噴火に伴う複数の気圧波によって地形上で生成・増幅される津波

柿沼 太郎*

1.序 論

2022年1月に発生した Hunga Tonga-Hunga Ha'apai 火山の大規模噴火に伴い,太平洋沿 岸の広範囲において津波が観測された。到達 予測時刻の2~3時間以上も前に日本沿岸に 現れた津波は,気象庁の予報システムに組み 込まれていなかったため,検潮所における潮 位異常の開始に対応して,従来の警報システ ムを適用した迅速な対応がなされた。

この噴火後に、日本では、最大気圧偏差が 約 2hPa の大気 Lamb 波が観測された¹¹。そ のため、火山から遠く離れた地点に到達した 津波の一因として、気象津波^{eg,2)}の起源と なり得る Proudman 共鳴³¹ が考えられた。噴 火に伴う気圧変動によって生じた津波として、 1883 年 Krakatau 火山噴火津波⁴⁻¹¹⁾ や、1956 年 Bezymianny 火山噴火津波^{12,13)} が知られて いる。

2022 年 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai 火山噴 火による津波に関して,気圧波と津波との 関係が,数値モデルを用いて調べられた¹⁴⁻¹⁶⁾。 これらの研究により,潮位の初期異常と気圧 波が,各地で密接に関連していることが示さ れた。また,火山噴火に伴う地形変化によっ て引き起こされた津波も,数値計算によって シミュレートされた¹⁷⁷。更に,沿岸におけ る局所的,そして,全球的な津波に関しても, 整理され始めている^{18,19}。

ところで、奄美大島等では、全振幅が2m を超える潮位振動が観測されたが¹¹,このよ うに大きな振幅を有する津波が発生した理由 は、明らかにされていない。また、火山噴 火に伴う気圧変動では、大気 Lamb 波の後に、 大気重力波を含む数多くの気圧波が続くこと

* 鹿児島大学学術研究院理工学域

が知られている¹⁾。しかしながら,複数の気 圧波による津波の生成・増幅機構は,解明さ れていない。これは,世界の様々な海岸に現 れた気象津波^{eg,20-24)}に対して Proudman 共鳴 が調べられた際に,多くの場合,その発生源 が1波の気圧波であったためであろう。

そこで、本研究では、気圧波による津波生 成機構に関する基礎的研究として、複数の気 圧波による津波の生成・増幅過程に着目する。 ここでは、定常波として一定速度で進行する 気圧波列を与えて、速度ポテンシャルに関す る非線形浅水モデルを用いた数値解析を行 なった。その際に、水深急変部や、一様勾配 斜面のある海底地形をモデル地形として設定 し、こうした地形が、気圧波列による津波の 生成・増幅過程に与える影響を調べた。

2. 数値解析の手法及び条件

2.1 数値解析手法及び気圧波モデル

非粘性・非圧縮性流体の非回転運動を対象 とし、水面変動を $\eta(x,t)$ 、底面位置をb(x)、 そして、速度ポテンシャルを $\phi(x,t)$ とする。 このとき、水面に作用する圧力p(x,t)を考 慮した、速度ポテンシャルに関する非線形浅 水方程式が、次式のように表わされる。

$$\partial \eta / \partial t = -\nabla [(\eta - b) \nabla \phi]$$
 (1)

$$\partial \phi / \partial t = -(\nabla \phi)^2 / 2 - g\eta - p / \rho$$
 (2)

ここで、 $\nabla = (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ は、水平方向 の微分演算子である。また、重力加速度gは、 9.8m/s²とし、海水の密度 ρ は、1030kg/m³と した。本研究では、x軸方向の1次元伝播問 題を対象とし、空間に中央差分、時間に前進 差分を用いて、上式を有限差分法によって解 いた。計算格子間隔 Δx は、500m、計算時間 間隔 Δt は、0.7s とした。初期時刻t=0s に おける速度ポテンシャルは、 $\phi(x,0s)=0$ m²/s とした。

図1に示す定常な気圧波列が、一定速度 v_p で x 軸の正の方向に進行すると仮定する。



図1 x 軸の正の方向に進行する気圧波列の 初期時刻 t = 0s における波形

簡単のために、いずれの気圧波も、気圧が 正で、波形が、変形しない二等辺三角形で あるとする。そして、気圧波の間隔を δ とし、 初期時刻 t=0s における n 番目の気圧波 W_n の岸側端の位置を x_n とする。

