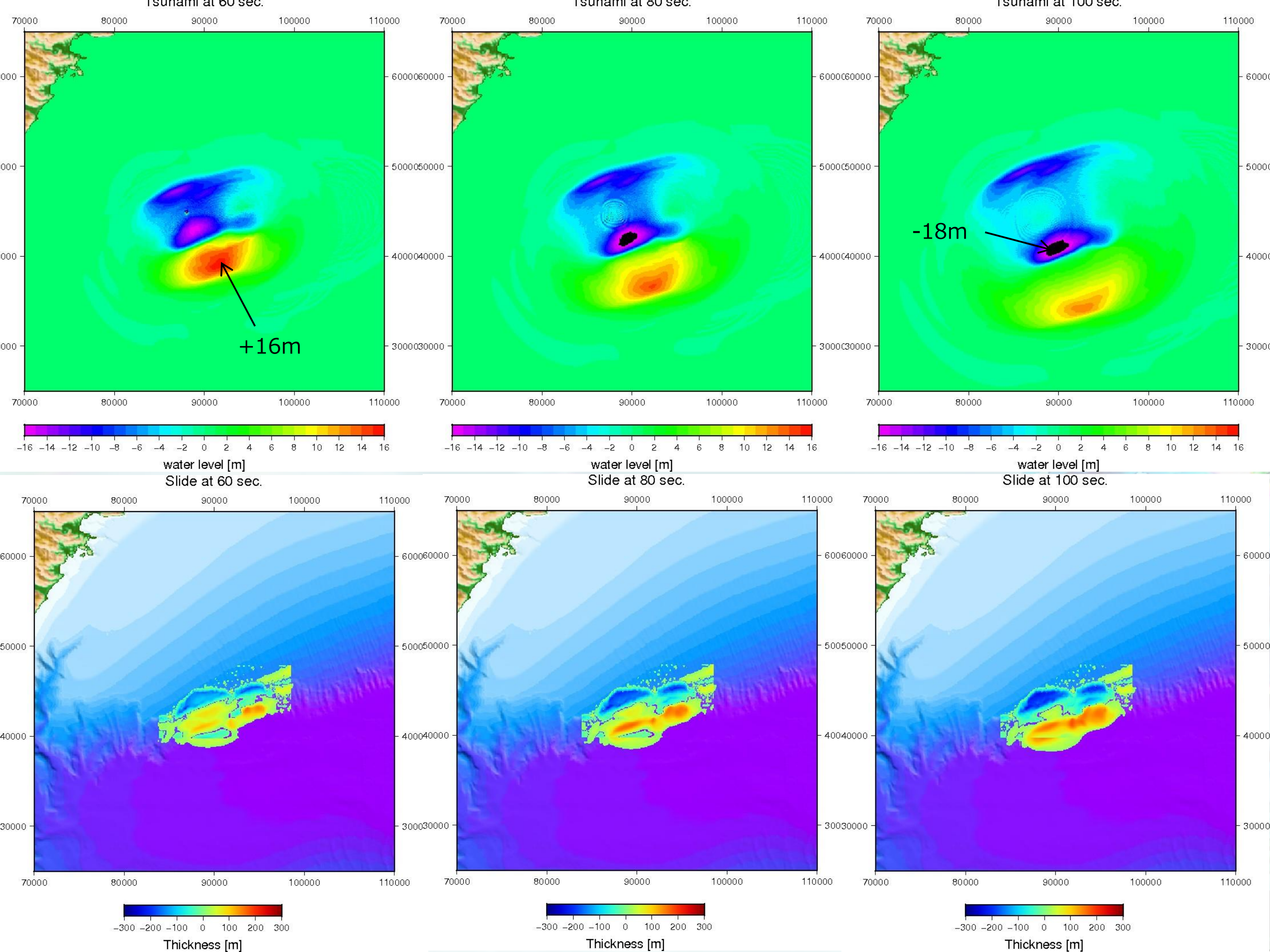


water level [m]


Slide at 3600 sec.
50000
75000
100000
75000
50000
25000
−300 −200 −100 0 100 200 300
Thickness [m]

