

九州北西岸におけるM2潮振幅減少トレンドについて

松浦, 浩巳
九州大学大学院総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/4372187>

出版情報：九州大学, 2020, 修士, 修士
バージョン：
権利関係：



令和2年度
九州大学大学院総合理工学府
大気海洋環境システム学専攻修士論文

九州北西岸における M2 潮振幅減少
トレンドについて

氏名 松浦浩巳

指導教員名 木田新一郎 准教授

指導教員名 上原克人 助教

目次

第1章	はじめに.....	1
第1節	潮汐の経年変化.....	1
第2節	九州北西岸の M_2 潮振幅.....	3
第2章	手法.....	9
第1節	観測データの解析.....	9
第2節	現実地形モデル.....	12
第3節	理想地形モデル.....	17
第3章	観測された M_2 潮振幅の減少トレンド.....	19
第1節	九州北西岸における M_2 潮振幅の減少トレンドと海面上昇.....	19
第2節	本州の太平洋側・日本海沿岸における M_2 潮のトレンド.....	22
第3節	海面上昇による湾共鳴の変化はメカニズムとして整合的か?.....	26
第4章	数値実験で再現された海面上昇が M_2 潮振幅に与える影響.....	27
第1節	CTRL 実験で再現された M_2 潮振幅.....	27
第2節	10cm の海面上昇による M_2 潮振幅の変化.....	29
第3節	数値モデルで再現された振幅減少を引き起こすメカニズム.....	32
第1項	対馬海峡の影響.....	33
第2項	台湾海峡の影響.....	35
第3項	杭州湾の影響.....	37
第4項	東シナ海の影響.....	39
第5章	まとめと考察.....	49
参考文献		
付録		

Abstract

世界中の験潮所の潮位データから潮汐振幅には経年変化があることが報告されている。この潮汐の変化は月や太陽などの力の变化として説明できず、海洋の物理過程に起因していると考えられる。本研究では M_2 潮振幅の経年変化に着目し、減少トレンドの存在が示されている九州北西岸における潮汐振幅の経年変化メカニズムの解明に取り組んだ。

観測データから九州北西岸の M_2 潮振幅の経年変化は東シナ海が起源と考えられ、その大きさは平均 4% であり、南から北にかけて大きくなる空間分布を示していた。この経年変化が海域全体で起きている海面上昇によって引き起こされているのではないかと考え、1 層モデルを用いて、10cm の海面上昇による九州北西岸の M_2 潮振幅の応答の強さを検証したところ九州北西岸の応答は平均 0.8% であった。これは、観測された M_2 潮振幅減少トレンドの内、全体の約 8% しかできない。一方、南から北にかけて強くなる空間パターンは再現できた。九州北西岸において海面上昇は M_2 潮振幅の減少を引き起こしうるものの、観測されている M_2 潮振幅減少幅を全て説明できるほど大きな変化ではないことが明らかになった。

数値モデルを用いた感度実験をさらに進め、海面上昇による M_2 潮振幅減少のメカニズム特定を行ったところ、杭州湾の無潮点の移動が九州北西岸における M_2 潮振幅の減少を作り出す主要因であることが分かった。また対馬海峡の共鳴は 2 次的な効果をもっており、北ほど強くなる空間パターンを作り出していた。

20 世紀において全世界平均の平均海水面は 1.7mmyr^{-1} で上昇しており、また近年の衛星観測データによるとその海面上昇は $3.4\text{mm} \pm 0.4\text{mmyr}^{-1}$ と、海面上昇速度は加速している。このような海面上昇は、現在は影響が小さいものの、いずれ M_2 潮振幅の減少を増幅させ、今後沿岸の物理環境に変化をもたらす可能性を示している。

第1章 はじめに

第1節 潮汐の経年変化

沿岸域では周期的に海面が昇降しており、このような海面の動きを潮汐とよぶ。また海面の動きに伴う水平方向の流れは潮流と呼ばれている。多くの沿岸域では1日に約2回周期的な海面の昇降が行われ、この動きは月や太陽といった天体と地球の自転により作り出されている。1日のうち海面が最も高いときと最も低いときの海面高度差(潮位差)は沿岸域の生態系を決めると言われており(Stumpf and Haines 1998)、潮流は沿岸域の栄養塩の混合やセジメントを運ぶ役割をもつ。潮汐や潮流は沿岸域で観測される現象の主成分であり、そのメカニズムの理解は沿岸域で形成される環境場の理解には欠かせない。

天体によって作り出される周期的な海面の動きを、様々な周波数成分に分けたものを分潮と呼び、地点ごとに適切な期間の観測を行うことにより求められる。半日周期の分潮のうち月起源の潮汐は M_2 分潮(以後 M_2 潮)と呼ばれており、多くの地点において半日周潮の中で最も大きな振幅を持つ分潮で知られている。天体の運動は1世紀で0.02%程度の変化に過ぎないことから(Hartmann and Wenzel, 1995)、潮汐振幅は数十年というタイムスケールにおいてほぼ一定であると考えられてきた。しかし、近年、世界の数多くの験潮所において実際の M_2 潮振幅には有意な経年変化を示すことが明らかになりつつある(Woodworth, 2010; 田井ら, 2011)。

潮汐の振幅が数十年というタイムスケールでなぜ経年変化するのだろうか? 決定的な要因はまだ明らかになっていないが、観測された数十年の変化に対して、これまでのところ3つの仮説が提案されている(図1)。

仮説：(1)海面上昇や沿岸開発による共鳴の変化

潮汐は浅水波として振る舞うため、その波長は水深によって変化する。そして湾奥が閉じた矩形湾を考えると共鳴の強さは解析的に求めることができる。宇野木(1993)によると波長(l)かつ水深(h)が一定となるような1次元の矩形湾に対し周期 T_* の波が外洋から進入するような場合(図2)、摩擦とコリオリ力を無視すると、湾口に対する湾内の振動の増幅率 R は

$$R = \frac{A}{a_*} = \frac{1}{\cos(kl)} = \frac{1}{\cos\left(\frac{\pi}{2} \cdot \frac{T_1}{T_*}\right)} \quad \left(T_1 = \frac{4l}{\sqrt{gh}}\right) \quad (1)$$

である。ここで A は湾奥での定在波の振幅、 a_* は湾口での入射波の振幅、 T_1 は湾固有周期である。増幅率 R は水深と湾長の関数のように表せ、湾内に入射する振幅が一定であれば、増幅率 R をもとに湾内の振幅の大きさ(湾共鳴)を議論することができる。

もし湾共鳴が発達するような海域であれば、海面上昇などによる水深の変化は共鳴の強さに影響を与え、振幅を変化させることが予想される。共鳴状態が強くなれば潮汐振幅は増加し、共鳴状態が弱くなれば潮汐振幅は減少する。湾共鳴による潮汐振幅の経年変化はブリストル湾やサン・マロ湾など、共鳴が強い場所で起こりやすいと考えられている(Pickering et al., 2012; Pickering et al., 2017)。

沿岸開発による海岸線の変化も湾長を変えることで共鳴状態を変化させる。そのため、もし潮汐波長に合致する方向に開発が進めば、潮汐の振幅は一層大きくなる。例えば瀬戸内海で 1960 年代から 30 年間ほどかけて起きた潮汐変化は 1990 年ごろまでは備讃瀬戸の埋め立て、それ以降は芸予諸島の架橋や埋め立て等の影響と考えられる(吉田・高杉, 2001)。有明海で 1980 年以降に観測された M_2 潮振幅の減少には、諫早湾干拓事業による地形変化が寄与していると指摘がある(宇野木, 2002; 宇野木, 2003)。

仮説：(2)内部潮汐の変化

験潮所で観測される海面の高さは内部潮汐の効果も計測している。もし内部潮汐の変化が大きければ験潮所における海面の変化に繋がる。例えば、ハワイのホノルルでは 100 年で約 1cm の M_2 潮振幅の増加がおきており、その原因は験潮所へ伝搬する内部波の経路内で起きた成層の変化が、励起された内部波の位相に変化をもたらしたためであると考えられている(Colosi and Munk, 2004)。

仮説：(3)潮汐と海流の相互作用の変化

韓国沿岸では M_2 潮の振幅に季節変動があり、釜山と巖原間の海面高度差と負の相関を持っていることから季節変動を引き起こす要因として、対馬海流の存在が考えられている(Kang et al., 1994)。運動方程式中の摩擦項が潮汐流のみを考慮した時に比べ背景流が存在すると線形項のオーダーに近くなるため、背景流の季節変動が潮汐振幅に影響をもたらす、という考えである。しかし対馬海峡域において 0.5 ~ 1.5knot(25~125cm/s)の潮流(Odamaki 1989)と比べて対馬海流は数 10cm/s(Takikawa et al. 2005)であることから、大きな変化をもたらさうのか疑問が残る。

観測データから世界各地の験潮所で M_2 潮振幅の経年変化が明らかになり、そのメカニズムに対して様々な仮説が考えられている一方、これらの仮説を観測に基づいて定

量的に評価が行われてきていない。メカニズムの定量的な検証には時間・空間ともに密な観測データが存在すること、そして計算誤差に影響を受けないだけの大きなトレンドが存在することが好ましい。九州北西岸では 1980 年から 2000 年にかけて、平均 5%程度のトレンドの減少が観測されており(遥山他, 2004)、その減少傾向は 2010 年まで続いていることが明らかになっている(田中・田井, 2011)。そこで我々は九州北西岸に注目し、この海域で M_2 潮振幅が経年変化する原因を検証することにした。

第 2 節 九州北西岸の M_2 潮振幅

九州北西岸でなぜ M_2 潮振幅は減少するのか？九州北西岸において水深の変化をもたらさうる要因のひとつとして海面高度の上昇(海面上昇)がある。九州は、南は水深が深く広大な太平洋、西は浅い大陸棚が発達している東シナ海、北は水深が深い縁辺海である日本海、と 3 つの異なる海域に囲まれている(図 3a)。九州北西岸に面する東シナ海は 200m よりも浅い海域が 70%を占めており(図 3b)、有明海以北は特に浅い地形が広がっている(図 3c)。そのため、九州北西岸は太平洋や日本海といった海域に比べ、海面上昇が水深変化に及ぼす相対的な影響が大きく、顕著な潮汐変化に結びつく可能性がある。

20 世紀において平均海水面は全球で 1.7mmyr^{-1} で上昇し(Church and White, 2006)、日本周辺では 1980 年以降、上昇が観測されている(気象庁, 2020)。九州北西岸の験潮所において平均海水面と M_2 潮振幅の変化には相関が高いことが示されており(遥山他, 2004)、仮説(1)で示されている海面上昇が M_2 潮振幅の変化を起こす要因として考えられる。東シナ海には渤海・黄海・対馬海峡・台湾海峡で M_2 潮周期の振幅が共鳴状態であることが示されている(Cui et al., 2014)。また黄海南部や対馬海峡においては無潮点も存在しており、無潮点の移動は周辺の M_2 潮振幅の増減を生み出すことが考えられている(図 4)。つまり九州北西岸で起きている M_2 潮振幅の変化要因として海面上昇による共鳴や無潮点の変化といった、振動系の変化が有力な候補になりうる。

さらに水深増加による湾共鳴の変化は式(1)から大まかに推定することができる。太平洋から伝搬してきた波が東シナ海の大陸棚に入り、黄海から渤海へと伝搬していく海域を矩形湾と仮定すると、東シナ海規模の矩形湾の湾長スケールは 1000km、水深は約 100m となる。この矩形湾に 1m の海面上昇を与え、増幅率 R の変化を求めると 8% の変化が推定される(図 5)。これは九州北西岸での観測で得られた 5%以内の M_2 潮振幅減少(遥山他, 2004)と同等であり、振幅減少のメカニズムとして海面上昇に伴う東シナ海の振動系の変化は整合的である。

本研究では、九州北西岸で観測されている M_2 潮振幅の減少が、仮説(1)で示されている海面上昇による影響としてどこまで説明できるのか、観測、そして数値モデルを

用いて定量的に明らかにすることを旨とする。2章では九州北西岸における1972年～2018年の潮位記録から M_2 潮の経年変化を求める方法を記すとともに、メカニズムの検証に用いる数値モデルとその実験設定、実験目的を説明する。3章では九州北西岸で実際に観測データから求まる M_2 潮の経年変化を明らかにし、報告例がない2010年以降を含む経年変化の強さおよび空間分布を明らかにする。4章では数値モデルを用いた実験結果を示す。東シナ海の実際の地形を用いた海面上昇の効果、また実験を通して得られた M_2 潮振幅減少がどの振動系によるものなのか、海域毎の役割を検証した。5章はまとめと考察である。

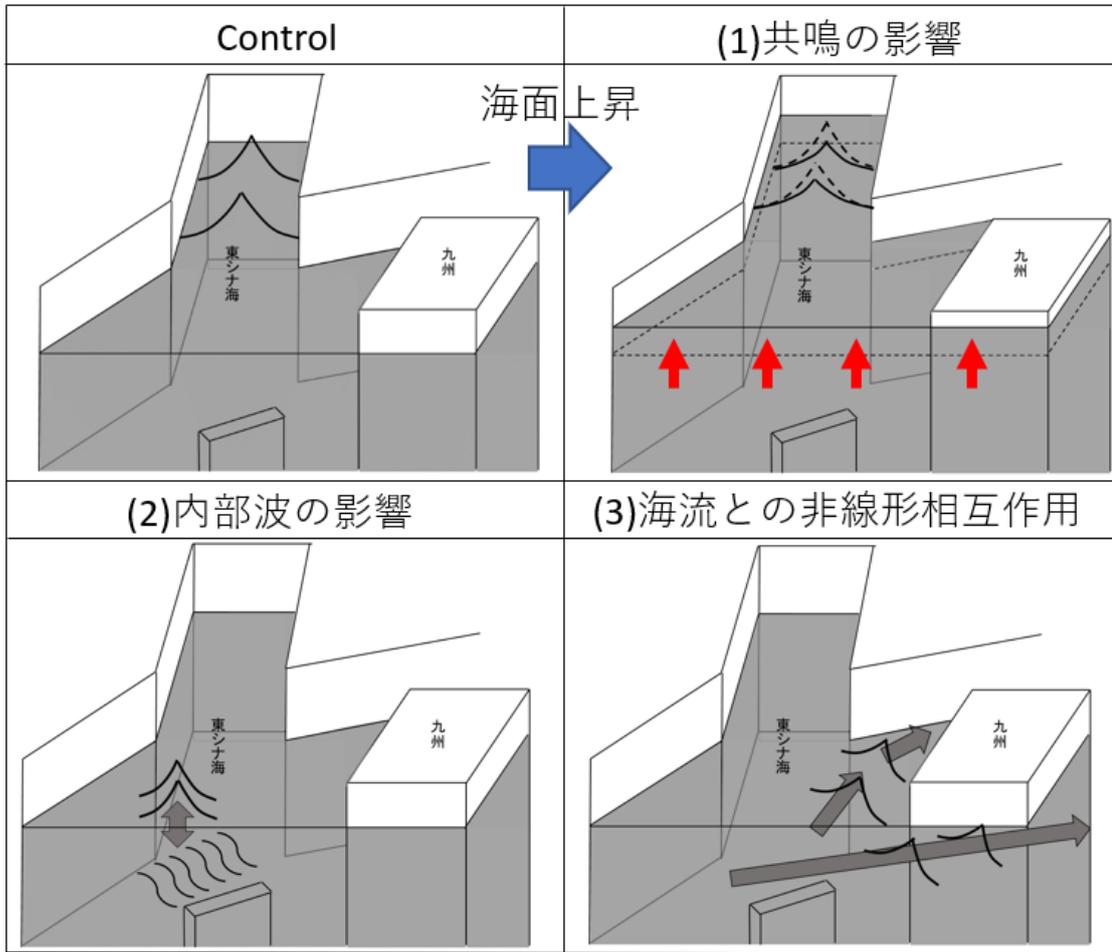


図 1:観測された M_2 潮振幅の経年変化を引き起こすメカニズム。(1)海面上昇による共鳴の変化。(2)内部波による海面潮位への影響。(3)潮汐と海流の非線形相互作用。

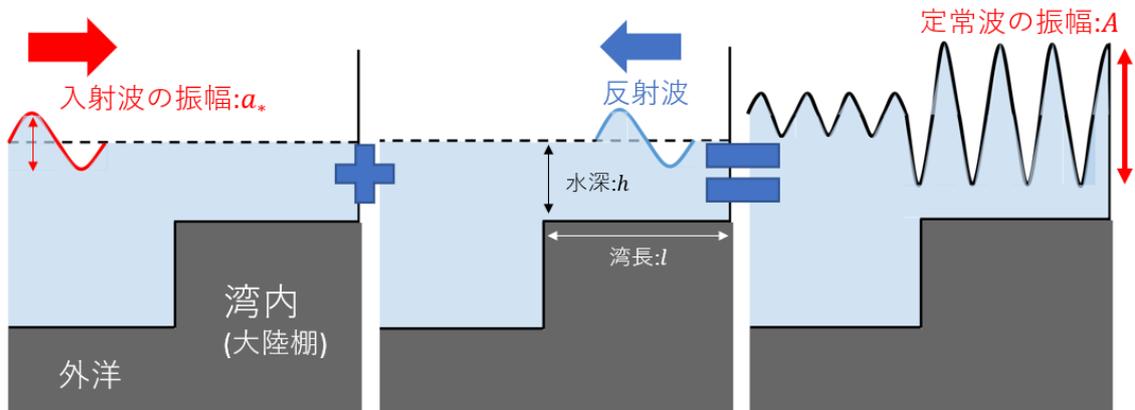


図 2:外洋から進入した潮汐波が湾内(大陸棚)において共鳴を引き起こす概念図。 h は湾内の水深を、 l は湾長を示している。

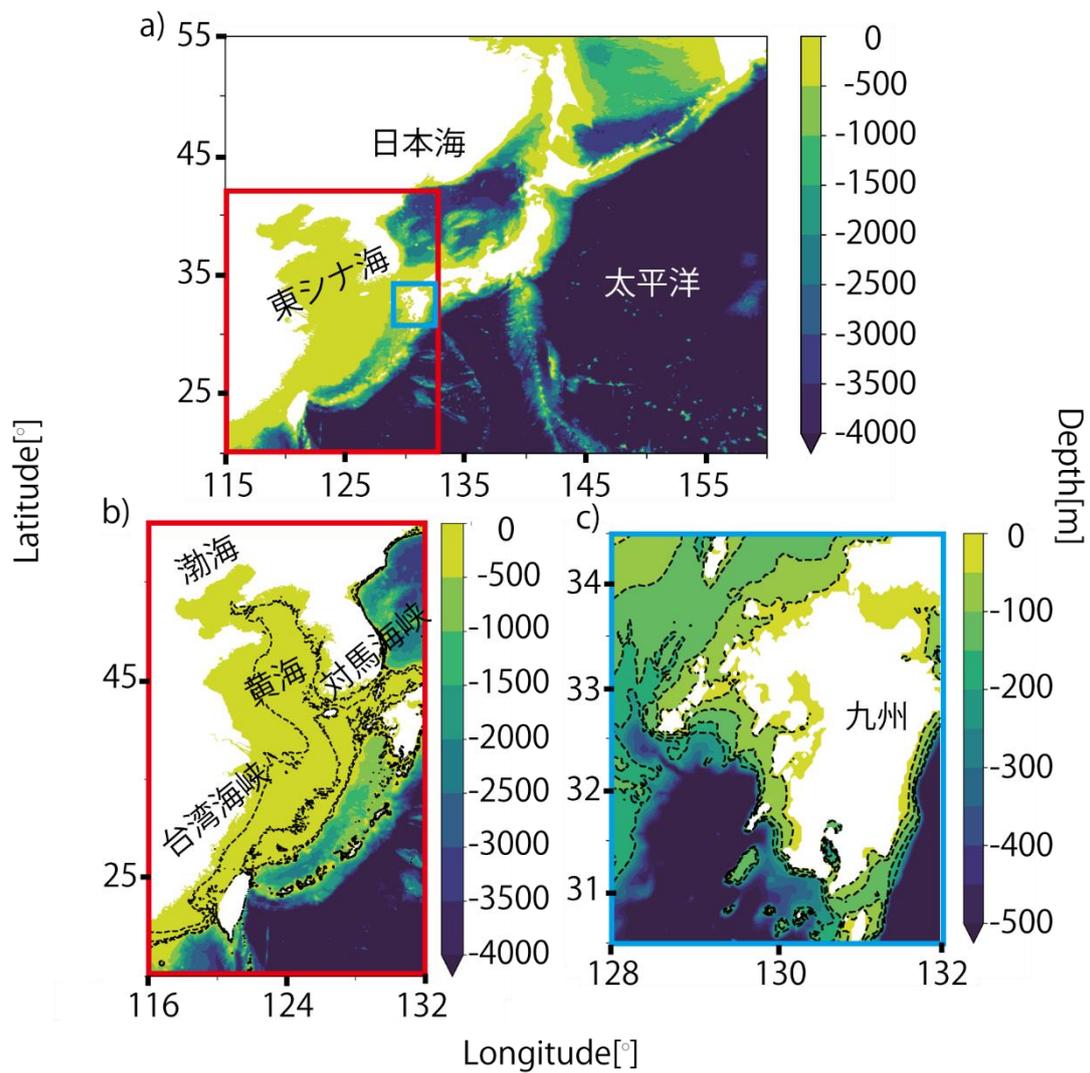


図 3: 日本近海及び東シナ海と九州北西岸の水深。(a) 日本周辺における水深(ETOPO1)。(b) 東シナ海における水深(上原 2020)。黒の点線は 50m ごとの等高線で-200m までを示す。(c) 九州周辺の水深(上原 2020)。黒の点線は 50m ごとの等高線で-200m までを示す。

