

大阪湾における数十年スケールの潮汐変化

嘉村, 拓海
九州大学総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/4776841>

出版情報 : 九州大学, 2021, 修士, 修士
バージョン :
権利関係 :

令和3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

大阪湾における数十年スケールの潮汐変化

氏名 嘉村拓海

指導教員名 磯辺篤彦 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	大阪湾と潮汐の結びつき	1
第2節	潮汐の経年変化	3
第3節	本研究の目的	4
第2章	手法	4
2.1	観測潮位の調和解析	4
2.2	潮汐モデル	5
2.3	数値実験	6
第3章	検潮所において観測された M_2 潮振幅の経年変動	7
3.1	大阪湾内4地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)	7
3.2	大阪湾内2地点(神戸、大阪)と湾外2地点(小松島、白浜)の比較	8
3.3	第3章のまとめと考察	11
第4章	数値実験による M_2 潮汐振幅減少の検証	13
4.1	1930年代と現在の大阪湾付近の M_2 潮汐の再現	13
4.2	現在と1930年代の M_2 潮汐振幅との差	14
4.3	海岸線の移動が M_2 潮汐振幅に与える影響	15
4.4	大阪湾及びその付近の水深の変化	16
4.5	水深変化が M_2 潮汐振幅に与える影響	17
4.6	M_2 潮流の流速変化	18
4.7	M_2 潮流の位相変化	18
4.8	第4章のまとめと考察	19
第5章	数値モデルの感度実験	20
5.1	低摩擦係数の影響	20
5.2	水平粘性係数の影響	21
5.3	第5章のまとめと考察	22

第6章	海域ごとの水深変化の影響	22
6.1	大阪湾の水深変化の影響	23
6.2	播磨灘の水深変化の影響	23
6.3	播磨灘西部・東部それぞれの水深変化の影響	24
6.4	6章のまとめと考察	24
第7章	結論	29

謝辞

参考文献

要旨

大阪湾は海岸線の人工改変が日本で最も進行した内湾の一つであり、海岸総延長に占める自然海岸の割合は約 4%に過ぎない。潮汐は地形条件の影響を大きく受けることから、地形改変に伴い大阪湾内の潮汐も変化したことが考えられる。そこで本研究では、前世紀末約 30 年間の水位記録を解析した吉田・高杉(2001)の解析期間を拡大し、海岸線改変が本格化した 1930 年代から今日に至る大阪湾の潮汐の経年変化を調べた。

大阪湾内 4 地点での 61~72 年間にわたる観測潮位の調和解析結果から、解析期間中には M_2 潮振幅がおおよそ 10 年で 1%のペースで減少していることが明らかになった。この減少率は湾外に比べて少なくとも 2 倍以上あり、減少の主な要因は湾内の環境変化にあることが示唆された。湾内 4 地点のうち、振幅減少率が最も大きかったのは神戸、次いで洲本であった。他の 2 地点に関しては差が小さく、今回の解析では大小関係を明確に定めることは出来なかった。

大阪湾内における M_2 潮汐振幅の減少傾向と沿岸埋立てに代表される地形変化との関係を検証するため、本研究では、地形条件を変えた一連の数値実験を実施した。再現したモデルでは、全域において海岸線と水深の両方の変化を考慮しているため、それぞれの変化が大阪湾の M_2 潮汐振幅に与える影響についても考えた。海岸線の変化に比べて、水深の変化は、大阪湾内全域の M_2 潮汐振幅に大きく影響を与えることが確認された。このため、大阪湾内における M_2 潮汐振幅の減少の主な原因として、水深の変化が挙げられると考えた。

今回得られたモデル結果が、モデルパラメタに左右されないことを検証するために、底摩擦係数 (C_d)と水平粘性係数(A_b)について、それぞれ感度実験を行った。どちらのモデルパラメタも基準値に対する変化率は 10%未満であったため、測定結果に大きく影響を与えないと考えた。

水深の変化が大阪湾内の M_2 潮汐振幅の減少の主な原因として考えられたため、大阪湾・紀伊水道及び播磨灘の水深をそれぞれ変化させることで、どこかの水深の変化が大阪湾内の M_2 潮汐振幅の減少に大きく影響を与えているのかについて検証を行った。大阪湾内の水深の変化は、大阪湾内の M_2 潮汐振幅にほとんど影響を与えなかったのに対して、播磨灘の水深の変化は、大阪湾内の M_2 潮汐振幅に大きく影響を与えていることが確認された。また、播磨灘東部の水深の変化が、播磨灘西部の水深の変化に比べて、大阪湾内の M_2 潮汐振幅に大きく影響を与えることも確認された。

第1章 はじめに

1.1 大阪湾と潮汐の結びつき

大阪湾は瀬戸内海東端に位置する北北東に長軸を持つ楕円形の内湾で、長軸方向の長さは約 60 km、短軸方向の長さは約 30 km、平均水深は約 30 m である(図 1a)。湾の北側、西側、南東側は本州に囲まれ、南西側から西側にかけては淡路島によって区切られている。2つの狭い湾口をもち、北西部の明石海峡を挟んで西隣の播磨灘に、南西部の紀淡海峡を通じて南方の紀伊水道、太平洋に繋がっている。湾沿岸には、日本に5つしかない国際戦略港湾のうち2つ(神戸港、大阪港)が設置されているほか、3つの政令指定都市(大阪、神戸、堺)が位置するなど、大阪湾を取り巻く地域は日本経済にとって非常に重要である。

大阪湾の海底地形は、東部と西部で大きく異なる。湾東部は海底勾配が緩やかであり、水深 10~20 m の平坦な地形が広がっているのに対し、西部の水深は多くの場所で 30 m より深く、しかも水深の変化が顕著である。特に海峡部の水深は最大で 100 m 以上に達する(図 1b)。このような地形の東西差が生み出された背景には、西部で強く、東部で弱いという湾内の潮流の空間分布が関係していると考えられている(小野寺・大嶋, 1983)。さらに、沖ノ瀬と呼ばれる明石海峡東南沖の浅瀬や、明石海峡や紀淡海峡、そして淡路島と四国間の鳴門海峡に見られる「海釜」と呼ばれる深い地形の形成などにも潮流が深く関わっていると推定されている(藤原ほか, 1989; 八島, 1992, 1994; 佐藤ほか, 2019)。このように、大阪湾の地形と潮汐・潮流の分布は深く結びついている。

さらに、明石海峡や紀淡海峡から大阪湾西部へ広がる環流(図 2 の衛星写真に見られる環状の構造)の形成には、潮汐残渣流が関係しているなど(藤原ほか, 1989)、潮汐は大阪湾の物質循環にも大きく関わっている。

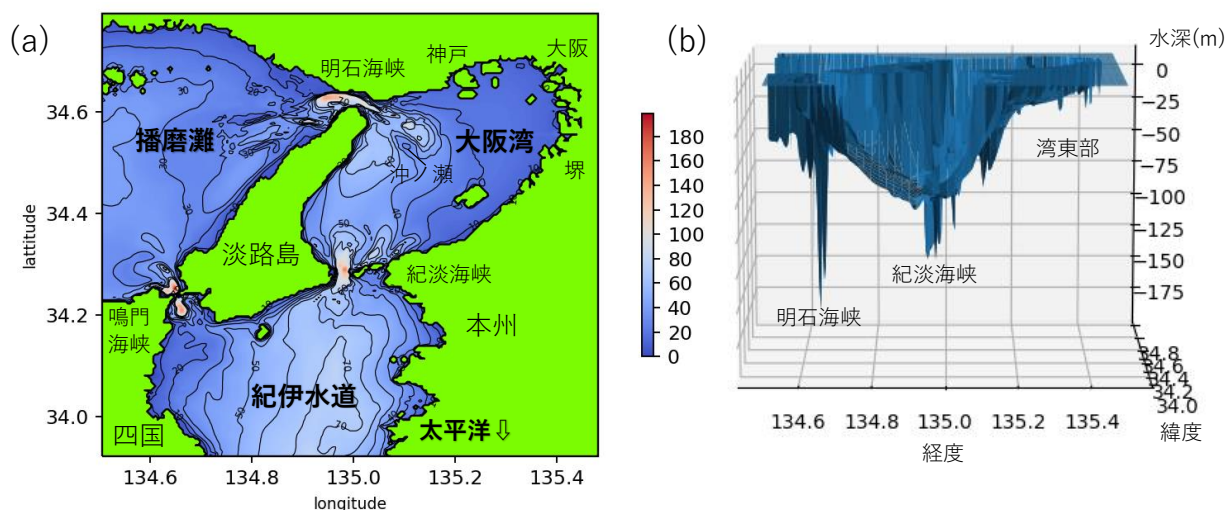


図 1. 大阪湾とその周辺における(a)水深コンター図(10 m 間隔、10 m 等深線は海岸線とほぼ重複)と(b)南方から見た三次元海底地形。

一方、大阪湾は海岸線の人工改変が日本で最も進行した内湾の一つであり、海岸総延長に占める自然海岸の割合は4%に過ぎない(環境省生物多様性センター, 1994)。特に湾北東部を中心に大規模な埋立てが行われ、1945~1991年には85 km²が海から陸に転換された(国土交通省近畿地方整備局, 2004)(図2)。埋立ては1960年代から1980年代にかけて最も盛んに行われたが、ポートアイランド第二期(図2の①南側)や関西空港第二期(図2の④北側)など、今世紀に入っても大規模な造成が進められている。長年にわたる埋立ての結果、特に湾北東岸においては、水深10 m以浅の海域の多くが陸地になっている(図3)。内湾の潮汐は海底地形の影響を大きく受けることから、このような人為的な地形改変は大阪湾の潮汐を変化させた可能性がある。

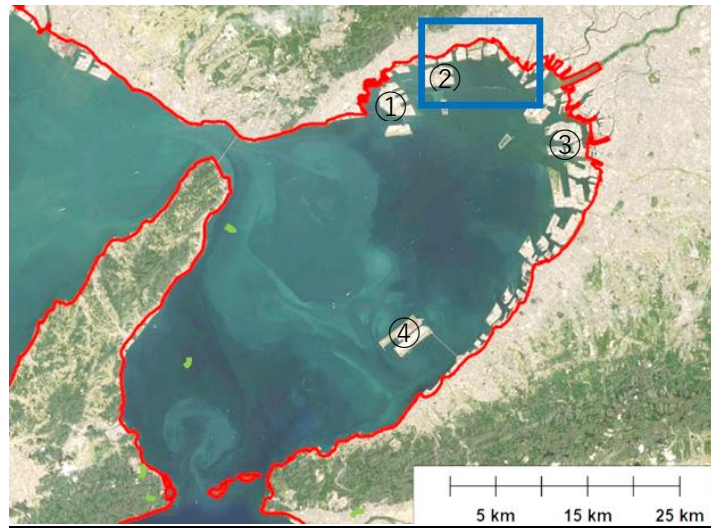


図2. 現在の大阪湾の全景(OpenStreetMapより)と1930年代の海図より読み取った昔の海岸線(赤線)。青枠は図3の範囲を、数字は主な大規模埋立地の位置を表す。1: ポートアイランド、2: 六甲アイランド、3: 大阪港、4: 関西国際空港。

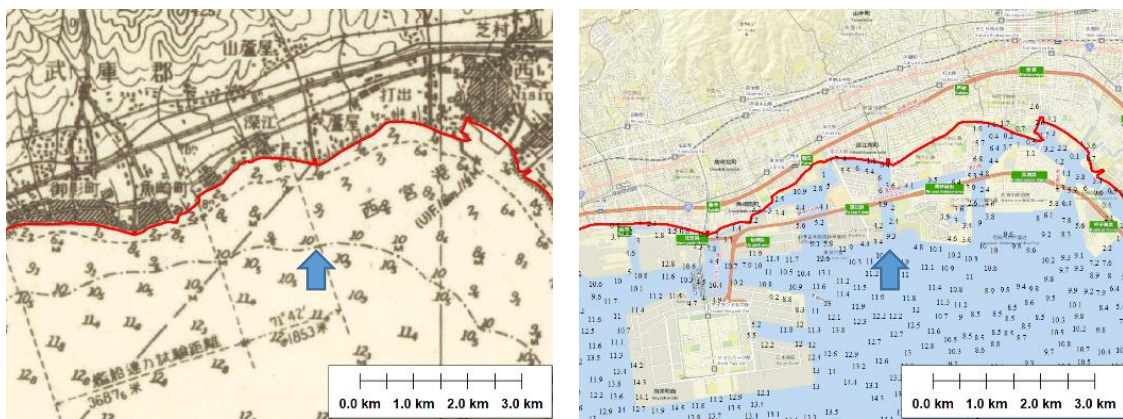


図3. 神戸市東灘区から西宮市にかけての沿岸域の変遷。(左)海図106号(1936年刊行)より。芦屋川河口(青矢印上方)などの自然海岸が残る。(右) 現在(OpenStreetMapより)。数値は電子海図JP54NVPTの水深。芦屋川河口沖はかつての10 m等深線(左図1点鎖線)近くまで埋立地が広がっている。古海図画像は東北大学外邦図デジタルアーカイブスの提供による。

1.2 潮汐の経年変化

主に天体の引力(起潮力)によって引き起こされる周期的な海面の昇降を潮汐と呼ぶ。海洋で観測される潮汐は複雑な波形を示すことから、特定の周期(潮汐周期)と振幅(高潮面と平均水面の差、潮汐振幅)を持つ複数の単振動成分(分潮)に分解して解析を行うことが多い(調和分解・調和解析)。分潮の中でも、半日周期の M_2 分潮(主太陰半日周潮、周期 12.42 時間、以後 M_2 潮)と S_2 分潮(主太陽半日周潮、周期 12 時間)、そして 1 日周期を持つ K_1 分潮(日月合成日周潮、周期 23.93 時間)と O_1 分潮(主太陰日周潮、周期 25.82 時間)の 4 つは特に寄与が大きく、主要 4 分潮と呼ばれる。これらの分潮は基本的には月や太陽による起潮力によって引き起こされる。