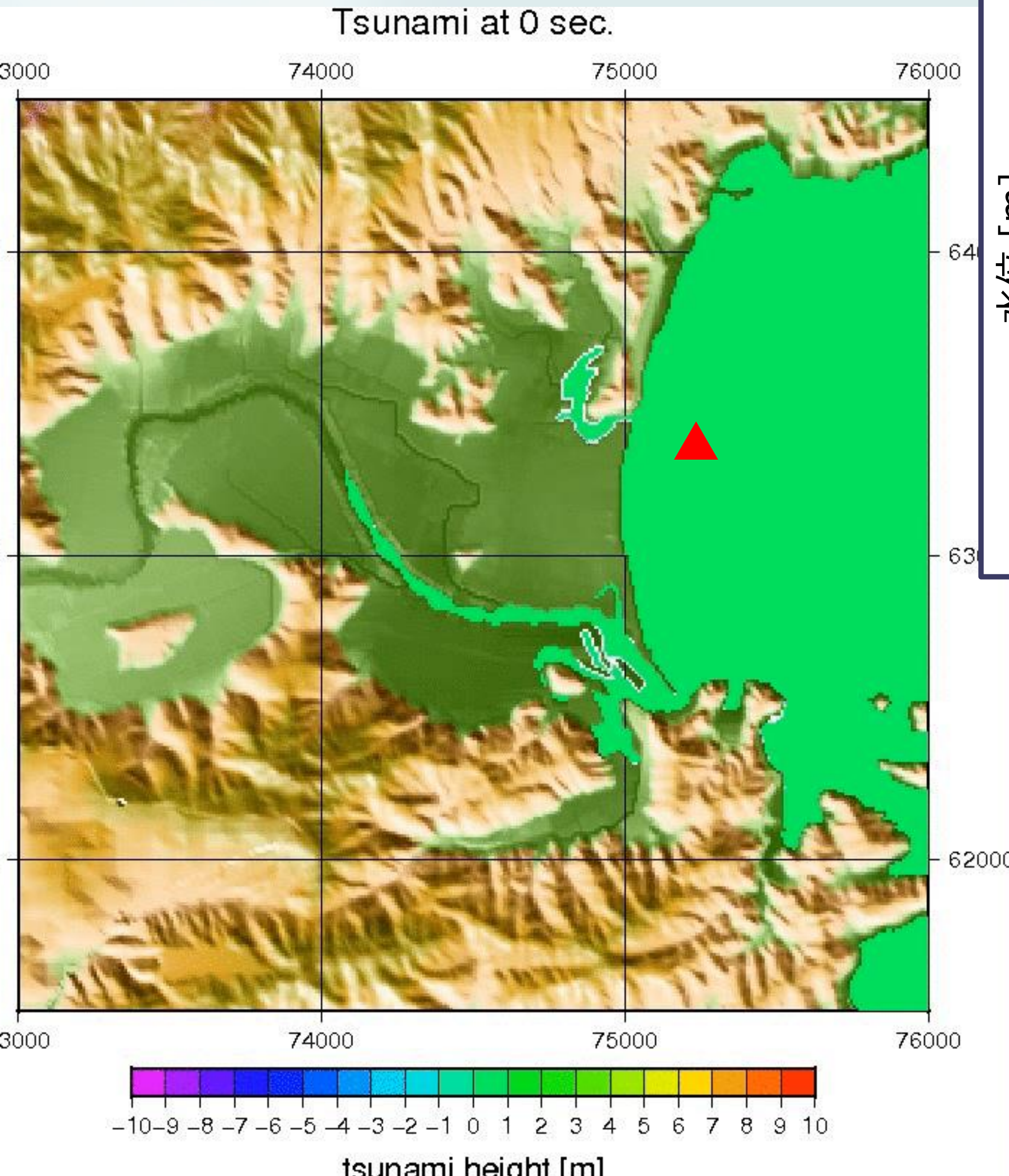

Max. Tsunami Height
50000
75000
100000
75000
50000
25000
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16
max. tsunami height [m]

