

上甌島浦内湾における あびき発生過程の数値解析

NUMERICAL SIMULATION OF LONG-WAVE GENERATION IN EAST CHINA
SEA AND HARBOR OSCILLATION IN URAUCHI BAY, KAMIKOSHIKI ISLAND

井上太介¹・柿沼太郎²・日高壮一郎³・浅野敏之⁴
Taisuke INOUE, Taro KAKINUMA, Soichiro HIDAKA and Toshiyuki ASANO

¹ 修(工) 宮崎県庁 (〒880-8501 宮崎県宮崎市橘通東二丁目 10 番 1 号)

² 正会員 博(工) 鹿児島大学大学院准教授 理工学研究科海洋土木工学専攻
(〒890-0065 鹿児島県鹿児島市郡元 1-21-40)

³ 宮崎ガス株式会社 (〒880-8522 宮崎県宮崎市阿波岐原町野間 311 番地 1)

⁴ 正会員 工博 鹿児島大学大学院教授 理工学研究科海洋土木工学専攻
(〒890-0065 鹿児島県鹿児島市郡元 1-21-40)

The generation of long waves was numerically simulated in East China Sea, where an area of pressure change moved in an eastern direction, by applying a nonlinear shallow-water model with air pressure on the sea surface. The train of generated long waves increased the wave height near Kamikoshiki Island. If the moving velocity of the area of pressure change is larger than the celerity of the shallow-water wave, the wave heights of generated long waves are not so large, while the wavelength becomes longer. The pressure change was simply assumed using the pressure data actually observed in an island, resulting in the wave periods of generated long waves close to that of the second mode, which is peculiar to T-type harbors, in Urauchi Bay, Kamikoshiki Island.

Key Words : Long-period wave, harbor oscillation, pressure change, nonlinear shallow water equation

1. 序 論

ある周期を有する長周期波の波列が湾内に入射すると、湾水振動が生じる可能性がある。2009年2月24日～26日に、九州地方の広範囲で湾水振動(あびき)を伴う比較的大きな潮位変動が発生し、鹿児島県上甌島浦内湾沿岸では、船舶の転覆、家屋の床下浸水や堤防の破損が生じた¹⁾。このような被害を未然に防ぐためには、各湾において発生する長周期波の特性を把握し、設計や構造物設置時にこれを考慮しておくことが要求される。

湾内で選択的に増幅されるような長周期波が外洋より入射する原因の一つとして、海上における微気圧変動に伴う長周期波の発生が考えられている²⁾。ところで、長周期波が湾に入射しても、それが高々数波のみであれば、湾水振動は、高潮位を示すほど発達せず、減衰していく。つまり、大きなあびきが発生したとき、湾の固有周期に近い長周期波が、十分な数の波からなる波列として湾に入射したと考えられる。入射波の条件として、その周期、振幅、そして、波の数が、湾内の大きな振動を発生させるの

である。

そこで、本研究では、九州西岸域における湾水振動が、外洋上における気圧変動域の移動に伴う長周期波の入射によって発生すると仮定する。そして、気圧変動域の移動に伴う長周期波発生過程の数値解析を行ない、上甌島浦内湾内に高い増幅率が現れるような周期の長周期波が東シナ海で発生し得るのかに関して検討する。また、本研究の結果を踏まえ、今後のあびき予測のための課題に言及する。

2. 基礎方程式系と数値解析法

基礎方程式系は、式(1)～(3)のような、連続方程式及び海面における気圧を考慮した非線形浅水方程式である。

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)U] + \frac{\partial}{\partial y} [(h + \eta)V] = 0 \quad (1)$$

