

津波により励起される東京湾の固有振動と その重ね合わせによる水位変動の増幅

小木曾愛¹⁾・北出裕二郎¹⁾*

Natural oscillations in Tokyo Bay excited by tsunami and amplification of sea surface fluctuation due to their superposition

Ai OGISO¹⁾ and Yujiro KITADE¹⁾*

Abstract: In this study, we investigated the natural oscillation in the complex topography of Tokyo Bay and the amplification mechanism due to their superposition through numerical experiments. First, an experiment was conducted in which waves were applied that simulated the tsunami caused by the Tohoku Pacific Coast Earthquake in March 2011, and the formation of natural oscillation in Tokyo Bay and its vibration form were investigated. Natural oscillations throughout the bay were excited with periods of 333 minutes, 111 minutes, and 73 minutes. Periods of 333 minutes and 111 minutes are vibrations of the entire Tokyo Bay with mainly along bay velocity components, which are the first and second modes of natural oscillation, respectively. It was found that the periods of 73 minutes is the third mode which have vibrations of the along bay velocity component from the bay mouth to offshore Kawasaki and the east-west velocity oscillation near the bay head. In actual measurements of tsunamis in Harumi, Tokyo Port, etc., it was observed that the amplitude gradually amplified from the first wave to the third wave, and then attenuated. The observed amplitude variation was explained by the "beat" that is due to the superposition of the local natural oscillation and the third mode of the entire bay. Next, we investigated the characteristics of the natural oscillations that form within Tokyo Bay in response to tsunamis of various periods that propagate from outside Tokyo Bay. As a result, it is indicated that the amplitude of each natural oscillation period included in the periodic component of the incident wave determines the amplitude of each natural oscillation period formed in the bay and finally determines the amplitude of the composed wave.

Keywords: Tsunami, Natural oscillation, Tokyo Bay, Tohoku Pacific Coast Earthquake

1) 東京海洋大学大学院海洋科学技術研究科
〒108-8477 東京都港区港南 4-5-7

*Corresponding author:
ykitade@kaiyodai.ac.jp

1. はじめに

津波は、地震による海底の地殻変動や海底火山の噴火、海岸部での大規模な地すべりなどによって引き起こされ、数分から数十分程度の周期を持つ。発生した津波は地形や水深の変化に伴い、屈

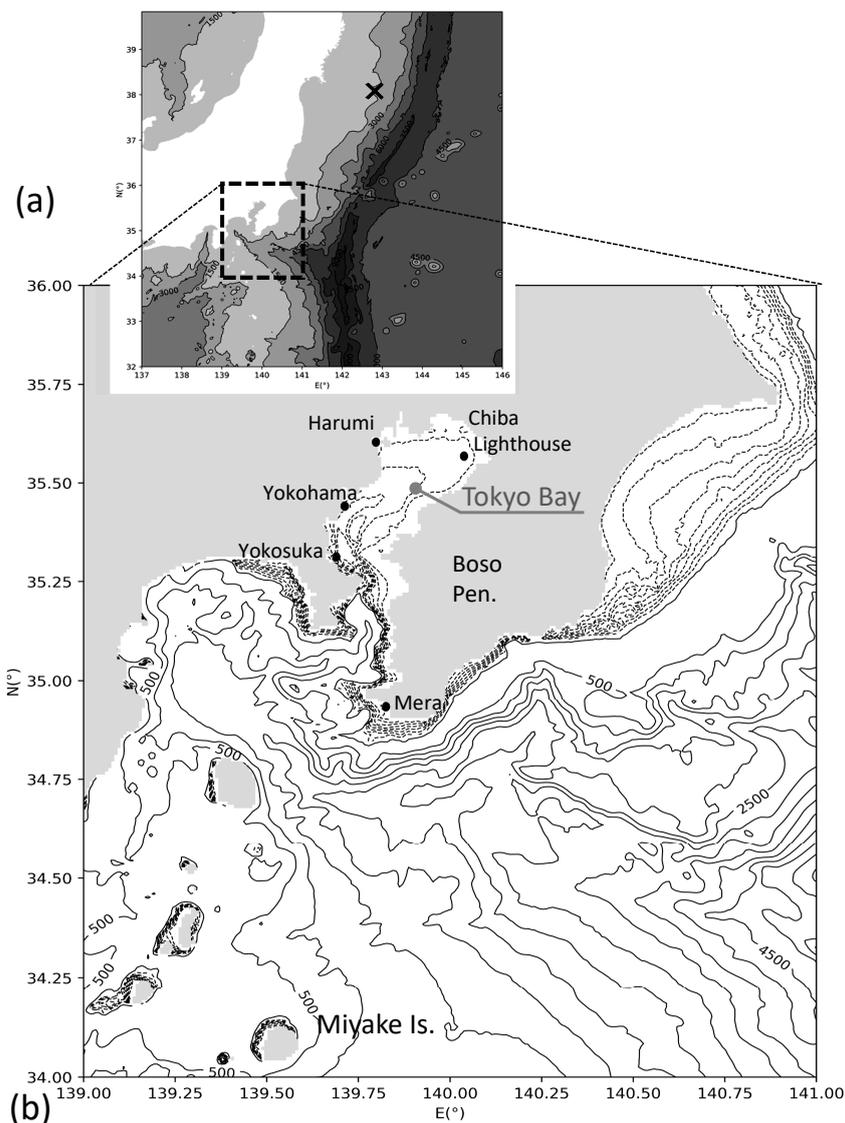


Fig. 1 (a) Bottom topography and the epicenter of the Tohoku Pacific Coast Earthquake. Dashed line indicates the study area. (b) Bottom topography in and around Tokyo Bay.

折や回折、反射や干渉を繰り返しながら伝播していく。遠浅な海岸では水深が浅くなるにつれて津波の波高が増大し、大きな被害をもたらす。東京湾 (Fig. 1) は湾口が狭く、湾曲していることから津波のエネルギーが入りにくく、湾奥には大きな津波は到達しにくいと考えられてきた。羽鳥 (2006) によれば、2011 年の東北地方太平洋沖地

震 (以下、東北沖地震と呼ぶ) 以前では、ほとんどの場合、東京湾奥における津波の波高は湾口と比べて著しく減衰していたと報告されている。しかし、佐々木ら (2012) によれば、東北沖地震による津波では、東京湾湾奥で 2m を超える浸水高や遡上高が計測され、元禄関東津波以来の最大級の津波である (Fig. 2)。

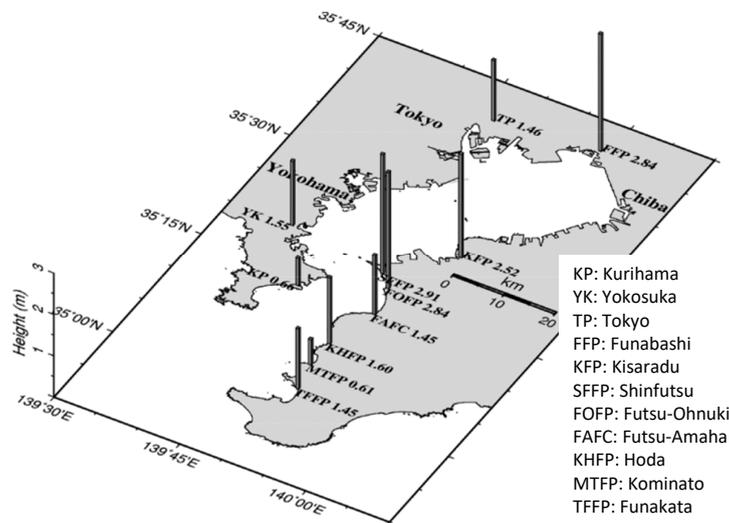


Fig. 2 Distribution of tsunami run-up height in Tokyo Bay due to of the Tohoku Pacific Coast Earthquake. From Sasaki et al. (2012) with partially changed.

