

沿岸潮位の

変動から見た高潮

特別
寄稿

東海大学海洋学部 海洋理工学科 准教授
高橋 大介

1 はじめに

近年、地球温暖化に伴って海面水位が上昇し、その影響が地球上で顕在化してきている。IPCCの「海洋・雪氷圏特別報告書」によると、世界の平均海面水位は最近の数十年で加速しながら上昇している。この原因は、熱膨張が約50%、氷河の減少が約22%、氷床の減少が約20%であり、1901～1990年には年間1.4mm程度あった上昇率が、2006～2015年には年間3.6mm程度になった¹⁾。そして、この傾向は今後も加速しながら続くと予測され、地球上では海拔の低い地域が水没し、高潮や津波の被害が増大すると考えられている。

特に高潮は冠水や浸水を通して私たちの生活に甚大な被害をもたらす。実際に筆者は、2019年10月12日に清水港で起こった高潮による冠水を目の当たりにした。通勤途中の車窓から水浸しになった清水の街を見ながら、この高潮を筆者の専門分野である海洋物理学の視点から調べてみたいと思い、研究室の学生と潮位の解析を始めることにした。解析を進めていくなかで、この高潮時の清水港の潮位(=318cm)は、過去20年間(2002～2021年)の記録の中で最も高かったことがわかり、「なぜこれほど大きな潮位の上昇が起こったのか?」という純粋な疑問から、この高潮の発生メカニズムを調べてみることにした。さらにその一環として、この高潮と冒頭で述べた海面水位の上昇との関係についても調べてみた。

本稿では、筆者の研究室で卒業研究として行った潮位の解析を中心に、2019年10月12日に清水港で起こった高潮の発生メカニズムを説明したうえで、この高潮と海面水位の上昇の関係についても言及する。

1.1 沿岸潮位とその変動

潮位とは、任意の基準面から測定された海面の高さであり、その昇降を潮位の変動という。図-1は、清水港の奥部に位置する折戸湾において撮影された2024年9月29日の海面の写真を示したものである。10:00の時点では、海面が下降し、海底が露出しているが(図-1a)、それから6時間後の16:00には、海面が上昇し、6時間前には露出していた海底が海水によって覆われている(図-1b)。このような沿岸海域における潮位の昇降は、私たちが海岸に行って海を眺めると観察することができる身近な海洋現象である。本稿では、沿岸海域で測定された潮位とその変動をそれぞれ「沿岸潮位」と「沿岸潮位の変動」と呼ぶことにする。

一般的に、沿岸海域は外洋、陸地、大気に囲まれ、これらとの間で絶えず運動量、熱量、物質を交換しているだけでなく、広大な外洋域に比べて空間スケールが小さいため、外部の変化の影響に対して敏感であり、そこで生じる

海洋現象は様々な時空間スケールの現象が混在している。そして、これらの海洋現象が沿岸潮位を昇降させるため、沿岸潮位の変動には、それぞれの海洋現象が持つ特有の時間スケールの信号が含まれている。

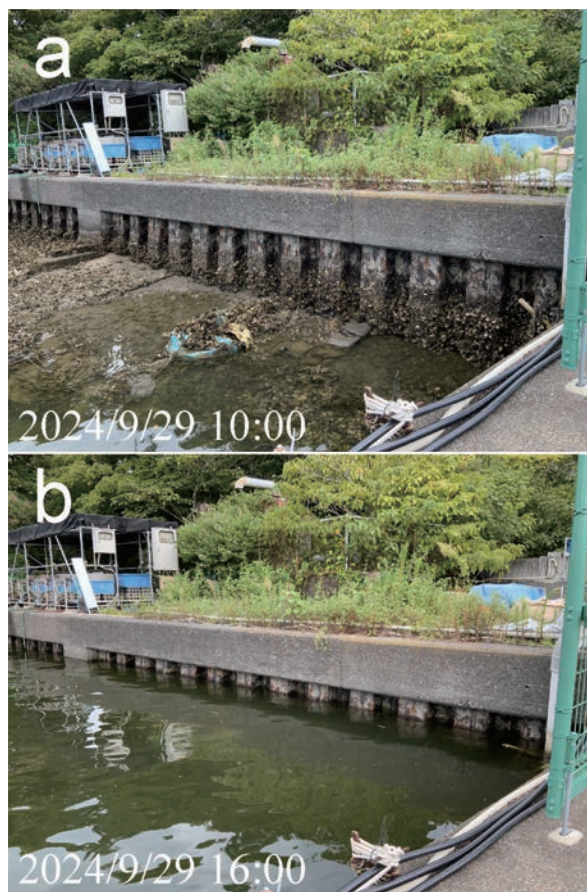


図-1 清水港の奥部に位置する折戸湾における海面の写真
(a)2024年9月29日10:00と(b)16:00の海面を示している。この日の干潮と満潮の時刻はそれぞれ9:38と16:21である。

では、沿岸潮位に変動をもたらす現象にはどのようなものがあるのだろうか?本稿では、数時間よりも長い時間スケールの沿岸潮位の変動を考えることにする。そして、その主な要因としては、以下のものが挙げられる²⁾³⁾⁴⁾。

- (1)固有振動(セイシュ、もしくは副振動とも呼ばれる湾水の自由振動)
- (2)潮汐(主に月や太陽が海水に及ぼす起潮力によって起きる海面の昇降;天文潮)
- (3)気象擾乱の影響(気圧の吸い上げ効果、風の吹き寄せの効果)
- (4)海洋の変動(水温と塩分の変化による海水の膨張や収縮の効果、海流の変化の効果、波動の効果)
- (5)地殻変動の影響(地面の上下変動)

(1)の固有振動は内湾で起こる湾水の自由振動であり、その周期は湾の形状によって決まる。一般的に、日本沿岸の内湾では固有周期が数10分から数時間程度であり、水深が深い駿河湾では30分から1時間程度になる。(2)の潮汐は月と太陽などの天体が海水に及ぼす起潮力に起因する潮汐波が内湾へ進入することによって生じる強制振動である。内湾の潮汐は沿岸潮位の変動の構成要素の中でも振幅が大きく、その周期は半日(約12時間)と1日(約24時間)である。このような天体運動に伴う潮位の変動を天文潮といい、その潮位を天文潮位という。(3)の気象擾乱による影響は低気圧や台風の接近に起因し、その時間スケールは数時間から10日程度である。(4)の海洋の変動は、海面の加熱と冷却、黒潮の離接岸、沿岸捕捉波などの影響で起こり、1日から数10年に及ぶ範囲の周期変動として現れる。(5)の地殻変動の影響は地震や地盤沈下などに伴うものであり、その周期は短いもので数秒程度、長いもので数100年以上になる。