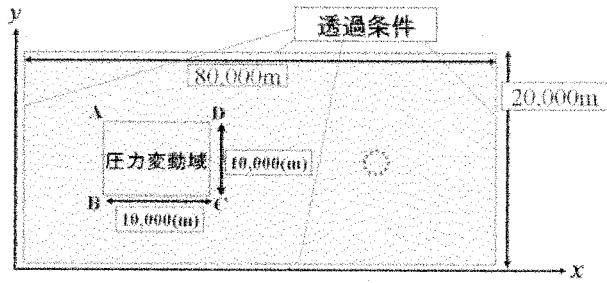


図-1 静水深が一樣であるモデル地形の計算対象領域

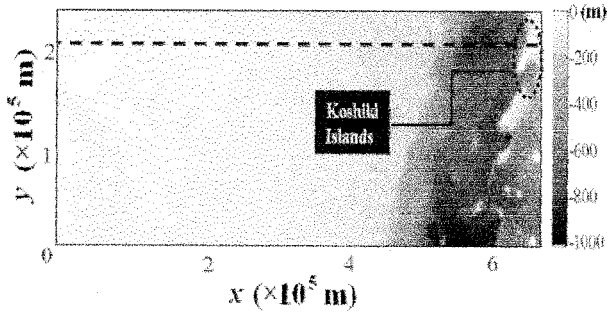


図-2 東シナ海の実地形の水深

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} = fV - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \frac{KU \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + h} \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} = -fU - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{KV \sqrt{U^2 + V^2}}{\eta + h} \quad (3)$$

ここで、 U 及び V は、水平方向流速、 h は、静水深、 f は、Coriolis 係数、 η は、水面変動、 g は、重力加速度、 K は、海底摩擦係数、 A_h は、水平拡散係数、そして、 p は、海面上の圧力である。

本研究では、簡単のために Coriolis の効果を見捨て $f = 0.0 \text{ s}^{-1}$ とし、また、 $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ とする。水平拡散係数 A_h の値に関しては、 $A_h = 3.0 \text{ m}^2/\text{s}$ 及び $100.0 \text{ m}^2/\text{s}$ の二通りに対して I 型湾の波高増幅率に殆ど差が見られないことを確認し、すべてのケースで $A_h = 3.0 \text{ m}^2/\text{s}$ と固定した。海底摩擦係数 K の値は、海域に浅水方程式系を適用する計算で用いられることの多い 0.0026 とした。

これらの方程式を白橋ほか³⁾ に類似した差分法によって解く。入射境界では、反射吸収造波による無反射境界条件を導入し、反射波を領域外に透過させる。また、海域内に設ける境界は、放射境界とする。他方、陸域境界では、完全反射条件を仮定する。

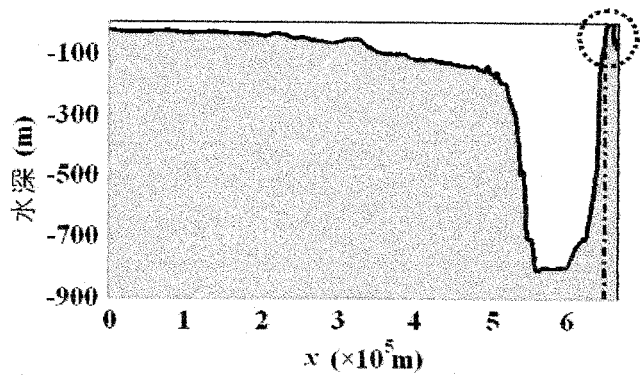


図-3 静水深分布のあるモデル地形の東西方向の水深

3. 外洋上における気圧変動域の移動に伴う長周期波発生過程の数値解析

(1) 計算対象領域

計算対象領域は、次の (a) ~ (c) の 3 種類に大別される。

(a) 図-1 に示すような静水深 h が一樣である平面形が長方形のモデル地形

(b) 図-2 に示す東シナ海の東西 $123^\circ\text{E} \sim 130^\circ\text{E}$ 、南北 $33^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$ の領域の破線に沿った静水深分布 (図-3) を南北方向に一樣に有する平面形が長方形のモデル地形

(c) 図-2 の東シナ海実地形

計算格子間隔は、いずれの場合も、東西方向が $\Delta x = 750 \text{ m}$ 、南北方向が $\Delta y = 900 \text{ m}$ であり、計算時間間隔を $\Delta t = 0.5 \text{ s}$ とする。