潮汐を引き起こす起潮力が数十年、数百年の時間スケールではほとんど変化しないことから、これまで潮汐の振幅は時間的に不変であると考えられてきた。しかし検潮所における潮位観測データの蓄積が進み、さらに調和解析がパソコンで容易に行えるようになったことなどから、近年では潮汐振幅の経年変化を示す事例が世界各地で報告されている(例えば Woodworth, 2010; Müller, 2011; Müller et al., 2011; 田中・田井, 2015; Feng et al., 2018; Pineau-Guillou et al., 2021)。日本周辺では、遥山ほか(2004)や松浦(2021)が九州北西岸や日本海沿岸における数十年スケールの潮汐振幅減少を見いだしたほか、宇野木(2003)は 1990 年代後半の諫早湾干拓事業との関連で有明海にて観測された潮汐・潮流弱化の原因を調べ、有明海の潮汐変動の約 65%は内部の地形変化による効果、残りは外海の潮汐変化に起因すると結論づけた。吉田・高杉(2001)は主に 1960 年代半ばから 1990 年代半ばにかけての瀬戸内海周辺の観測潮位を解析して各地の潮汐の経年変化を明らかにするとともに、瀬戸内海西側の豊後水道から東側の紀伊水道からまでを一つの水路に見立てた一次元解析を行い、埋立てに伴う瀬戸内海の潮汐変化のメカニズムを検証している。大阪湾周辺について吉田・高杉(2001)は、大阪(1961~1996 年)と神戸(1965~1996 年)の半日周潮振幅が減少傾向にあったことを指摘するとともに、湾内の振幅減少の理由を、埋立ての進行に伴って瀬戸内海の形状(潮汐波の実効的な行路長)が半日周潮の共鳴条件に近づき、瀬戸内海中央部の半日周潮が発達した結果、明石海峡付近に存在する潮汐波の節が東へ移動したためであると一次元解析モデルを使って説明している。

吉田・高杉(2001)は大阪湾の潮汐振幅減少を初めて報告し、その原因について論じた先駆的な研究であるが、(1)瀬戸内海全体を一次元の振動系と見立てた解析で、海域ごとの埋立て面積の違いや大阪湾内の地形の空間的な差異などが考慮されていない、(2)埋立てが本格化する 1960 年代より前や大規模な埋立てが継続していた 1990 年代後半以降の観測結果が反映されておらず、埋立ての影響が十分検証出来ていない(大阪については、1950 年単年の振幅値について言及がある)、(3)埋立てと水路浚渫以外の地形変化の効果が扱われていない、などの点で更なる検討の余地がある。

この 10 年間に大阪湾周辺の潮汐ならびに海底地形に関するデータ提供体制に大きな変化があった。検潮所での潮位について 1990 年代以降のみならず、1960 年以前の情報についても品質管理を経た観測データが気象庁から公開され、水深についても東北大学が公開を開始した古海図画像によ

って 1930 年代の大阪湾周辺の詳細な水深情報が得られるようになった。その結果、大阪湾の埋立て本格化前から現在に至る潮汐変化と海岸線・水深の変化との関係をより詳しく探ることが可能になってきている。

1.3 本研究の目的

以上の点を踏まえ、本研究では潮汐が湾内の環境と深く結びついている大阪湾において、埋立てが本格化する前の 1930 年代から現在の間が生じた潮汐変化を 2 次元的に明らかにすることを目的とする。吉田・高杉(2001)の解析期間を拡大するとともに、2 次元数値モデルを導入して、海岸線の地形変化のみならず、湾内外の水深変化が大阪湾の潮汐にもたらす影響とその原因を調べる。

沿岸の潮汐が経年変化する要因として、吉田・高杉(2001)は(1)外洋からの入射潮汐の変化(例えば、宇野木, 2003)、(2)平均水位の変動(遥山, 2004; 松浦, 2021 など)、(3)地形変化(吉田・高杉, 2001; 宇野木, 2003 など)の 3 つの可能性を挙げている。外洋潮汐の変化の影響については、上原・嘉村・松浦(2022)が指摘するように紀伊水道南方の潮汐には黒潮の流路変動のシグナルが含まれ、解釈が難しいこと、平均水位変動との関係については、大阪湾沿岸は地盤沈下や地震による地殻変動の影響評価に必要な資料が入手出来なかったことから、本研究では地形変化の効果を対象を限定する。

なお、潮位観測について、海上保安庁海洋情報部は験潮、気象庁海洋気象部は検潮の表記を採用している。引用文献中の記載については極力原文の表記に従うが、本研究では主に気象庁の潮位データを使用するため、気象庁の表記を原則とする。

第 2 章 手法

2.1 観測潮位の調和解析

大阪湾及びその周辺の潮汐変化を調べるため、気象庁が提供する大阪湾内の 4 カ所と南隣の紀伊水道 4 カ所の検潮所(図 4、表 1)における毎時潮位を各年の初めから約 1 年(369 日)ごとにまとめ、調和解析を行った。なお、西隣の播磨灘が対象に入っていないのは、潮位の長期観測データが得られなかったためである。

調和解析には python で動作するソフト TAPPY(Barbosa, 2009)を使用し、最小二乗法により各年の 52 分潮の調和定数(振幅と位相)を検潮所ごとに求めた。調和解析では 18.6 年周期変動の影響も考慮している。当初、潮位データが存在する全期間を対象に調べる予定であったが、大阪湾内 4 地点については、1927~1937 年以降のデータが提供されているものの、初期のデータは欠測が多く、得られた値も信頼性が定かでなかった。そのため、各地点で年間データ取得率が 50%を超える年が連続するようになった 1947~1958 年から 2019 年までの 61~72 年間を解析期間とした(表 1)。

主要4分潮(M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1)のうち、本研究では M_2 潮のみを長期変動の調査対象とした。日周潮(K_1 、 O_1)については長期変動が半日周潮に比べて小さい上、振幅の経年変動幅が潮位データの測定分解能である1 cmより小さく、潮汐の経年変化と測定誤差との区別が難しいこと、 S_2 潮については振幅の経年変化のパターンが M_2 潮とほぼ変わらないことが理由である。

検潮所間の比較を容易にするため、各点における代表値で規格化した振幅を一部で使用した。ここで、解析期間の中間期にあたる1990年前後の値を代表値として定めている。振幅代表値 A_0 は表1に示している。

本研究の主な調査対象は数十年単位の潮汐変化であることから、一定の期間における M_2 潮振幅の平均的な経年変化の程度を表す指標として、第3章では以下に定義する3つの量を導入した。対象とする期間中の回帰直線の傾きはexcelのslope関数により計算している。

$$\begin{aligned} \text{(期間中の振幅変化)} &= (\text{振幅絶対値に関する回帰直線の傾き}) \times (\text{期間の年数}) \\ \text{(期間中の振幅相対変化)} &= (\text{規格化した振幅に関する回帰直線の傾き}) \times (\text{期間の年数}) \\ \text{(10年あたりの振幅減少率)} &= -(\text{規格化した振幅に関する回帰直線の傾き}) \times 10 \text{年} \end{aligned}$$



図4. 検潮所所在地 (OpenStreetMap 使用)。

表1. 検潮所名、データ提供開始年、解析期間及び規格化に用いた代表的な M_2 振幅 A_0 (cm)

検潮所	開始	解析期間	A_0 (cm)
神戸	1926	1947-2019	29.0
洲本	1937	1958-2019	29.5
大阪	1935	1952-2019	30.0
淡輪	1935	1953-2019	31.4
和歌山	1950	1950-2019	44.4
下津	1937	1937-1965	41.5
白浜	1966	1967-2019	47.0
小松島	1951	1951-2019	41.5

2.2 潮汐モデル

本研究では、地形変化が大阪湾の潮汐に与える影響を面的に調べるため、Princeton Ocean Model (POM)を潮汐計算用に修正した水平2次元潮汐モデルを用いた数値実験を行った。埋め立てが本格化する前の1930年代と2018年頃に刊行された海図の水深を元に作成した海底地形データ(以後はそれぞれ「過去の地形」「現在の地形」と呼ぶ)をモデルに組み込むことで、地形変化を再現している。なお、「過去の地形」作成には東北大学外邦図デジタルアーカイブ

(<http://chiri.es.tohoku.ac.jp/~gaihozu/>)が公開する古海図画像を、「現在の地形」作成には海上保安庁海洋情報部刊行の電子海図と日本水路協会発行の海底地形デジタルデータを参照している。

使用するモデルは、鉛直平均流速(u, v)と平均水面からの鉛直変位 η を予測する下記の浅水方程式で記述される。非線形項、コリオリ項、流速の二乗に比例する底摩擦項、ラプラスアン形式の水平粘性項を含み、沿岸潮汐モデルとしては一般的なものである。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - f v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{c_D \sqrt{u^2 + v^2}}{H + \eta} u + A_h \nabla^2 u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + f u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{c_D \sqrt{u^2 + v^2}}{H + \eta} v + A_h \nabla^2 v \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + (H + \eta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (3)$$

ここで(x, y)は東西・南北座標、 $f = 2\Omega \sin \phi$ はコリオリ係数、 $\Omega = 2\pi/(86164.1 \text{ s})$ は地球の自転角速度、 ϕ は緯度、 g は重力加速度(9.806 m/s^2)、 c_D は底摩擦係数(後述の標準実験では 0.0025)、 A_h は水平粘性係数(標準実験では $100 \text{ m}^2/\text{s}$)、 H は平均水深である。ここでは簡単のため方程式をデカルト座標で示したが、実際には経度・緯度座標上で定義され、上記の式には曲率項が追加される。

モデルの計算領域は、播磨灘と紀伊水道の一部を含む矩形領域(図1の範囲、経度 $134^\circ 30' \text{E}$ - $135^\circ 30' \text{E}$ 、緯度 $33^\circ 55' \text{N}$ ~ $34^\circ 48' \text{N}$)で、空間解像度は $1/240$ 度(約 500 m)、グリッド数は東西 240、南北 212 であった。この計算領域の範囲は、1930年代の大縮尺海図が存在し、空間解像度に見合うだけの水深情報が得られる海域を考慮して決定した。但し、水深が 50 m より深い海域については、過去の水深が十分得られなかったため、過去の地形データでも現在の水深値を使用している。

潮汐は、西側(播磨灘)と南側(紀伊水道)の開境界で M_2 潮の周期を持つ水位変動を与えることにより駆動した。境界上の調和定数は、西側(振幅 35.8 cm 、位相 333.2 度)、南側(振幅 48.1 cm 、位相 173.7 度)それぞれで一定値を採用し、湾外部からの入射潮汐波の条件を同じに保つため、過去・現在を問わず、すべての実験で同一の開境界値を用いた。計算は静止状態から時間ステップ 4 秒で 10 日間行い、そのうち最後の 49.7 時間(M_2 潮 4 周期に相当)の結果を使って M_2 潮汐と潮流の調和定数を求めた。

2.3 数値実験

本研究で実施した数値実験の一覧を表2に示す。過去と現在の地形を用いて計算した標準実験(実験1と2; 第4章)、主な結果がモデルパラメタ(底摩擦係数と水平粘性)の値に左右されないことを確認するための感度実験(実験3、4、5; 第5章)、一部海域のみ水深を変化させた地形にて行った実験6(第6章)からなる。実験3-5はそれぞれ過去の地形(表2のA)を使う場合と現在の地形(B)を使う場合の2パターンを行い、実験6は海域ごとに過去と現在の地形を入れ替えた a-e の5種類を実施した。

実験 6a-e では、過去の地形(表 2 記載の A)の代わりに、過去の水深と現在の海岸線(海陸)分布を組み合わせた地形(表 2 記載の A')を使用している。他の実験との差を取ることで、様々な地形効果が検証可能である。例えば、実験 6a(地形 A': 過去の水深・現在の海岸線)と実験 1(地形 A: 過去の地形・過去の海岸線)の結果の差をとると、海底水深は同一(過去)の条件下で、海岸線だけが現在の位置に移動した場合の潮汐変化を、実験 6a と実験 2(地形 B: 現在の地形・海岸線)との差をとると、海岸線は現在の位置に保ったまま、水深が過去から現在の状態へ変化した場合の潮汐変化を得ることができる。

表 2. 数値実験一覧

実験番号	地形変化			モデルパラメータ		備考
	大阪湾・紀伊水道	播磨灘東	播磨灘西	底摩擦係数 cd	水平粘性係数Ah (m ² /s)	
1	A	A	A	0.0025	100	標準実験(過去)
2	B	B	B	0.0025	100	標準実験(現在)
3a	A	A	A	0.0030	100	底摩擦(cd)の増加
3b	B	B	B	0.0030	100	底摩擦(cd)の増加
4a	A	A	A	0.0020	100	底摩擦(cd)の減少
4b	B	B	B	0.0020	100	底摩擦(cd)の減少
5a	A	A	A	0.0025	200	水平粘性(Ah)の増加
5b	B	B	B	0.0025	200	水平粘性(Ah)の増加
6a	A'	A'	A'	0.0025	100	海岸線のみ現在
6b	A'	B	B	0.0025	100	大阪湾のみ過去の水深
6c	B	A'	A'	0.0025	100	播磨灘のみ過去の水深
6d	B	B	A'	0.0025	100	播磨灘西部のみ過去の水深
6e	B	A'	B	0.0025	100	播磨灘東部のみ過去の水深