以上のことから、(1)～(5)はそれぞれ特有の時間スケールを持つため、沿岸海域においてそれらが混在しているということは、沿岸潮位の変動が様々な周期変動の重ね合わせであることを意味している。したがって、沿岸潮位の変動を解析する際は、“沿岸海域の海洋現象が様々な現象の重ね合わせである”ということを常に念頭に置いておく必要がある。

1.2 沿岸潮位の変動と高潮

高潮は、“低気圧や台風などの発達した気象擾乱の接近に伴って海面が著しく高まる現象であり、数時間から数十時間の時間スケールを持つ沿岸潮位の変動”として定義される²⁾。したがって、高潮は1.1節で述べた沿岸潮位の変動の主要因の中の(3)に分類され、日本沿岸の内湾では、発達した台風が日本列島に接近するときに起こる。そして、この高潮を起こす力は、主に気圧と風であるため、ここではそれらについて整理する。

I. 気圧の吸い上げ効果

台風の中心付近では気圧が低いため、そこでの海面は周辺と比べて盛り上がる。このような気圧の影響は、従来1hPaの気圧の下降(上昇)が約1cmの海面の上昇(下降)を静力学的に引き起こし、外洋では1日以上時間スケールであれば十分成立する。例えば、周辺に比べて気圧が40hPa低い台風の中心付近では、海面が40cm程度上昇する。これは、台風の接近に伴って海面に作用する気圧が40hPa下降し、海面に対して鉛直下向きに作用していた力が小さくなるため(海面を押し付ける力が弱まるため)である。

II. 風の吹き寄せ効果

内湾において台風に伴う風が湾奥に向かって吹き続け

た場合、湾水が湾奥へ吹き寄せられ、海面が湾奥に向けて上昇する。このとき、湾奥における海面の上昇量は、風速の二乗(風応力の大きさ)に比例し、水深に反比例する^{2) 4)}。台風は、進行方向に向かって中心の右側では風が強く(台風強風域)、左側では風が比較的弱い。そのため、日本南岸海域に隣接する内湾のように南に開口した湾では、台風が湾の西方を通るときには、台風強風域の風が南寄りの風となって湾奥に吹き込むため、湾水が湾奥に吹き寄せられて海面が上昇する。

このように、台風が日本に接近するとき、日本南岸海域の内湾では、上記のIとIIによって沿岸潮位が上昇する^{2) 4)}。そして、これらと通常の沿岸潮位(天文潮位と海洋の変動によって形成される潮位)を足し合わせたものが実際に測定される沿岸潮位になり、それが著しく高まった状態が高潮である。後述するように、本稿で注目する2019年10月12日の高潮時にも、日本南岸海域に台風(2019年台風第19号; Hagibis)が接近し、清水港では海面気圧が低下し、強風が吹いていた。このことは、この高潮の発生に上記のIとIIが関係していることを示唆している。

1.3 沿岸潮位の変動と黒潮の流路

1.1節の(4)に示したように、沿岸潮位は沖合を流れる海流の影響を受けて変動する。一般的に海流は、海面傾斜に伴う圧力勾配力と地球自転に伴うコリオリ力がほぼ釣り合った状態にあり、第一次近似として地衡流として流れている。図-2は、北半球における地衡流の模式図を示したものである。海面が傾斜している場合、圧力勾配力が海面の高い方から低い方へ向かって作用し(図-2の青い矢印)、これに釣り合うように、コリオリ力が海面の低い方から高い方に向かって作用する(図-2の赤い矢印)。北半球では、運動している物体の進行方向の右直角方向にコリオリ力が作用することから、それが圧力勾配力と釣り合うためには、海水は海面が高い方を右手に見るように流れる必要がある。このときに形成される流れが地衡流である(図-2の黒い矢印)。このように、地衡流は海面傾斜に起因するため、沿岸海域の沖合に海流が流れている場合、その離接岸に伴って沿岸潮位が変動することになる。

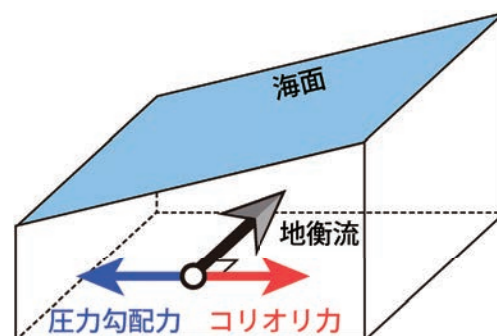


図-2 北半球における地衡流の模式図

黒い矢印は北半球において海面が高い方を右手に見るように流れる地衡流を示している。青い矢印と赤い矢印はそれぞれ圧力勾配力とコリオリ力を示し、それらが釣り合っている様子を表している。

日本南岸海域では、北太平洋における亜熱帯循環の西岸境界流である黒潮が東進している。この黒潮は、遠州灘沖で南下し伊豆・小笠原海嶺上で再び日本沿岸に近づく流路と、沿岸に沿って直進する流路を取ることが知られており、それぞれ大蛇行流路(large meander path; LM; 図-3の赤い矢印)と非大蛇行流路(non-large meander; NLM; 図-3の青い矢印)と呼ばれる。さらに非大蛇行流路は二つに分類され、一つは黒潮の流軸が三宅島の北に位置する非大蛇行接岸流路(nearshore non-large meander path; nNLM)であり、もう一つは流軸が八丈島より南に位置する非大蛇行離岸流路(offshore non-large meander path; oNLM)である⁵⁾。

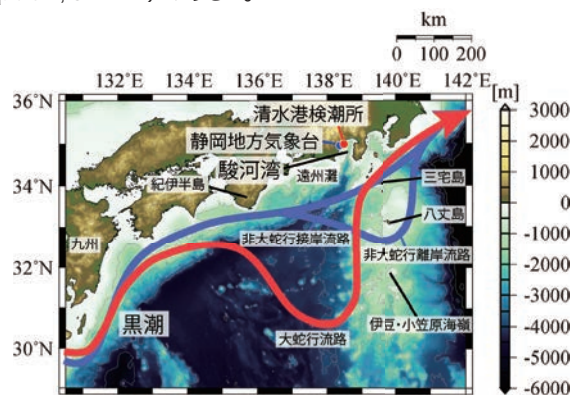


図-3 日本南岸海域の黒潮の典型的流路

赤い矢印と青い矢印はそれぞれ黒潮の大蛇行流路(large meander path; LM)と非大蛇行流路(non-large meander; NLM)を示す。非大蛇行流路は非大蛇行接岸流路(nearshore non-large meander path; nNLM)と非大蛇行離岸流路(offshore non-large meander path; oNLM)に分類される。赤い丸と青い丸はそれぞれ清水港検潮所(気象庁)と静岡地方気象台(気象庁)を示している。

