

気圧変動に伴う長周期波の発生過程及びトラフ近傍における長周期波の伝播過程の数値解析

鹿児島大学大学院理工学研究科 学生会員 吉本明日妃
鹿児島大学工学部 南 翔太
鹿児島大学大学院理工学研究科 学生会員 山下 啓
鹿児島大学大学院理工学研究科 正会員 柿沼太郎

1. 研究の背景及び目的

湾水振動は、外洋より伝播した波列が湾内に入射し、ある周期の長周期波成分が湾内で選択的に増幅されることによって発生する。長周期波が湾内に入射する原因の一つとして、外洋における海上の微気圧変動に伴う長周期波の発生が考えられている (Hibiya・Kajiura, 1982)。九州地方では、「あびき」と呼ばれるこうした湾水振動が各地で観測されている。例えば、鹿児島県 甑島^{こしきじま}の浦内湾では、2009 年 2 月 24 日～25 日に、最大約 3 m の潮位変動を有する、周期数十分のあびきが発生し、係留された漁船の転覆や、家屋の床上・床下浸水があった (柿沼ら, 2010)。そこで、本研究では、低気圧域の移動を仮定し、長周期波の発生過程の数値解析を行なう。すなわち、低気圧域が接近、または、遠ざかる場合に発生する長周期波の特質を調べる。また、九州南部西沖の沖縄トラフのような、水深の大きなトラフが存在すると、長周期波の反射が生じ、湾への波の入射が継続する可能性がある (柿沼・柊田, 2011)。こうした長周期波の反射機構に関しても調べる。

2. 数値解析手法

数値モデルは、山下ら (2012) において、速度ポテンシャル $\phi(x,y,z,t)$ を $\phi=f_0(x,y,t)$ 、または、 $\phi=f_0(x,y,t)+z f_1(x,y,t)$ としたモデルとする。なお、 $\phi=f_0(x,y,t)$ とすると、基礎方程式系が非線形浅水方程式系となる。

3. 気圧変動に伴う長周期波の発生過程の数値解析

3.1 気圧分布の初期状態

静水深が $h=100$ m で一様である、図-1 に示す水域を対象とする。領域 $x_0 \leq x < x_0 + D_L$ において、 $p = -400 (x - x_0) / D_L$ (Pa)、領域 $x_0 + D_L \leq x < x_0 + L_P$ において、 $p = -400$ Pa (最低気圧) となるまで、気圧 p を徐々に降下させて、定常状態とし、この定常状態を気圧分布及び水面変動の初期状態とする。ここで、 $L_P = 40$ km とする。

3.2 低気圧域の接近に伴う長周期波の発生過程

図-2(a) に、気圧分布の初期状態を示す。この低気圧域の前面 AB を x 軸の負の方向に、点 A が $x = x_0 - 30$ km の地点に達するまで、速度 $-\sqrt{gh}$ で移動させる。点 A が $x = x_0 - 30$ km の地点に到達したとき、領域 $x_0 - 30 \text{ km} + D_L \leq x < x_0 + L_P$ における気圧は、 $p = -400$ Pa となっている。ここで、 $x_0 = 50$ km とする。こうして、低気圧域が接近するときに生じる長周期波の生成過程をシミュレートする。

様々な値の D_L に対する、 $x = 20$ km の地点における水面変動の計算結果を図-3(a) に示す。ただし、 $D_L = 500$ m の場合、長周期波の波長が比較的短くなるので、計算精度を向上するために、速度ポテンシャルを $\phi = f_0(x,y,t) + z f_1(x,y,t)$ として、波の分散性を考慮した。その他の場合には、 $\phi = f_0(x,y,t)$ とした。図-3(a) より、低気圧域の前面 AB の空間勾配が大きいほど、すなわち、気圧の降下速度が大きいほど、波高の大きな長周期波が生成されていることがわかる。また、この場合、峰の振幅よりも、谷の振幅が大きくなっている。

3.3 低気圧域の気圧回復に伴う長周期波の発生過程

図-2(b) に、気圧分布の初期状態を示す。この低気圧域の背面 AB を x 軸の正の方向に、点 A が $x = x_0 + 30$ km の地点に到達するまで、速度 $\sqrt{gh}$ で移動させる。点 A が $x = x_0 + 30$ km の地点に到達したとき、領域 $x_0 + 30 \text{ km} + D_L \leq x < x_0 + L_P$ における気圧は、 $p = -400$ Pa となっている。ここで、 $x_0 = 2.5$ km とする。こうして、低気圧域が遠ざかり、次第に気圧が回復していくときに生じる長周期波の生成過程をシミュレートする。