ここでは、図1に示す二等辺三角形の底辺 の長さ λ を10kmとし、高さ、すなわち、気圧 の最大値 p_{max} を2hPaとした。大気Lamb 波 以外の噴火に伴う気圧波の気圧を2hPaとす るのは、過大であるかも知れないが、気象津 波を生成する微気圧変動としては、一般的な 値である。本研究では、複数の気圧波の効果 を調べるために、気圧の最大値を大きくし、 逆に、気圧波の個数を数波のみに限定して、 モデル計算を行なうこととした。

数値モデルの検証のために、水域の静水深 $h \varepsilon$ 一定とし、図1に示す気圧波 W_1 が時間 τ の 間進行する場合を考える。初期時刻t = 0s における気圧波 W_1 の岸側端位置は、 $x_1 = 55$ km とする。そして、気圧波 W_1 によって生成され た津波が、 W_1 から離れた後の、津波の最大 振幅 η_{max} を数値解析により求める。この結果 を線形浅水波と仮定した津波の最大振幅の推 定値 ζ_{max} と比較する。ここで、 ζ_{max} は、次式 で計算される²⁾。

$$\zeta_{\text{max}} = \left[p_{\text{max}} \cdot (v_{\text{p}}\tau) / (\lambda/2) \right] / 20000$$
(3)

式(3) において,気圧,長さ及び時間の単位 は,それぞれ, Pa, m及び s である。 水域の静水深 h が 2000m であり,気圧波 の進行速度 v_p が \sqrt{gh} = 140m/s,進行時間 τ が 210s である場合,気圧波が時刻 t = 210s で進 行を停止した後,自由波として伝播する津波 の t = 2800s における最大振幅の数値解析結 果 η_{max} は,0.072m となった。これに対して, 式(3) による推定値 ζ_{max} は,0.059m であった。

また, h=5000m, $v_p = \sqrt{gh} \simeq 221$ m/s, そして, $\tau=210$ s の場合, t=2800s における津波の最大 振幅は,数値解析結果 η_{max} が 0.095m で,推 定値 ζ_{max} が 0.093m であった。

従って、非線形浅水モデルを適用した数値 解析結果は、線形浅水波を仮定した式(3)に よる推定値よりもやや大きくなり、両者の差 は、特に、浅い水域で大きかった。また、気 圧波の波長が相対的に短い場合は、波の分散 性を考慮する必要があると考えられる。しか しながら、不安定性によって計算が停止する といったことがなかったため、ここでは、波 の分散性を無視した本モデルを用いることと した。

以下の数値解析では、気圧波列の効果を調べるために、火山の噴火後に、300m/sを超えるような速度で気圧波列の先頭を進行する 大気 Lamb 波でなく、その後ろに続く大気重 力波といった気圧波を与えることとした。そ して、すべての気圧波の進行速度 vp を大気 Lamb 波より遅い 250m/s とした。

2.2 海底地形

図2に示すような海底地形を対象とする。



図2で、沖側の最深部及び岸側の最浅部の 静水深をそれぞれ h_{off} 及び h_{on} とし、 h_{off} =5000m とした。図2(a)では、水深急変部が $x=x_{on}$ の 位置にある。また、図2(b)では、一様勾配 β の斜面が $x_{slope} \leq x \leq x_{on}$ の位置にある。

気圧波の追い越しによる既存の津波 の増幅

3.1 水深急変部上で気圧波に追い付かれ た既存の津波の増幅

先行した大気 Lamb 波によって生成さ れ、自由波として伝播している津波 T_{Lamb} を 後続の気圧波が追跡する場合を考える。津 波 T_{Lamb} は、t = 0sにおける $60 \text{km} \le x \le 70 \text{km}$ の水面変動を $\eta(x, 0s) = 0.06 \text{m}$ とすることに よって与えた。初期時刻後、津波高さが約 0.03 mの二つの津波が、x 軸の正及び負の両 方向に伝播したが、前者を T_{Lamb} と呼び、こ れを気圧波に追跡させた。