この東北沖地震による津波は、東北地方から関東地方北部の太平洋側を中心に、北海道から沖縄の広い範囲で観測されている。布良、千葉灯標、晴海、横浜、横須賀における津波観測施設で得られた時間変化を見ると (Fig. 3), 東京湾湾口よりも外洋に面した布良では数十分以下の短い周期の振動が数時間続き、その後減衰している。東京港内の晴海、千葉灯標、横須賀及び横浜で観測された津波は、60分程度の周期の波が徐々に大きくなり数時間続いて弱くなるという「うなり」のような波形が見られているのが特徴的である。特に、晴海では7時間程度のうなりの周期があるように見受けられるが、その他の場所では振幅の大きい期間は異なっているなど、場所による違いがある点は興味深い。

津波と湾水の固有振動の共振は、津波の増幅だけでなく、津波振動の継続性にも関わる。日野ら (1964) は、東京湾では60~90分程度の固有振動周期が卓越することを示した。その後、相田 (1996) は東京湾内の固有振動の卓越周期について、東京湾内の細かい港湾の地形を考慮せずに48地点に区分し、各グリッド点の運動を表す運動方程式群を固有値問題として解くことにより、基本

振動の周期は300分で、節が1つのものは111分、2つのものは71分と65分であることを示し、70分程度の周期がよく観測されることを指摘した。大石ら (2018) は、南海トラフ巨大地震を想定した津波の数値シミュレーションによって、東京湾、相模湾、駿河湾の隣接する湾が連動する76分周期で津波に伴う振動が長期化する可能性があることを示した。彼らの研究では、東京湾内と湾外の振動との連成振動の重要性が述べられている。一方、水口ら (2013) は、東京湾奥部の港湾や運河を詳細に分解した高解像度化した2way ネスティングモデルを用い、港内における長波の増幅について検討している。しかし、湾奥の振動と増幅機構に特化した水口らの実験では、周期を一定とした強制振動を久里浜付近から与え続けている実験であるため、湾外から湾内に波及する過程が不明であり、湾内における自然な固有振動が抑制されている可能性も否めない。

以上のように多くの解析や数値実験から、特定の周期性を持たない津波が東京湾の湾口に到達し、湾内に波及して固有振動を形成するということは理解できる。しかし、湾口が狭く湾曲しているという特徴だけでなく、埋め立てなどが繰り返

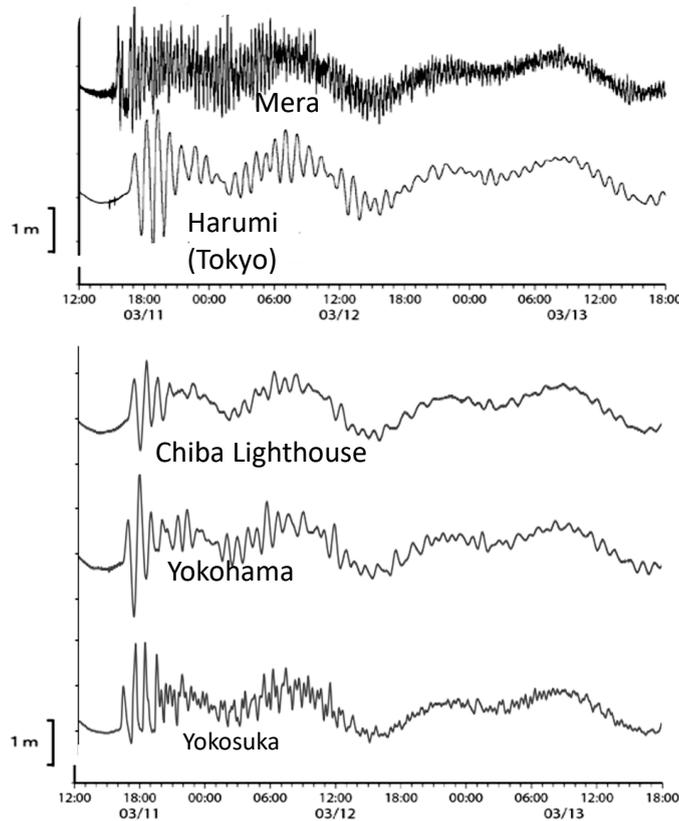


Fig. 3 Temporal variations in sea level fluctuations observed at Mera, Harumi, Chiba Lighthouse, Yokohama, and Yokosuka during the tsunami spread. The sea surface fluctuations at Fura and Harumi are taken from the Japan Meteorological Agency (2011), and the fluctuations at Chiba Lighthouse, Yokohama, and Yokosuka are plotted every 30 seconds observed by the Japan Coast Guard.

され、複雑な海岸線を持つ東京湾の地形において、固有振動がどこでどのように形成され、それらがどのように重なり合うのかという点を詳細に論じた研究はない。

そこで本研究では、近年の埋め立て地を含む東京湾の地形と相模湾沿岸の地形をモデル地形とし、外洋から強制振動を与える数値実験により、複雑な地形において形成される固有振動の特徴について検討するとともに、それらの重ね合わせが振動の増幅とどのように関係するかについて明らかにすることを目的とした。

2. モデル

2.1 基本方程式

実験には水平二次元の一層モデルを使用した。直交座標系で、東向きに x 軸、北向きに y 軸をとった。ナビエ・ストークスの運動方程式と連続の式を鉛直積分した浅水長波方程式 (1) から (3) を用いた。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + u \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g(H + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} + A_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) - \frac{\tau_{bx}}{\rho_w} \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g(H + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} + A_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) - \frac{\tau_{by}}{\rho_w} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \quad (3)$$

ここで、 t は時間、 U, V はそれぞれ x, y 軸方向の流速 u, v を鉛直積分したものである。 η は海面変位、 H は水深である。 g ($= 9.8 \text{ m/s}^2$) は重力加速度、 f ($= 1.0 \times 10^{-4} \text{ rad/s}$) はコリオリパラメータ、 A_h ($= 100 \text{ m}^2/\text{s}$) は水平渦動粘性係数、 ρ_w ($= 1025 \text{ kg/m}^3$) は海水の密度である。 τ_b は海底において働く接線応力を表す。海底における接線応力ベクトルは、堀川 (1973) より、流速ベクトル \mathbf{u} の大きさの二乗に比例するとして、 $\tau_b = \rho_w \gamma_b |\mathbf{u}|$ とした。ここで、 ρ_w は海水の密度、 γ_b ($= 0.0026$) は海底摩擦係数である。基本方程式系 (1) から (3) を、空間差分に Arakawa c グリッド、時間差分にリーブフロッグを用いて差分化した。計算を安定させるため、20 回に 1 回の割合でオイラー後方差分を用いて時間積分した。

2.2 モデル条件

モデル海域は、東京湾を中心に北緯 34 度から 36 度、東経 139 度から 141 度とした。各地点での水深は海洋情報研究センター刊行 JTOPO30v2 を採用し、水深が 2m より浅い場所は 2m とした。実際に近い水深の分布と陸岸地形を地形 A、固有振動の形成を確認するため、小さな入り江や港を取り除いた滑らかな海岸線を持つモデル地形を地形 B として実験を行った (Fig. 4 (a))。どちらの場合も、グリッドスケールは、 x 軸方向は 760m、 y 軸方向は 926 m とし、時間ステップは 0.5 秒とした。陸岸は波が完全反射し、non-slip となる条件、開境界は放射境界条件 (HIBIYA and KAJIURA, 1982) とした。

まず、初期状態を全域で静止とし、東北沖地震の際に生じた津波を模した波を与える再現実験を行った。モデル地形については地形 A を用いた。津波再現実験では、しばしば波源断層モデルで震

源から波を与えることが多いが、震源域を含んだモデル領域を考えない場合では、適切な境界条件を与えるのは難しい。また、房総半島沿岸の波形は、陸岸での反射や干渉により波が変形しているため、沿岸での水位変動をもとに境界条件を設定することも容易ではない。本実験では、東京湾の外へ波及してくる波を与えればよいことから、三宅島で地震時に観測された津波の波形をもとに、50 分周期の正弦波を一波だけ与えることとした (Fig. 4 (b))。ただし、本実験では、安定した結果が得られ、各ケースで比較しやすいように振幅を 10cm とした。実際の津波と比べて波高が 7 分の 1 であるが、津波による固有振動の形成とその重ね合わせに関する議論においては、一般性は失われまいだろう。この強制振動を東側境界から、位相差をつけて与えた。ここでは、北緯 36 度の地点から南に向かって、平均格子間隔を $\sqrt{2gh}$ (但し、 h は格子間の平均水深) で割った時間を、それぞれの格子における強制振動の時間差として与えることによって、北東方向から南西方向に向かって波が入射するようにした。なお、強制波の変位が再び 0m に戻った後は強制振動を与えず、放射境界条件によって波が領域外に抜けていくように境界条件を与えた。再現実験での数値積分は 3 日とした。この結果については、第 3 章で紹介する。

次に、東京湾外から波及する津波の波長に対する湾内水の応答を調べる実験を行った。この実験では、ガウス関数型の波を再現実験と同様にモデル海域の東側から与え、湾内に形成される固有振動の特徴について調べた。この実験結果については、湾外から波及する津波の周期に対する特性として、第 4 章で紹介する。