大蛇行流路は約20年と7~8.5年の周期で発生し、非大蛇行流路への遷移には数ヶ月を要する。一方、非大蛇行期には、接岸流路と離岸流路が数ヶ月から1.6年程度の周期で発生し、それらの遷移には約1ヶ月を要する。そして、このような黒潮の流路・流軸の変動は日本南岸海域の沿岸潮位を数ヶ月から数10年の周期で昇降させることが知られている^{5) 6) 7)}。

本稿では、過去20年間(2002~2021年)における清水港検潮所(図-3の赤い丸)の沿岸潮位の解析を行っていくが、この期間にも2004年7月と2017年8月に黒潮大

蛇行が発生している。2004年7月の黒潮大蛇行は、1年2ヶ月継続し、2005年8月には消滅した。一方、2017年8月の黒潮大蛇行は現在(2024年12月)も継続中で、その継続期間は7年5ヶ月に及び、これは1965年以降で過去最長である⁸⁾。したがって、現在の日本南岸海域では、海洋物理学的に歴史的なイベントが起こっている。

そこで、2017年に発生した黒潮大蛇行を概観してみる。図-4は、日本南岸海域における2016年と2019年の海面の流れ(地衡流)と高度(絶対海面力学高度)の年平均場を示したものである。2016年と2019年のいずれにおいても、幅が100km程度で 0.5ms^{-1} 以上の強い流れによって特徴づけられる黒潮が東進している。2016年の黒潮は九州から紀伊半島にかけて沿岸に沿うように流れたあと、遠州灘周辺でやや南に張り出しているが、その流路は直線的で非大蛇行接岸流路に近い(図-4a)。一方、2019年の黒潮は2016年と明らかに異なり、遠州灘沖で南下したあと、伊豆・小笠原海嶺の西側で北上し再び日本沿岸に近づいていることから、その流路は大蛇行流路である(図-4b)。

ここで注目すべきは、黒潮の非大蛇行流路から大蛇行流路の遷移に伴って、遠州灘周辺では流れだけでなく、海面高度も変化している点である。非大蛇行期の2016年には、遠州灘周辺に反時計回りの循環があり、その中心部で海面高度が低くなっている(図-4a)。これに対して、大蛇行期の2019年には、伊豆・小笠原海嶺の西側の北上流が駿河湾沖にまで及び、遠州灘周辺では海面高度が10cm程度上昇している(図-4b)。そして、この海面高度の上昇には、北上流が輸送する黒潮系暖水によって遠州灘周辺の水温が上昇することが関係していると推測される⁹⁾。

このように、大蛇行期の遠州灘周辺では、伊豆・小笠原海嶺の西側の北上流に伴う暖水波及によって海面高度が上昇する。このことは、日本南岸海域の黒潮が大蛇行流路を取るとき、駿河湾を含む遠州灘周辺の沿岸海域においても沿岸潮位が高く成り得ることを示している。

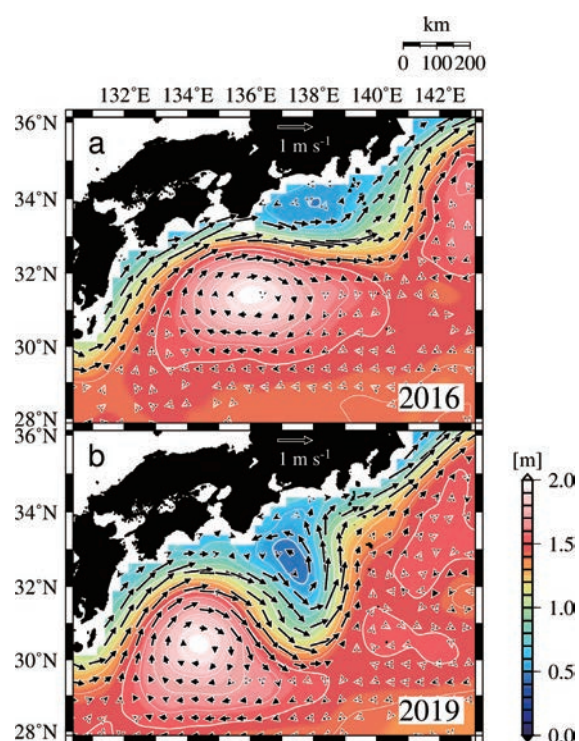


図-4 日本南岸海域における2016年と2019年の海面地衡流と絶対海面力学高度の年平均値の水平分布

黒い矢印は海面地衡流，カラーは絶対海面力学高度を示している。等値線の間隔は0.1mである。絶対海面力学高度とは，ジオイド面からの海面の高さであり，海面の地衡流とは，絶対海面力学高度から地衡流平衡（図-2参照）を仮定して算出された流れである。

2 2019年10月12日に清水港で起こった高潮

1節では，沿岸潮位の変動を調べていくうえで必要となる基本知識について整理した。その中でも重要なことは，“沿岸海域では特有の時間スケールを持つ様々な現象が混在しているため，沿岸海域の海洋現象は様々な現象の重ね合わせによって起こったものである”ということである。それを念頭に置いて，ここからは，清水港検潮所（図-3の赤い丸）で得られた沿岸潮位の解析を進めながら，2019年10月12日の高潮の発生メカニズムについて調べていくことにする。

2.1 過去20年間(2002～2021年)の沿岸潮位の変動

図-5aは，2002～2021年における清水港（図-3の赤い丸）の沿岸潮位の時系列を示したものである。ここで，図-5aの赤い線は1時間毎の沿岸潮位に48時間タイドキラーフィルター¹⁰⁾を施したものであり，この処理によって沿岸潮位から48時間以下の周期変動が除去される。

解析期間の沿岸潮位には，定常的に48時間以下の短周期変動が認められ，その振幅は48時間以上の長周期変動よりも大きい。一方，長周期変動の中には，夏季に上昇して冬季に下降するような1年周期の季節変動も認められる（図-5a）。

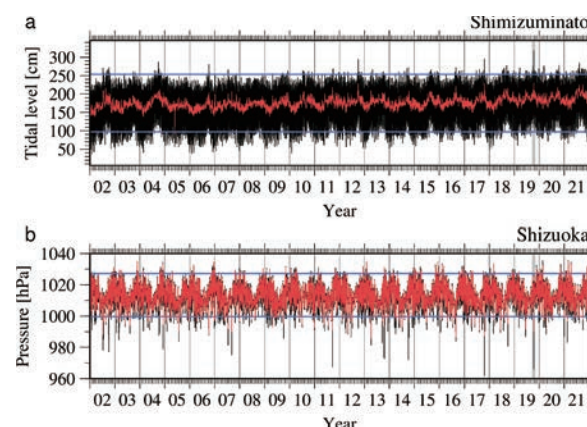


図-5 2002～2021年における(a)清水港の沿岸潮位と(b)静岡の海面気圧の時系列

黒い線と赤い線はそれぞれ1時間毎のデータとそれに48時間タイドキラーフィルター¹⁰⁾を施したものである。青い線は平均値±2標準偏差を示している。灰色の縦線は2019年10月12日18時を示している。