海底地形を図 2(a) に示す階段状地形とし, 浅い水域の静水深を $h_{on}=2000m$,沖側端位 置を $x_{on}=170km$ とする。図1に示す, $x_1=55$ kmの気圧波 W_1 が,水深急変部上で津波 T_{Lamb}に追い付く場合の,時刻t=1050sにお ける水面形を図3(c)に示す。他方,図3(a)は, 気圧波がない条件で,x軸の正の方向に伝播 する津波 T_{Lamb} の水面形を示し,また,図3(b) は,津波 T_{Lamb} がない条件で,気圧波 W_1 が 進行する際の水面形を示す。

本論文では、気圧波に追随する水波を拘 束波と呼ぶことにする。図3(b)は、右から、 浅い水域をx軸の正の方向に伝播する拘束波 及び透過自由波と、深い水域をx軸の負の方 向に伝播する反射自由波を示している。透過 自由波及び反射自由波の峰の最大振幅は、そ れぞれ、 $a_t=0.093m$ 及び $a_r=0.023m$ である。 なお、線形浅水理論⁸⁾では、 $a_t=0.083m$ 及び $a_r=0.019m$ となり、非線形浅水モデルの結果 が両者ともやや大きい。

図 3(c) では,気圧波 W₁によって既存の 津波 T_{Lamb}の振幅が増幅されたときに,津波 が浅い水域に進行したため,振幅の大きな自 由波が浅い水域を伝播している。図3(a), 3(b) 及び3(c) において, t=1050s での最大水 位は,それぞれ,0.045m,0.093m 及び0.13m である。大気 Lamb 波の後に,多くの気圧波 が続く場合,こうした水深変化によって津波 が増幅される可能性が高くなる。



(b) 気圧波 W1 によって生成された津波



(c) 気圧波 W₁によって増幅された津波 T_{Lamb}

図 3 時刻 t=1050s における水面形 (x₁=55 km, h_{on}=2000m, x_{on}=170km, η:水面 変動, p:気圧, b:底面位置)

3.2 一様勾配斜面上で気圧波に追い越さ れた既存の津波の増幅

海底地形を図 2(b) に示すような斜面のあ る地形とし,一様勾配 β = 6.25 × 10⁻³の斜面 が 20km $\leq x \leq$ 500km の位置にあるとする。また, 最浅部の静水深 h_{on} を 2000m とする。

図1に示すような、 δ =5km及び x_1 =55kmの気圧波が既存の津波 T_{Lamb}を追い超す場合のt=2380sにおける水面形を図4に示す。ここで、図4(b)、4(c)、4(d)及び4(e)の場合、既存の津波 T_{Lamb}が、それぞれ、1、2、3及び4波の気圧波に追い抜かれた。他方、図4(a)の場合、津波 T_{Lamb}は、気圧波に追い抜かれることなく伝播した。

図4(a)~4(e)における最大水位は、それぞれ、 $H_0=0.044$ m、 $H_1=0.052$ m、 $H_2=0.057$ m、 $H_3=$ 0.060m及び $H_4=0.062$ mである。また、これら の最大水位の差は、それぞれ、 $H_1-H_0=0.008$ m、 $H_2-H_1=0.004$ m、 $H_3-H_2=0.003$ m及び $H_4 H_3=0.002$ mである。従って、既存の津波の 振幅は、斜面上で気圧波に追い越されること により増幅され、追い越す気圧波の個数が多 いほど大きくなる。ただし、気圧波の個数が 増加すると、気圧波の個数の増加に伴う振幅 の増加量が低減する。

4. 階段状地形上の水域において気圧波 列により生成される津波

4.1 階段状地形上の水域において気圧波 列の間隔が津波に与える影響

以下の数値解析では、既存の津波 T_{Lamb} が 存在しない場合を考える。図 2(a) に示す 階段状地形において、水深急変部の位置を x_{on} =300km とし、浅い水域の静水深 h_{on} を 2000m とする。そして、図 1 に示す W_2 の沖 側端位置が x_2 =40km である二つの気圧波 W_1 及び W_2 を進行させた。ここで、気圧波の間 隔 δ を 0km、5km、または、10km とした。