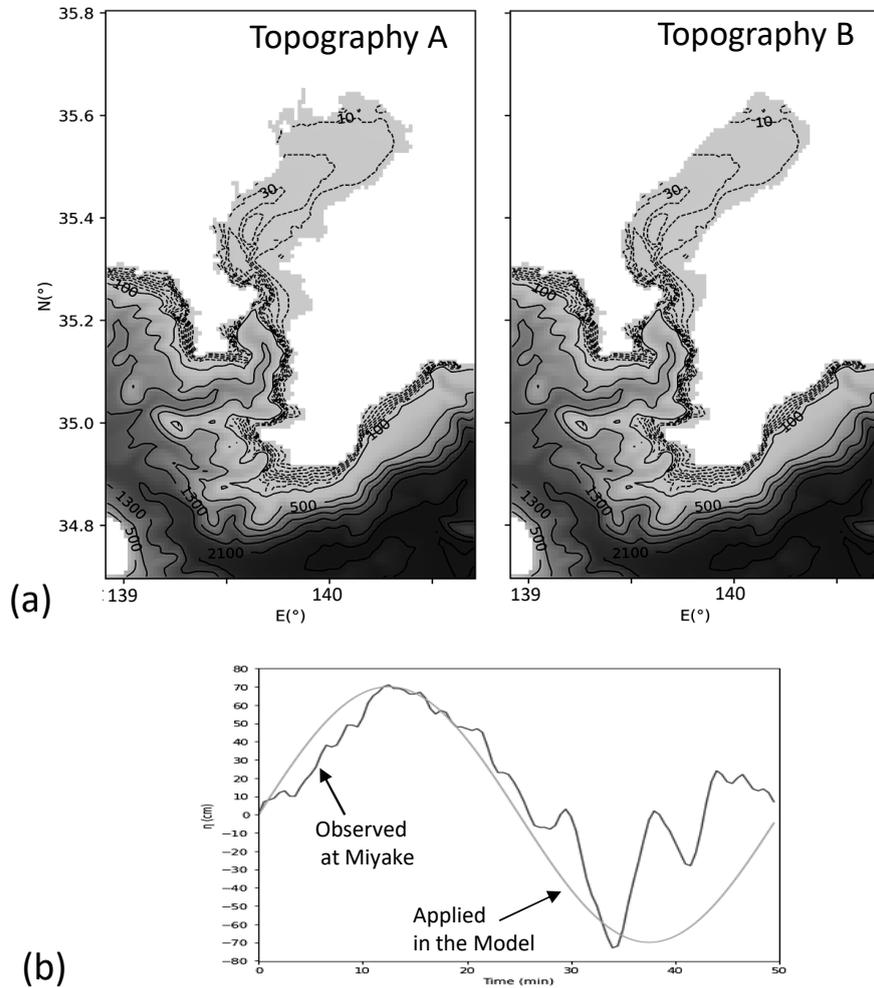


Fig. 4 (a) Topography of Tokyo Bay used in the numerical experiment. Topography A is the actual, and Topography B is the imaginal topography with the harbor removed and the shore smoothed. Numbers on the bottom contour lines are in meter. (b) Time series of sea level displacement observed at Miyake Island when the tsunami spread. Wave shape applied at the eastern boundary in a reproduction experiment (sin wave with a period of 50 minutes). However, in the experiment, the amplitude was set to 10 cm.

3. 津波による湾内振動の特徴

3.1 東京湾における津波の伝播過程

再現実験の結果から、モデル領域の北東方向から入射した波が、房総半島の先端付近で回折し、その一部が東京湾湾口へと入射する (Fig. 5 (a))。また、東京湾の湾口から入った波が湾奥まで伝播し、湾奥や東京港、木更津などで反射を繰り返して

ている様子が見られる (Fig. 5 (b))。

本研究の数値実験での東京湾における最大波高の分布 (Fig. 6 (a)) から、湾奥や東京港、木更津、富津付近で特に高い波高となることが分かる。この振幅の分布は、佐々木ら (2012) の現地調査 (Fig. 2) において、湾奥の船橋や木更津及び富津で、高い津波浸水高・遡上高が見られたことと概ね一致

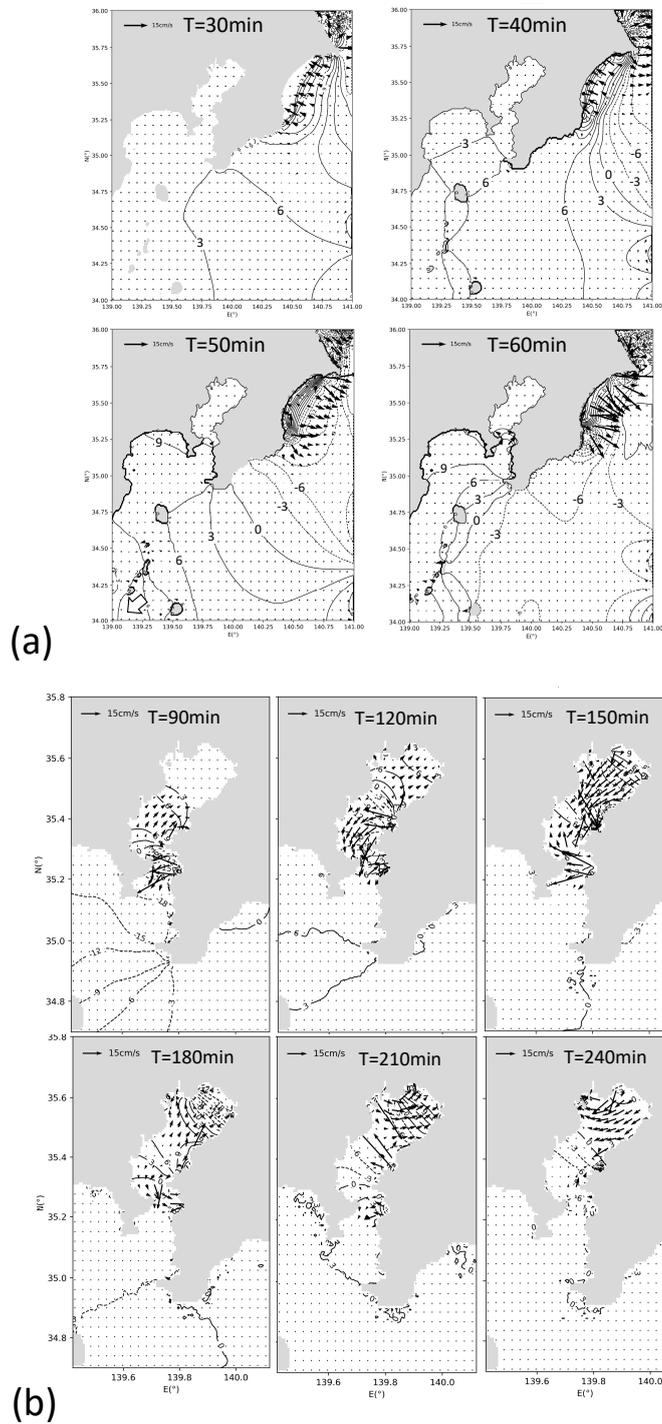


Fig. 5 Distribution of sea level displacement and current velocity vector of (a) whole calculation area and (b) in and around Tokyo Bay.