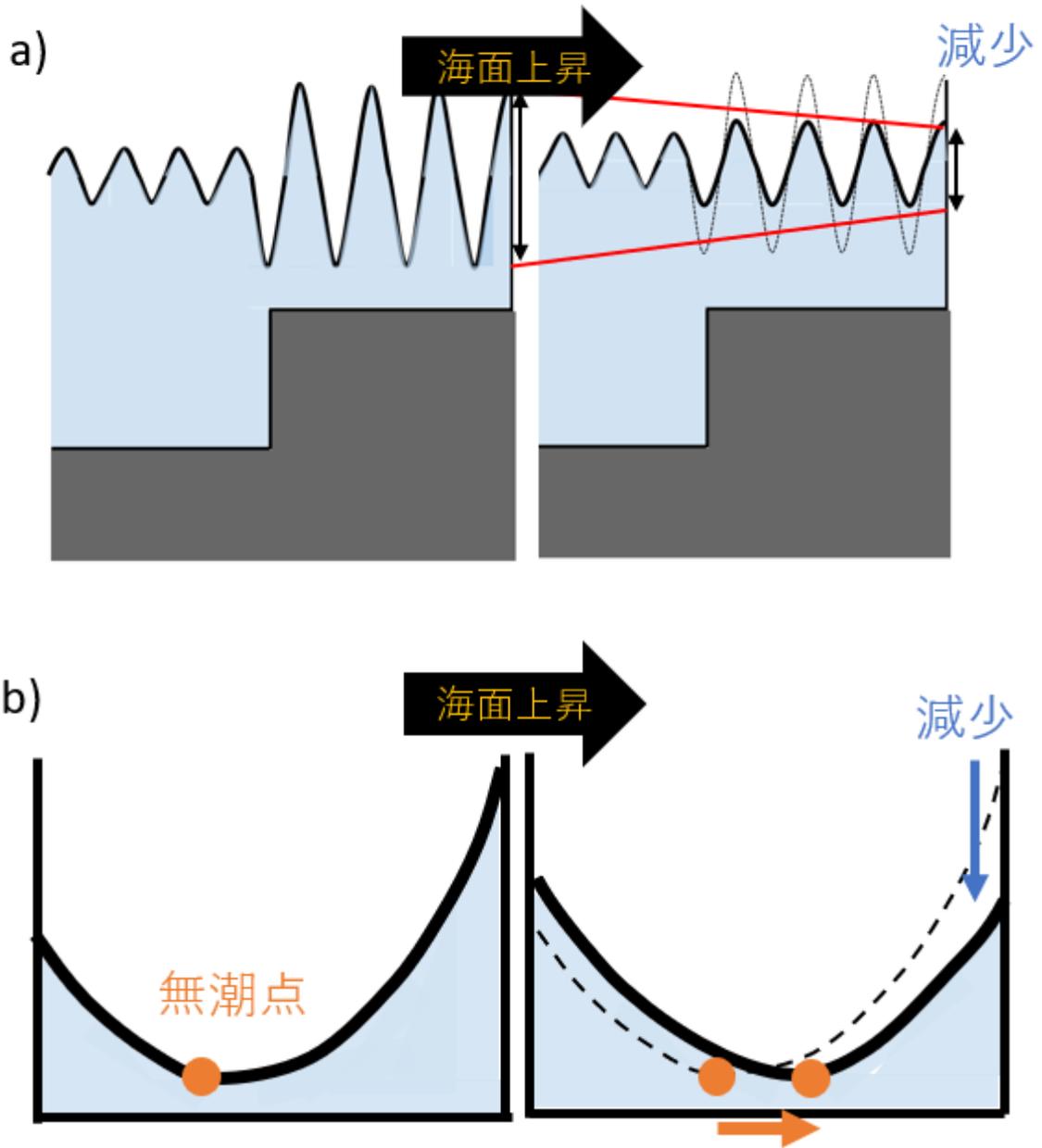


図 4: 海面上昇による振動系ごとの振幅減少メカニズム。(a)湾共鳴による振幅減少メカニズム。(b)無潮点の移動による振幅減少メカニズム。

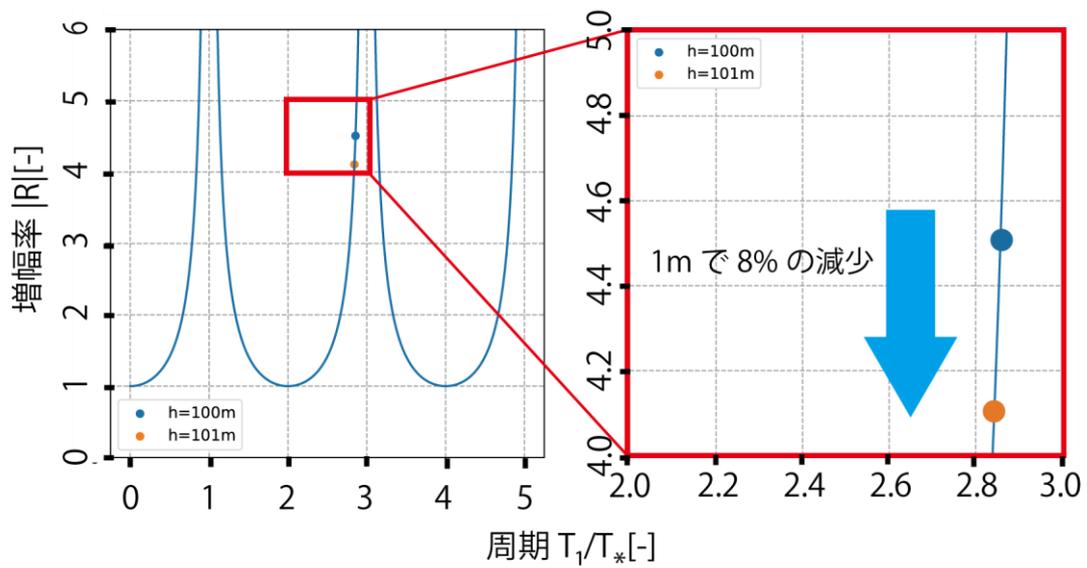


図 5: 東シナ海スケールの矩形湾を考えた時における、海面上昇 1m を与えた時の増幅率の変化。湾長は 1000km。青点は水深 100m、橙点は水深 101m を表している。

第2章 手法

第1節 観測データの解析

九州北西岸で起きている M_2 潮振幅の経年変化を求めるため、数十年の潮位データが存在し、東シナ海に面する7地点の験潮所(博多・巖原・仮屋・佐世保・福江・長崎・阿久根)の毎時潮位データを解析した(日本海洋データセンター・気象庁)。本研究での九州北西岸の定義は九州に存在し、かつ東シナ海に面している験潮所のうち遥山他(2004)により2003年まで解析されている5地点(博多・巖原・佐世保・福江・長崎)と新たに追加した2地点(仮屋・阿久根)の計7地点を含む領域のことである(図6a)。5地点は同一解析期間にける結果の比較および2003年以降に減少が続いているかどうかの検証のため解析地点として採用した。一方、仮屋・阿久根は遥山他(2004)で解析されていないが、東シナ海に面しており十分な観測期間を持っていたため解析地点として採用した。また九州北西岸で観測された減少トレンドは海域特有の変化であるのか、それとも潮汐波の伝搬経路全体にわたる空間変動の一部なのかを明らかにするため、本州沿岸における経年変化の空間分布も求めた。具体的には本州の太平洋沿岸から9地点(布良・御前崎・浦神・串本・白浜・土佐清水・油津・大泊・枕崎)(図6b)、本州の日本海沿岸から7地点(田後・舞鶴・三国・富山・鼠ヶ関・男鹿・深浦)を解析した(図6c)。すべての毎時潮位データは日本海洋データセンター(福江・長崎は2018年のみ気象庁)より入手した。(図6d)(表1)。

潮位データは1年毎のデータセットに分けて調和解析し、 M_2 潮の調和定数を求めた。調和解析のスキームはpythonを用いた解析ツール Tappy(Barbosa, 2009)を用い、解析には月の昇交点補正をかけた。Tappyは与えられた潮位データの長さに応じて計算可能な分潮に分けることが出来るプログラムである。験潮所ごとに欠損率、そして年ごとに求められる分潮数が異なっていたが、遥山他(2004)との解析結果と大きく変化することは無いことを確認している。九州北西岸の7地点の中から最も遅い開設は仮屋の1972年であったため、本研究ではすべての験潮所において1972~2018年の47年間を解析期間として採用した。

潮汐振幅の経年変動は、経年変動割合(遥山他, 2004)から求めた。経年変動割合とは、解析期間における平均の分潮振幅からのズレを表す割合であり、各年の M_2 潮振幅の調和定数から、期間全体の M_2 潮振幅の平均値を差し引き後方で規格化した値である。例えば、ある年における M_2 潮振幅を A_n 、そして解析期間全体の A_n の平均値を \bar{A} とすると、その年の経年変動割合は

$$\text{経年変動割合} = \frac{A_n - \bar{A}}{\bar{A}} \quad (2)$$

で表される。

平均海水面の経年変動については、海面上昇の大きさを求めるため、比率ではなく各年の平均海水面から解析期間全体の年平均値を引いた差を採用した(経年変動値)。各験潮所における M_2 潮振幅および平均海水面の年平均値は付録に収録している。

本研究では、 M_2 潮振幅や経年変動から見出された長期的な変化のことを経年変化およびトレンドと呼ぶ。その値は各年の経年変動割合・経年変動値に対して最小二乗法を用いて求めた傾きに 47 年を掛けた値である。

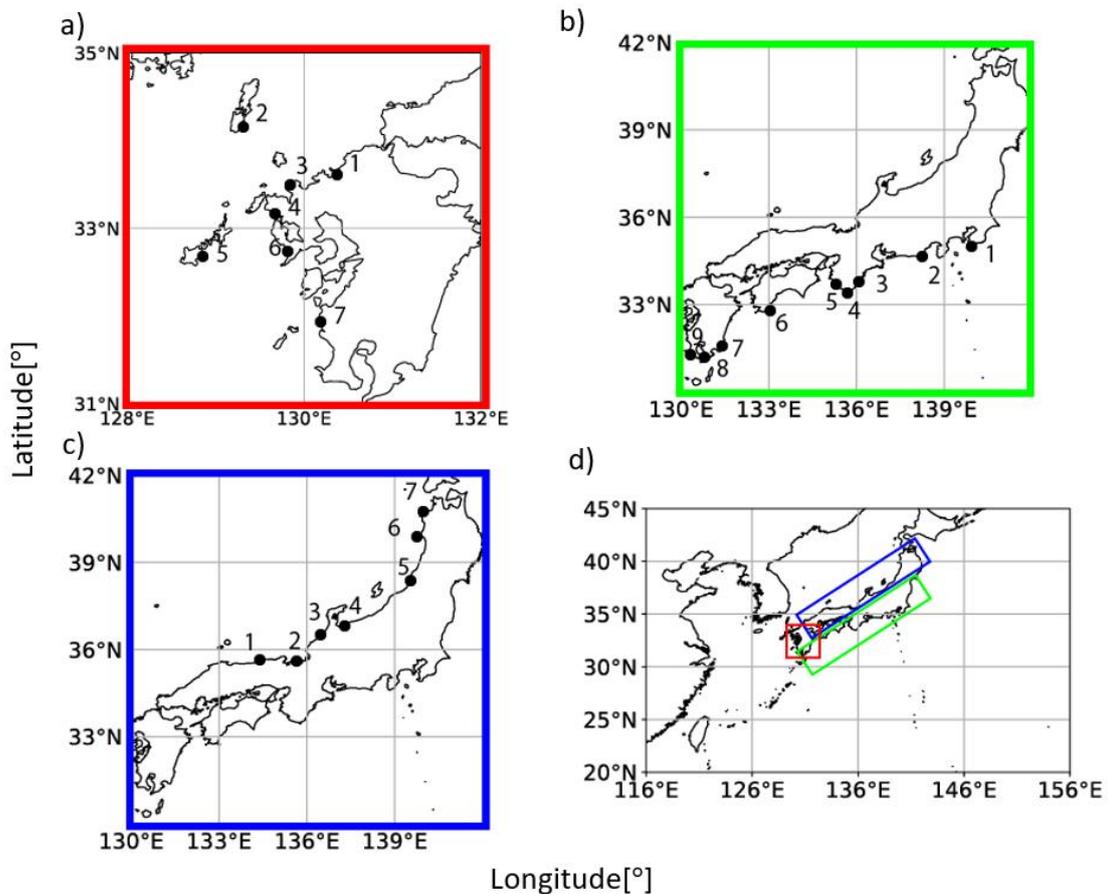


図 6: M_2 潮振幅の解析で使用した験潮所の位置。(a)九州北西岸の験潮所位置。(b)本州の太平洋沿岸の験潮所位置。(c)本州の日本海沿岸の験潮所位置。(d)験潮所の位置関係。各色の枠線は(a)(b)(c)それぞれの枠線と対応する。

表 1:本研究で使用する海域毎の験潮所番号・名前・経度・緯度

九州北西岸	験潮所名	緯度	経度
1	博多	33°-37.117'N	130°-24.467'E
2	巖原	34°-11.867'N	129°-17.500'E
3	仮屋	33°-28.383'N	129°-50.950'E
4	佐世保	33°-9.483'N	129°-43.433'E
5	福江	32°-41.767'N	128°-50.967'E
6	長崎	32°-44.100'N	129°-51.967'E
7	阿久根	32°-1.050'N	130°-11.467'E
本州の太平洋沿岸			
1	布良	34°-55.133'N	139°-49.500'E
2	御前崎	34°-36.500'N	138°-13.333'E
3	浦神	33°-33.500'N	135°-53.783'E
4	串本	33°-28.550'N	135°-46.400'E
5	白浜	32°-56.766'N	135°-22.517'E
6	土佐清水	32°-46.750'N	132°-57.533'E
7	油津	31°-34.617'N	131°-24.567'E
8	大泊	31°-1.417'N	130°-41.350'E
9	枕崎	31°-16.067'N	130°-17.583'E
本州の日本海沿岸			
1	田後	35°-35.617'N	134°-18.967'E
2	舞鶴	35°-28.600'N	135°-23.217'E
3	三国	36°-15.267'N	136°-8.933'E
4	富山	36°-45.733'N	137°-13.483'E
5	鼠ヶ関	38°-33.800'N	139°-32.767'E
6	男鹿	39°-56.533'N	139°-42.200'E
7	深浦	40°-38.833'N	139°-55.583'E

第2節 現実地形モデル

海面上昇が M_2 潮振幅に与える基礎的なメカニズムの理解と振幅変化量の定量的な評価を目的として、1層潮汐モデル(Uehara et al. 2006)を用いた数値実験を行った。一連の実験では、以下の浅水方程式系を解くことにより自由境界面 η および水平二次元流速 \mathbf{u} を求めている。

$$\frac{\partial D\mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \cdot \nabla)D\mathbf{u} + \mathbf{k}(2\Omega \sin\phi) \times D\mathbf{u} = -gD\nabla\eta - C_d|\mathbf{u}|\mathbf{u} + A_h D\nabla^2\mathbf{u} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla \cdot (D\mathbf{u}) = 0 \quad (4)$$

ここで、 t は時間、 ∇ は水平勾配演算子、 \mathbf{k} は鉛直方向の単位ベクトル、 g は重力定数、 $D = H + \eta$ で H は平均水深、 Ω は地球の自転角速度、 ϕ は緯度である。本研究では f 面を仮定し、 $\phi = 31.5^\circ\text{N}$ を採用した。 A_h は水平渦粘性係数で $100\text{m}^2/\text{s}$ とし、 C_d は底摩擦係数であり 0.002 とした。モデル領域は $116^\circ\text{E} \sim 132^\circ\text{E}$ 、 $20^\circ\text{N} \sim 43^\circ\text{N}$ で、水平空間解像度は $1/30^\circ$ (東西 490grids × 南北 690grids)とした。次節で説明する理想地形モデルとは異なり、現実の東シナ解の水深データ上原(2020)を使用した。境界条件は強制振幅区間を除き、東西南北すべての領域において閉境界を使用している。4章で示すように、このような境界条件を用いた場合においても、現実的な開境界を採用した場合と定性的に良く合う結果が得られていた。

モデル領域内の潮汐は、東岸境界に沿って南限から約 670km (200grid)の範囲で一様振幅・位相の正弦波となるよう海面を変動させ、潮汐を再現した(図 7a)。

$$\eta_{M_2} = 0.5 \times \sin(2\pi t/T_{M_2}) \quad (5)$$

ここで強制振幅 0.5m は衛星海面高度計データを同化した全潮潮汐モデル(TPX09; Egbert and Erofeeva, 2002)における出力結果の空間平均から求め、また周期は M_2 潮と同じ 12.42 時間(T_{M_2})となるようにした。計算は静止状態から 10 日間行い、最後の 47.68 時間(M_2 潮 4 周期)について解析を行った。なおモデル領域内の変動は計算開始から約 4 日でほぼ定常に達していた(図 7b)。本研究では海面上昇が M_2 潮振幅に与える影響のみを求めるため、潮間帯の干出を陽に扱う **wet and dry** スキームは使用しなかった。代わりに低潮時の計算不安定を防ぐため、静止状態の海面から測った水深が 5m よりも浅い場合はモデル地形の水深を 5m に置き換えて計算を行った。以降この実験設定を現実地形(REAL)における基準実験(CTRL)と呼ぶ。以後この実験の表記は $\text{REAL}_{\text{CTRL}}$ とする。

水深増加実験(DEEP)

海面上昇による M_2 潮振幅の変化を明らかにするため、水深を 10cm 深くした実験(10cm の海面上昇と同じ効果をもつ)を行った。この実験を **DEEP** と呼び、モデル設定

は REAL_{CTRL} と同じだが、水深が 10cm 深くなったものを REAL_{DEEP} と呼ぶ。一連の実験において水深増加による影響を定量的に比較するための実験セットを REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} と記す。水深を深くする際に陸域が浸水しないよう、海である全てのグリッド点に対してのみ地形を深くし、地形の深さおよび陸域の条件を除くその他のモデル設定は元のモデルと同じにした。また水深増加による M₂ 潮への影響がロバストであることを確かめるため、水深をさらに 0.5m(REAL_{DEEP0.5m})、1m(REAL_{DEEP1.0m})と大きくした実験も行った。

全ての実験において最小二乗法による調和解析を用いて、各グリッドの M₂ 潮振幅と位相遅れを求めた。M₂ 潮振幅変化率を以下のように求めそれぞれの実験において定量的な評価を行った。

$$M_2 \text{潮振幅変化率}(\text{Real}_{\text{DEEP}} - \text{REAL}_{\text{CTRL}}) = \frac{A_{\text{Deep}} - A_{\text{CTRL}}}{A_{\text{CTRL}}} \quad (6)$$

マスク実験(MASK)

REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} において九州北西岸では M₂ 潮振幅の減少が確認できた。この M₂ 潮振幅減少がどのメカニズムによる影響なのかを調べるため、東シナ海において振動系が変化したと考えられる海域をマスク(陸域に変換)した感度実験を行った。本研究では振動系が変化した海域として(1)対馬海峡、(2)台湾海峡、(3)杭州湾の3海域を考えた。モデルの格子番号で表した海域のマスク範囲は以下の通りである(図 8)。

(1)対馬海峡(TM)：済州島より東および北の対馬海峡($304 \leq x \leq 330$ 、 $396 \leq y \leq 430$)ならびに日本海($330 \leq x$ 、 $400 \leq y$)の領域(図 8a)

(2)台湾海峡(TW)：東シナ海南西部($0 \leq x \leq 179$ 、 $0 \leq y \leq 278$)の領域(図 8b)

(3)杭州湾(HZ)：長江河口南東端の経度より西側($130 \leq x \leq 177$ 、 $299 \leq y \leq 326$)の領域 (図 8c)。

それぞれの地形において CTRL 実験と DEEP 実験を行い、M₂ 潮振幅の水深変化に対する応答がどのように変わるか調べた。以降、対馬海峡のマスク実験を(TM)、台湾海峡のマスク実験を(TW)、杭州湾のマスク実験を(HZ)と呼ぶ。

東シナ海自体の共鳴効果(湾共鳴)

東シナ海全体の共鳴状態を詳しく調べるため、対馬海峡・台湾海峡・杭州湾の全てを同時にマスクした実験(ECS)をベースに2つの追加実験を行った(図 8d)。純粋な 1/4 波長共鳴による影響のみを取り出す目的で、1つは黄海を南北に2分する山東半島を海域に転換した実験(ECS-SD)、もう一つは陸棚域の水深を一定にした実験(ECS-UD)である。東シナ海の 1/4 波長の共鳴を引き起こす長さスケールとしてどの程度の大きさが適切なのかを検証するため、ECS-SD と ECS-UD の実験と理想的な矩形湾の実験(次に解説する)、および解析解との比較を行う。

ECS-SD では山東半島が存在する領域($95 \leq x \leq 250$ 、 $450 \leq y \leq 535$)における陸域の水深を東西方向に線形補完することで山東半島を沈め、東シナ海スケールの矩形湾を再現した(図 8e)。ECS-UD では ECS-SD において含まれている海底地形の傾斜の効果を取り除くため ($x \leq 340$)における領域かつ水深が 100m より浅いところを全て 100m とし、東シナ海内部において一様水深となるようにした(図 8f)。それぞれの実験条件において、DEEP 実験をセットで行うことで、 M_2 潮振幅の変化率を求めた。

それぞれのメカニズムが九州北西岸にどの程度影響を与えているか定量的な評価を行うため、マスクに影響せず九州北西岸に近い、経度 126°E 線に沿った評価線を設け、その線上での M_2 潮振幅変化率を比較した(図 7a)。

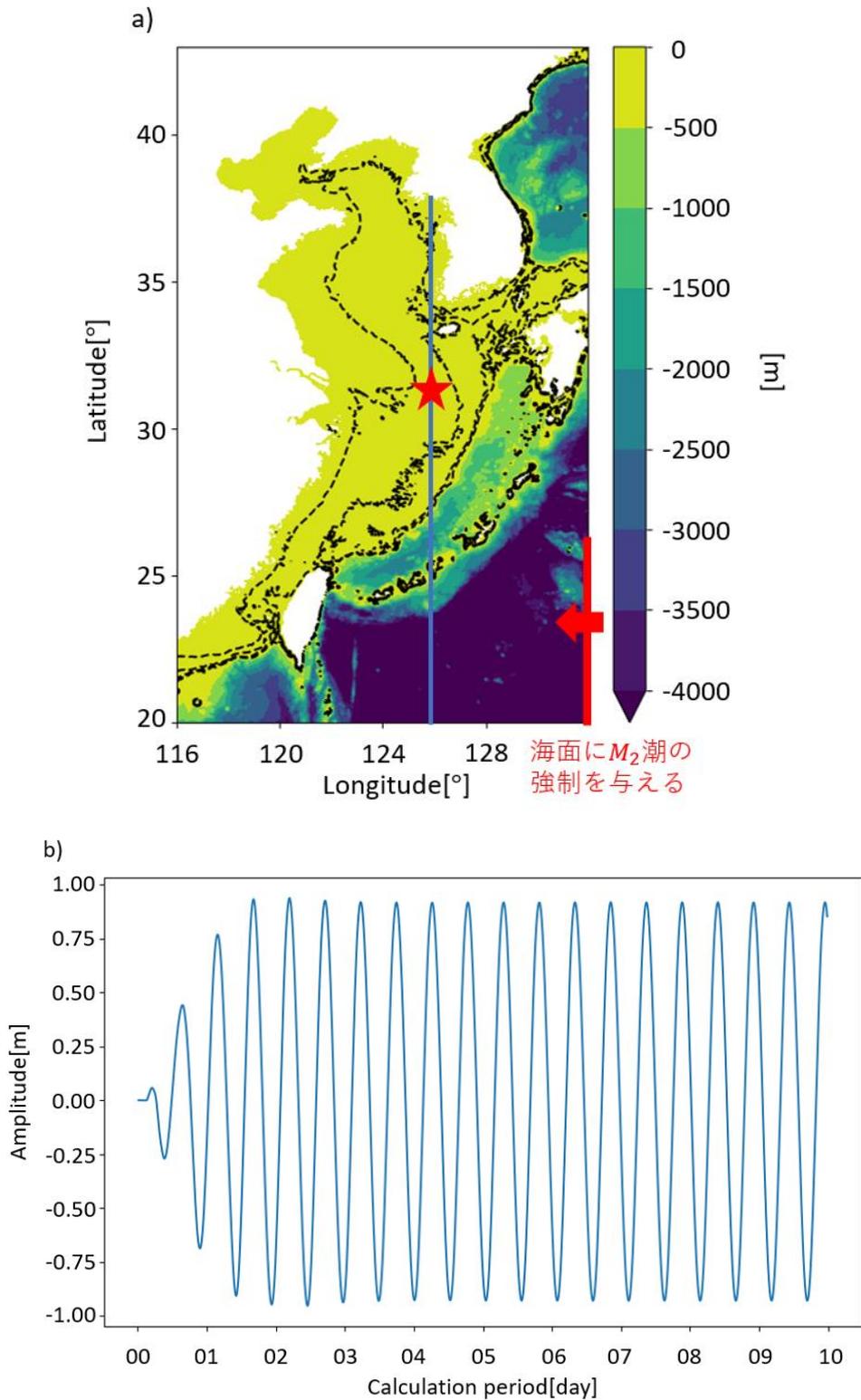


図 7: (a)東シナ海の地形(上原 2020)およびモデルの強制位置と感度実験における評価線(青:経度 126°E)と評価点(赤星:経度 126°E、緯度 31°N)(b)計算期間中の評価点における振幅変化