(Aは過去、Bは現在の地形。A'は過去の水深と現在の海岸線の組み合わせ)

第 3 章 検潮所において観測された M₂ 潮振幅の経年変動

3.1 大阪湾内 4 地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)

図 5 は、大阪湾内の検潮所における観測潮位から求めた M₂ 潮振幅の経年変化を示したものである。振幅そのものは検潮所間で最大 3~4 cm の差があるものの、数十年の時間スケールで見た場合、どの検潮所においても振幅は減少傾向を示していた。図 5 に引かれた直線は、平均的な減少傾向を見積もるために振幅時系列から計算した回帰直線で、その傾きと解析期間中の直線の変化量を表 3 に示した。回帰直線から見積もられる全解析期間(61~72 年間)に生じた M₂ 潮振幅の減少量は 1.7~2.9 cm であった。

検潮所間の比較をより詳細に行うため、表 1 記載の代表値で規格化した振幅の経年変化と対応する回帰直線を図 6 に示す。このような相対値で見た場合、数年ないし 10~20 年の時間スケールを持つ変動パターンは検潮所間で非常に似通っていた。数十年スケールの長期変動についても、全体的な傾向は 4 地点とも似通っていたが、1995 年以降については、それ以前に比べて地点間でばらつきがやや拡大しているように見受けられた。さらに、2005 年以降はそれまでの振幅の減少傾向が増加傾向に転じているように見える。図 6 に示された振幅相対値の経年変動パターンは、先行研究である吉田・高杉(2001)に示された大阪(1960-1996 年)と神戸(1965-1996 年)の結果と、共通する 31~36 年間については全く同じであり、本研究の調和解析に問題がないことが確認できた。

図 6 の回帰直線から見積もられた解析期間中(61-72 年間)の振幅相対値の変化量は-5.4~-10.2%であった(表 3)。これらの値を 10 年あたりの振幅減少率に換算すると 0.8~1.4%で、減少率は淡輪で最も小さく、神戸は他の 3 地点より特に大きかった(表 3)。

次に、 M_2 潮振幅の減少傾向がより明瞭に確認された 1960 年から 2005 年の期間に注目し、その間の振幅の経年変化と対応する回帰直線を大阪湾内の 4 地点について描いたのが図 7(振幅絶対値)と図 8(相対振幅)である。回帰直線から見積もられた期間中 45 年間の振幅減少量は 1.4~2.1 cm、相対振幅の減少は 4.6~7.4%、10 年あたりに換算した減少率は 1.0~1.6%であった(表 4)。1960 年以前や 2005 年以降を含む場合に比べ、減少率は 4 地点すべてで増加したが、増加の割合は湾南部の淡輪(1.44 倍)と洲本(1.29 倍)で相対的に大きく、湾北部の神戸(1.16 倍)と大阪(1.09 倍)で小さかった。その結果、解析対象を 1960-2005 年に限定した場合、最も減少率が小さかったのは、全期間のデータを使った解析の時(淡輪)とは異なり、大阪であった。

3.2 大阪湾内 2 地点(神戸、大阪)と湾外 2 地点(小松島、白浜)の比較

大阪湾内における M_2 潮汐振幅の減少傾向が大阪湾内で特有の変化であるかどうかを確認するため、大阪湾内 2 地点(神戸、大阪)と大阪湾外 2 地点(小松島、白浜)における経年変化ならびに全解析期間のデータを使用して求めた回帰直線を比較した。図 9 には相対振幅の経年変化と対応する回帰直線を、表 5 には表 3 と同じ形式で振幅変化量や 10 年あたりの振幅減少率などを示している。全期間のデータから見積もられた 10 年あたりの振幅減少率は、湾外では 0.20~0.40%であったのに対し、湾内では 0.95~1.41%と、湾内の減少ペースの方が 2 倍以上大きかった。

解析の対象期間を、大阪湾内の M_2 潮振幅の減少傾向が明瞭に見られた 1960 年から 2005 年に限定して回帰直線、ならびに変化量や減少率を算出した結果、期間中の 10 年あたりの振幅減少率は、湾外の 2 地点とも 0.26%、湾外の 2 地点は 1.0~1.6%と、湾内外の差異はさらに大きかった(図 10, 表 6)。さらに、湾外の 2 地点の方が振幅絶対値は湾内 2 地点より大きいにもかかわらず、振幅絶対値の減少幅は、全解析期間を通してみても、期間を 1960~2005 年に限定した場合でも、湾内の方が大きかった(表 5、表 6)。

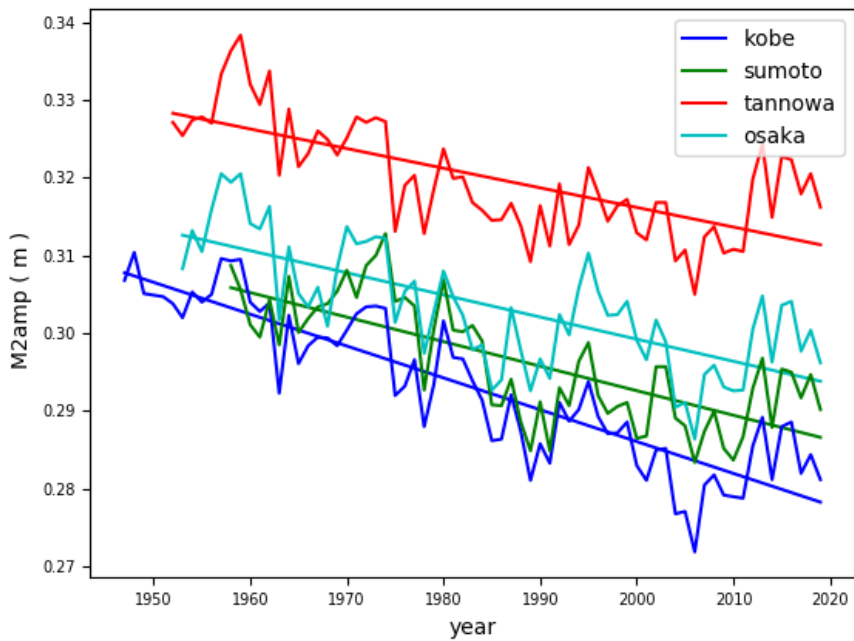


図 5. 大阪湾内 4 地点の M_2 潮汐振幅の経年変化とその回帰直線。

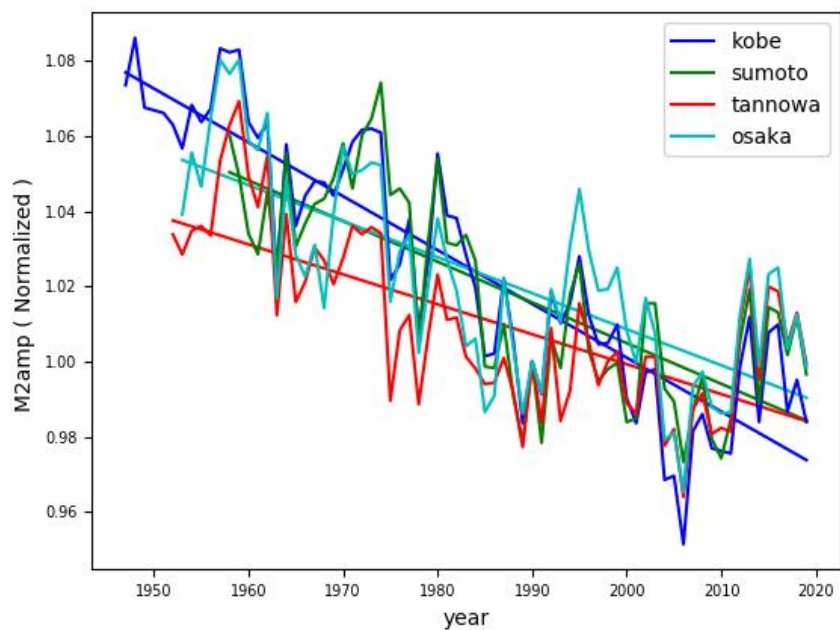


図 6. 規格化を施した M_2 潮汐振幅相対値の経年変化とその回帰直線。期間・場所は図 5 と同じ。

表 3. 解析期間の回帰直線の傾き及びその期間内の変化(cm)

	神戸 (1947-2019)	洲本 (1958-2019)	淡輪 (1952-2019)	大阪 (1953-2019)
回帰直線の傾き(図 5)	-0.0004093	-0.0003152	-0.0002521	-0.0002844
解析期間中の変化(cm)	-2.947	-1.923	-1.689	-1.877
解析期間中の相対変化(%)	-10.16	-6.52	-5.38	-6.26

振幅減少率(%/10年)	1.411	1.069	0.8029	0.9479
--------------	-------	-------	--------	--------

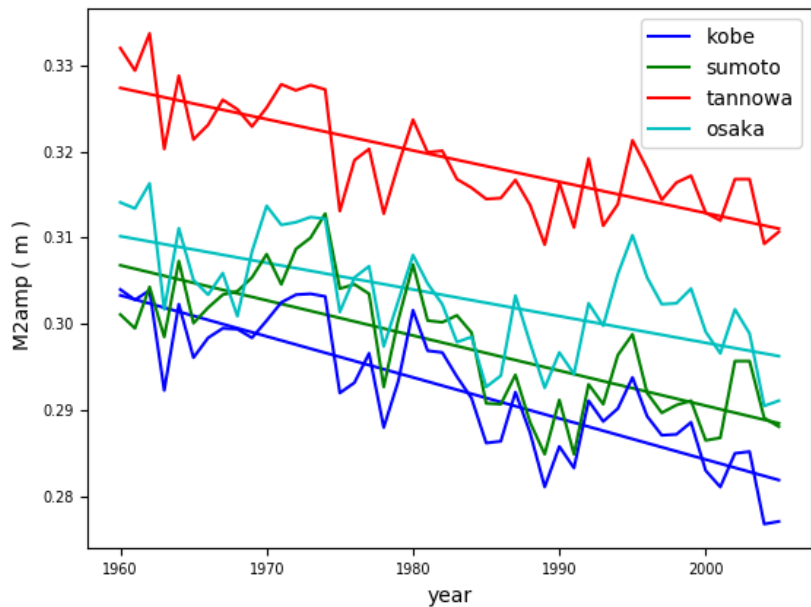


図 7. 1960 年から 2005 年の大阪湾内 4 地点における M₂ 潮汐振幅の経年変化とその回帰直線。

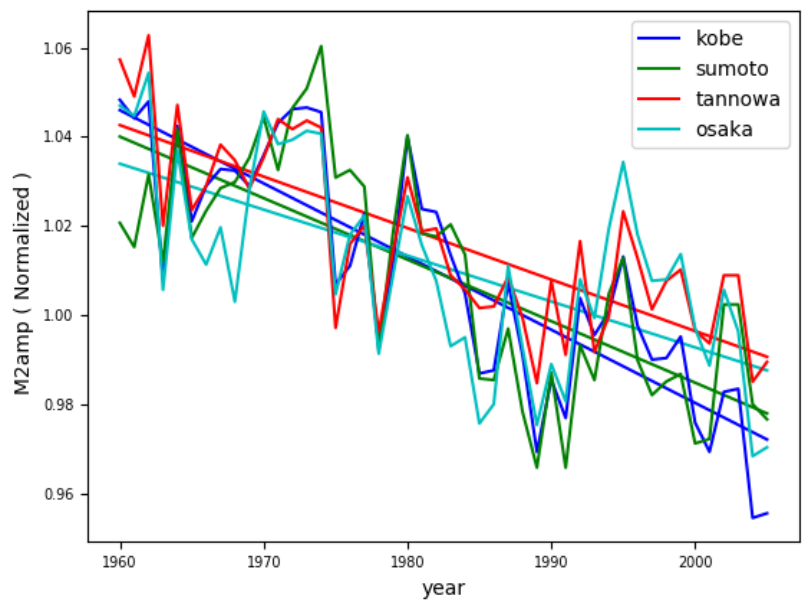


図 8. 規格化を施した M₂ 潮汐振幅相対値の経年変化とその回帰直線。期間・場所は図 7 と同じ。

表 4. 1960 年から 2019 年の M₂ 潮汐振幅の回帰直線の傾き及びその期間内の変化(cm)

	神戸 (1960-2005)	洲本 (1960-2006)	淡輪 (1960-2005)	大阪 (1960-2005)
回帰直線の傾き(図 7)	-0.0004761	-0.0004072	-0.0003627	-0.0003091
1960 年から 2005 年の変化(cm)	-2.143	-1.832	-1.632	-1.391
1960 年から 2005 年の相対変化(%)	-7.388	-6.211	-5.198	-4.636

振幅減少率(%/10年)	1.642	1.380	1.155	1.030
--------------	-------	-------	-------	-------

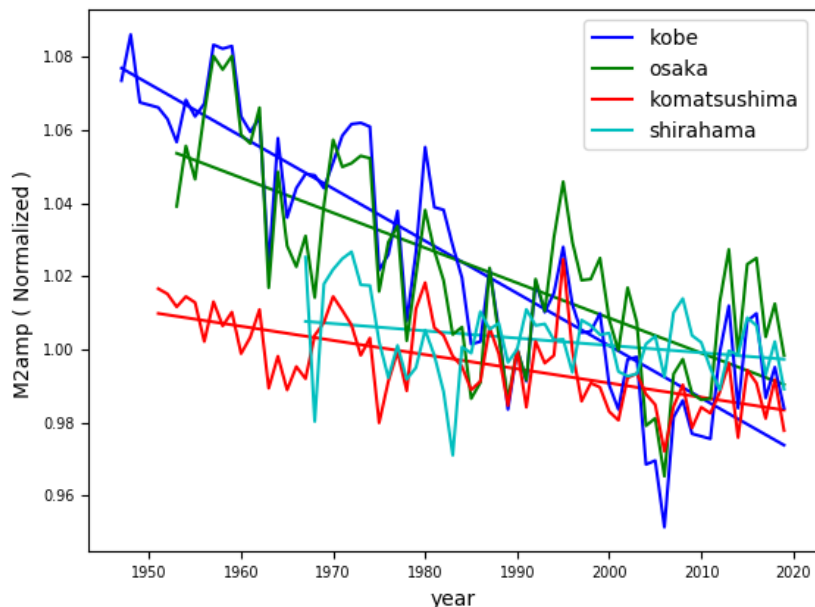


図 9. 大阪湾内 2 地点と大阪湾外 2 地点における M₂ 潮汐振幅相対値の経年変化とその回帰直線。

表 5. 解析期間の回帰直線の傾き及びその期間内の変化 (cm)

