

フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の噴火により
発生した潮位変化に関する報告書

令和4年4月

津波予測技術に関する勉強会

津波予測技術に関する勉強会 委員名簿

(敬称略、五十音順)

市原 美恵	東京大学 地震研究所 准教授
今村 文彦	東北大学 災害科学国際研究所 所長
高野 洋雄	気象研究所 全球大気海洋研究部 第五研究室 室長
越村 俊一	東北大学 災害科学国際研究所 教授
齊藤 竜彦	国立研究開発法人 防災科学技術研究所 地震津波防災研究部門 主任研究員
○佐竹 健治	東京大学 地震研究所 教授
鈴木 亘	国立研究開発法人 防災科学技術研究所 地震津波火山ネットワークセンター 主任研究員
高川 智博	国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所 港湾空港技術研究所 沿岸水工研究領域 津波高潮研究グループ グループ長
田中 健路	広島工業大学 環境学部 地球環境学科 教授
谷岡 勇市郎	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 教授
都司 嘉宣	合同会社 地震津波防災戦略研究所 所長
林 豊	気象研究所 地震津波研究部 第四研究室 室長
日比谷 紀之	東京大学 大学院理学系研究科 地球惑星科学専攻 教授
前野 深	東京大学 地震研究所 准教授

○:座長

津波予測技術に関する勉強会 開催履歴

第1回(通算第 19 回)勉強会(令和4年2月14日開催)

議題:

1. 本勉強会での検討課題について
2. 今般の噴火での気象庁の対応について
3. 今般の噴火で観測された気圧、潮位の変化について
4. 様々な現象に伴う潮位変化について
5. 火山噴火に伴う空振、津波について
6. 今般の噴火に関する調査結果について
7. 今回の議論のまとめ

※議題5で委員のほか東京大学地震研究所 綿田辰吾准教授からも説明があった

第2回(通算第 20 回)勉強会(令和4年3月15日開催)

議題:

1. 前回勉強会以降の調査結果について
2. 報告書案について

フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の噴火により発生した潮位変化に関する報告書

令和4年4月
津波予測技術に関する勉強会

1. はじめに

令和4(2022)年1月15日13時頃(日本時間、以下同様)に、南太平洋トンガ諸島のフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山で大規模な噴火が発生し、気象衛星「ひまわり」による当初の観測では、噴煙高度は約16,000mまで達した。その後、日本では、南東から北西方向に伝播する気圧変化と、この変化直後からの潮位変化が観測された。

今回の潮位変化は、津波の伝播速度から予想される到達時刻より数時間早く観測するなど、通常の津波とは異なる性質を有していた(図1)。一方で、気象庁は、各地で観測された大きな潮位変化に最大限の警戒を呼びかけるためには、津波警報・注意報の枠組みを用いることが適切と考え、この潮位変化に対して、16日00時15分に奄美群島・トカラ列島に、02時54分に岩手県に津波警報を発表した。この一連の対応では、観測された時点では潮位変化のメカニズム等が明らかではなかったため津波警報等の発表までに時間を要したことや、噴火発生から津波警報等の発表までの間の情報発信が不十分だったこと等の課題があった。

気象庁では、これら課題を踏まえ、当面の対応として、海外で大規模噴火が発生した場合や、大規模噴火後に日本へ津波の伝わる経路上にある海外の潮位観測点で潮位変化が観測された場合に、「遠地地震に関する情報」により、日本でも火山噴火等に伴う潮位変化が観測される可能性がある旨を知らせることとし¹、3月8日のマナム火山(パプアニューギニア)の噴火の際にこの情報発表を行った。

「津波予測技術に関する勉強会」は津波予測に関する技術的な知見に基づき、気象庁の津波警報や津波注意報の高度化に係る意見交換等を行なうことを目的として平成19年から開催されている勉強会であるが、今般の噴火を踏まえた火山噴火等に伴う潮位変化に対する情報発信のあり方の議論に資するよう、今回の潮位変化がどのようなメカニズムで発生したと考えられるのか検討を行った。本報告書は、引き続き速やかに情報発信に関する検討に着手できるよう、現時点で明らかになっている知見を集約し、噴火から2か月という短期間でとりまとめたものである。

¹ 令和4年2月8日気象庁報道発表「フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の噴火による潮位変化のメカニズム等の分析及び情報発信の強化について(当面の対応)」
<https://www.jma.go.jp/jma/press/2202/08b/tonga-taiou.html>

2. 今般の噴火で観測された気圧、潮位の変化

1月 15 日 13 時頃、フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山で大規模な噴火が発生した。気象衛星「ひまわり」の水蒸気差分の画像(図2)を見ると、今般の大規模噴火により生じた空振と見られる気圧波がフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山付近から同心円状に地球規模で伝播していく様子が認められた。この2枚の画像からは、この気圧波が概ね 300m/s 程度と常温大気中の音速(約 340m/s)に近い速度で伝わったことが推測された。この気圧波は 15 日 20 時 40 分頃に本州付近に達しており、南東から北西方向へ伝わった様子が認められた。なお、13 時 10 分にフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山付近から気圧波が 300m/s と 330m/s のそれぞれ速度で伝わったと仮定した場合の到達時刻と実際の観測で気圧変化の始まった時刻を比較した(図3)ところ、南鳥島では 330m/s で伝わった場合の方が適切であるが、日本の太平洋沿岸では気圧波が伝わる時刻に比べ、実際の気圧変化は徐々に遅れていた。

また、ほぼ同じ時間帯には日本国内で南東方向から北西方向へ気圧変化が観測された。この変化は2hPa 程度で 20 時過ぎ頃から観測され、太平洋沿岸の潮位観測点では、気圧変化から 30 分～1時間程度遅れて潮位変化が始まった(図4)。

潮位変化はフンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山から 70 km程度離れているヌクアロファ(トンガ)では 80 cmを超える変化が観測された。その後、フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山から日本に至る経路上の潮位観測点では比較的小さな潮位変化だったが(図5)、日本の太平洋沿岸における潮位変化の最大の高さは高いところで1m を超え、日本海沿岸でも微小な潮位変化が観測された(図6)。世界に目を向けると、日本と同様に1m を超える潮位変化が太平洋沿岸で観測され、微小な潮位変化がカリブ海やメキシコ湾、地中海等でも観測された。

これらの潮位変化について、フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山を波源域とした津波の伝播計算²による到達予想時刻と実際に観測された潮位変化の開始時刻を比較したところ、東北地方から東海地方にかけては、到達予想時刻より3時間から3時間30分程度、四国地方から沖縄地方にかけては、3時間30分から4時間程度早く潮位変化が観測された(図1、図7)。

防災科学技術研究所の日本海溝海底地震津波観測網(S-net)の水圧計でも20時台に南から北へ向かう押し波に相当する水圧変化をとらえ始め、22 時以降にも南から北に波群が続けて伝播する様子を観測した(図8)。また、17 日 9 時頃に気圧波が地球を一回りしてきたところに対応する水圧変化もとらえられた。なお、S-net の観測においては、沿岸に近いほど水圧変化の振幅が大きい傾向があった。

気圧変化後に発生した潮位変化について波形解析を行ったところ、例えば、奄美

² 津波の伝播速度が $\sqrt{gh}$ (g:重力加速度、h:水深)となる関係を用いて求めたもの。以下、本報告書では津波の伝播速度は同様の手法で求めている。

では、最大の高さを生じ始める前後に周期の違いが認められ、前半若干周期が短くなっていた(図9の矢印部分および円で囲った部分が、最大波の前の短周期部分)。また、今回の噴火で潮位変化が観測された全国の潮位観測点について潮位変化の最大の高さが観測されたときの周期と港湾の固有周期を比較したところ、概ね一致した(図10)。

太平洋沿岸の潮位観測点で潮位変化の立ち上がり部分が約 60 分程度の周期となっており、最大の高さを観測した際の周期よりも長いという特徴があった(図11)。

また、1週間分の潮位変化を平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震と 2010 年2月 27 日のチリ中部沿岸の地震の時と比較したところ、いずれの場合も、1週間経過しても潮位変化が始まる前の水準まで落ち着いてはいなかった(図12)。

今回の潮位変化に伴い、漁具・養殖施設、養殖魚類等の被害(1月 21 日農林水産大臣記者会見)や、高知県、徳島県、三重県、宮城県における約 30 隻の転覆・沈没(1月 17 日 07 時 30 分国土交通省災害情報)等、通常の津波で生じるのと同様に流速が原因だと考えられる被害が発生した。

これらの観測事実と次節の既存の潮位変化に関する知見を踏まえて、第4節で、今般の潮位変化のメカニズムについて、検討を行った。

3. 様々な現象に伴う潮位変化

災害をもたらす潮位変化³には高潮、津波、副振動等があり、これらはそれぞれ異なるメカニズムにより発生する(図13)。

このうち副振動は、地震時の津波や潮汐等原因のはっきりした潮位変化(主振動)と対比した用語として、様々な要因によって港湾や海峡などで起こる海面の副次的な振動現象をいう。副振動のうち、気圧擾乱のプラウドマン共鳴等によって作られた通常の津波と同程度の周期を持つ振動を、現象の類似性から、学術分野では近年 meteotsunami と呼ぶようになってきている(Rabinovich and Monserrat, 1998; Monserrat et al., 2006; Vilibic et al., 2008; NOAA, 2015; Pattiaratchi, 2019)。日本語では、meteotsunami の直訳である「気象津波」という言葉が使われる(田中, 2020)。本報告書でも、この現象を「気象津波」と呼ぶこととする。

気象津波という言葉が成立する以前から、この現象が見られる世界各地で固有の呼び名があり(Monserrat et al., 2006)、例えば、日本の長崎の「あびき」、スペインやクロアチアの「rissaga」、イタリアの「marubbio」等がある。また、古くは、高潮のことを気

³ 様々な原因による海水面の水位の変化のうち周期の短い波浪等を除いたものを、本報告書では潮位変化と呼ぶ。

象津波や風津波、暴風津波と呼んでいたこともある(宮崎, 2003)。

台風など強い気象擾乱に伴う気圧の低下と暴風のため、海面が異常に上昇する現象である高潮では、外力との静力学なバランスから気圧変化量と潮位変化量は近似的に静力学平衡が成り立ち、気圧変化量と潮位変化量は比例関係にあるとみなされ、1hPa の気圧低下によって、約1cm の潮位変化が生じる。一方、気象津波はプラウドマン共鳴 (Proudman,1929)により、気圧変化の移動速度と海洋波の位相速度が近いと同一波面に気圧の水平傾度による仕事を与えられ続け、潮位の振幅が大きくなる。この条件を満たす条件下では、気圧低下による潮位変化が気圧変化量以上に大きくなる特徴がある。

気圧の変化をもたらす現象としては、低気圧や前線の移動のような現象のほか、波として気圧変化が伝播する現象として、大気の弾性的性質により伝播する音波(音速:常温で 340m/s 程度)、大気と地面や海面との境界に捕捉されて伝播する大気境界波(ラム波とも呼ばれる、300m/s 程度)、重力を復元力とする大気重力波、衝撃波等が存在する。ラム波は分散しにくい性質を持ち、伝播していく過程で波が散逸しづらく、結果的に観測しやすい。一方、大気重力波は、分散性があり、周期によって位相速度が異なるため、伝播していく過程で波が散逸していき、観測で捉えにくいという違いがある。

また、図 13 では、地震・火山活動を外力とする潮位変化を「津波」と整理しているが、火山活動に関連する津波等(Paris et al.は「火山性津波」と呼んでいる)は、海底噴火、火砕流、地震、山腹崩壊、カルデラ沈降、大気波、泥流等の様々な波源メカニズムで発生する(図 14)。

同論文では、1550～2007 年に東南アジアの火山で発生した「火山性津波」40 事例について、波源メカニズムごとに、「火山性津波」の経験的な到達距離を整理しており、数千 km もの遠方まで到達したことが知られている波源メカニズムは、山腹崩壊と大気波であるとしている(図 15)。ここで言う大気波は、前述の気象津波に相当する現象を指している。

4. 今般の現象の発生メカニズム

4-1. 各委員から報告された解析結果等

○プラウドマン共鳴の可能性を探ったところ音速を 340m/s とした場合、対応する浅水長波の外部重力波の位相速度を与える水深は 11,796m であるため、実際の気圧変化の伝播速度はもう少し遅い可能性がある。気圧変化の立ち上がりの伝播速度はほぼ一定で音速(340m/s)から 320m/s 程度である一方、観測された気圧の

極大・極小および気圧変化の中心の移動速度は、発生源近傍では 200m/s 前後だが、日本付近では 300m/s 程度と見積もられ(図 16)、距離によって異なっているように見えるが、この速度の範囲だとプラウドマン共鳴は起きやすいといえる(実際の速度については観測に基づく更なる評価が必要である)。

観測された気圧変化と到達時刻を模して数値計算を行ったところ、総じて観測に近い時刻に潮位振動が発生し、振動が継続することが確かめられた。ただし、潮位振幅は最大振幅に比べて過小であるなど課題が残っている。潮位の最大振幅、気圧変化の移動状況について更なる調査が必要である。

- 気圧波による潮位変化の到達時刻は大気海洋結合系における基本重力モード(GR_0 : Harkrider and Press (1967))の伝播速度 312m/s に基づいて算出した到達時刻とよく一致した。火山近傍を波源域とする通常の津波を想定して数値シミュレーションを行い、太平洋での DART ブイの観測値と比較を行ったところ、他の領域が観測とシミュレーションで潮位変化が同程度の大きさであったのと比べ、南米方面では観測と比べシミュレーションの方が小さくなる傾向があった(図 17)。このことは、波源に強い方向性(指向性)があったことを示唆しており、火山噴火に伴う潮位変化の予測には強い方向性(指向性)があることを考慮する必要がある。
- 噴火から各観測点で気圧変化が観測されるまでの時間差から気圧変化の伝播速度を求めると、日本国内では北方ほど遅い傾向がある(図 18 上)。この時の風の場合は例えば 500hPa 面では、場所によってはトンガ方向の視線速度が 30m/s 以上あり(図 18 下)、この影響を受けて、気圧波の速度が落ちていた可能性がある。このため、季節による風の影響も考える必要があり、気象モデルを使った検証が必要。また、海溝の走向と海洋波の進行方向との関係によっても増幅度が異なる点にも注意が必要。
- 海底水圧計での観測は、潮位変化だけではなく大気圧の変化も含まれているため、海面変位による海底への荷重に大気圧変化を加えて海底水圧計の記録を計算するべきである。気圧波によって海面の隆起が 300m/s の伝播速度で強制的に太平洋を伝播することをシミュレーションで再現できる。その際、海水の総体積を保存するために必然的に海面の沈降が発生する。この海面の沈降は、重力によって崩れるために津波の伝播速度(約 200m/s)で伝わる。強制的に伝播する海面変位は、海底地形や島によって散乱し、後続波(津波)を生み出す(図 19)。海面変位の再現のためには、気圧波(ラム波と大気重力波)のモデリングが必要である。300m/s 程度で伝わるラム波の励起・伝播はおおよそモデル化できている。しかし、大気重力波(約 200m/s)の励起量や伝播過程の理解は不十分である。そのため、沿岸や湾での増幅前の沖合における潮位変化を予測することさえ容易ではないのが現状。
- 日本の潮位観測点での観測記録と、フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山を波源と