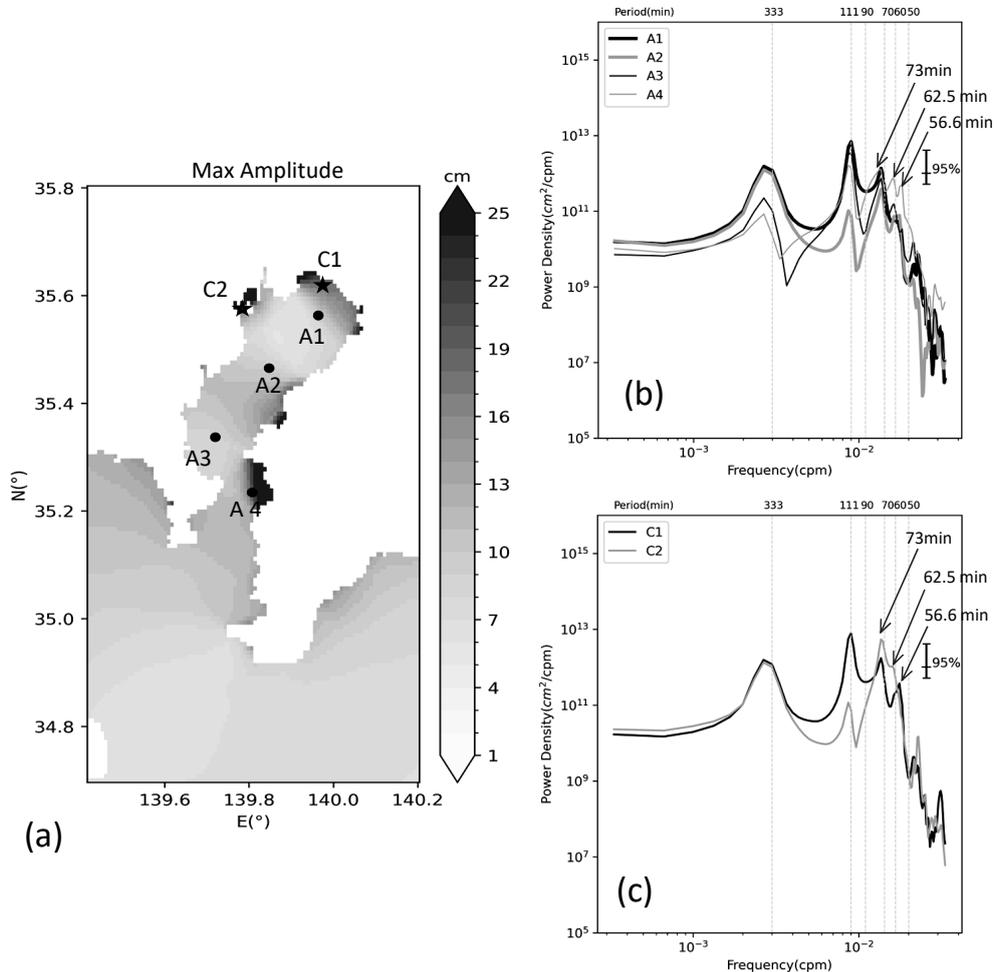


Fig. 6 (a) Distribution of maximum sea level displacement obtained by the model. (b) Power spectrum of sea level displacement from A1 to A4. (c) Power spectrum of sea level displacement at C1 and C2.

する。また、最大波高と第1波の到達時刻について、気象庁(2011)による観測値とモデルの結果を比較する(Table 1)。ここでは、それぞれ布良を基準とした相対的な最大波高と第1波の到達時刻が示されている。また、最大波高観測時刻については、観測値では布良から約70分後に千葉灯標、約120分後に東京晴海で最大波高が見られるなどの特徴があり、振幅がモデルで小さい地点もあるが、正弦波を入れたただけにもかかわらず津波時の特徴がおおむね再現されている。

3.2 湾内に形成される固有振動の周期

東京湾内でどのような周期が卓越するかを把握するため、計算開始から50時間後までの計算結果を用いて、直接フーリエ変換によりパワースペクトル密度を求めた。自由度10の三角型スペクトルウィンドウを施した。Fig. 7 (b) および (c) に、それぞれ湾軸に沿ったA1からA4と船橋沖C1および晴海沖C2におけるパワースペクトル密度を示す。50~80分の周期帯と111分や333分周期にピークが見られることが分かった。これは瀧川ら(2015)の結果や先述のこれまでの研究

Table 1. Comparison of observed and calculated values. Ratio of maximum displacement and first wave arrival time at each location relative to Mera.

Station	Ratio of Max displacement		First wave Arrival time (min.)	
	observed	model	observed	model
Chiba Lig.	0.54	0.81	70	97
Tokyo Harumi	0.87	0.92	76	78
Yokohama	0.90	0.59	46	49
Yokosuka	0.79	0.58	30	36

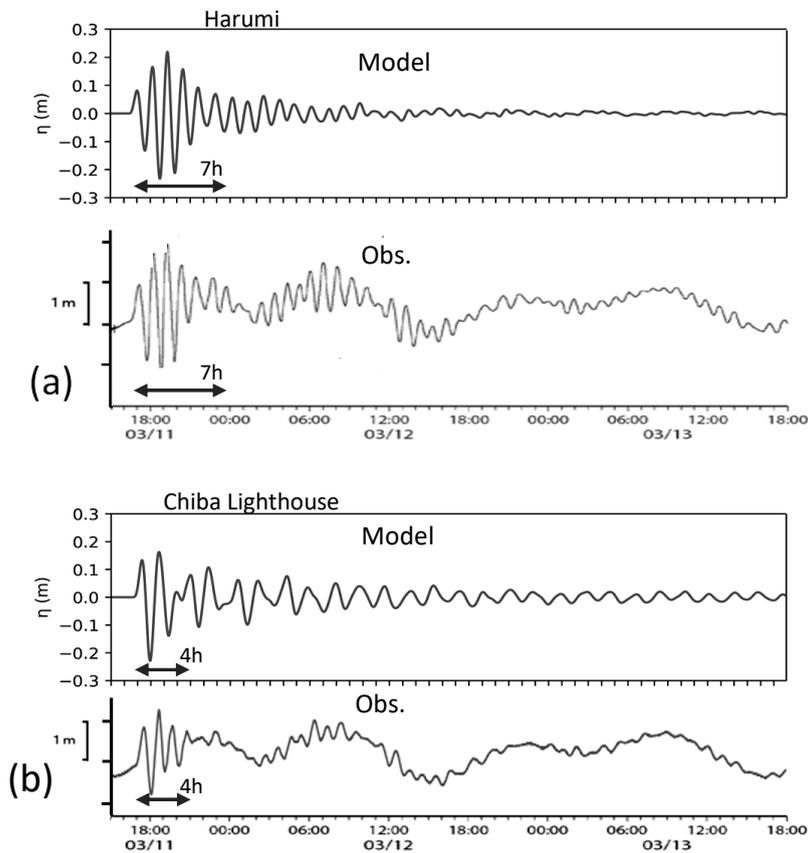


Fig. 7 Temporal variations in sea level displacement obtained from experiments and observations. (a) Harumi, (b) Chiba Lighthouse. The observed sea surface fluctuation at each station shown in Fig. 3 are represented the same time axis as the model results.

で認められている固有振動の周期とほぼ一致する。しかしながら、これまでの研究では50~80分の周期帯にある複数のピークについて、どのよ

うにとらえるべきかという言及は少ない。

ここで、湾におけるメリアンの式を考えると、第 n モードの固有振動の周期 T_n は、

$$T_n = \frac{4l}{(2n-1)c} \quad (n=1,2,3,\dots)$$

となる（ただし、 l は湾の長さ、 c は長波の伝播速度である）。従って、単純に考えると、第2、第3モードの固有振動の周期は、基本モードに対して、それぞれ、3分の1、5分の1と短くなる。実験結果（Fig.6 (b) (c)）を見ると、最も周期の長い333分の次に111分にピークがあり、メリアンの式から概算される第2モードの周期とよく対応する。次のピークは73分に見られるが、同様に概算される第3モードの周期66分と比べると若干長い。しかし、これらの333分、111分、73分周期成分では、いずれの地点においても明瞭なスペクトルピークが認められることから、この3つの周期成分は東京湾全体におよぶ固有振動で、それぞれ基本モード、第2、第3モードであるとみてよいだろう。それに対して、50～70分の間にはいくつものピークがあり、その周期は場所により異なっており、いずれもメリアンの式から概算される第四モードの周期47.6分よりも長い。

観測された水位変動の記録とモデルの結果を比較する（Fig. 7）と、晴海では第1波から2波、3波と振幅が増加し、7時間程度で小さくなるなどの特徴がよく再現されている。千葉灯標では、第1波よりも2波目が大きくなりその後すぐに小さくなっている点で、観測結果と類似した特徴が再現されている。振動の周期は、両地点とも1時間より少し長い程度と見受けられるが、増幅する期間には違いがある。先のスペクトル解析の結果（Fig.6 (b), (c)）を振り返ると、ほぼ全域にみられる73分周期の第3モードと少し短い周期成分にいくつかのピークがみられた。ここで、異なる周期 T_1 と T_2 の波が重なり、うなりを起こした場合、そのうなりの周期 T は以下の関係となる。

$$\frac{1}{T} = \left| \frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right|$$

そこで、第3モードの73分周期とそれに近い周期の重ね合わせを考え、うなりの周期を計算してみる。晴海では、73分には明瞭なピークがみら

れ、その近くの周期成分に目立ったピークはないが、62.5分周期までのエネルギーレベルが高く、それより短い周期では急にレベルが低くなっている。そこで、 T_1 を73分と T_2 を62.5分として、そのうなりの周期 T を求めると約7.2時間となり、ちょうど増幅する期間（Fig. 7 (a)）と対応する。同様に、湾奥のC1では、56.6分周期にピークがあるので、これが第3モードの73分周期と合成した場合、そのうなりの周期は4.2時間となる。この4.2時間も湾奥東部の千葉灯標で観測された増幅する期間とほぼあう。以上のことから、晴海等内湾で、第2波目、3波目と増幅されたのは、東京湾全体で振動する第3モードの73分周期と各地域に特有の固有振動との重ね合わせによると説明できる。