沿岸潮位に含まれる周期変動を調べるためにスペクトル解析を行った。図-6aは，沿岸潮位のパワースペクトル密度を示したものである。沿岸潮位のパワースペクトル密度は，360日，24時間，12時間の周期帯でピークを示し，いずれも95%信頼限界で統計的に有意である。その中でも，24時間と12時間の周期帯の変動のエネルギー密度は，360日の周期帯と比べて大きい（図-6a）。これらのことは，沿岸潮位の変動として360日，24時間，12時間の周期帯の変動が卓越し，その中でも24時間と12時間の周期帯の変動が大きな振幅を持っていることを示している。したがって，沿岸潮位の短周期変動には24時間と12時間の周期性があり，これらの周期変動は解析期間を通じて卓越している。さらに1節で述べたように，この24時間と12時間の周期変動は沿岸海域で卓越する潮汐（天文潮）によってもたらされたものである。

一方，解析期間の沿岸潮位の平均値±標準偏差は 176 ± 39 cmであり，最大値は2019年10月12日18時に記録された318cmである（図-5aの灰色の縦線）。この沿岸潮位は平均値から2標準偏差以上大きいことから（図-5aの青い線），解析期間全体からみても稀な値であると言える（図-5a）。したがって，2019年10月12日の高潮は，定常的に存在する天文潮に何らかの現象が重なることで起こった著しい沿岸潮位の上昇である。また，解析期間の後半には，前半と比べて平均値から2標準偏差

以上大きい沿岸潮位が出現し易くなっている。このことは、沿岸潮位が経年的にも変化していることを示唆している。

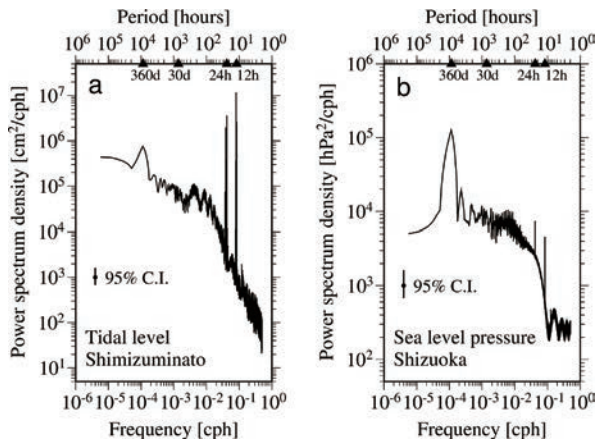


図-6 2002～2021年における(a)清水港の沿岸潮位と
(b)静岡の海面気圧のパワースペクトル密度

パワースペクトル密度は、離散フーリエ変換を用いた直接法で計算され、周波数空間において21点の線形対称フィルターで平滑化した。図中の“95% C.I.”は95%信頼区間を示している。“360d”、“30d”、“24h”、“12h”は、それぞれ360日、30日、24時間、12時間周期を示している。

2.2 2019年10月12日の高潮時の気象擾乱

2.1節で示したように、2019年10月12日の高潮は、天文潮に何らかの現象が重なることで沿岸潮位が著しく高まったものである。さらに1.2節で述べたように、高潮は低気圧や台風などの発達した気象擾乱の接近に伴って海面が著しく高まる現象であることから²⁾、ここでは、2019年10月12日に発生した気象擾乱について調べる。

図-5bは、2002～2021年における静岡地方気象台(図-3の青い丸)の海面気圧の時系列を示したものである。図-5aと同様に、図5bの赤い線は1時間毎の海面気圧に48時間タイドカラーフィルター¹⁰⁾を施したものである。図-5bにおいて黒い線と赤い線がほぼ重なっていることから、解析期間の海面気圧は、短周期変動(48時間以下の周期変動)と比べて長周期変動(48時間よりも長い周期変動)の方が顕著であり、数日程度の周期変動に、夏季に下降し冬季に上昇するような1年周期の季節変動が重なっている(図-5b)。

沿岸潮位と同様に、海面気圧に含まれる周期変動を調べるためにスペクトル解析を行った。図-6bは、海面気圧のパワースペクトル密度を示したものである。海面気圧のパワースペクトル密度は360日と12時間の周期帯に95%信頼限界で統計的に有意なピークを示し、特に360日周期のエネルギー密度が大きい。統計的に有意ではないものの、数日から30日以下の周期帯に複数の小さなピークも認められる(図-6b)。したがって、海面気圧の変

動としては、360日と12時間の周期帯の変動が卓越し、中でも360日の周期帯の変動が大きな振幅を持っている。数日から30日以下の周期帯に認められた複数のピークについては、1.1節の(3)で示した低気圧の通過に代表される総観スケールの気象擾乱に伴うものであると考えられる。

一方、解析期間の海面気圧の平均値±標準偏差は1013.5±6.9hPaであり、最小値は2017年10月23日4時に記録された961.6hPaである。清水港で高潮が起こった2019年10月12日の海面気圧に注目すると、18時には極小値(=965.9hPa)を示し、この値は過去20年間(2002～2021年)で2番目に低い(図-5bの灰色の縦線)。これらのことは、2019年10月12日18時の清水港周辺では、海面気圧を低下させるような気象擾乱が起こっていたことを示している。

この海面気圧を低下させた気象擾乱は、1.2節で述べた台風第19号(Hagibis)である。2019年10月6日に南鳥島近海で発生した台風第19号は、マリアナ諸島を西に進みながら、7日には大型で強烈な台風になった後、小笠原近海を北北西に進んだ。12日には北寄りに進路を変えて東海道沖を北北東に進み、12日19時には伊豆半島に上陸した。図-7は、2019年10月12日18時の日本周辺の海面気圧と風の水平分布を示したものである。日本列島の大部分の領域では、海面気圧が1気圧(=1013.25hPa)を下回り、清水港(図-7の赤い丸)付近で極小を示している。海面気圧は、清水港を中心としてその周辺から同心円状に低下し、清水港付近では954.4hPaを示しているだけでなく、そこでは10ms⁻¹を超える北寄りの風が吹いている(図-7)。

以上のことから、2019年10月12日18時には、台風第19号の中心が清水港に接近し、このときに静岡では海面気圧が極小(=965.9hPa)を記録していることから、この海面気圧の低下は台風第19号の接近によってもたらされたものである。しかも、このときに清水港では沿岸潮位が著しく高まり、高潮が起こっていることから、この高潮には台風第19号の接近が影響を及ぼしていると言える。