してラム波で伝わる圧力変化による潮位変化のシミュレーション結果を比較すると、潮位変化が始まる時刻は、観測とシミュレーションがほぼ一致したが、通常の津波の伝播速度とした場合の到達時刻より早くなった。津波の到達予想時刻よりも前に最大波が観測されているので、気圧変化に伴う強制振動によって励起された波による副振動などが影響しているのかもしれない。

- 気圧波の伝播速度と水深から求められる津波の伝播速度がある程度近ければ、完全には一致していなくても両者の相互作用によって潮位変化の増幅は可能である。特に、この状態が広い海洋を伝わる間、長く維持されれば、大きく増幅されうる。高速伝播した大気圧のもと生じる強制海洋波とそれ以外の自由伝播海洋波とを区別し、後者について特性曲線法を用いた検証が必要である。

4-2. その他の解析結果等

公表されている解析結果等を以下にとりまとめた。

- 日本で観測された潮位変化の起源について

日本で観測された潮位変化は、最初に、火山噴火に伴って発生したラム波が伝わってきたことにより、日本付近で潮位変化を生じさせた。一方、最大潮位変化の原因は複数ある。例えば、日本への経路上を伝わっていく段階で生じたプラウドマン共鳴による潮位変化が伝わってきたもの、日本への経路上でラム波に置いていかれた潮位変化が津波の伝播速度で伝わってきたもの、火山周辺で噴火によって生じた潮位変化が津波の伝播速度で伝播してきたもの、地球を周回したラム波によって生じたもの、と整理される。しかし、最大潮位変化を引き起こす主要因の特定もしくは各要因の定量的貢献度の見積もりには至っていない(Kubota et al.,2022)。

- 数値計算モデルを用いた潮位変化の再現の試みについて

火山噴火に伴う簡略化した海面変動による津波を想定し、フンガ・トンガ-フンガ・ハapai火山の周辺地域および日本までの太平洋域での数値解析を行った。トンガ周辺では、2m を超える津波が推定された。また、その周辺のポリネシア・メラネシア諸島周辺では1m 前後の津波が推定された。気圧変化に伴う潮位変化は考慮していなため、数値解析結果と検潮記録との差が気圧変化による潮位変化と推定され、ポリネシア周辺ではその差は小さいが、日本周辺では気圧変化に伴う潮位変化が顕著である。数値解析によれば、気圧変化による潮位変化後に、噴火に伴う通常の津波が到達している。また、南本州海嶺による導波作用の可能性も示唆されている(Pakoksung et al.,2022)。

○南本州海嶺による津波導波特性について⁴

線形長波理論に基づいて海嶺上を伝播する津波の挙動特性を表す理論解を求め、海嶺の津波導波特性を入射条件と地形スケールとの関連で検討した結果、

- ・海嶺に斜めに入射した津波の透過率と反射率は、海嶺の幅と入射波波長の比、及び入射角に大きく依存し、海嶺の幅に対し入射波の波長が短い場合には、入射波の大部分が海嶺を透過する。
- ・津波の入射方向が海嶺に対し平行に近く、透過側の水深が入射側のそれに対し等しい場合には、入射波の波長により海嶺上に励起される波動の形態は大きく異なり、透過側の水深が入射側よりも深い場合には、伝播モードとエヴァネセントモードという2通りの伝播パターンが存在し、エヴァネセントモードにおいては、海嶺上には重複波が形成される。
- ・1996 年イリアン・ジャヤ地震津波における南本州海嶺への影響について、この理論を適用した結果、この海嶺に平行に近い角度で入射した津波のうち、15～20 分周期および5～10 分周期の波数成分が増幅されることがわかった。特に5～10 分周期の成分は、南本州海嶺に捕らえられた津波が周辺の島弧における津波の共振の引き金になり得るものである。(越村・今村・首藤,1999)

今般の噴火に伴う潮位変化は、マリアナ海溝に沿って海嶺が走っていて、この海嶺が導波管となって屈折を繰り返し、日本への潮位変化に影響を及ぼしている可能性がある。

○海底観測網データを用いた沿岸潮位変化の予測可能性の検討について

東日本太平洋沿岸で観測された1mを超える潮位変化の予測可能性を検討するため、S-net 水圧計観測データに対し津波データ同化手法(Maeda et al., 2015)を適用して得られた東日本太平洋沖の水位分布を初期値とした予測計算を実施した。最大高さ1.1mが観測された岩手県久慈港を対象として、初期水位分布の時刻を連続的に変化させて評価を行い、50cm以上の潮位変化があることは15日21時台に、1m以上の潮位変化があることも、23時までには予測できる可能性が示された。海底水圧計データの変動は厳密には水圧変動(水位変動)と大気圧の変動の両方が含まれていること、予測計算を格子サイズが粗めの線形計算で行っていることなど、更なる検討の余地はあるが、今般のような気圧波に伴う潮位変化の予測に対し、海底観測網データが効果を発揮する可能性が示された(近貞・鈴木, 2022)。

⁴ 今回の事象に関する研究成果ではないが、本論文と同様の現象が今回も発生した可能性があるので、ここで取り上げた。

4-3. 潮位変化が発生した全体像

今般の潮位変化は、概ね以下のようなメカニズムで発生したと考えられるが、基礎的な検討によるものであり、さらなる調査・研究が必要である。

フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山の噴火によって大気擾乱が発生し、これが気圧波として伝播した(図2)。このうち最も速度が速い気圧波は約 300m/s の速度で伝わったこと(図3)からラム波と考えられ、これに伴う潮位変化が日本では最初に発生したと考えられる。この速度で伝わる気圧変化と同じ位相速度の潮位変化によりプラウドマン共鳴で高い潮位変化が励起されるためには 10,000m 近い水深が必要となるが、今回の伝播経路においてそのような領域はごく限られる。一方、10,000m に満たない水深でも両者の相互作用によって潮位変化の増幅は可能であり、特に、この状態が日本に至るまでの広い海洋を伝わる間、長く維持されれば、大きく増幅されうる。そのため、今回の事例で、ラム波とのプラウドマン共鳴による潮位変化の増幅効果がどの程度だったかは、今後の調査が必要である。

また、大気重力波の到達を示す気圧変化は、気象庁における日本での気圧データからは、はっきりしない(図7)。大気重力波の分散性(周期により位相速度が異なる)も考慮し、今回の潮位変化に大気重力波がどの程度寄与したかについて、今後、詳細に分析する必要がある。観測された潮位変化の周期が湾の固有周期に近かったことから、最大の高さとなった際の潮位変化の原因は大気重力波のような外力ではなく、気圧波によって生じた潮位変化が地形等の影響によって増幅された可能性も高い。トンガと日本の間の典型的な水深を 5,000m とすれば、効果的にプラウドマン共鳴する位相速度は 220m/s 程度となる。

実際には、伝播する気圧波(ラム波、大気重力波)のほか、4-1節や4-2節にあるような様々な影響も受けた上で、複合的な要因により、最大で1mを超える大きな潮位変化が発生した可能性が考えられる。

フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山周辺では噴火に伴う、気圧波によらない潮位変化も発生しているが、太平洋広域を顕著に伝播した様子は観測されていない(図5)。そのため、日本における潮位変化の主要因とは考えにくいだが、海洋長波として伝播している中で、プラウドマン共鳴により維持・増幅された可能性もないとは言えず、噴火により直接引き起こされた潮位変化の状況についても更なる調査が求められる。

5. 同様の現象の予測可能性

今般の潮位変化の発生には前述のように大気中の気圧変化が関係していると考えられるが、そのメカニズムは現時点では十分に解明されていない。一方、今般の大気中の気圧変化は大規模な噴火によりもたらされたものであり、大規模な噴火が発生した場合に今般のような潮位変化が発生する可能性があると思われ、その旨を周

知することは一定の合理性があると考えられる。ただし、今般のような大気中の気圧変化を発生させる噴火の基準を明確にすることは困難であることに留意する必要がある。

これまでの火山学の研究では、火山の噴火様式や噴火の規模と空振との間には全体として相関関係が見られるものの、個々のばらつきが大きいことが分かっており、例えば噴煙高度のような観測しやすい現象から、噴火により発生する大気中の気圧変化を定量的に予測することは困難である。

気象庁では本年2月から、当面の措置として、噴煙が海拔 50,000 フィート(約 15,000m)に達した噴火を大規模噴火とみなし今般と同様の潮位変化を発生させる可能性がある旨の情報発表を行う運用を行っているが、この基準をより妥当なものとしていくにあたっては、前述の点に留意しつつ、海外の火山の活動をどのように監視することが可能かも踏まえ、検討していく必要がある。

また、海外で観測された気圧変化量や、潮位変化量から日本沿岸での潮位変化の大きさを定量的に予測することも、詳細なメカニズムが判明していない現時点においては困難である。そのような中でも、海外での気圧変化、潮位変化の観測結果から、日本沿岸でも潮位変化の発生する可能性があるかと判断することは可能であると考えられる。

この際、潮位変化が発生する時刻については、伝播経路中の気温や、偏西風等の風の状況等にも依存すると考えられ、詳細な予測をすることは現時点では難しいため、ラム波の典型的な伝播速度を仮定して、最も早く到達した場合の時刻を予測するのが一つの方法である。

このように、現時点でシミュレーションによる予測は難しいため、海外の潮位観測点や沖合水圧計、DART ブイ等により日本に接近する潮位変化を監視することが重要である。

前節のように、気圧波と深い水深の海洋がプラウドマン共鳴したと考ええると、同様の現象の発生に特に注意が必要なのは、日本列島との間に太平洋が存在する環太平洋の火山である。噴火の規模によっては、アフリカやヨーロッパの火山であっても、地球の反対側から伝播した気圧波が太平洋を通過してくる際に、潮位変化を励起させる可能性はあるが、この場合は、日本へ影響が及ぶ前に、世界中で気圧変化や潮位変化が観測されると考えられ、これらの観測結果に応じた日本国内への注意喚起が可能と考えられる。

6. 今後の課題

本報告書は、現時点で明らかになってきた事項をとりまとめたものであり、引き続き、

今回の現象の観測結果に関する丁寧な分析と、これら観測事実に基づくメカニズムの全容解明が、学術的な観点からも、また、今後の同様の現象に対する防災対応を推進する上でも重要である。このことは、大気波以外の波源メカニズムによる「火山性津波」(図 14)についても同様である。今後調査すべき課題の一つとして、今回の現象が通常の津波と同様に波長が長い波なのかは、陸上に到達した後の被害の発生に影響するため防災上重要である。

一方、これらメカニズムが解明される前であっても、現時点で明らかになっているメカニズムに関する知見を活用し、今後、大規模な噴火が発生した際に、速やかに適切な情報を国民に提供することも重要である。

例えば、典型的なラム波の速度と、気圧変化から潮位変化までの時間差(今回の事象では 30 分～1 時間程度)を考慮することで、潮位変化の開始時刻をある程度予測することが可能であると考えられる。こうして求めた潮位変化の開始時刻を、海外で大規模噴火が発生した後、速やかに発表することが防災対応に活用できる可能性がある。

さらに、中長期的には、大規模噴火が発生した際の気圧波により励起された潮位変化の最大振幅の大きさ等、日本沿岸の潮位変化を定量的に予測することが課題である。そのためには、まずは、大気重力波等の気圧波が潮位変化を励起するメカニズムの解明が必須である。その上で大気中の風の場の影響や海洋中の精緻な海底地形の考慮、データ同化等の解析技術の高度化も重要である。今回の事例で得られた観測データを活用したメカニズムの解明が望まれる。

これら課題は、大気、海洋、火山、津波の各分野にまたがる研究テーマであり、分野間の連携が必須である。

7. おわりに

津波予測技術に関する勉強会では、今後の情報発信の検討に資するよう、今般のフンガ・トンガ・フンガ・ハアパイ火山の噴火に伴う潮位変化の発生メカニズムについて、現時点で明らかになってきたことを整理し、本報告書としてとりまとめた。今後は、大学、研究機関等による今般の噴火に伴う潮位変化に関する調査・研究成果を取り込みながら、本勉強会としても、引き続き、気象庁の情報発信の改善につながる検討を行っていく。

参考文献

- 高野洋雄(2014): 新用語解説 気象津波(Meteo-tsunami), 天気, 61 巻 6 号.
- 越村俊一, 今村文彦, 首藤伸夫(1999): 南本州海嶺の津波導波特性, 土木学会海岸工学論文集, 第 46 巻, p.331-335.
- 田中健路(2020): 気象津波 ～気象現象によって発生する潮位副振動～, 幻冬舎ルネッサンスアカデミー(<http://www.gentosha-academy.com/serial/k-tanaka-1/>).
- 近貞直孝, 鈴木亘(2022): データ同化手法を用いた Hunga Tonga – Hunga Ha’apai 火山噴火による津波の即時予測, JpGU Meeting 2022, 投稿中.
- 宮崎正衛(2003): 高潮の研究—その実例とメカニズム, 成山堂, 134pp.
- Harkrider, D., Press, F., The Krakatoa Air–Sea Waves(1967): An Example of Pulse Propagation in Coupled Systems, *Geophysical Journal International*, Volume 13, Issue 1–3, July 1967, Pages 149–159 (<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1967.tb02150.x>)
- Intergovernmental Oceanographic Commission (2019): Tsunami Glossary. Fourth Edition, UNESCO. IOC Technical Series, 85, Paris. (IOC/2008/TS/85 rev.4)
(<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000188226>)
- Kubota, T., Saito, T., and Nishida, K. (2022): Global fast traveling tsunamis by atmospheric pressure waves on the 2022 Tonga eruption.
(<https://eartharxiv.org/repository/view/3090/>)
- Maeda, T., Obara, K., Shinohara, M., Kanazawa, T., and Uehira, K. (2015): Successive estimation of a tsunami wavefield without earthquake source data: A data assimilation approach toward real-time tsunami forecasting, *Geophys Res. Lett.*, 42(19), 7923–7932. DOI 10.1002/2015GL065588.
- Monserat, S., Vilibic, I., and Rabinovich, A. B. (2006): Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band, *Nat. Hazards*, 6, 1035–1051.
- NOAA (2015): What is a meteotsunami?, National Weather Service brochure.
(<https://nws.weather.gov/nthmp/documents/meteotsunamis.pdf>)
- Pakoksung, K., Suppasri, A., Imamura, F., (2022): 2022 年 1 月 15 日に発生したトンガ海底火山噴火(空振を除く)による噴火性津波解析.
(https://irides.tohoku.ac.jp/research/prompt_investigation/2022_tonga-vol-tsunami.html)
- Paris, R., et al. (2014): Volcanic tsunami: a review of source mechanisms, past events and hazards in Southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea). *Nat. Hazards*, 70, 447–470. DOI 10.1007/s11069-013-0822-8.
- Pattiaratchi, C., and Wijeratne, S. (2019): Observations and simulations of meteotsunamis in south-western Australia, CC4, presentation in 2nd International Workshop on Waves,

Storm Surges, and Coastal Hazards.

