

# 2018年1月上旬に西日本で発生した 潮位副振動の気象場

田中健路

広島工業大学環境学部地球環境学科

## 1. はじめに

長崎県から鹿児島県にかけての九州西岸では、東シナ海上を通過する気圧微変動によって発生した海洋長波が振幅を次第に増大させながら東～北東に進み、最大全振幅 1m を超える顕著な潮位副振動を観測することがしばしばみられる(浅野ら, 2014)。急激な海面昇降の際、網が引きちぎられるほど強い流れが生じることから、九州では「あびき」と呼ばれている。(地域によっては、「あぶき」と呼ぶところもある) この副振動の周期帯は、地震によって発生する津波と同じものを持つことから、国際的には、気象津波(meteorological tsunami または meteotsunami )と呼んでおり(Tanaka and Ito, 2016)、九州西岸は、クロアチアのアドリア海をはじめとする地中海沿岸域と並ぶ、気象津波の多発地帯として研究者の間で認知されている。

2018年1月6日から9日の間において、熊本県から鹿児島県の九州本島ならびに薩南諸島、そして、高知県沿岸の広範囲にわたり、最大全振幅 1m を超える顕著な潮位副振動が観測された。今回は九州地方だけでなく、従来の事例では見られない、高知県の太平洋側に面した海岸でも全振幅 70~100 cm におよぶ顕著な副振動が観測された。通常、観測されることの少ない太平洋岸の沿岸域でどのようにして気象外力により発生しうるか、その背景となる気象場から明らかにする必要がある。

そこで、本研究では、2018年1月上旬に西日本の広範囲で発生した気象津波によるものと見られる潮位副振動について、発生要因となる気圧微変動の解析、広域的な気象場の解析を行った。本稿では、その速報的結果について述べる。

## 2. 潮位および気圧観測記録

気象庁検潮所における 15 秒潮位観測データより、カットオフ周波数を 1/7200 (Hz)としてハイパスフィルター処理を行い、副振動成分を取り出したものを図-1 に示す。今回の一連の顕著な潮位副振動は、2018年1月6日の午後から発生しており、1月7日においては、鹿児島県枕崎・奄美および中之島(海上保安庁の検潮所。本稿では割愛)を中心に全振幅 80~100cm の副振動が観測された。高知県沿岸の室戸岬や土佐清水港においても、1月6日深夜から1月8日午後にかけて、全振幅 30~40 cm 程度の潮位副振動が観測されていた。1月8日夕方から1月9日未明にかけて、九州本土の枕崎や高知県沿岸で副振動が次第に増幅し、1月8日 23:40 頃に枕崎で最大全振幅 160cm(周期約 16 分)、1月9日 2:00 頃に室戸岬で最大全振幅 80cm(周期約 12 分)、同 2:40 頃に土佐清水で最大全振幅 96cm(周期約 20 分)を記録した。

気象庁提供の地上気象観測 1 分値データのうち、海面更正気圧を潮位観測データと同様にハイパスフィルター処理により、周期 120 以下の気圧微変動を抽出した。図-2 に室戸岬・高知・土佐清水・油津(宮崎県)・枕崎・名瀬の 6 地点における気圧微変動を示す。気圧微変動も潮位副振動と同様に、1月6日午後から全振幅 0.5~1.0hPa の微細な気圧変動が顕著となり、1月7日 22:00 頃には、奄美の最大全振幅 1.0m 超の副振動とほぼ同じ時刻に 20 分間に 3.5hPa 程度の気圧の急変が見られた。