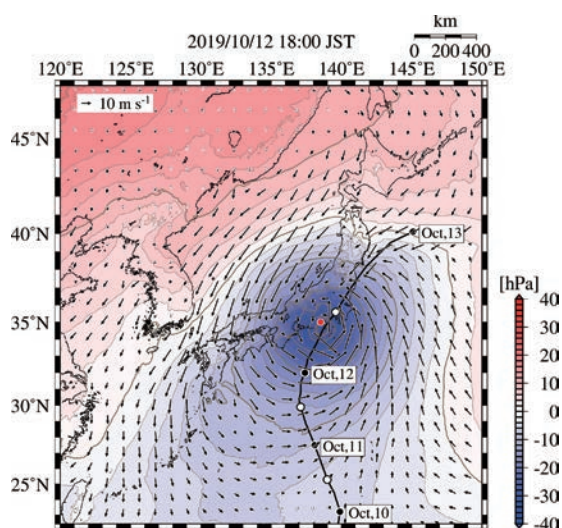


図-7 2019年10月12日18時の海面気圧と風の水平分布

黒い矢印は風、カラーは海面気圧を示している。ただし、海面気圧は、1気圧(=1013.25hPa)からの偏差とし、正の値(負の値)のときは1気圧よりも高い(低い)ことを意味する。等値線の間隔は1hPaである。赤い丸は清水港検潮所を示している。黒い線は台風第19号の中心の位置を示し、黒い丸と白い丸はそれぞれ9時と21時の中心の位置である。

2.3 2019年10月12日の高潮時の天文潮と気象擾乱

図-8は、2019年における清水港の沿岸潮位の時系列を示したものである。2019年の沿岸潮位についても、年間を通して短周期変動(48時間周期以下の変動)が顕著であり、その振幅は新月(図-8の黒丸)と満月(図-8の白丸)の時期に大きい。これは、新月と満月のときに干潮と満潮の差である潮差(干満の差)が大きくなり、大潮を迎えていることを意味している(図-8a)。10月に注目すると、14日6時に月の朔望は満月になり、それを中心として13～16日の期間に大潮を迎えることから、高潮が起こった12日18時(図-8の灰色の縦線)は、この大潮の直前の中潮末期に当たり比較的潮差が大きい。

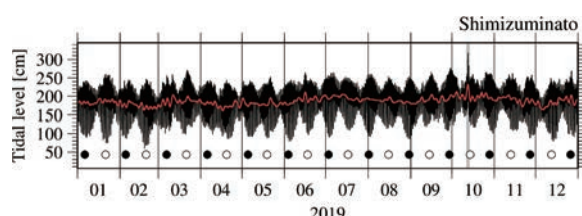


図-8 2019年における清水港の沿岸潮位の時系列

黒い線と赤い線はそれぞれ1時間毎の沿岸潮位とそれに48時間タイドクリアフィルター¹⁰⁾を施したものである。黒丸と白丸は月齢を示し、それぞれ新月(月齢0日)と満月(月齢15日)である。灰色の縦線は2019年10月12日18時を示している。

図-9は、2019年10月8日から16日までの期間における清水港の沿岸潮位と静岡の海面気圧の時系列を示したものである。清水港の沿岸潮位は一日二回の満潮と干潮を繰り返す、潮差は14日6時の満月(図-9の白い丸)に向けて増加しながら、大潮(10～16日)に大きくなっている。一日二回の満潮に注目すると、12日付近には、満潮時の沿岸潮位の差が大きくなっている。さらに沿岸潮位と天文潮位を比較すると、期間を通じて満潮と干潮のタイミングが一致していることから、沿岸潮位の満潮と干潮は天文潮によるものであると言える。ただし、12日18時(図-9の灰色の縦線)付近は、沿岸潮位(図-9aの黒色の線)の潮差が天文潮位(図-9aの緑色の線)と比べて大きく、その値は50cmにも及んでいるだけでなく、沿岸潮位と天文潮位の差も大きくなっている。そして、高潮が起こった18時には、沿岸潮位と天文潮位のいずれも満潮を迎え、静岡の海面気圧は極小(=965.9hPa)を示している。

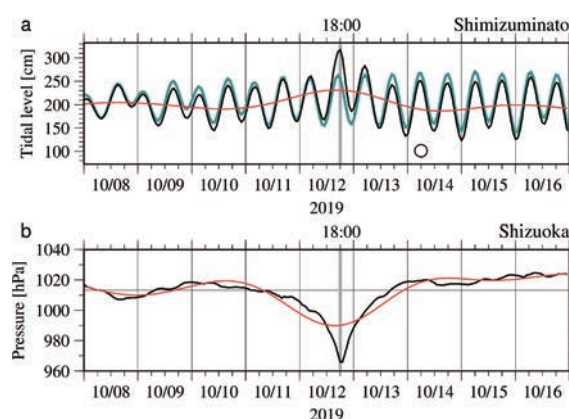


図-9 2019年10月8日から16日までの期間における清水港の沿岸潮位と静岡の海面気圧の時系列

黒い線と赤い線はそれぞれ1時間毎のデータとそれに48時間タイドクリアフィルター¹⁰⁾を施したものである。緑色の線は天文潮位を示している¹¹⁾。白丸は満月(月齢15日)を示している。灰色の縦線は2019年10月12日18時を示している。

以上のことから、2019年10月12日の高潮は、台風第19号の接近に加えて、天文潮の中潮末期の満潮が重なるときに起こっている。この高潮のタイミングは海面気圧の極小とも一致していることから、天文潮による満潮に気圧の吸い上げ効果が加わったことにより、沿岸潮位が著しく上昇し、その結果として起こったのが10月12日の高潮であると推測される。

2.4 2019年10月12日の高潮の発生メカニズム

台風第19号が日本列島に接近する直前の沿岸潮位に注目すると、10月8～9日の期間における天文潮を取り除いた沿岸潮位(図-9aの赤い線)の平均値は201cmであ

る。これを高潮前の基準値とすると、10月12日18時には、沿岸潮位(=318cm)がこの基準値よりも117cm上昇したために高潮が起こったことになる。

まず、天文潮の影響について調べる。図-10aは、2019年10月8日から16日までの期間における清水港の沿岸潮位から天文潮の影響を取り除いた時系列を示したものである。天文潮位の影響を取り除くことによって、沿岸潮位から満潮と干潮が消え、12日付近を除く期間の沿岸潮位は基準値とほぼ同程度になっている。しかし、12日付近は沿岸潮位が基準値よりも数十cm大きく、18時には273cmを示している。このことから、高潮時の天文潮による沿岸潮位の上昇量は45cmと見積もられる(図-10a)。