(2) 気圧変動に関するパラメタ

初期状態における大気圧が、計算対象領域の全域にわたって 0 Pa であると仮定する。この気圧を基準値として、気圧の変動を考える。

あびきを伴うような長周期入射波の発生原因が、外洋上における気圧変動域の移動であると仮定する。そして、数値解析では、計算対象領域内にある、長方形領域における海面上の気圧を時間とともに変化させる。気圧が上昇、または、下降する地点が x 軸の正の向き (東向き) に移動する速度を u_p 、各地点における気圧の変化速度を w_p 、圧力の最高値を $p_{\max}$ 、そして、圧力の最低値を $p_{\min}$ とする。

(3) 静水深が一樣であるモデル地形における長周期波発生シミュレーション

気圧変動条件を $h = 90 \text{ m}$ 、 $p_{\min} = -1,000 \text{ Pa}$ 、 $u_p = \sqrt{gh}$ 及び $w_p = -1.0 \text{ Pa/s}$ とする。図-1 の領域 ABCD 内で気圧下降域が移動するときの、 $x = 60,000 \text{ m}$ 、 $y = 10,000 \text{ m}$ の地点 (図-1 に描いた破線円の中心位置) における水面変動を図-4 に示す。

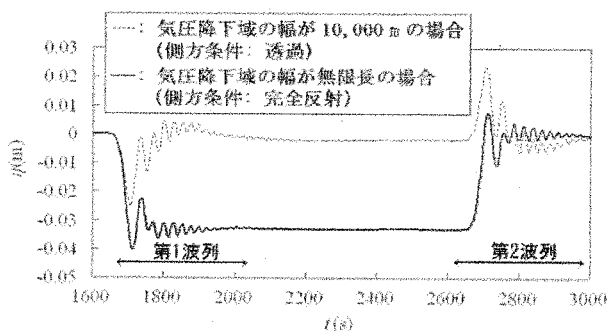


図-4 図-1 の $x = 60,000$ m, $y = 10,000$ m の地点における水面変動 ($h = 90$ m, $p_{\min} = -1,000$ Pa, $u_p = \sqrt{gh}$, $w_p = -1.0$ Pa/s)

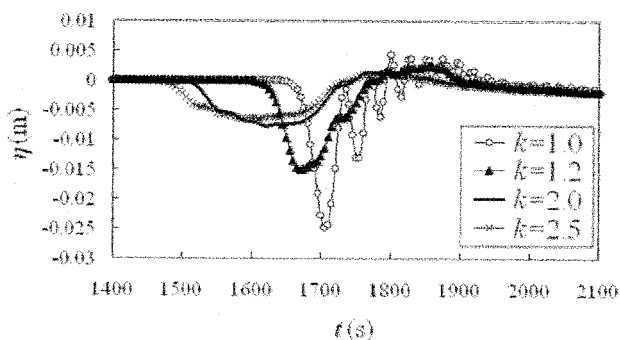


図-5 図-2 の $x = 60,000$ m, $y = 10,000$ m の地点における水面変動 ($h = 90$ m, $p_{\min} = -1,000$ Pa, $u_p = k\sqrt{gh}$, $w_p = -1.0$ Pa/s)

ここで、気圧下降域の幅 (y 方向長さ) を無限長とした場合の水面変動も実線で描いている。この場合の数値解析は、気圧の変動域が移動する方向に沿った 1 次元計算に相当する。

振動が第 1 波列及び第 2 波列の二つの逆位相の波列からなることがわかる。

気圧下降域の幅が長いと、気圧下降域内の吸い上げを補償するためにその前後から水が多量に流出し、第 1 波列の水面変動の中心と、気圧下降域の背後の水面が大きく下降する。ただし、両者の場合の振動の周期は、等しくなっている。

また、 $u_p = k\sqrt{gh}$ として係数 k の値を変えた場合の水面変動を図-5 に示す。これより、気圧下降域の移動速度 u_p ($u_p \geq \sqrt{gh}$) が大きいほど、周期 20 ~ 50 s 程度の周期の振動が弱まり、水面変動の最大波高が減少することがわかる。ただし、周期 200 s 以上の長周期の波は、残存し、その周期が長くなる。

