

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1379 Dec 2020

台風 1915 号の気象・高潮・波浪の特徴と横浜港の浸水被害

河合 弘泰・鈴木高二朗・平山 克也・川口 浩二・山本 康太
本多 和彦・里村 大樹・鶴田 修己・藤木 峻・千田 優
岩本 匠夢・朝比 翔太・川口 真吾・久保田博貴

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所

National Institute of Maritime,
Port and Aviation Technology, Japan

目 次

要 旨	3
1. まえがき	4
2. 台風の諸元と東京湾の気圧・風・潮位・波浪の観測値	6
2.1 台風の諸元	6
2.2 気圧・風の観測値	8
2.3 潮位の観測値	12
2.4 波浪の観測値	14
3. 東京湾の気象場・高潮の推算	16
3.1 様々な気象モデルによる気象場の推算	16
3.2 ROMSによる高潮の推算	20
3.3 推算結果のまとめと今後の課題	24
4. 東京湾の波浪推算	27
4.1 SWANによる推算の方法	27
4.2 推算の結果	30
4.3 今後の課題	30
5. 横浜港における浸水等の調査	32
5.1 調査の対象地区と方法	32
5.2 金沢区福浦地区及び幸浦地区	32
5.3 本牧D突堤及び“はま道路”周辺	36
5.4 “はま道路”周辺	39
6. 横浜港福浦地区の波浪変形・越波浸水計算	40
6.1 NOWT-PARIによる計算の方法	40
6.2 計算の結果と考察	43
6.3 今後の課題	49
7. パラペット後退型護岸に働く波力の計算	50
8. 結論	52
9. あとがき	52
謝辞	52
参考文献	52

Meteorological, Storm Surge and Wave Characteristics of Typhoon Faxai, 2019 and Major Inundation in Yokohama Port

Hiroyasu KAWAI*, **Kojiro SUZUKI****, **Katsuya HIRAYAMA****, **Koji KAWAGUCHI***,
Kota YAMAMOTO***, **Kazuhiko HONDA*****, **Daiki SATOMURA*****, **Naoki TSURUTA****,
Takashi FUJIKI*, **Yu CHIDA***, **Takumu IWAMOTO***, **Shota ASAHI****,
Shingo KAWAGUCHI**** and **Hiroki KUBOTA****

Synopsis

This technical note summarizes the observation and hindcast of the wind, tide, and wave conditions in Tokyo Bay during Typhoon Faxai, the simulation of the incident wave, wave-overtopping, and wave pressure on the seawall of Kanazawa Section of Yokohama Port, and the field survey on the flooded areas in the Port. (1) The typhoon is classified into 5 intense ones affecting Tokyo Bay in last 70 years and its radius of maximum wind speed was less than half the mean of past ones. (2) Only near a typhoon center, the Japan Meteorological Agency tends to provide higher atmospheric pressure and lower wind speed than the observed and the Fujii and Mitsuta parametric typhoon model gave better estimation. The regional ocean model, ROMS, with better meteorological field is expected to output better storm surge estimation. (3) Daini-kaiho Station of NOWPHAS recorded the highest significant wave height with 3.27 m and 6.4 s since the beginning of the operation in 1991. The third generation wave models, SWAN, with MSM wind data could reproduce the wave condition at the station, and obtained the coexistence of the wave components from the bay entrance and head off the Kanazawa Section of Yokohama Port. (4) The flooded area as well as the ground altitude and the water depth at inundated locations were measured by an UAV and GNSS instruments in Fukuura and Sachiura Subsections of Kanazawa Section and around Honmoku D Pier and Hama-doro Road, in Yokohama Port. The survey concluded that the flood area extended by 800 m at maximum from the seawall at Fukuura Section. (5) The Boussinesq wave model, NOWT-PARI, was driven to simulate wave propagation and transformation on rugged bathymetry to the Section and wave-overtopping on the seawall. The wave concentration was appeared at the northern part of the Section due to wave refraction and shoaling. The time-averaged wave overtopping rates were estimated as 0.04–0.06 m³/s/m in maximum in each part of the Section, while the influences of both the differential errors and the characteristics of wave overtopping model were relatively reduced. (6) The seawall had parapet on the rear of the main body. The numerical wave tank model, CADMAS-SURF/2D resulted twice or more the wave pressure estimated by the Goda formula.

Key Words: Typhoon, meteorological field, storm surge, wave, seawall, wave-overtopping, wave pressure

* Ocean Hydrodynamics Department

** Coastal and Ocean Engineering Department

*** Coastal, Marine and Disaster Prevention Department, National Institute for Land and Infrastructure Management

**** Former: Coastal and Ocean Engineering Department (Present: Tsuruga Port Office, Hokuriku Regional Development Bureau)

3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan

Phone : +81-46-844-5052 Fax : +81-46-844-1274

e-mail:kawai-h89s1@p.mpat.go.jp

台風 1915 号の気象・高潮・波浪の特徴と横浜港の浸水被害

河合 弘泰*・鈴木高二郎**・平山 克也**・川口 浩二*・山本 康太***
本多 和彦***・里村 大樹***・鶴田 修己**・藤木 峻*・千田 優*
岩本 匠夢*・朝比 翔太**・川口 真吾****・久保田博貴**

要 旨

本資料は、台風 1915 号による東京湾の風・潮位・波浪の観測値や再現計算、横浜港金沢区護岸の入射波浪・越波・波浪、金沢区他の浸水地点の現地調査の結果をとりまとめたものである。

(1) 台風 1915 号は、東京湾周辺に来襲した台風の勢力としては過去 70 年間で 5 位に入り、最大風速半径が標準の半分以下という個性を持っていた。

(2) 台風の中心付近に限ると、気象庁毎時大気解析データ MSM の気圧は観測値に比べて高く、風速は小さくなっており、藤井・光田の経験的台風モデルの再現性が良かった。領域海洋モデル ROMS によって東京湾の高潮を推算し、気象場の精度を高めることで高潮の精度を高められることを再確認した。

(3) ナウファスの第二海堡では、1991 年の観測開始以来で最大の有義波 3.27 m, 6.4 s を観測した。MSM の風速場と第三代波浪推算モデル SWAN によって、その第二海堡の波浪を概ね再現するとともに、横浜港金沢区の沖合では湾口と湾奥からの波浪が重なることが分かった。

(4) 横浜港の金沢区（福浦地区、幸浦地区）、本牧 D 突堤、はま道路の周辺で、UAV や RTK-GNSS を用いて、浸水域や浸水地点の地盤高や浸水深を調査した。福浦地区では護岸から内陸に最大で 800 m まで浸水が生じていた。

(5) 波浪推算で得たスペクトルを境界条件に、ブシネスク方程式モデル NOWT-PARI を用いて、起伏に富んだ海底地形を経て福浦地区護岸に至る波浪変形と護岸の越波を計算した。護岸の北側で浅瀬による波の集中が確認されるとともに、差分誤差や越波モデルの特性による影響を極力抑えたときの平均越波流量は、区間により最大 0.04~0.06 m³/s/m 程度と算定された。

(6) その護岸の形式はパラペット後退型であり、数値波動水路 CADMAS-SURF/2D によってその護岸に作用する波圧を計算すると、合田式の 2 倍以上であった。

キーワード：台風，気象場，高潮，波浪，護岸，越波，波圧

* 海洋水理研究領域

** 海洋研究領域

*** 国土技術政策総合研究所沿岸海洋・防災研究部

**** 元海洋研究領域（現北陸地方整備局敦賀港湾事務所）

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所 港湾空港技術研究所

電話：046-844-5052 Fax：046-844-1274 e-mail:kawai-h89s1@p.mpat.go.jp

1. まえがき

日本は、台風や温帯低気圧の通り道に位置し、古くから高潮や高波による災害に苦しめられてきた。太平洋に面する内湾の一つである東京湾の沿岸も、その例外ではなく、**図-1.1**に示す1917年の大正6年台風や1949年のキティ台風は、その中心が東京湾の西方を北上し、それによる高潮が東京湾の北岸の広範囲を浸水させた。

その後、1956年の海岸法制定や1959年の伊勢湾台風による巨大災害を契機に、伊勢湾台風級の勢力（中心気圧940hPa）の台風が、**図-1.1**に示す大正6年台風やキティ台風を直線化し東西に平行移動させたコースを通った場合の高潮が推定された（気象庁・東京都、1960；Kawai, 2019）。そして、それに基づく海岸保全施設の整備が進捗し、伊勢湾台風のような強い台風が来襲しないという幸運にも恵まれて、大正6年台風やキティ台風と匹敵する高潮災害には遭遇しなかった。それに準ずる台風を挙げるならば、1995年の台風9512号（95は西暦の下2桁、12はその年の番号）と1996年の9617号の中心が東京湾の東方を北上し、東京湾の南岸に位置する横須賀港馬堀海岸で、護岸の越波によって背後の住宅地の70hPaが浸水し、約8,000人に影響を与えたこと（国土交通省関東地方整備局横浜国道工事事務所）がある。また、高潮や波浪

によるものではないが、2004年には0422号の局地的な突風によって横浜市金沢区の駐車場では2tトラックなど38台が折り重なるように横倒しになった。伊勢湾台風以来の日本の歴史を振り返ると、大阪湾では1961年の第二室戸台風や2018年の台風1821号による大災害に見舞われたが、東京湾では大災害の記憶が薄れてきた。

このような背景の下で、2019年の台風1915号（アジア名：Faxai、後に気象庁が「令和元年房総半島台風」と命名）が中心気圧960hPa程度の勢力で東京湾を縦断し、東京港や横浜港では、強風でコンテナが散乱し、係留していた船舶が臨港道路の橋梁に衝突し、高波で岸壁や護岸が変形し、越波で岸壁上の車両が流され背後の工業団地が浸水した（国土交通省港湾局、2019a；Suzuki et al., 2020）。その規模は、少なくとも1960年代に近代的な高潮対策が始まって以来、最大とも言われている。さらに、1919号（Hagibis、令和元年東日本台風）も、1915号より小規模ではあるが、横浜港で高波による護岸の損傷や埠頭の浸水、川崎港沖で停泊中の船舶の沈没・油流出等の被害をもたらした（国土交通省港湾局、2019b；Shimozono et al., 2020）。これらの被害を踏まえて、国土交通省関東地方整備局は「東京湾における高波対策検討委員会」、国土交通省港湾局は「港湾等に来襲する想定を超えた高潮・高波・暴風対策検討委員会」を設置し、被災原因の究明や今後の高潮・高波・暴風対策の検討を行い、それに当所の研究者も委員として参画したところである。

ところで、港湾技術研究所（2001年より港湾空港技術研究所と国土技術政策総合研究所の一部）は、国内で大災害が発生するたびに、国や港湾・海岸管理者などの協力も得ながら、現地の被災調査、風・高潮・波浪の観測値の整理や再現計算、防波堤や護岸などの越波・波力・変形の再現実験に取り組んできた。この四半世紀に限っても1999年の八代海と周防灘（河合ら、2000、2003；高橋ら、2000；永井ら、2000；橋本ら、2000；平石ら、2000；柳嶋ら、2000）、2004年は瀬戸内海をはじめ日本各地（河合ら、2005、河合・川口、2007；川口・河合、2007；富田ら、2005；橋本ら、2005；平山ら、2005、2013）、2008年の富山湾（加島・平山、2011）の高潮や高波などを挙げるができる。

本資料は、これらにならって、台風1915号を中心に1919号にも少し触れつつ、東京湾の気象・高潮・波浪の観測・推算や、横浜港金沢区の護岸の波力・越波の計算や被災調査について、一旦とりまとめたものである。1章は河合弘泰、2.1節は河合弘泰と岩本匠夢、2.2節と2.3節は岩本匠夢、2.4節は川口浩二、3章は岩本匠夢、4章は藤木峻、5章は鈴木高二朗、山本康太、本多和彦、6章は平山克也、7章は鈴木高二朗と久保田博貴、8章と9章は河合弘泰が、