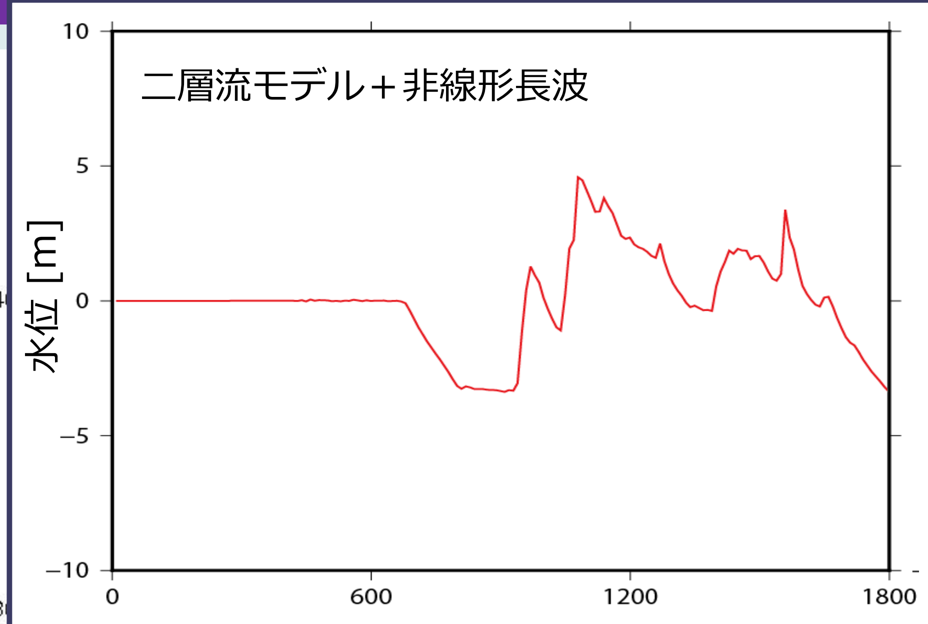

Tsunami at 0 sec.
Tsunami at 20 sec.
Tsunami at 40 sec.
70000 80000 90000 100000 110000
30000 40000 50000 60000
−16 −14 −12 −10 −8 −6 −4 −2 0 2 4 6 8 10 12 14 16
water level [m]
Slide at 0 sec.
Slide at 20 sec.
Slide at 40 sec.
−300 −200 −100 0 100 200 300
Thickness [m]



Tsunami at 60 sec.
Tsunami at 80 sec.
Tsunami at 100 sec.
+16m
-18m
water level [m]
water level [m]
water level [m]
Slide at 60 sec.
Slide at 80 sec.
Slide at 100 sec.
Thickness [m]
Thickness [m]
Thickness [m]