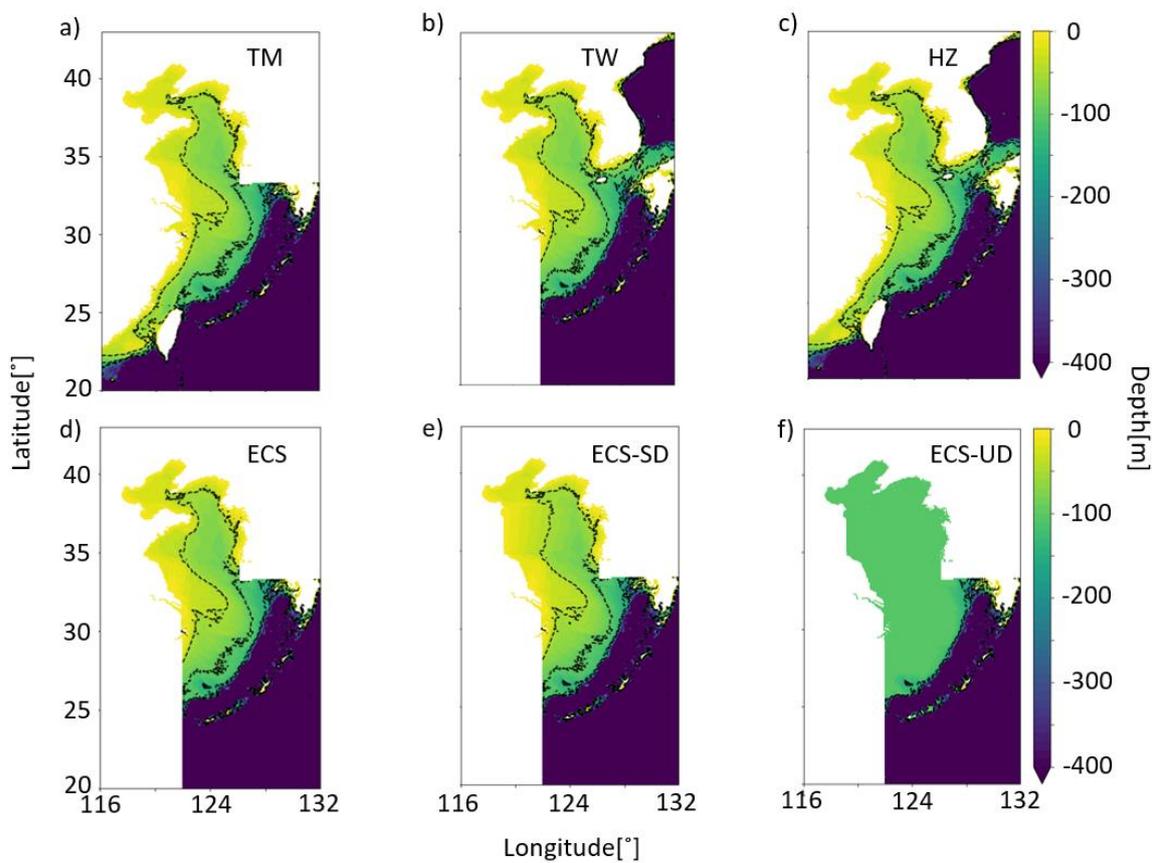


図 8:(a)TM 実験で用いる対馬海峡のモデル領域。(b)TW 実験で用いる台湾海峡のモデル領域。(c)HZ 実験で用いる杭州湾のモデル領域。(d)ECS 実験で用いるモデル領域。対馬海峡・台湾海峡・杭州湾を同時にマスクしている。(e)ECS-SD のモデル領域。山東半島を沈めた海底地形となっている。(f)ECS-UD 実験のモデル領域。ECS-SD 実験において 100m よりも浅い領域を全て 100m とした海底地形。(a)-(f)において黒線は 50m ほどの等高線で-200m までを示しており、地形データはすべて上原(2020)に基づく。

第3節 理想地形モデル

東シナ海全体で起こる湾共鳴の理解を深めるため、解析解との比較が可能な矩形湾を用いた理想地形モデル実験を行った。空間解像度は水平 2km、モデル領域の南端において東西方向に一様な正弦波となるように海面を変動させることで潮汐を再現した。

$$\eta_{M_2} = 1.0 \times \sin(2\pi t/T_{M_2}) \quad (7)$$

強制振幅の大きさを 1m とした。南岸以外の東西北の境界は閉境界とした。その他のパラメータおよび調和解析期間は REAL 実験と同様である。

実験で用いた矩形湾の湾幅は先行研究である Cui et al. (2014) に従い、500km に設定した。宇野木(1993)の増幅率(式(1))に見られるように湾共鳴は湾長に大きく左右されるが、実際の東シナ海では湾軸が真っすぐでないため、湾長の取り方に任意性が存在する。Cui et al. (2014) では渤海の湾奥から韓国沿岸までを 1000km と置いていた。そこで本研究では 1000km(図 9) から 1500km まで 100km ごとに湾長を変化させた感度実験を行い、共鳴の様子を確認した。さらに、それぞれの実験において DEEP 実験を行うことにより、共鳴の変化による M_2 潮振幅の増減パターンを求めた。以降、湾長を変える一連の感度実験を LENGTH と呼ぶ。

理想地形モデルの結果と解析解を比較するために、湾内と湾口の振幅比として定義される増幅率 R を導入した。モデル結果における増幅率 R は各グリッドの潮汐振幅の値を南端での強制振幅(ここでは 1m)で割ることにより求めた。各グリッドの増幅率 R のうち、東岸かつ湾奥のグリッド(例えば、1000km の時は $x: 250, y: 500$)における増幅率 R を解析解との比較に使用した。

数値実験の名前と対応する実験条件を以下の表にまとめた(表 2)。

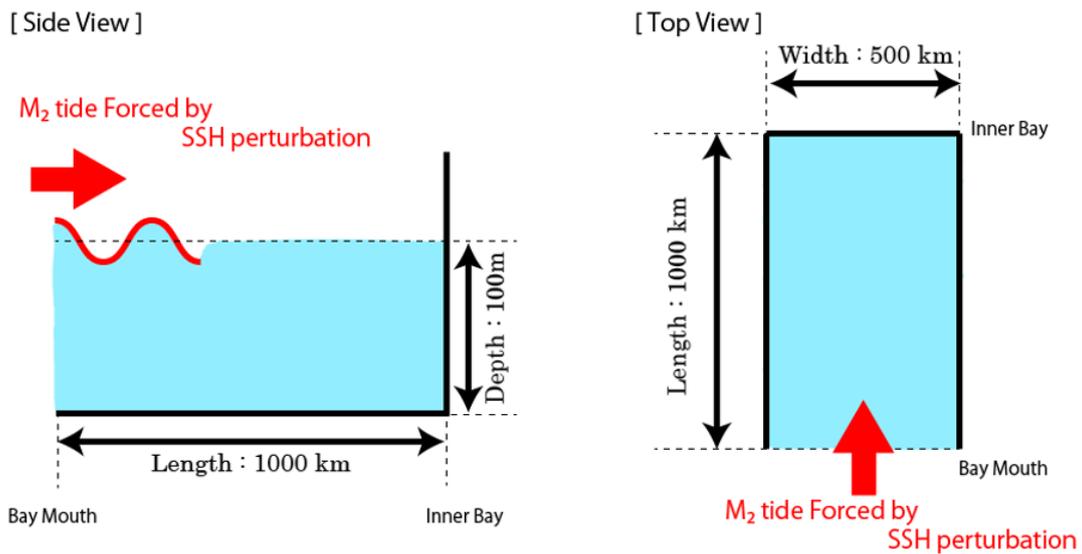


図 9: 矩形湾のモデル設定

表 2: 実験条件における地形データと地形のマスクおよび海底の状態

実験名	地形データ	地形のマスク	山東半島	一様水深
REAL	上原(2020)	なし	あり	×
TM	上原(2020)	対馬海峡	あり	×
TW	上原(2020)	台湾海峡	あり	×
HZ	上原(2020)	杭州湾	あり	×
ECS	上原(2020)	対馬海峡・台湾海峡・杭州湾	あり	×
ECS-SD	上原(2020)	対馬海峡・台湾海峡・杭州湾	なし	×
ECS-UD	上原(2020)	対馬海峡・台湾海峡・杭州湾	なし	陸棚域 100m
LENGTH	矩形湾	なし	なし	○

第3章 観測された M₂ 潮振幅の減少トレンド

遥山他(2004)および田中・田井(2015)によると九州北西岸では M₂ 潮振幅の減少が 1970 年代から 2010 年にかけて起きていることが確認されている。この減少トレンドは 2010 年までのデータを用いて報告されていることから、本研究では先行研究との比較および 2010 年以降の M₂ 潮振幅の変化を調べるため、1972 年から 2018 年までの時系列水位データの解析を行い減少トレンドの大きさを見積もった。また九州北西岸の振幅減少の起源を明らかにするため、解析期間を拡大し、潮汐波の伝搬経路上流である本州の太平洋沿岸および下流である本州の日本海沿岸についても、同様の解析を行い各地点でのトレンドの大きさを見積もった。

第1節 九州北西岸における M₂ 潮振幅の減少トレンドと海面上昇

M₂ 潮振幅の経年変化は博多で-7.9%、厳原で-5.6%、仮屋で-4.2%、佐世保で-3.7%、福江で-5.1%、長崎で-4.7%、阿久根で-1.4%とどの地点においても減少トレンドを示していた(図 10a)。47 年間における九州北西岸の M₂ 潮振幅の減少トレンドは平均 4%程度(0.1%/decade)であり、世界各地の験潮所で観測されている振幅変化量と同程度の大きさに収まっていた(-1%~1%/decade)(Müller et al., 2011)。また、減少トレンドの大きさは南から北に行くにつれて大きくなる空間分布を示していた。験潮所における 1970 年代から 2010 年までの M₂ 潮振幅の減少トレンドは 2010 年までの解析(遥山他 2004; 田中・田井,2015)と比較しても同程度であった。しかし新たに解析を加えた 2010 年以降、短期的に変化が見られ、5 年の移動平均をとると福江・長崎を除いた 5 地点の験潮所で増加に転じていた(付録)。

一方、平均海水面は解析期間を通じて九州北西岸全体で上昇しており、その大きさは博多で 13.63cm、厳原で 11.75cm、仮屋で 7.52cm、佐世保で 11.28cm、福江で 8.93cm、長崎で 12.69cm、阿久根で 7.05cm と、平均 10.40cm であった(図 10b)。ただし、M₂ 潮振幅で見られたようなトレンドの空間分布は見られなかった。

M₂ 潮振幅および平均海水面それぞれの経年変動割合・経年変動値を験潮所ごとに見比べると、九州北西岸全体を通して同じ変化傾向を示していた。これは M₂ 潮振幅、平均海水面のどちらについても、数年スケールの変動パターンは験潮所間で似通っており、それらの変動の多くが局所的なものでは無く、九州北西岸全体を通して現れたものであることを示唆している。ただし、M₂ 潮において博多・仮屋・佐世保に見られる下向きの極値は解析期間における欠損率がそれぞれ 1995 年・1983 年・1975 年において大きかったためだと考えられる。

各年の M₂ 潮と平均海水面の相関は博多で-0.82、厳原で-0.88、仮屋で-0.81、佐世保で-0.69、福江で-0.81、長崎で-0.91、阿久根で-0.73 と佐世保を除いて 0.7 以下の強い負

の相関を示していた(表 3)。解析期間を 2018 年まで伸ばしたところ、2003 年までの解析である遥山(2004)と比べ、比較可能なすべての地点において負の相関が強まっていた。このことから九州北西岸全体において平均海水面の上昇に対し、 M_2 潮振幅が感度を持っている可能性を示している。

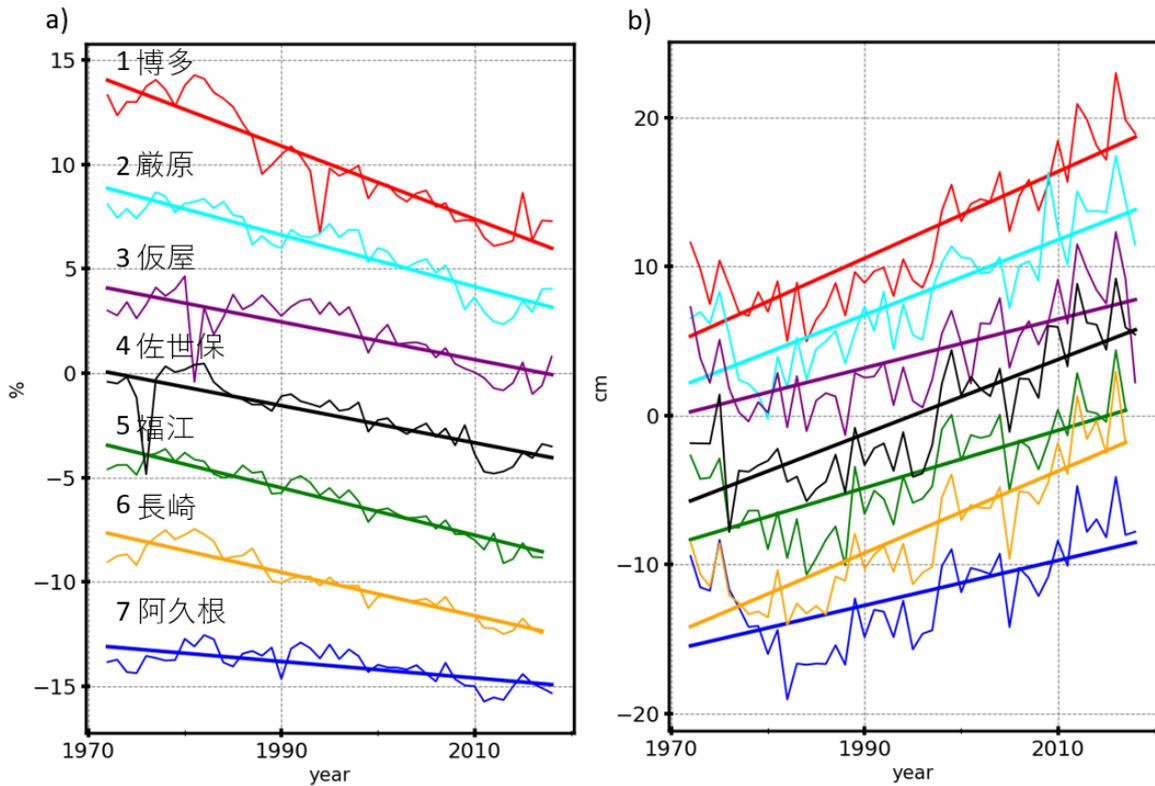


図 10:九州北西岸の験潮所における(a)M₂潮振幅変化率(%)と(b)年平均海水面(cm)の1年毎の経年変動と経年変化。細線は経年変動、太線はトレンドを表す。それぞれの図における線の色は験潮所に対応する。

表 3:九州北西岸における験潮所ごとの M₂ 潮振幅の変化率・平均海水面の変化量および両者の相関係数

	験潮所	M ₂ 潮(%)	平均海水面(cm)	相関
1	博多	-7.9	13.63	-0.82
2	巖原	-5.6	11.75	-0.88
3	仮屋	-4.2	7.52	-0.81
4	佐世保	-3.7	11.28	-0.69
5	福江	-5.1	8.93	-0.81
6	長崎	-4.7	12.69	-0.91
7	阿久根	-1.4	7.05	-0.73

第2節 本州の太平洋側・日本海沿岸における M_2 潮のトレンド

九州北西岸の M_2 潮振幅減少の起源はどこにあるのか？九州北西岸で見られる M_2 潮振幅の減少が大きな空間変動の一部なのかそれとも局所的な変化なのかを調べるため、九州北西岸と同様の解析を本州の太平洋沿岸および日本海沿岸で行った。本州の太平洋側は潮汐波の伝搬経路上流域にあたり、日本海沿岸は下流域にあたる。

九州南岸の験潮所を除いた太平洋沿岸の験潮所(布良・御前崎・浦神・串本・白浜・土佐清水)において47年間の M_2 潮振幅のトレンドは-1.41~+0.41%であった(図 11a 1-6)。領域全体で揃ったトレンドが無く、九州北西岸とは異なっていた。一方、九州南岸の験潮所である油津(-2.8%)・大泊(-0.94%)・枕崎(-2.8%)は M_2 潮振幅の減少トレンドが存在し、九州北西岸同様の傾向であった(図 11a 7-9)。平均海水面は白浜を除いた太平洋沿岸の全ての験潮所において上昇傾向を示しており、その大きさは 9.87cm~39.01cm であった(図 11b)。特に御前崎の海面上昇の大きさは解析した他の験潮所よりも大きかった。これは御前崎周辺の地盤沈下が影響していた可能性が高い(気象庁, 2016)。御前崎および白浜を除いた太平洋沿岸の海面上昇の大きさは平均 13.76cm を示しており九州北西岸と同じオーダーであった。

日本海沿岸の験潮所ではすべての地点において九州北西岸と同様の揃った減少トレンドが存在し、その大きさは-5%~-13% であった(図 11c)。各年における経年変動割合が他の沿岸と比べ大きく変動しているのは、観測される M_2 潮振幅の大きさが約 5cm 程度と太平洋沿岸および九州北西岸の潮汐振幅と比較すると小さいためである(付録)。平均海水面は男鹿・深浦を除くと 5.17cm~22.09cm の大きさで海面上昇を示しており、その大きさは北に行くにつれ、小さくなっていた(図 11d)。深浦においては解析期間を通じて海面下降を示しておりその大きさは-6.58cm であった。これら本州の太平洋および日本海沿岸における経年変動割合は、九州北西岸と同様に遥山他(2004)の結果と近い値と傾向を示していた。

さらにそれぞれの海域において M_2 潮振幅と平均海水面との相関を求めたところ、本州の太平洋沿岸においては両者の相関は-0.37 未満であり、九州北西岸のような高い負の相関が見られなかった。一方で、九州の南岸である油津・大泊・枕崎では、九州北西岸と同様の高い負の相関(-0.6~-0.8)が得られた。日本海沿岸の験潮所では、平均海水面のトレンドが減少または小さい上昇であった日本海沿岸の験潮所(男鹿・深浦)を除いて九州北西岸と同様の高い負の相関(-0.6~-0.8)が得られた(表 4)。

験潮所の潮位データから、 M_2 潮の減少トレンドが潮汐波の伝搬経路の上流である太平洋沿岸では見られず、東シナ海の大陸棚で起きていることが分かった。そして下流の日本海沿岸にかけて、 M_2 潮振幅の減少トレンドが続いていることも分かった。この空間分布は九州北西岸において観測された M_2 潮振幅減少トレンドは太平洋から伝搬し

たものではなく、東シナ海もしくは東シナ海・日本海で起きたものであることを示唆している。

減少トレンドの起源は東シナ海と日本海どちらなのだろうか？Odamaki (1989)によると、日本海における半日周潮は1次元の数値モデルにより日本海北方に位置するタータリー湾以外では、対馬海峡により流入した潮汐で決まっており、津軽海峡・宗谷海峡から流入する潮汐および日本海に直接作用する潮汐ポテンシャルによる影響はほとんど効いていないことが明らかとなっている。このことを踏まえると、日本海の減少原因としては九州北西岸で減少した波が対馬海峡を通じ、日本海へと進入したため領域全体で減少が見えていると考えられる。実際、三国・富山の験潮所を除き、日本海全体で経年変動割合の短期的なパターンや減少量の大きさは九州北西岸と同様の傾向を示すことが確認できた。これは振幅の減少した波が日本海に伝搬しているという考えと整合的であり、東シナ海が観測された減少トレンドを作り出していることを示している。