図 4 時刻 t=2380sにおける水面形((a) T_{Lamb}, (b) W₁に増幅されたT_{Lamb}, (c) W₁及び W₂に増幅されたT_{Lamb}, (d) W₁, W₂及び W₃に増幅されたT_{Lamb}, (e) W₁, W₂, W₃及 びW₄に増幅されたT_{Lamb}, η: 水面変動, p: 気圧, b: 底面位置)

時刻 t=1400s における水面形を図 5 に示 す。静水位より下方に現れる谷で数えて,最 低水位は、 $\delta=0$ km の場合に第 3 谷、 $\delta=10$ km の場合に第 2 谷で現れている。すなわち,浅 い水域を自由波として伝播する津波の波形は, 気圧波の間隔に依存する。





(c) $\delta = 10 \text{ km}$

図 5 時刻 *t*=1400s における水面形 (*x*₂=40 km, *h*_{on}=2000m, *x*_{on}=300km, η:水面変動, *p*:気圧, *b*:底面位置)

4.2 階段状地形上の水域で気圧波列による津波生成過程の位相が津波に与える影響

図 2(a) に示す階段状地形において,浅い 水域の静水深 h_{on} を2000mとし,沖側端位置 x_{on} を400km,または、170kmとする。そし て、図1に示すような三つの気圧波 W_1 , W_2 及び W_3 を進行させた。ここで、 δ を5kmとし、 x_1 を55kmとした。

時刻t=2100sにおける水面形を図6に示す。 図6(a)及び6(b)において,津波の波形が大 きく異なっている。前者では、 W_1 及び W_2 が生成した谷を W_3 が追い越した後に、気圧 波が水深急変部上を通過した。これに対し、 後者では、 W_2 及び W_3 は、前の気圧波が生 成した谷を追い越しながら、水深急変部を通 過した。このように、気圧波列によって津波 が生成される過程において、静水深の異なる 水域に津波が進入すると、その過程の位相に 依存して、津波の波形が変化する。



図 6 時刻 *t*=2100s における水面形 (δ=5 km, *x*₁=55km, *h*_{on}=2000m, η: 水面変動, *p*: 気圧, *b*: 底面位置)

4.3 階段状地形上の水域の水深差が気圧 波列により生成される津波に与える 影響

図 2(a) に示す階段状地形において,浅い 水域の静水深 h_{on} を3000mとし,沖側端位置 x_{on} を400kmとする。そして,図1に示すよ うな三つの気圧波 W_1 , W_2 及び W_3 を進行さ せた。ここで、 δ を5kmとし、 x_1 を55kmと した。図7に、時刻t=2100sにおける水面 形を示す。



図7 時刻 t=2100s における水面形 (δ=5 km, x₁=55km, h_{on}=3000m, x_{on}=400 km, η:水面変動, p:気圧, b:底面 位置)

図7の結果と、浅い水域における静水深が より浅い場合に対する図6(a)の結果を比較 する。両者の場合とも、第1波、第2波及び 第3波の津波は、気圧波に追随する拘束波で ある。第1波、第2波及び第3波の津波の波 列の最大水位は、図6(a)及び図7において、 それぞれ、0.012m及び0.023mである。他方、 これらの後ろに続く第4波、第5波及び第6 波の津波は、自由波である。第4波、第5波 及び第6波の津波の波列の最大水位は、図6(a) 及び図7において、それぞれ、0.091m及び 0.077mである。

図7の第1波, 第2波及び第3波の津波の 津波高さは、それぞれ、図6(a)のそれらよ り高かった。逆に、図7の第4波,第5波及 び第6波の津波の津波高さは、それぞれ、図 6(a)のそれらより低かった。これは、図7 の場合に、浅い水域で、Proudman 共鳴がよ り効果的であったからである。このため、自 由波の津波である第4波,第5波及び第6波 が,拘束波の津波である第1波,第2波及び 第3波から取り残されたときに,図7の場合 に,第4波,第5波及び第6波の津波高さが より低減した。