3.3 固有振動の空間的構造

次に、スペクトル解析でピークの見られた333分、111分、73分、62.5分、56.6分周期の振動の空間的な構造を調べた。Fig. 8は海面水位の調和解析から求めた振幅と位相の分布である。333分周期は振幅が湾奥で大きく湾口で小さくなり、節が久里浜沖に一つ形成される基本モード。111分周期は振幅が湾奥と横浜から横須賀にかけて大きく川崎の北側（羽田沖）と湾口の久里浜より南で急に小さくなっており、節が二つの第2モードの構造であることが分かる。一方、73分周期では、振幅が湾奥の千葉から船橋と東京港、富津南付近で大きく、舞浜沖と横浜付近、湾口部三浦半島先端で振幅が小さくなっており、節が三つの第3モードの構造がみられる。62.5分周期は東京港東側で振幅が大きく港内での位相の変化が小さい構造、56.6分周期は船橋沖で振幅が大きくて木更津の北側とはほぼ逆位相で振動する構造となっている。

同様に、各周期成分の湾水振動を見るため、実験結果の流速を調和解析し流速楕円を作成した（Fig. 9）。333分周期、111分周期については、東京湾の湾軸方向に沿うような直線に近い流速楕円が見られた。それに対し、73分周期では、舞浜を囲むように東京港と船橋～千葉沖に向かう流速楕

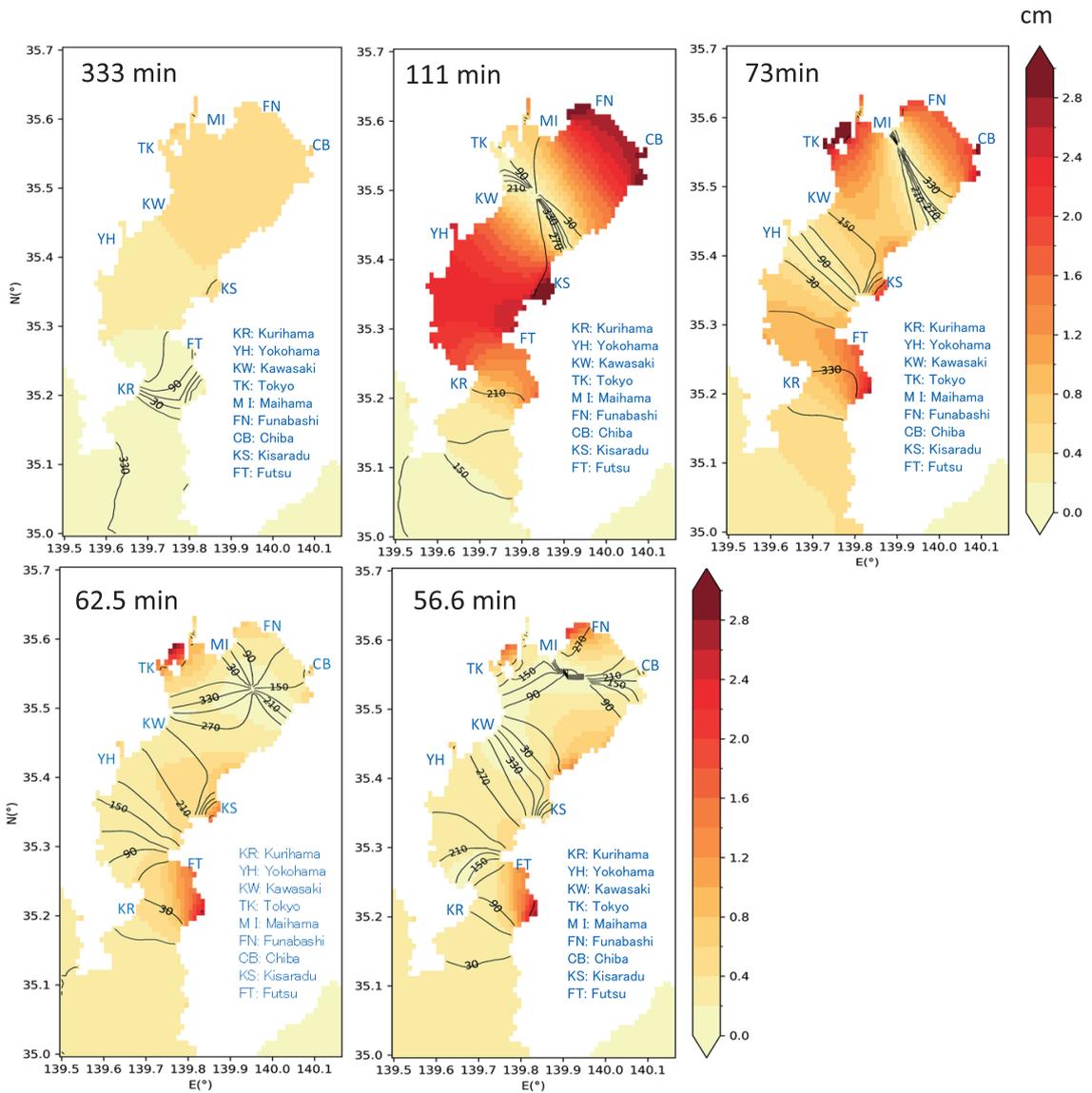


Fig. 8 Distribution of amplitude and isophase line of each periodic component. Color bars indicate amplitude of sea level displacement in cm. The unit of numerical values on the isophase line is degrees.

円が分布し、湾奥で東西方向の振動が形成されていることが分かった。111分と73分周期では、変位の振幅の小さいところで流速振幅が大きくなる湾全体にわたる振動である。それに対し、62.5分と56.6分では局所的に海面変位の振幅が大きい所の周辺で流速の振幅が大きくなっている傾向がみられる。62.5分周期は、東京港の出入り口付近

で大きく千葉沖では小さいが、56.6分周期では、東京港付近に比べて船橋沖より東で南北方向の大きな流速振動を示す。これらのことから、62.5分周期は東京港が主体の固有振動、56.6分周期は船橋沖から千葉沖が主体となる固有振動といえる。特に、第3モードの横浜沖のように、海面変位の振幅が小さく固有振動の節を示唆する場所にも