	神戸 (1947-2019)	大阪 (1953-2019)	小松島 (1951-2019)	白浜 (1967-2019)
回帰直線の傾き	-0.0004093	-0.0002844	-0.0001643	-9.480E-05
解析期間中の変化 (cm)	-2.947	-1.877	-1.117	-0.4930
解析期間中の相対変化 (%)	-10.16	-6.256	-2.692	-1.049
振幅減少率 (%/10年)	1.411	0.9479	0.3959	0.2017

3.3 第 3 章のまとめと考察

この章では大阪湾内 4 地点の 61~72 年間にわたる観測潮位の調和解析結果から、解析期間中には M₂ 潮振幅がおよそ 10 年で 1% のペースで減少していることが明らかになった。この減少率は湾外に比べて少なくとも 2 倍以上あり、減少の主な要因は湾周辺の環境変化にあることが示唆される。

湾内で見られる数年から 20 年程度の振幅の経年変動パターンは 4 地点で似通っており、潮汐変化は概ね湾内全域ほぼ同じメカニズムで生じていたと考えられる。一方、1995 年以降には振幅相対値に顕在化しており、特定の地域固有の変動要因が発生していた可能性がある。

1961-1996 年のデータを解析した吉田・高杉(2001)は、解析期間末期の 1990-1996 年の振幅増加について長期的な減少の反転である可能性を指摘していたが、解析期間が 2019 年まで拡大した今回の解析結果(図 6)からは増加は一時的なものであった事が明らかになった。今回示された 2005 年以降の振幅増加についても、一時的なものである可能性があり、継続的な調査が必要である。

湾内4地点のうち、振幅減少率が最も大きかったのは神戸、次いで洲本であった。他の2地点に関しては差が小さく、今回の解析では大小関係を明確に定めることは出来なかった。

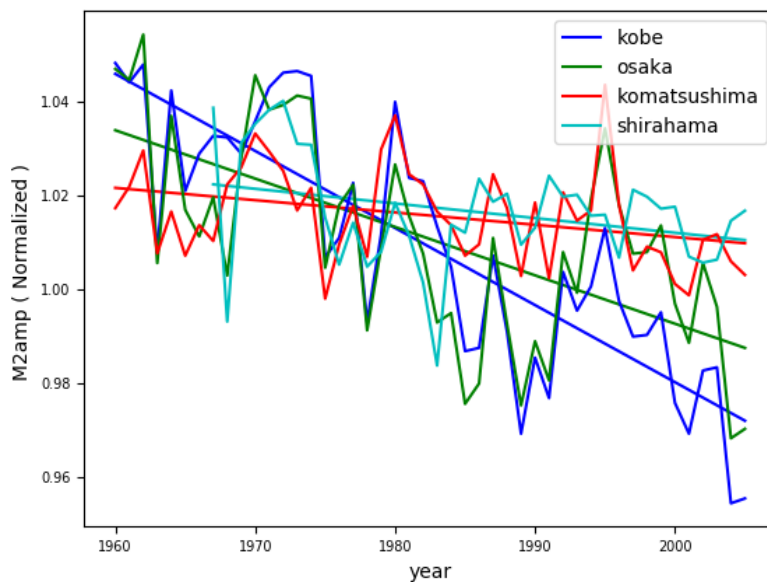


図 10. 1960 年から 2005 年の大阪湾内 2 地点と湾外 2 地点における振幅相対値の経年変化とその回帰直線。

表 6. 1960 年から 2019 年の回帰直線の傾き及びその期間内の変化 (cm)

	神戸 (1960-2005)	大阪 (1960-2005)	小松島 (1960-2005)	白浜 (1967-2005)
回帰直線の傾き	-0.0004761	-0.0003091	-0.0001088	-0.0001466
1960 年から 2005 年の変化 (cm)	-2.143	-1.391	-0.4894	-0.5570
1960 年から 2005 年の相対変化 (%)	-7.388	-4.636	-1.179	-1.185
振幅減少率 (%/10 年)	1.642	1.030	0.262	0.263

第4章 数値実験による M₂潮汐振幅減少の検証

第3章にて示された大阪湾内における M₂ 潮汐振幅の減少傾向と沿岸埋立てに代表される地形変化との関係を検証するため、本研究では、地形条件を変えた一連の数値実験を実施した。まずこの章では、計算領域全体で地形条件を変えた実験の結果を示す。さらに5章では、前章の結果がモデルのパラメタに影響されないことを確認する感度実験を、6章では、特定海域の水深や海岸線を変えたより詳細な地形条件の元での実験の結果を実施する。

4.1 1930年代と現在の大阪湾付近の M₂ 潮汐の再現

図11は1930年代の地形を用いて行った実験1(表2参照)から得られた大阪湾周辺の M₂ 潮振幅の水平分布を、図12は現在の地形による実験(実験2)の同様の結果をそれぞれ示す。図11、図12の両方において、振幅が明石海峡で極小を示し、海峡を離れるにつれて増加するという観測や既存の

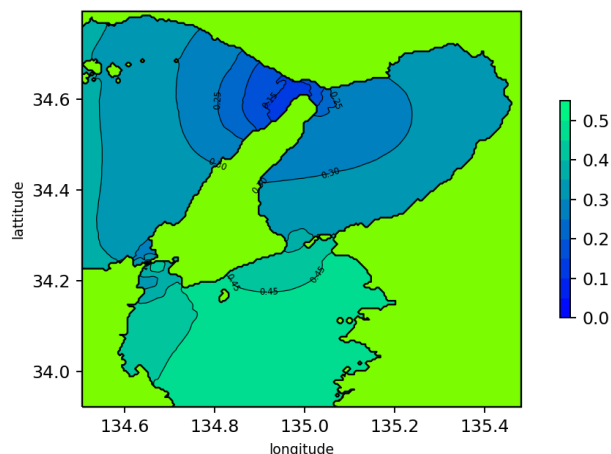


図11. 1930年代の地形を使った実験1の結果。
M₂潮振幅(m)のコンター図(0.05m 間隔)。

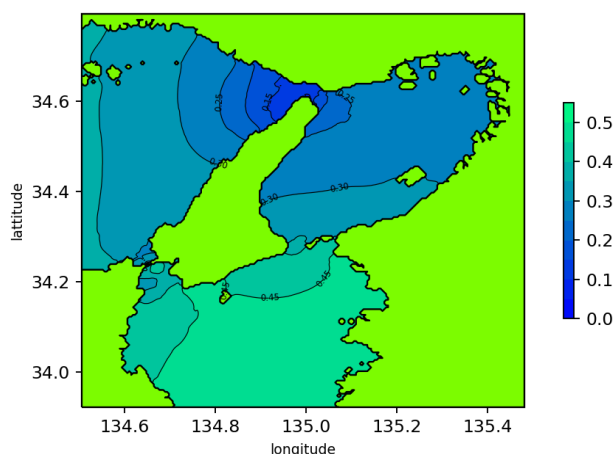


図12. 現在の地形を使った実験2の結果。
M₂潮振幅(m)のコンター図(0.05m 間隔)。

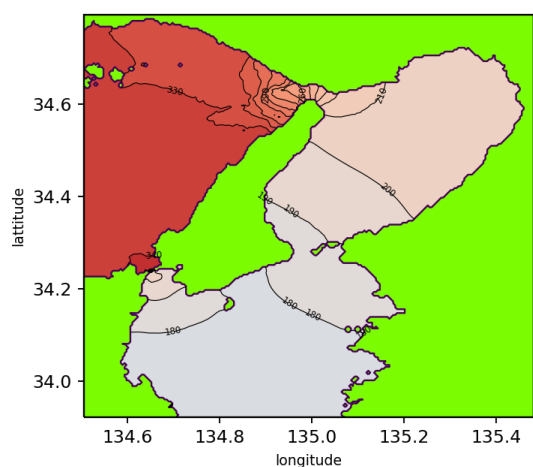


図13. 実験1から得られた M₂ 潮等潮時図(度)

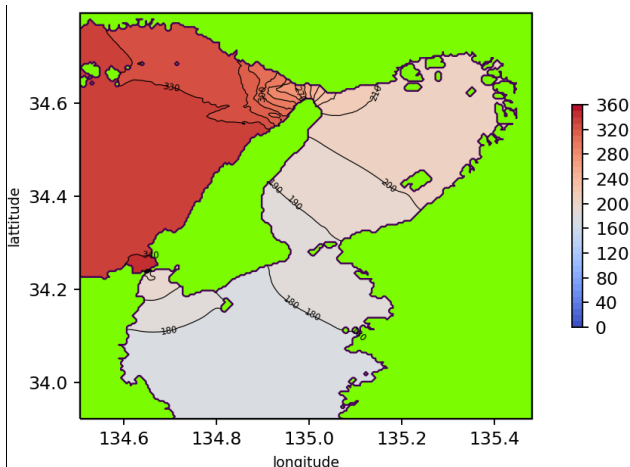


図14. 実験2から得られた M₂ 潮等潮時図(度)

結果から示されている大阪湾周辺の半日周潮の特徴を定性的に良く捉えていた(Odamaki, 2002; 松浦ほか, 2006)。満潮(または干潮)の時刻が同じ場所を結んだ M_2 潮汐位相のコンター図(図 13、図 14)についても、先行研究から知られている通り、南方の紀伊水道から大阪湾を經由して、播磨灘へ向かうにつれて位相の値が大きくなり、明石海峡周辺で位相の空間変化が特に大きいなどの特徴が示されていた。以上の結果から、今回使用する数値モデルは、大阪湾及びその周辺海域の M_2 潮汐の特徴を少なくとも定性的に良く再現していると考えられる。

4.2 現在と 1930 年代の M_2 潮汐振幅との差

図 15 は、実験 2 で得られた現在の M_2 潮汐振幅から実験 1 による 1930 年代の M_2 潮汐振幅を引いた差を示す。地形(海岸線・水深)以外の設定は変えていないにもかかわらず、大阪湾全域で振幅の減少が認められ、観測から明らかになった振幅減少と地形変化との関係が示唆される。

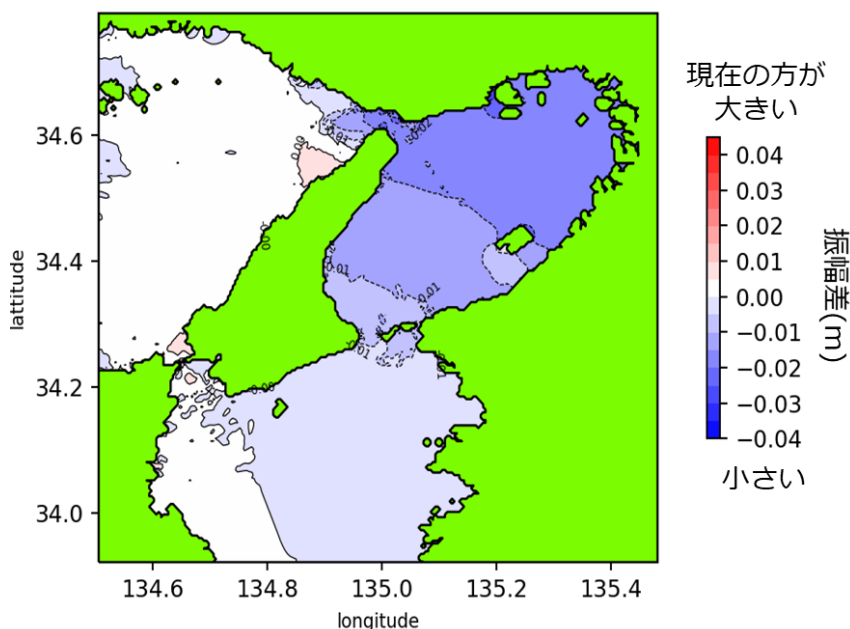


図 15. 数値実験にて、地形を過去のものから現在のものに変えた場合の M_2 潮汐振幅(m)の変化。実験 2(現在)から実験 1(過去)を引いた差に相当する。等値線は 0.005 m 間隔。

モデル結果と観測結果をより詳細に比べるため、表 7 にて大阪湾内の 4 検潮所(神戸、洲本、淡輪、大阪)の位置に近い格子点(表記載の座標)上のモデル予測値と観測値、それぞれの振幅変化量を比較した。表 7 に記された「数値モデルの変化」は、実験 2(現在の地形)から実験 1(過去の地形)を引いた差を、「観測値の変化」は、表 3 で求めた回帰直線の傾きに経過年数をかけた値を用いている。ただし、過去の地形は複数の刊行年の海図により作成され、過去から現在の地形に至る経過年数が正確には決まらないため、便宜上、湾内 4 検潮所すべてが観測を開始した 1937 年から 2019 年の 82 年間を経過年数とした。