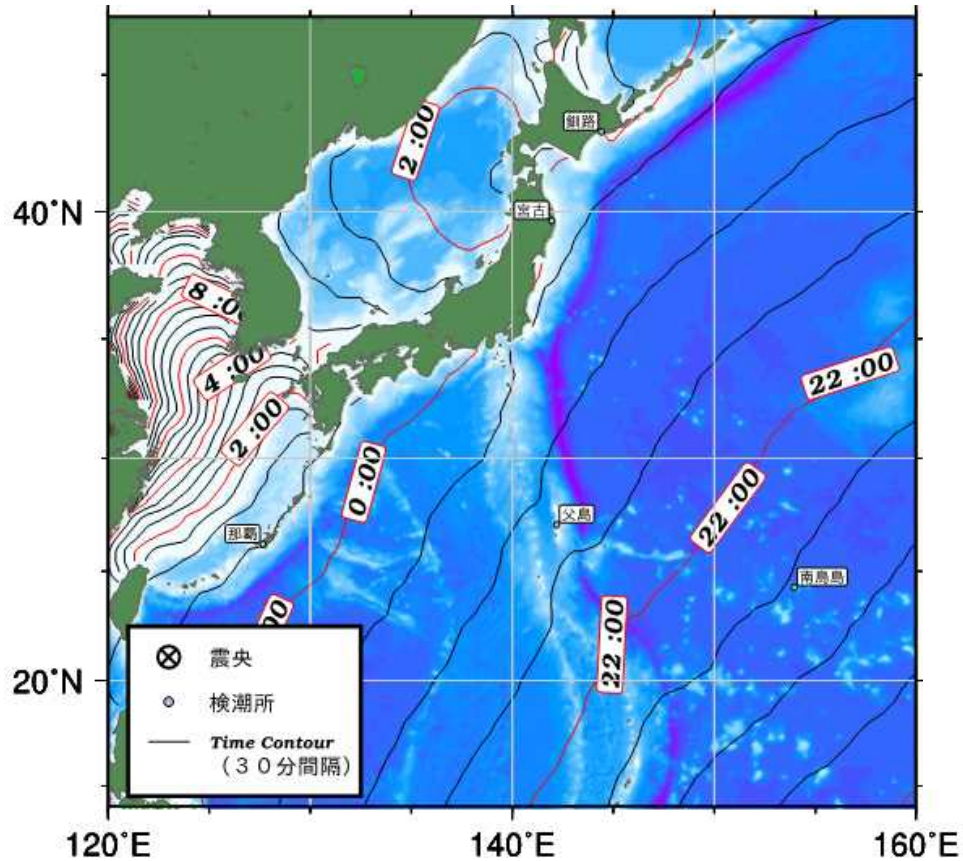
Proudman, J. (1929): The effects on the sea of changes in atmospheric pressure, *Geophys. Suppl. Mon. Notices R. Astr. Soc.*, 2(4), 197–209.

Rabinovich, A. B. and Monserrat, S. (1998): Generation of meteorological tsunamis (large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands, *Nat. Hazards*, 18(1), 27–55.

Vilibic, I., Monserrat, S., Rabinovich, A.B., Mihanovic, H. (2008): Numerical modeling of a destructive meteotsunami that occurred on 15 June 2006 at the Balearic Islands. *Pure and Applied Geophysics*, 165, 2169–2195.

図表集

■津波伝播計算による到達予想時刻



■到達予想時刻と潮位変化の始まった時刻との時間差 (到達予想時刻—潮位変化の始まった時刻)

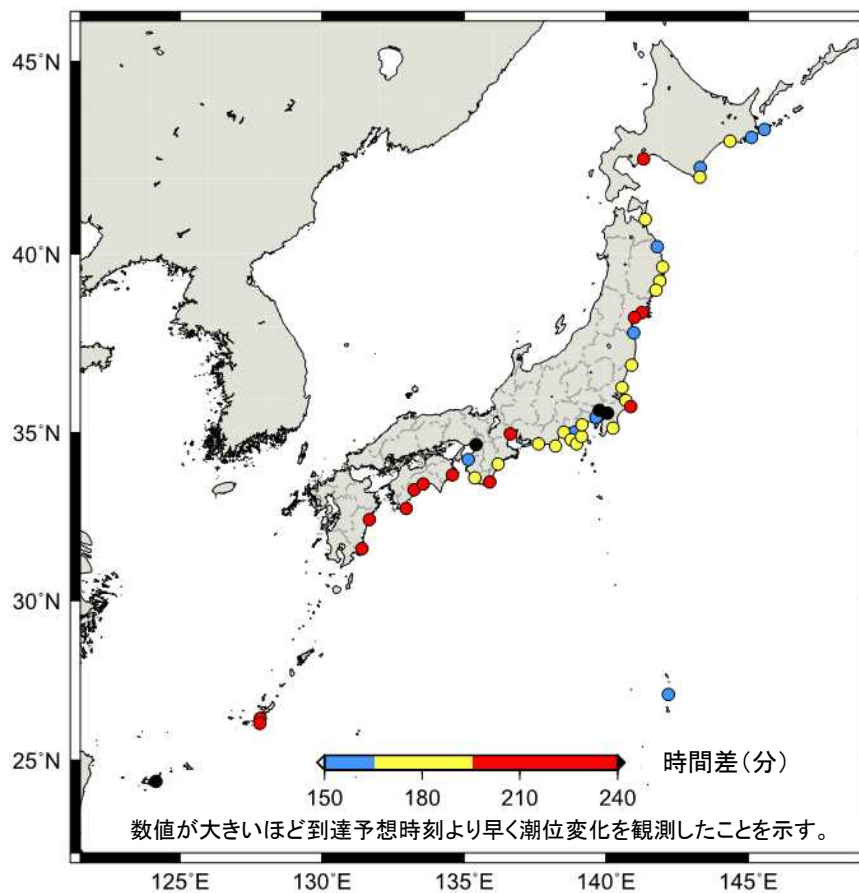
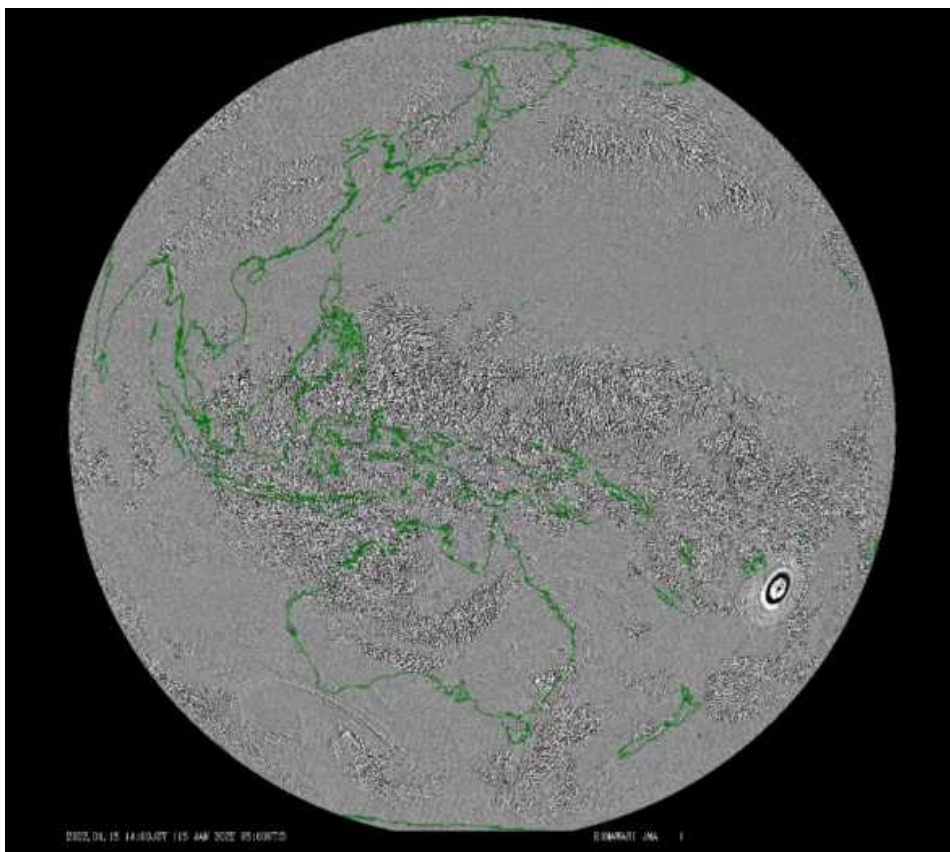
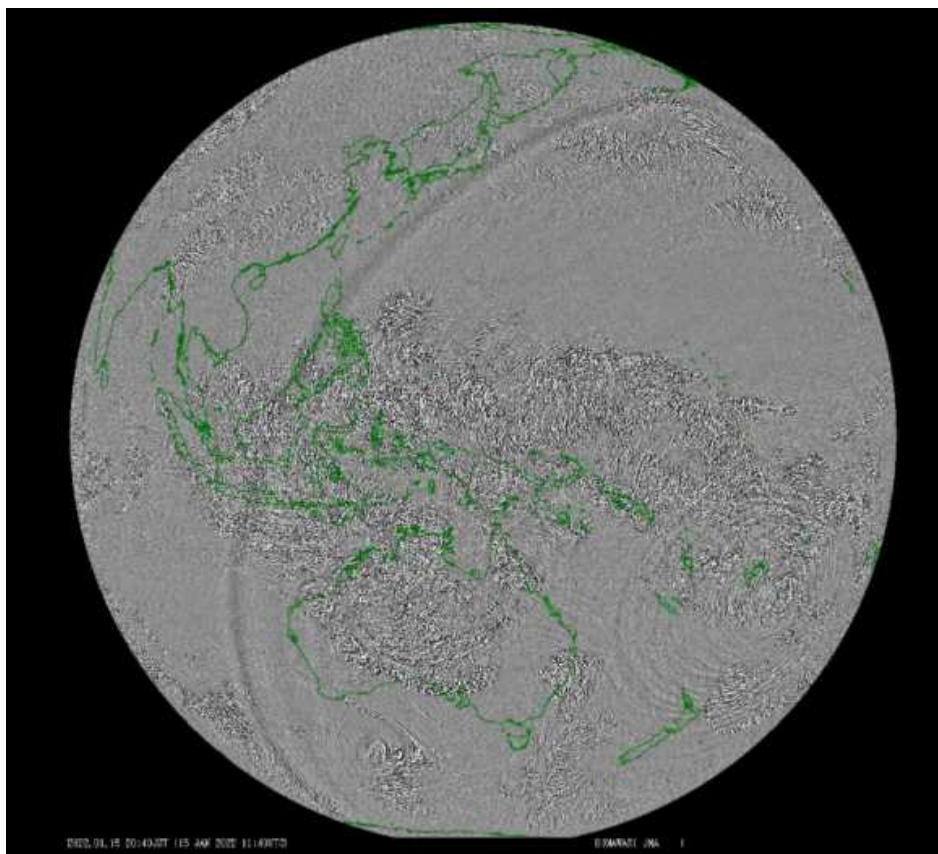


図1 フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山を波源として13時10分に津波が発生したと仮定して計算した場合の津波到達予想時刻と、実際に潮位変化が始まった時刻の差



1月15日14:00(JST)



1月15日20:40(JST)

ひまわり8号が10分毎に観測したフルディスク画像のうち、対流圏上中層の水蒸気に感度のあるバンド10の画像の輝度温度を時間方向に2階微分(輝度温度の極小、極大を表す)して作成した画像を動画にしたもの。階調は白が大(2.0K)、黒が小(-2.0K)。

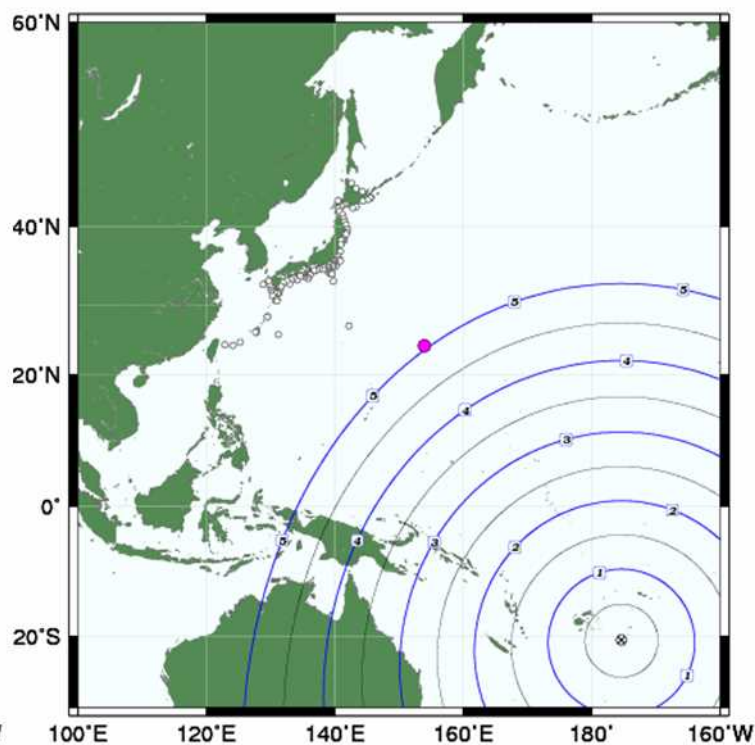
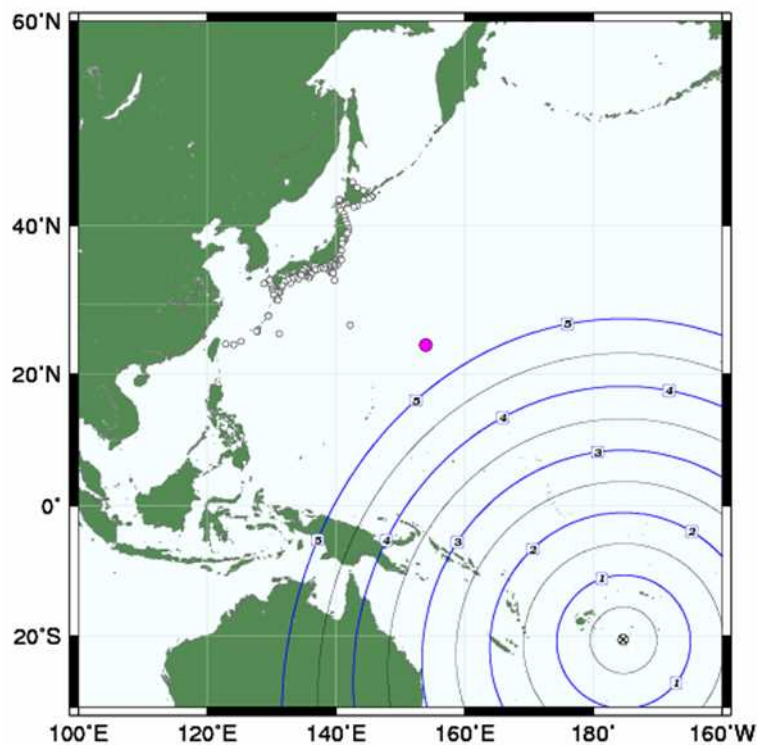
図2 気象衛星「ひまわり」で観測された空振(噴火直後と日本付近通過時)