二層流モデルによる計算結果（宍喰）





Point

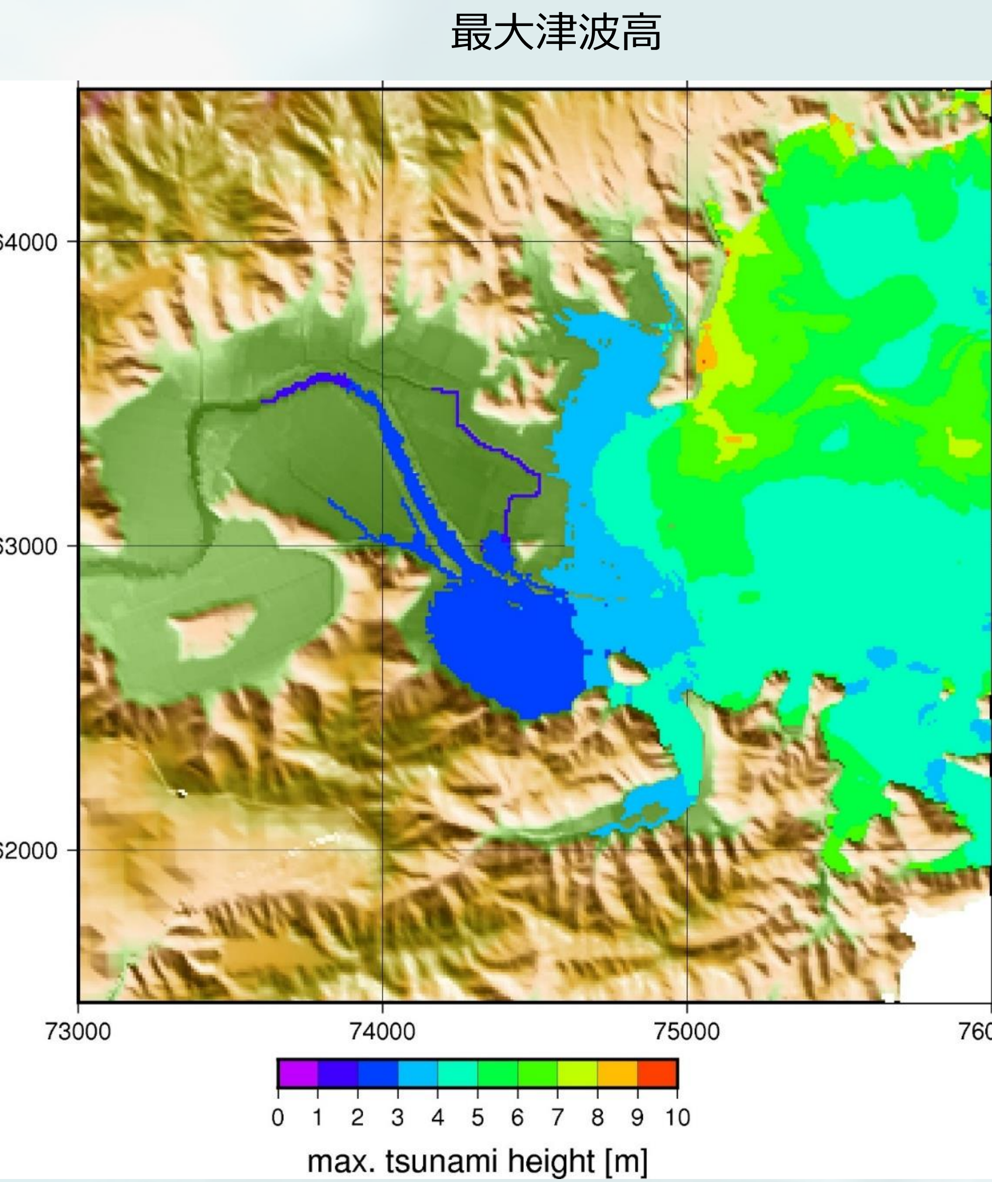
①

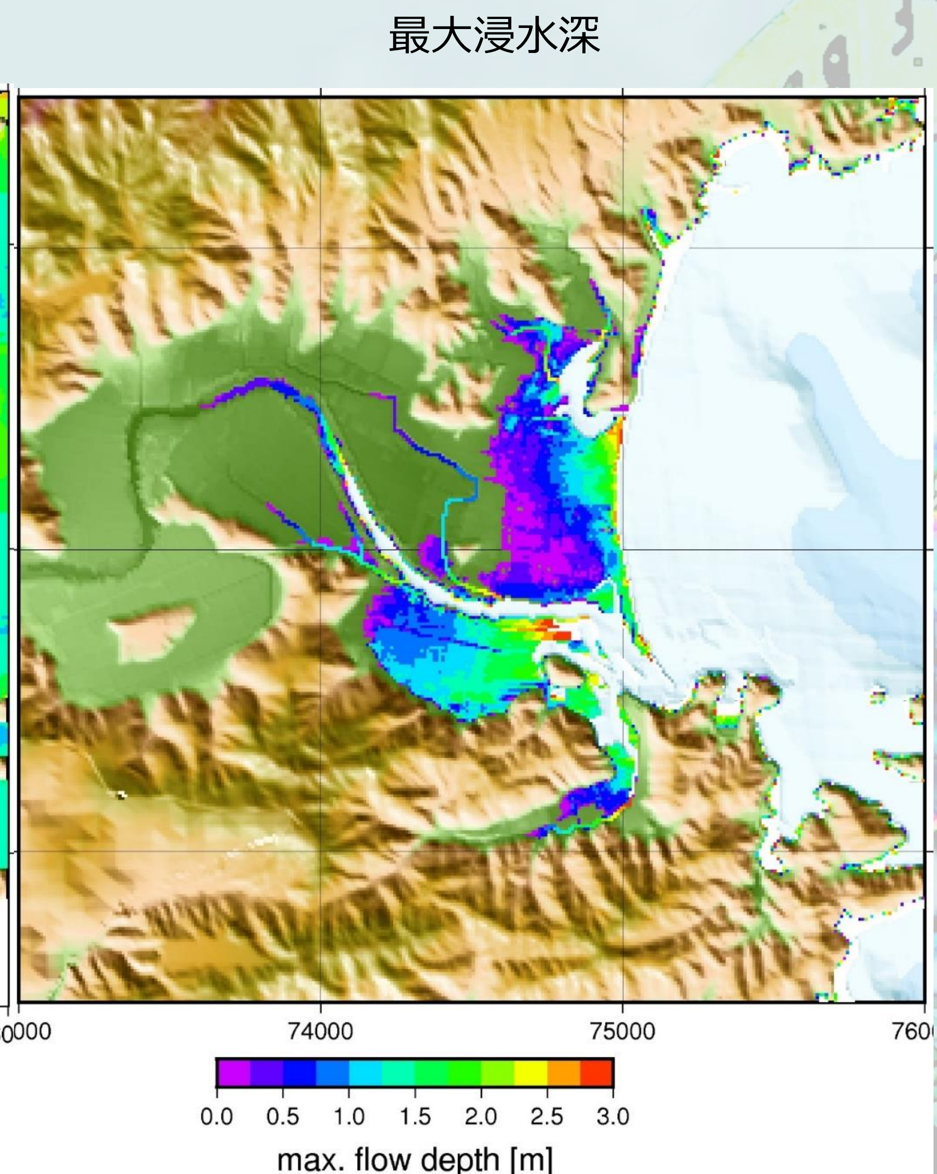
橋より北の町家は、
家の被害は多くは無かったが、
死者が多く出た。

②

橋より向こう（正梶）の町家は
残らず流失し，土地はことごとく
掘れて，一面の川に

二層流モデルによる計算結果（宍喰）





海底地すべり津波計算②
WATTS ET AL. (2005)の手法

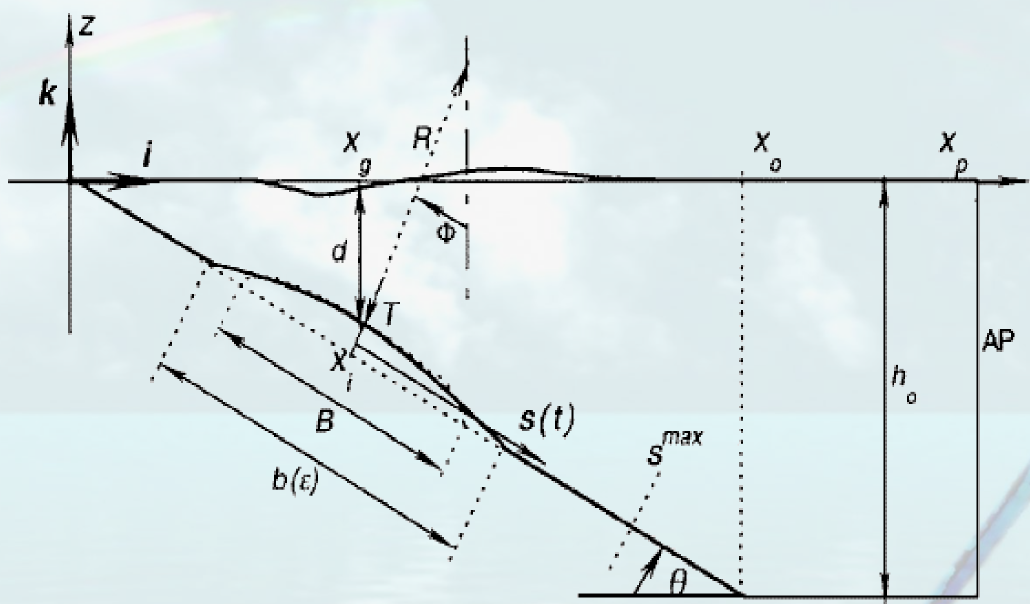