大阪湾内の4地点のうち、湾北部の2点(神戸、大阪)では、地形変化のみ考慮した数値実験から見積もられる変化量が観測から推定される変化量の76~80%に相当するのに対し、湾南部(洲本、淡輪)の場合、数値モデルによる変化は観測値の変化の37~48%にしか相当せず、大阪湾の南北で比率に大きな違いが表れた。

表7. 大阪湾内4地点における、 M_2 潮汐振幅のモデル上での変化量と観測値の変化量との比較。算出方法は本文を参照。数値モデルの項の括弧内の数値は、観測値との比(%)。

	神戸	洲本	淡輪	大阪
座標(i-grid, j-grid)	(180, 165)	(105, 96)	(102, 160)	(174, 216)
数値モデルの変化(cm)	-2.557 (76%)	-0.9549 (37%)	-1.001 (48%)	-1.860 (80%)
観測値の変化(cm)	-3.356	-2.585	-2.067	-2.332

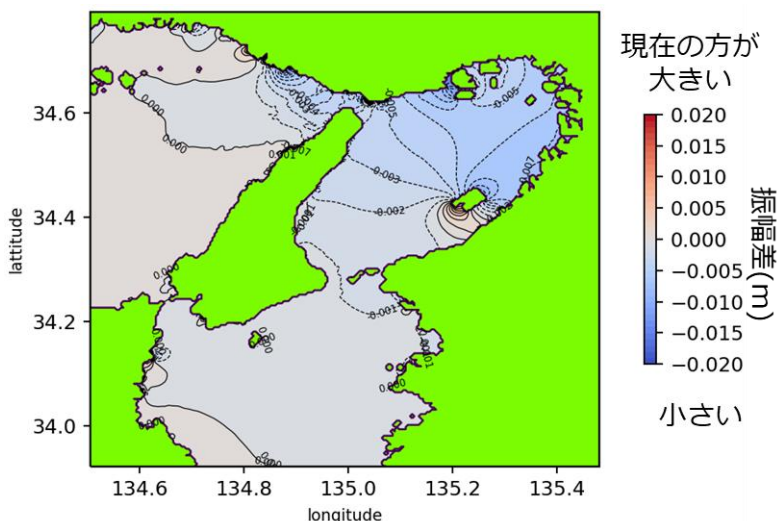


図16. 水深を過去の設定のまま、海岸線のみ現在の位置に変化させた場合の M_2 潮汐振幅(m)の変化。実験6aから実験1を引いた差に相当する。等値線間隔は0.001 m。

4.3 海岸線の移動が M_2 潮汐振幅に与える影響

前節で示した地形変化の実験の結果には、埋立てなどによる海岸線移動の効果と海底水深が変わる効果の双方が含まれている。ここでは前者の海岸線の変化が大阪湾の M_2 潮汐振幅にもたらす影響について考える。 M_2 潮汐振幅に関して、水深設定は同じ過去の設定だが、海岸線の位置(海陸分布)が異なる2つの実験結果の差(実験6a-実験1)を M_2 潮汐振幅について示したのが図16である(各実験の詳細は、表2を参照)。前節の地形変化全体の効果に伴う振幅変化の大きさが大阪湾内では概ね0.01~0.02 m程度であったのに対し、海岸線の変化による変動は関西空港周辺から大阪港周辺かけての沿岸や神戸周辺などの限られた場所を除けば、0.002~0.005 mと半分以下であった。関西空港島の南西側では非常に強い正の変化(振幅増)が、北東側では強い負の変化が見られ、大阪府沿岸を右にみて北東方向へ進む潮汐波が、空港島の存在により妨げられる可能性を示唆している。

場所による違いについて検討するために、大阪湾内 4 地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)において、潮汐振幅の変化に対する海岸線変化の影響度を求めた(表 8 上側)。この結果から、大阪湾北部(神戸、大阪)では、大阪湾南部(洲本、淡輪)に比べて、海岸線の影響を受けやすいことが確認された。これは、大阪湾北部では、解析期間中に大規模な埋め立てが進行したため、それが潮汐に影響を与えることで、 M_2 潮汐振幅を変化させたと考えられる。

4.4 大阪湾及びその付近の水深の変化

図 17 は、大阪湾及びその付近における、現在の水深から 1930 年代の水深を引いた水深差を示す。図 17 より、大阪湾北東部および、播磨灘で水深が深くなっていることが読み取れる。明石海峡から、大阪湾西部、紀伊水道中央部にかけての薄い青色(水深変化がほぼゼロ)の広がり、今回使用した過去地形のデータにおいて、水深 50 m より深い場所はデータ数の関係で現在の値を流用していることが関係している。水深の変化は、 M_2 潮汐振幅を変化させる大きな要因の 1 つである

表 8. 数値実験にて海岸線のみ、もしくは水深のみ設定を変えた時の M₂ 潮振幅変化(cm)。括弧内は両方向時に変えた実験での振幅変化(最下段)に対する比(%)。

	神戸	洲本	淡輪	大阪
座標 (i-grid, j-grid)	(180, 165)	(105, 96)	(102, 160)	(174, 216)
海岸線のみ変化 (過去の水深) 実験 2 - 実験 6a (図 16)	-1.338 (52.3%)	-0.114 (11.9%)	-0.090 (9.0%)	-0.594 (31.9%)
水深のみ変化 (現在の海岸線) 実験 6a - 実験 1 (図 17)	-1.219 (47.7%)	-0.841 (88.1%)	-0.911 (91.0%)	-1.266 (68.1%)
海岸線変化+水深変化 実験 2 - 実験 1 (図 15)	-2.557	-0.955	-1.001	-1.860

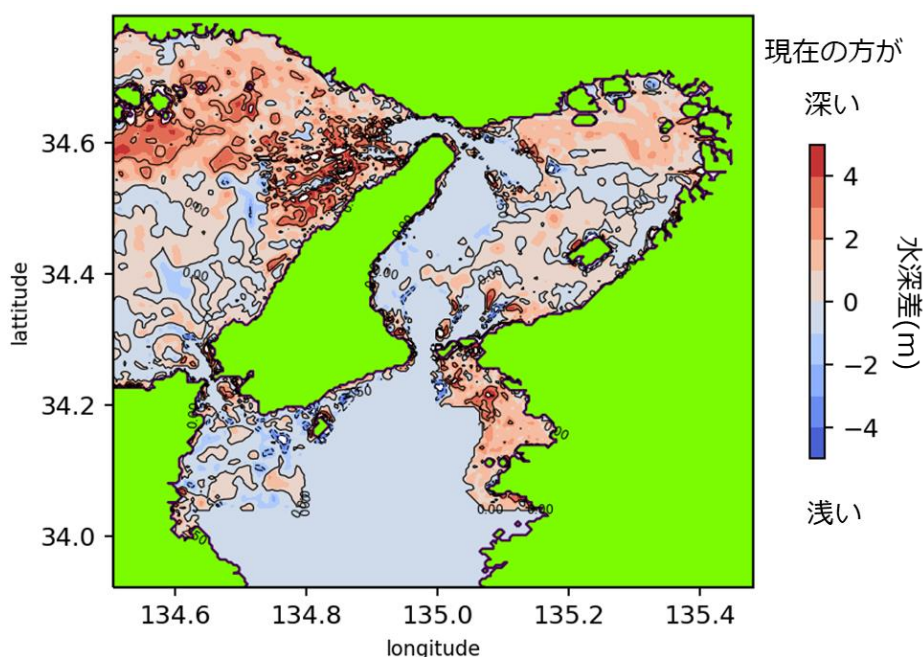


図 17. 大阪湾及びその付近における現在の水深と 1930 年代の水深の差(m)。

ため、場所ごとの水深の変化が大阪湾内の M₂ 潮汐振幅に与える影響についても考慮する必要があると考えられる。

4.5 水深変化が M₂ 潮汐振幅に与える影響

1930 年代以降の水深変化が大阪湾の潮汐に及ぼす影響を調べるため、海岸線を現在の位置に保ちつつ、水深のみを過去から現在に変化させた場合の M₂ 潮汐振幅の変化を実験 2 と実験 6a の差の形で示したのが図 18 である。

大阪湾内の M₂ 潮汐振幅の変化は、0.01~0.012 m 程であった。水深変化と海岸線変化を組み合わせた地形変化に伴う M₂ 潮汐振幅の変化は、0.01 m から 0.02 m 程であるので、水深の変化は大阪湾内の M₂ 潮汐振幅に大きく影響を与えると考えられる。特に大阪湾内の沖合いの潮汐変化に対して

は、水深変化の寄与が大きかった。他に明石海峡西方沖の播磨灘北東部において、顕著な振幅増加が認められた(図 18)。

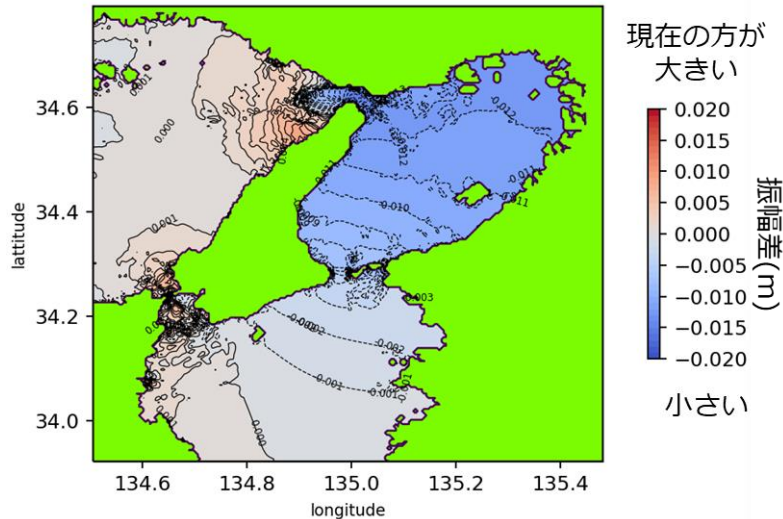


図 18. 海岸線を現在の位置に保ったまま、水深のみ過去から現在の状態に変化させた場合の M_2 潮汐振幅 (m) の変化。実験 2 から実験 6a を引いた差に相当する。等値線間隔は 0.001 m

場所による違いについて検討するために、大阪湾内 4 地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)において、地形変化全体に対する水深効果の影響度を求めた(表 9 中段)。その結果、水深変化による 4 地点での振幅減少は 0.8~1.3 cm 程で、場所による違いが大きかった海岸線効果の場合とは異なり、地点間での差は小さかった。そして、地形変化全体に占める水深効果の割合は、周辺に大規模埋立地が存在する神戸や大阪では 48~68%程であったが、洲本や淡輪では 88~91%と水深変化の影響が潮汐変化の大部分を占めていた。

4.6 M_2 潮流の流速変化

図 19 は、数値実験により推定された、地形変化に伴う流速(M_2 潮流楕円の長軸の半分の大きさ)の変化を表したもので、実験 2 と実験 1 の差から求めている。大規模埋立地(関西空港やポートアイランドなど)では、潮流が回り込む場所(埋立地の沖合先端部分や人工島の側面部分)では埋立てによる流速増加が見られる一方、ポートアイランド西側のように狭い水域内の潮汐振幅(タイダルブリズム)が減少した場所や関空島南西岸のように流れが妨げられる場所では流速の減少が認められた。さらに、明石海峡西方沖の播磨灘北東部では、流速増加域と減少域が入り組んだ分布を示しており、浅瀬などの地形変化と関連していると可能性がある。

広域的な流速変化としては、大阪湾の東部では埋立地近くを除けば流速がわずかに減少する一方で、元来潮流が強かった大阪湾西部から紀伊水道北部、明石海峡最狭部では、流速がさらに強まっていたことが今回の実験結果から推測された。

4.7 M₂潮の位相変化

地形変化に伴う、M₂潮汐の位相変化を図 20 に示す。大阪湾西部では 1 度程の値の減少(位相進み)が認められたが、東部では概ね 0.5 度以下の小さな変化しか観察されなかった。播磨灘北東部では、位相の値が数度増加(位相遅れ)していたが、図 13、図 14 に見られる通り、位相が播磨灘内部の