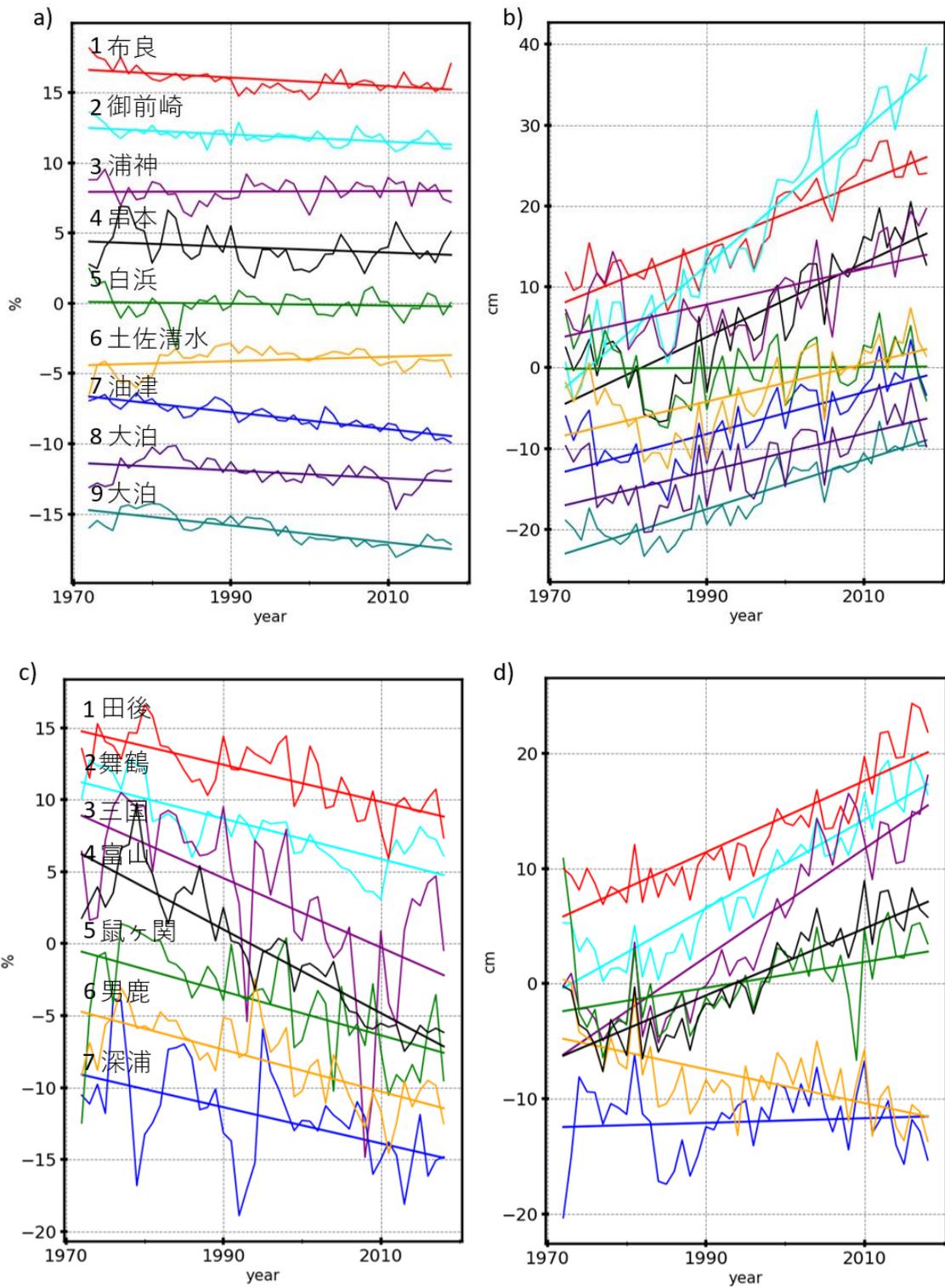


図 11:(a)本州の太平洋沿岸で観測された M₂ 潮振幅(%)と(b)年平均海面(cm)の経年変動および経年変化。(c)本州の日本海沿岸で観測された M₂ 潮振幅と(c)年平均海面の経年変動および経年変化。細線は各年の経年変動、太線はトレンドを表す。左右の図において同じ色で示された線は、同じ験潮所に対応している。

表 4:本州の太平洋側および日本海側における験潮所ごとの M₂ 潮振幅の変化率・平均海水面の変化および両者の相関係数

太平洋沿岸

	験潮所	M ₂ 潮(%)	平均海水面(cm)	相関
1	布良	-1.4	17.86	-0.37
2	御前崎	-0.94	39.01	-0.64
3	浦神	0	9.87	-0.12
4	串本	-0.94	21.15	-0.2
5	白浜	0	0	0.16
6	土佐清水	0.47	10.81	-0.21
7	油津	-2.8	11.75	-0.65
8	大泊	-0.94	10.81	-0.78
9	枕崎	-2.8	14.1	-0.82

日本海沿岸

	験潮所	M ₂ 潮(%)	平均海水面(cm)	相関
1	田後	-5.6	14.57	-0.67
2	舞鶴	-6.5	17.86	-0.66
3	三国	-11.2	22.09	-0.73
4	富山	-13.6	13.63	-0.86
5	鼠ヶ関	-7	5.17	-0.71
6	男鹿	-6.5	-6.58	0.29
7	深浦	-5.6	0.94	-0.2

第3節 海面上昇による湾共鳴の変化はメカニズムとして整合的か？

観測データより M_2 潮振幅減少トレンドは海面上昇と負の相関を持ち、そのトレンドは東シナ海が起源であることが示された。この減少のメカニズムは東シナ海スケールの湾共鳴と整合的だろうか？式(1)を見ると湾内の増幅率は水深といったパラメータだけでなく、外洋から湾内に伝搬する周期にも依存することが分かる。そこで半日周潮で2番目に大きい S_2 潮、日周潮では1番目と2番目に大きい $K_1 \cdot O_1$ それぞれについて同様の解析を行った。

九州北西岸の観測データからは、 M_2 潮の周期(12.42 時間)と近い周期(12.00 時間)を持つ S_2 潮の解析において、 M_2 潮と同様の振幅減少トレンドを得た。空間分布も同様に南から北にかけてトレンドが大きくなっていた。一方、 M_2 潮周期のおよそ倍の周期(23.93・25.82 時間)を持つ K_1 潮・ O_1 潮において減少トレンドが見られなかった(付録)。すなわち、九州北西岸における潮汐振幅の減少トレンドとその空間分布は、半日の周期帯では見られる反面、1日前後の周期帯では明瞭ではなく周波数依存性を持った現象であることが示唆される。

日周潮である K_1 潮において、湾長 1000km・水深 100m を基準にして 1m の海面上昇を与えた時の解析解を求めたところ、100m では 1.45、101m では 1.47 の増幅率を得た。これは 1% の振幅変化であり M_2 潮振幅変化と比べ小さい変化である。

以上の観測結果から、九州北西岸において海面上昇による湾共鳴の変化が M_2 潮振幅の変化を引き起こしているという仮説は整合的であると思われる。

第4章 数値実験で再現された海面上昇が M_2 潮振幅に与える影響

10cm の海面上昇は、観測で示されていたような 4% の M_2 潮振幅の減少を引き起こすのだろうか？海面上昇の影響を定量的に検証するため、1 層モデルを用いてその応答感度を検証した。そしてモデル内で再現された応答メカニズムを明らかにするため、海底地形や境界条件を変化させる感度実験を行った。

第1節 CTRL 実験で再現された M_2 潮振幅

定量的な検証として、現実の地形を用いて東シナ海での M_2 潮振幅の再現($REAL_{CTRL}$ 実験)を行い、モデル領域内の M_2 潮同時潮図と等潮差図を作成した(図 12a)。 M_2 潮は東岸での強制位置から九州沿岸を北上しながら東シナ海に伝搬するものと、日本海に伝搬する波の二つに分かれていた。東シナ海に侵入した波は韓国沿岸・渤海・中国沿岸と岸を右手に見ながら伝搬していき最終的に台湾海峡へ抜けていく様子が同時潮図から見て取れた。東シナ海内の振幅は台湾海峡や韓国沿岸および中国沿岸で振幅が大きくなる様子が見られた。これは台湾海峡では中国沿岸から伝搬してきた波と台湾南方沖の急激な水深増加によって反射された波により共鳴が発生し振幅が増大するという結果と整合的である(Wu et al., 2018)。また、韓国沿岸および中国沿岸での振幅増加は TOPEX/POSEIDON による衛星観測により作成された同時潮図(Fang et al.2004)において確認されており、本モデルは東シナ海の潮汐振幅を特徴づける領域の再現が出来ていることを示している。

TOPEX/POSEIDON 衛星および沿岸験潮所のデータ同化を行った日本周辺の潮汐振幅再現モデル NAO.99Jb model(Matsumoto et al. 2000)と振幅および無潮点の再現度を比較したところ(図 12b)、 M_2 潮の伝搬経路や振幅増加など主要な特徴は同じであった。東シナ海に存在する無潮点の位置は本モデルおよび NAO.99Jb どちらも山東半島南・山東半島東・渤海の Lianodong Bay および黄河河口にそれぞれ 1 つ存在しており振動系の特徴を再現できていることを示していた。ただし日本海内にある無潮点の位置は $REAL_{CTRL}$ 実験の方が NAO.99Jb と比べ南に存在していた。これは本モデルにおいて日本海の領域全てを再現していないために生じた無潮点の位置ズレだと考えられる。この無潮点の移動による M_2 潮振幅の空間分布は CTRL および NAO.99Jb と比較して明らかな違いが見られないため、九州北西岸における海面上昇に対する M_2 潮振幅の変化を定量的に評価できると考える。以上のことから、本研究で使用しているモデルは東シナ海の潮汐を十分に再現できていると考え、水深増加実験($REAL_{DEEP}$)を行い定量的な評価を行った。

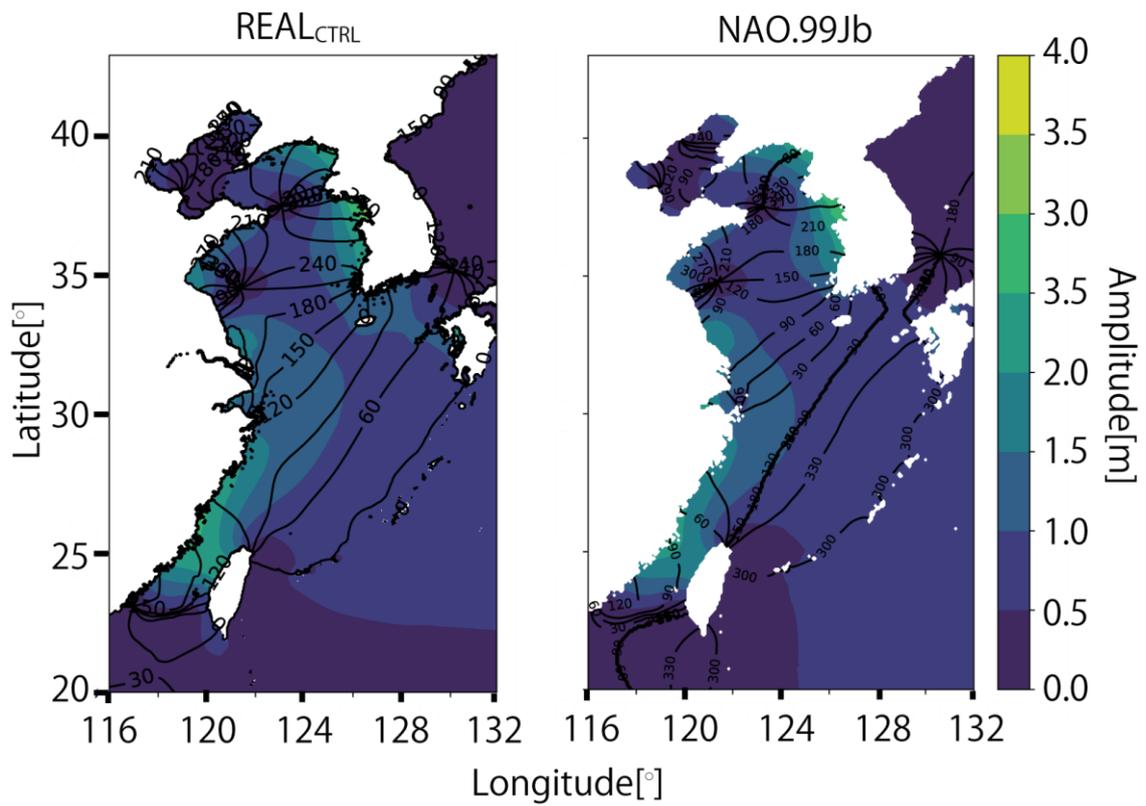


図 12:(a)REAL_{CTRL} で再現された M₂ 潮振幅の同時潮図(実線、単位:度)および等潮差図(色、単位:m)。(b) NAO.99Jb(Matsumoto, 2000)における同時潮図および等潮差図。線および色は REAL_{CTRL} と同じ。

第2節 10cmの海面上昇によるM₂潮振幅の変化

REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットでは日本海から九州北西岸・対馬海峡・杭州湾沖に至る帯状の領域でM₂潮振幅の減少が見られた反面(図13a)、台湾海峡や黄海・渤海など、東シナ海のその他の海域では全体的に振幅の増加が見られた。さらに山東半島南と東側および長江沿岸の杭州湾における無潮点では、周囲の振幅増加に対して、振幅の減少が広がっている一方、対馬海峡に存在する無潮点では周囲の振幅減少に対して振幅の増加が見られ、無潮点の移動によるM₂潮振幅の増減の変化が再現されていた。九州北西岸に見られるM₂潮振幅の減少は南から北にかけて大きくなっており、海面上昇によって観測と同様な空間分布を再現できることが分かった(図11b)。

九州北西岸のM₂潮振幅の変化率はすべての験潮所で減少を示しており、その大きさは平均-0.08%であった(博多-0.15%、巖原-0.12%、仮屋-0.13%、佐世保-0.07%、福江-0.06%、長崎-0.03%、阿久根-0.03%)。水深を0.5m・1.0mと大きく増加させた実験セット REAL_{DEEP0.5m}-REAL_{CTRL}、REAL_{DEEP1.0m}-REAL_{CTRL} でも、10cmの海面上昇と同じ振幅増減が再現された。九州北西岸における変化率は0.5mと1.0mの海面上昇に対し、それぞれ平均-0.47%・-0.99%であった(博多-0.79・-1.6%、巖原-0.65・-1.3%、仮屋-0.68・-1.4%、佐世保-0.38・-0.85%、福江-0.36・-0.78%、長崎-0.23・-0.55%、阿久根-0.21・-0.5%)(表5)。よってREAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}で得られた振幅の変化は妥当な結果だと思われる(図11c,d,e,f)。1m以下の水深増加ではM₂潮振幅との間には線形性が見られており(図11g,h)、この水深増加による振幅変化の線形応答は東シナ海において水深増加に対する振幅応答の計算を行った研究(Kuang et al. 2017, Feng et al. 2019)とも整合的である。

一方、観測と比べて海面上昇による振幅の変化は観測で見られたM₂潮振幅の減少率よりも小さく、実際の観測で見られた8%を説明するのにとどまった。たとえ1mの海面上昇を与えたとしても24%であり、観測されているM₂潮振幅の減少量(4%)を示すには1m以上の海面上昇が必要である。このことから、観測されている海面上昇が九州北西岸におけるM₂潮振幅の変化を作り出す主要因とは考えにくいことが明らかになった。

東シナ海を矩形湾と考えた時の理論解では1mの水深増加を与えると観測と同程度の減少を説明できるメカニズムのはずであったが、いったいなぜ一連の実験を通して観測と同程度のM₂潮振幅の減少が再現されなかったのだろうか？先行研究において指摘されていた東シナ海の振動系の役割を検証するため、REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットにおいてM₂潮振幅に影響を与えていると考えられる振動系の役割を一つずつ明らかにしていくことにした。

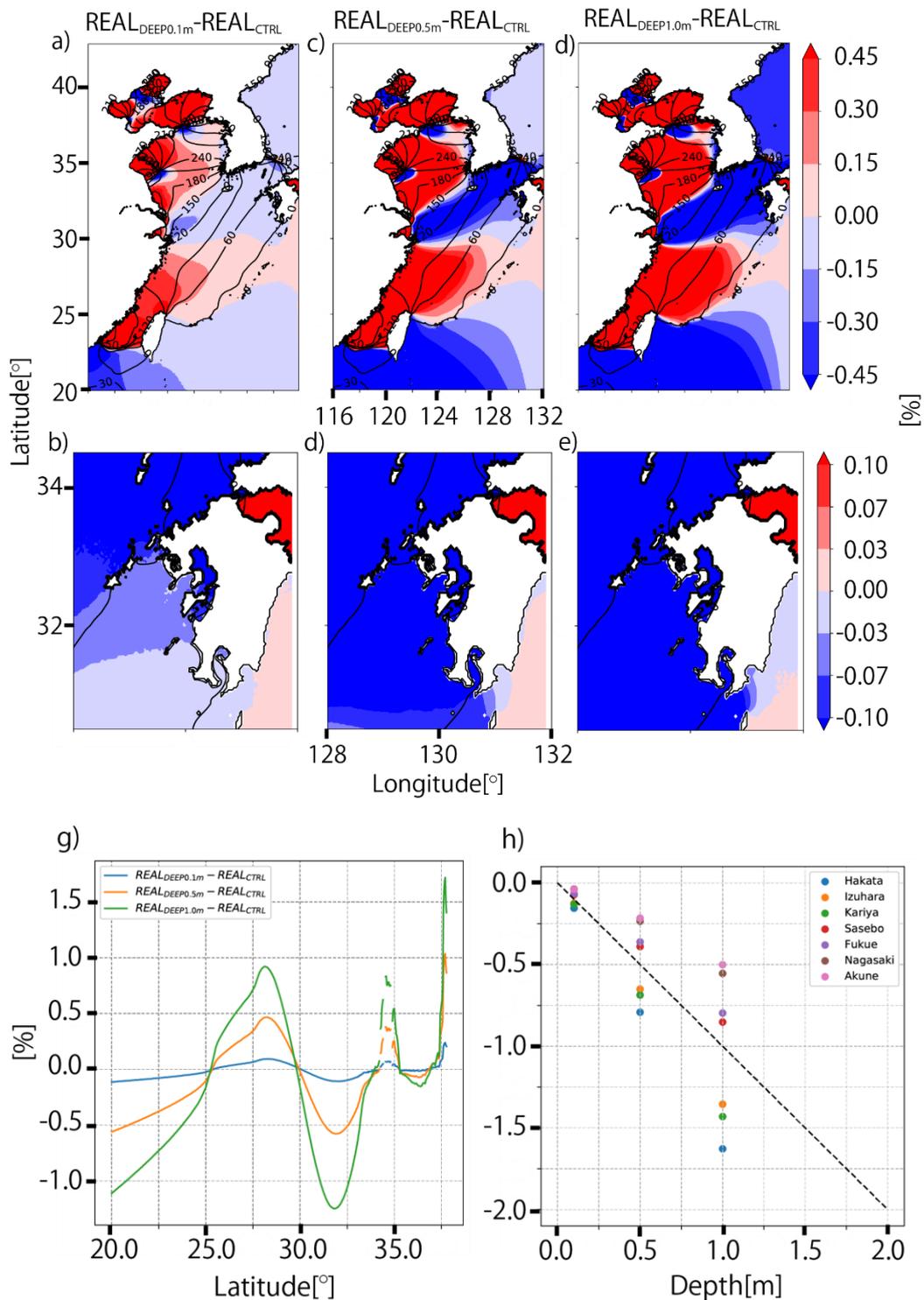


図 13 $REAL_{DEEP} - REAL_{CTRL}$ の実験結果。黒線は $REAL_{CTRL}$ における同時潮図(度)、色は海面上昇による M_2 潮振幅の変化率(%)を表す。(a)0.1m の海面上昇における東シナ海全体と(b)九州北西岸。(c)と(d)、(e)と(f)はそれぞれ 0.5m・1.0m の海面上昇における東シナ海全体と九州北西岸。(g)経度 126°E の評価線の M_2 潮振幅の変化率。(h)点は験潮所における M_2 潮振幅変化率。黒の点線は傾き-1 の線を表す。

表 4 各実験における験潮所ごとの M₂ 潮振幅の変化率(%)

	験潮所	DEEP0.1m	DEEP0.5m	DEEP1.0m
1	博多	-0.15	-0.79	-1.6
2	巖原	-0.12	-0.65	-1.3
3	仮屋	-0.13	-0.68	-1.4
4	佐世保	-0.07	-0.38	-0.85
5	福江	-0.06	-0.36	-0.79
6	長崎	-0.03	-0.23	-0.55
7	阿久根	-0.03	-0.21	-0.5

第3節 数値モデルで再現された振幅減少を引き起こすメカニズム

REAL 実験の 10cm の水深増加によって見られた振幅減少はどのように引き起こされているのだろうか？東シナ海では振動系として黄海の韓国沿岸および中国沿岸、山東半島の南部、台湾海峡・対馬海峡が知られており、東シナ海の領域において M_2 潮周期強制に対し振幅が増幅する効果が示されている(Cui et al. 2014)。REAL_{CTRL} 実験ではこれらの海域では強制として入射した 0.5m の振幅よりも大きい振幅を持っていることが確かに再現されていることから、各海域において共鳴が引き起こされていることを示している。

REAL_{CTRL} 実験と REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットにおける振幅の変化傾向は 2 つに分けられる。1 つはある海域におけるまとまった振幅の変化である。東シナ海の振幅増加、長江沿岸から対馬海峡にかけて見られる振幅減少、台湾海峡周辺の振幅の増加がこれにあたる。もう 1 つが、まとまった振幅変化の中にある無潮点付近の振幅の変化である。山東半島南と東側・長江沿岸の杭州湾および対馬海峡に存在する無潮点付近の振幅変化がこれにあたる。

九州北西岸において影響を与える振動系のメカニズムとして(1)共鳴の変化・(2)無潮点の移動が考えられ、(1)の共鳴の変化ではモデル領域において対馬海峡・台湾海峡・東シナ海全体の応答の 3 つが考えられ(Cui et al. 2014; Wu et al. 2018; Wu et al. 2020)、(2)の無潮点の移動では杭州湾の影響が考えられる。

第1項 対馬海峡の影響

東シナ海と日本海を繋ぐ対馬海峡では、日本海側で急に水深が深くなるため、波が反射し、共鳴を起こすことが知られている(Wu et al., 2020)。そこで本研究では対馬海峡より東岸および済州島と韓国沿岸の海域のマスクし(TM)、対馬海峡が及ぼす影響を取り除くことで、対馬海峡で起こる共鳴の影響を検証した。

TM_{CTRL} 実験と $REAL_{CTRL}$ 実験を比較すると、TM 実験は渤海や山東半島の周辺および台湾海峡において M_2 潮振幅への影響を与えていないことが分かった。しかし、済州島の南付近において M_2 潮振幅の増加を引き起こしていた(図 14a)。

TM_{DEEP} - TM_{CTRL} 実験セットでは $REAL_{DEEP}$ - $REAL_{CTRL}$ 実験セットと同様に九州北西岸から長江河口にかけて M_2 潮振幅の減少が示された(図 14b)。つまり対馬海峡の共鳴は $REAL_{DEEP}$ - $REAL_{CTRL}$ 実験で再現されていた M_2 潮振幅減少の主要因ではない。そして、東シナ海のその他の海域(渤海・山東半島周辺・台湾海峡)においても大きな振幅の変化は生じていなかった。

ただ対馬海峡の共鳴の影響は $REAL_{DEEP}$ - $REAL_{CTRL}$ 実験セットにおいて得られた減少において2次的な効果が存在しているように思われる。対馬海峡を広範囲でマスクしたため九州北西岸における変化の様子を全て比べることはできないが、残されている五島列島の西岸において M_2 潮振幅の減少が小さくなっていることが分かる(図 14c)また経度 $126^\circ E$ で比較すると、対馬海峡の閉鎖領域である緯度 $30^\circ N$ まで両者の振幅変化率は同様の傾向を示しているものの対馬海峡近傍では、 TM_{DEEP} - TM_{CTRL} の方が M_2 潮振幅の減少率が小さくなっていることが分かった(図 14d)。これは対馬海峡の共鳴が、海面上昇の応答として確かに M_2 潮の減少を引き起こしており、この効果を取り除くと減少率が小さくなることを示している。