300m/sで伝わった場合

330m/sで伝わった場合

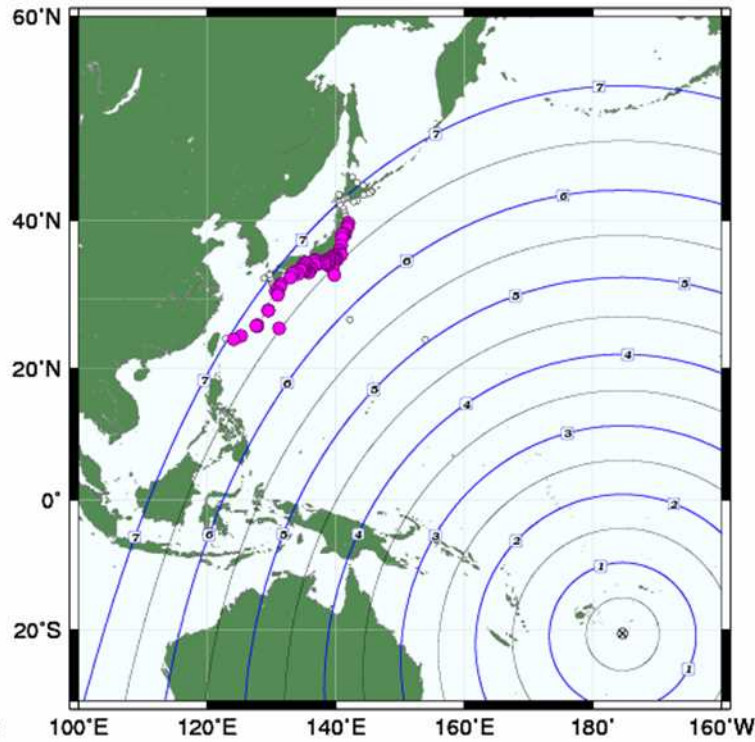
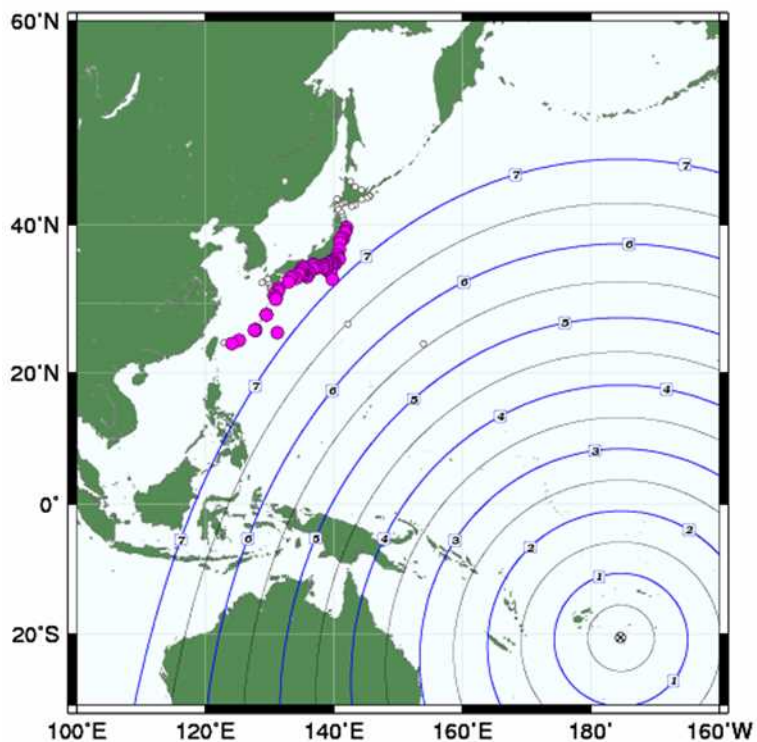
4～5時間後

4～5時間後



6～7時間後

6～7時間後



— : 気圧波の波面

○ : 気圧観測点

● : 気圧変化の始まり

例えば、「6～7時間後」の図では噴火後、6～7時間後に気圧変化が始まったことを示す。他図も同様。この際、噴火の発生を13:10と仮定した。

図3 フンガ・トンガ-フンガ・ハアパイ火山から伝わった気圧波の伝播速度と気圧変化の始まり

■ 潮位変化と気圧変化の始まった時刻の時間差
 (潮位変化の始まった時刻—気圧変化の始まった時刻)