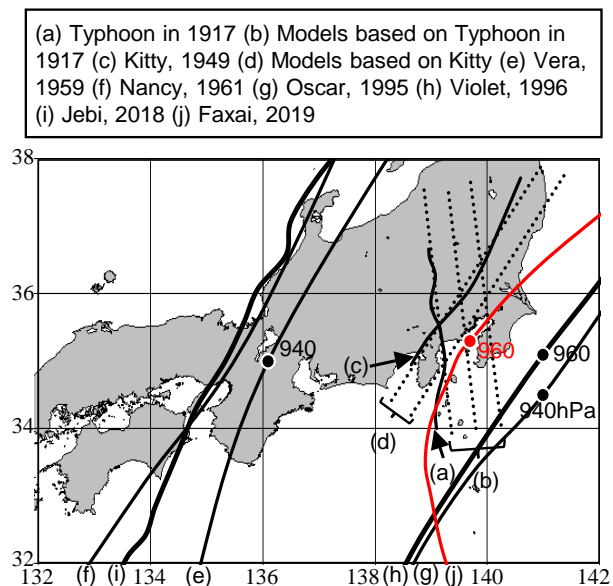


図-1.1 大正6年以後の代表的な台風、凡例：(a)大正6年台風、(b)大正6年台風の直線化モデル、(c)キティ台風、(d)キティ台風の直線化モデル、(e)伊勢湾台風、(f)第二室戸台風、(g)台風9512号、(h)9617号、(i)1821号、(j)1915号

それぞれ担当した。その中には今なお解析を続けているものもあり、その成果は追って発表することにする。これらの成果が、今回の被災箇所に限らず、日本各地の防災・減災に資することを願ってやまない。

2. 台風の諸元と東京湾の気圧・風・潮位・波浪の観測値

2.1 台風の諸元

台風 1915 号は、2019 年 9 月 5 日に南鳥島近海で発生した後、図-2.1 に示すように、9 日 0 時に伊豆大島の近傍、3 時頃に三浦半島を通過し、さらにその頃の中心気圧 960 hPa を維持したまま東京湾を縦断した。

(1) コースと中心気圧

そのコースや中心気圧が頻繁に現れるものであるかを確かめるために、気象庁ベストトラック解析データ (1951～2019 年、3 時間または 6 時間の間隔が基本) を直線内挿して毎時データを作り、その毎時点の少なくとも 1 点が北緯 34～36 度、東経 138～142 度の長方形領域の中にあつた台風を抽出した。その台風は 133 個あり、図-2.2 に示すように、ほとんどのものがキティ台風にならって北北東進したものである。

その 133 個の中から北緯 35 度付近で中心気圧が 960hPa 以下だったものを抽出すると、(a)から(l)の 13 個あり、これらの来襲年代を 10 年区切りでみると、1990 年代以降に著しく偏っている。なお、この 13 個に次ぐ 5822 号 (狩野川台風) も 0221 号と、0422 号も 5821 号とほぼ同じコー

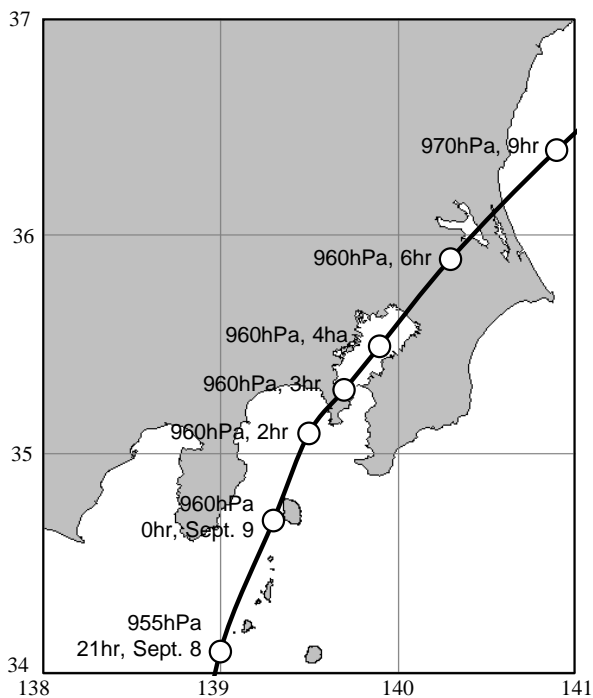


図-2.1 台風 1915 号のコースと中心気圧、○印は下から順に、9 月 8 日 21 時、9 月 9 日 0 時、2 時、3 時、4 時、6 時、9 時

スを通つた。その 13 個で静岡県西部から神奈川県沿岸に上陸または三浦半島を通過したのは、5821, 0221, 1721, 1915, 1919 号の 5 個である。その出現頻度は 1951 年以降の 70 年間で一つの期間と捉えても 14 年に 1 回、2000 年以降の 20 年間に絞れば 5 年に 1 回であり、高潮防災を考える上で頻度の高い事象といえる。なお、9512 号は、伊勢湾台風モデルで使われる 940 hPa に近い中心気圧で房総半島沖を通過した。

(2) 最大風速半径

台風の気圧分布の経験式として Myers の式 (Myers and Malkin, 1961),

$$P(r) = P_c + \Delta P \exp\left(-\frac{r_0}{r}\right) \quad (2.1)$$

がよく用いられている。ここに、 P_c は中心気圧、 ΔP は気圧深度、 r は台風の中心からの距離である。 r_0 は、台風の広がりを決めるパラメタであり、気圧傾度、遠心力、コリオリ力のつり合いから求めた傾度風速が最大となる半径に、結果として近い値であることから、最大風速半径と呼ばれている。

最大風速半径 r_0 の与え方としては、

- ① 中心気圧や暴風域半径から与える経験式 (河合ら, 2005 ; 高木・呉, 2015),
- ② 天気図の等圧線の半径と中心気圧から逆算,
- ③ 複数地点の気圧観測値を用いた最小二乗法による推定 (藤井, 1992),

がよく知られている。このうち①は、過去の統計に基づ

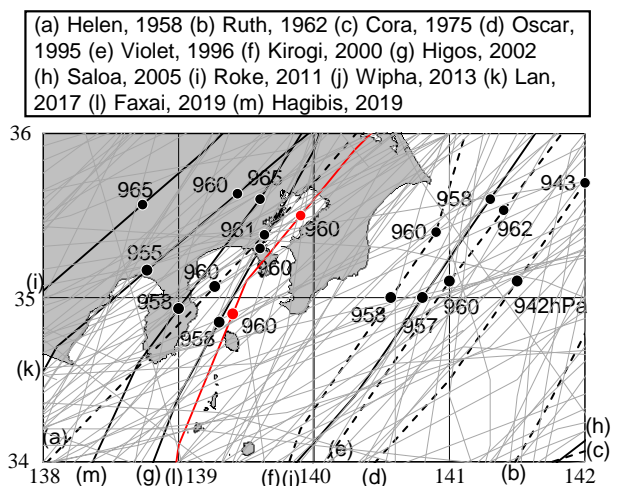


図-2.2 1951 年以降に東京湾に接近した台風と主要なものに対する中心気圧、凡例：(a) 5821 号、(b) 6212 号、(c) 7513 号、(d) 9512 号、(e) 9617 号、(f) 0003 号、(g) 0221 号、(h) 0517 号、(i) 1115 号、(j) 1326 号、(k) 1721 号、(l) 1915 号、(m) 1919 号

いて平均的な値を与えるものに過ぎない。③は、台風が日本列島に接近しないと、台風の中心から色々な方位でバランスよく観測値が得られず、推定値が安定しない。

本研究では、④として、気象庁の台風ポーガス作成手法（大野木・上野，1992）と同様だが気圧分布を Myers の式に変えた方法，を試みた。その流れは以下の通りである。

①ある時刻において、強風域半径 r_{15} に対応する領域半径 r_B を与える。

$$r_B = r_{15} \sqrt{1 + \frac{2V_{15}}{fr_{15}}} \quad (2.2)$$

ここに、 $V_{15} = 15 \text{ m/s}$ 、 f はコリオリのパラメタである。ただし、強風域半径が短径と長径を持つ場合はその平均値を用いる。

②気圧傾度，遠心力，コリオリ力のつり合い式，

$$\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} = \frac{V^2}{r} + fV \quad (2.3)$$

に式(2.1)を代入し，さらに $r=r_{15}$ と $V=V_{15}$ を代入すると，

$$\Delta P_1 = \frac{\rho_a (V_{15}^2 + fr_{15} V_{15})}{\frac{r_0}{r_{15}} \exp\left(-\frac{r_0}{r_{15}}\right)} \quad (2.4)$$

が得られる。ここに、 ρ_a は大気密度である。また，式(2.1)で $r=r_B$ ， $P(r_B) = P_B$ とすると，

$$\Delta P_2 = \frac{P_B - P_c}{\exp\left(-\frac{r_0}{r_B}\right)} \quad (2.5)$$

が得られる。こうして得た ΔP_1 と ΔP_2 の差 d を，

$$d = |\log \Delta P_1 - \log \Delta P_2| = \left| \log \frac{\Delta P_1}{\Delta P_2} \right| \quad (2.6)$$

と表わすことにし，この差を最小化する最大風速半径 \hat{r}_0^i ($1 \leq i \leq n$) を繰り返し計算により求める。ただし， $r_0 < r_{15}$ という制約条件を課す。また，周辺気圧 P_B は未知量なので，地点 i における気圧観測値 P_o^i を用いて $P_B = P_o^i$ とする。そして，最大風速半径の推定値 \hat{r}_0^i に対応する気圧深度 $\Delta \hat{P}^i$ を式(2.1)に代入し， $r < r_B$ に存在する気圧観測値との残差二乗和を求める。図-2.3 は，周辺気圧 $P_B = 1,013.25 \text{ hPa}$ ，強風域半径 $r_{15} = 500 \text{ km}$ ，中心気圧 $P_c = 900 \sim 1,000 \text{ hPa}$ に対して最大風速半径 r_0 を推定した例であり， $P_c < 960 \text{ hPa}$ では $r_0 < 100 \text{ km}$ となることが分かる。

③この計算を n 個 ($1 \leq i \leq n$) の気圧観測値 P_o^i に対して行い，算出した残差二乗和が最小値を与える最大風速半径 \hat{r}_0 と気圧深度 $\Delta \hat{P}$ を最終的な推定値とする。 r_B は r_{15} の 1.5 から 2 倍程度の大きさであり，気圧観測値がこの範囲内に存在していれば本手法を適用できる。

以上の手法で推定した台風 1915 号と 1919 号の最大風速半径を図-2.4 に示す。実線は東京湾に接近して遠ざかるまでの経時変化，□印は最接近したときの値である。1915 号の最大風速半径は①の経験式の半分程度，1919 号は 2 倍程度であった。この半分と 2 倍は，過去の台風で下位と上位 10 % の値に近い（河合ら，2005）。5821 号，0221 号，1721 号の最大風速半径は，②による算出時に 1000 hPa 等圧線半径を用いたものであり，これらは概ね 1915 号と 1919 号との間にある。

図-2.5 は，台風 1915 号と 1919 号が東京湾に接近した

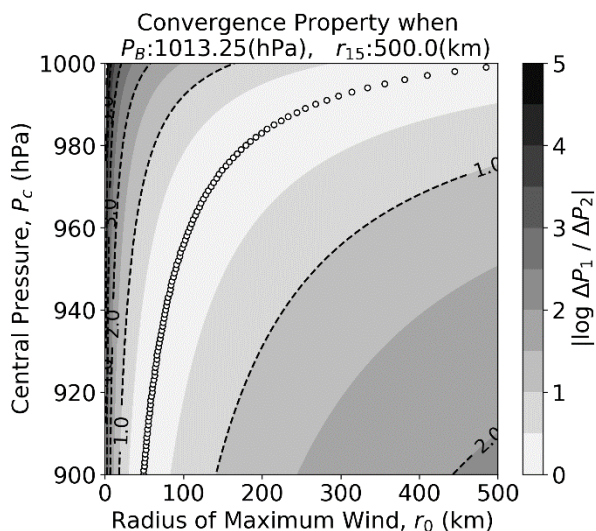


図-2.3 最大風速半径の推定の例，横軸：最大風速半径，縦軸：中心気圧，白点が推定値

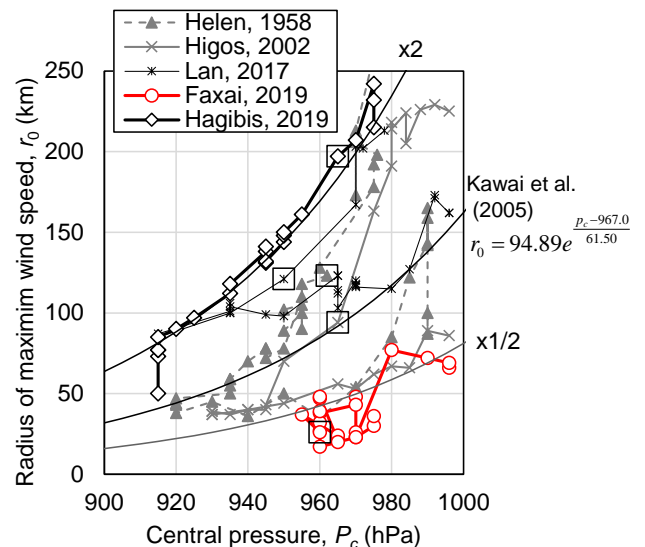


図-2.4 中心気圧と最大風速半径の関係，横軸：中心気圧，縦軸：最大風速半径，中央の曲線は経験式（河合ら，2005）

ときの最大風速半径を示したものである。最大風速半径の小さな 1915 号がこの位置にさしかかった時に、東京湾南部 a と湾口 b は台風を中心から見て 120 度ほど異なる方位にあり、これら 2 地点では風向が大きく異なることが読み取れる。それに対し、最大風速半径の大きな 1919 号では、30 度ほど異なる方位である。