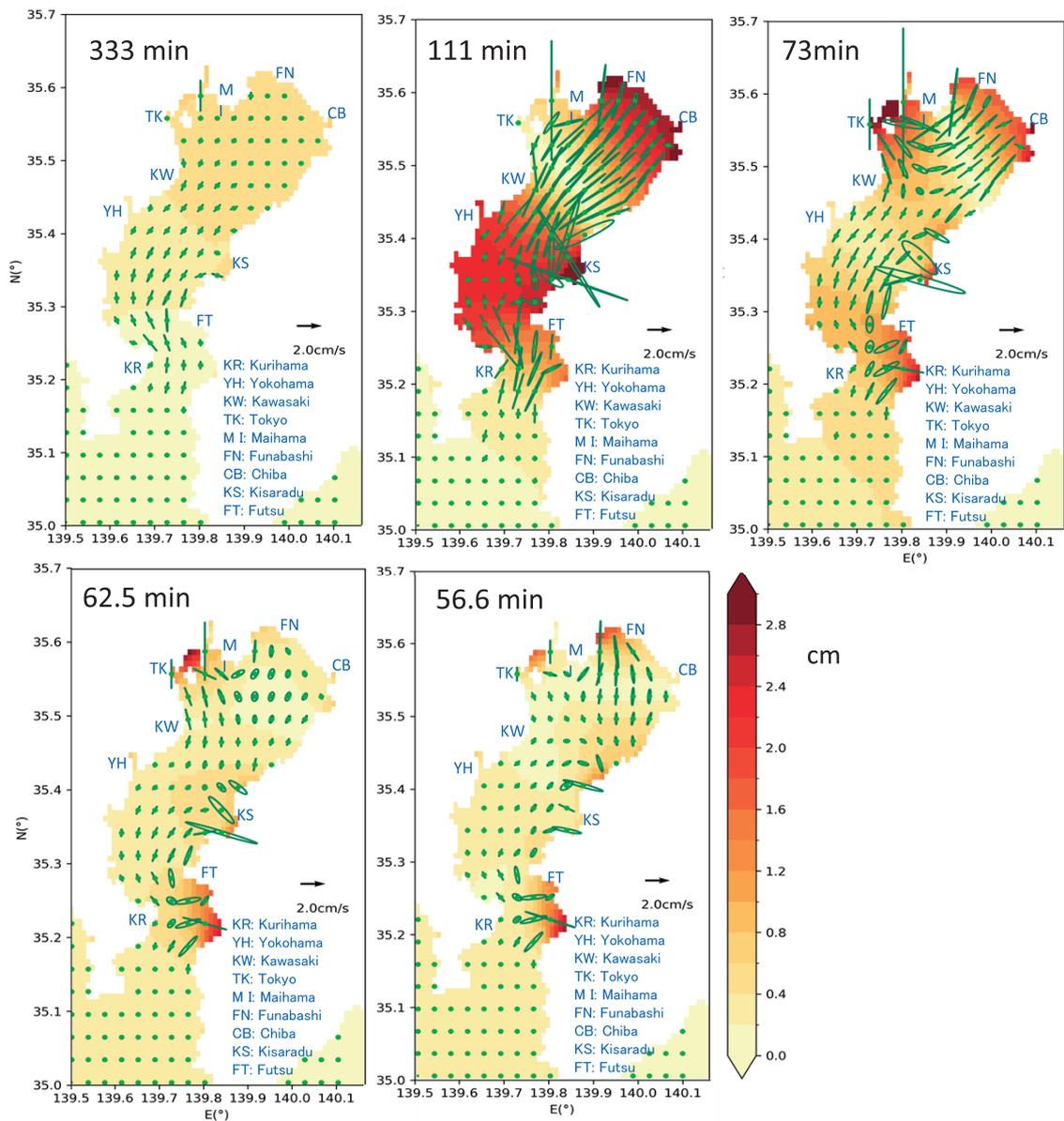


Fig. 9 Distribution of current velocity ellipse and amplitude of sea level displacement for each periodic component. Scale of ellipse is indicated by arrow.

かかわらず、等位相線が分かれており、位相が伝播している様子を示すことについては、5章で考察する。

4. 湾外から波及する津波の時間長に対して励起される固有振動の特性

4.1 実験条件の設定について

湾内の局所的な波の増幅において、幾つかの固有振動の重ね合わせが重要であることが示されたが、外洋から波及する波に対し、東京湾内では固

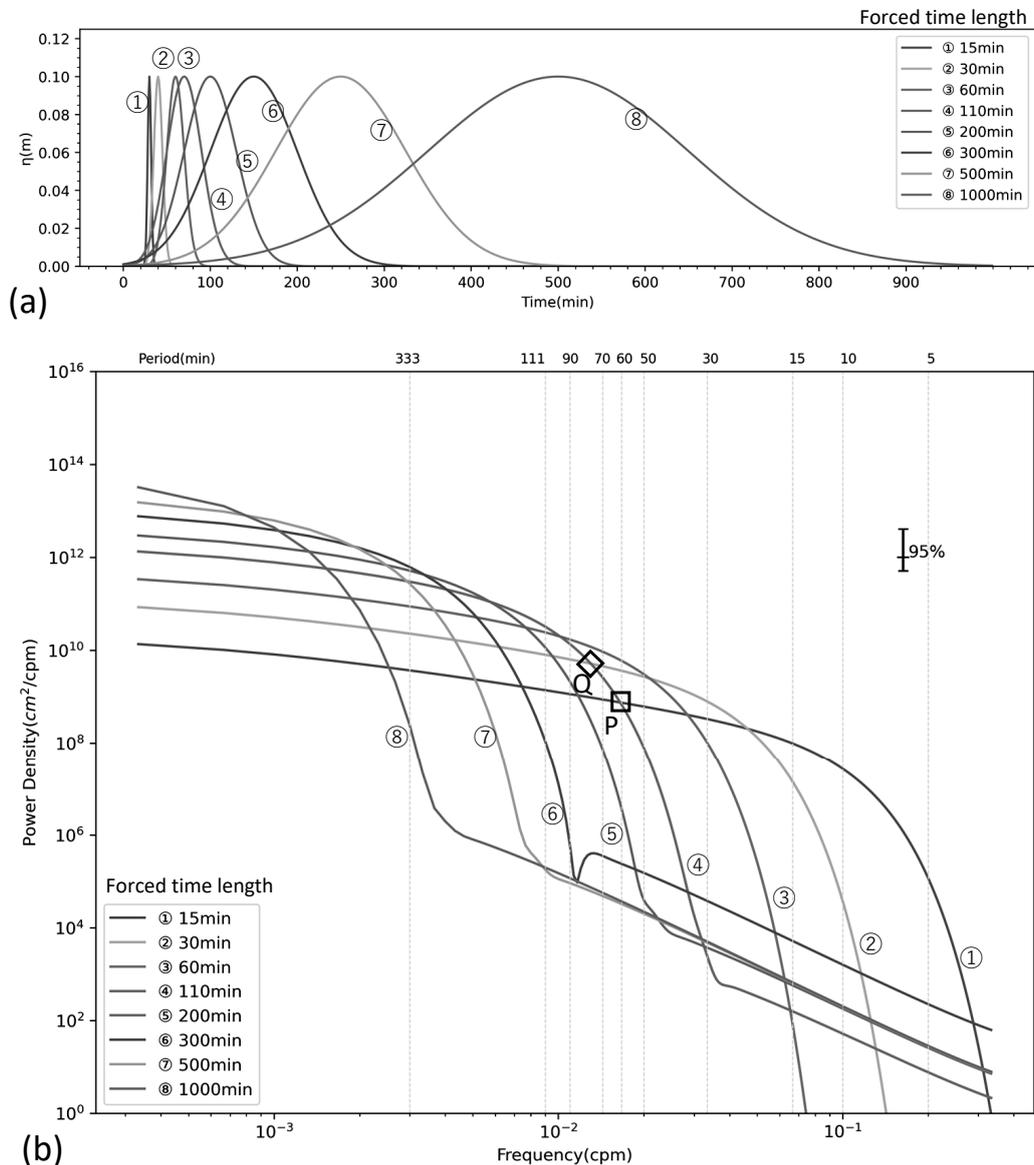


Fig. 10 (a) Temporal variation of Gaussian type wave of each forced time length given at the boundary. While experiments were performed totally 15 cases, changing the duration of the input wave from 15 min to 1000 min, only 8 cases are shown for clarity. (b) Frequency characteristics of the Gaussian wave given at the model boundary are indicated by power spectrum. Only 8 cases are shown for clarity.

有振動の周期変動のみが応答している点は興味深い。この章では、入射する津波の波形や波長に対して東京湾内に形成される固有振動の違いを調べるため、地形 A に対して、境界から与える波の波

形を Fig. 10 (a) に示したように時間長を変えたガウス関数とした。ここで与える波の最大変位は 10cm の正の変位で、ゼロでない変位の時間長さを時間長と呼び、時間長 15 分から 1000 分の 15 ケー

スの実験を行った。各波形が持つ周期特性は Fig. 10 (b) となる。時間長が数時間におよぶ津波は実際問題としてあまり例は無いが、波動の入射・伝播特性を示す意図で実験条件として入れている。なお、強制波の与え方については、前章の再現実験と同様に、北東方向から南西方向に波が入射するように東側から位相差をつけた。強制波の波形が再び波高 0m に戻った後は波が領域外に抜けていくようにした。

4.2 入射波に対して発生する固有振動の特徴

本研究で用いた実験条件では、湾内に形成される固有振動の周期は、いずれの条件においても先の再現実験と同様に、主に 333 分、111 分、73 分などが励起された。各周期の固有振動により形成される振幅の分布と等位相線の分布および流速楕円の分布は、それぞれ Fig.8 および Fig.9 とほぼ同様となった。また、東京湾内湾に入射する波の振幅は、①の時間長 15 分では小さいが、与える波の時間長が長くなるにつれて大きくなり、60 分を超えると布良と晴海での最大変位はほぼ同程度となり、110 分以上では晴海の最大振幅は布良の 1.4 倍程度となった。つまり、時間長が長くなると、内湾へ波及する波の振幅は調和定数表に見られる潮汐の振幅の比と同程度になる。一方、東京湾内に形成される固有振動では、その周期によって励起される振幅には大きな違いがみられた。Fig. 11 (a) は、与えるガウス波の時間長に対する各固有振動周期の振幅の変化を示す。入射波の時間長が固有振動に近いとき励起される固有振動の振幅が大きくなるが、長くなりすぎると固有振動が励起されなくなることを示す。これは入射波がガウス関数の場合、Fig.10 (b) に示したように、入射波に含まれる固有振動の周期成分が極端に小さくなることに対応している。

次に、3 章で示したように、局所的な固有振動と第 3 モードとのうなりによる振動の増幅があることから、62.5 分と 56.6 分の振幅を詳しく見ていく (Fig.11 (b))。波形①から④での実験結果で見ると、73 分周期の晴海と千葉沖の振幅の比はおおよそ 2 対 1 でほぼ一定の関係にある。一方、晴海で