次に、気圧の吸い上げ効果の影響について調べる。図-10bは、2019年10月8日から16日までの期間における清水港の沿岸潮位から天文潮と気圧の吸い上げ効果の影響を取り除いた時系列である。静力学的な応答を仮定し、1hPaの気圧の下降(上昇)が1cmの沿岸潮位の上昇(下降)を引き起こすとする(1.2節参照)。ここでは、1気圧(=1013.25hPa)からの偏差分の海面気圧が沿岸潮位を昇降させるとし、気圧の吸い上げ効果の影響を見積もった。沿岸潮位から天文潮と気圧の吸い上げ効果の影響の両方を取り除くと、12日付近の沿岸潮位はさらに基準値に近づき、18時には225cmを示した。このことから、高潮時の気圧の吸い上げ効果による沿岸潮位の上昇量は48cmと見積もられる(図-10b)。

したがって、2019年10月12日の高潮は沿岸潮位が117cm上昇することによって起こったものであり、そのうちの45cmは天文潮の中潮末期の満潮の影響であり、48cmは台風第19号の接近に伴う気圧の吸い上げ効果の影響である。

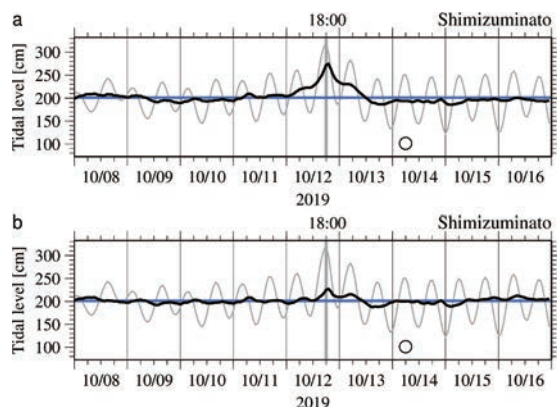


図-10 2019年10月8日から16日までの期間における(a) 清水港の沿岸潮位から天文潮位の影響を取り除いた時系列と (b) 清水港の沿岸潮位から天文潮位と気圧の吸い上げ効果の影響を取り除いた時系列

灰色の縦線は2019年10月12日18時を示している。白丸は満月(月齢15日)を示している。灰色の線と青い線

はそれぞれ天文潮位と基準値(=201cm)を示している。

一方、残りの24cmについては、高潮時に吹いていた北寄りの風の吹き寄せ効果の影響が考えられる。図-11は、2019年10月12日18時の駿河湾の風の水平分布を示したものである。台風第19号の中心が湾口部に位置し、湾全体としては北西から西寄りの風が吹いている。この北西から西寄りの風の風速は湾奥部に極大があり、その値は 23 m s^{-1} 以上を示している。これに伴い、湾奥西部に位置する清水港には $15\sim 20\text{ m s}^{-1}$ の北西よりの風が吹き込んでいる。この北西よりの風は清水港にとっては入り口から奥部に向かって吹く風になることから、海水が入り口から奥部へ吹き寄せられ、沿岸潮位が奥部へ向けて上昇することになる。

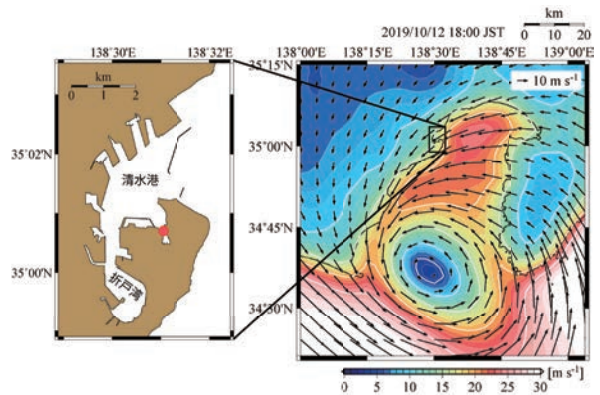


図-11 2019年10月12日18時の駿河湾における風の水平分布 黒い矢印は風、カラーは風速を示している。等値線の間隔は 1 m s^{-1} である。赤い丸は清水港検潮所を示している。

長さ L 、水深 H の矩形湾において湾奥に向かって風が吹き続いて定常状態になった場合、風の吹き寄せ効果による湾奥部の沿岸潮位の上昇量 $\Delta\eta$ は、

$$\Delta\eta = \frac{3}{2} \frac{C_d \rho_a W^2 L}{\rho_w g H} \quad (1)$$

となる^{2) 4)}。ここで、 C_d は海面摩擦係数(=0.0013)、 ρ_a は空気の密度(=1.2 kg m^{-3})、 W は風速、 ρ_w は海水の密度(=1025 kg m^{-3})、 g は重力加速度(=9.8 m s^{-2})である。高潮時には、清水港の奥部に向かって北西よりの風が吹き込んでいることから、風速 W を $15\sim 20\text{ m s}^{-1}$ 、清水港の入り口から湾奥までの距離を L (=7.5 km)、清水港の水深を H (=15 m)として、式(1)から沿岸潮位の上昇量 $\Delta\eta$ を求めると、 $\Delta\eta=2\sim 4\text{ cm}$ となる。このことから、高潮時の風の吹き寄せ効果による沿岸潮位の上昇量は $2\sim 4\text{ cm}$ と見積もられる。したがって、高潮時の天文潮位と気圧の吸い上げ効果の影響を差し引いた沿岸潮位の上昇量(=24 cm)の8~17%は風の吹き寄せ効果によって説明

できる。

以上のことから、2019年10月12日の高潮に対する天文潮、気圧の吸い上げ効果、風の吹き寄せ効果の寄与率は、それぞれ38%、41%、2~3%である。これら3つによって説明できる沿岸潮位の上昇量は95~97cmであり、これは高潮時の上昇量(=117cm)の81~83%に相当している。したがって、この高潮の主要因は、天文潮の中潮末期の満潮に台風第19号の接近が重なることによって生じた沿岸潮位の上昇であると解釈できる。

ただし、残りの20~22cm(17~19%)については、これら3つでは説明できない。ここでは、この点について考察しておく。この高潮時には、清水港に波浪が来襲していたことから、波の海水堆積効果による海面の上昇が指摘されている¹²⁾。この波の海水堆積効果による沿岸潮位の上昇量 $\Delta\eta_w$ (cm)と有義波高 H_s (m)の関係については、次のような実験式が得られている²⁾。

$$\Delta\eta_w = 1.093H_s^2 - 4.413H_s + 6.355 \quad (2)$$

高潮時の有義波高 H_s は6~7m程度であったことから¹²⁾、式(2)から沿岸潮位の上昇量 $\Delta\eta_w$ を求めると、 $\Delta\eta_w=19\sim29$ cmとなる。このことから、高潮時の波の堆積効果による沿岸潮位の上昇量は19~29cmと見積もられ、残りの20~22cm(17~19%)を定量的に説明することができる。したがって、10月12日の高潮には、台風第19号の接近に伴う気圧の吸い上げ効果と風の吹き寄せ効果だけでなく、波の海水堆積効果も影響を及ぼしていると考えられる。ただし、式(2)は実験式であることから、それを駿河湾および清水港にそのまま適用できるかについては、今後、検討する必要がある。