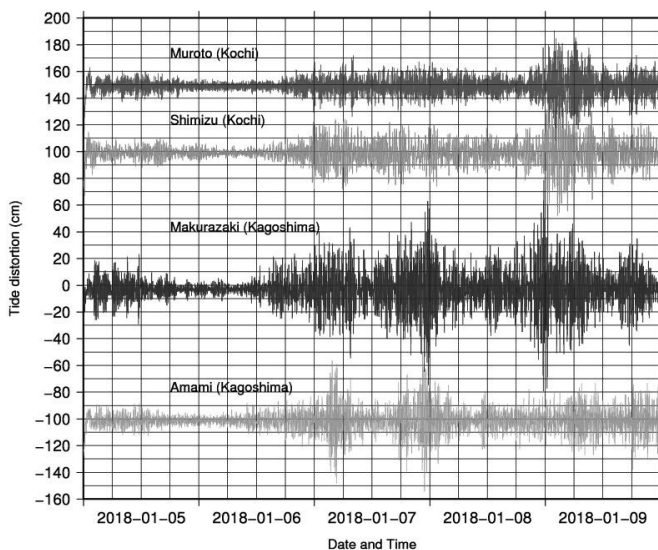


図-1 潮位副振動の観測記録。上から室戸岬、土佐清水、枕崎、奄美（いずれも気象庁検潮所）

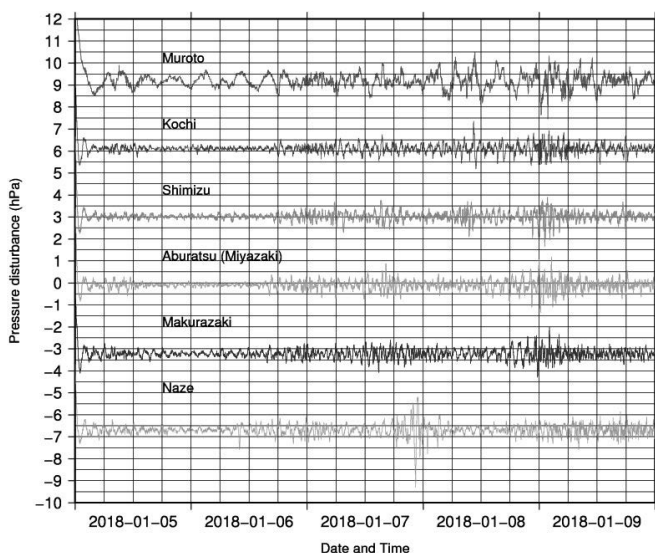


図-2 気象庁・地上気象観測から得られた気圧微変動。上から室戸岬、高知、土佐清水、枕崎、油津、枕崎、名瀬の6地点。

名瀬を除く九州四国の本土では、1月8日夜間から1月9日の午前中にかけて、気圧微変動の振幅が1.5～2.5 hPaとそれ以前の時間帯の気圧微変動の振幅と比べて大きくなっている。高知県室戸岬では、1月9日1:37～1:49の12分間に2.0hPaの気圧降下、1:49～2:03の14分間に2.8hPaの気圧上昇が生じており、室戸岬で最大全振幅の副振動を観測した時間帯とほぼ重なっている。同様の気圧変化として、室戸岬から約320km南東側の宮崎県油津で1月9日0:02～0:18の16分間に2.4hPaの気圧降下が観測された。

### 3. 総観気象場と風の高度分布

地上の気象状況として、中国大陸の南側から上空の暖かい湿った空気の流入に伴い前線を伴う温帯低気圧が2本同時に発達し、日本海側と太平洋側それぞれを東進していった。図-3は期間前半と後半における500hPa面の等圧面高度、水平風、乾燥空気の分布、および、400~700hPa面の $Ri < 0.25$ となる不安定層を示している。Tanaka (2010)によれば、中国南部などの地形によって亜熱帯海上の下層湿潤空気が持ち上がり、ヒマラヤ山脈南側を周回する乾燥空気と接触することで不安定層が形成され、その不安定層が東シナ海上空を経て西日本上空に達するときに、対流圏中下層において大気側の重力波の長距離伝播が生じ、気象津波の増幅に大きく寄与する可能性が指摘されている。今回の事例では、西日本に到達している不安定層は、南シナ海に加え、ベンガル湾側からの湿潤空気がインドシナ半島の山岳地域を超える際に、その北西側にある乾燥空気と接触して、帯状に長い不安定層を形成したと考えられる。図-4のひまわり8号の水蒸気画像によると、不安定層の位置に対応する帯状の雲域が日本上空を通過している様子が見られる。上空の風の場合は、図-5のウィンドプロファイラ観測の通り、対流圏中層の不安定場に伴う上昇流域で南西の風40m/s前後の強風が吹いており、上空からの重力波の伝播とともに、気圧微小変動も同程度の速度に北東方向に進んでいったものと推察される。図-6の海洋長波の伝播速度の分布より、土佐湾の大陸棚斜面の走向と上空の風向がほぼ同じであり、大陸棚斜面に平行に気圧微小変動が移動し、海洋長波が共鳴効果により増幅した可能性が考えられる。

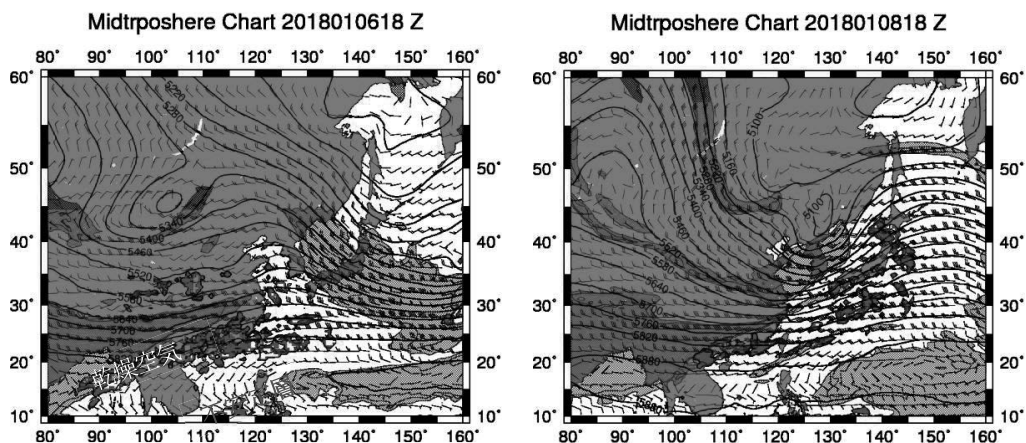


図-3 副振動初期(1/6 18UTC) (左)および最盛期(1/8 18UTC)における500hPa面等圧面高度、水平風速、湿度20%以下の乾燥空気、400~700hPa面の間の不安定層の分布