(4) 静水深に分布を有するモデル地形における長周期波発生シミュレーション

静水深に分布を有する、平面形が長方形であるモデル地形を対象として、次の 4 ケースの数値解析を

行なう。

CASE 1: 図-3 の静水深分布を南北方向に一様に有するような平面形が長方形である地形を計算対象領域とする数値解析

CASE 2: 浅水変形の効果を取り除くために図-3 の破線円内を一様水深とみなして波を放射させる数値解析

CASE 3: CASE 1 における静水深が 200 m より深い部分を 200 m にした地形を対象とする数値解析

CASE 4: CASE 2 における静水深が 200 m より深い部分を 200 m にした地形を対象とする数値解析

このうち、CASE 3 及び 4 は、甌島の西に、急激に水深が深くなる領域が存在するが、この沖縄トラフ北部の影響を調べるための計算である。

1979 年 3 月 31 日に女島で測定された気圧変化を考慮して、最低気圧を $p_{\min} = -500$ Pa とし、各地点における気圧の降下速度を $w_p = -1.0$ Pa/s とする。気圧降下域が東向きに移動すると仮定し、その速度を $u_p = \sqrt{gh}$ とする。ここで、 h は、東シナ海の図-2 の $0 < x < 200,000$ m の領域におけるおおよその平均静水深である 90 m に設定する。また、気圧が降下する全領域は、東西方向 $225,000 \text{ m} \leq x \leq 450,000$ m, 南北方向 $0 \leq y \leq 9,000$ m の領域とする。

このような計算条件を設定したときの上記の CASE 1 ~ 4 における水面変動をそれぞれ図-6 ~ 9 に示す。これらの水面変動は、図-3 に一点鎖線で示した $x = 648,750$ m の地点における計算結果であり、この地点は、上甌島浦内湾の湾口沖に位置する。

気圧降下に伴い、水面変動に、ある周期の振動が発生し、甌島付近まで伝播している。CASE 2 (図-7) と CASE 4 (図-9) の比較から、甌島西方の沖縄トラフ北部は、水面変動の初めの数波の峰と谷の水位を共に上昇させる効果のあることがわかる。

また、CASE 1 (図-6) と CASE 2 (図-7)、または、CASE 3 (図-8) と CASE 4 (図-9) の比較から、甌島付近の浅水域を考慮した場合に、波高が顕著に大きくなっていることがわかる。すなわち、甌島に近付くにつれ、浅水変形によって長周期波の波高が増大する。

(5) 東シナ海における長周期波発生シミュレーション

図-2 の実地形を対象とした場合の、図-2 の破線上の $x = 648,750$ m の地点における水面変動を図-10 に示す。ここで、(4) で述べたモデル地形を対象とした場合の計算と同様に、 $p_{\min} = -500$ Pa, $u_p = \sqrt{gh}$, $h = 90$ m 及び $w_p = -1.0$ Pa/s としている。

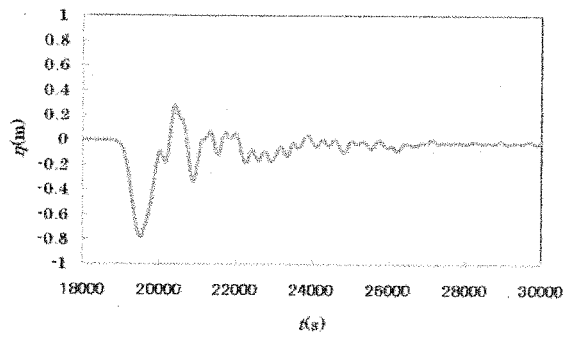


図-6 CASE 1における水面変動 ($x = 648,750$ m)

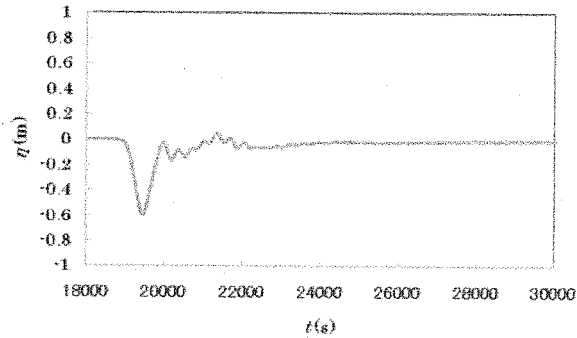


図-7 CASE 2における水面変動 ($x = 648,750$ m)