なお,図6(a)及び図7において,第8波, 第9波及び第10波の谷の最低水位は,第4波, 第5波及び第6波の津波高さほどの違いを見 せなかった。

5. 斜面上の水域において気圧波列により生成される津波

海底地形を図 2(b) に示すような斜面のある 地形とし、一様勾配 $\beta=1.07 \times 10^{-2}$ の斜面が 20km $\leq x \leq 300$ kmの位置にあるとする。また、 最浅部の静水深 h_{on} を2000mとする。そして、 図 1 に示すような三つの気圧波 W_1 , W_2 及 び W_3 を進行させた。ここで、 δ を5kmとし、 x_1 を55kmとした。

図8に、水面形の時間変化を示す。自由波 の峰の増幅は、気圧波に追随する拘束波から 離れることによって抑制された。これに対 し、谷の最低水位は、顕著に低下した。自由 波として伝播している津波の第1谷、第2谷 及び第3谷の最低水位をそれぞれ ζ_1 、 ζ_2 及び ζ_3 とすると、 $\zeta_1 > \zeta_2 > \zeta_3 となっている。$

6. 潮位記録に関する一考察

2022 年 1 月 の Hunga Tonga-Hunga Ha'apai 火山噴火後, 奄美大島の奄美市小湊で 2022 年 1 月 15 日 19:00 ~ 16 日 2:00 (JST) に得ら れた潮位記録を図 9 に示す。本稿では, 日本 標準時 (JST) を用いて時刻を記す。図 9 より, 奄美市小湊では, 2022 年 1 月 15 日 20:50 頃に, 周期約 7.5 分の潮位異状が始まったことがわ かる。

また,図10に、奄美大島の大島郡宇検村 で得られた気圧の観測値を示す。これより、 奄美では、大きな気圧振動が15日20:25頃に 始まったことがわかる。



図8 水面形の 70s≤t≤1050s における 140s 毎 の時間変化 (δ=5km, x₁=55km, h_{on}= 2000m, x_{slope}=20km, x_{on}=300km, 斜面勾 配β=1.07 × 10⁻², η:水面変動, p:気圧, b:底面位置)



図 9 2022 年1月15日19:00~16日2:00
 (JST)の奄美市小湊における検潮記録
 (気象庁保有の情報を利用している。)



図 10 2022 年 1 月 15 日 19:00 ~ 16 日 2:00 (JST)の大島郡宇検村における気圧 (ウェザーニューズのソラテナによっ て 1 分毎に得られた観測値)

従って、上記の潮位異常は、気圧波に追随 した津波によって、気圧波到達時刻の約25 分後に開始したと考えられる。これに対し、 噴火地点で発生した津波は、16日0:30頃 に奄美に到達すると予測されていた¹⁾。

そして、図9において、23:35頃に周期 約12分の顕著な潮位振動が始まり、その全 振幅は、2.5mを超えた。なお、15日23:35 ~16日0:10の潮位振動では、第1谷、第 2谷及び第3谷の最低水位をそれぞれ z_1 、 z_2 及び z_3 として、 $z_1 > z_2 > z_3$ となっている。こ れは、図8に示した、斜面上を伝播する自 由波の $\zeta_1 > \zeta_2 > \zeta_3$ という関係と類似している。 ただし、湾水振動において振動が徐々に大き くなるといった場合にも、このような関係が 得られることがあり、奄美小湊における潮位 変動を定量的に説明するためには、精確な気 圧及び地形データを用いた解析が必要である。

上述した潮位異常の開始時刻 20:50 と, 顕著な潮位振動の開始時刻 23:35 の時間差は, 2 時間 45 分である。噴火時刻を 13:00 とす ると,奄美までの大気 Lamb 波の進行時間 t_L は,7時間 50 分であり,顕著な津波の奄美 到着時刻 t_L は,噴火の 10 時間 35 分後である。 気圧波によって生成された津波が,海洋のあ る地点で,気圧波の作用から離れ,気圧波よ り遅い位相速度で自由波として伝播し始めた と仮定する。平均水深を D とし,自由波の津 波の位相速度を \sqrt{gD} ,気圧波の進行速度をv, 大気 Lamb 波の進行速度を v_L とすると,この 地点と奄美の距離 ΔL は,次式で計算される。

$$\Delta L = \frac{vt_{\rm t} - v_{\rm L}t_{\rm L}}{v/\sqrt{gD} - 1} \tag{4}$$

陸棚を考慮した平均水深を 2000m とする と,津波の位相速度 \sqrt{gD} は,約 140m/s となる。 また, $v_L = 310$ m/s とする。すると,式(4)より, ΔL は、vが 310m/s である場合、約 2500km と なり、vが 250m/s である場合、約 1000km と なる。