海底地すべりによる初期水位のモデル化

Watts et al. (2005)のSlumpモデル

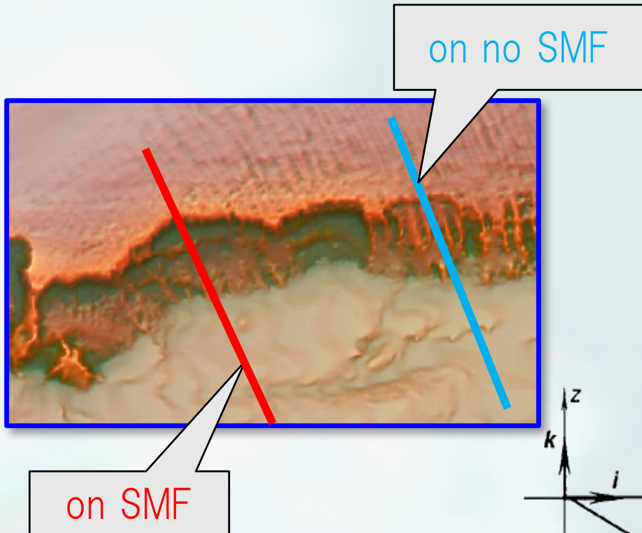
$$\eta_{o,2D} = S_o \left(\frac{0.131}{\sin\theta}\right)\left(\frac{T}{b}\right)\left(\frac{b\sin\theta}{d}\right)^{1.25}\left(\frac{b}{R}\right)^{0.63} \times (\Delta\Phi)^{0.39}(1.47 - 0.35(\gamma - 1))(\gamma - 1)$$