この最大風速半径の違いが風速分布にどう現れるかを知るために、中心気圧を 960 hPa とし、最大風速半径が台風 1915 号と同じ 26 km、この中心気圧に対する既往台風の平均値（河合ら、2005）である 85 km、平均値の 2 倍で 1919 号に近い 169 km を例に、Myers の気圧と風速（傾度風成分のみ、風速低減係数は 0.67）の分布を求めたものが

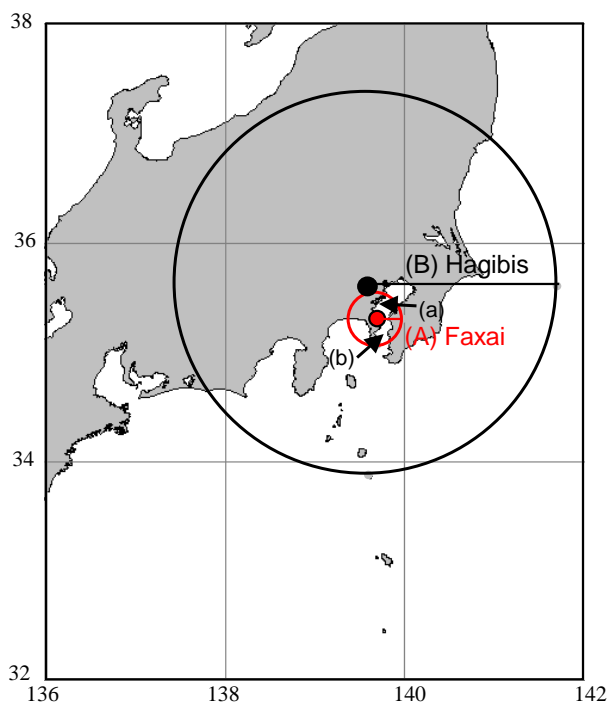


図-2.5 台風 1915 号と 1919 号の最大風速半径と東京湾の大きさ、凡例の(A)は 1915 号、(B)は 1919 号

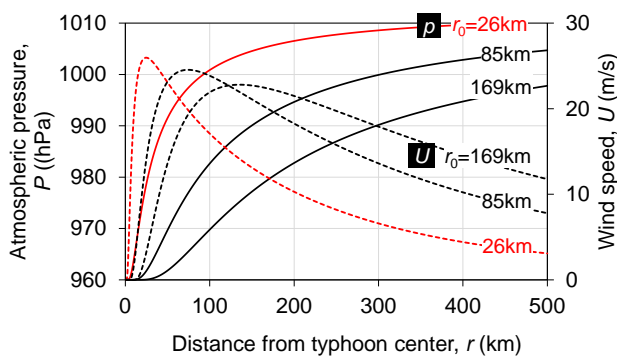


図-2.6 様々な最大風速半径による気圧と風速の分布、横軸：中心からの距離、左軸：気圧、右軸：風速

図-2.6である。最大風速半径が小さいと、風速の大きな領域が中心に寄った狭い範囲に限られる。このことは、台風のコースの近傍に位置する地点では、台風の進行に伴って風速が急変することを意味する。ただし、風速の最大値は、気圧勾配に単純に比例するものではなく、最大風速半径が 26 km と 169 km とでも 14% 程度の違いに過ぎない。

2.2 気圧・風の観測値

台風 1915 号の気象場を確認するために、気象庁と横須賀市消防局が観測した陸上の気圧と風に加え、関東地方整備局が第二海堡、海上保安庁が海ほたる、東京都が東京港で観測した海上の風速・風向も取得した（東京港は 1 時間間隔、海ほたるは 30 分間隔、その他は 10 分間隔）。これらの位置は、図-2.7 に示すように、東京湾を中心に、相模湾周辺にも及んでいる。

図-2.8 に海面気圧の経時変化を示す。大島では 9 日 0 時過ぎに最低気圧を記録し、その他の観測所も台風の進行に応じた時刻に記録した。台風を中心の経路のそばに位置した伊豆大島、横須賀、千葉では最低気圧が 960 hPa 程度であり、気象庁ベストトラックの中心気圧と大差ない。経路から少し離れた網代や館山では、中心気圧より 20 ~ 30 hPa 高く、台風がこれらの観測所に最接近したときの距離が約 30 km であることは、図-2.6 の $r_0=26$ km の線に合っている。

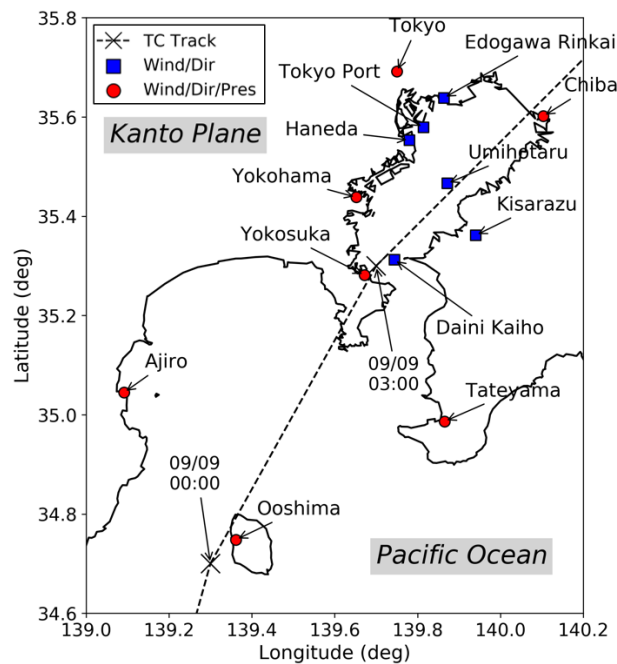


図-2.7 気象観測所の位置、横軸：経度、縦軸：緯度、点線：台風の経路、四角印：風速・風向、丸印：風速・風向・気圧

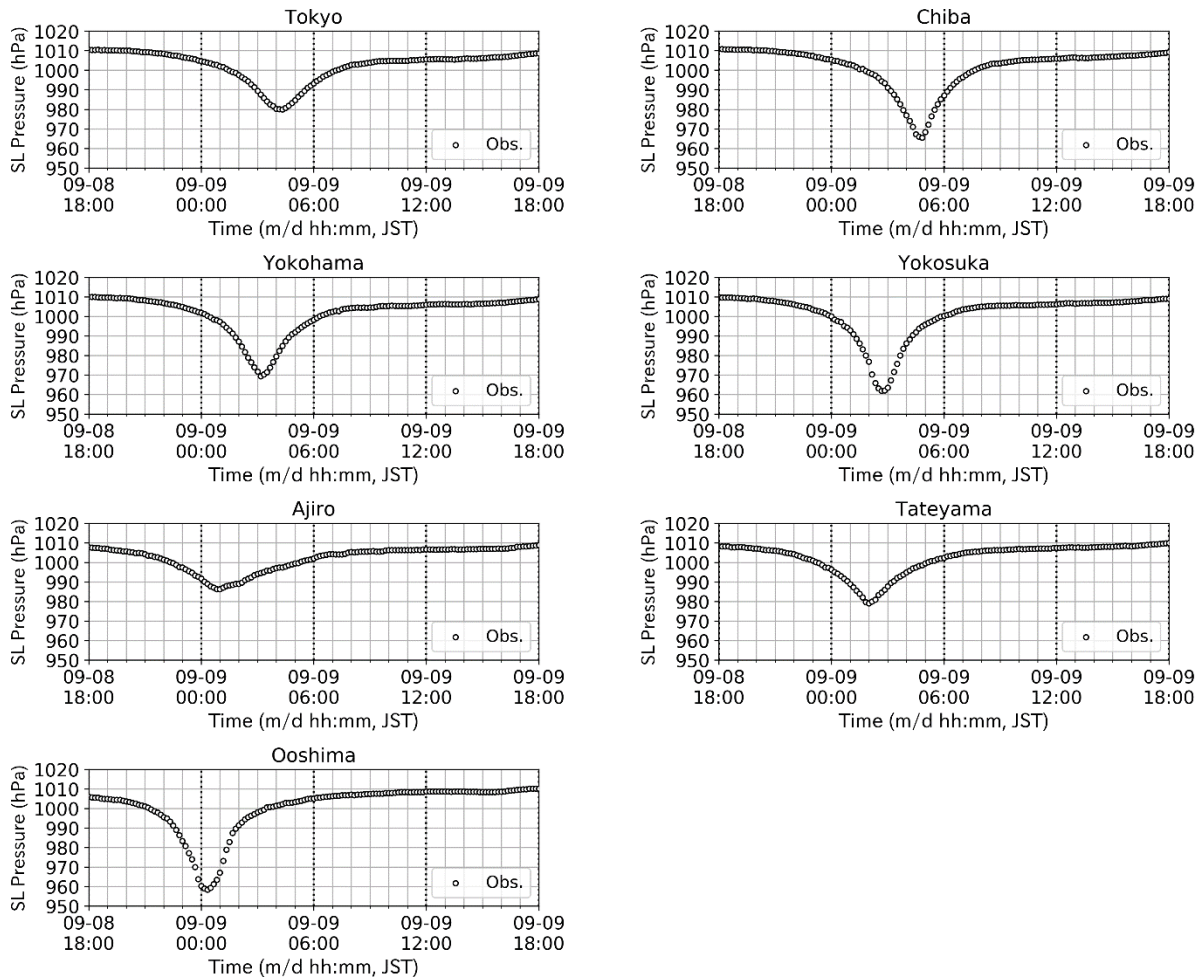


図-2.8 海面気圧の経時変化，横軸：時刻，縦軸：海面気圧，地点：左上から順に東京，千葉，横浜，横須賀，網代，館山，大島

図-2.9は10m高度の風速の経時変化を示す。観測値は生の値ではなく、観測機器の設置高さに対して1/7乗則を用いて高度補正したものである。最大風速としては、海上の第二海堡と沿岸の羽田で35m/s程度を記録した一方、陸上の横須賀や横浜では20m/s程度に留まった。経時変化に見られる特徴として、台風を中心付近が通過した大島、第二海堡、海ほたる、千葉で明確なピークが2度あったことが挙げられる。羽田や江戸川臨海では、2度のピークが明確でなく、台風を中心から離れていたことを裏付けている。

図-2.10に風向の経時変化を示す。東京湾周辺においては、9日0時ごろまでE~NE系の風向が卓越しているが、台風の接近に伴ってN系に変化し、通過後はW~SW系を記録した。台風を中心付近に位置した第二海堡や海ほたるでは、台風の通過に伴って風向がE系からW系に急変した。