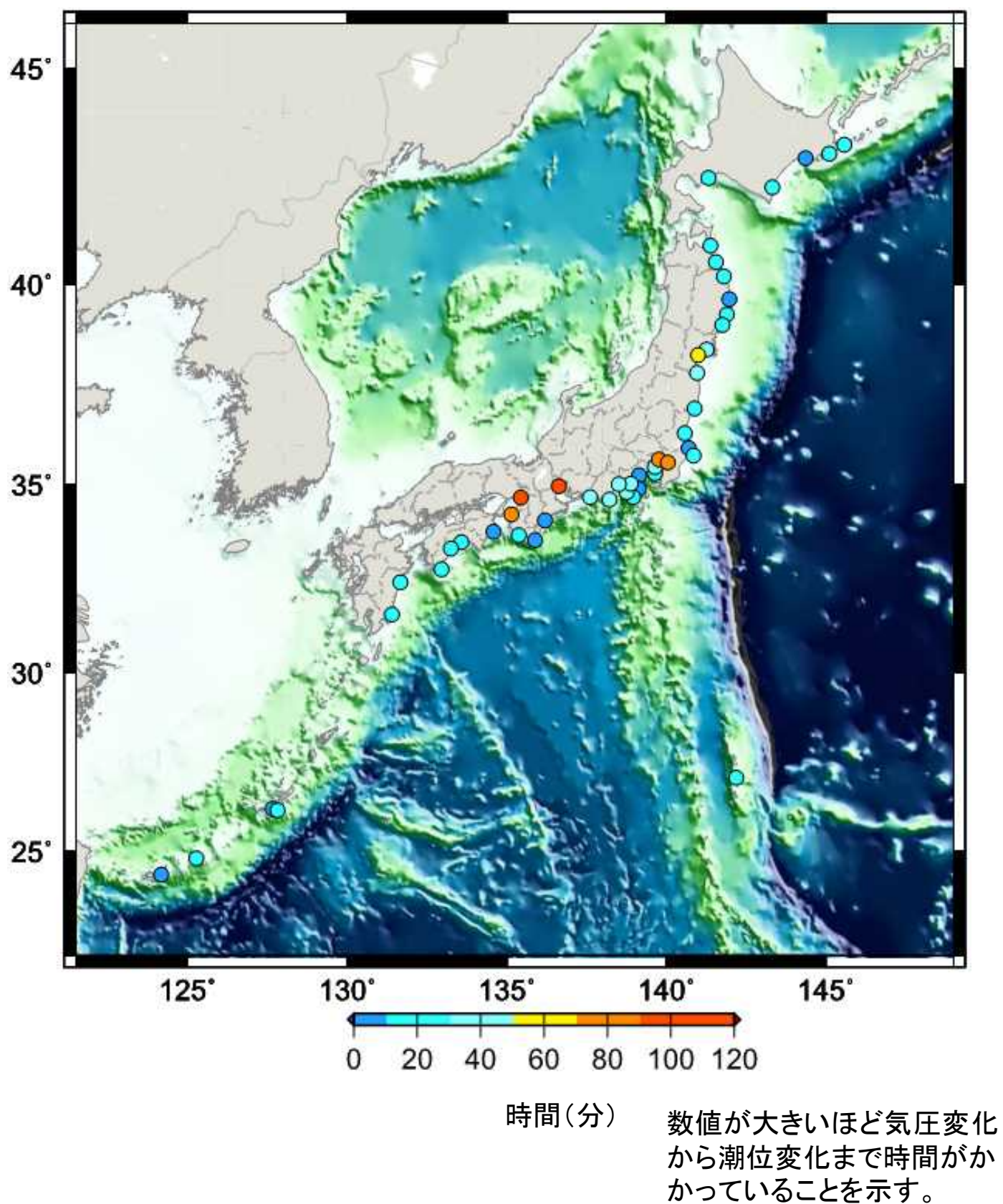


図4 潮位観測点における潮位変化の始まった時刻と近隣の気圧観測点での気圧変化の始まった時刻の差

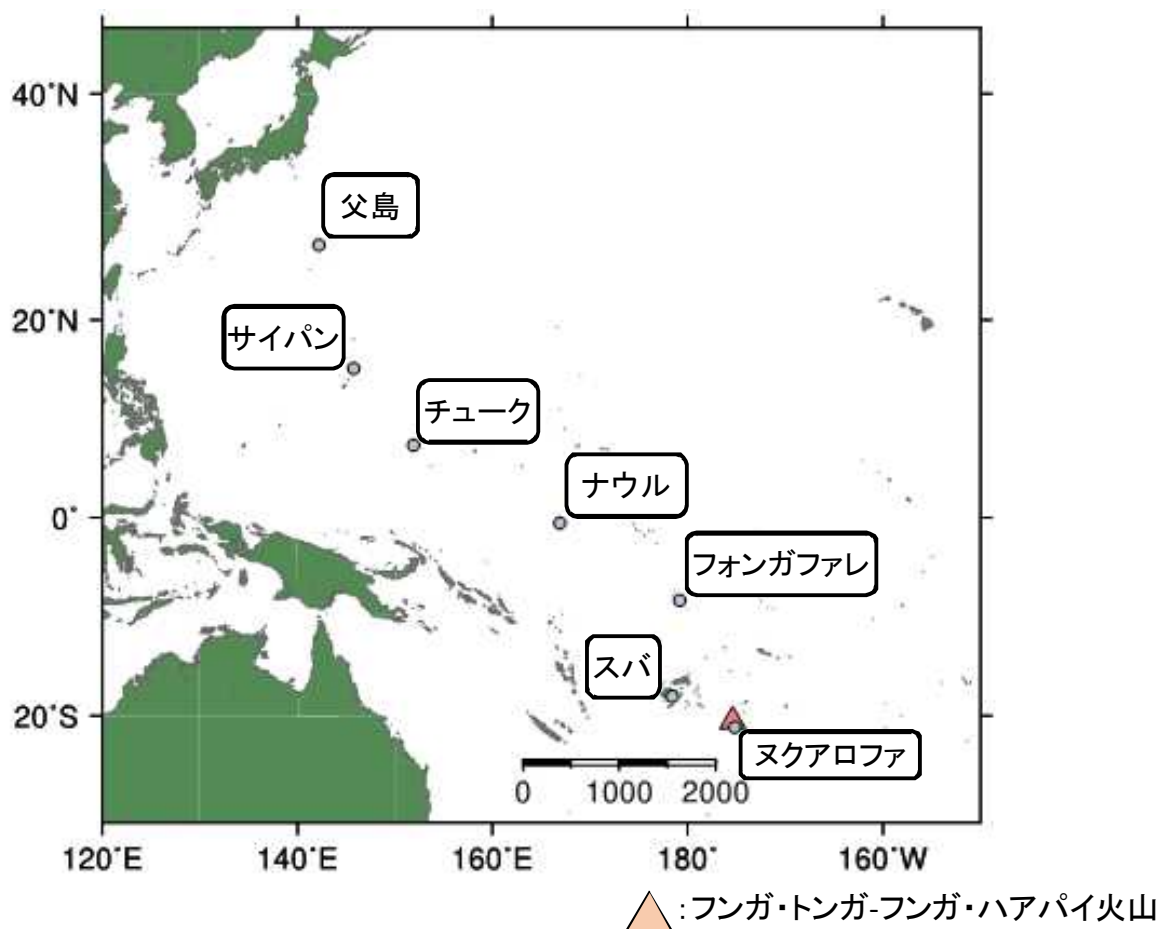
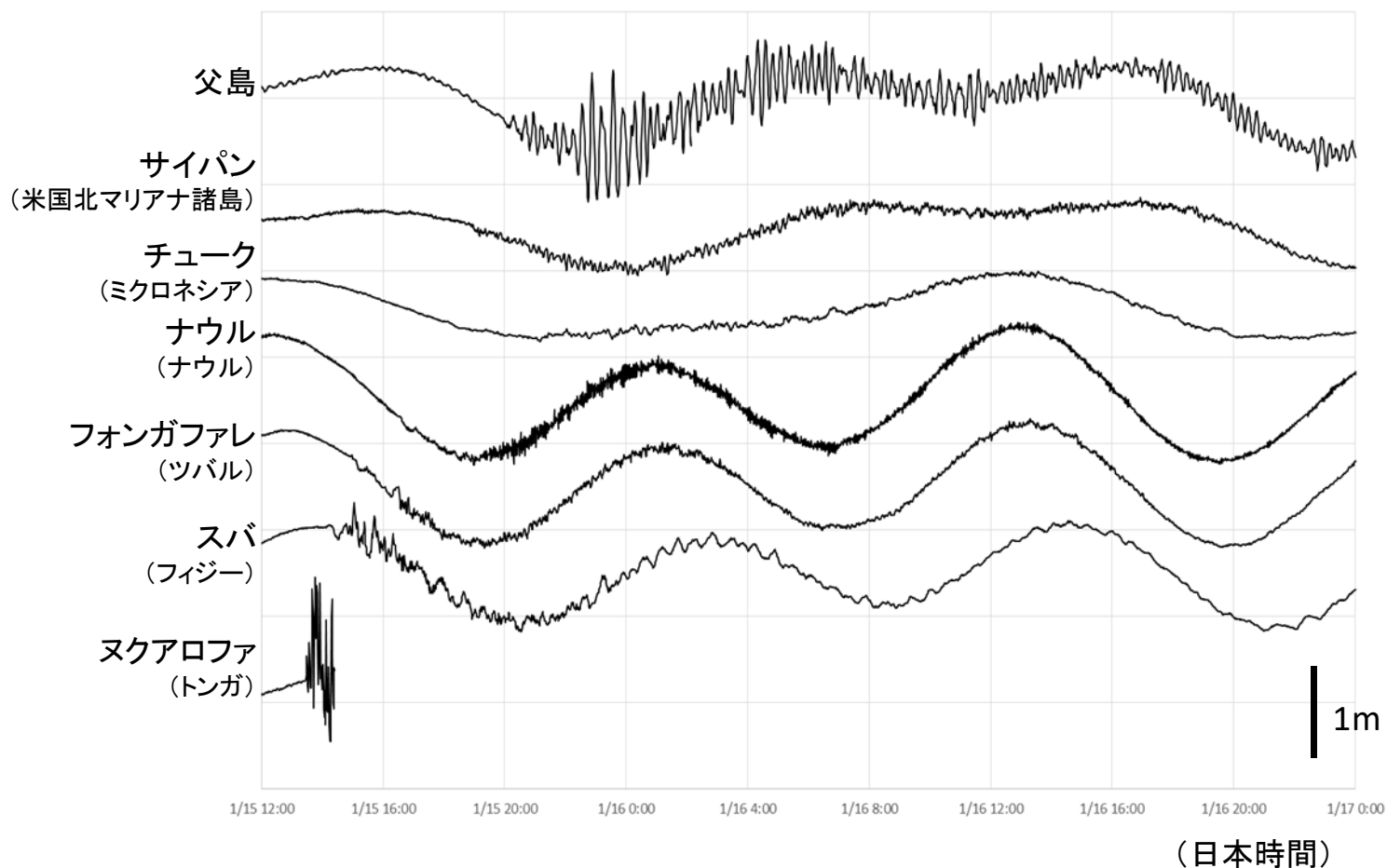
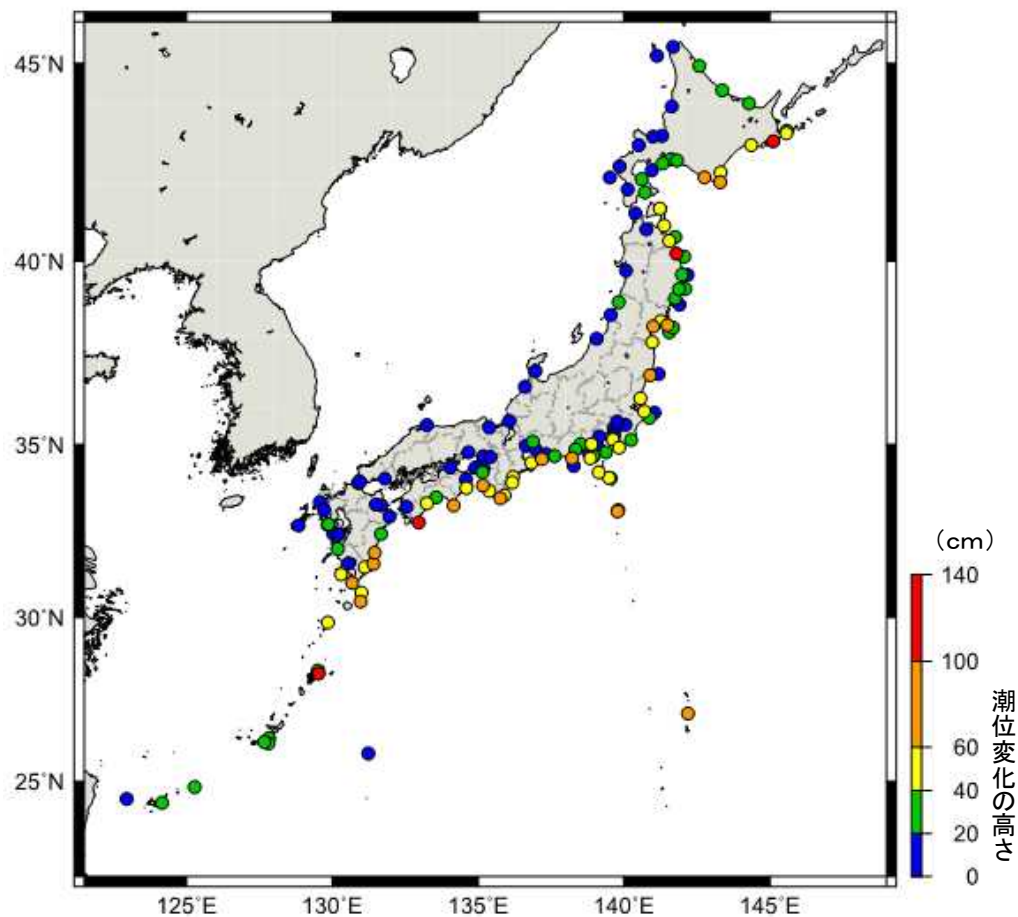
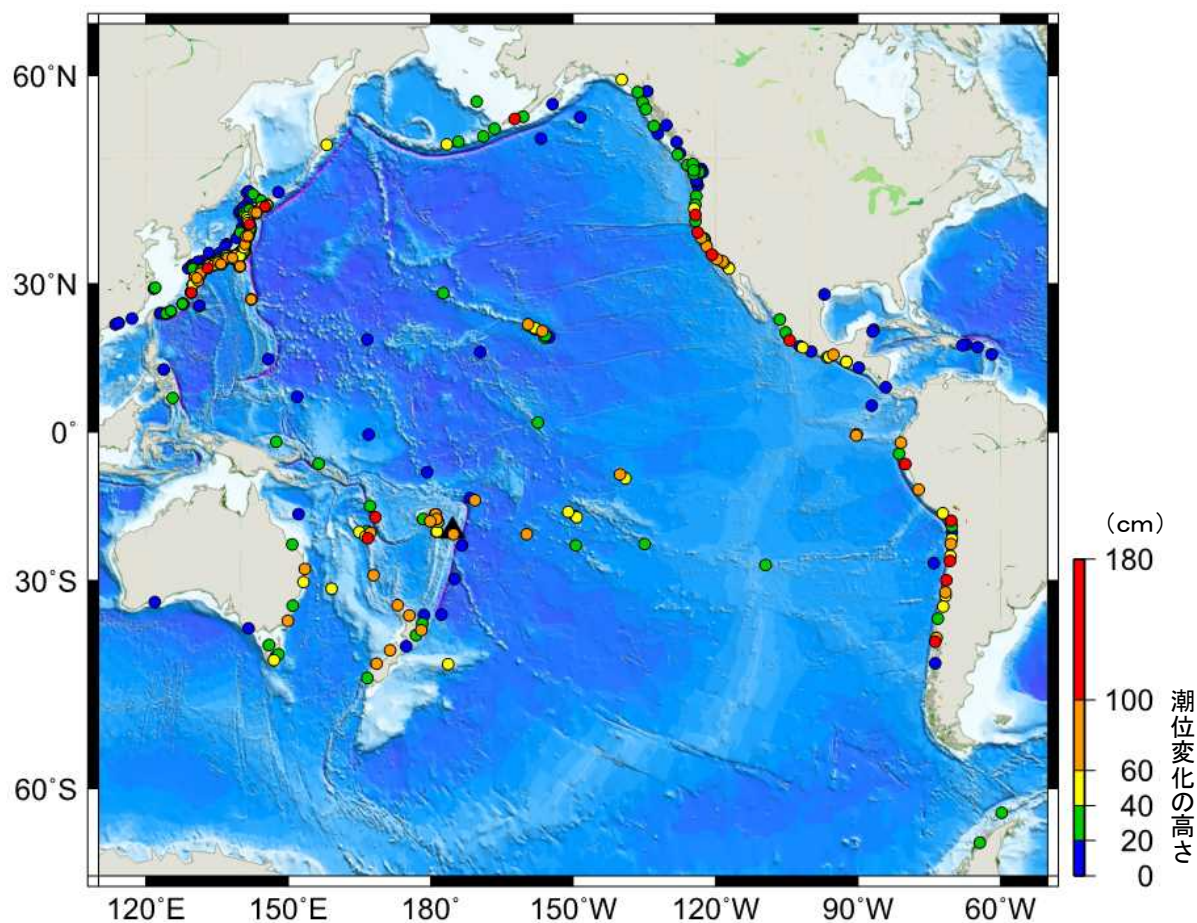


図5 トンガから日本への経路上にある潮位観測点で観測された潮位変化

■ 国内で観測された潮位変化の最大の高さ



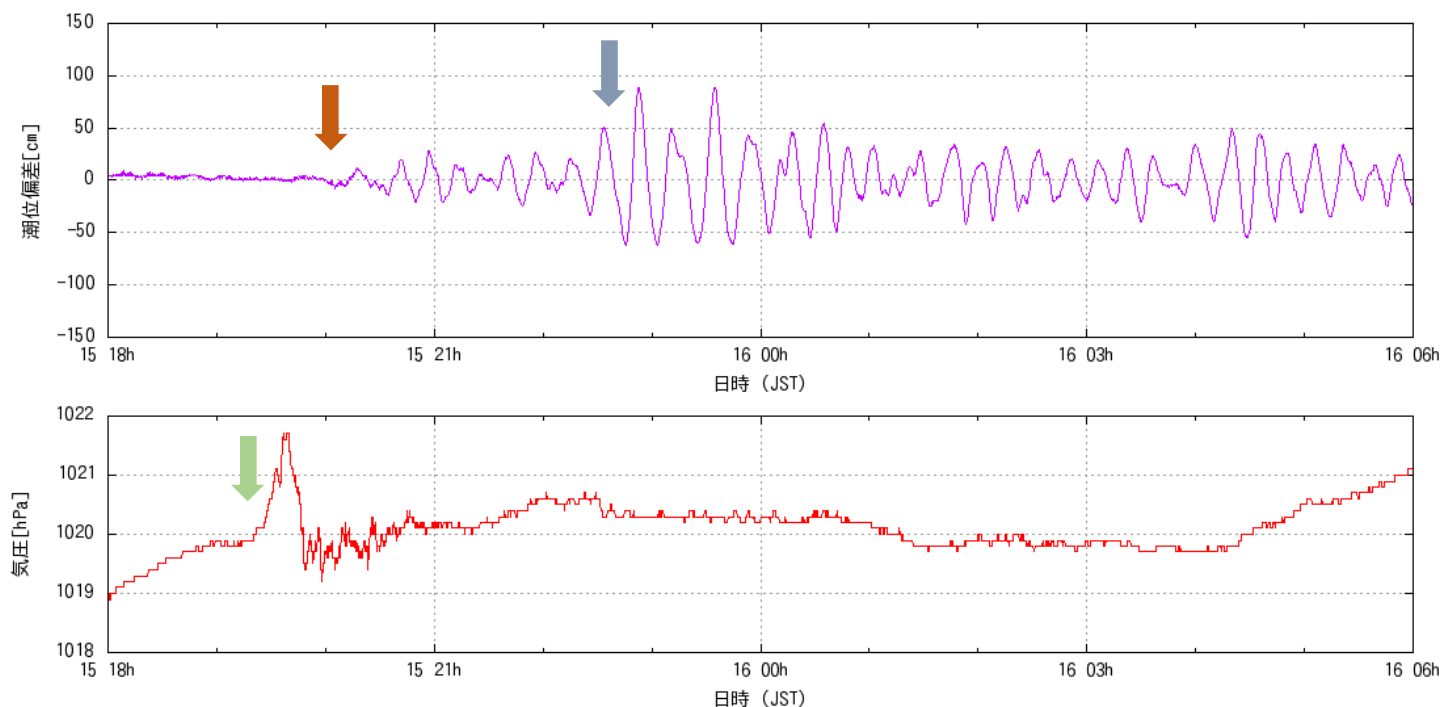
■ 海外で観測された潮位変化の最大の高さ



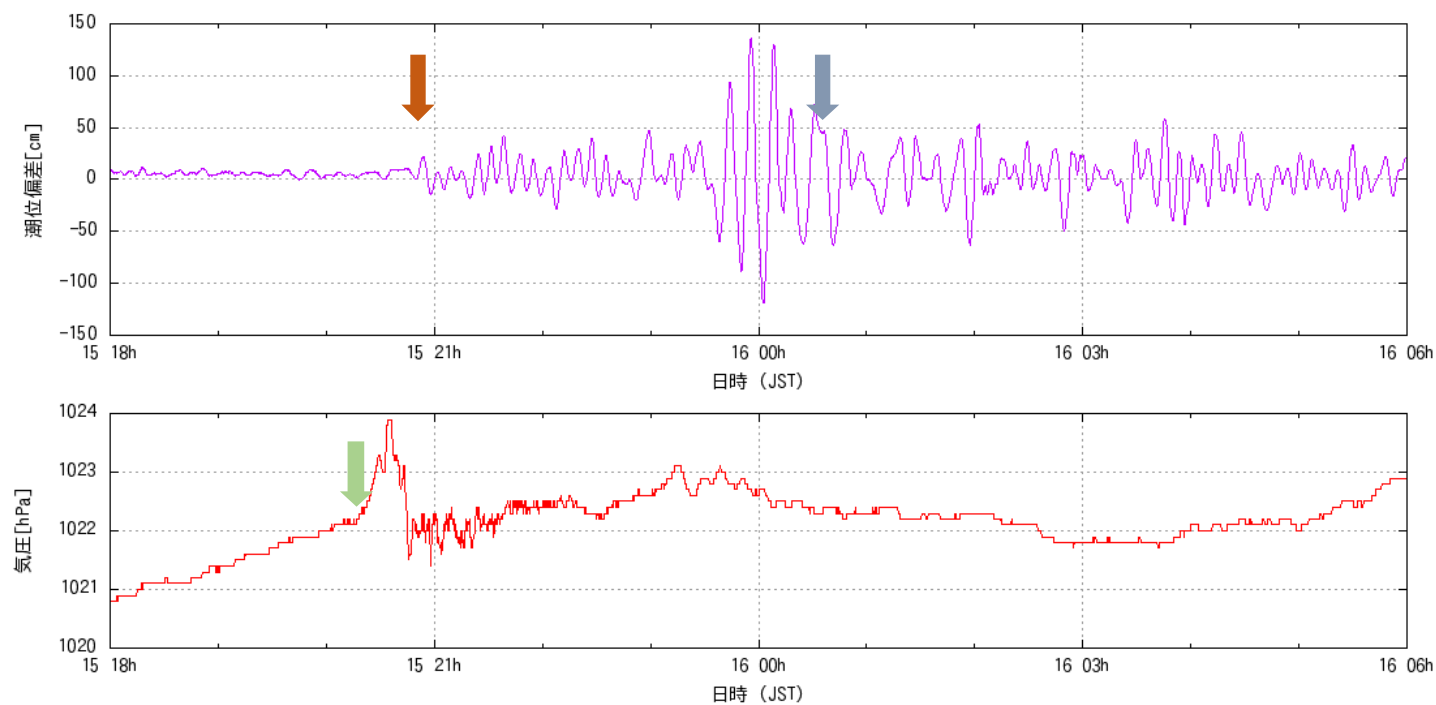
▲印はフンガ・トンガ・フンガ・ハアパイ火山の位置を示す
 ※海外の潮位観測点の観測値は米国海洋大気庁（NOAA）による（2022年2月14日現在）