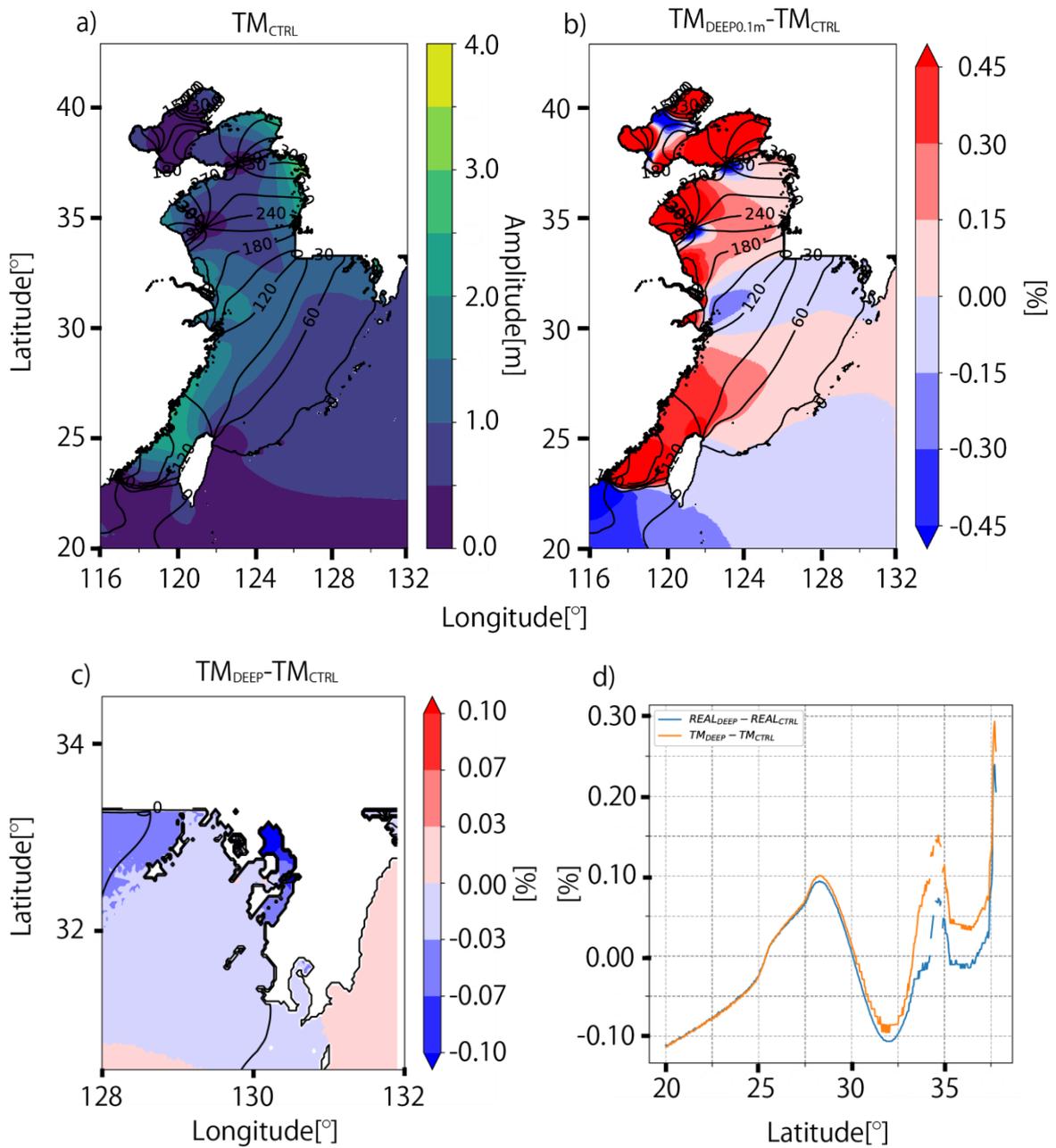


図 14: (a) TM_{CTRL} 実験(対馬海峡マスク)による同時潮図と等潮差図。黒線は TM_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M_2 潮振幅(m)を表す。(b)と(c)は $TM_{DEEP} - TM_{CTRL}$ の同時潮図と等潮差図。黒線は TM_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M_2 潮振幅変化率(%)を表す。ただし(c)は九州北西岸を表している。(d)経度 126°E 線における M_2 潮振幅の変化率(青線: $REAL_{DEEP} - REAL_{CTRL}$ ・橙線: $TM_{DEEP} - TM_{CTRL}$)

第2項 台湾海峡の影響

台湾海峡も対馬海峡と同様に、南シナ海にかけて急に水深が深くなるため、波が反射し共鳴を起こすことが知られている(Wu et al., 2018)。そこで対馬海峡と同様に台湾海峡の影響を取り除くため、台湾以西の海域を取り除き(TW)、台湾海峡の共鳴が九州北西岸に与える影響を検証した。

TW_{CTRL} 実験と REAL_{CTRL} 実験を比較すると、TW_{CTRL} 実験は渤海や山東半島の周辺において M₂ 潮振幅への影響を与えていない一方、長江河口付近が減少し、済州島の南付近において増加していた。この済州島付近での応答は TM_{CTRL} 実験の結果と似ている。また REAL_{CTRL} 実験では台湾南岸から北緯 20°N の境界にかけて振幅が小さかったが台湾海峡を取り除いたことにより同領域の振幅は増加していた(図 15a)。

TW_{DEEP}-TW_{CTRL} 実験セットでは REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットと同様に九州北西岸から長江河口にかけて M₂ 潮振幅の減少が示され、特に対馬海峡周辺および長江河口にかけて M₂ 潮振幅の減少が大きくなっていた(図 15b)。この結果は台湾海峡の共鳴には REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットで見られていた九州北西岸の減少を弱めている効果があることを示している。台湾海峡の閉鎖により渤海・山東半島南において振幅の変化は生じていなかったが、山東半島東に存在する無潮点から韓国沿岸にかけて M₂ 潮振幅の減少の範囲が広がっていることが確認できた。これは台湾海峡の共鳴の影響が山東半島東側まで伝わっていることを示している。

九州北西岸における M₂ 潮振幅の変化を細かく見ると、五島列島南側において M₂ 潮振幅の減少する範囲が広がっていることが分かる(図 15c)。TW_{DEEP}-TW_{CTRL} と REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットの経度 126°E の断面図を比較すると緯度 20°N から台湾南岸にかけて M₂ 潮振幅変化が増加傾向を示していた(図 15d)。ただし、25°N 以北の海域全てにおいて M₂ 潮振幅変化は REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットよりもさらに大きな減少傾向を示していた。これは台湾海峡の共鳴は海面上昇に対し M₂ 潮振幅の増加を引き起こしていたため、それを取り除くことにより減少率が大きくなったものだと考えられる。つまり、台湾海峡の影響は DEEP 実験において見られた九州北西岸から長江河口にわたる M₂ 潮振幅の減少を弱める働きがある。

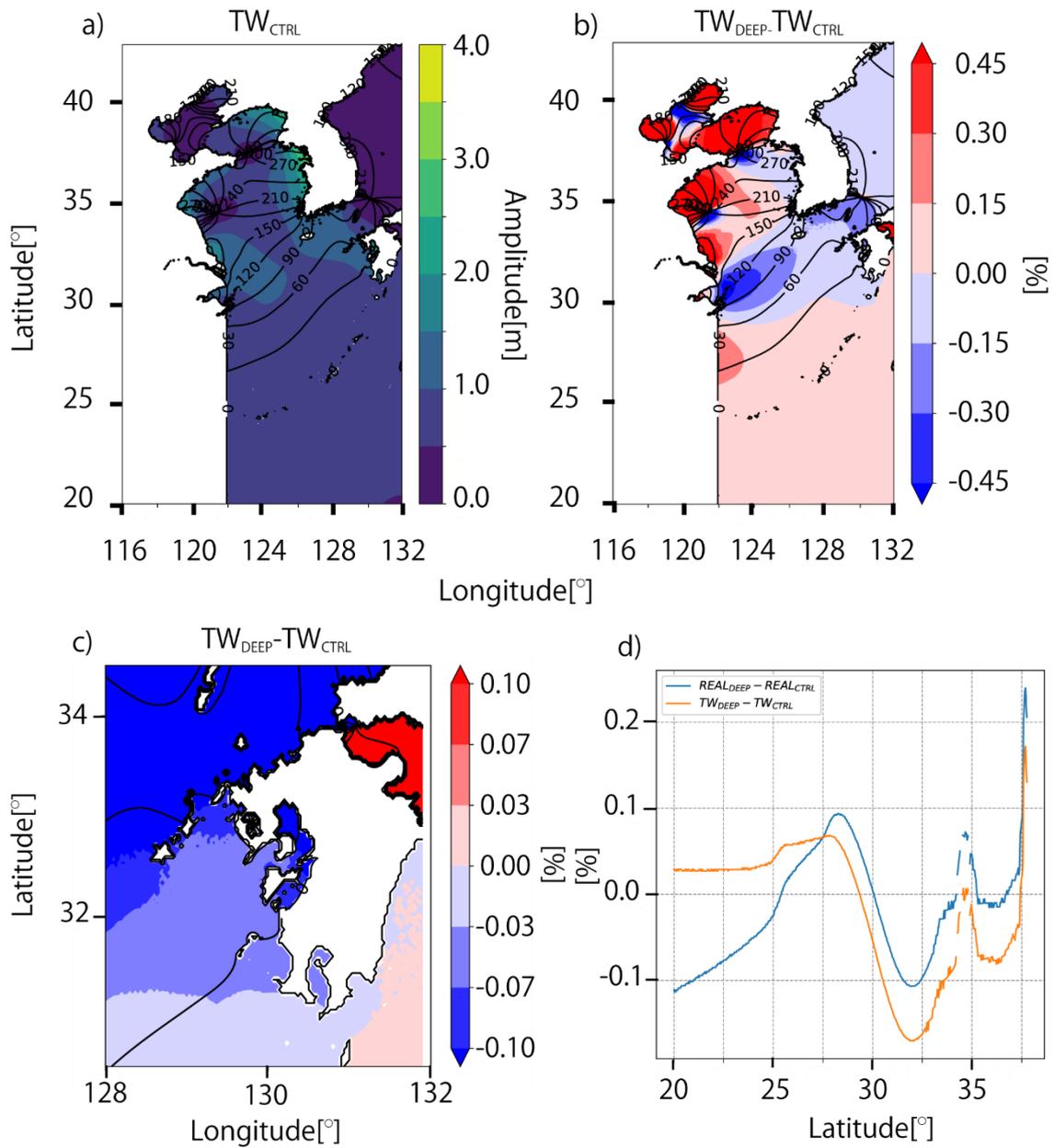


図 15: (a) TW_{CTRL} 実験(台湾海峡マスク)による同時潮図と等潮差図。黒線は TW_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M_2 潮振幅(m)を表す。(b)と(c)は $TW_{DEEP} - TW_{CTRL}$ の同時潮図と等潮差図。黒線は TW_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M_2 潮振幅変化率(%)を表す。ただし(c)は九州北西岸を表している。(d)経度 126°E 線における M_2 潮振幅の変化率(青線: $REAL_{DEEP} - REAL_{CTRL}$ ・ 橙線: $TW_{DEEP} - TW_{CTRL}$)

第3項 杭州湾の影響

$REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 、 $TM_{DEEP}-TM_{CTRL}$ 、 $TW_{DEEP}-TW_{CTRL}$ 実験セット全てに、杭州湾の入り口に存在する無潮点近傍の海面上昇に対する感度が周辺と比べ大きかった。そこで杭州湾をマスクすることにより(HZ)、この応答メカニズムが河口に存在している無潮点の存在に起因するものなのか検証した。

HZ_{CTRL} 実験では $REAL_{CTRL}$ 実験と比べて渤海・山東半島の海域の M_2 潮振幅に大きな影響を与えない一方、杭州湾付近の M_2 潮振幅を増加させ、また五島列島から済州島にかけて減少させた。そして $REAL_{CTRL}$ 実験において存在していた杭州湾の無潮点は HZ_{CTRL} 実験では見られなくなっていた(図 16a)

$HZ_{DEEP}-HZ_{CTRL}$ 実験セットでは $REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 実験セットで見られていた対馬海峡から長江河口にわたる振幅減少が見られなくなっていた(図 16b)。これは $REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 実験セットで示されていた M_2 潮振幅減少は杭州湾に存在していた無潮点の移動によって作り出されていたことを示している。他の海域(渤海・山東半島周辺・台湾海峡)では振幅の変化は生じていなかった。

九州北西岸における M_2 潮振幅の変化を細かく見ると、五島列島南側では増加傾向を示し、 $REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 実験セットと符号が逆になっていた(図 16c)。ただし、南から北にかけて M_2 潮振幅が減少していく空間分布は再現されており、これは対馬海峡の共鳴により、博多や厳原験潮所といった海域は海面上昇による減少を受けているためだと考えられる。つまり、 $REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 実験セットで見られた九州北西岸の M_2 潮振幅の減少は杭州湾の影響が主要因であり、対馬海峡の共鳴は南から北にかけて減少率が大きくなる空間分布を作り出す2次的な要因である。

$HZ_{DEEP}-HZ_{CTRL}$ と $REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 実験セットの経度 $126^\circ E$ の断面図を比較すると、 M_2 潮振幅は緯度 $25^\circ N$ 付近までは同じ傾向を示しているが、 $25^\circ N$ 以北の範囲において大きい変化傾向を示していた(図 16d)。これは杭州湾の無潮点による M_2 潮振幅の減少が無くなったためであり、杭州湾の無潮点は $REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}$ 実験セットにおいて見られた九州北西岸から長江河口に渡る M_2 潮振幅の減少を作り出す主要因であったことを示している。

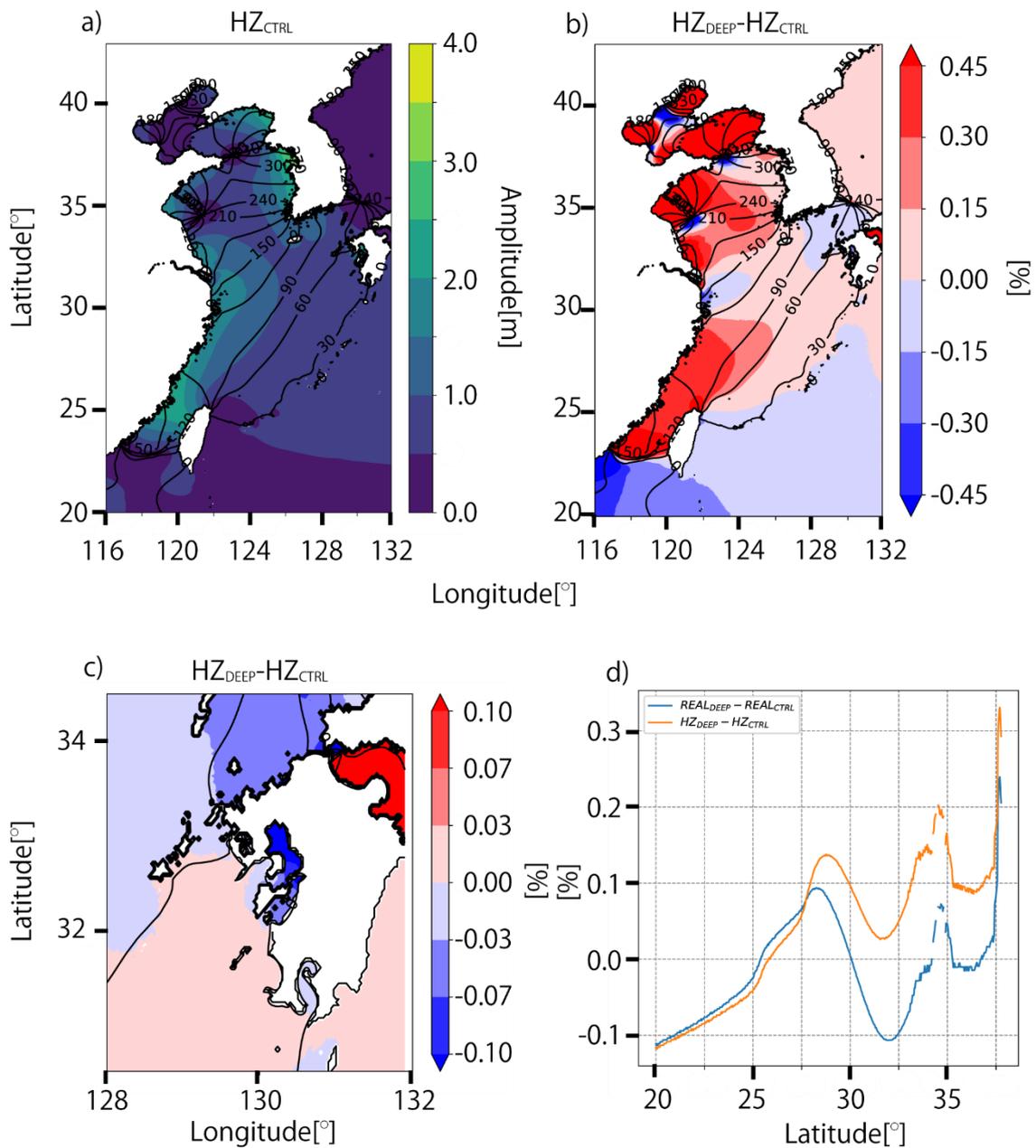


図 16: (a) HZ_{CTRL} 実験(杭州湾マスク)による同時潮図と等潮差図。黒線は TW_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M_2 潮振幅(m)を表す。(b)と(c)は $HZ_{DEEP} - HZ_{CTRL}$ の同時潮図と等潮差図。黒線は HZ_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M_2 潮振幅変化率(%)を表す。ただし(c)は九州北西岸を表している。(d)経度 126°E 線における M_2 潮振幅の変化率(青線: $REAL_{DEEP} - REAL_{CTRL}$ ・橙線: $HZ_{DEEP} - HZ_{CTRL}$)

第4項 東シナ海の影響

東シナ海では湾奥が固定端となる 1/4 波長の共鳴が起きていると考えられる。しかし、複雑な海岸形状や山東半島の存在、および海底の傾斜などがあり単純な矩形湾の 1/4 波長の共鳴としてどの程度解釈できるのかが不明である。そこで海岸線および海底地形を理想的な矩形湾に近づけることで東シナ海の共鳴が九州北西岸に与える影響を検証し解析解と比較した。

まず東シナ海以外の影響を取り除くため、本節の 1 から 3 項で検証した対馬海峡・台湾海峡・杭州湾の全ての海域をマスクし、東シナ海の応答を調べた(ECS 実験)。地形条件が異なる ECS_{CTRL} 実験と REAL_{CTRL} 実験を比較すると、渤海および山東半島周辺の振幅はほぼ変化していなかった一方、済州島の南岸では M₂ 潮振幅の増加が見られた。これは TM_{CTRL} 実験の結果と似ている。また杭州湾の無潮点は HZ_{CTRL} 実験と同様に無くなり、北緯 20°N から台湾南岸の M₂ 潮振幅の増加も TW_{CTRL} 実験同様に確認された(図 17a)。ECS_{CTRL} 実験は、それぞれのマスク実験 TM_{CTRL}・TW_{CTRL}・HZ_{CTRL} の足し合わせのような結果となっていた。

ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL} 実験セットでは REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットで見られていた対馬海峡から長江河口にわたる海域で振幅減少が起きていないことから(図 17b)、東シナ海の共鳴は九州北西岸の M₂ 潮振幅に大きな影響を与えないことを示唆している。

九州北西岸における M₂ 潮振幅の変化を細かく見ると REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットとは異なり九州全体で M₂ 潮振幅が増加傾向を示していた(図 17c)。これは杭州湾および対馬海峡の効果が無いためである。TW_{DEEP}-TW_{CTRL} 実験セットによると台湾海峡の封鎖は九州北西岸の振幅減少傾向を大きくするが、ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL} 実験セットではそのような振幅応答は見られない。これは、台湾海峡の共鳴よりも杭州湾の無潮点の移動の方が九州北西岸の潮汐変化に及ぼす影響が大きいことを示している。

ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL}、REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットの ECS 経度 126°E の断面図を比較すると、領域全体を通して M₂ 潮振幅の変化率は ECS 実験の方が大きかった(図 17d)。南側の変化率の増加は台湾海峡の封鎖のため、緯度 25°N 以北の増加は杭州湾および対馬海峡の封鎖のためだと考えられる。

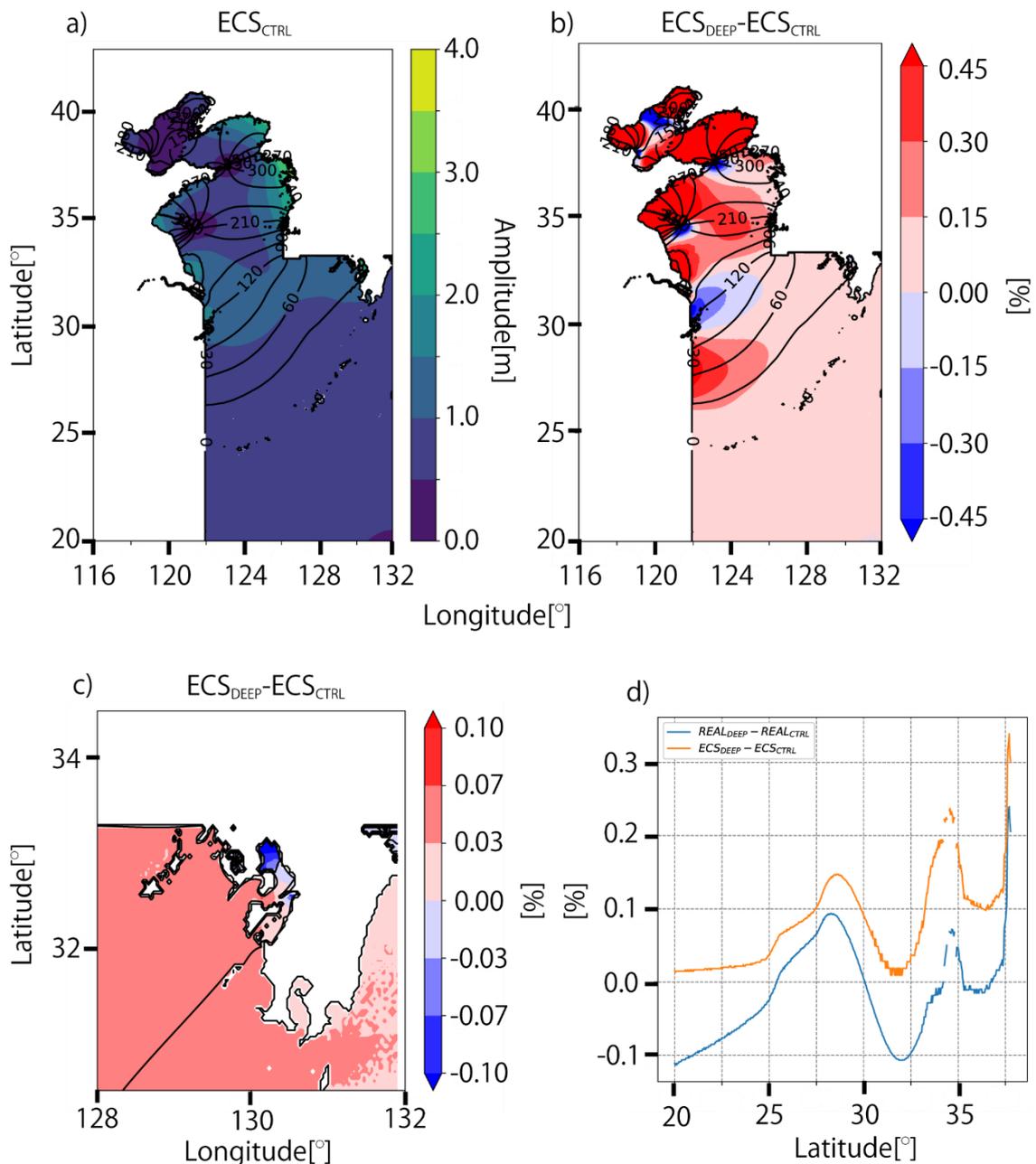


図 17: (a)ECS_{CTRL} 実験(対馬海峡・台湾海峡・杭州湾マスク)による同時潮図と等潮差図。黒線は ECS_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M₂ 潮振幅(m)を表す。(b)と(c)は ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL} の同時潮図と等潮差図。黒線は ECS_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M₂ 潮振幅変化率(%)を表す。ただし(c)は九州北西岸を表している。(d)経度 126°E 線における M₂ 潮振幅の変化率(青線: REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}・橙線: ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL})