の 73 分の振幅と 62.5 分の振幅の変化を見ると、73 分周期の振幅が大きくなると 62.5 分周期も大きくなる。ただし、その比 (73 分の振幅割る 62.5 分の振幅) は一定ではなく、①から④の実験では大きくなっている。

与えられる波のパワースペクトル (Fig.10 (b)) に□P で示したところは、波形①と④で波の持つ 60 分周期成分のエネルギーレベルがほぼ同じで、62.5 分周期成分では、わずかに④の方が大きく、この時に晴海に形成される固有振動周期 62.5 分の振幅は①より④の方が若干大きい (Fig.11 (b))。同様のことは、Fig.10 (b) に◇Q で示した 73 分周期成分の近くでの②と④がほぼ同レベルで 73 分周期成分ではわずかに④よりも②の方が大きい。このとき形成される固有振動 73 分周期の振幅は④よりも②の方が大きいことでも認められる。つまり、形成される固有振動周期の振幅は、固有振動の周期と同じ周期成分が入射波にどれだけ含まれているのかに依存している。再現実験の結果 (Fig.7 (a)) で見られたように、73 分周期と 62.5 分周期の波の重ね合わせで生じるうなりでは第 3 波目に波高が最も高くなることになるが、その振幅の増幅率は各波の振幅の組み合わせによる。即ち、入射する波の波形に含まれる周期特性により、各固有振動周期成分の増幅率が決まることを意味する。

5. 考察

5.1 モード構造と等位相線分布

本実験で得られた 333 分と 111 分周期については、港湾等の固有振動として一般的によく見られる湾軸方向に流速振動を持つ構造であることから、東京湾の固有振動の第 1, 2 モードであることは容易に判断できた。また、これらに続く周期の 73 分周期の振動は、湾奥に東西方向の振動が卓越するモード構造であったが、東京湾全体で見られたことから第 3 モードとして考えられた。この湾奥に東西方向の振動が形成されるのは、東京港の存在が大きいと考えられる。そこで、東京港を削除し、東京湾内湾の陸岸をスムーズにした仮想の地形 B を用いて、同様の条件を与えた実験を行

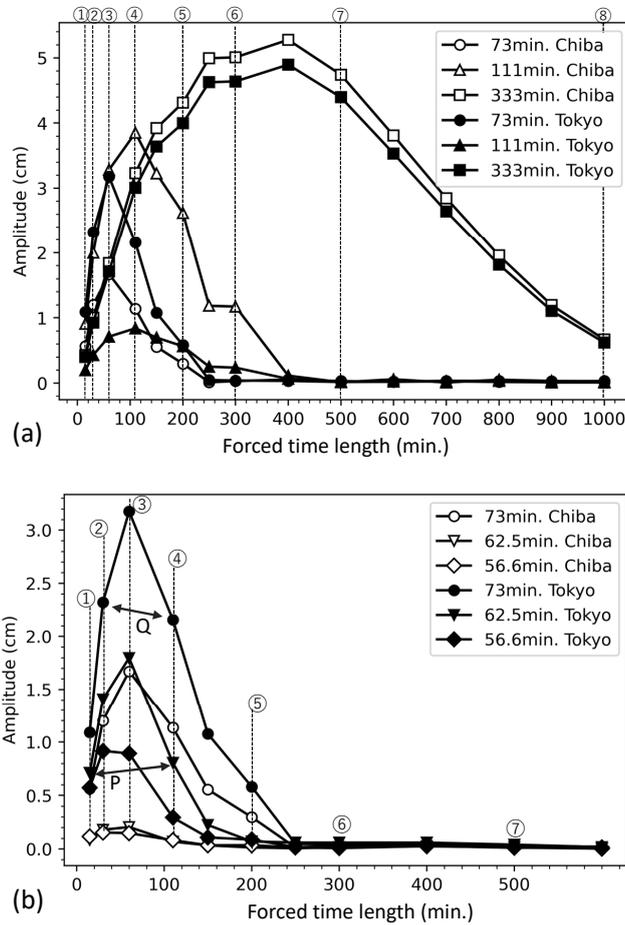
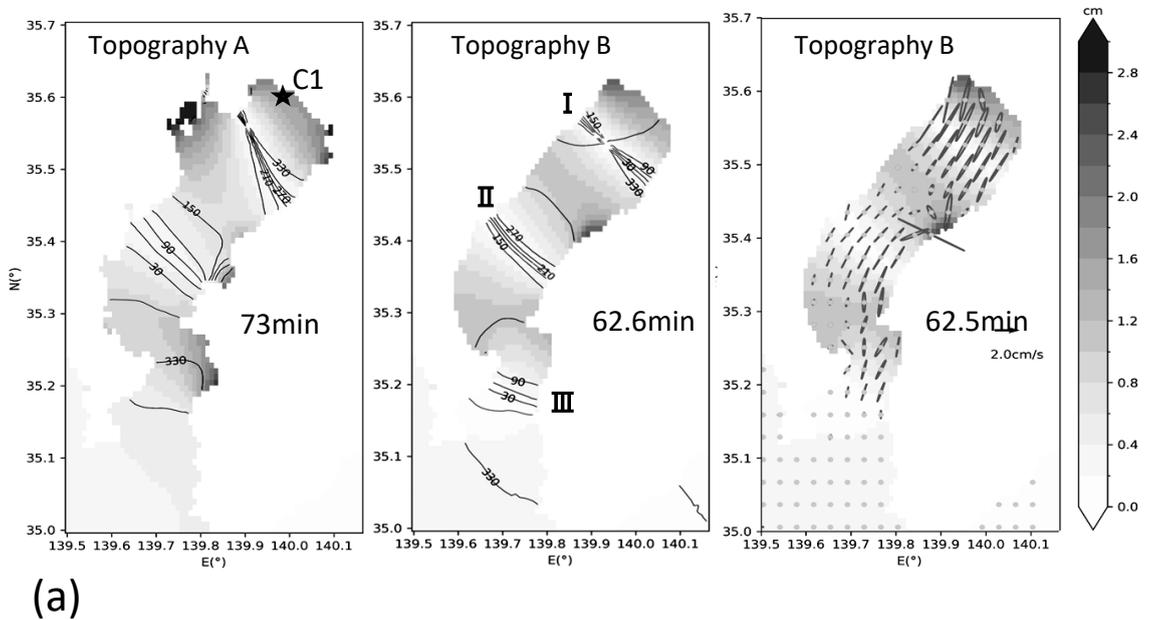


Fig. 11 The amplitude of surface displacement for each natural oscillation at off Chiba and Harumi (Tokyo) of all experiments. (a) 333, 111 and 73minutes periodic component, (b) 73, 62.5 and 56.5 minutes. Dashed line and number with circle indicate forced time length as shown in Fig. 10.

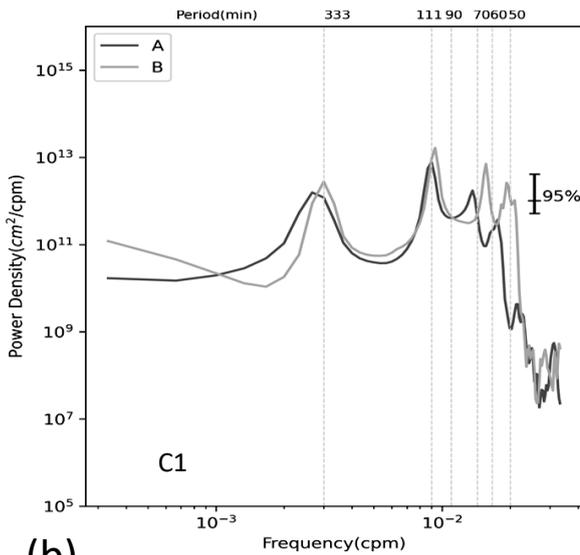
い、形成される振動系を調べた。Fig. 12 (a) に地形 A と B における 73 分周期の振幅と等位相線分布、および地形 B における 62.5 分周期の振幅と位相、および流速楕円の分布を示す。卓越する振動は地形 B では、Fig. 12 (b) 示したように 73 分周期ではなく、62.5 分となった。地形 B では東京港内に対応する地点が無いので、C1 のみを比較している。地形 B では、地形 A において見られた湾奥での東西方向の振動は発生せず湾軸に沿っ

た方向の振動が顕著である。また、地形 B では図中の I, II, III 付近に等位相線が密集し、位相が急に 180° 変化する定在波的構造を示し、3 か所に節が形成されていることが分かりやすい。

実際の地形、地形 A の実験では、等位相線が分散して分布していることが、モード構造を考える際に理解を難しくする。これは、3 章でも指摘したが、地形 A の 73 分周期では、横浜から川崎あたりに湾奥から 2 つ目となる振幅の小さい節域が



(a)



(b)

Fig. 12 (a) Distribution of amplitude and phase for the 73minute period component for Topography A (Left panel), and for the 73minute period (Middle Panel) and 62.5minute period (Right panel) for Topography B. (b) Power spectrum of sea level displacement at C1 for experiments with Topography A and B.