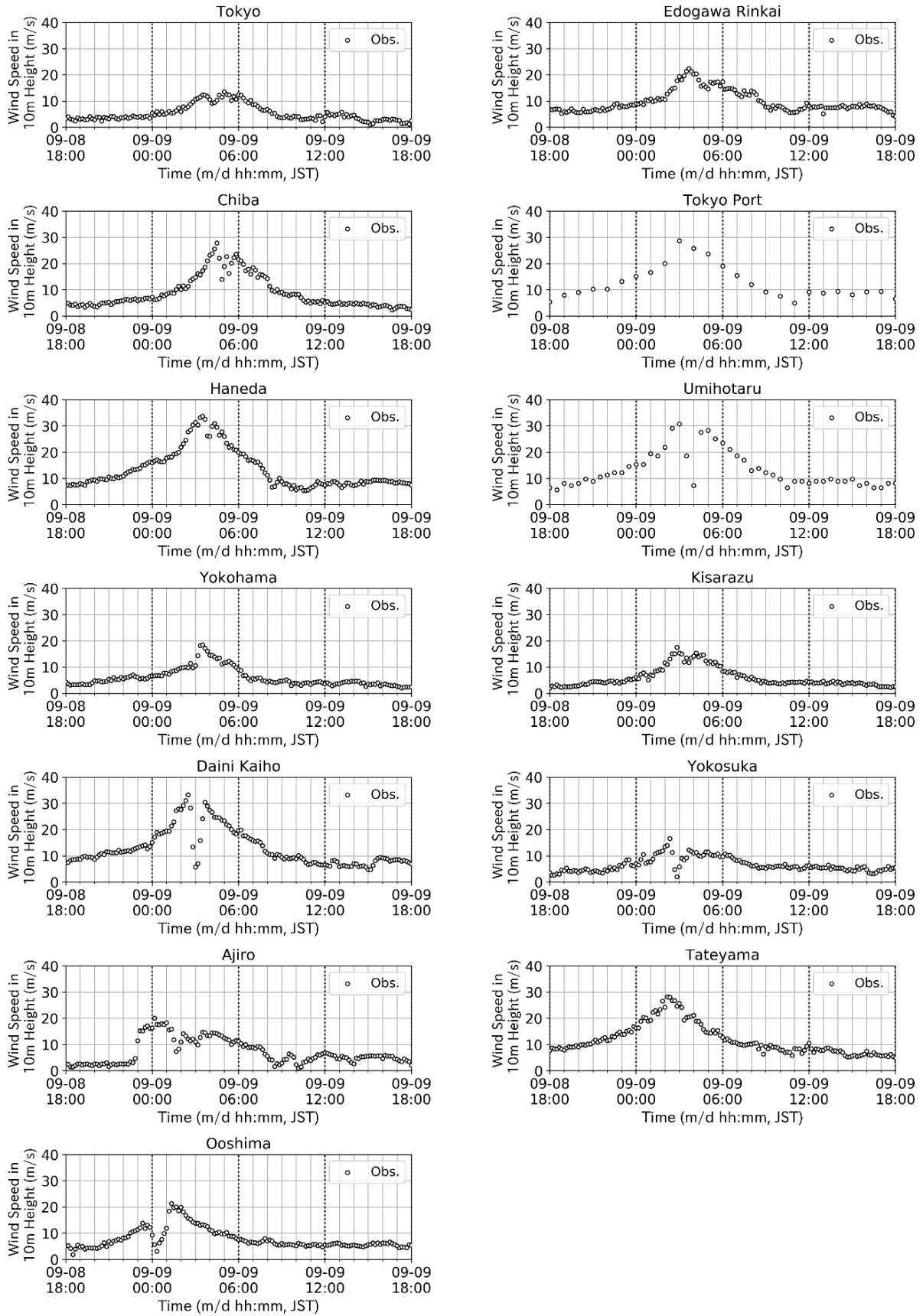


図-2.9 10m 高度の風速の経時変化，横軸：時刻，縦軸：風速，地点：左上から順に東京，江戸川臨海，千葉，東京港，羽田，海ほたる，横浜，木更津，第二海堡，横須賀，網代，館山，大島

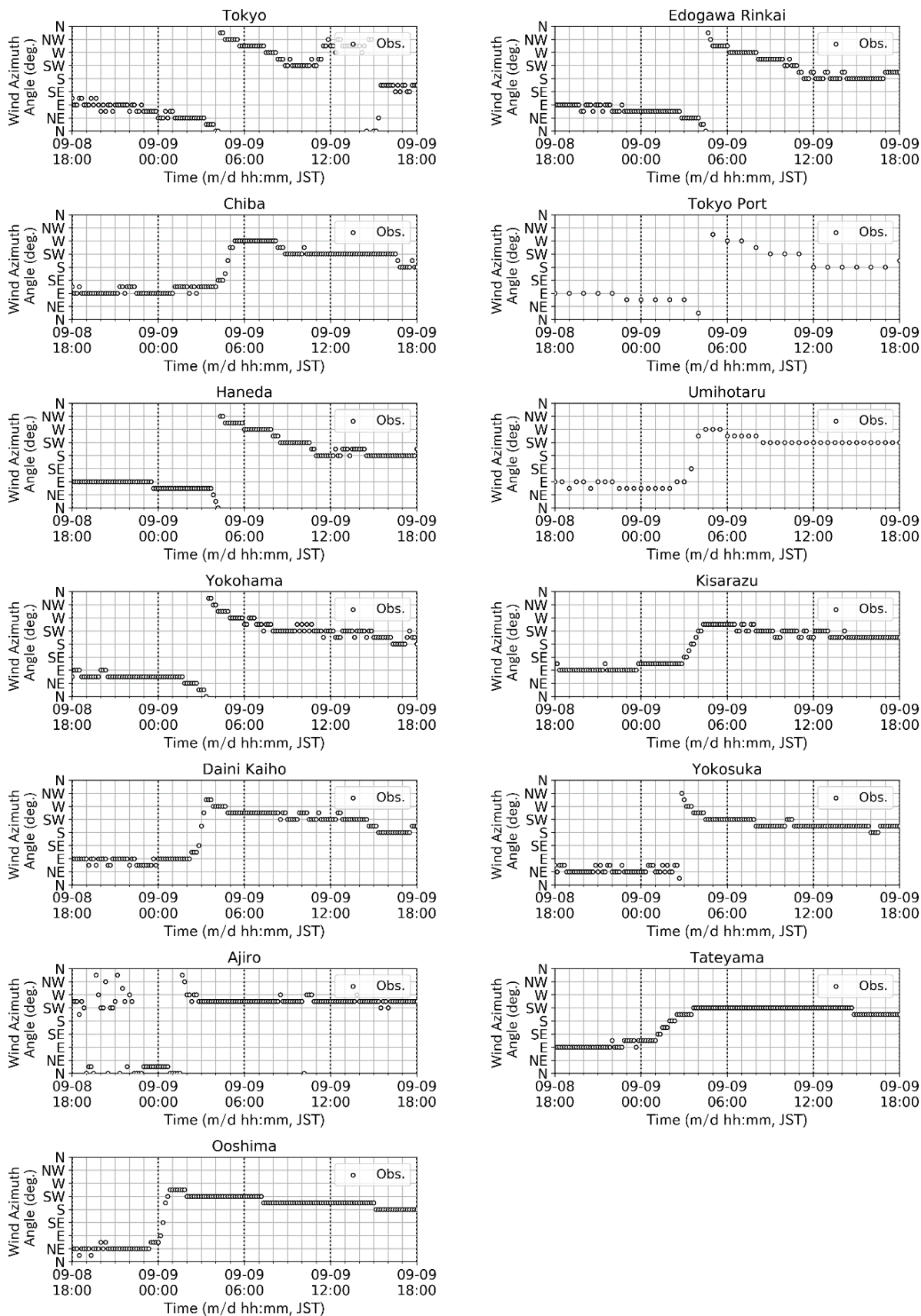


図-2.10 風向の経時変化，横軸：時刻，縦軸：風向き，地点：左上から順に東京，江戸川臨海，千葉，東京港，羽田，海ほたる，横浜，木更津，第二海堡，横須賀，網代，館山，大島

2.3 潮位の観測値

台風1915号によって生じた高潮の状況を把握し、3章の高潮推算の検証に用いるために、潮位の観測データを取得した。対象とした検（験）潮所は、海上保安庁による千葉、横浜、横須賀、気象庁による晴海、布良、小田原、伊東、岡田、国土地理院による油壺、港湾空港技術研究所による久里浜の計10地点であり、その位置を図-2.11に示す。気象庁と海上保安庁の検（験）潮所については、60分潮の調和定数が公表されており、これを用いて天文潮位を推算した（田中ら、2007）。その他については、各地点の各月で、最小二乗法による13分潮を用いた調和解析（村上、1981）を行って天文潮位を推定した。そして、その求めた天文潮位を潮位から差し引くことで潮位偏差を求め、さらに10分間の移動平均をかけた。

図-2.12に各地点の潮位偏差の経時変化を示す。ただし、潮位偏差のゼロ線をずらして描いた。ハッチした時間帯は、台風1915号が三浦半島を通過する直前の9日2時から千葉に上陸する9日5時までである。最大潮位偏差の起時を見ると、低緯度に位置する岡田と伊東で最も早く、そこから千葉に至るまで、概ね台風の進行に伴って出現している。ただし、横浜と晴海では、第1ピークが出現した9日3時頃の3時間後にあたる6時頃に最大潮位偏差が出現し

た。これは、千葉で最大潮位偏差を記録した9日5時より1時間ほど遅く、この頃に台風は中心が茨城県まで移動して勢力が減衰していた。2.2節で述べた風の観測記録でも、この頃には東京湾付近において風速が20 m/s程度まで減少し、風向がE系からW系に変わったことから、晴海と横浜の最大潮位偏差が風と気圧によって生じたとは考えにくい。気象場ではなく、他の要因によって生じたものと考えられる。こうした潮位偏差の時間変化は、台風8506号の高潮でも報告され（小西ら、1986）、副振動に着目した基礎的検討はなされているが、詳細は分かっていない。

最大潮位偏差の値は、東京湾内の晴海と千葉で1 mを超え、横浜と横須賀では0.9 m程度、湾外に位置する布良では1 mを超えた。相模湾に面した検潮所では最大で0.6 m程度となった。湾奥部では、最大潮位偏差の起時から約6時間後にあたる9日12時頃にも潮位偏差の極大値が出現している。これは、岩本・高川（2017）も指摘したように、東京湾の副振動の第1モードに該当すると考えられる。この振動モードは、東京湾の湾奥が腹、観音崎と富津岬を結ぶ線が節となったもので、湾内部の水位が同位相で振動するものである。その様子は、千葉から横須賀に至る潮位偏差の波形によく表れており、これらの地点全てで9日12時頃に極大となっている。

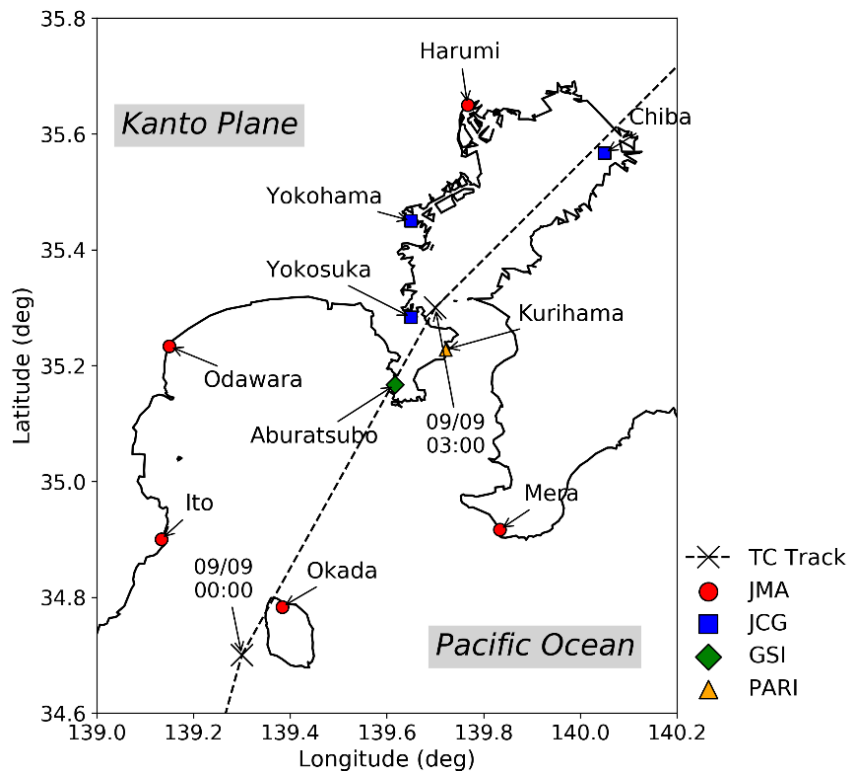


図-2.11 取得対象とした検（験）潮所の位置，横軸：経度，縦軸：緯度，点線：台風経路，丸印：気象庁，四角印：海上保安庁，ひし形印：国土地理院，三角印：港湾空港技術研究所の観測所