山東半島の効果

黄海内部において山東半島は、湾を前後で分けることで反射波の位置を湾奥から湾口側へずらすような働きをしているように見える。Qian et al.(2015)によると山東半島の有無により反射波の位置が変化し、湾内で起こる振動系が変化する。そこで本研究でも黄海内部にある山東半島を海底が滑らかにつながるように、そして中央から中国岸に向けて浅くなるように沈め、海岸線を理想的な矩形湾に近づけることで山東半島の効果を調べた(ECS-SD)。

ECS-SD_{CTRL} 実験は REAL_{CTRL} 実験と比べて無潮点の総数は変化しなかったが、黄海内部の無潮点の位置が大きく変化した(図 18a)。山東半島を沈める前は渤海北部と南部にそれぞれ 2 点、山東半島東側に 1 点、山東半島南側に 1 点存在していたが、山東半島が無くなると東側に存在していた無潮点は黄海中央部に移動し、南部に存在していた無潮点が中国沿岸に縮退していた。この縮退は山東半島からの反射波が無くなることによるものであり、Qian et al.(2015)と同様の結果である。山東半島を沈めることにより無潮点位置の変化が起これ、黄海中央部の M₂ 潮振幅は小さくなっていた。一方で、渤海・韓国沿岸および外洋側の M₂ 潮振幅は ECS 実験と変化が無かった。

ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTRL} 実験セットにおいて、外洋側では ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL} 実験セットと同様の振幅変化を得た。また、黄海内部の変化は山東半島を沈めた後も海域全体で振幅増加傾向を示していた(図 18b)。一方、無潮点の移動により黄海内部で見られていた減少位置が大きく変化し、特に山東半島東側の無潮点の減少は韓国沿岸にまで伸びるように変化した。

九州北西岸における M₂ 潮振幅の変化を細かくみると ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL} と比べ大きな M₂ 潮振幅の増加が見られた(図 18c)。これは山東半島の有無にかかわらず、東シナ海の共鳴の変化は海面上昇によって M₂ 潮振幅が増加傾向することを示している。

ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTRL} 実験セットにおける経度 126°E の断面図を比較すると、M₂ 潮振幅の変化率は湾内である緯度 27.5°N~35°N において REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットで見られていた変化率とは異なった傾向を示しており(図 18d)、これは山東半島を沈めた影響は湾内に制限されていることを示している。

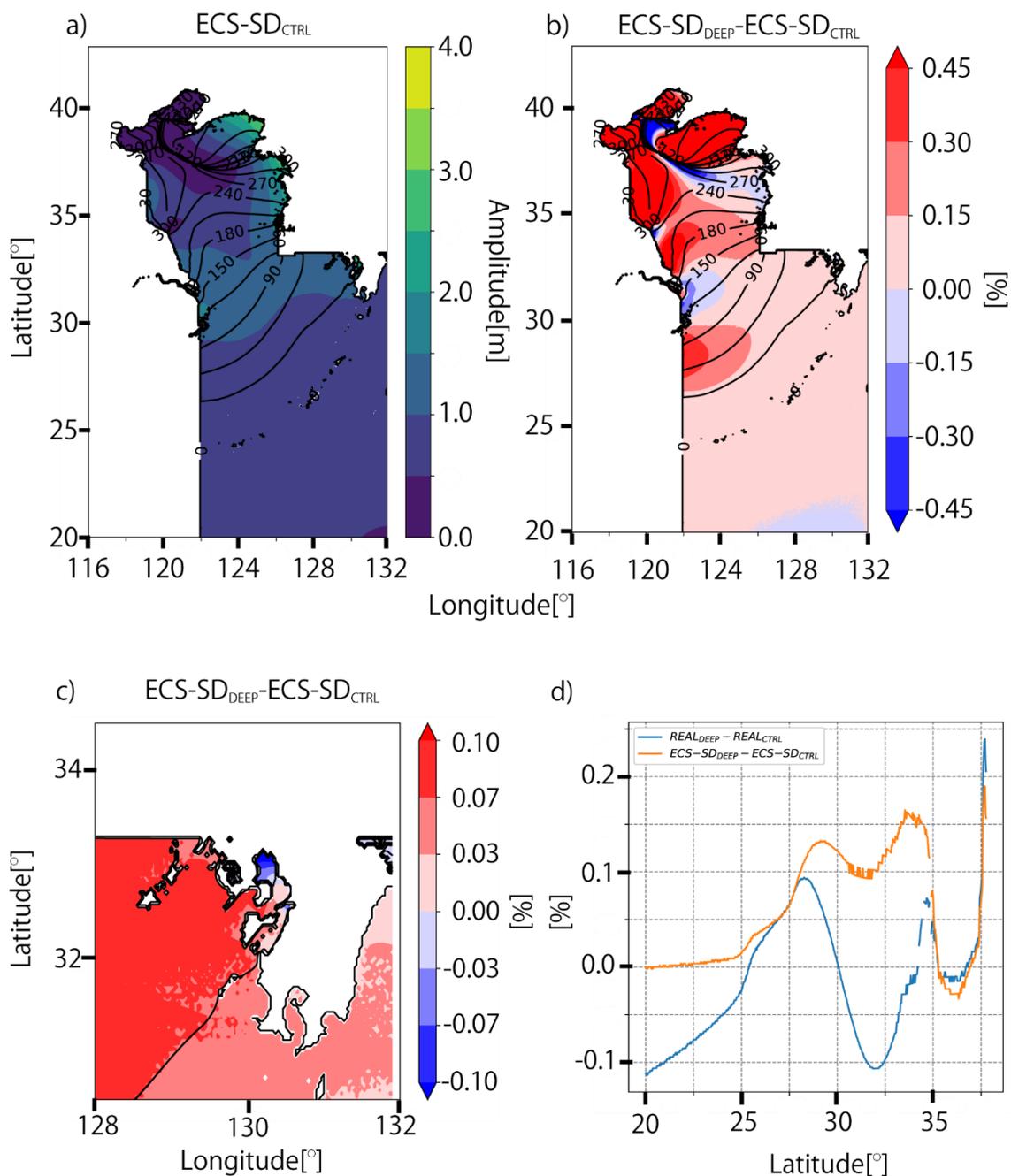


図 18: (a)ECS-SD_{CTRL} 実験(対馬海峡・台湾海峡・杭州湾マスク)による同時潮図と等潮差図。黒線は ECS-SD_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M₂ 潮振幅(m)を表す。(b)と(c)は ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTRL} の同時潮図と等潮差図。黒線は ECS-SD_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M₂ 潮振幅変化率(%)を表す。ただし(c)は九州北西岸を表している。(d)経度 126°E 線における M₂ 潮振幅の変化率(青線: REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}・橙線: ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTRL})

海底斜面の効果

解析解で扱う湾と現実的な東シナ海のもう 1 つの違いは海底地形にある傾斜である。そこで海底を 100m 一定に変更し、共鳴の大きさを調べた(ECS-UD)。

ECS-UD_{CTRL} 実験は ECS-SD_{CTRL} 実験と比べて黄海内部の無潮点の内、渤海を除いた黄海中央および中国沿岸の縮退した無潮点の位置は変化しなかった。一方、ECS-SD_{CTRL} 実験では見られなかった無潮点が琉球列島の台湾側において新たに表れた。また ECS-UD 実験において外洋から伝搬してくる M₂ 潮の様子が異なっていた(図 19a)。外洋から伝搬してくる潮汐波は、ECS-SD_{CTRL} 実験では対馬海峡から長江河口にかけて同時潮図の間隔が狭くなっており、これは海底地形の傾斜により内部に侵入するほど遅くなるためだと考えられる。一方で ECS-UD_{CTRL} 実験では海底が 100m 一様であるため、同領域においてそのような現象は見られなかった。ECS-UD 実験での韓国沿岸の振幅は ECS-SD 実験と比べ増加しており、湾奥で最大となっていた。これは理想的な矩形湾における解析解で見られる現象と同じであることから、ECS-UD_{CTRL} 実験は複雑な海岸形状が残っているものの理想的な矩形湾に近いと言える。

ECS-UD_{DEEP}-ECS-UD_{CTRL} 実験セットでは、黄海内部全体において M₂ 潮振幅が増加傾向であり、ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTRL}、ECS_{DEEP}-ECS_{CTRL} 実験セットと同様な傾向であった(図 19b)。このことは REAL_{CTRL} 実験において再現された黄海全体にわたる振幅の増加は確かに東シナ海スケールにおける 1/4 波長の共鳴による効果によることを示唆している。ただし ECS-SD_{DEEP0.1m}-ECS-SD_{CTRL} と比べ中国沿岸に縮退した無潮点による変化が大きくなることで周辺海域では M₂ 潮振幅が減少した。

九州北西岸における M₂ 潮振幅の変化を細かくみると ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTRL} 実験セットと比べ大きな M₂ 潮振幅の増加が見られた(図 19c)。これは海底地形が 100m 一定となることで、新たに出現した無潮点の移動(台湾付近 25°N)による M₂ 潮振幅の増幅であると考えられる。

ECS-UD_{DEEP}-ECS-UD_{CTRL}、REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL} 実験セットにおける経度 126°E の断面図を比較すると、北緯 25°N より南側の領域で M₂ 潮振幅の増幅が見られた(図 19d)。これは九州北西岸を細かく見た時と同様に新たに出現した無潮点の影響だと考えられる。一方で ECS-SD_{DEEP}-ECS-SD_{CTR} 実験セットでは見られなかった北緯 32.5°N 付近の M₂ 潮振幅の減少は中国沿岸の縮退した無潮点の移動による効果を示している。

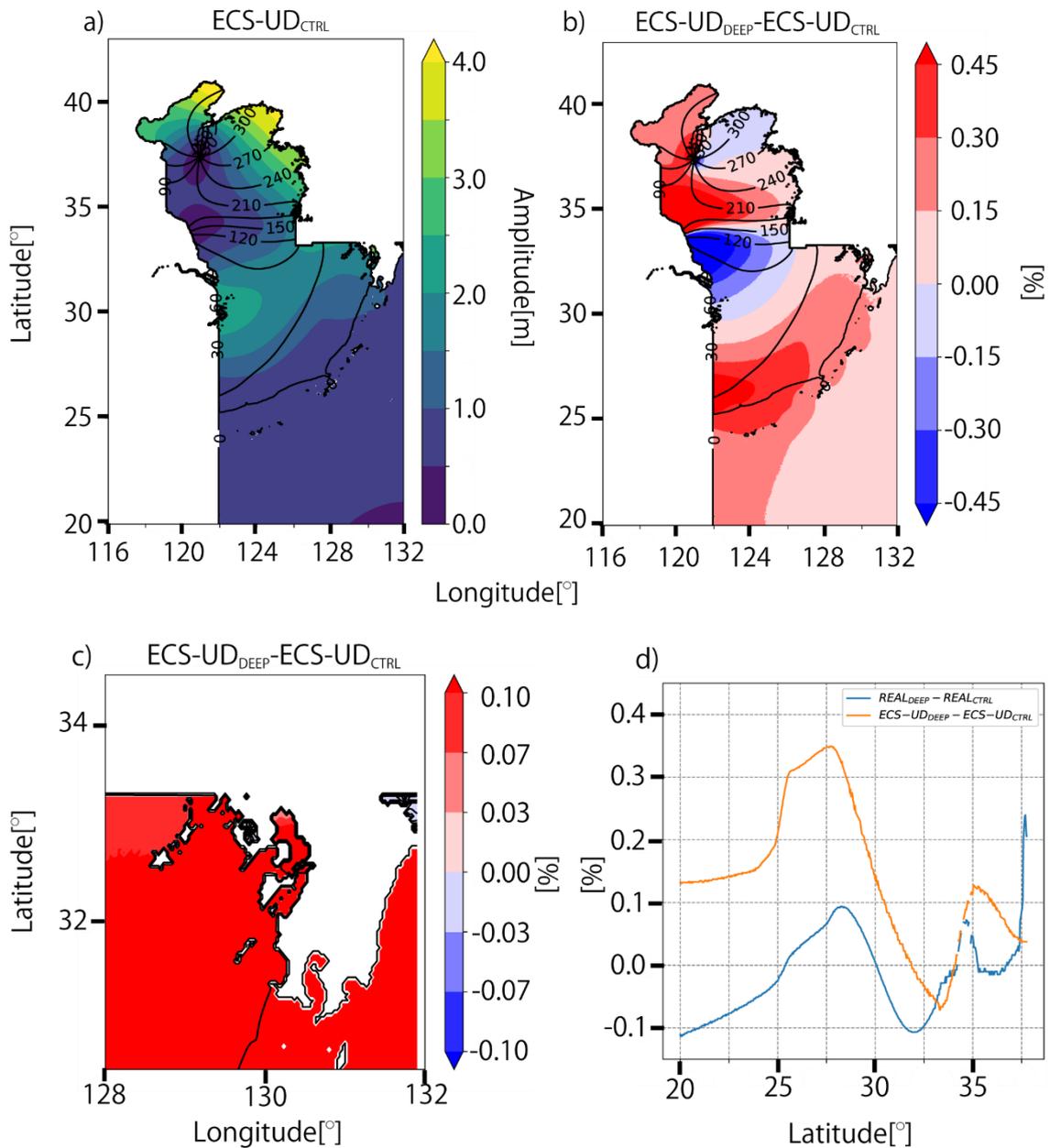


図 19: (a)ECS-UD_{CTRL} 実験(対馬海峡・台湾海峡・杭州湾マスク)による同時潮図と等潮差図。黒線は ECS-UD_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M₂ 潮振幅(m)を表す。(b)と(c)は ECS-UD_{DEEP}-ECS-UD_{CTRL} の同時潮図と等潮差図。黒線は ECS-UD_{CTRL} における同時潮図(度)、色は M₂ 潮振幅変化率(%)を表す。ただし(c)は九州北西岸を表している。(d)経度 126°E 線における M₂ 潮振幅の変化率(青線: REAL_{DEEP}-REAL_{CTRL}・橙線: ECS-UD_{DEEP}-ECS-UD_{CTRL})

理想地形モデルを用いた検証実験

東シナ海を模した矩形湾を用いて、東シナ海の共鳴を再現し、水深の変化に対する M_2 潮振幅の増幅度を検証した。矩形湾における共鳴は式(1)によると水深と湾長に感度が存在するため、先行研究である Cui et al. (2014)における東シナ海の矩形湾(湾幅 500km、湾長 1000km)を基本として、湾長を 1500km まで 100km ごとに変化させることにした。

1000km~1500km すべての矩形湾において湾奥から 300km かつ東西方向中央において無潮点が見られた(図 20)。1000km を除く全ての矩形湾において湾奥から 2 番目の無潮点を確認できた。湾長を長くするにつれ、2 番目の無潮点は西岸から中央付近に移動し、1100km では西岸に縮退していた無潮点が 1500km ではほぼ湾中央部にあった。1000km および 1100km において、矩形湾の振幅は領域全体を通して増幅しており(図 20a, b)、その最大振幅は湾奥で 3m を超えている。これはモデルで与えた強制の 1m に対し 3 倍であることから、共鳴が確かに再現されていることを示している。実際、それぞれの湾長における強制に対する湾奥の振幅の比(増幅率)は、宇野木の解析解に沿った変化が得られた(図 21)。コリオリパラメータや海底摩擦が存在する本研究のモデルにおいても宇野木の解析解が共鳴状態の説明として有効であることが分かった。

矩形湾において 10cm の海面上昇が M_2 潮振幅に与える感度を確かめたところ(LENGTH)、湾長が 1000km・1500km のときは矩形湾全体で減少傾向を示した(図 22a,f)。一方、1100km・1200km・1300km のときは矩形湾全体で増加傾向を示していた(図 22b,c,d)。10cm の海面上昇に対するそれぞれの増幅率は解析解の山($T_1/T_* \leq 3$)より小さい時は減少、山と谷($3 \leq T_1/T_* \leq 4$)の時は増加、谷より大きい時($4 \leq T_1/T_*$)は増加、と理想モデルで再現される M_2 潮振幅の変化は解析解に近い共鳴の強弱を示していた(図 21)。

では東シナ海で起こる共鳴はどのような湾長で起きているのだろうか？ ECS-UD_{CTRL} 実験とそれぞれの湾長における基準実験の M_2 潮振幅を比較すると、振幅の大きさとして適当なのは 1000km または 1100km であろう。1000km と 1100km における無潮点の位置を比較すると、最も湾奥に存在する無潮点の位置に差は無かった。しかし、湾奥から 2 番目に存在する無潮点の位置は ECS-UD_{CTRL} 実験において中国沿岸において縮退していた無潮点に対応するのは 1100km の矩形湾がもつ無潮点に近い。また 10cm の海面上昇において ECS-UD_{DEEP}-ECS-UD_{CTRL} 実験セットは黄海全体を通して振幅増加を示しており、無潮点周辺に減少が見られた。矩形湾全体を通して振幅が増幅しているのは 1100km であり、無潮点周辺の減少も ECS-UD_{DEEP}-ECS-UD_{CTRL} 実験セットと同様の变化を示していることから、実際の地形における東シナ海の共鳴は 1100km における共鳴により近い減少だと考えられる。そしてこの解析結果は東シナ海の共鳴は水深増加に対して増加傾向を持つことを示している。

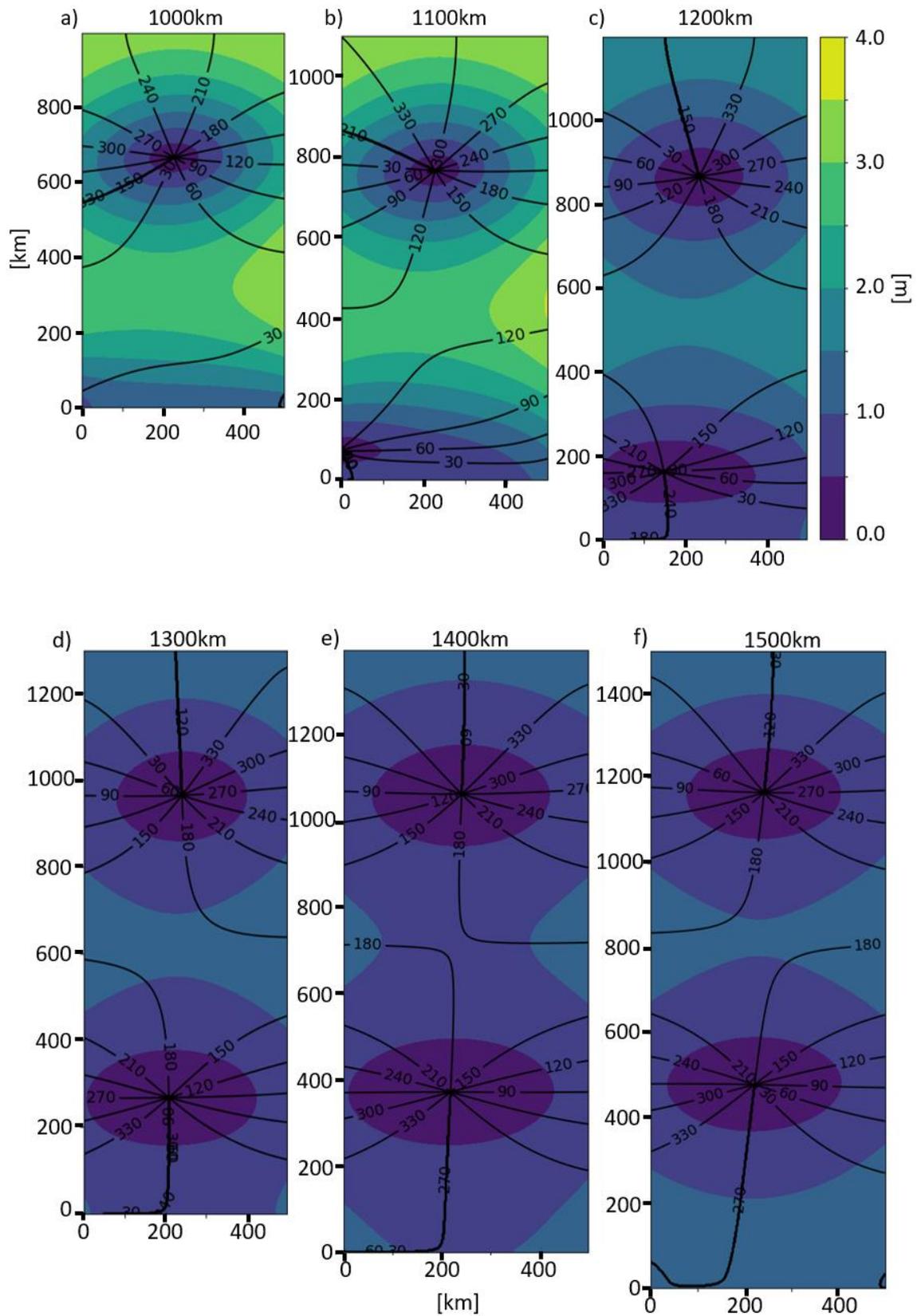


図 20:理想モデルで再現された湾長増加に伴う矩形湾内の M_2 潮振幅の応答。

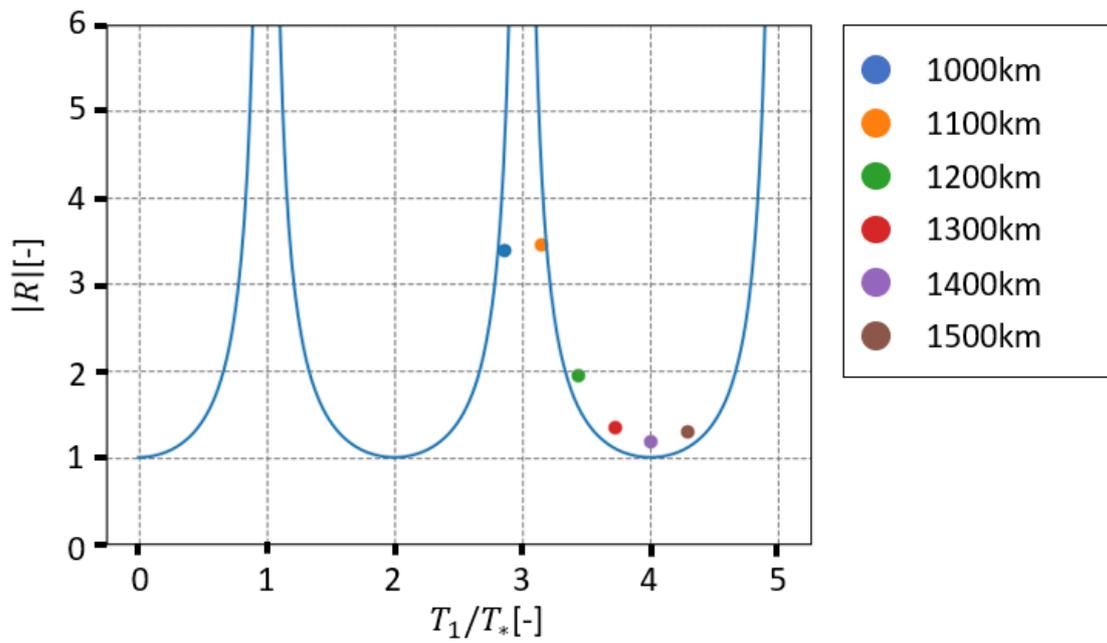


図 21: 矩形湾の湾長を 1000km から 1500km まで増加させたときの振幅増幅率。青線は式(1)による解析解。点はそれぞれの湾長における振幅増幅率を表す。