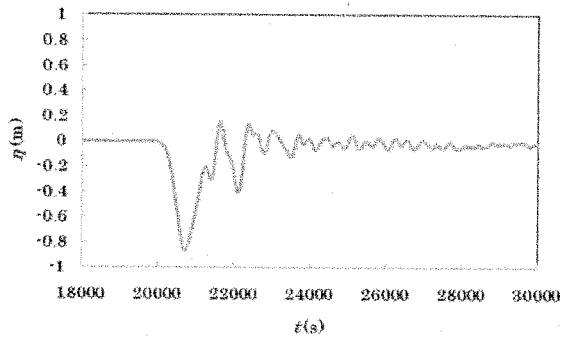


図-8 CASE 3における水面変動 ($x = 648,750$ m)

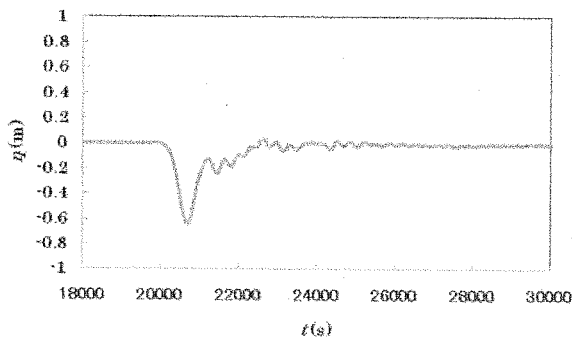


図-9 CASE 4における水面変動 ($x = 648,750$ m)

図-10 において、波高が比較的大きいが、これは、浅水変形と、様々な方向からの波の入射や、波の反

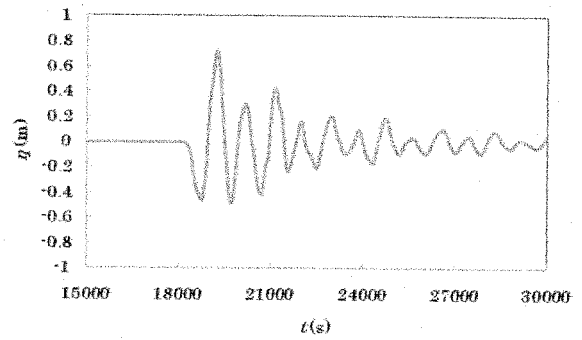


図-10 図-2 の破線上の水面変動 ($p_{\min} = -500$ Pa, $u_p = \sqrt{gh}$, $h = 90$ m, $w_p = -1.0$ Pa/s; $x = 648,750$ m)

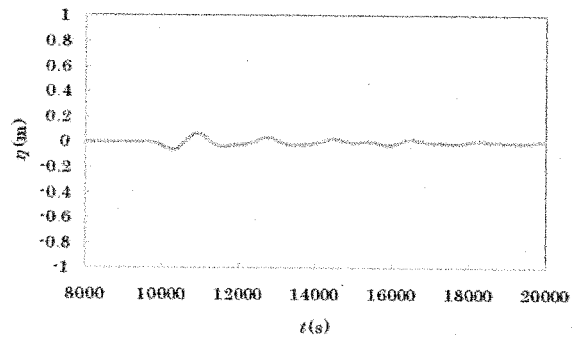


図-11 図-2 の破線上の水面変動 ($p_{\min} = -500$ Pa, $u_p = 2.5\sqrt{gh}$, $h = 90$ m, $w_p = -1.0$ Pa/s; $x = 648,750$ m)

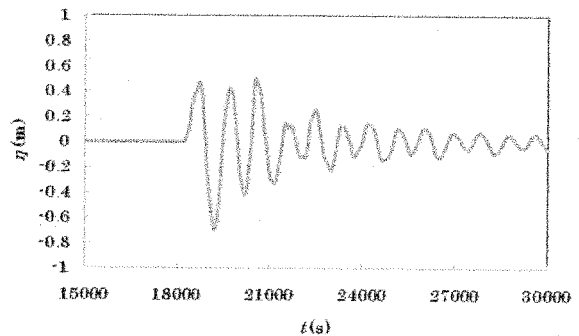


図-12 図-2 の破線上の水面変動 ($p_{\max} = 500$ Pa, $u_p = \sqrt{gh}$, $h = 90$ m, $w_p = 1.0$ Pa/s; $x = 648,750$ m)