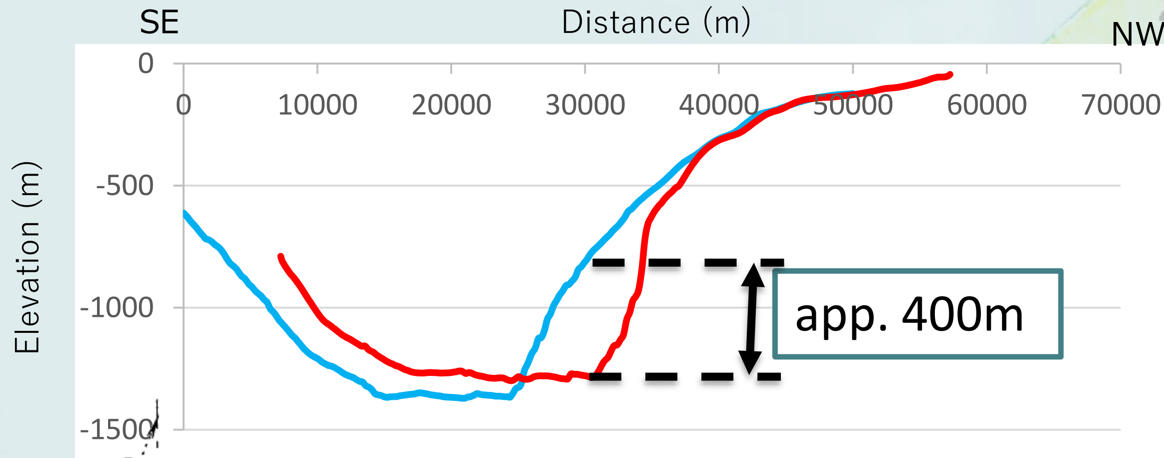
$$\eta_{o,3D} = \eta_{o,2D}\left(\frac{w}{w+\lambda_o}\right)$$

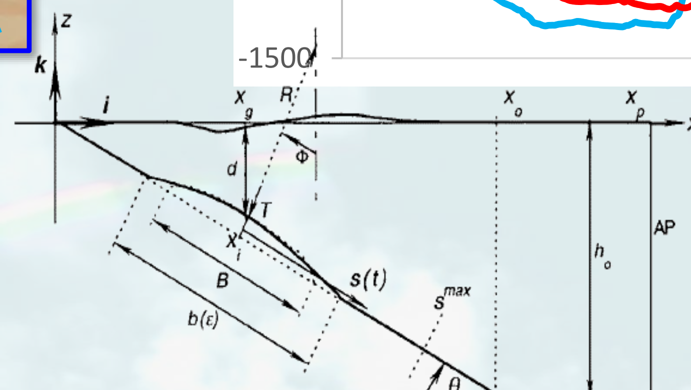
$$\eta(x,y) \simeq -\frac{\eta_{o,3D}}{\eta_{\min}}\mathrm{sech}^2\left(\kappa\frac{y-y_o}{w+\lambda_o}\right)\left(\exp\left\{-\left(\frac{x-x_o}{\lambda_o}\right)^2\right\} - \kappa'\exp\left\{-\left(\frac{x-\Delta x-x_o}{\lambda_o}\right)^2\right\}\right)$$



海底地すべりによる初期水位分布の推定



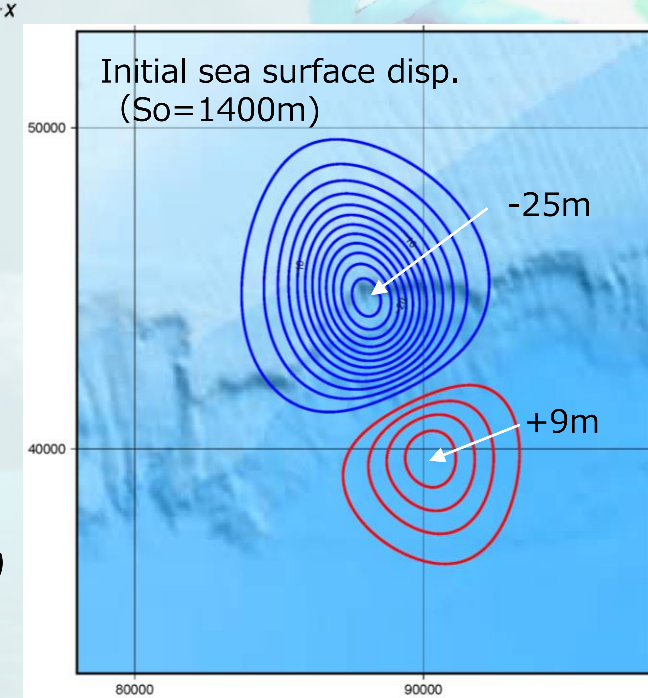




SMF parameter for a generation model proposed by Watts et al. (2005)