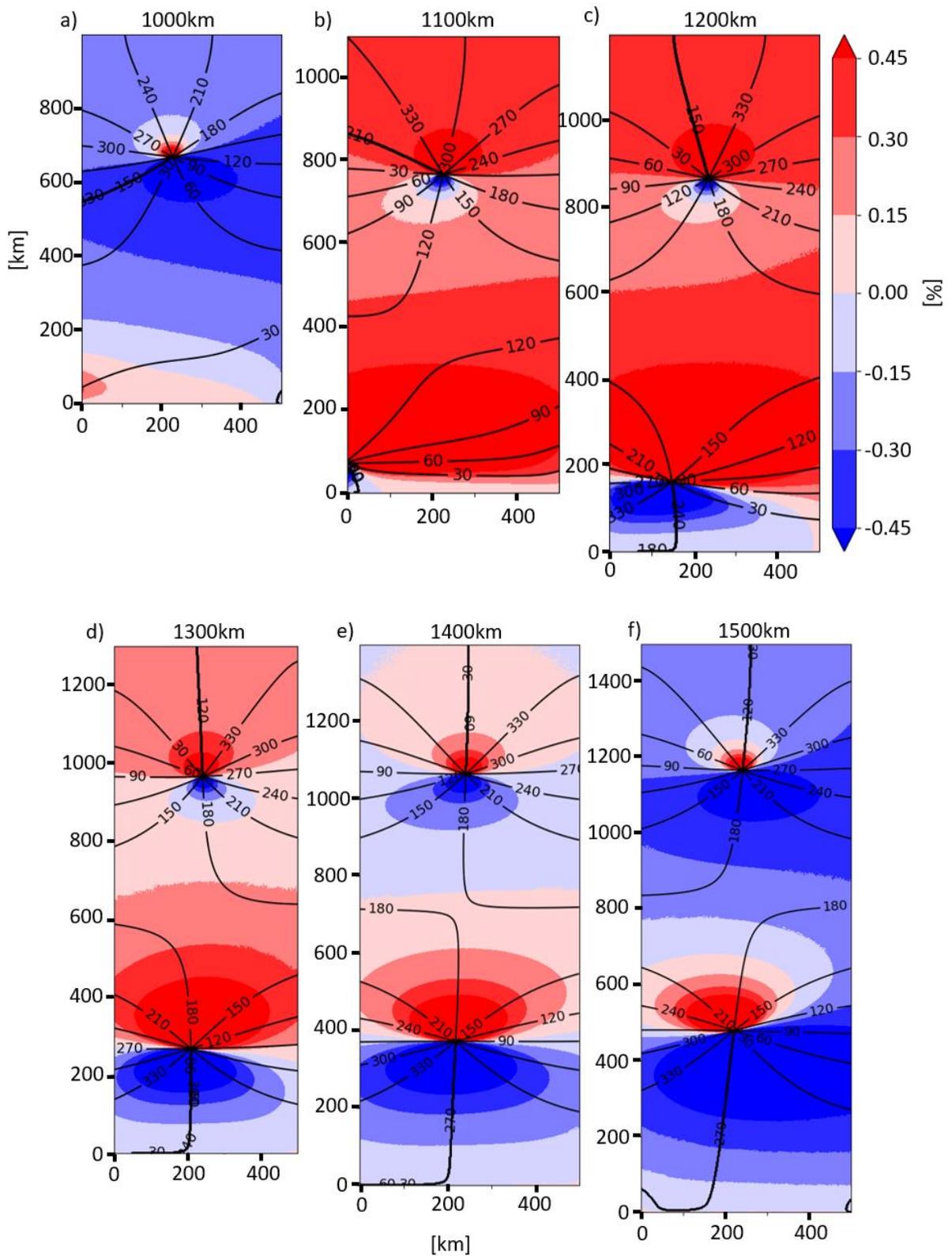


図 22: 湾長が 1000km~1500km の矩形湾における 10cm の水深増加による M_2 潮振幅の応答感度。

第5章 まとめと考察

まとめ

世界中の験潮所で潮汐振幅に経年変化があることが報告されている。潮汐振幅の変化は月や太陽などの軌道の変化からは説明できず、海洋の物理過程に起因していると考えられる。本研究では M_2 潮振幅の経年変化に着目し、減少トレンドの存在が示されている九州北西岸において、潮汐振幅の経年変化の基本メカニズムの解明に取り組んだ。観測データおよび数値モデルから明らかになったのは以下の3点である。

- 日本沿岸の験潮所において 1972 年～2018 年に観測されたデータをもとに調和解析を行ったところ、各験潮所の M_2 潮振幅の変化は九州北西岸では平均 4% の減少トレンドを示しており、その起源は東シナ海であった。
- 海面上昇が九州北西岸の M_2 潮振幅減少を引き起こしていると考え、1 層モデルを用いて 10cm の海面上昇に対する九州北西岸の M_2 潮振幅応答の強さを検証したところ、九州北西岸の減少率は平均 0.8% であった。これは、観測された M_2 潮減少トレンドの約 8% しか説明できない。一方、南から北にかけて強くなる空間パターンは再現できた。
- 10cm の海面上昇が九州北西岸で作り出す M_2 潮の減少トレンドの原因を特定するため、湾共鳴が起こることが知られている領域ごとに感度実験を行った。その結果、杭州湾の無潮点の移動が九州北西岸における M_2 潮振幅の減少を作り出す主要因であることが分かった。対馬海峡の共鳴は 2 次的な効果を持っており、北ほど強くなる空間パターンを作り出していると考えられる。

以上のことから、九州北西岸において観測されている海面上昇は、 M_2 潮振幅の減少を引き起こしうるものの、観測されている M_2 潮振幅減少幅を全て説明できるほど大きな変化ではないことが明らかとなった。

考察

本研究と同様に Tai and Tanaka(2013)や Kuang et al. (2017)でも東シナ海において海面上昇が引き起こす M_2 潮振幅の変化を数値モデルから検証している。Tai and Tanaka(2013)では POM による 2 次元モデルを用いて 1m の水深増加が M_2 潮振幅に与える影響を求めたところ、東シナ海全体で M_2 潮振幅の増加を表している。この結果は、台湾海峡の共鳴による振幅増加など本研究と同様な振幅変化が再現されている一方、対馬海峡から長江河口にかけて現れた振幅減少は再現できていない。Kuang et al. (2017)も 1m の海面上昇に対する M_2 潮振幅の変化を有限要素モデルである MIKE21 から求めている。彼らの結果は Tai and Tanaka(2013)および本研究と同様に台湾海峡や黄海内部で起こる M_2 潮振幅の増加を再現しているものの、Tai and Tanaka(2013)では見ら

れなかった杭州湾から九州北西岸にわたる M_2 潮振幅の減少を再現し、本研究と一致する。Tai and Tanaka(2013)と Kuang et al.(2017)・本研究においてモデル結果に違いが生じている要因として Tai and Tanaka(2013)のモデルで使用された解像度は $1/10^\circ(10\text{km})$ であり、Kuang et al.(2017)で使用された解像度は沿岸付近で 1km メッシュの有限要素を使用しているように、解像度の違いが想定される。Kuang et al.(2017)のモデルは本研究の解像度 $1/30^\circ(3\text{km})$ に近い解像度であり、この解像度の違いが杭州湾近傍の地形の再現に差異を生み出し、振動系の再現性に違いが生じているのかもしれない。ただし、Kuang et al (2017)は杭州湾で見られた M_2 潮振幅減少の原因として杭州湾の湾共鳴変化であると結論付けている。Kuang et al.(2017)と本研究では減少原因に対するメカニズムに差が生じているが、海面上昇により九州北西岸での M_2 潮振幅減少を引き起こすためには杭州湾を解像する必要がある点で共通している。杭州湾近傍の海底地形は浅瀬が放射状に広がる複雑な形状をしているため、この海域周辺を解像できるかどうか振動系に違いを生じさせた可能性がある。

本研究では日本近海で一樣に起きている海面上昇を模擬した実験として東シナ全体に水深増加を施すことにより M_2 潮振幅の変化を求めた。しかし海面上昇は必ずしも空間一様に起きるわけではない。渤海内において一樣・非一樣な水深増加を与えた時の M_2 潮振幅の変化を求める数値実験では、約 0.5m の非一樣水深増加を与えた時、 M_2 潮振幅の変化率は 2m の一樣水深増加を与えた時と同等の振幅変化率を持つことが明らかになっている(Li et al. 2016)。この結果は海面上昇の非一樣性を考慮すると、 M_2 潮振幅の減少率の値が変化する可能性を示している。東シナ海において 2m 以下の水深増加であれば水深増加と潮汐振幅の変化には線形性があることが示されている(Feng et al. 2019)。もし海面上昇の非一樣性の効果が 2m の一樣な海面上昇の効果と同じ程度であれば、本研究で再現された M_2 潮振幅減少の大きさは(線形性を仮定すると)2%程度になると予想される。これは現在観測されている M_2 潮振幅減少トレンドの約半分を説明できることになる。

観測で見られた M_2 潮振幅減少がもし海面上昇による湾共鳴の変化に起因していないとすると第1章で述べた他の2つの仮説、(2)内部潮汐の変化(Colosi and Munk, 2006)、そして(3)潮汐と海流との相互作用(Kang et al., 1994)の可能性が残る。IPCC 第5次評価報告書によれば、1971年以降、海中 $0\sim 700\text{m}$ の上層において全世界の海水温が上昇していることが知られている(Rhein et al., 2013)。もしこの海水温上昇により、内部波の伝搬経路内の成層構造が日本近海で変わっていれば、仮説(2)の内部潮汐の変化が原因として考えられる。ただ1章で述べたように仮説(3)の潮汐と海流との相互作用は海流が流速 1m/s のオーダーであればメカニズムとして考えられるが、 1m/s という海流は黒潮のような西岸境界流の流速と同等であり、九州の北岸に近くなるほど減少量が大きくなるという観測結果と整合的でないと考えている。

海面上昇によって M_2 潮振幅が観測されているほどの経年変化を作り出している可能性は現在のところ小さいことが明らかとなった。しかし、20 世紀において全世界平均の平均海水面は 1.7mmyr^{-1} で上昇しており (Church and White, 2006)、また近年の衛星観測データによるとその海面上昇は $3.4\text{mm} \pm 0.4\text{mmyr}^{-1}$ であり (Nerem et al., 2010)、海面上昇速度は加速している。つまり、もし海面上昇がこのまま続くと、いずれ本研究で示されていた M_2 潮振幅の減少が九州北西岸において現れることになる。これは長期的に起きている海面上昇が潮汐振幅を変えることで、将来沿岸の物理環境に変化をもたらす可能性を示す。

謝辞

本研究を進めるにあたり、応用力学研究所海洋変動力学研究室の木田新一郎准教授、上原克人助教には貴重なご指導を頂き感謝いたします。同研究室の磯辺篤彦教授にはゼミを通して多くの助言を頂きました。重ねて感謝いたします。東京大学の日比谷紀之教授には本研究の中心となるメカニズムについて助言を頂きました深く感謝いたします。事務の田中三千代さん、峰とも子さんおよび技術職員の油布圭さんには各種事務手続き・パソコンの設定など本研究を遂行するにあたり、必要なインフラを整備していただき、研究室生活を支えて頂きました。ありがとうございます。研究室生活をともにした修士課程2年、1年の皆様には大変お世話になりました。皆様のおかげで楽しく充実した研究室生活を送ることが出来ました。最後に、私の学生生活を経済的にも精神的にも支え、応援し続けてくれた家族に感謝いたします。

本論文は日本海洋データセンター(JODC)・気象庁のデータ提供により成り立ちました。貴重な潮位データを整理・公開して頂きありがとうございました。

参考文献

- Barbosa, S.M., (2009) Analysis of trends in North Atlantic tidal amplitudes, *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-5154
- Church, J.A. and N.J. White (2006) A 20th century acceleration in global sea-level rise, *Geophysical Research Letters*, 33, L01602
- Colosi, J.A. and W. Munk (2004) Tales of the Venerable Honolulu Tide Gauge, *Journal of Physical Oceanography*, 36, 967-996
- Egbert, G.D. and S. Y. Erofeeva (2002) Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides, *J. Atmos. Oceanic Techno.*, 19, 183-204
- Fang, G., Y. Wang, Z. Wei, B.-H. Choi, X. Wang and J. Wang (2004) Empirical cotidal charts of the Bohai, Yellow, and East China Seas from 10 years of TOPEX/Poseidon altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 109, C11006
- Feng X., H. Feng, H. Li, F. Zhang, W. Feng, W. Zhang, and J. Yuan (2019) Tidal Responses to Future Sea Level Trends on the Yellow Sea Shelf, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124
- Hartmann, T. and H.-G. Wenzel (1995) The HW95 tidal potential catalogue. *Geophysical Research Letters*, 22, 3553-3556.
- 遥山 誠, 増田 章, 吉川 裕, 奥野 章(2004) 日本沿岸域における M_2 潮振幅の季節変動および経年変動, 九州大学院総合理工学府報告, 26, 365-372
- Kang, S.K., J.-Y. Chung, S.-R. Lee and K.-D. Yum (1994) Seasonal variability of the M_2 tide in the seas adjacent to Korea, *Continental Shelf Research*, 15, 1087-1113
- Kuang, C., Liang, H., Mao, X., Karney, B. Gu, J., Huang, H., Chen, W. and Song, H. (2017) Influence of Potential Future Sea-Level Rise on Tides in the China Sea, *Journal of Coastal Research*, 33, 105-117

気象庁, 日本の気候変動 2020 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書, 29,
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2020/pdf/cc2020_honpen.pdf

気象庁, 平成 27 年 8 月 地震・火山月報(防災辺) Monthly Report on Earthquakes and
Volcnoes in Japan August 2015, 34,
<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/monthly/201508/201508monthly.pdf>

Li, Y., Zhang, H., Tang, C., Zou, T. and Jiang, D. (2016) Impact of rising Sea Level on Tidal
Dynamics in the Bohai Sea, *Journal of coastal Research*, 74, 22-31

Matsumoto, K., Takanezawa, T. and Ooe, M. (2000) Ocean Tide Models Developed by
Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model
and a Regional Model around Japan. *Journal of Oceanography*, 56, 567-581

Müller, M., B. K. Arbic, and J. X. Mitrovica (2011) Secular trends in ocean tides: Observations
and model results, *Journal of Geophysical Research*, 116, C05013

Nerem, R.S., D.P. Chambers, C. Choe, and G. T. Mitchum (2010) Estimating Mean Sea Level
Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions, *Marine Geodesy*, 33, 435-446

Odamaki, M. (1989) Co-Oscillating and Independent tides of the Japan Sea, *Journal of the
Oceanographical Society of Japan*, 45, 217-232

Odamaki, M. (1989) Tides and Tidal Currents in the Tsushima Strait, *Journal of the
Oceanographical Society of Japan*, 45, 65-82

Pickering, M.D., N.C. Wells, K.J. Horsburgh, and J.A.M. Green (2012) The impact of future
sea-level rise on the European Shelf tides, *Continental Shelf Research*, 35, 1-15

Pickering, M.D., K.J. Horsburgh, J.R. Blundell, J.J.-M. Hirschi, R.J. Nicholls, M. Verlaan, and
N.C. Wells (2017) The impact of future sea-level rise on the global tides, *Continental Shelf
Research*, 142, 50-68

Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R.A. Feely, S. Gulev, G.C. Johnson, S.A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L.D. Talley and F. Wang, (2013): Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Stumpf, R.P. and J.W. Haines (1998) Variations in Tidal Level in the Gulf of Mexico Implications for Tidal Wetlands, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 46, 165-173

田井 明, 齋田 倫範, 矢野 真一郎, 扇塚 修平, 小松 利光 (2011) 全球的な外洋潮汐振幅の長期変化について *土木学会論文集 B2(海岸工学)*, 67, 331-335

Tai, A. and K. Tanaka (2013) Secular Changes in the Tidal Amplitude and Influence of Sea-Level Rise in the East China Sea, *Journal of Disaster Research*, 9,

Takikawa, T., Yoon, J. H., Cho, K. D (2005) The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits Estimated from Ferryboat ADCP Data, 35, 1154-1168

田中 香, 田井 明 (2015) 全球を対象とした半日周期潮汐振幅の長期変化特性について *土木学会論文集 B3(海洋開発)*, 71, 323-328

Uehara, K., Scourse, D., J., Horsburgh, J. K., Lambeck, K. and Purcell, P. A. (2006) Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present, *Journal of Geophysical Research*, 111

上原 克人 (2020) 縁辺海海底地形データに対する潮高補正の適用, *九州大学応用力学研究所所報*, 157, 12-26

宇野木 早苗 (1993), *沿岸の海洋物理学*, 東海大学出版, 30-35

宇野木 早苗 (2002) 有明海における潮汐と流れの変化—諫早湾干拓事業の影響を中心にして—, *海と空*, 78

宇野木 早苗 (2003) 有明海の潮汐減少の原因に関する観測データの再解析結果, 海の研究, 12, 307-313

Woodworth, P.L. (2010) A survey of recent changes in the main components of the ocean tide, Continental Shelf Research, 30, 1680-1691

Wu, D., Fang, G., Cui, X. and Teng, F. (2018) An analytical study of M_2 tidal waves in the Taiwan Strait using an extended Taylor method, Ocean Science, 14, 117-126

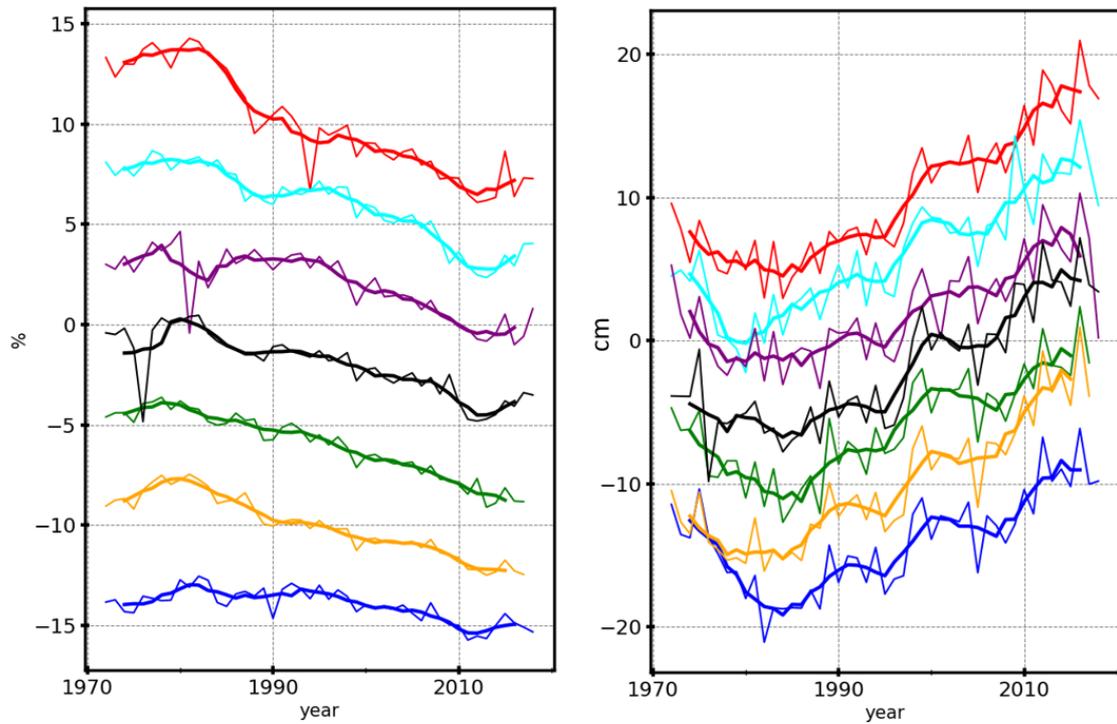
Wu, D., Fang, G., Wei, Z. and Cui, X. (2020) Study on the Tidal Dynamics of the Korea Strait using the extended Taylor Method, Ocean Science

Cui, X., Fang, G., Teng, T., Wu, D. (2015) Estimating peak response frequencies in a tidal band in the seas adjacent to China with a numerical model, Acta Oceanol. Sin., 34, 29-37