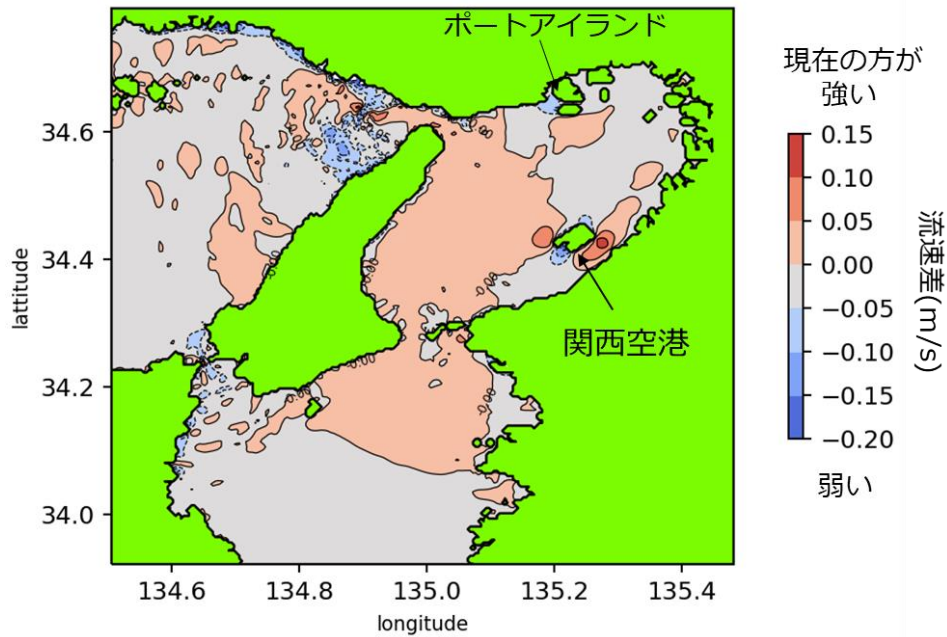


図 19. 現在の流速(m/s)から 1930 年代の流速を引いた差。等値線間隔は 0.05 m/s。

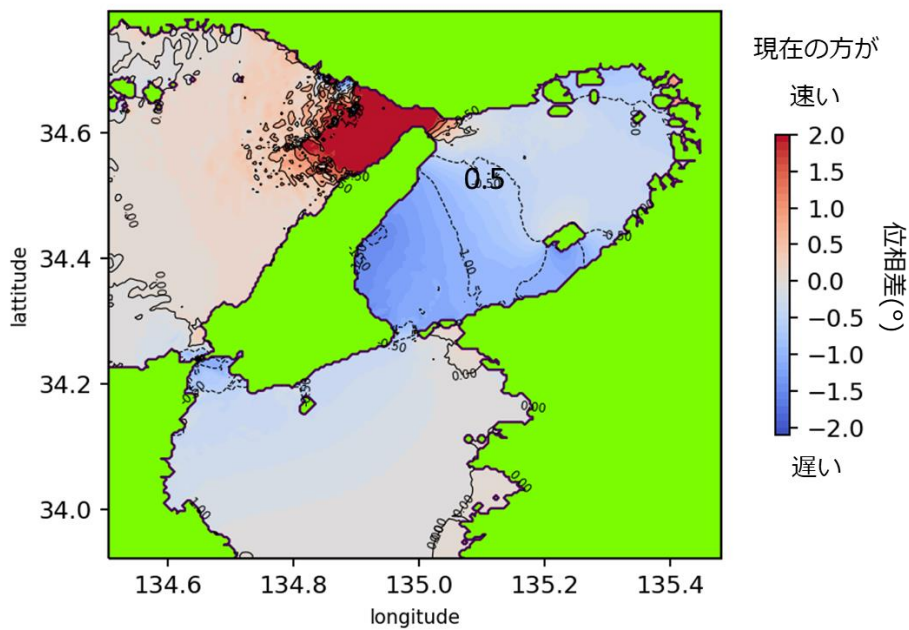


図 20. 現在の M₂ 潮位相から 1930 年代の M₂ 潮位相を引いた位相差(度)。等値線間隔は 0.5 度。

西方に向かって急に大きくなる場所で、位相値の勾配が急な場所がわずかに西へずれることにより、このような大きな変化が生じたと考えられる。

4.8 第4章のまとめと考察

この章では、1930年代の水深と現在の水深を用いた数値実験を行い、過去約80年間の地形変化に伴う潮汐変化を推定した。その結果、地形変化の効果だけでも湾内4カ所の検潮所で観測されたM₂潮の振幅減少の37～76%を再現することができた。再現性は大阪湾北部で高く、南部で低かった。南部の再現性の低さは、紀伊水道を含む南部の方が地形変化を復元していない水深50m以上の場所が多いことや、計算領域より南方の白浜検潮所で弱いながらも観測されているような(図9)外海潮汐の振幅減少を考慮していないことが影響していた可能性がある。

地形変化を埋立てなどによる海岸線変化と海底の水深変化に分け、それぞれが潮汐変化に及ぼす影響を数値実験により見積もった。その結果、埋立地周辺を除けば、水深変化の方が海岸線変化よりも大きく影響していることが明らかになった。このことは、潮汐の経年変動を調べる上で、従来から注目されている海岸線の移動だけではなく、水深の変化を把握することの重要性を示唆していると考えられる。

さらに地形を変えた数値実験結果から、大阪湾の潮流は埋立地周辺における流速の増加・減少に加え、湾西部の水深の深い場所で流速が増加し、東部の浅い海域でわずかに流速が減少する傾向にあったことが示された。このような湾内の流速場の変化は、同じく数値実験に現れた西部でのわずかな潮汐位相の進みと合わせ、湾内の潮汐変化の原因の一つとなっていた可能性がある。そのため、今後、潮汐変化の要因を調べる上で、流速場が変化したメカニズムを調べてゆく必要があると考えられる。

第5章 数値モデルの感度実験

地形変化によって湾内の潮汐振幅が減少するという今回得られたモデル結果が、モデルパラメタに左右されないことを検証するため、この章では底摩擦係数(C_d)または水平粘性係数(A_h)を変えた感度実験を行う。前章で用いた設定($C_d=0.0025$ 、 $A_h=100\text{ m}^2/\text{s}$)を基準として、パラメタを変えた場合に潮汐振幅変化の予測結果がどのように変わるかを調べている。

5.1 底摩擦係数の影響

図21の左右の図はそれぞれ、 $C_d=0.0025$ の場合に得られたM₂潮汐振幅の変化(実験2-実験1)および底摩擦係数を $C_d=0.0030$ に増やした時の結果(実験3b-実験3a)である。両コンター図においては、等値線が1本ずれているかどうかの違いしか見られなかった。図21のコンター間隔は0.001mであるので、底摩擦係数を変えたことで生じた差は0.0001～0.001mほどであった。この差は、大阪

湾内での元々の値 0.01~0.02 m に対して 1~10%ほどの大きさに相当する。C_d=0.0020 に減らした場合も、ほぼ同程度の変化しかなく、図の見た目にはほとんど影響が見られなかった(図 22)。

さらに、底摩擦係数を 0.0030 および 0.0020 に変えた時の大阪湾内 4 地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)における振幅変化、そして C_d=0.0025 の時の変化に対する比を見積もったところ(表 9)、いずれの場所でも C_d を増やすと振幅変化は増加し、減らすと振幅変化が減少する傾向が見られたが、増減の割合は 10%に満たず、C_d の値の選択は結果に大きく影響を与えないと判断された。

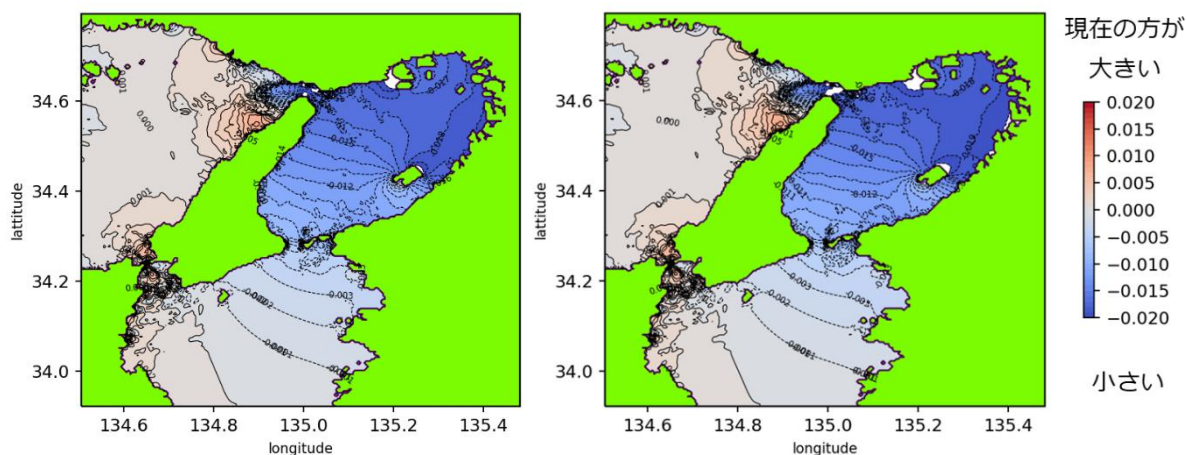


図 21. 現在の M₂ 潮汐振幅(m)から 1930 年代の M₂ 潮汐振幅を引いた差(左:C_d=0.0025、右:C_d=0.0030)。

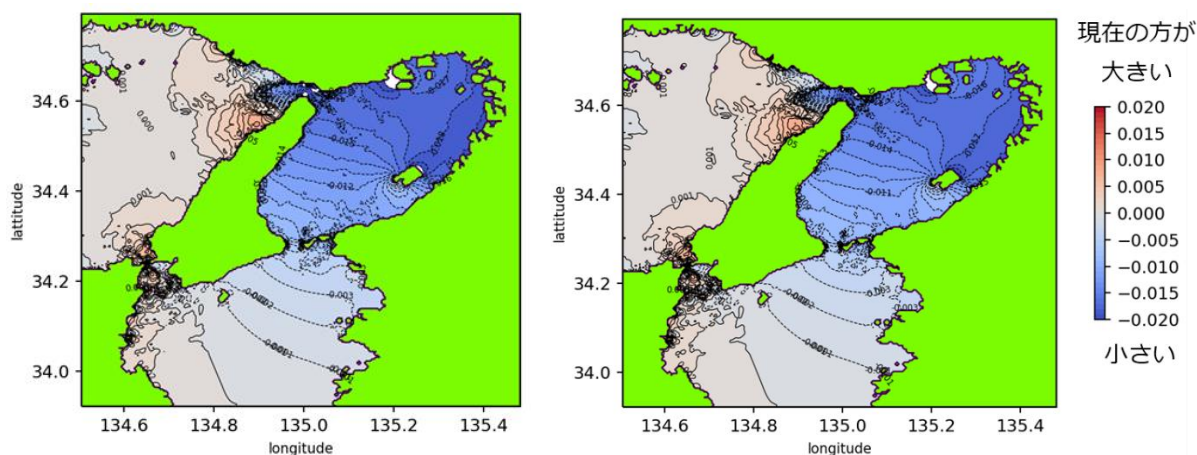


図 22. 現在の M₂ 潮汐振幅(m)から 1930 年代の M₂ 潮汐振幅を引いた差(左:C_d=0.0025、右:C_d=0.0020)

表 9. 大阪湾内 4 地点における、C_d=0.0030、0.0020 の時の振幅変化。括弧内は基準値との比。

	神戸	洲本	淡輪	大阪
座標(i-grid, j-grid)	(180, 165)	(105, 96)	(102, 160)	(174, 216)
振幅変化(cm) C _d =0.0030	-2.640(1.03)	-1.014(1.06)	-1.072(1.07)	-1.950(1.05)
振幅変化(cm) C _d =0.0020	-2.457(0.96)	-0.889(0.93)	-0.917(0.92)	-1.753(0.94)
振幅変化(cm) C _d =0.0025(基準値)	-2.557	-0.955	-1.001	-1.860

5.2 水平粘性係数(A_h)の影響

もう一つのモデルパラメタである水平粘性係数(A_h)についても感度実験を行った。基準となる $A_h=100 \text{ m}^2/\text{s}$ の場合(実験 2-実験 1)に得られた振幅変化と、水平粘性係数を 2 倍の $A_h=200 \text{ m}^2/\text{s}$ にして得られた結果を並べてもほとんど見分けが付かない(図 23)。大阪湾内 4 地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)にて、 A_h の大きさを 2 倍にした結果を比較しても、変化の割合は 10%未満であり(表 10)、水平粘性係数の変化は M_2 潮汐振幅に大きな変化は与えないと判断された。

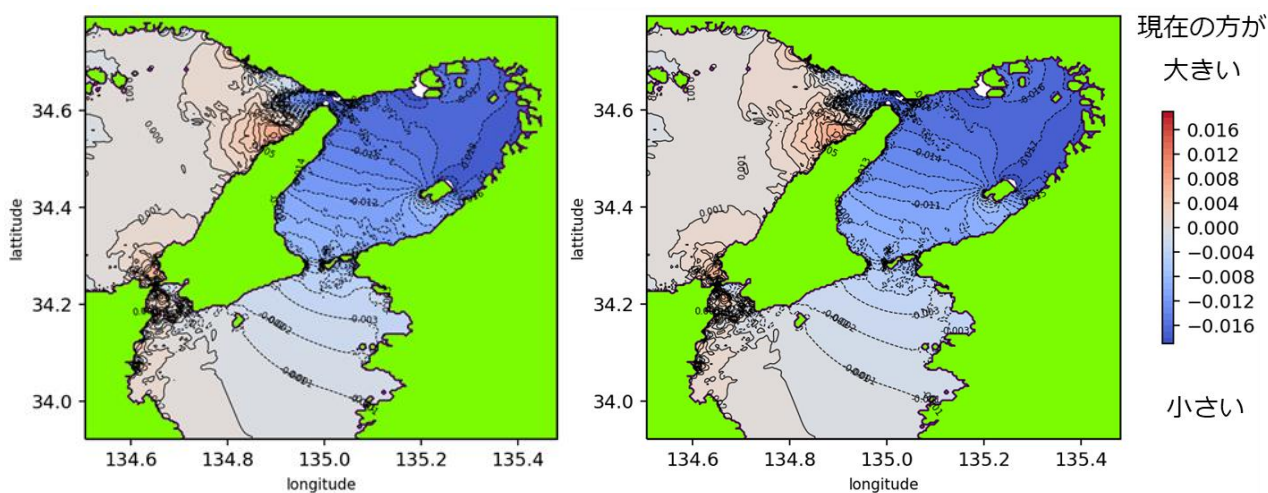


図 23. 現在の M_2 潮汐振幅(m)から 1930 年代の M_2 潮汐振幅を引いた差(左: $A_h=100 \text{ m}^2/\text{s}$ 、右: $A_h=200 \text{ m}^2/\text{s}$)

表 10. 大阪湾内 4 地点における、 $A_h=200 \text{ m}^2/\text{s}$ の時の振幅変化。括弧内は基準値との比。

	神戸	洲本	淡輪	大阪
座標(経度, 緯度)	(180, 165)	(105, 96)	(102, 160)	(174, 216)
モデルの変化(cm) $A_h=200 \text{ m}^2/\text{s}$	-2.667 (1.04)	-1.024 (1.07)	-0.9804 (1.02)	-1.982 (1.06)
モデルの変化(cm) $A_h=100 \text{ m}^2/\text{s}$ (基準値)	-2.557	-0.9549	-1.001	-1.860