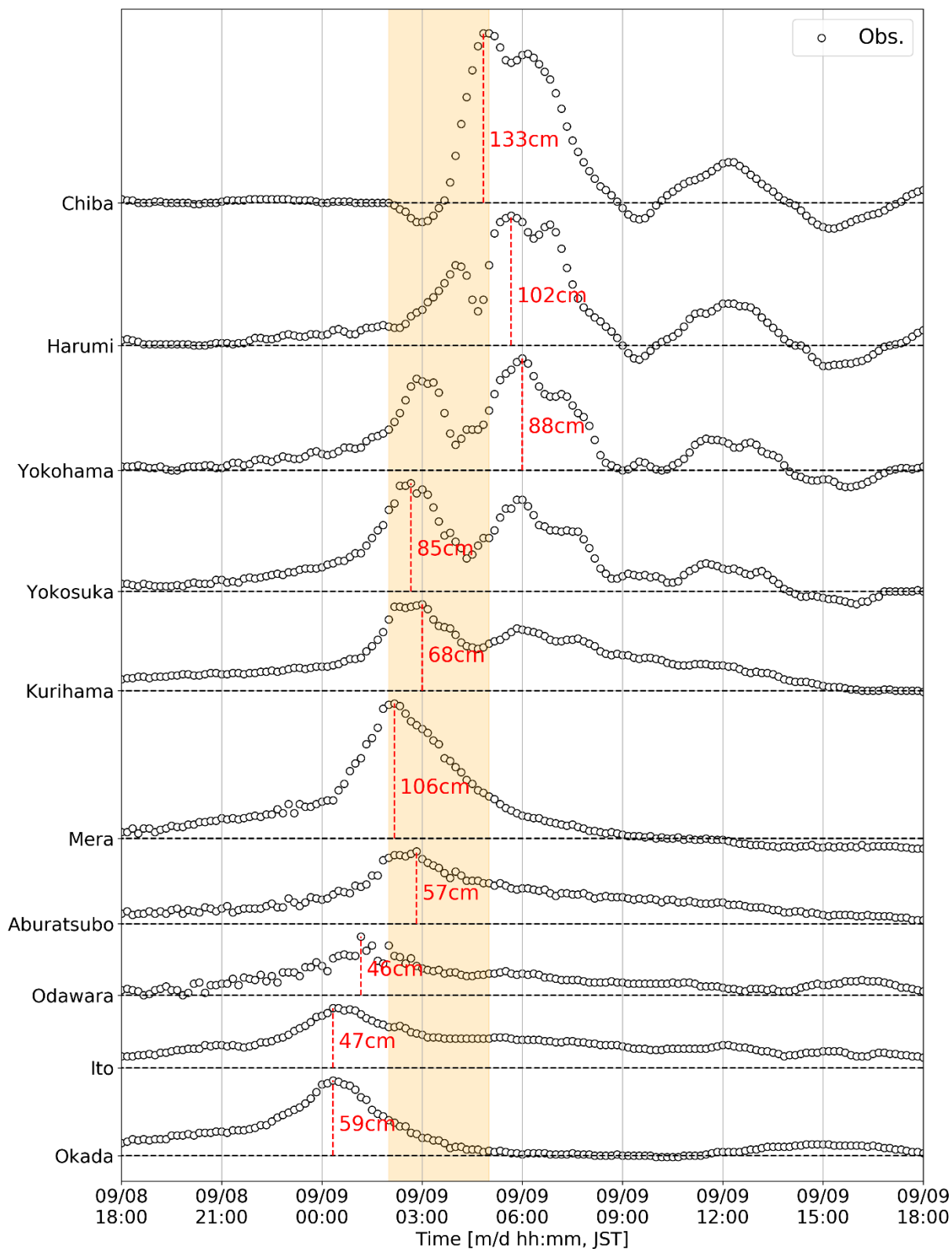


図-2.12 東京湾及び相模湾での潮位偏差，横軸：時刻，縦軸：検潮所，ハッチ：台風の通過直前時から上陸後までの時刻

2.4 波浪の観測値

台風1915号来襲時の東京湾内の波浪の発生状況を観測データで示す。図-2.13は、東京湾内における波浪観測地点を示したもので、ナウファス第二海堡は富津岬の約2km先の人工島(第二海堡)の南に位置する全国港湾波浪観測情報網(ナウファス)の観測地点の一つであり、東京港波浪観測所は湾奥部の西岸に東京都が設置した観測地点である。各観測地点の観測諸元を表-2.1に示すが、その詳細については、それぞれ国土交通省および東京都港湾局のウェブサイトを参照されたい。

図-2.14はナウファス第二海堡および東京港波浪観測所での有義波の時系列変化を示したものである。台風接近に伴い、9月8日の夜頃から波高が急激に増加し始め、ナウファス第二海堡及び東京港波浪観測所ではそれぞれ3.27m(9月9日2時40分;超音波による正常観測)および3.39m(同日4時;超音波欠測のため水圧補正值)の最大有義波高を観測した。ただし、図から分かるように、所々、データの抜け(観測の欠測)があり、実際の波高は

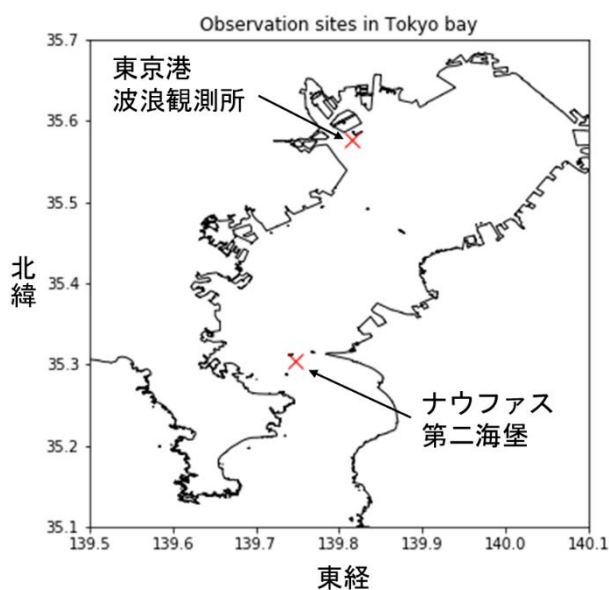


図-2.13 東京湾内の波浪観測位置図

表-2.1 東京湾内の波浪観測地点の観測条件

地点名	位置	水深	備考
ナウファス第二海堡	北緯 35 度 18 分 13 秒 東経 139 度 44 分 50 秒	31.8 m (C.D.L. 基準)	国土交通省港湾局, 海象計, 観測頻度: 20 分間隔
東京港波浪観測所	北緯 35 度 43 分 02 秒 東経 139 度 45 分 09 秒	14.0 m (A.P. 基準)	東京都港湾局, 海象計, 観測頻度: 1 時間

不明である。なお、ナウファス第二海堡での最大有義波高 3.27 m は、2011 年の台風 1115 号による既往最大有義波高 2.78 m を約 50 cm 更新するものであった。また、東京湾外で近隣のナウファス下田では、2019 年 9 月 8 日 23 時 20 分に 4.59 m, 9.8 s の最大有義波(水圧補足)を観測したが、台風 1721 号による既往最大有義波(10.30 m, 15.0 s)を大きく下回る値であった。

図-2.15はナウファス第二海堡で、方向スペクトルの演算に必要な全観測項目が超音波によって正常に観測できた内、最大有義波高 2.71 m を観測した 9 月 9 日 3 時 0 分の方向スペクトルを示したものである。図から分かる

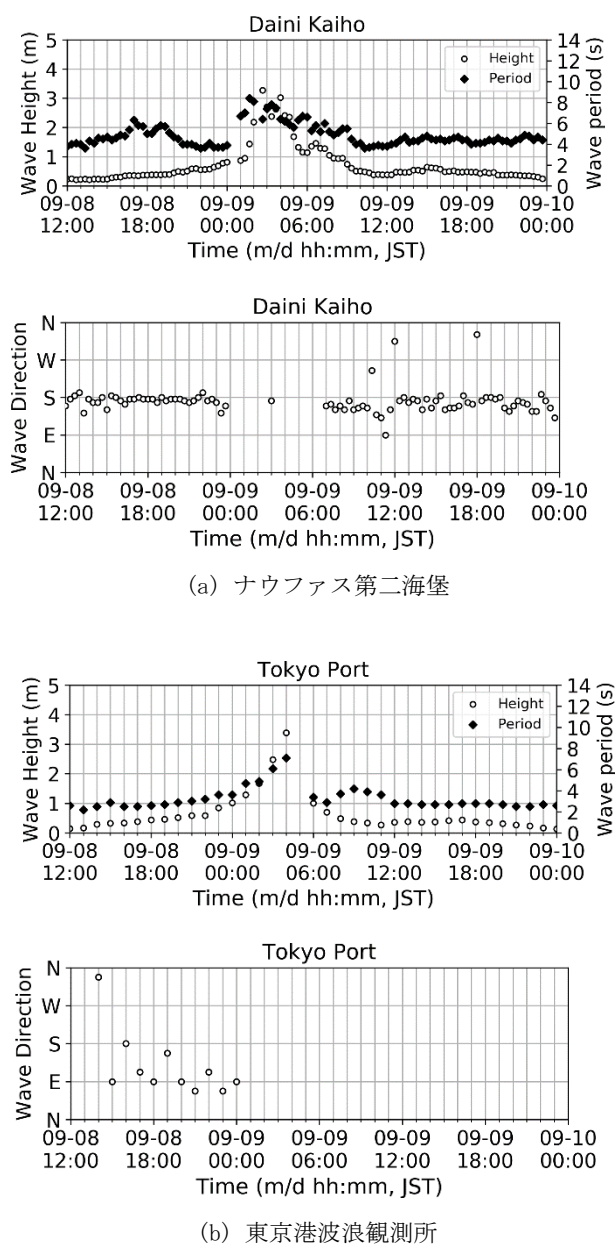


図-2.14 台風1915号来襲時における東京湾内の有義波の観測値(上から、波高・周期、波向)

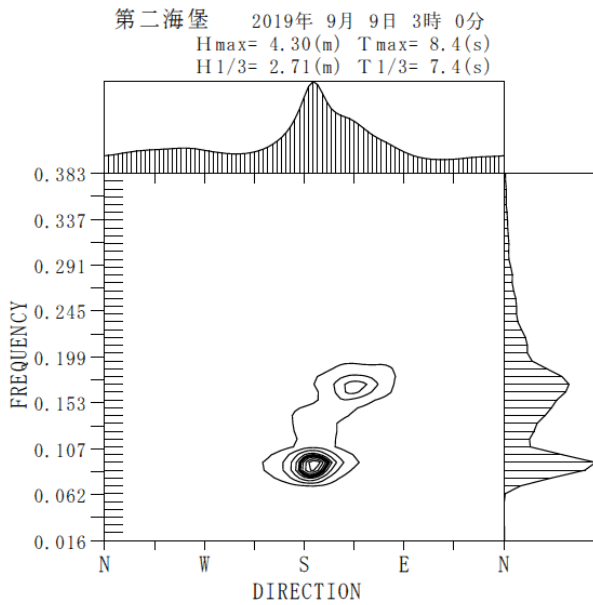


図-2.15 ナウファス第二海堡における方向スペクトル
 (2019年9月9日3時0分), 横軸: 方向, 縦
 軸: 周波数

ように, S 方向の顕著なエネルギーピーク (周期 12 s 程度) に加え, SE 方向にも弱いエネルギーピーク (周期 6s 程度) を持つようなスペクトル形状になっていることが分かる. なお, ナウファス第二海堡は人工島 (第二海堡) の南側に位置しているため, N 系の波は遮蔽されることに注意が必要である.