射によると考えられる。この地点において、伝播して来た長周期波の周期は、約 825 s である。

また、気圧降下域の移動速度 u_p のみを変え、 $p_{\min} = -500$ Pa, $u_p = 2.5\sqrt{gh}$, $h = 90$ m 及び $w_p = -1.0$ Pa/s とした場合の、同地点における水面変動を図-11 に示す。気圧降下域の移動速度 u_p が 2.5 倍になると、図-10 と比較して、図-5 に示した通り、振幅が大きく現れず、長周期波の周期がより長くなり、この地点において、図-10 の場合の 2 倍強である約 1,800 s の周期の振動が発生している。

更に、気圧の上昇域が移動すると仮定した場合の水面変動を図-12 に示す。ここで、図-10 の場合から、 $p_{\max}$ 及び w_p の値を共に絶対値が等しい正の値に変え、 $p_{\max} = 500$ Pa, $u_p = \sqrt{gh}$, $h = 90$ m 及び $w_p =$

1.0 Pa/s としている。気圧上昇域が移動する場合は、図-10 の気圧降下域が移動する場合と比較して、水面変動が逆位相を示す。

4. 上甕島浦内湾における湾水振動の数値解析

3. で想定した気圧変動条件に対して東シナ海で発生すると考えられる周期の長周期波に対して、上甕島浦内湾がどのような応答を示すのかを確かめる。

1. で述べたように、浦内湾では、比較的大きなあびき発生時に、漁船転覆、家屋浸水及び生簀破損といった被害が過去に発生している。

上甕島浦内湾は、図-13 のような、2 本に分岐する湾形を有しており、それぞれの湾に、小島漁港と桑之浦漁港という二つの漁港がある。この計算対象領域の左辺より、様々な周期の規則波を入射させたときの、一方の分岐湾の湾奥に位置する小島漁港と、他方の分岐湾の湾奥よりやや湾口側に位置する桑之浦漁港における波高増幅率を図-14 に示す。ここで、波高増幅率は、各地点における波高を入射波波高で除した値である。

漁船転覆や浸水被害の起きやすい小島漁港の波高増幅率を見ると、第1モード及び第2モードの固有周期が、それぞれ、約 1,560 s 及び約 740 s であり、このうち第2モードが、T 型湾に特有の、二つの湾奥を腹とする湖水振動である。

図-10 の条件、すなわち、 $p_{\min} = -500 \text{ Pa}$ 、 $u_p = \sqrt{gh}$ 、 $h = 90 \text{ m}$ 、 $w_p = -1.0 \text{ Pa/s}$ という気圧変動条件に対して、 $x = 648,750 \text{ m}$ の地点における長周期波の周期は、約 825 s であった。これは、浦内湾の第2モードの湖水振動の周期に近く、こうした波の入射によって、図-14 より、最大で約 2.5 の波高増幅率の水面変動が小島漁港で現れることがわかる。2009 年 2 月 24 日～26 日には、熊本県で 720 s 程度の周期の振動が観測されており、こうした長周期波は、気圧変動域の移動により生成される可能性がある。

また、図-11 の条件、すなわち、 $p_{\min} = -500 \text{ Pa}$ 、 $u_p = 2.5\sqrt{gh}$ 、 $h = 90 \text{ m}$ 、 $w_p = -1.0 \text{ Pa/s}$ という気圧変動条件に対して、 $x = 648,750 \text{ m}$ の地点における長周期波の周期は、約 1,800 s であった。これは、浦内湾の第1モードの固有周期よりも長く、こうした波の入射によって、図-14 より、最大で約 1.7 の波高増幅率の水面変動が小島漁港で現れることがわかる。

5. あびき予測のための今後の課題

今後、あびき発生時の気圧変動に関して観測値に基づいた調査を進め、その成果を取り入れた数値解析を行ない、微気圧変動域の移動とあびき発生の関係を調べる必要がある。上甕島のような、人口の大