形成されるが、そこでの位相の変化は湾奥に位相が進む関係を示している。地形 B では、湾奥から 2 つ目となる節の部分は図中 II 付近で、そこを挟

んでほぼ逆位相であることが分かる。ただし、地形 B でも湾奥から 3 つ目の節となる III 付近では位相の変化がみられる。一般に、入射波と反射の

Table 2. Variance (cm^2) obtained by integrating energy spectrum from 50 to 90 minutes periodic component at the monitoring point A1, A2, A3 and A4 along the bay axis.

	Topography A	Topography B
A1	2.5×10^9	6.2×10^9
A2	0.8×10^9	3.6×10^9
A3	1.7×10^9	5.0×10^9
A4	4.2×10^9	6.7×10^9

振幅が等しくないとき、位相が逆転するような明瞭な節ができない。その特徴は、地形 A での横浜付近から湾奥に向かうような位相変化に現れていると言えるだろう。

そこで、このような位相分布の違いをもたらしているエネルギーの減衰について調べる。地形 A と B のパワースペクトル (Fig. 12 (b)) では、周期 333 分と 111 分のピークでは、地形による違いは小さいが、50~80 分の周期帯のピークでは地形 A, B で異なる。地形 B の方がピークが鋭くエネルギーレベルも高い。卓越周期が異なることから直接同じ周期のエネルギーレベルを比較できない。そこで、第 3 モードのエネルギーレベルの違いを調べるため、地形 A と B のそれぞれの 50~90 分の周期帯におけるスペクトル密度を周波数で積分して比較した結果、地形 B の方が、地形 A よりもエネルギーが大きい傾向にあることがわかった (Table 2)。これは地形 A では、複雑な地形の海岸線や港湾が存在するため、流速振動の空間変化が大きく、水平粘性を通して波のエネルギーが減衰しやすいこと示唆している。また、局所的に強められる固有振動の流れに対し、海底摩擦が大きくなることも波のエネルギーを減少させる要因となる。

5.2 地形に対する固有振動周期の感受性について

本研究に用いた地形は、港湾の地形や河口域などを再現するには、必ずしも十分な解像度であるとは言いきれない。しかし、本研究の結果明らかとなった増幅機構は、固有振動の重ね合わせによ

る局所的な増幅であった。したがって、どのような固有振動の周期ができるのかが重要になる。この固有振動の周期を決めるのは、陸岸や海底地形で、これまでいくつもの先行研究があるが、本研究結果もそれらとほぼ同じ周期の固有振動が励起されることが示された。本研究では湾全体の固有振動モードと各港湾の固有振動との関係が重要であることを指摘しており、陸岸の地形の粗さやモデルで採用する水深に多少の変化があったとしても、その結論に大きな影響をもたらすことはないと考えられる。さらに、東京港晴海の増幅がよく再現されていることから、東京湾全体の第 3 モードの 73 分と東京港の 62.5 分の固有振動の重ね合わせであることは、本結論を支持するものと言える。

6. まとめと課題

本研究では、東京湾の複雑な地形における固有振動とその重ね合わせによる水位変動の増幅機構について数値実験により調べた。モデル領域は東京湾を中心とした関東近辺の海域とした。まず、2011 年 3 月の東北地方太平洋沖地震による津波を模した波を与えた実験を行い、東京湾内の固有振動の形成とその振動形態を調べた。湾内全体に及ぶ固有振動として、333 分、111 分、73 分周期が励起された。周期 333 分と 111 分では湾軸に沿った東京湾全体の振動で、それぞれ固有振動の第 1、第 2 モードであり、73 分周期は湾口から川崎沖までは湾軸に沿った流速振動だが湾奥で東西の流速振動となる第 3 モードであることが分かった。そのほかにも、場所により 62.5 分や 56.6 分に明瞭なピークが認められた。そこで、これらの周期成分について、その振動の空間的構造を調べた。62.5 分の周期変動は主に東京港での振動であり、56.6 分周期は船橋と木更津より東側に形成される南北方向の振動であることが分かった。東京港の晴海などでの地震による津波の際に観測された水位変動では、第 1 波から第 3 波まで徐々に増幅して減衰する振幅の変化が認められたが、この振幅変化と持続時間は東京港の固有振動 62.5 分と東京湾全体の第 3 モード 73 分周期の重ね合わせによ

る「うなり」であることが示された。また、複雑な海岸線においては水深が非常に浅くなっていることや、湾全体から見れば小規模な湾やくぼみであってもそこが腹となる共鳴振動を起こして大きな流速が生じる可能性がある。そのため水平粘性項や海底摩擦項によりエネルギーが減衰し、形成される固有振動の形状、特に位相分布に影響を与えると考えられた。エネルギーの減衰に関しては、より細かな地形を用いた実験も必要があるだろう。

次に、東京湾外から波及する様々な周期の津波に対し、東京湾内に形成される固有振動の特徴を調べた結果、伝播してくる波の周期成分に含まれる各固有振動周期成分の振幅の大きさにより、湾内に形成される各固有振動周期成分の振幅の大きさが決まることが分かった。さらに、励起される固有振動の組み合わせにより振動の時空間的な変化が生じると考えられた。このことから、今後の港湾の設計においては、あらかじめ想定される固有振動を調べ、固有振動の合成波により海面変動が極端に増大することが無いように注意する必要があるだろう。

謝辞

本研究を進めるにあたり、多くのご助言をいただきました東京海洋大学の日比谷紀之客員教授に深く感謝申し上げます。東北地方太平洋沖地震時の津波による海面変位の時系列図等は、気象庁、海上保安庁並びに国土地理院のホームページから得られました。本研究の一部は、科研費補助金「20K20134, 22H00172」により実施されました。

参考文献

- 相田勇 (1996) : 東京湾近傍の地震による津波の特性. 地震 第2輯, 第49巻, 217-226
- 羽鳥徳太郎 (2006) : 東京湾・浦賀水道沿岸の元禄関東 (1703), 安政東海 (1854) 津波とその他の津波の遡上状況. 歴史地震, 第21号, 37-45
- 日野幹夫, 日野和子 (1964) : 東京湾の侵入長波に対する振動応答特性. 海岸工学研究発表会論文集, Vol. 11, 98-107
- 堀川清 (1973) : 海岸工学 海洋工学への序説. 東京大学出版, 103-155
- 海上保安庁 : 日本海洋データセンター NEAR-GOOS 地域遅延モードデータベース (NEAR-GOOS RDMDDB) https://near-goos1.jodc.go.jp/index_j.html (最終アクセス日 2024/1/29)
- 気象庁 (2011) : 災害時地震・津波速報 平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/saigaiji/saigaiji_201101/saigaiji_201101.pdf (最終アクセス日 2024/2/10)
- 国土交通省 国土地理院ホームページ: 平成23年 (2011年) 東北地方太平洋沖地震に伴う地殻変動と震源断層モデル <https://www.gsi.go.jp/cais/topic110422-index.html> (最終アクセス日 2024/2/9)
- 大石祐介, 古村孝志, 今村文彦, 山下啓, 菅原大助 (2018) : 南海トラフ巨大地震による東京湾周辺での振動特性. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 74, No.2, 205-210
- 佐々木淳, 伊藤一教, 鈴木崇之, R. U. A. WIYONO, 織田幸伸, 高山百合子, 羽角華奈子, 古田敦, 高木泰士 (2012) : 2011年東北津波の東京湾内での伝播特性と被害状況. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 68, No.2, 261-265
- 瀧川朗, 室谷智子, M. HEIDARZADEH, Y. WU, 佐竹健治 (2015) : 東京湾内外の津波高さ分布・周期特性と東京湾・相模湾の固有振動. Japan Geoscience Union Meeting, HDS27-16.
- HIBIYA, T. and K. KAJIURA (1982) : Origin of the *Abiki* Phenomenon (a Kind of Seiche) in Nagasaki Bay. Journal of the Oceanographical Society of Japan, Vol. 38, pp. 172-182
- 水口大輔, 星野剛, 安田浩保, 山田正 (2013) : 東京湾奥部の港内における長波の波高増幅機構の解明. 土木学会論文集 A2 (応用力学), Vol. 69, No. 2 (応用力学論文集 Vol. 16), 583-592

Received: April 15, 2024

Accepted: April 14, 2025