3. 東京湾の気象場・高潮の推算

2019年に東京湾に来襲した台風1915号と1919号には、強風域半径が前者は約200kmと小ぶりであり後者は500kmを超える、という対照的な性質があった。そのうち1915号は、図-3.1に示す過去60年間に顕著な高潮をもたらした台風群でも、中心気圧が960hPaで東京湾直上を通過した珍しい事例である。近年では、高潮や波浪の推算の実務にも、気象庁のメソ数値予報モデルGPVの一つであるMSM（平面の格子間隔：5km，時間間隔：1km）が使われるようになったが、それが小ぶりの台風の構造をどこまで再現できるのか、また、その再現性が高潮の再現性にどのように影響するか、について確認しておく必要がある。

そこで本研究では、MSMによる台風1915号と1919号の気象場の再現性を確認するとともに、1915号の高潮をMSM，領域気象モデルWRF（Skamarock et. al, 2008），経験的台風モデル（以下ではETM）という様々な気象場を用いて比較計算した。

なお、本稿は、岩本・河合（2020）をもとにしたものである。

3.1 様々な気象モデルによる気象場の推算

(1) MSM

MSMの総観スケールの再現性を確認するために、その海面気圧を観測値と比較した。1915号では伊良湖（愛知県）～大船渡（岩手県）の24地点で9月7日21時～9月9日21時，1919号では潮岬（和歌山県）～宮古（岩手県）

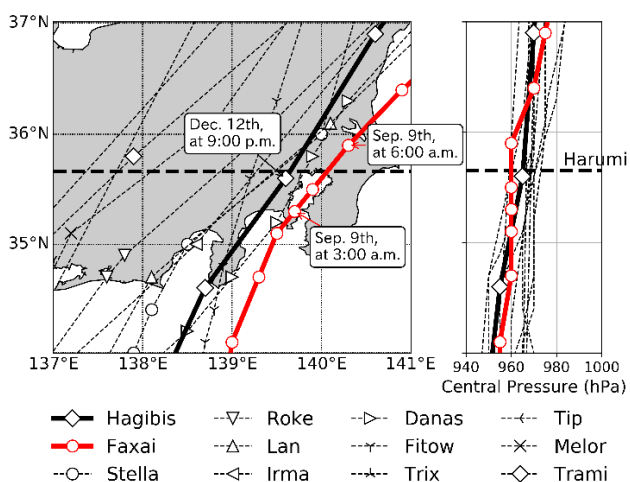


図-3.1 東京湾で顕著な高潮が発生した台風群，凡例の1行目は台風1919号，1115号，0115号，7920号，2行目は1915号，1721号，0709号，0918号，3行目は9805号，8506号，6524号，1824号

の32地点で10月11日9時～10月13日9時について、それぞれ毎時値を取得した。そして、各地点について、台風中心から200km以内にある時間帯に絞ってMSMの誤差を算出し、その二乗平均平方根誤差RMSEと最大絶対誤差MAEを算出した。その結果、RMSEは、1915号でも1919号でも、また何れの地点でも、3hPa以下となり、MSMの再現性が高い印象を与える。ところが、MAEを調べてみると、図-3.2に示すように、1915号では、台風中心から30km以内の全ての地点で10hPaを上回っていた。1915号が東京湾に接近した際の最大風速半径は30km程度であり、最大風速半径より内側でMSMの再現性が低い。

その台風1915号の中心近傍の風場の再現性をより詳しく調べるために、台風中心の経路に近い横須賀，第二海堡，海ほたる，千葉を選び、図-3.3のようにMSMと観測による風速を比較した。ここに、観測風は1/7乗則で10m高度の風速に換算したものである。観測値には、9日3時頃から5時頃にかけて台風の中心付近が通過したことによる風速の急激な変化が現れている。MSMにもその変化は現れているが、千葉ではピークが著しく低い。第二海堡の第1ピークの起時は、観測値では9日2時半頃なのに対してMSMでは2時であり、2時半の風速で比較するとMSMは20m/sほど過小評価している。その主な原因は、MSMが1時間毎に出力されたものであるためである。横須賀ではピークを概ね再現できている。

台風1915号が東京湾を通過したときの気圧場の再現性をより詳しく確認するために、神奈川県横須賀市消防

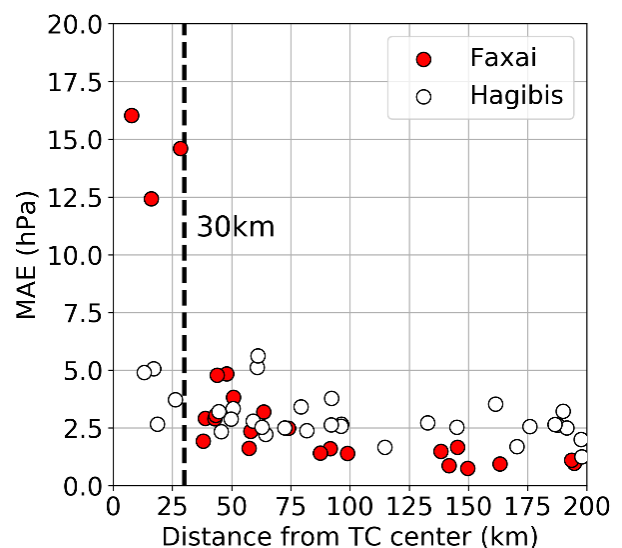


図-3.2 台風中心の接近距離とMAEの関係，横軸：台風中心からの距離，縦軸：最大絶対誤差，凡例は上から台風1915号，1919号

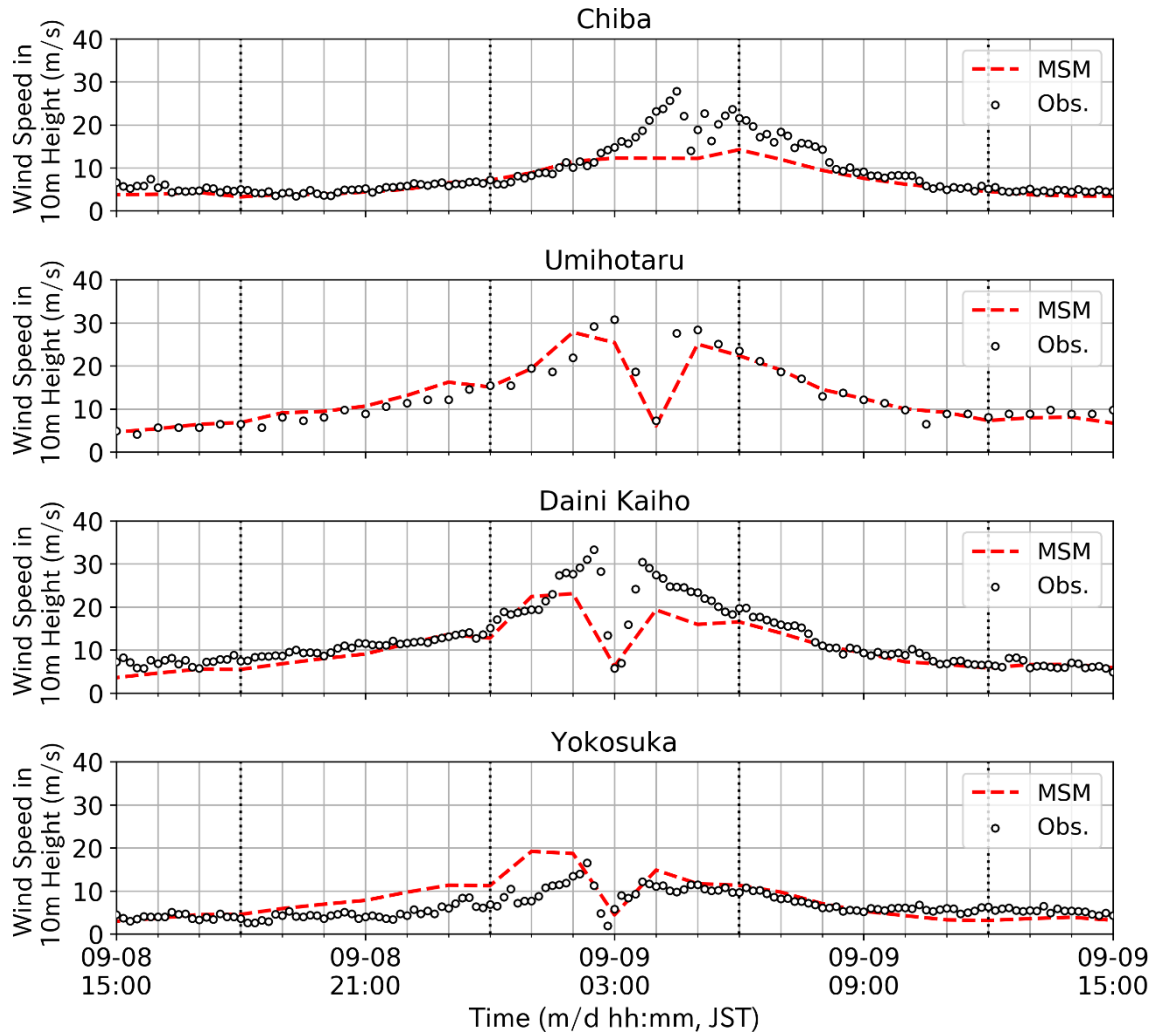


図-3.3 台風191号の風速の再現性，横軸：時刻，縦軸：10m高度の風速，破線：MSM，○印：観測値，

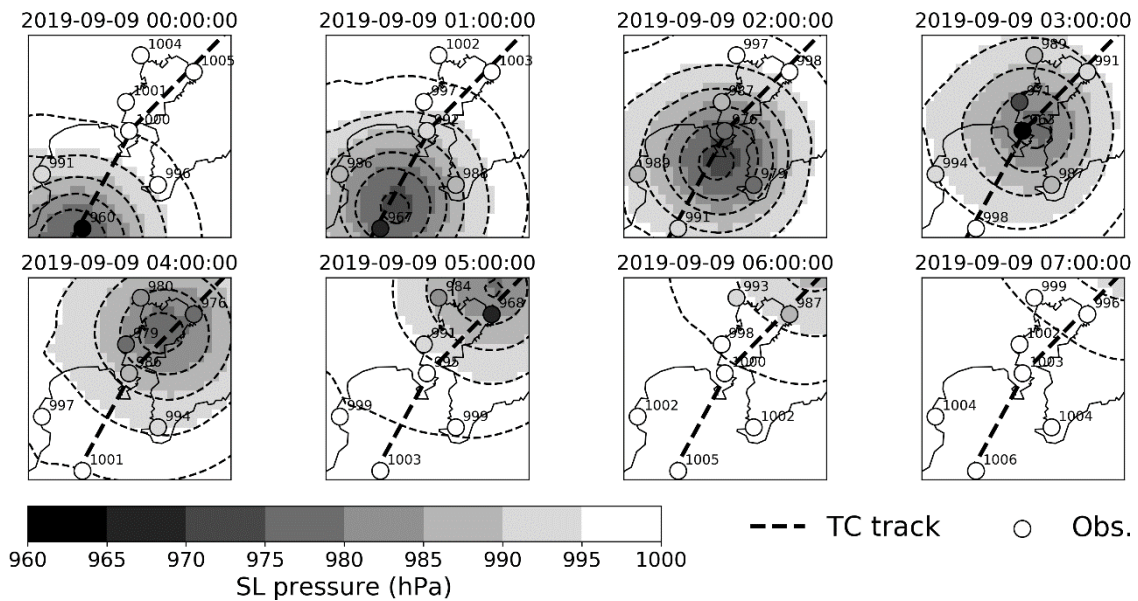


図-3.4 台風191号の海面気圧の空間分布，塗色の濃淡：海面気圧，破線：台風経路，丸印：観測値

局など7地点の観測値と比較した。図-3.4に示す通り、各時刻においてMSMの海面気圧は、台風を中心から離れたところでは観測値と概ね一致し、中心付近では過大評価している。その一因として、MSMの格子間隔が5kmと、1915号の中心近傍の物理過程を解像するには粗かったことが考えられる。既往研究（例えば、Gentry and Lackmann, 2010）には、気象モデルの格子間隔を3kmより小さくすることを推奨しているものもある。