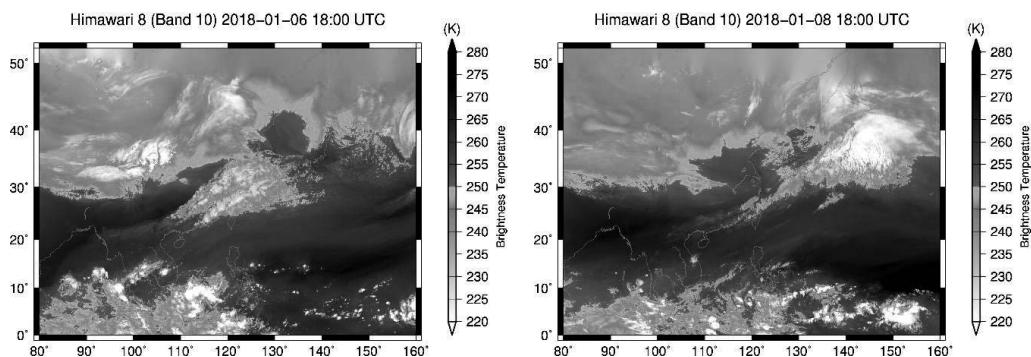


図-4 図-3 と同時刻における静止気象衛星ひまわり8号 Band-10(水蒸気画像)の輝度温度分布

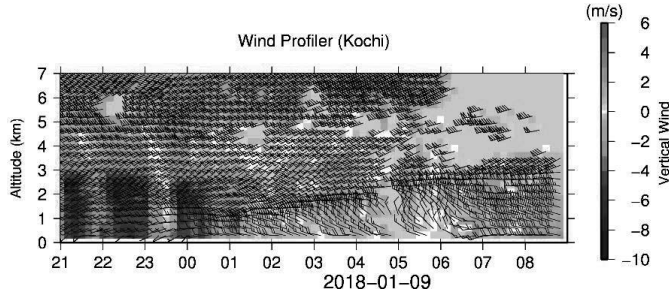


図-5 高知におけるウィンドプロファイラの高度-時間断面（長矢羽：5m/s，旗矢羽：25m/s）

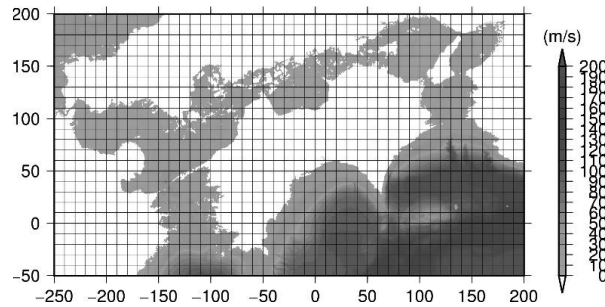


図-6 四国沿岸における海洋長波の伝播速度の大きさの分布

#### 4. おわりに

今回、西日本で広範囲で発生した潮位副振動について、気圧微変動の発生との対応が見られ、気圧微変動の動きを司る対流圏中層の不安定層内の風向風速と海洋長波の伝播速度が合致する領域が帯状に長く分布することから、高知県側でも大陸棚斜面に沿って東シナ海と同様の共鳴メカニズムにより海洋長波が増幅した可能性が考えられる。従って、九州西岸だけでなく、九州東岸から高知県沿岸にかけても気象津波による可能性が高いものと見られる。今後、気圧波の再現に関する気象シミュレーションならびに気象津波の伝播による、港湾内での副振動の増幅の検証を行う予定である。

#### 謝辞

本研究の実施にあたり、福岡地方気象台海洋課より、研究対象地域内の観測所の15秒潮位観測データならびに1分値気象観測データをご提供賜りました。ひまわり8号観測データは、NICTサインクラウドひまわり衛星プロジェクトよりご提供賜りました。ここに謝意を表します。

#### 参考文献

- 浅野敏之, 山城徹, 齋田倫範, 田中健路 (2014) 九州東シナ海沿岸で副振動災害を引き起こす気象津波の発生機構に関する研究, 土木学会論文集 B2, 70(1), 79-96.
- Tanaka, K. (2010) Atmospheric pressure-wave bands around a cold front resulted in a meteotsunami in the East China Sea in February 2009, Nat. Haz, Earth Syst. Sci., 10, 2599-2610.
- Tanaka, K., Ito, D. (2016) Multiscale Meteorological Systems Resulted in Meteorological Tsunamis, in Tsunami, InTech Publishers, 13-33.