検潮所から沖に ΔL の地点で,気圧波の作 用から離れた津波が,23:35頃に始まった 顕著な潮位変動をもたらしたとすると, ΔL が 2500km である場合,マリアナ海溝を含む 水深の深い海域で,大気 Lamb 波によって津 波が生成され,その後,この津波が,より検 潮所に近くて浅い海域で自由波として伝播し ていた際に,後続の複数の気圧波によって地 形上で増幅されたと考えられる。

一方, ΔL が 1000km である場合, このよ うな海域には, 大気 Lamb 波が津波生成に効 果的となる海溝等が存在しない。従って, 後 続の気圧波列が, 水深が変化する海域上で, 上記の顕著な潮位変動を生じさせる程度まで, 津波を生成・増幅したと考えられる。この場 合, マリアナ海溝といった水深のより深い海 域で大気 Lamb 波によって生成された津波は, 23:35 より後の時刻に検潮所に到達する。

こうした海域で,Proudman 共鳴によって 生成・増幅された津波が,浅水変形や湾水振 動等によって更に増幅されたと考えられる。 今後,波の非線形性と分散性の両者を考慮し, 気圧波モデルや気圧の観測値を用いて,モデ ル地形や実地形を対象とした数値解析を行な い,計算結果を観測値と比較しながら,様々 な火山噴火における気圧波による津波生成機 構を調べる必要がある。

7.結論

気圧波列による津波の生成・増幅過程に関 する基礎的研究として,速度ポテンシャルに 関する非線形浅水モデルを用いた数値解析を 行なった。ここでは,水深急変部,または, 一様勾配斜面を有する地形上の水域を対象と し,定常な気圧波列を一定速度で進行させた。 水深急変部上を自由波として伝播している 既存の津波に気圧波が追い付くと,増幅され た津波が浅い水域に伝播した。また,一様勾 配斜面上を自由波として伝播している既存の 津波も,気圧波の追い越しによって増幅され た。ただし,気圧波の個数が増加すると,気 圧波の個数の増加に伴う振幅の増加量が低減 した。

水深が急変する水域上を気圧波列が進行す る場合,浅い水域における津波の波形は,気 圧波の間隔と,生成・増幅過程の位相に依 存した。また,浅い水域の水深がより浅く, Proudman 共鳴の効果がより低下する場合に, 浅い水域における津波の振幅がより増加した。

気圧波列が一様勾配斜面上を進行する場合, 自由波として伝播する津波の峰の増幅は,気 圧波に追随する拘束波から離れることによっ て抑制された。他方,自由波として伝播する 津波の谷の最低水位は,大きく低下した。

謝辞

山下 啓氏(原子力規制庁)との議論が有 意義であった。気象庁が所有する潮位データ を使用させていただいた。また、ウェザー ニューズに気圧データを提供していただい た。本研究は、JSPS 科研費 JP17K06585 及び JP21K21353 の助成を受けて行なわれた。こ こに謝意を表する。

参考文献

- 津波予測技術に関する勉強会: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,気象庁,33p.,2022.
 https://www.jma.go.jp/jma/press/2204/07a/ houkoku_honbun.pdf (accessed on May 12, 2022).
- Kakinuma, T.: Long-wave generation due to atmospheric-pressure variation and harbor oscillation in harbors of various shapes and countermeasures against meteotsunamis, In: Natural Hazards—Risk, Exposure,

Response, and Resilience, Tiefenbacher, J., Ed., InTech, pp. 81–109, 2019.