図6 潮位観測点で観測された潮位変化の最大の高さ

父島



奄美



潮位変化と気圧変化の時系列表示(1月15日18:00～16日06:00)

↓ : 潮位変化開始時刻

↓ : 到達予想時刻

※時刻の求め方は本文参照

↓ : 気圧変化開始時刻

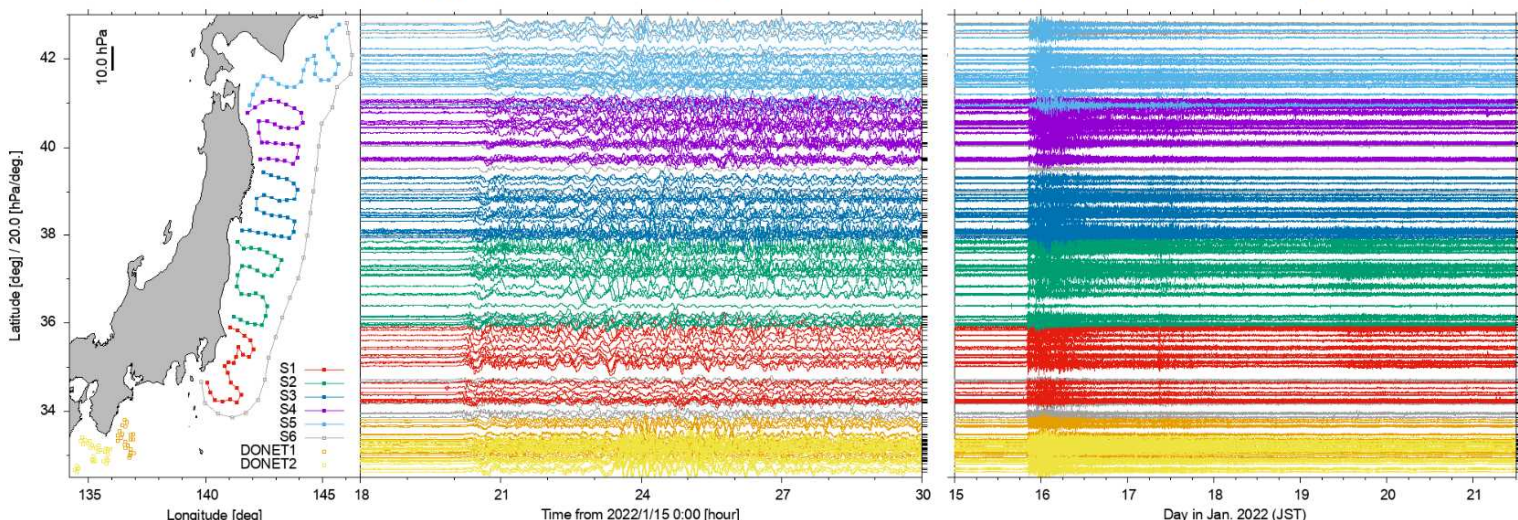
上段: 潮位偏差(cm)
(観測潮位－天文潮位)
下段: 気圧(hPa)

図7 父島と奄美での潮位変化と気圧変化

S-net・DONETで観測された水圧変動波形

半日間の水圧変動（時間軸：時）

より長期間の水圧変動（時間軸：日）

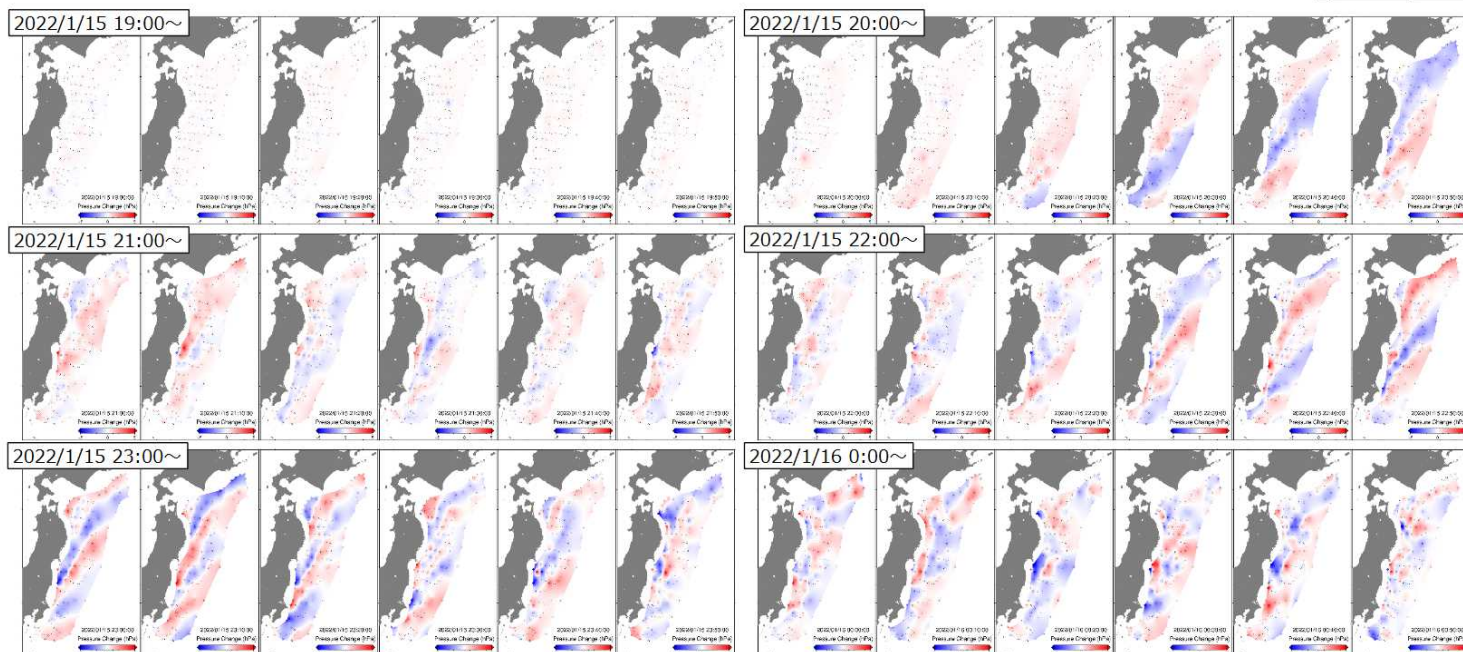


120秒～1,800秒の因果律を満たすバンドパスフィルタをかけた水圧変動波形

S-netで観測された水圧変動分布

Pressure Change (hPa)

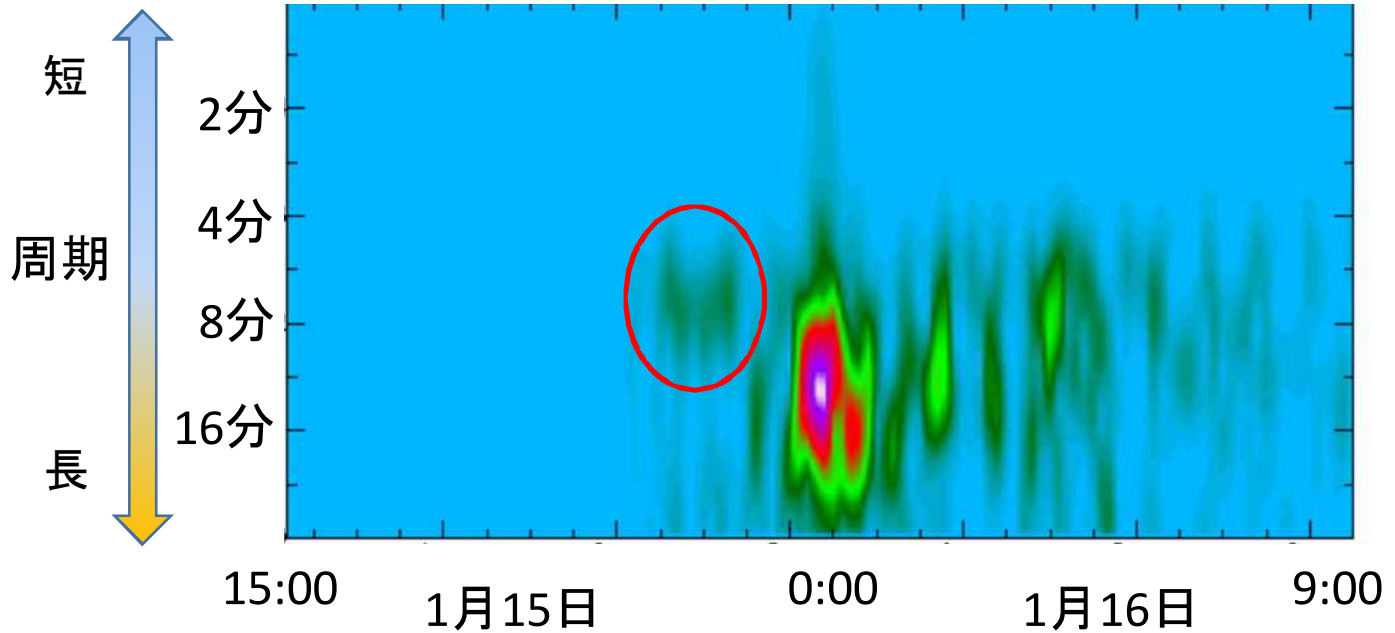
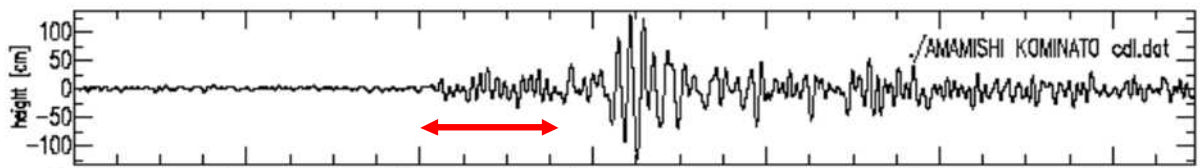
-5 0 5



S-net水圧計データに120秒～1,800秒の因果律を満たすバンドパスフィルタをかけ、GMTのsurfaceコマンドで空間補間して描画

図8 S-netで観測された水圧変動
（鈴木委員提供資料）

奄美



潮位変化の最大の高さが観測された際の周期は12分
奄美の固有周期は17分

図9 奄美で観測された潮位変化とそのスペクトル解析

■固有周期と最大の高さでの周期との比較
(固有周期－最大の高さでの周期)