2.5 沿岸潮位の季節・経年変化と高潮

1.1節で述べたように、沿岸潮位は海洋の変動の影響を受けて季節・経年的に変化し、これが沿岸潮位の基準値に影響を及ぼす。

図-12aは、清水港の沿岸潮位の季節変化を示したものである。沿岸潮位の季節変化は、2月の最小と9月の最大によって特徴づけられる。最小値と最大値はそれぞれ166cmと186cmであり、毎年、2月から9月にかけて沿岸潮位が20cm上昇している。さらに、7~10月の期間は沿岸潮位が180cm以上であり、9月を中心としてその周辺では沿岸潮位が高い状態が維持されている(図-12a)。図-12bは、台風の発生数の季節変化を示したものである。台風の発生数の季節変化は3月と8月にそれぞれ最小(=6)と最大(=106)を示し、沿岸潮位の高い状態が続く7~10月には台風の発生数も多く、68以上を示している(図-12b)。したがって、台風の発生数が多い時期である7~10月は、そもそも沿岸潮位の基準値が高いため、潜在的に高潮も起こり易い季節であると言える。

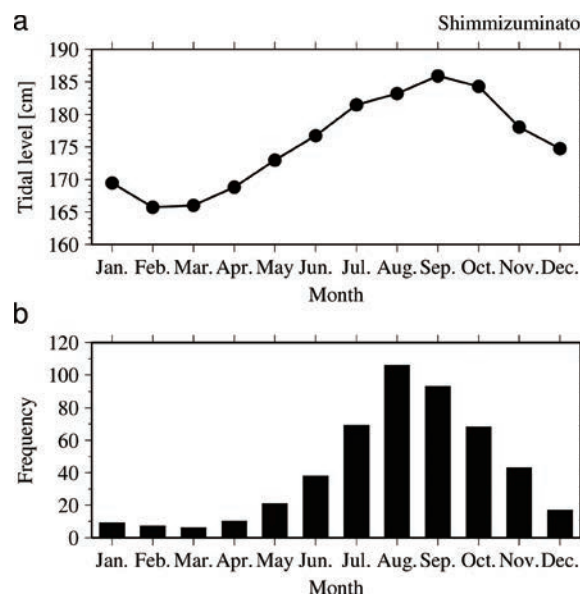


図-12 (a)清水港の沿岸潮位と(b)台風の発生数の季節変化
沿岸潮位の季節変化は、2002~2021年の沿岸潮位を20年間にわたって月毎に平均することによって求めた。台風の発生数の季節変化については、2002~2021年の20年間にわたって月毎に台風の発生数¹³⁾を積算することによって求めた。

図-13は、清水港の沿岸潮位の経年変化を示したものである。沿岸潮位は2004年、2008年、2012年、2016年、2019年に極大を示し、3~4年周期で変動している。この数年スケールの変動に加えて年々上昇する傾向もあり、最初の4年間(2002~2005年)の平均値(=171cm)と比べて最後の4年間(2018~2021年)の平均値(=186cm)は15cm高い。この平均値の差(=15cm)は有意水準1%で統計的に有意(Welchのt検定)である。そこで、2002~2021年の期間における沿岸潮位の年平均値の時系列に対して単回帰分析を行い、回帰直線の傾きとして線形トレンドを求めた。沿岸潮位の線形トレンドは 0.97 cm year^{-1} であり(Fig.13の赤い線)、これは有意水準1%で統計的に有意であることから、沿岸潮位には解析期間にわたって上昇傾向がある(Fig.13)。

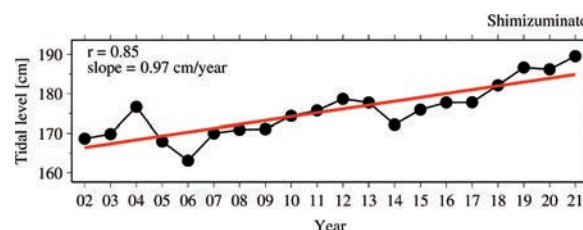


図-13 清水港の沿岸潮位の経年変化

経年変化は、2002～2021年の年平均値として求めた。赤い線は2002～2021年の回帰直線を示しており、この回帰直線は年平均値に対する単回帰分析によって求めたものである。

1.3節でも述べたように、日本南岸海域では黒潮の流路に伴って沿岸潮位が経年的に変化する。特に解析期間の後半の2017年8月から黒潮大蛇行が発生し、これに伴って駿河湾を含む遠州灘周辺の沿岸海域の沿岸潮位が上昇している可能性がある(図-4)。

図-14は、日本南岸海域における2002～2005年と2018～2021年の海面の流れ(地衡流)と高度(絶対海面力学高度)の平均場を示したものである。最初の4年間(2002～2005年)は黒潮が非大蛇行接岸流路を取っているが、この期間内の2004年7月～2005年8月にも黒潮大蛇行が発生している。本稿の解析期間は2002～2021年であることから、解析期間の最初の4年間(2002～2005年)と最後の4年間(2018～2021年)の平均場には、いずれも黒潮大蛇行の影響が反映されているはずである。ただし、最初の4年間は後半の1年2ヶ月、最後の4年間は全期間にわたって黒潮大蛇行が発生していることから、最初の4年間と比べて最後の4年間の方が黒潮大蛇行に伴う海面の流れと高度が強く反映されているようである(図-14)。