Density ratio to water	Thickness	Length	Width	Characteristic movement of slide	Water depth	angle
r	T(m)	b(m)	w(m)	S_0(m)	d(m)	θ(°)
1.85	400	4000	6000	1400	820	8

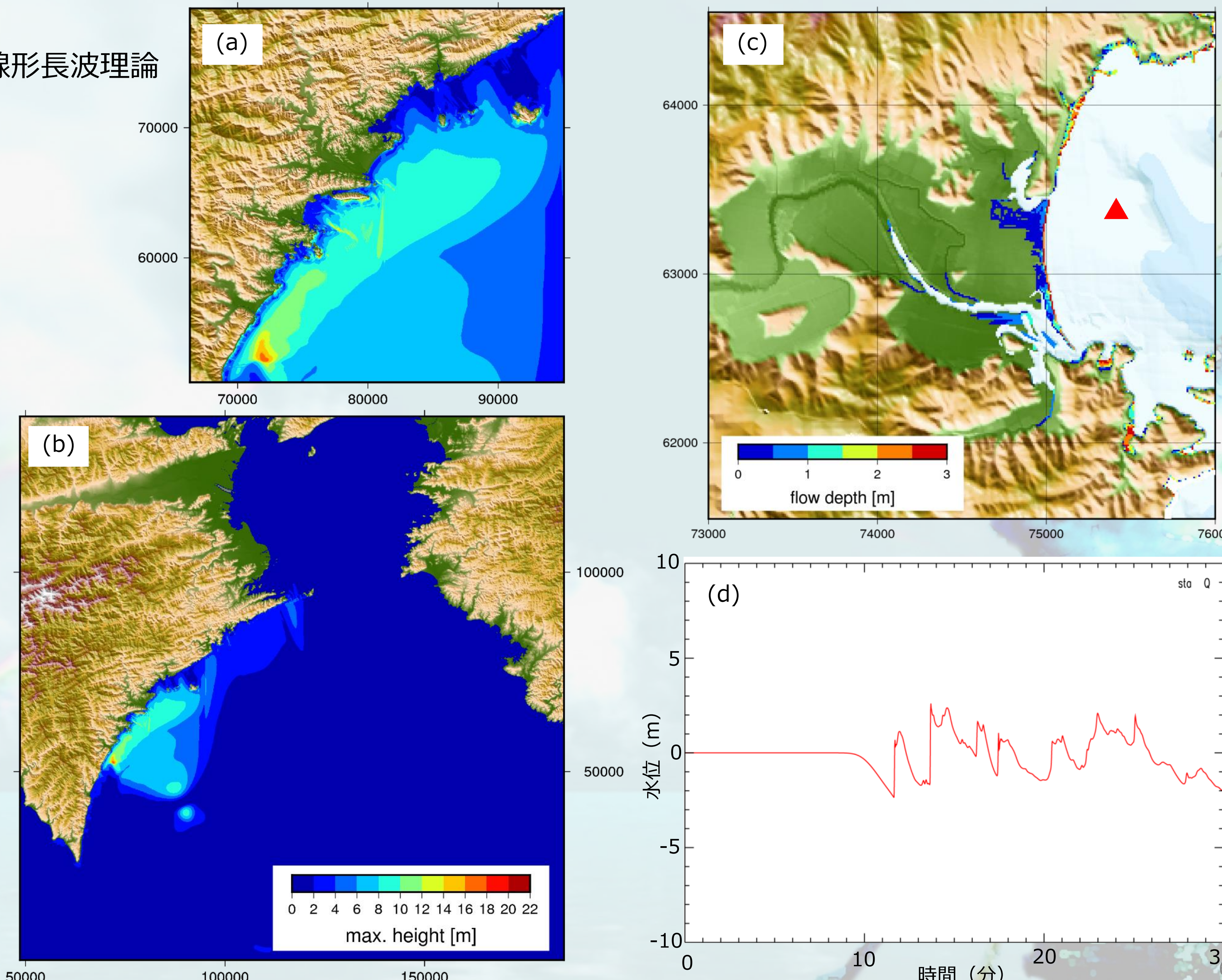
$S_0=R\Delta\varphi/2 \simeq 1400$ by assuming $R_{ref}=2b$, $\Delta\varphi_{ref}=0.349(20°)$



ex 1998 PNG parameters (Watts et al., 2005)