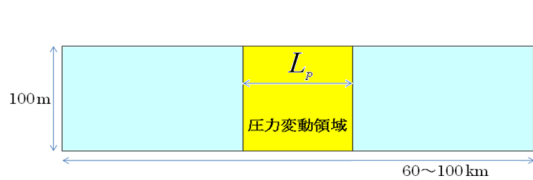


図-1 計算対象領域

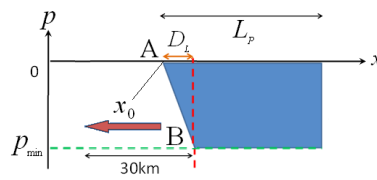


図-2(a) 気圧分布の初期状態

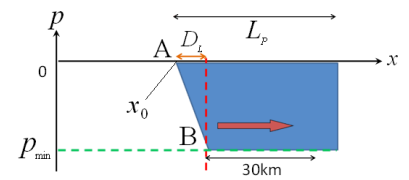


図-2(b) 気圧分布の初期状態

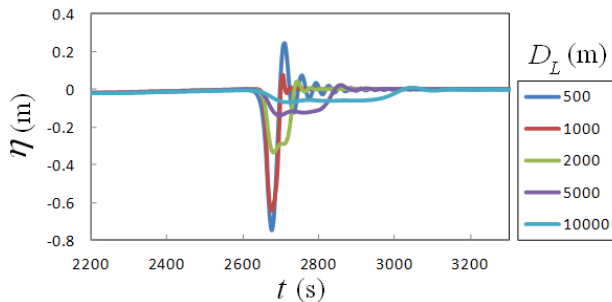


図-3(a) 水面変動 (\$x = 20\$ km)

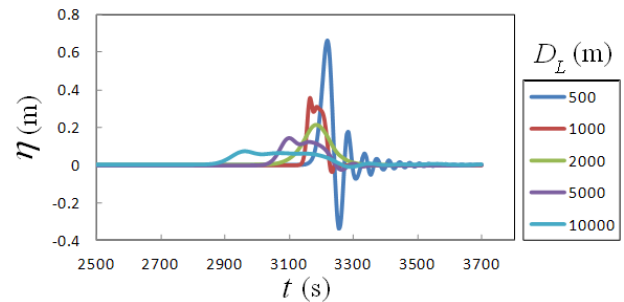


図-3(b) 水面変動 (\$x = 50\$ km)

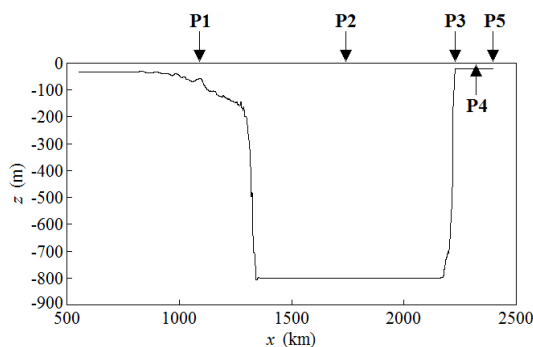


図-4 トラフが存在する海底地形の水域

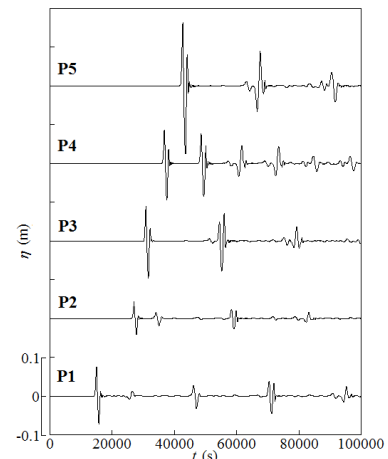


図-5 トラフにおける長周期波の水面変動

様々な値の D_L に対する, $x = 50$ km の地点における水面変動の計算結果を図-3(b) に示す. ただし, $D_L = 500$ m の場合, 長周期波の波長が比較的短くなるので, 計算精度を向上するために, 速度ポテンシャルを $\phi = f_0(x, y, t) + z f_1(x, y, t)$ として, 波の分散性を考慮した. その他の場合には, $\phi = f_0(x, y, t)$ とした. この場合, 3.2 の結果と異なり, 谷の振幅よりも, 峰の振幅が大きくなっている.

4. トラフを含む水域における長周期波の伝播過程の数値解析

図-4 に示すようなトラフが存在する海底地形の水域を対象とする. 初期水面形を $\eta = -0.2 \sin \{2\pi(x - 790 \text{ km})/27.65 \text{ km}\}$ ($790 \text{ km} \leq x \leq 817.65 \text{ km}$) とし, 初期の速度ポテンシャルを至る所で 0 とする. 図-5 に, 図-4 の各地点における水面変動を示す. ここで, 地点 P5 は, 鉛直壁の海岸線としている. 地点 P3 と海岸線 P5 の間で, 長周期波が往復を繰り返す, その結果, 地点 P4 において, 周期性を有する振動が発生している.

参考文献

- 柿沼太郎・井上太介・日高壮一郎・浅野敏之・終田幸助: 気圧変動に伴う長周期波発生過程の数値解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 66, No. 1, pp. 171-175, 2010.
- 柿沼太郎・終田幸助: 気圧変動に伴う長周期波の発生・伝播過程の数値解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 67, No. 2, pp. 156-160, 2011.
- 山下 啓・柿沼太郎・山元 公・中山恵介: マッハシステム形成過程の数値解析, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No. 2, pp. 6-10, 2012.
- Hibiya, T. and K. Kajiura: Origin of the Abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 38, pp. 172-182, 1982.