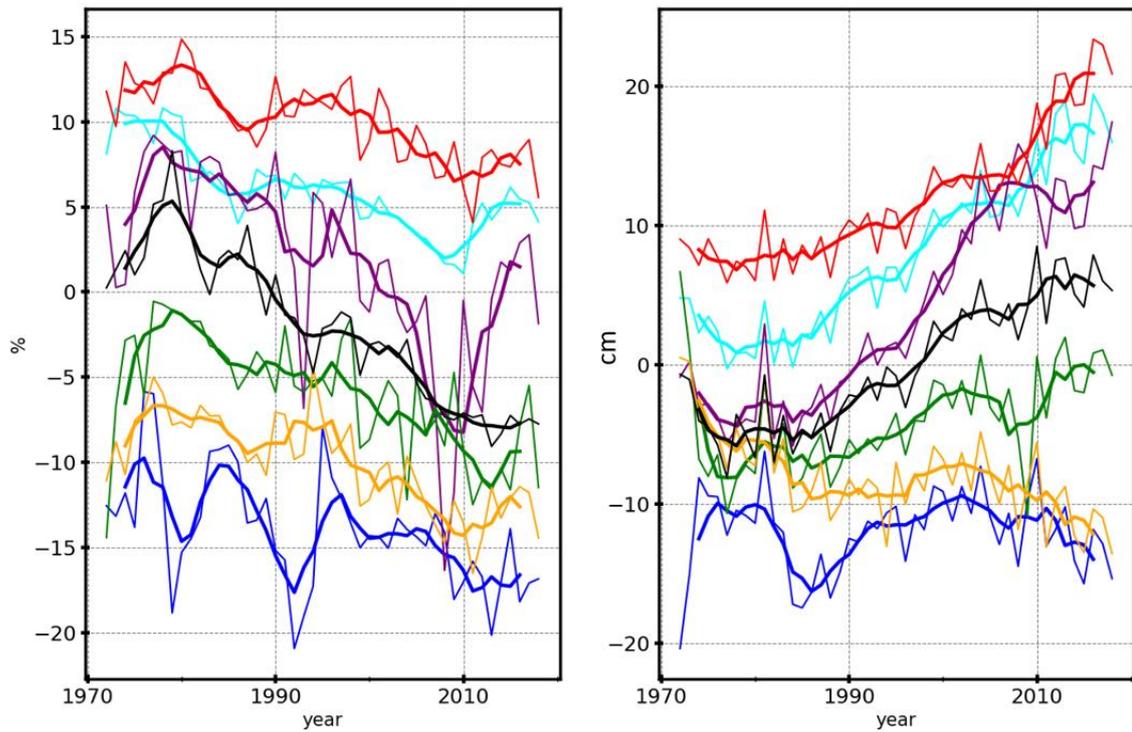
Qian, X. Chen, Y., Zhang, C., Pan, Y., Das, H. (2015) Radial tidal current field in a semi-enclosed rectangular basin: formation and evolution, Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 33, 1085-1099

吉田 みゆき, 高杉 由夫 (2001) 沿岸開発に伴う瀬戸内海の潮汐変動—過去 30 年間の潮汐変化—, 海の研究, 10, 123-135

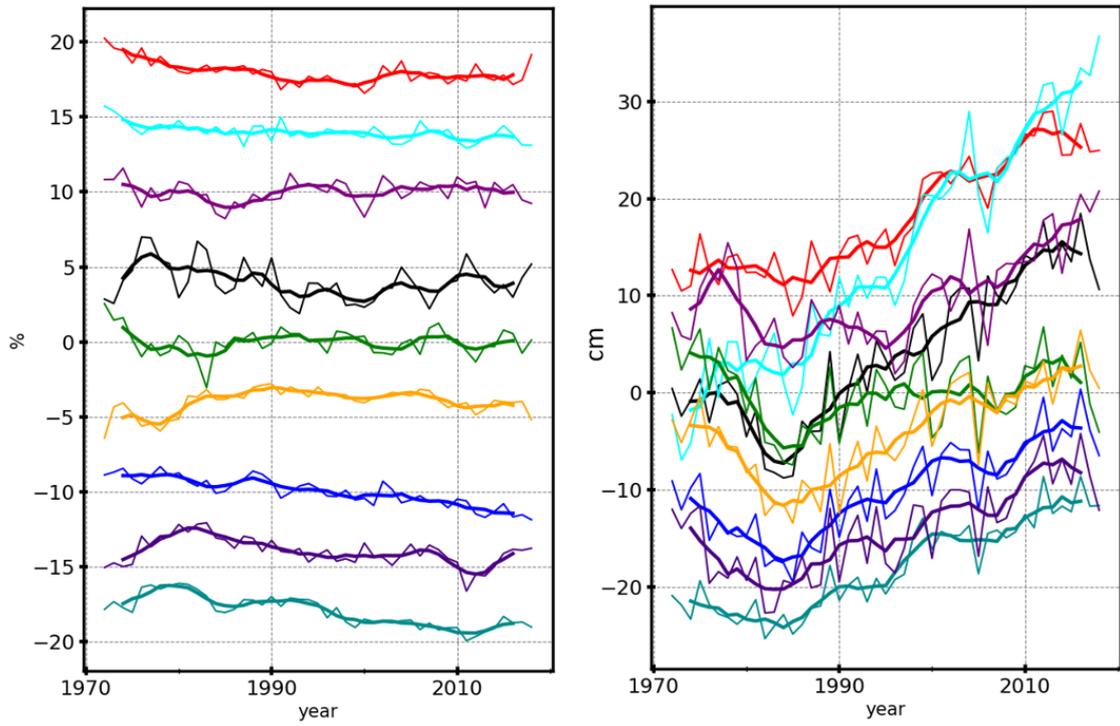
付録



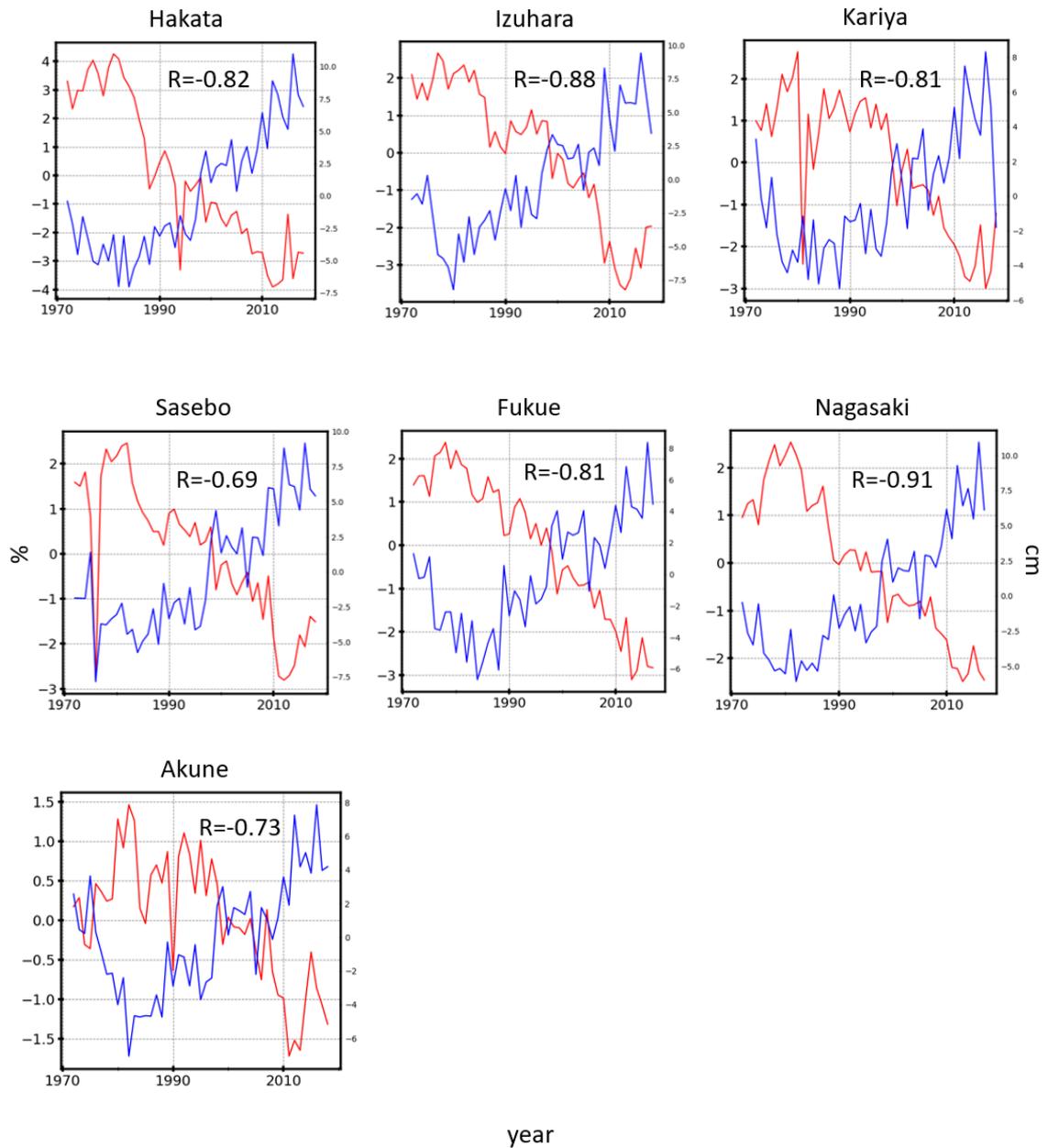
九州北西岸の験潮所における(a) M_2 潮振幅変化率(%)と(b)年平均海水面(cm)の1年毎の経年変動とおよび5年の移動平均。細線は経年変動、太線は5年の移動平均を表す。それぞれの図における線の色は験潮所に対応する。



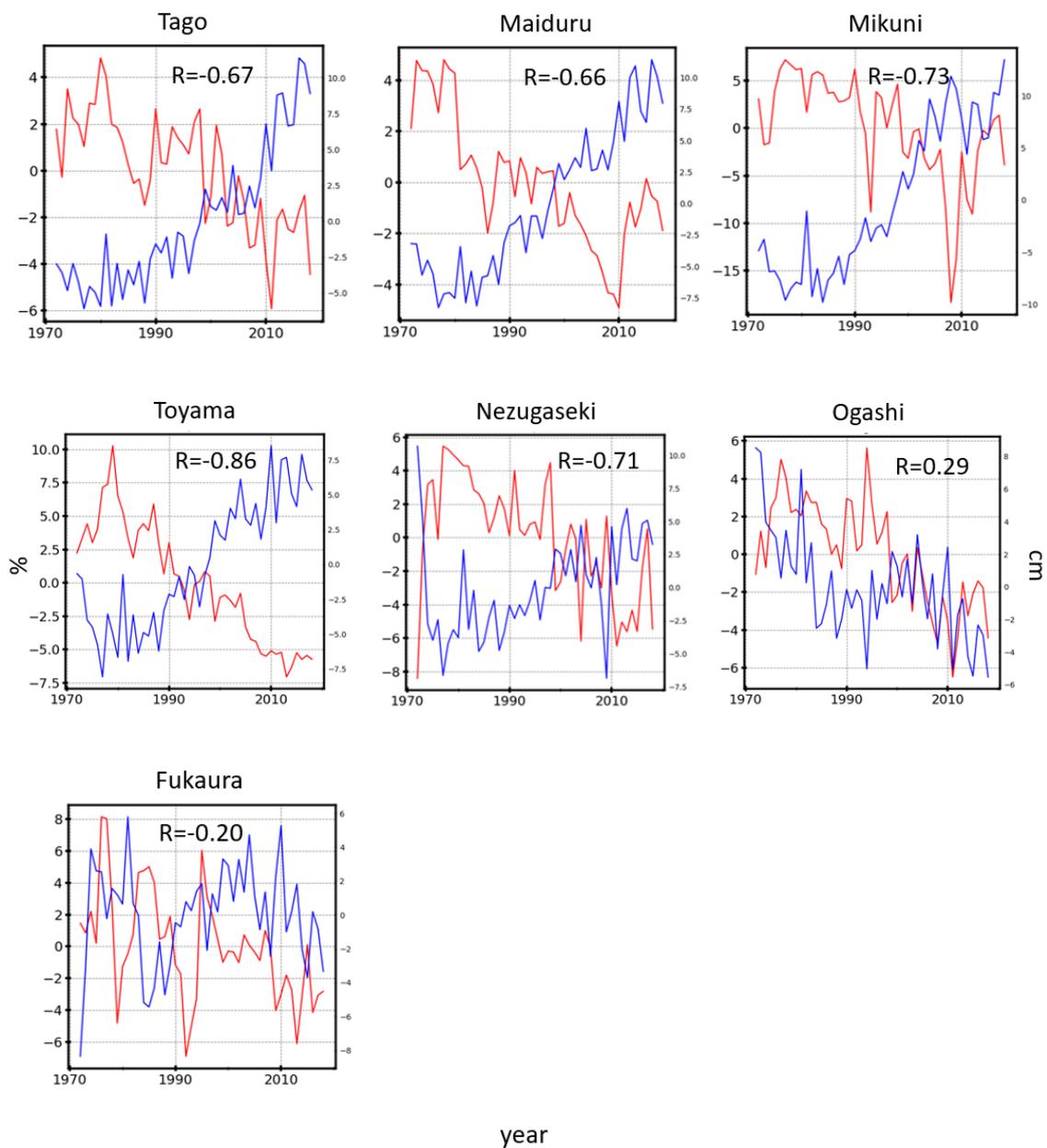
本州の太平洋沿岸における(a) M_2 潮振幅変化率(%)と(b)年平均海水面(cm)の1年毎の経年変動とおよび5年の移動平均。細線は経年変動、太線は5年の移動平均を表す。それぞれの図における線の色は験潮所に対応する。



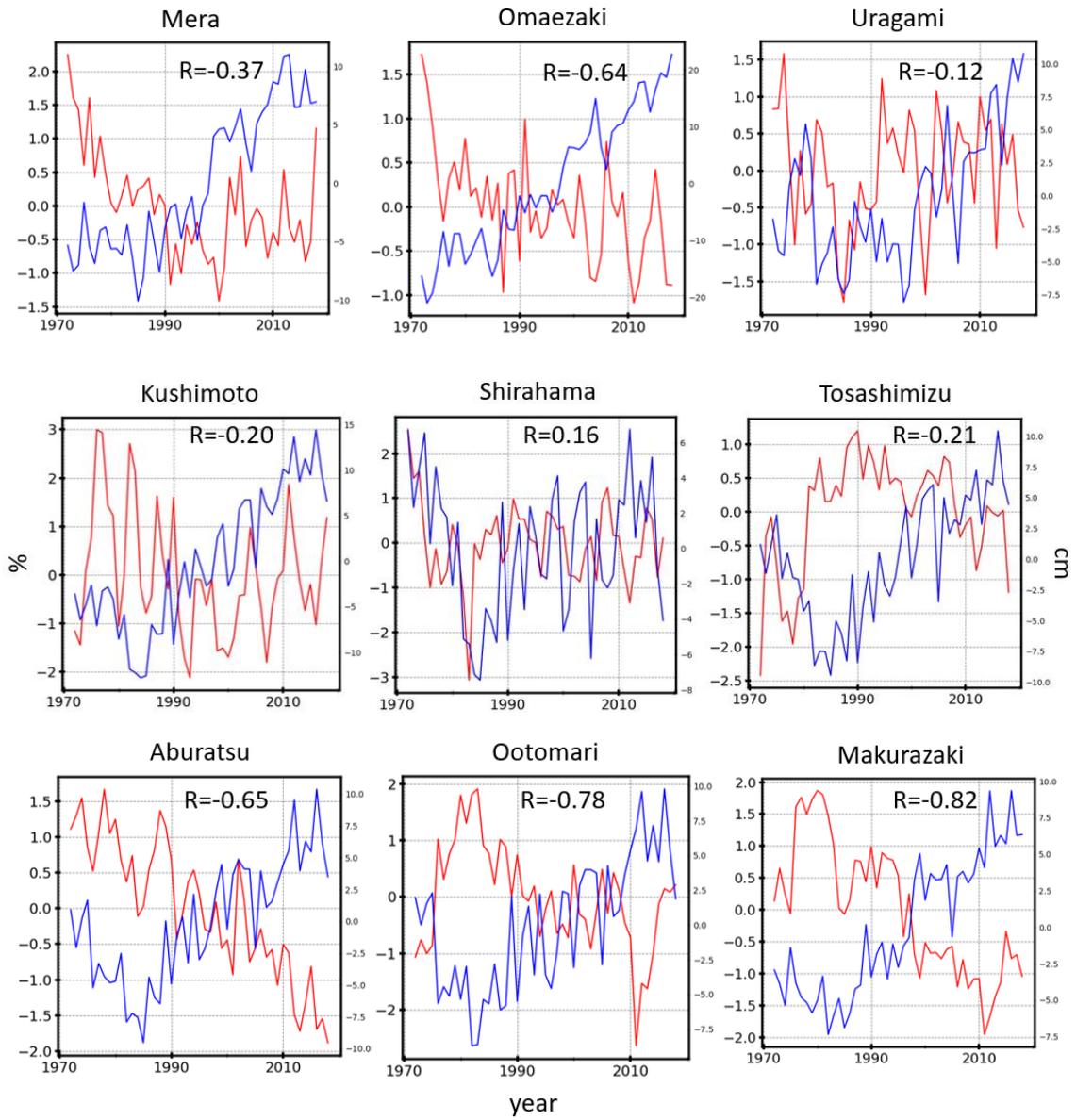
本州の日本海沿岸における(a) M_2 潮振幅変化率(%)と(b)年平均海水面(cm)の1年毎の経年変動とおよび5年の移動平均。細線は経年変動、太線は5年の移動平均を表す。それぞれの図における線の色は験潮所に対応する。



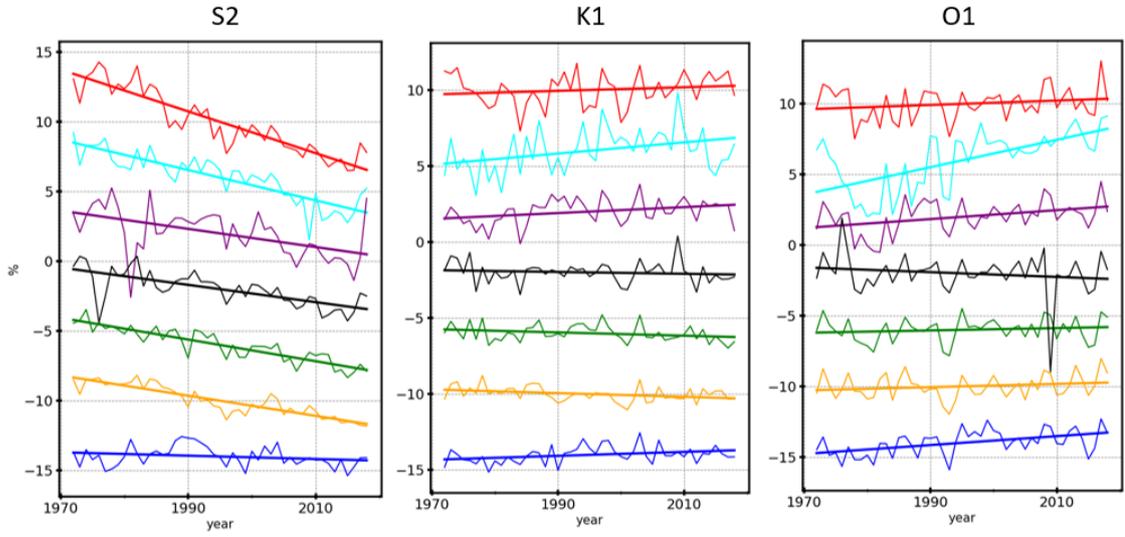
九州北西岸の験潮所における1年毎の経年変動。赤線はM₂潮振幅変化率(%), 細線は年平均海水面(cm)を表す。グラフ内の数値Rは両者の相関係数。



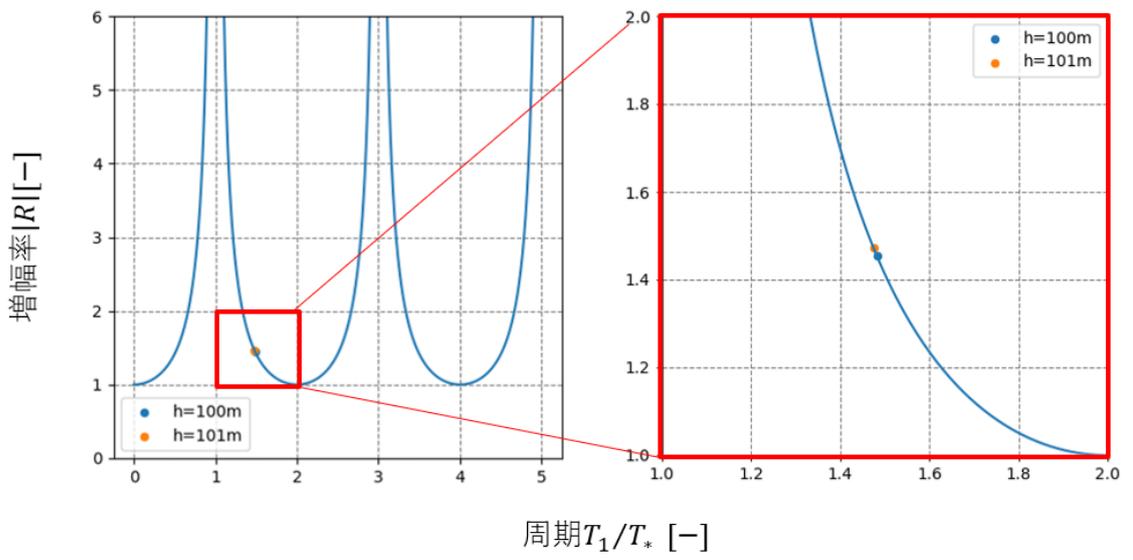
本州の日本海沿岸における1年毎の経年変動。赤線はM₂潮振幅変化率(%), 細線は年平均海水面(cm)を表す。グラフ内の数値Rは両者の相関係数。



本州の太平洋沿岸における1年毎の経年変動。赤線はM₂潮振幅変化率(%), 細線は年平均海水面(cm)を表す。グラフ内の数値Rは両者の相関係数。



九州北西岸における、その他の分潮の経年変動および経年変化。細線は経年変動、太線は経年変化を表す。それぞれのグラフの色は九州北西岸の同じ験潮所を表す。



東シナ海スケールの矩形湾を考えた時における、海面上昇 1m を与えた時の K1 潮増幅率の変化。湾長は 1000km。青点は水深 100m、橙点は水深 101mを表している。

九州北西岸における 47 年間の平均値 \bar{A} (cm)

	験潮所	M ₂	S ₂	K ₁	O ₁	MSL
1	博多	51.8	24.6	14.8	13.9	177.7
2	厳原	52.2	24.6	8.32	6.02	174
3	仮屋	65.5	30.6	18.1	15.7	265.1
4	佐世保	83	37.1	24.4	19.1	277.9
5	福江	77.2	34.6	24.4	18.9	266.6
6	長崎	82.2	36.4	25.6	19.8	291.3
7	阿久根	79.3	34.8	25.5	19.8	341.4

本州の太平洋沿岸における 47 年間の平均値 \bar{A} (cm)

	験潮所	M ₂	MSL
1	布良	35.6	138.5
2	御前崎	40.9	181.9
3	浦神	45.5	146.8
4	串本	45.5	178.5
5	白浜	47.6	327.4
6	土佐清水	51.4	172.9
7	油津	52.6	154.2
8	大泊	69	297
9	枕崎	70.3	262.5

本州の日本海沿岸における 47 年間の平均値 \bar{A} (cm)

	験潮所	M ₂	MSL
1	田後	6.2	219.5
2	舞鶴	6.2	151.7
3	三国	5.7	202.9
4	富山	6.1	132.1
5	鼠ヶ関	5.3	114.9
6	男鹿	5.2	81.1
7	深浦	5.1	160.1