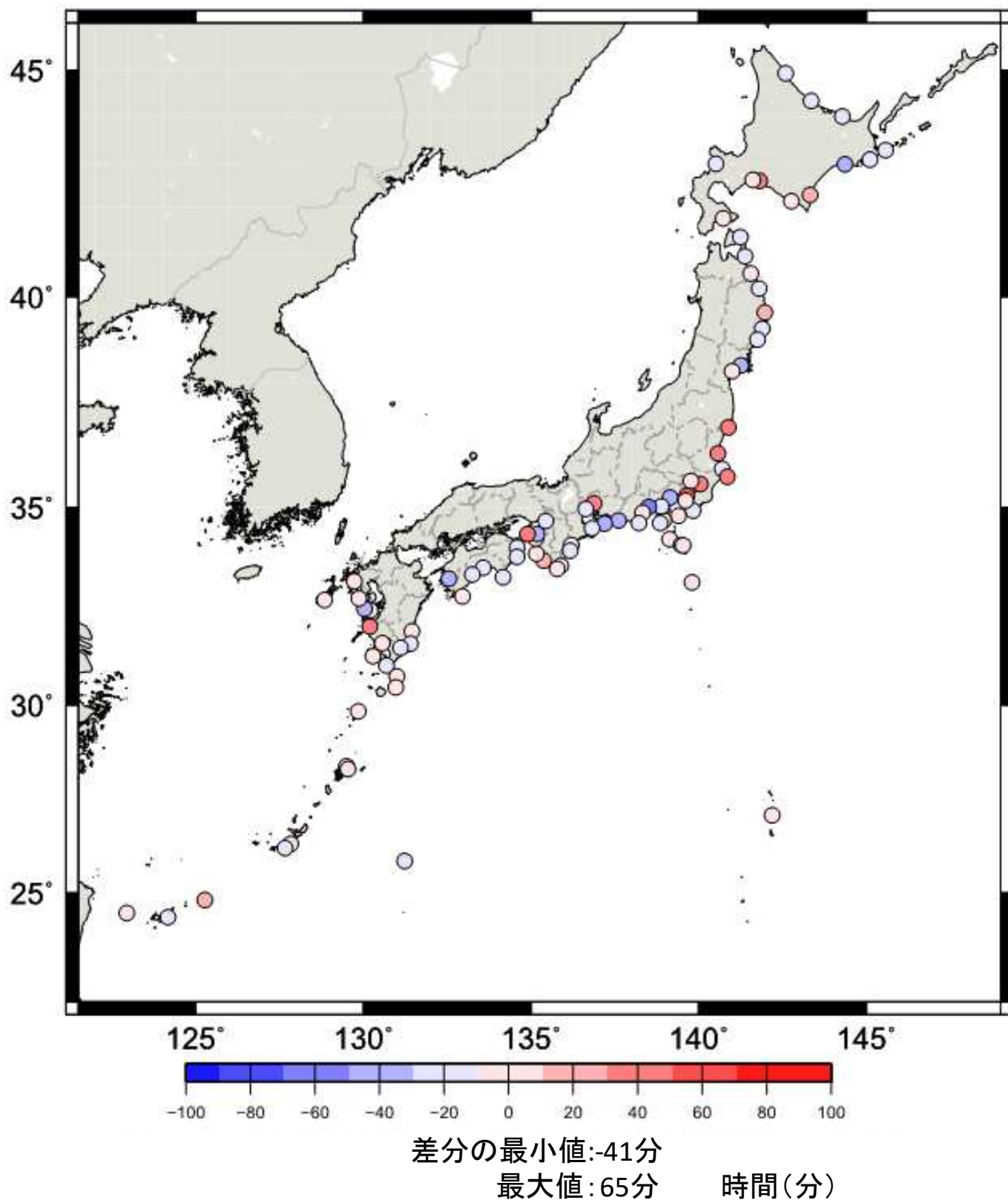


図10 潮位変化の最大の高さでの周期と、潮位観測点がある港湾の固有周期の比較

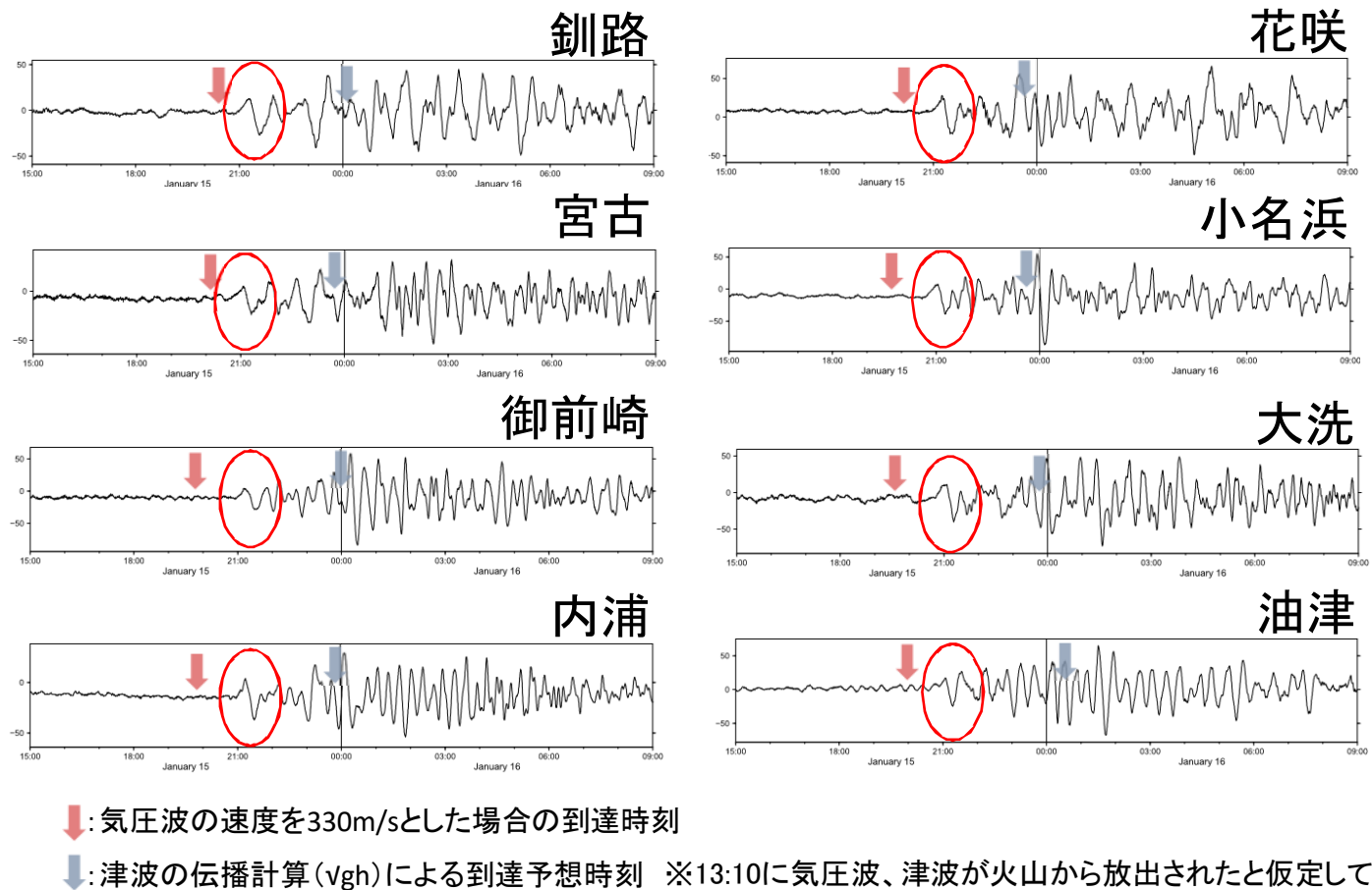


図11 特徴ある潮位変化の立ち上がり部分

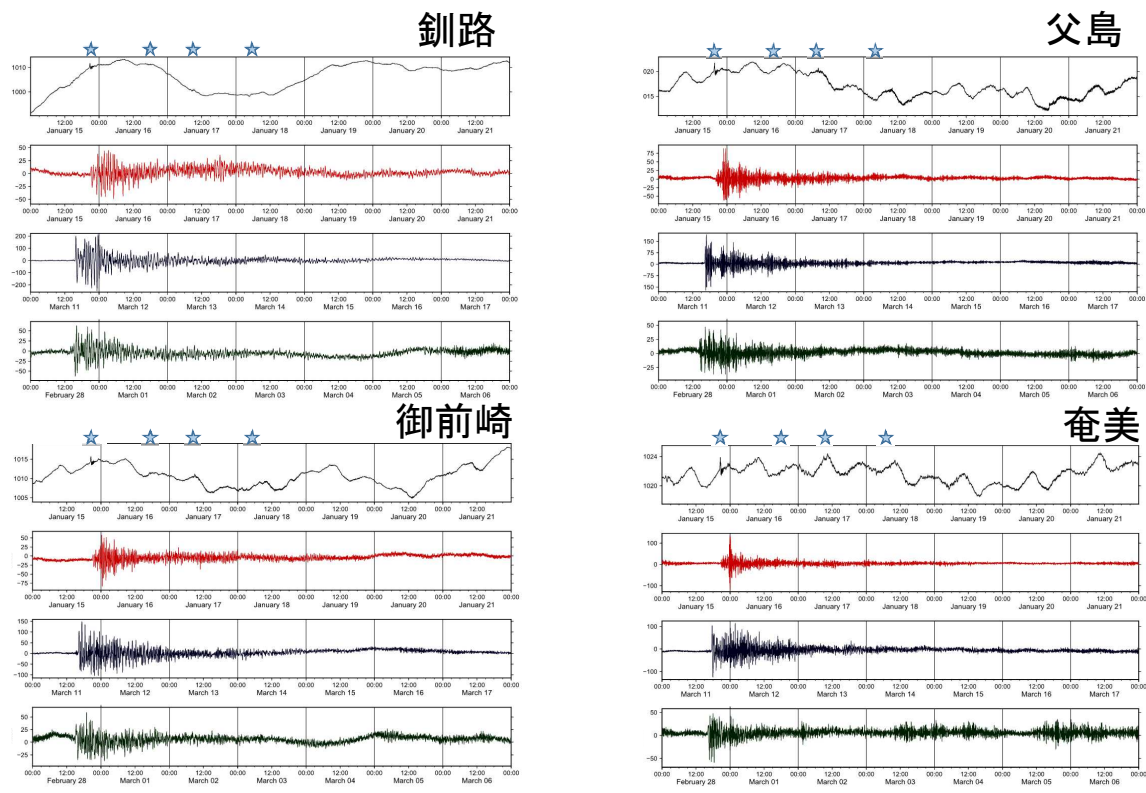


図12 1週間分の潮位変化の時系列表示

(1段目は2022年1月15日から1週間分の気圧の時系列表示)

第1表 潮位名称の分類				
名称と分類				主な外力
現象が 規則的	天文潮			天文(起潮力)
現象が 不定期	成因が明確	(主動)	高潮	気象 (気圧・風)
			津波	地殻変動 (地震・火山活動)
	成因が不明確 異常潮	(副次的) 振動 副振動 セイシュ	気象津波	プラウドマン共鳴 (気圧)
			自由振動 慣性振動	共鳴 (固有周期)
			強制振動	反復共鳴 (波浪・気圧等)
		定常的 異常潮位		密度・海流等

高野(2014)、新用語解説 気象津波(Meteo-tsunami)、「天気」61巻6号 より引用

図13 様々な外力による潮位変化

波源メカニズム*1 Source mechanism	「火山性津波」の波源 となりうる位置	第一波の到達時*2	分類*3	火山と関係がない場 所の類似メカニズム でも原因になりうる か？*4	噴火を伴わない 火山の活動でも 原因になりうる か？*4	海底火山以外の 火山でも原因に なりうるか？*4
海底噴火 Underwater explosion	海底火口の直上	津波の到達時	津波			
火砕流 Pyroclastic flow	火砕流の到達する海 域付近	津波の到達時	津波			○
地震*5 Earthquake	海底下の震央直上*5	津波の到達時*5	津波*5	○	○	○
山腹崩壊 Flank failure	崩壊物の到達域	津波の到達時	津波	○	○	○
カルデラ沈降 Caldera subsidence	海底カルデラ直上	津波の到達時	津波		○	
大気波*6 Air wave	深海域で大気波と海 洋波の共鳴が起きる 箇所*6	共鳴箇所からの津波 の到達時のうち最も 早いもの*6	気象津波*6	○		○
泥流 Lahar	泥流が到達する河口 等の付近	津波の到達時	津波	○	○	○

*1 Paris et al.(2014)による”Volcanic tsunami”について、同論文による波源メカニズムで分類による
 *2 この列で言う津波は、海域の波源から海域のみを経路とし、長波として伝播する海水位変動を指す
 *3 UNESCO/IOC(2019)の用語集で用いられている用語、Tsunami(津波)、Meteorological tsunami (meteotsunami)(気象津波)、Seiche(セイシュ)に分けた場合の分類
 *4 過去事例の有無ではなく、メカニズムを考慮して判断したもの
 *5,6 このほかに、閉鎖性水域に到達する地震波(*5)や大気波(*6)によって励起される水位変動(セイシュ)が起きることも考えられる

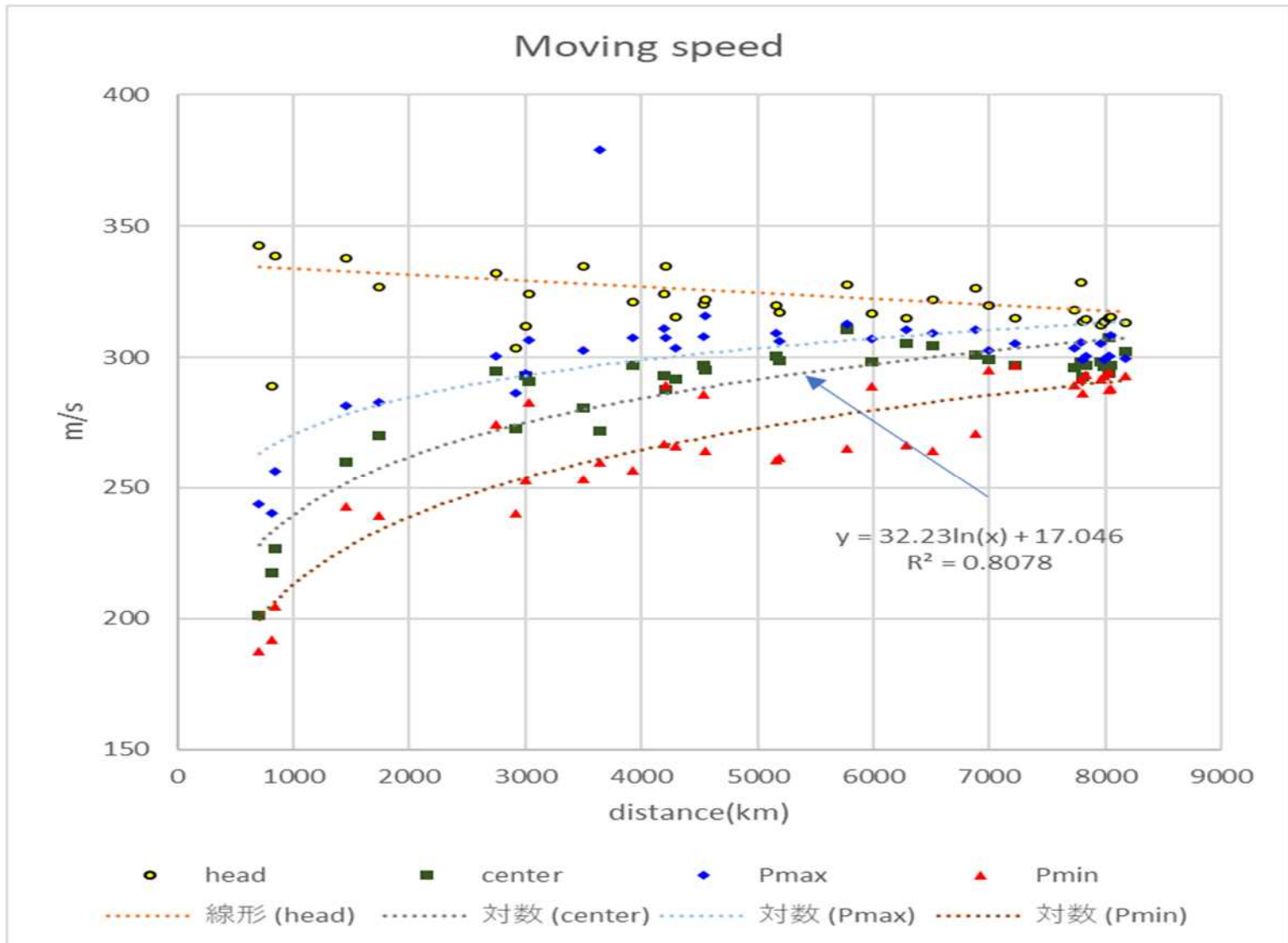
図14 波源メカニズムによる「火山性津波」の発生条件の違い
 （林委員提供資料）

波源メカニズム Source mechanisms	比率 (%)	波源の体積 (km ³)	流束 (km ³ /s)	海岸での波高 (m)	到達距離 (km)
海底噴火 Underwater explosion	25	<1	<1	<10	< 200
火砕流 Pyroclastic flow	20	1-200	10 ⁻⁴ ~-1	<30	< 300
地震*1 Earthquake	<20			<15	< 500
山腹崩壊 Flank failure	15	1-500	10 ⁻⁴ ~-3	<100?	<6000
カルデラ沈降 Caldera subsidence	10	1-100	10 ⁻³ ~-1	<20	< 200
大気波 Air wave	5			< 3	>1000
泥流 Lahar	< 5	<1	<10 ⁻⁴	< 3	< 10

「火山性津波」(Paris et al.(2014)による”Volcanic Tsunami”のうち右表のもの)について、同論文による波源メカニズムごとに、東南アジアの火山で火山性津波のあった1550～2007年の40事例について考察されたものから転記。個々の値は過去の論文・カタログによる値をもとに決められているが、個別の数値の根拠まではParisらの論文には示されていない。
 *1 地震に伴う山腹崩壊による津波事例もあるが、それは山腹崩壊に含められている

図15 波源メカニズムによる「火山性津波」の性質の違い 29

- 気圧変化の各時刻を求め、到達速度を算出



距離・時刻の起点

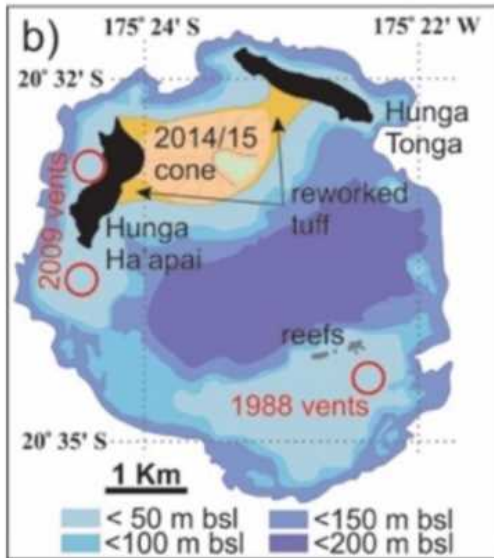
噴火発生日時: 1月15 日13 時頃(04:15UTC)