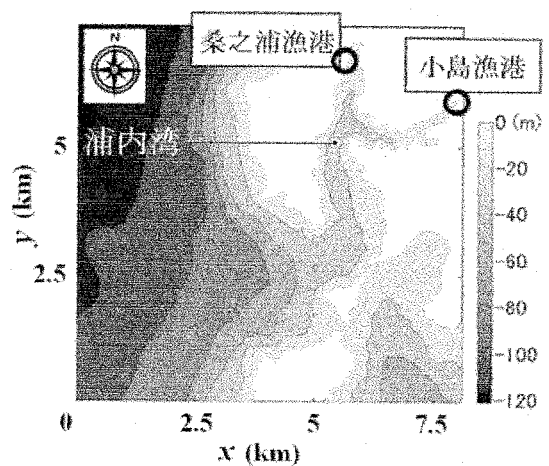


図-13 浦内湾を含む海域の水深

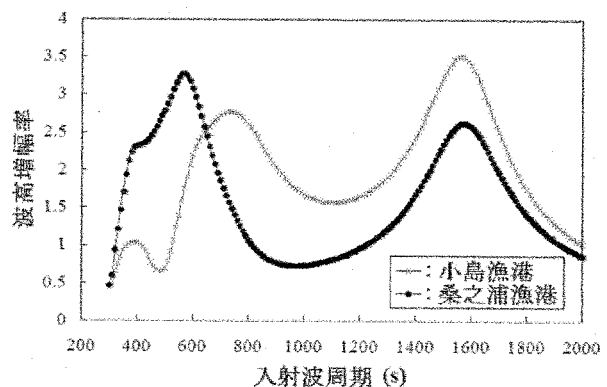


図-14 小島漁港と桑之浦漁港における波高増幅率

きくない離島では、費用便益が比較的低くなるため、建設・維持のためのコストが大きい構造物を設置したり、自然湾の振動特性を改善することは、一般に困難である。湾水振動の発生を抑制できないのであるから、湾水振動が実際に起きたときに、可能な限り被害を低減できるよう、対策を練っておくことが肝要となる。

防災対策としてのあびき予測の手法として、次のような方法が挙げられる。

- 湾内において、潮位を常時観測する。
- 湾からできる限り遠く離れた沖において、長周期波を水位計等で捕捉する。
- 長周期波の起因力の発生を監視する。

このうち、A は、湾内において湾水振動の兆しが現れ始めてから、防災対策を行なうために十分な時間の経過後に、高い潮位や大きな流速が生じることが確認されている場合に有効である。このためには、数値解析等によって、湾の振動特性を把握しておくことが必要である。Hwang・Tuck⁴⁾や木村ほか⁵⁾等の解析法を適用して水面変動の特性を理論的に把握することも有効である。例えば、高潮位が現れる可能性が高い場所に、諸施設や家屋等がある場合には、閘門や土嚢をそれらの建物の周辺に配置し、浸水を効率的に防ぐことができるであろう。また、

湾水振動の影響が弱い停泊地を見付けることができれば、顕著な湾水振動が発生する季節に、漁船等を安全な場所に停泊させ、これらを沈没・破損から防ぐことも可能となる。実際には、静穏時の利便性をも鑑みて、漁船等の停泊地として最適な場所を探すことになる。

その際、湾の応答特性として、湾奥における高潮位といった、振動の腹付近に見られる水位の変動特性のみならず、大きな流れが現れ得る振動の節付近における流速の情報も重要である。なぜならば、長周期で変動する振幅の大きな流速は、暴浪時の短周期波を考慮する設計では、想定することのない流速であり、湾内の突堤の破壊や、構造物の捨石の流出、また、巨大な生簀の破損といった被害を招く可能性がある。例えば、湾形が急に収縮する地点や、静穏域を確保するために突堤群を設置した区域は、急流が出現しやすく、湾水振動に伴う大きな流速に注意を要する。養殖用の生簀や筏は、一度、流出し、破壊されれば、養殖状況を現状復旧するために、多大な費用と時間を要し、漁業関係者は、大きな打撃を蒙ることになる。