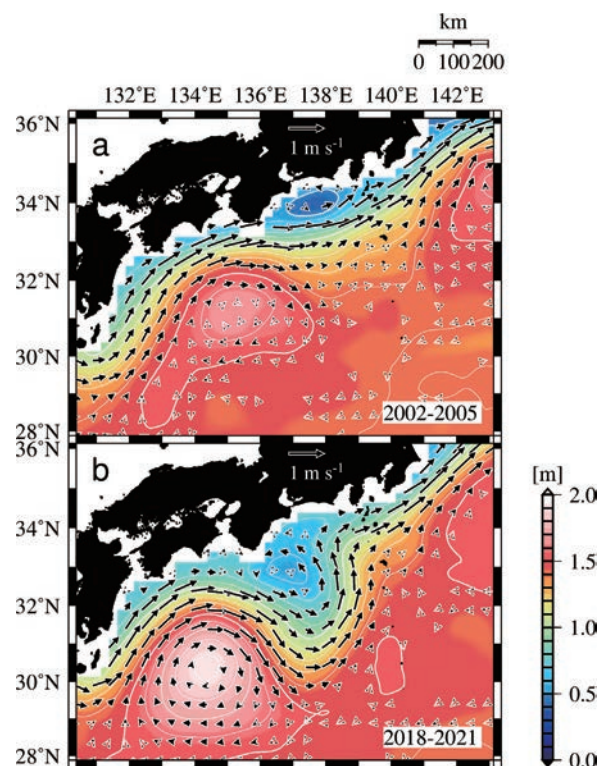


図-14 日本南岸海域における(a)2002～2005年と(b)2018～2021年の海面地衡流と絶対海面力学高度の平均値の水平分布

黒い矢印は海表面地衡流、カラーは絶対海面力学高度を示している。等値線の間隔は0.1mである。

図-15は、日本南岸海域における2018～2021年と2002～2005年の海面の流れと高度の平均場の差分を示したものである。黒潮の流路の変化に伴って海面の流れと高度も変化し、最後の4年間(2018～2021年)は遠州灘州において時計回りの循環が強化され、その中心部で海面高度が10cm程度上昇している(図-15)。このことは、解析期間の前半から後半にかけて、2017年8月以降の黒潮大蛇行の影響によって遠州灘周辺の沿岸潮位が上昇していることを示唆している。実際、清水港の沿岸潮位の年平均値は、2018年以降に上昇しながら高い値を維持している(図-13)。

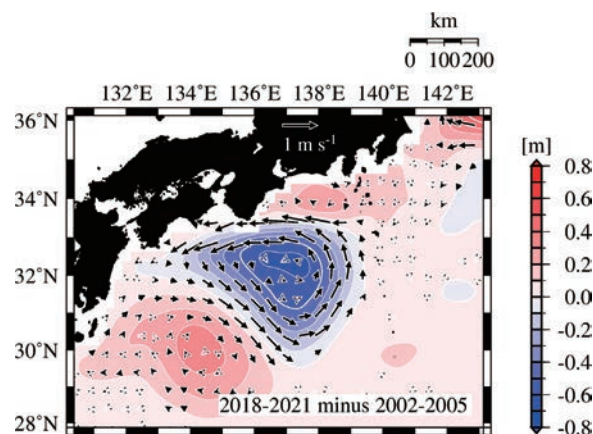


図-15 日本南岸海域における2018～2021年と2002～2005年の海面地衡流と絶対海面力学高度の差分の水平分布
黒い矢印は海表面地衡流の差分、カラーは絶対海面力学高度の差分を示している。等値線の間隔は0.1mである。

以上のことから、清水港の沿岸潮位は、2002～2021年の20年間にわたって年々上昇する傾向があり、この上昇傾向の形成には、2017年8月以降の黒潮大蛇行が影響している。この上昇傾向は 0.97 cm year^{-1} であることから、沿岸潮位は最近の20年間で約19cm上昇している。このことは、天文潮や気象擾乱によって変動する沿岸潮位の背景にある基準値が年々上昇し、最近では潜在的に高潮が起こり易くなっていることを示している。

3 おわりに

2002～2021年の20年間にわたる清水港の沿岸潮位の変動を調べることによって、2019年10月12日に起こった高潮の発生メカニズムを説明するとともに、この高潮と沿岸潮位の季節・経年化との関係を明らかにした。

この高潮は天文潮の中潮末期の満潮に台風第19号の接近が重なることによって起こった著しい沿岸潮位の上昇であった。このとき、沿岸潮位が平均海面の高さ(沿岸潮位の基準値)から117cm上昇し、過去20年間で最も高い318cmを記録した。この上昇には、天文潮、気圧の吸い上げ効果、風の吹き寄せ効果がそれぞれ38%、41%、2～3%ずつ寄与していた。残りの17～19%については、台風の接近に伴う波浪の来襲による波の海水堆積効果の影響であると考えられる。ただし、この波の海水堆積効果の影響については検討の余地があり、今後、定量的、且つ理論的に、より詳細に調べる必要がある。

これに加えて、沿岸潮位は季節的にも経年的にも変化し、これらは平均海面の高さを変化させる。季節的には、夏季は冬季と比べて沿岸潮位が20cm高く、平均海面が年間で最も高くなることから、台風の発生数に関わらず、潜在的に高潮が起こり易い季節であると言える。一方、経年的には、沿岸潮位は年々上昇する傾向があり、その上昇量は 0.97cm year^{-1} であった。このことは、平均海面が過去20年間で約19cm上昇していることを意味している。したがって、経年的にも最近では平均海面が高くなっており、潜在的に高潮が起こり易くなっていると結論付けられる。

最後に、本稿は筆者の研究室で卒業研究として行った内容をまとめたものである。筆者が本稿を執筆できたのは、ひとえにこの研究に携わってくれた内山裕歩君、岩田拓真君、田中栞さんのおかげである。ここに感謝の意を表す。

参考文献

- 1) IPCC: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, pp.2391, 2021.
- 2) 宇野木早苗: 海の自然と災害, 成山堂書店, pp.370, 2012.
- 3) 柳 哲雄: 沿岸海洋学, 恒星社厚生閣, pp.153, 2001.
- 4) 宇野木早苗: 沿岸の海洋物理学, 東海大学出版会, pp.672, 2001.
- 5) Kawabe, M.: Sea level variations at the Izu islands and

typical stable paths of the Kuroshio. Journal of the Oceanographical Society of Japan 41, pp.307-326, 1985.

- 6) Kawabe, M.: Spectral properties of sea level and time scales of Kuroshio path variations. Journal of the Oceanographical Society of Japan 43, pp.111-123, 1987.
- 7) Kawabe, M.: Transition processes between the three typical paths of the Kuroshio. Journal of the Oceanographical Society of Japan 42, pp.174-191, 1986.
- 8) 気象庁: 黒潮の数か月から十年規模の変動(流路).
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/b_2/kuroshio_stream/kuroshio_stream.html.
- 9) Sugimoto, S., B. Qiu, and A. Kojima: Marked coastal warming off Tokai attributable to Kuroshio large meander. Journal of Oceanography 76, pp.141-154, 2022.
- 10) 花輪公雄・三寺史夫: 海洋資料における日平均値の作成について～日平均潮位を扱う際の留意点～. 沿岸海洋研究ノート23, pp.79-87, 1985.
- 11) 気象庁: 潮位表.
<https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/tide/suisan/explanation.html>.
- 12) Jeon Jonghyeok・富田孝史・中村友昭・堀池昌生・市野智一: 清水港および焼津漁港における台風Hagibisによる高潮・高波被害に関する現地調査. 土木学会論文集B3(海洋開発)76, pp.1_983-1_988, 2020.
- 13) 気象庁: 台風の発生数[日本標準時基準](2023年までの確定値と2024年の速報値).
https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/generation/generation_j.html.