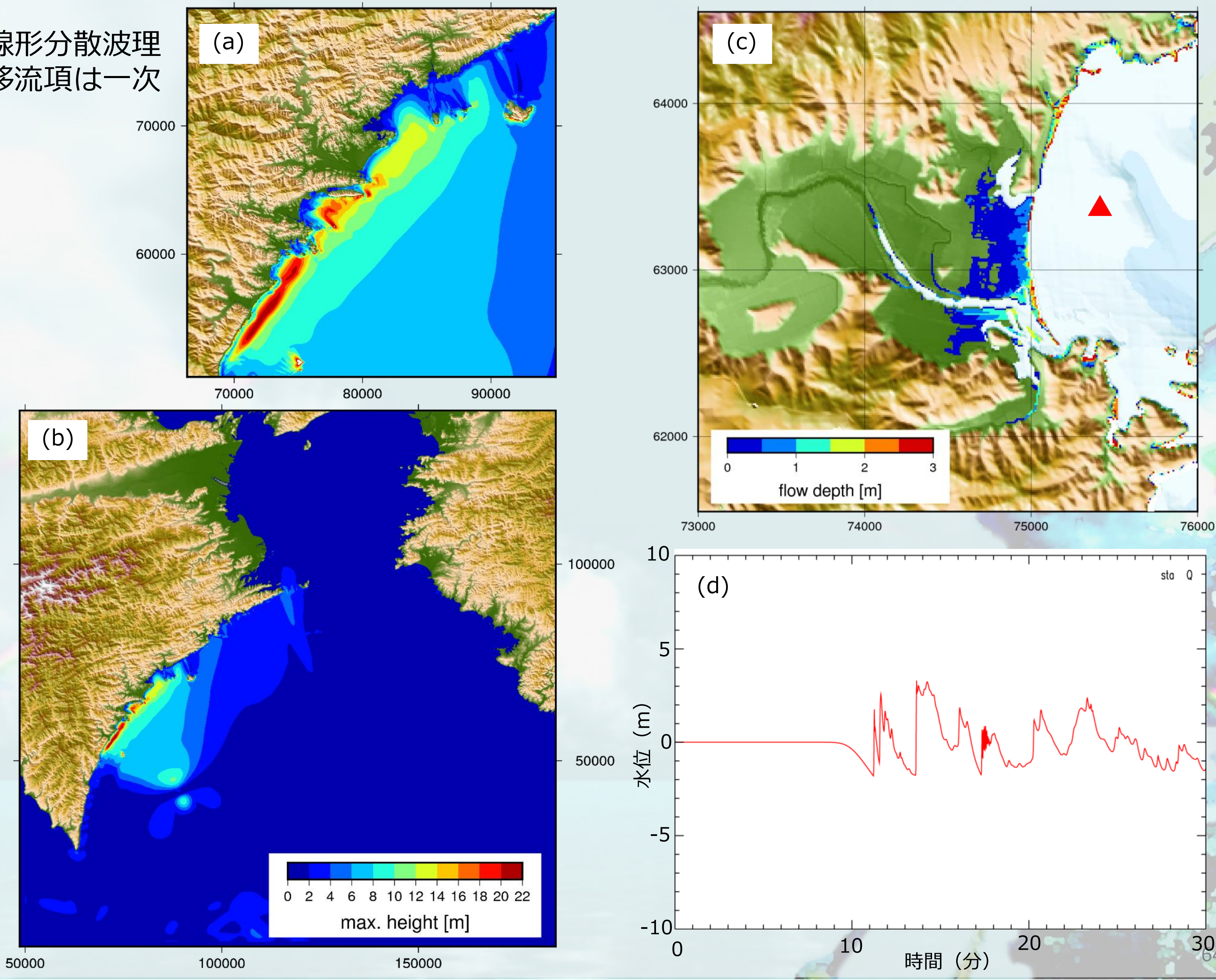
1.85	760	4500	4500	383	1200	12

②非線形長波理論



(a)
70000
60000
70000
80000
90000
(b)
100000
50000
50000
100000
150000
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22
max. height [m]
(c)
64000
63000
62000
73000
74000
75000
76000
0 1 2 3
flow depth [m]
(d)
sta Q
10
5
0
-5
-10
水位（m）
0
10
20
30
時間（分）

③非線形分散波理論（移流項は一次風上）



第２部のまとめ

○古文書調査より1512年永正津波の規模を推定

○津波の波源かもしれない海底地すべりの痕跡を確認

○二層流モデル：海岸での最大津波高約5mで, 長波長であるため予想した陸上への浸水もほぼ再現.

○Watts et al. (2005)の波源モデル：海岸での最大津波高4-5mとなったが, 波長が短いため予想した陸上への浸水は再現できず.

○ただし, 海底地形調査からはこの海底地滑りは古い活動の印象