5.3 第 5 章のまとめと考察

底摩擦係数を標準値である 0.0025 から 0.0030、0.0020 に、水平粘性係数を標準値の $100 \text{ m}^2/\text{s}$ から $200 \text{ m}^2/\text{s}$ に変えた場合の感度実験を行ったが、いずれの場合も潮汐振幅の変化量に及ぼす影響は 10%に満たず、これらのモデルパラメタの値の選択は本研究の結論には影響しないことを確認でき

た。なお、摩擦や粘性の値を増やすと大阪湾内の潮汐・潮流の強さが増加するという現象が生じていた。そのメカニズムの解明は今後の課題である。

第6章 海域ごとの水深変化の影響

4.5節にて行った数値実験の結果から、水深の変化が大阪湾内の M_2 潮汐振幅の変化をもたらす大きな要因の一つであることが明らかになった。そこで、本研究の計算領域を構成する海域を(1)大阪湾・紀伊水道と(2)播磨灘の2つに分け、それぞれの海域ごとの水深変化が大阪湾内の M_2 潮汐振幅の変化にどれだけ寄与するのかを検証した。但し、ここで取り扱う播磨灘は今回の計算領域の範囲(およそ家島諸島より東側の海域)に限られる点、そして水深変化と言及する場合には海岸線の変化を含まない点に注意する必要がある。

6.1 大阪湾の水深変化の影響

図24は、大阪湾・紀伊水道の水深のみ過去から現在の状態に変えた時に生じる M_2 潮汐振幅の変化を示し、実験2と実験6b(表2参照)の差から作成したものである。ここでは、大阪湾を含む全領域の海岸線は埋立てが進行した現在の設定で、さらに播磨灘の水深も現在の状態を想定している。大阪湾内における M_2 潮汐振幅の変化は、0.001 m 以下の差であったため、大阪湾内浅海域の水深変化は大阪湾内の M_2 潮汐振幅に影響を与えないと考えられる。

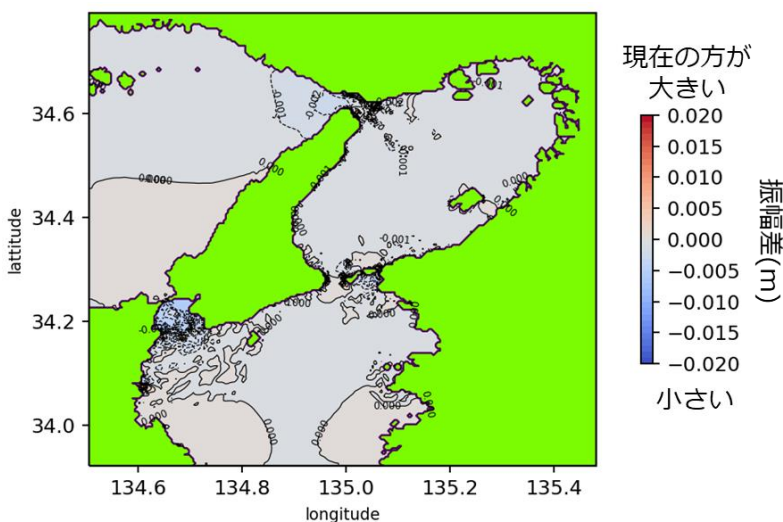


図24. 大阪湾の水深だけを過去から現在の状態に変えた場合に生じる M_2 潮汐振幅の変化。

6.2 播磨灘の水深変化の影響

次に、播磨灘の水深のみ過去から現在の状態に変化した場合の M_2 潮汐振幅の変化を図25に示す。この結果は、実験2と実験6cの差をとることに相当する。大阪湾内の M_2 潮汐振幅は、南部では0.008~0.009 m、北部で0.011~0.012 m減少していた。地形変化の要素をすべて加味した実験で

再現された大阪湾内の M_2 潮汐振幅の変化量は 0.010~0.025 m なので(図 15)、播磨灘の水深の変化は、大阪湾内の M_2 潮汐振幅に大きく影響を与えていると考えられる。

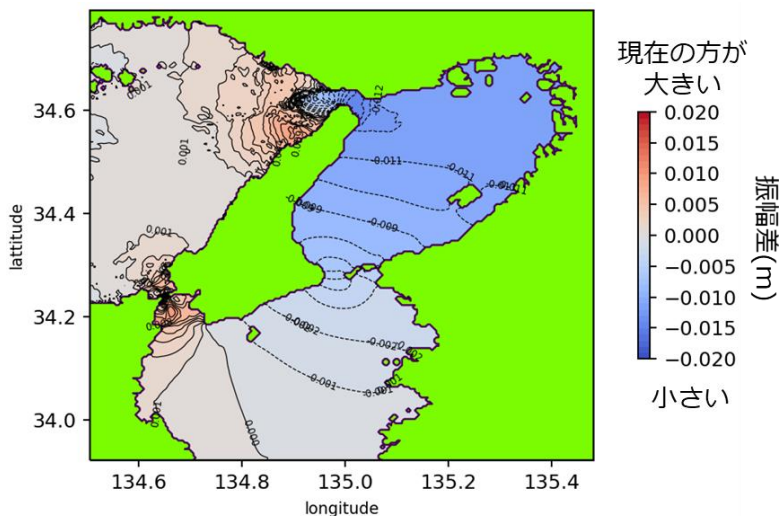


図 25. 播磨灘の水深だけを過去から現在の状態に変えた場合に生じる M_2 潮汐振幅の変化。

6.3 播磨灘西部・東部それぞれの水深変化の影響

前節では播磨灘の水深変化が大阪湾内の M_2 潮汐振幅に大きな影響を与えている可能性が示されたが、播磨灘において水深変化が大きかった場所は、大別して 2カ所存在する(図 17)。一つは播磨灘西部(西とはあくまで計算領域の中での西側を指す)の家島諸島南方海域(図 25 左端の 34.6°N 付近の島々の南側)、もう一つは明石海峡西方沖の播磨灘北東海域である。どちらも 1930 年代の水深は現在より浅かった。

そこで、播磨灘の西部と東部、それぞれの水深変化がどの程度大阪湾内の M_2 潮汐振幅に影響していたかを調べるため、はじめに播磨灘の西部の水深のみを変える実験を行った(図 26 左)。図に示された M_2 潮汐振幅の変化は実験 2 と実験 6d の差から求めている。実験により明らかになった大阪湾内の振幅変化は概ね 0.001 m 以下であり、播磨灘全体の水深変化が 0.008~0.012 m の減少をもたらしていたことを考慮すると(図 25)、播磨灘西部の水深の変化は大阪湾内の M_2 潮汐振幅に大きく影響を与えないと考えられる。

一方、播磨灘の東部の水深のみを変えた場合の振幅変化(図 26 右、実験 2 と実験 6e の差)をみると、大阪湾内における M_2 潮汐振幅は、南部で 0.007~0.009 m、北部で 0.010~0.011 m 減少していた。これは、播磨灘全体の水深を変えた場合の振幅減少の大きさ(南部で 0.008~0.009 m、北部で 0.011~0.012 m)に匹敵し、播磨灘の中でも東部の水深変化が、大阪湾内の M_2 潮汐振幅に大きく影響を与えていたことが示唆される。

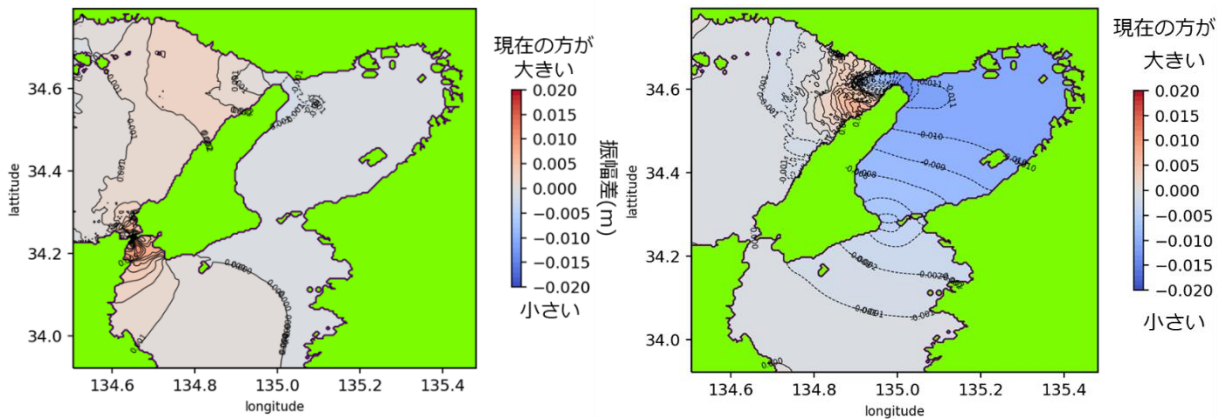


図 26. 播磨灘の西部(左)または東部(右)の水深だけを変えた場合に生じる M_2 潮汐振幅の変化。

6.4 6章のまとめと考察

特定の海域のみ水深を変化させた設定で数値実験を行い、大阪湾内の潮汐振幅変動との関係を調べた結果、播磨灘東部の地形変化が大阪湾内の潮汐変化に大きく寄与している一方、大阪湾・紀伊水道の水深変化は大阪湾の潮汐変化にあまり影響していなかったことが明らかになった。但し、本研究では水深 50 m より深い海域における水深変化は考慮しておらず、深い場所が多い大阪湾西部や紀伊水道の地形変化が過小評価されている可能性がある。

表 11 は、数値実験により得られた水深や海岸線の変化が大阪湾内 4 地点(神戸、洲本、淡輪、大阪)の M_2 潮汐振幅変化、ならびに検潮所潮位の調和解析結果から見積もられた振幅変化(観測期間中の変化率を用いて 1937~2019 年の値に換算)をまとめたものである。

数値実験結果から、これらの 4 地点では、観測された M_2 潮振幅変化の 37~80%が大阪湾とその周辺海域の地形変化によって説明出来ることが明らかになった。そして地形変化を水深変化と海岸線変化に分けた場合、地形による振幅変化のうち、海岸線の移動に伴う効果は 9~52%に限られていた。特に大阪湾南部の洲本 12%と淡輪 9%においてその数値が低かったが、前者は周囲に大規模な埋立地がないことが関係しているのかもしれない。一方、神戸(52%)と大阪(32%)にて海岸線移動の寄与が相対的に高いのは、埋立地に隣接している可能性が高い。例えば、数値実験で得られた神戸港周辺の潮汐振幅の変化について、当該海域を含む南北断面で見ると(図 27 の矢印より右側)、過去の状況では港湾内にて局所的に潮汐が発達していたが、港の西側にポートアイランドが造成されて水路上の水域へ変化した現在では、そのような振幅の局所的な増加は見られない。このように、神戸において他の 3 地点より振幅減少率が高かったのは、港湾周辺の埋立ての影響が大きかったためと考えられる。

今回は、なぜ播磨灘東部の水深変化が大阪湾の潮汐を変化させたのか、そのメカニズムを解明することが出来なかった。当該海域には鹿ノ瀬や室津ノ瀬をはじめとする浅瀬や凹地が多数存在し、複雑な海底地形を示す。これらの浅瀬を横断する南北断面にて、数値実験結果から得られた M_2 潮

位相の分布を調べると、鹿ノ瀬の最浅部を境に位相が8度程度変化しており(図28)、幅が数キロしかない浅瀬を右に見るように巡る潮汐波の存在が示唆されるとともに、これらの小規模な地形が潮汐構造を左右している可能性がある。砂が堆積してできた鹿ノ瀬をはじめとする浅瀬は地形が変わりやすいことから、大阪湾周辺の海洋環境の変化を調べる上で、播磨灘東部の地形変化を定期的にモニタリングする必要があると考えられる。

表 11. 特定海域の水深変化による大阪湾内4地点の潮汐振幅変化(cm)。7段目と8段目はそれぞれ全域の水深・海岸線変化に伴う振幅変化(表8の再掲)、9段目は水深・海岸線変化の両方を含む地形変化による振幅変化、10段目は観測値から推測された振幅変化(表7の再掲)。括弧内の数値は各項の振幅変動と(左)数値実験から推定された地形変化による振幅変動(9段目)との比、(右)観測値から見積もられた振幅変動(10段目)との比を表す。

		神戸	洲本	淡輪	大阪	
座標(経度, 緯度)		(180, 165)	(105, 96)	(102, 160)	(174, 216)	
水深 変化	大阪湾・紀伊水道：実験2-実験6b 振幅変化(cm) (相対比) 図24	-0.073 (3%/2%)	-0.021 (2%/1%)	-0.023 (2%/1%)	-0.114 (6%/5%)	
	播磨灘：実験2-実験6c 振幅変化(cm) (相対比) 図25	-1.150 (45%/34%)	-0.821 (86%/32%)	-0.933 (93%/45%)	-1.154 (62%/49%)	
	播磨灘	(西部) 実験2-実験6d 図26左	-0.091 (8%/3%)	-0.080 (8%/3%)	-0.078 (8%/4%)	-0.092 (5%/4%)
		(東部) 実験2-実験6e 図27右	-1.070 (42%/32%)	-0.749 (78%/29%)	-0.864 (86%/42%)	-1.073 (58%/46%)
水深全体：実験6a-実験1 振幅変化(cm) (相対比) 図17		-1.219 (48%/36%)	-0.841 (88%/33%)	-0.911 (91%/44%)	-1.266 (68%/54%)	
海岸線全体：実験2-実験6a 振幅変化(cm) (相対比) 図16		-1.338 (52%/40%)	-0.114 (12%/4%)	-0.090 (9%/4%)	-0.594 (32%/25%)	
地形変化全体：実験2-実験1 振幅変化(cm) 基準値 図15		-2.557 (- /76%)	-0.955 (- /37%)	-1.001 (- /48%)	-1.860 (- /80%)	
観測値の変化(cm) (1937-2019) 表7		-3.356	-2.585	-2.067	-2.332	