ところで、湾水振動が現れ始めてから、被害を及ぼすような水位や流れが即座に発生するのであれば、湾内水位の監視だけでは、不十分である。そこで、B. では、湾水振動を引き起こす周期の長周期波の入射を湾外で捕捉する。漁船を沖出し・陸揚げする、船や筏の係留ロープの状態を改善する、または、下水管から海水が陸上に逆流しないようにこれを塞ぐ、土嚢を高くする、安全な場所に車両を移動するといった、種々の具体的な防災対策手段をとれるようにする。この場合も、数値解析等により、湾の沖において、こうした長周期波がどのように伝播して来るのかを把握しておく必要がある。

九州より数百キロメートル西方の東シナ海で長周期波が発生するものと仮定すると、発生した長周期波が九州沿岸に伝播するまでに、おおよそ1時間程度かかる。従って、九州西岸域で広範囲にわたり見られるあびきの場合、長周期波の発生を九州より数百キロメートル沖合で計測できれば、防災対策に1時間をあてることができる。ただし、B. の手法を実現するためには、沖合や島嶼で、陸上にデータを送信可能な水位測定装置を維持・管理するか、または、リモート・センシングによる水位測定を行ない、水位データを取得する必要がある。

更に、時間を遡る必要があるならば、C. のように、湾水振動を発生させるような長周期波の起動力の生成を監視する。このためには、こうした長周期波がどのようにしてどこで発生するのかを把握しておく必要がある。Hibiya and Kajiura²⁾と同様、本研究の数値解析において、気圧変化が台風時のような大きなものでなくても、水面変動を成長させるように、

大気圧の変動域が水面波の伝播速度に近い速度で移動する場合、長周期波が発生することが得られた。そして、この長周期波は、浦内湾で数 m のあびきを引き起こし得ることが確かめられた。

このような機構により、あびきが九州西岸域で広範囲にわたって発生する場合、数十～数百キロメートルといった幅を持つ気圧変動域が九州に向かって進行すると考えられる。従って、空間的に高解像でなくても、前線の配置と、気圧変動域の移動を示す天気図といった情報に基づいて、あびき発生の予測ができる可能性がある。

6. 結 論

九州西岸域における湾水振動が、外洋上における気圧変動域の移動に伴う長周期波の入射によって発生すると仮定し、海面における気圧を考慮した非線形浅水方程式系に基づく数値モデルを適用して、気圧変動域の移動に伴う長周期波発生過程の数値解析を行なった。

東シナ海の気圧変動に伴い生成した長周期波の波列は、上甕島付近において、浅水変形と、様々な方向からの波の重合により波高が増大する。気圧変動域の東向きの移動速度が長周期波の波速よりも大きいと、長周期波の波高が低減し、周期が長くなる。1979年3月31日に女島で実際に観測された気圧変化を考慮して、気圧変動域の気圧変化条件を設定したところ、上甕島浦内湾の第2モードの湖水振動の周期に近い長周期波が発生することが確認された。

これらの数値解析結果を踏まえ、あびき予測のための今後の課題を述べた。東シナ海における圧力変動域の移動と水面変動の関係をより詳細に調べ、あびき予測の実現化を目指したい。

参考文献

- 1) 柿沼太郎, 浅野敏之, 井上太介, 山城 徹, 安田健二: 上甕島浦内湾における2009年2月潮位副振動の被害調査, 海岸工学論文集, 第56巻, pp. 1391-1395, 2009.
- 2) Hibiya, T. and Kajiura, K.: Origin of the abiki phenomenon (a kind of seiche) in Nagasaki Bay, J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 172-182, 1982.
- 3) 白橋朋大, 柿沼太郎, 浅野敏之, 佐藤道郎: 甕島の分岐した湾で発生する長周期水位変動の数値解析, 海岸工学論文集, 第55巻, pp. 216-220, 2008.
- 4) Hwang, L.-S. and Tuck, E. O.: On the oscillations of harbours of arbitrary shape, J. Fluid Mech., Vol. 42, pp. 447-464, 1970.
- 5) 木村 晃, 喜田昌裕, 山崎樹実也: 不規則波による湾水の長周期振動について, 海岸工学論文集 第44巻, pp. 251-255, 1997.