以上より、小ぶりの台風の中心付近ではMSMの再現性が必ずしも十分ではないことを確認した。

(2) WRFと経験的台風モデル

MSMの時空間解像度を高めるために、領域気象モデルWRFを用いて、格子幅を約1km、計算結果の出力間隔を10分としたダウンスケーリング計算を行った。ただし、台風ボガスの挿入はしていない。その詳細な計算条件は表-3.1の通りである。境界値として用いたMSMから値が大きく乖離し、台風経路に誤差が生じることを避けるために、Spectral Nudgingを用いた。ナッジング係数の値と同化対象とする鉛直層については、テスト計算を繰り返して決定した。

その一方で、移動座標系で超傾度風を考慮した経験的台風モデル（Mitsuta and Fujii, 1987）、

$$U_G = \left\{ -\frac{rf - V_T \sin \beta}{2} \right.$$

$$\left. + \sqrt{\left(\frac{rf - V_T \sin \beta}{2}\right)^2 + \frac{\Delta P}{\rho_a r_0} \exp\left(-\frac{r}{r_0}\right)} \right\} \quad (3.1)$$

でも気象場を求めた。ここに、 U_G は自由大気での風速、 V_T は台風の進行速度、 β は台風を中心からみた方位である。風速低減係数（海上風と自由大気の風速の比率）は、

$$C = C_\infty + (C_p - C_\infty) \left(\frac{X}{X_p}\right)^{k-1} \cdot \exp\left\{\left(1 - \frac{1}{k}\right)\left[1 - \left(\frac{X}{X_p}\right)^k\right]\right\} \quad (3.2)$$

により与えられ、 $C_\infty=2/3$ 、 $k=2.5$ 、 $X=r/r_0$ 、 $X_p=0.5$ である。既往研究（河合・川口, 2007）にならって、風速低減係数の最大値 C_p には、

$$C_p = \min\left\{\frac{2}{3}\left[1 + 10^{(0.0231\Delta p - 1.95)}\right], 1\right\} \quad (3.3)$$

を用いたが、東京湾周辺では1に達しなかった。吹き込み角は30度とした（以下ではETM）。

ただし、事前検討において、陸域の影響を考慮していないETMの風場で高潮を推算すると、湾奥の晴海では強い吹き返しによって潮位偏差が増加せずに減少する結果が得られた。そこで、陸域による風速の低減効果を考慮するために、既往研究（橋本ら, 2000）を参考にして、風の到来方向における海のセルの個数に応じて風速低減係数の値が変化するように補正した。すなわち、海上風速 V_{super} を次式によって与えた。

$$V_{super} = C_{land} C_1 U_G \quad (3.4)$$

$$C_{land} = \frac{N}{25}(1 - 0.5) + 0.5 \quad (3.5)$$

ここに、 C_1 はいわゆる風速低減係数で、陸上地形の影響

表-3.1 WRFの計算条件

期間	2019年9月7日21時～9月10日8時
計算領域	第1領域：北緯22.45度～39.95度，東経135.0度～150.0度 第2領域：北緯32.38度～36.37度，東経137.4度～142.4度
格子幅(度)	第1領域 (dx, dy) = (0.0625, 0.05) 第2領域 (dx, dy) = (0.0125, 0.01)
鉛直層数	35
地形	数値地図10mメッシュ標高データ
土地利用	国土数値情報 ・土地利用細分メッシュ ・都市地域土地利用細分メッシュ
初期/境界値	・MSM-GPVの解析値(3時間毎) ・NCEP FNL(土壌の情報など)
SST Update	あり(3時間毎)
ナッジング	Spectral Nudging(3時間毎) ・第一領域：全層 ・第二領域：接地境界層より上層 ・同化対象とした空間スケール ≈ O(600 km)
積雲過程	第1領域のみ積雲パラメタリゼーションを使用

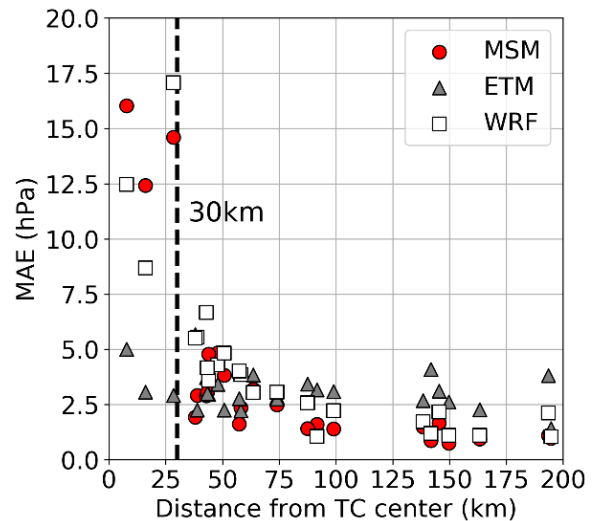


図-3.5 台風中心の接近距離とMAEの関係，横軸：台風を中心からの距離，縦軸：最大絶対誤差

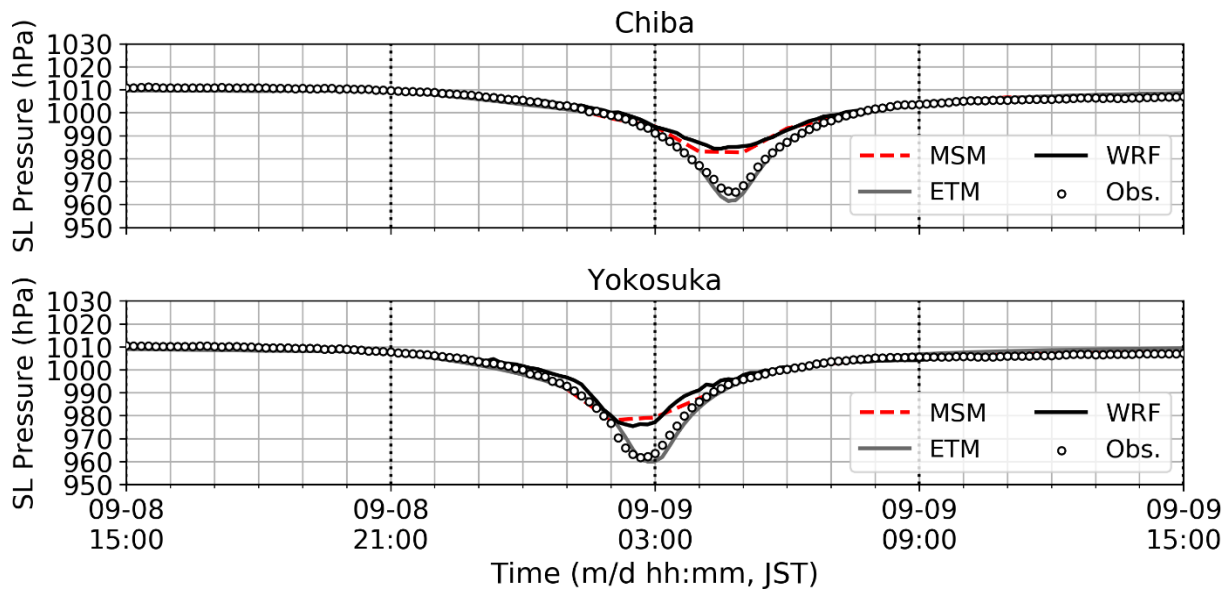


図-3.6 台風1915号の海面気圧の経時変化，横軸：時刻，縦軸：海面気圧，凡例のObsは観測値

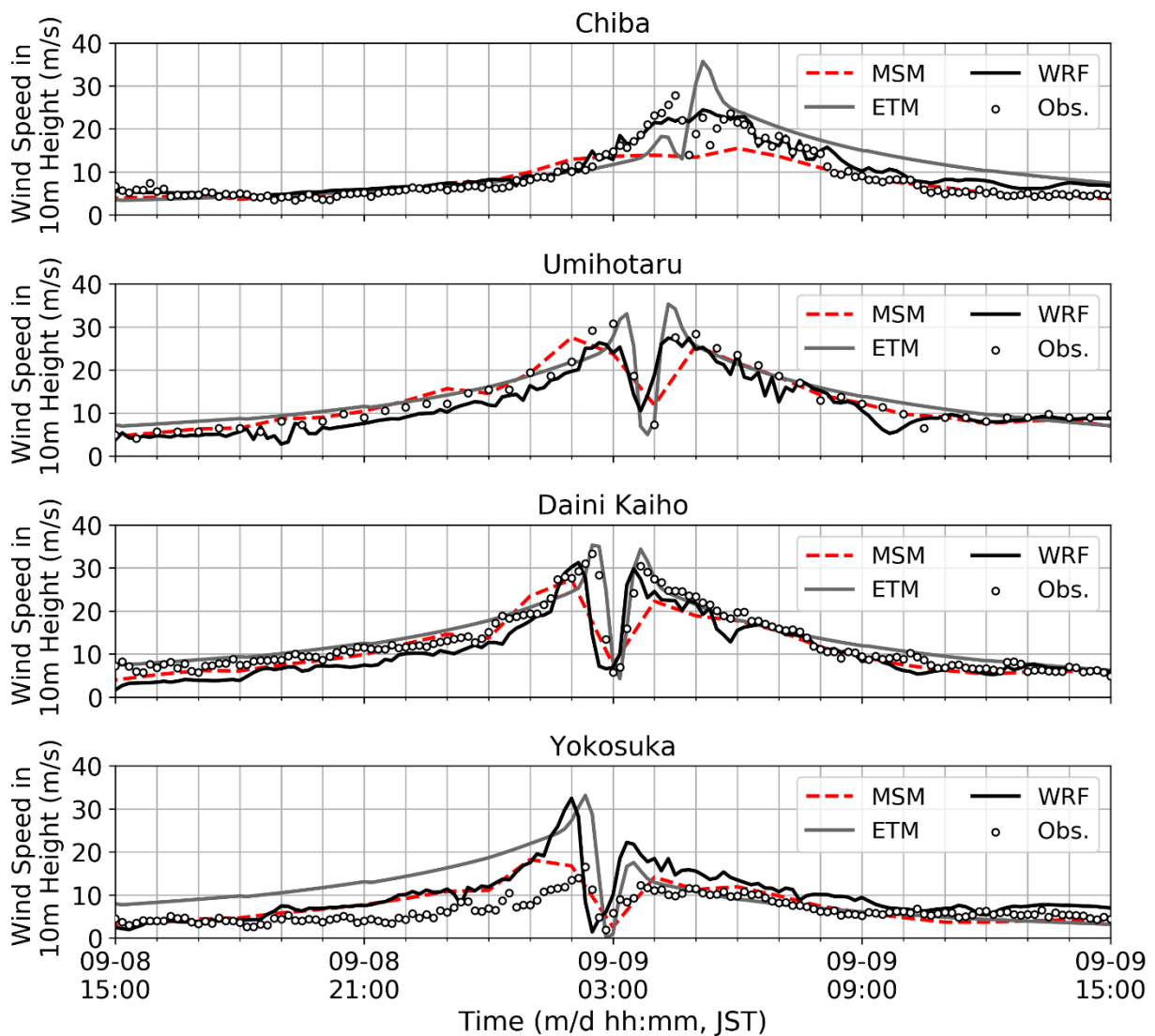


図-3.7 台風1915号の海上風速の経時変化，横軸：時刻，縦軸：10m高度の風速，凡例のObsは観測値

を受けない海上と自由大気での風速の比、 U_G は自由大気での風速、 N は風上側における海のセルの個数であり、風上 5 km 地点周辺の格子点 25 個の内数とした。陸上地形の影響を考慮する係数 C_{land} は、海のセルが周囲に存在しない地点 ($N=0$) では 0.5 となり、最大風速半径より十分に離れた地点では、自由大気での風速 U_G にかかる係数の積 $C_{land} C_1$ が 0.3 程度になるように設定した。

(3) 各気象モデルの精度

図-3.5 は、図-3.2 に倣って、台風 1915 号の MSM, WRF, ETM による海面気圧の最大絶対誤差 MAE を示す。WRF の気圧は、MSM から乖離し過ぎないように計算を拘束したことで MSM からさほど変化していない。一方、ETM は台風の中心近傍においても再現性は低下せず、その MAE は最大でも 5 hPa 程度である。