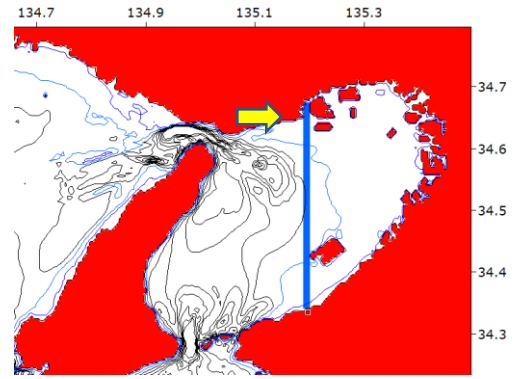
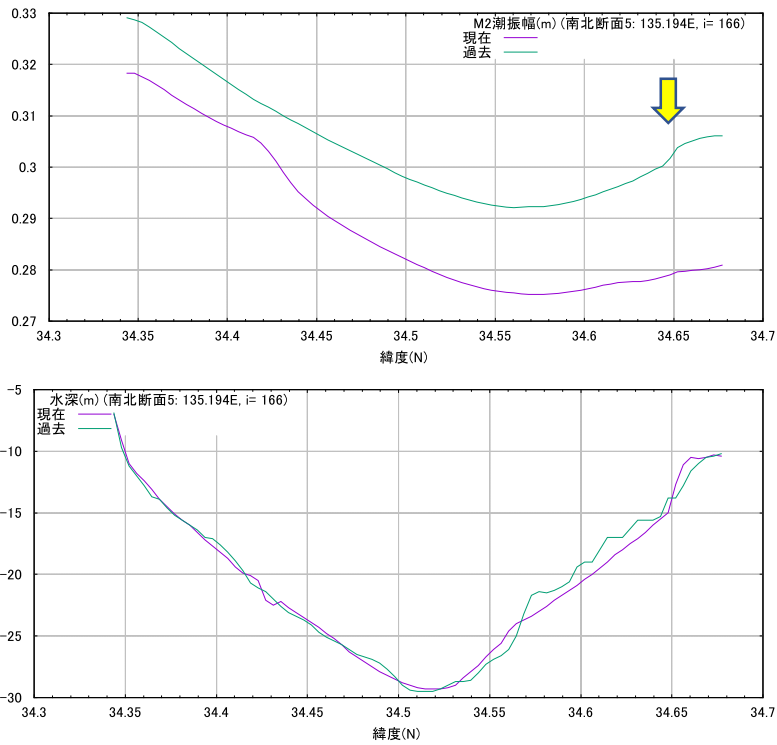


図 27. 数値実験から得られた神戸港(矢印より北の部分)を含む南北断面における過去(緑)と現在(紫)の(上)M₂ 潮振幅(m)並びに(下)海底地形(m)。

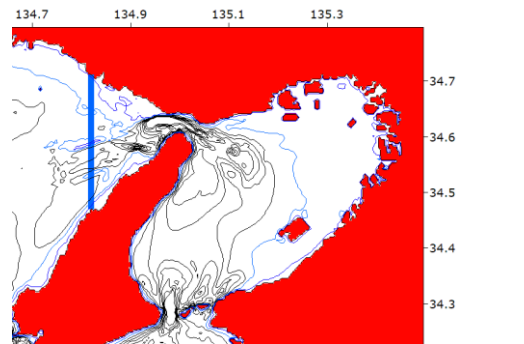
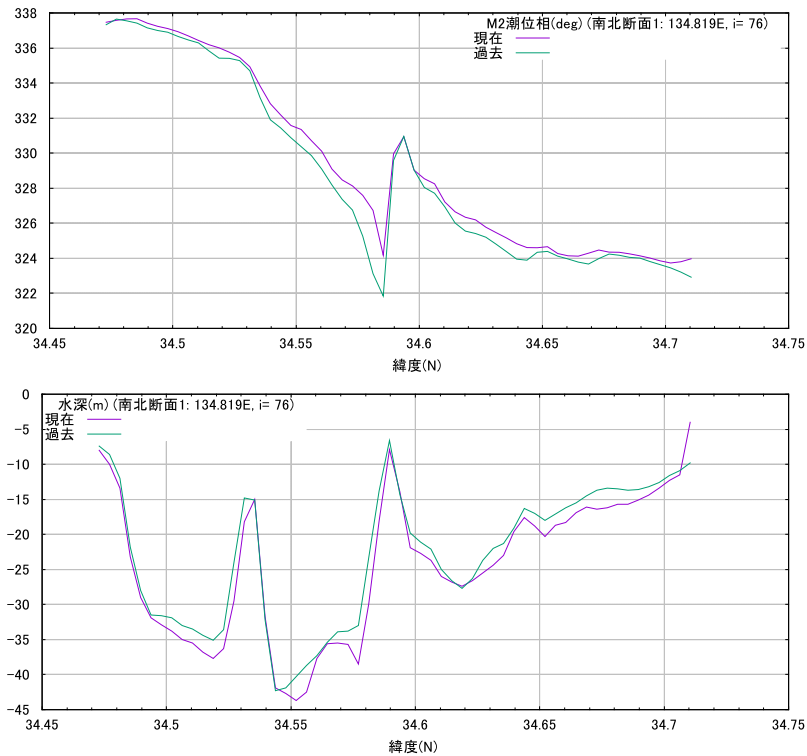


図 28. 数値実験から得られた播磨灘東部の南北断面における過去(緑)と現在(紫)の(上)M₂ 潮位相並びに(下)海底地形(m)。北側の浅瀬は鹿ノ瀬、南側は室津ノ瀬。

7章 結論

本研究では、前世紀末約 30 年間の水位記録を解析した吉田・高杉(2001)の解析期間を拡大し、海岸線改変が本格化した 1930 年代から今日に至る大阪湾の潮汐の経年変化を調べた。

湾内 4 地点の検潮所における 61~72 年間の潮位データを調和解析して、その経年変化を調べた結果、大阪湾内の M_2 潮汐振幅は吉田・高杉(2001)の調査対象であった 1960~1990 年代以外の時代も減少傾向にあり、全体としては 10 年あたり約 1%のペースで減少していることが確認された。この減少率は湾外の観測値と比べ、少なくとも 2 倍以上はあり、減少の主な要因は湾周辺の環境変化にあることが示唆される。2005 年以降、湾内で観測される M_2 潮汐振幅は増加傾向に転じているが、同様の一時的な増加は 1990 年代前半にも生じており、一過性である可能性がある。

現在と 1930 年代の地形を用いて行った数値実験により、海岸線変化と海底水深変化を合わせた地形変化によって、湾内で観測された M_2 潮汐振幅変化の 37~80%を説明出来ることがわかった。但し、今回の数値実験では、地形変化のうち、水深 50 m 以深の場所の水深変化を考慮していないため、この比率はさらに上がる可能性がある。

埋立てなどによる海岸線の変化の潮汐への影響は、主に埋立てが進んだ場所の沿岸域を中心に見られたのに対し、海底水深の効果は湾全体の潮汐変化に関わっていることが、一連の数値実験結果から示唆された。特に明石海峡を挟んで大阪湾の西側に位置する播磨灘東部の水深変化が湾内の潮汐を変えている可能性が示唆された。

数値実験結果から、大阪湾の潮流は従来から流速が大きかった湾西部で強まり、逆に湾東部ではわずかに減少していたことが示唆された。東京湾や伊勢湾では沿岸の地形改変により全域で潮流が弱まっていることが報告されており、湾口が 2 つ存在する大阪湾特有の現象であると考えられる。

従来の研究では、過去の水深データが不足していることもあり、潮汐変動の研究に関しては、埋立てなどの海岸線移動の効果に焦点が当てられてきたが、本研究の結果からは、沿岸域の潮汐の変化を調べる上では海底水深の推移にも注目する必要があることが明らかになった。特に播磨灘東方の地形変化には今後も注視する必要があると考えられる。

今後の課題としては、播磨灘や紀伊水道、太平洋など、湾外部の潮汐変動が湾内に及ぼす影響評価、ならびに今回行うことができなかった大阪湾内の潮汐振幅現象のメカニズム解明などが挙げられる。

謝辞

この研究を遂行するにあたり、終始大変熱心にご指導ご鞭撻していただいた九州大学応用力学研究所の上原克人助教および磯辺篤彦教授に深く感謝いたします。同研究室の木田新一郎准教授には、ゼミや授業を通して多くの助言を頂きました。同研究室博士課程1年の松浦浩巳さんには、調和解析についてご指導戴きました。また、秘書の田中三千代様、技術職員の油布圭様のおかげで、研究室での活動が快適かつ円滑に行うことが出来ました。皆様には大変お世話になりました。重ねて感謝いたします。

今回の研究を遂行するにあたり、気象庁が提供する潮位データ及び図3並びに過去の地形作成には、東北大学外邦図デジタルアーカイブスの収録された古海図画像を使用しました。貴重な潮位データを整理・公開して頂いたこと、心より感謝いたします。

参考文献

- Barbosa, S.M. (2009): Analysis of trends in North Atlantic tidal amplitudes, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-5154. <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2009/EGU2009-5154.pdf>
- Feng, J.-L., Li, W.-S., Wang, H., Zhang, J.-L., Dong, J.-X. (2018): Evaluation of sea level rise and associated responses in Hangzhou Bay from 1978 to 2017. *Advances in Climate Change Research*, Vol. 9, 227-233. doi:10.1016/j.accre.2019.01.002
- 藤原建紀, 肥後竹彦, 高杉由夫 (1989): 大阪湾の恒流と潮流・渦. *海岸工学論文集*, Vol. 36, 209-213.
- 遥山誠, 増田章, 吉川裕, 奥野章 (2004): 日本沿岸域における M2 潮汐振幅の季節変動および経年変動. *九州大学大学院総合理工学報告*, Vol. 26, 365-372.
- 平原幹俊, 檜垣将和, 桜井敏之, 小林健作, 小林熙 (2017): 瀬戸内海監視予測システムの概要. *測候時報*, Vol. 84, 33-59.
- 井内美郎 (2001): 瀬戸内海の家砂問題と砂堆の形成. *地球環境*, Vol. 6(1), 53-59.
- 環境省生物多様性センター (1994): 第4回自然環境保全基礎調査 海岸調査報告書(全国版), 364pp. https://www.biodic.go.jp/kiso/33/33_kaiga.html (2021年5月ダウンロード)
- 国土交通省近畿地方整備局 (2004): 大阪湾環境データベース, 大阪湾の概況「指標」. http://kouwan.pa.kkr.mlit.go.jp/kankyo-db/data/gaikyo/shihyou/b1_01omona.aspx (2021年5月参照)
- 松浦浩巳 (2021): 九州北西岸における M2 潮振幅減少トレンドについて. 九州大学総合理工学府修士論文, 67pp.
- 松浦昇, 佐々木孝, 鈴山宏, 桑木野文章, 長島秀樹 (2006): 瀬戸内海シミュレーションモデルの調和解析にもとづく高精度潮流予測. *海洋調査技術*, Vol. 18(2), 1-10.
- Müller, M. (2011): Rapid change in semi-diurnal tides in the North Atlantic since 1980. *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L11602, doi:10.1029/2011GL047312, 6pp.
- Müller, M., Arbic, B.K., Mitrovica, J.X. (2011): Secular trends in ocean tides: Observations and model results. *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 116, C05013, doi:10.1029/2010JC006387, 19pp.
- Odamaki, M. (2002): Improved Co-tidal Charts around Osaka Bay, Seto Inland Sea. - Influence of Coriolis force on the tidal distribution. *Report of Hydrographic Researches (水路部研究報告)*, Vol. 38, 85-99.
- 小野寺公児, 大嶋和雄 (1983): 瀬戸内海東部海域の地形発達史, *地質調査所月報*, Vol. 34(5), 217-239.
- Pineau-Guillou, L., Lazare, P., Wöppelmann, G. (2021): Large-scale changes of the semidiurnal tide along North Atlantic coasts from 1846 to 2018, *Ocean Science*, Vol. 17, 17-34. doi:10.5194/os-17-17-2021
- 佐藤敏, 鈴木充広, 石川美風香, 宗田幸次 (2019): 瀬戸内海の家釜形成への潮汐と津波の寄与, *海洋情報部研究報告*, Vol. 57, 11-26.

- 田中香, 田井明 (2015): 全球を対象とした半日周潮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), Vol. 71(2), I_323-I_328.
- 上原克人, 嘉村拓海, 松浦浩巳 (2022): 潮汐振幅変動と黒潮大蛇行との関係. 月刊海洋, Vol. 54(1), 19-22.
- 宇野木早苗 (2003): 有明海の潮汐と潮流はなぜ減少したか. 海の研究, Vol. 12(1), 85-96.
- Woodworth, P.L. (2010): A survey of recent changes in the main components of the ocean tide. Continental Shelf Research, Vol. 30(15), 1680-1691.
- 八島邦夫 (1992): 明石海峡周辺の砂堆地形と流況に関する諸問題. 水路部技報, Vol. 10, 79-89.
- 八島邦夫 (1994): 瀬戸内海の家釜地形に関する研究. 水路部研究報告, Vol. 30, 237-327.
- 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—, Vol. 10(2), 123-135.