地点: 緯度20.55S、経度175.385W

- ✓ 立ち上がり(head)はほぼ一定で、340m/s～320m/s程度へ緩やかに減少
- ✓ 気圧の極大・極小及び気圧変化中心の速度は、距離に応じて増大 (250m/s～300m/s)
- ✓ 速度250m/sから300m/sは、共鳴を起こしやすい値と言える

図16 観測された気圧変化の伝播速度
(高野委員提供資料)

解析条件



Brenna et al. (preprint)より
<http://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106614>

基礎方程式

- 線形分散波理論、海水圧縮性、固体地球の弾性変形、ジオイド変形考慮 (Baba et al., 2017と等価、ただし非線形項は考慮しない)
- 計算格子：4分角 (～6km)

基準波源

- 東西・南北長さ＝4分角(～6km)
- 高さ＝-100m

※波形の傾向を見るための基準値

※火山近傍の水面擾乱にともなう津波について検討 (気圧波によるものは考慮しない)

※火山近傍の詳細地形を考慮していないため、等方的な波源となっている

謝辞：本解析にあたっては、東京大学地震研究所共同利用 (2021-S-B103) の援助を受けました。

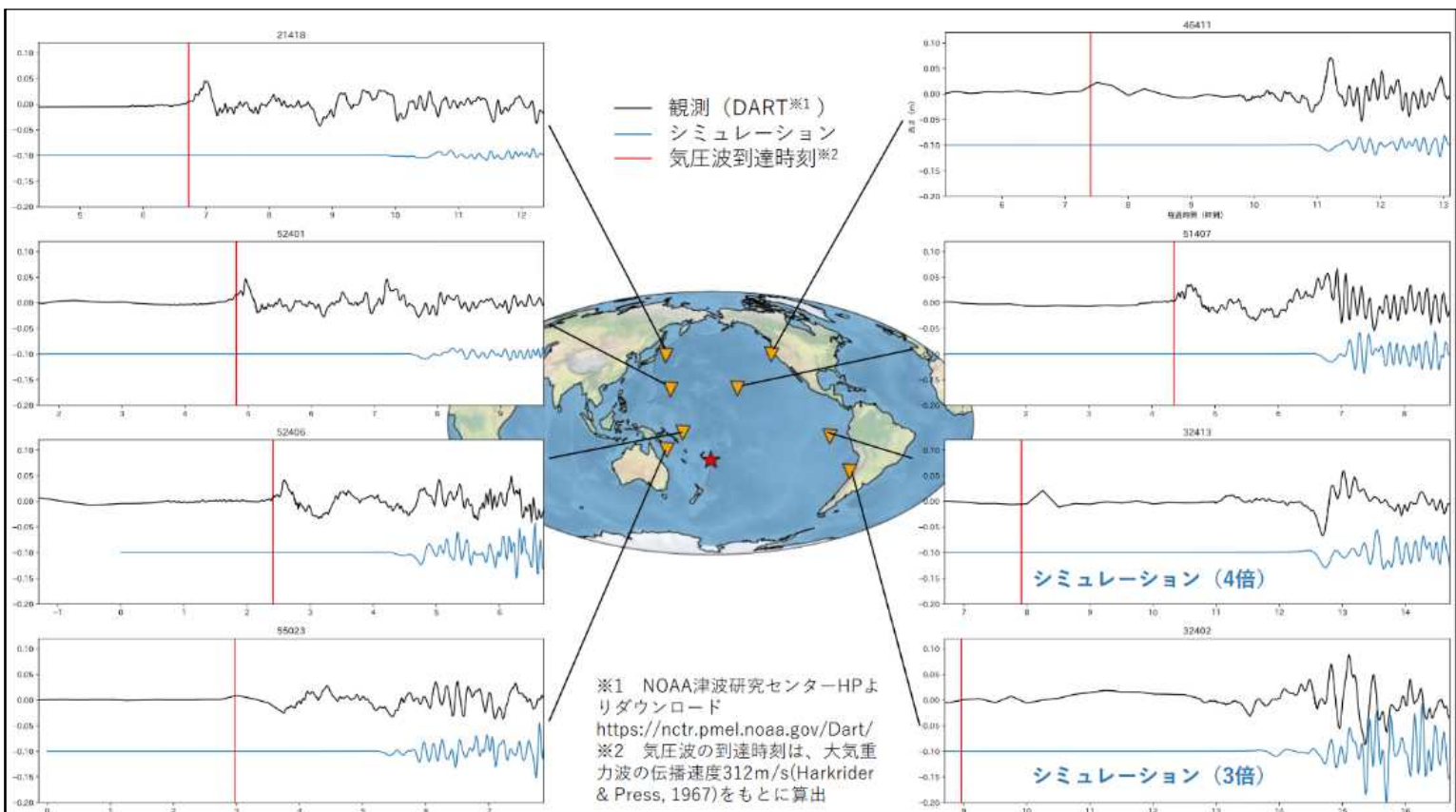
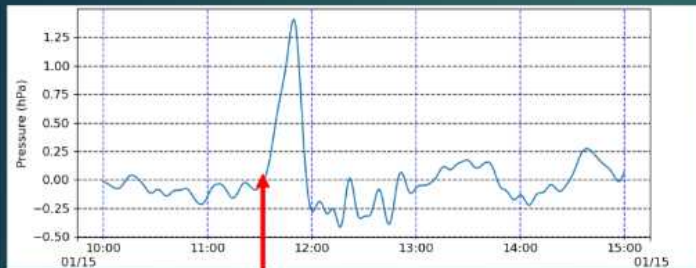


図17 火山近傍を波源域とする通常の津波を想定した
 数値シミュレーション結果
 (高川委員提供資料)

空気振動の到達と(平均)伝播速度



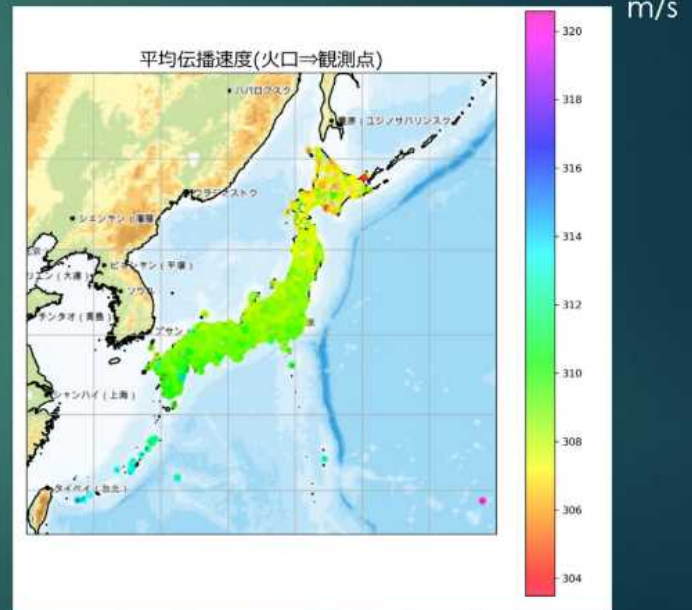
バンドパスフィルター(周期8分~128分)
(数分程度の微振動を除去)
ゼロ・アップ点を空気振動の最前面と仮定

噴火時刻 2022/1/15 04:14:45 UTC (USGS発表)
を基に火口から現地までの平均速度を算出

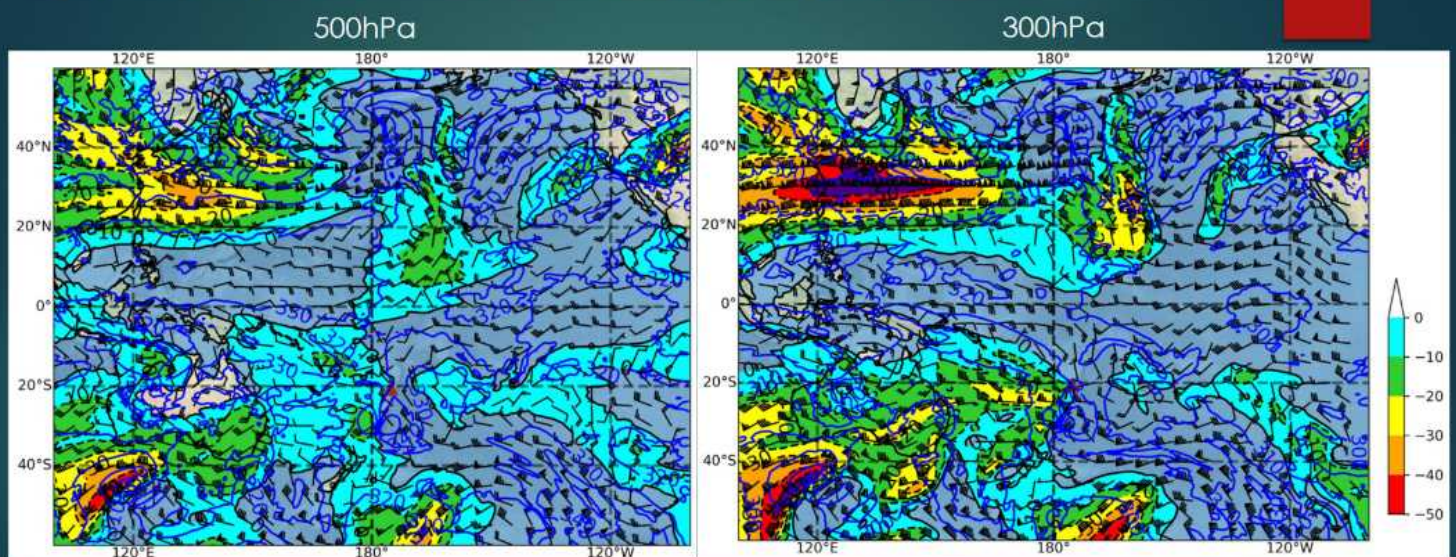
南鳥島では 約320m/sであるのに対し、
北方ほど平均速度の低下傾向
⇒南鳥島の通過時刻との差で解析

気象庁 17 観測点

Weather News Soratena 1571地点を用いた予備解析



上層風場と火口を基準とした視線速度



2022/1/15 12:00 UTC JMA-GSM より作成

火口側に向かう
速度⇒負

図18 気圧変化の伝播速度と上層風場
(田中委員提供資料)

シミュレーション： 移動する気圧変化による津波の発生

線形長波方程式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\nabla_{2D} \cdot (h\mathbf{u})$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} = -g_0 \nabla_h \eta - \frac{1}{\rho_0} \nabla_{2D} p_a$$

h : 水深

 ρ_0 : 海水密度 η : 海面変位

v : 平均水平流速

p_a : 海面での大気圧変化 (点震源から速度300m/s, Lamb波)

- ・数値計算の設定 : $\Delta t = 4\text{s}$, $\Delta\lambda = \Delta\theta = 2\text{ min}$

- ETOP01

- ・海底压力变化（観測量）

$$P_{\text{obp}} = p_a + \rho_0 g_0 \eta$$

Kubota et al. 2021 GRL

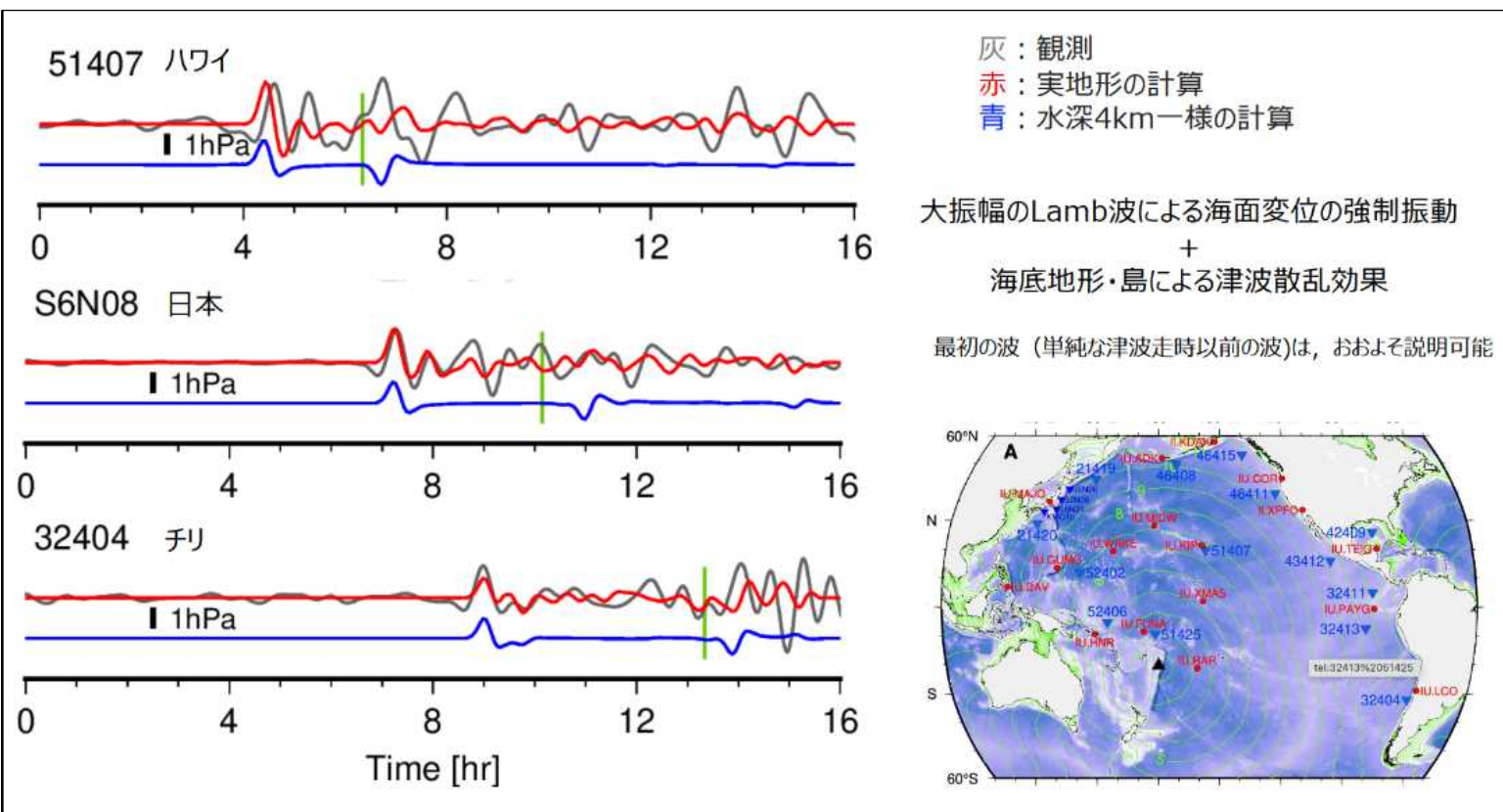


図19 海底地形・島による津波散乱効果
(齊藤委員提供資料)