- Proudman, J.: The effects on the sea of changes in atmospheric pressure, Geophysical Journal International, 2 (s4), pp. 197-209, 1929.
- Verbeek, R. D. M.: Krakatau, Government Press: Batavia, 495p., 1885.
- Symons, G. J., Ed.: The eruption of Krakatoa, and subsequent phenomena, Report of the Krakatoa Committee of the Royal Society, Trübner and Co.: London, 494p., 1888.
- 6) 今村明恒:クラカタウ爆発津浪の日本に 於ける観測:地震漫談(其の十),地震, 1 (6), pp. 158-160, 1934.
- Harkrider, D. and Press, F.: The Krakatoa air-sea waves: an example of pulse propagation in coupled systems, Geophysical Journal International, 13, pp. 149–159, 1967.
- Garrett, C. J. R.: A theory of the Krakatoa tide gauge disturbances, Tellus, 22(1), pp. 43–52, 1970.
- Yokoyama, I.: A geophysical interpretation of the 1883 Krakatau eruption, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 9(4), pp. 359–378, 1981.
- Yokoyama, I.: A scenario of the 1883 Krakatau tsunami, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 34 (1–2), pp. 123–132, 1987.
- Pelinovsky, E., Choi, B. H., Stromkov, A., Didenkulova, I., and Kim, H.-S.: Analysis of tide-gauge records of the 1883 Krakatau Tsunami, In: Tsunamis, Advances in Natural and Technological Hazards Research, Satake, K., Ed., Springer: Dordrecht, 23 pages, 2005.
- Soloviev, S. L.: Basic data of tsunamis in the Pacific coast of USSR, 1937–1976, In: A Study of Tsunamis in the Open Sea, Academii Nauk: Moscow, pp. 61–136, 1978 (in Russian).
- 13) 小林哲夫・柿沼太郎:火山の爆発的噴

火に伴う気圧波に励起され発生した 津波:1883 年クラカタウ噴火と1956 年ベズイミアニ噴火,国際火山噴火史 情報研究集会講演要旨集2021-2, pp. 93-105,2022.

- 14) Sekizawa, S. and Kohyama, T.: Meteotsunami observed in Japan following the Hunga Tonga eruption in 2022 investigated using a one-dimensional shallow-water model, 2022 (preprint).
- 15) Tanioka, Y., Yamanaka, Y., and Nakagaki, T.: Characteristics of the deep sea tsunami excited offshore Japan due to the air wave from the 2022 Tonga eruption, Earth, Planets and Space, 74 (61), 7pages, 2022.
- 16) Kubota, T., Saito, T., and Nishida, K.: Global fast-traveling tsunamis driven by atmospheric Lamb waves on the 2022 Tonga eruption, Science 2022, enabo4364, 8pages, 2022.
- 17) Pakoksung, K., Suppasri, A., and Imamura, F.: Tsunami simulation (without air-sea waves) on the 2022/01/15 Hunga Tonga-Hunga Ha'apai submarine volcanic explosion, 2022. https://irides.tohoku.ac.jp/research/prompt_investigation/2022_tongavol-tsunami.html (accessed on May 12, 2022).
- 18) Ramírez-Herrera, M. T., Coca, O., and Vargas-Espinosa, V.: Tsunami effects on the Coast of Mexico by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai volcano eruption, Tonga, 2022 (preprint).
- Carvajal, M., Sepúlveda, I., Gubler, A., and Garreaud, R.: Worldwide signature of the 2022 Tonga volcanic tsunami, Geophysical Research Letters, e2022GL098153, 2022.
- 20) Hibiya, T. and Kajiura, K.: Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay, Journal of the Oceanographical Society of Japan, 38, pp. 172–182, 1982.
- 21) Vilibić, I., Monserrat, S., Rabinovich, A.,

and Mihanović, H.: Numerical modelling of the destructive meteotsunami of 15 June, 2006 on the coast of the Balearic Islands, Pure and Applied Geophysics, 165, pp. 2169–2195, 2008.

- 22) Asano, T., Yamashiro, T., and Nishimura, N.: Field observations of meteotsunami locally called "abiki" in Urauchi Bay, Kamikoshiki Island, Japan, Natural Hazards, 64 (2), pp. 1685-1706, 2012.
- 23) Bailey, K., DiVeglio, C., and Welty, A.: An examination of the June 2013 East Coast Meteotsunami captured by NOAA observing systems, NOAA Technical Report, NOS CO-OPS 079, 42p., 2014.
- Tanaka, K. and Ito, D.: Multiscale meteorological systems resulted in meteorological tsunamis, In: Tsunami, Mokhtari, M., Ed., InTech, pp. 13–33, 2016.