図-3.6 は台風経路に近い横須賀と千葉における海面気圧の経時変化であり、ETM が良好に再現する一方で、WRF は MSM からほとんど改善が見られない。

図-3.7 に海上風速の経時変化を示す。海面気圧と異なり、WRF と ETM は台風の中心付近でも海上風速の急激な変化を比較的良く再現している。WRF は、MSM に比べて、千葉では全体的に風速を高め、海ほたると第二海堡では周期が 1 時間未満の変化が入ることで、それぞれ観測値に近づいた。その一方、横須賀では、観測値を大幅に上回り、9 日 2 時頃には 15 m/s ほど過大評価している。その原因としては、この地点が内陸であること、風速が極小となる時刻が観測値と比べて若干早いことから台風の経路あるいは進行にも誤差があったこと、が考えられる。ETM は、毎時の台風の中心の位置や気圧、周辺の気圧の観測値からパラメータを設定しており、風速の極大・極小の値やその起時は、海ほたるや第二海堡といった海上の地点において、観測値とよく一致している。千葉や横須賀で観測値と乖離があるのは、これらの地点を囲む陸上地形の影響を考慮しきれていないことが原因と考えられる。

以上のように、最大風速半径の小さな台風 1915 号の気象場に対しては、ETM の適用性が高く、WRF によっても MSM を改善し得ることが分かった。

3.2 ROMS による高潮の推算

(1) 高潮推算の方法

高潮の推算には、領域海洋モデル ROMS (Shchepetkin and McWilliams, 2005) を用いた。ROMS は、流体運動を静水圧・Boussinesq 近似し、地形に適合した座標系 (水平方向: 直交曲線座標系, 鉛直方向: σ 座標系) で構築した 3 次元流動モデルである。これまで実務でよく使われてきた非線形長波モデル (例えば、河合, 2010; 柴木・渡辺,

2002) に比べ、

- ①一定水深ではなく、水深に比例した、多層の分割、
- ②乱流モデル、底面せん断応力等の物理オプションを用意、
- ③水温、塩分等の移流拡散による密度変化を考慮、
- ④領域気象モデル WRF や波浪推算モデル SWAN との連成が可能 (海面熱収支過程を高度化、Wave Setup を考慮)、

という特徴があり、研究に用いられている (例えば、内山・多田, 2015; 岩本・高川, 2017; 岩本・河合, 2020; 松尾ら, 2020)。

本研究では、この ROMS に、MSM, ETM, WRF による気象場を与えて高潮の推算を行った。その計算条件の詳細を表-3.2 に示す。計算領域は、図-3.8 に示すように、第 1 領域の北西太平洋からネスティングして、第 3 領域が東京湾周辺をカバーするようにした。計算領域間の変数の受け渡しは双方向とした。初期・境界条件には水位変化・流速のない状態を与え、12 時間の助走期間を設けて数値振動を抑制した。今回の計算は基礎的検討を目的としたものであり、水温や塩分濃度は一定とし、波浪モデルとの結合も省略した。

(2) 台風 1915 号の高潮の推算結果

図-3.9 は潮位偏差の計算値と観測値を 10 分毎に比較したものである。気象場に MSM を用いると、全地点で再現性が低く、特に晴海で観測値からの乖離が大きい。ETM を用いると、第 1 ピークは概ね再現できたが、その起時には若干の遅れが見られ、台風上陸後に現れる第 2 ピークの再現性は低い。WRF を用いると、全地点で経時変化の

表-3.2 ROMS の計算条件

期間	2019 年 9 月 7 日 9 時～9 月 10 日 0 時 (助走期間 12 時間を含む)
格子数	第 1 領域: (東西, 南北) = (320, 240) 第 2 領域: (90, 75) 第 3 領域: (100, 115)
格子幅	第 1 領域: 25,000 m 第 2 領域: 5,000 m 第 3 領域: 1,000 m
鉛直層数	3
地形	第 1 領域: GEBCO2014 第 2・3 領域: 中央防災会議
領域間接続	双方向ネスティング
海岸線	数値地図 10 m メッシュ標高データ
乱流モデル	κ - ϵ モデル
底面せん断応力	底層流速の 2 乗に比例
外力の入力間隔	MSM: 1 時間毎 (その間は直線内挿) ETM と WRF: 10 分毎 (〃)

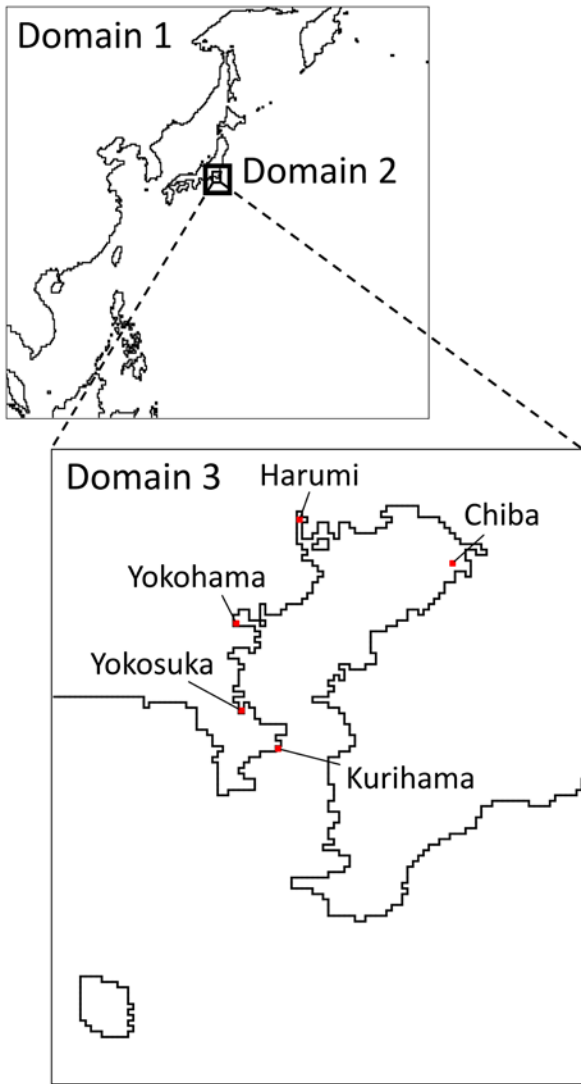


図-3.8 ROMS の計算領域, Domain とは領域

特徴をよく表し、千葉の9日3時頃の第1ピークも観測値に近い。それでも全体的には観測値より小さいため、風場はWRFのままで気圧場をETMに置き換えたものHVDで計算したところ、潮位偏差は10~20cm増加し、ピークの再現性が向上した。すなわち、小ぶりの台風1915号の高潮推算には、MSMをそのまま使うより、WRFを用いて気象場の解像度を高めるか、ETMを使う方が望ましい、という結果になった。なお、第2ピークが小さくなった一因としては、本計算で省略した海洋場の密度構造(柴木・渡辺, 2002)が考えられる。

東京湾における高潮の挙動を調べるために、HVDを用いて計算した流動場と潮位偏差の分布を図-3.10に示す。それによると、台風の接近に伴って、富津岬が位置する東岸側から海水が流入し、それが湾奥で吹き溜まった後、西岸に沿って湾口に流下した。潮位偏差の分布も台風的位置に応じて変化した。例えば、9日3時には台風の中心が横須賀付近に位置し、湾口で潮位偏差が若干大きかった。台風が北上すると湾内で吹き寄せ効果が顕著になり、4時には船橋や木更津で潮位偏差が増加し、5時に湾奥の千葉周辺で1m以上になった。一方、横浜や横須賀では、潮位偏差が減少し、さらにその後、湾奥に吹き溜まった海水が西岸に沿って流下して潮位偏差が再び増加した。図-3.9で見られた横浜や横須賀の二山のピークは、こうした流動構造を反映したものと考えられる。図-3.11に潮位偏差の最大値の分布を示す。千葉など湾奥で1.2m程度、湾口で0.6m程度であった。

台風の中心が横須賀付近にあった9日3時半に、晴海の周辺では、図-3.12に示すように、流入が顕著となって潮位偏差が増加した。千葉に上陸する直前の4時半には、海風から陸風になって潮位偏差が減少した。さらに、湾奥に吹き溜まった海水が湾口に流下した頃には、潮位偏差が再び増加した。すなわち、4時半頃から見られる潮位偏差の複雑な変化は、風向の変化や湾内の流動が重畳したことによると考えられる。

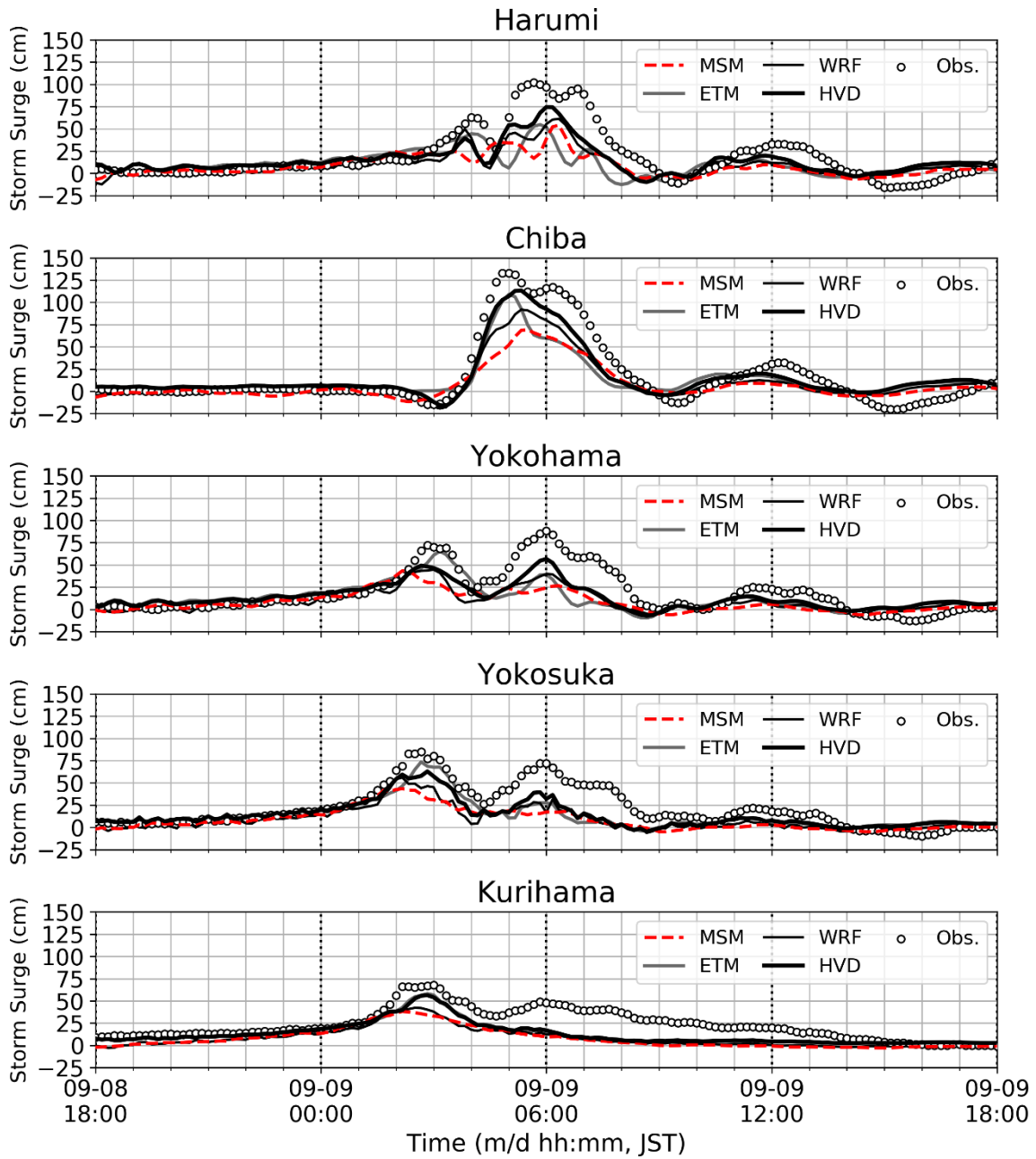


図-3.9 台風 1915 号の潮位偏差の経時変化，横軸：時刻，縦軸：潮位偏差，凡例の Obs は観測値，HVD は WRF の風と ETM の気圧の組合せ

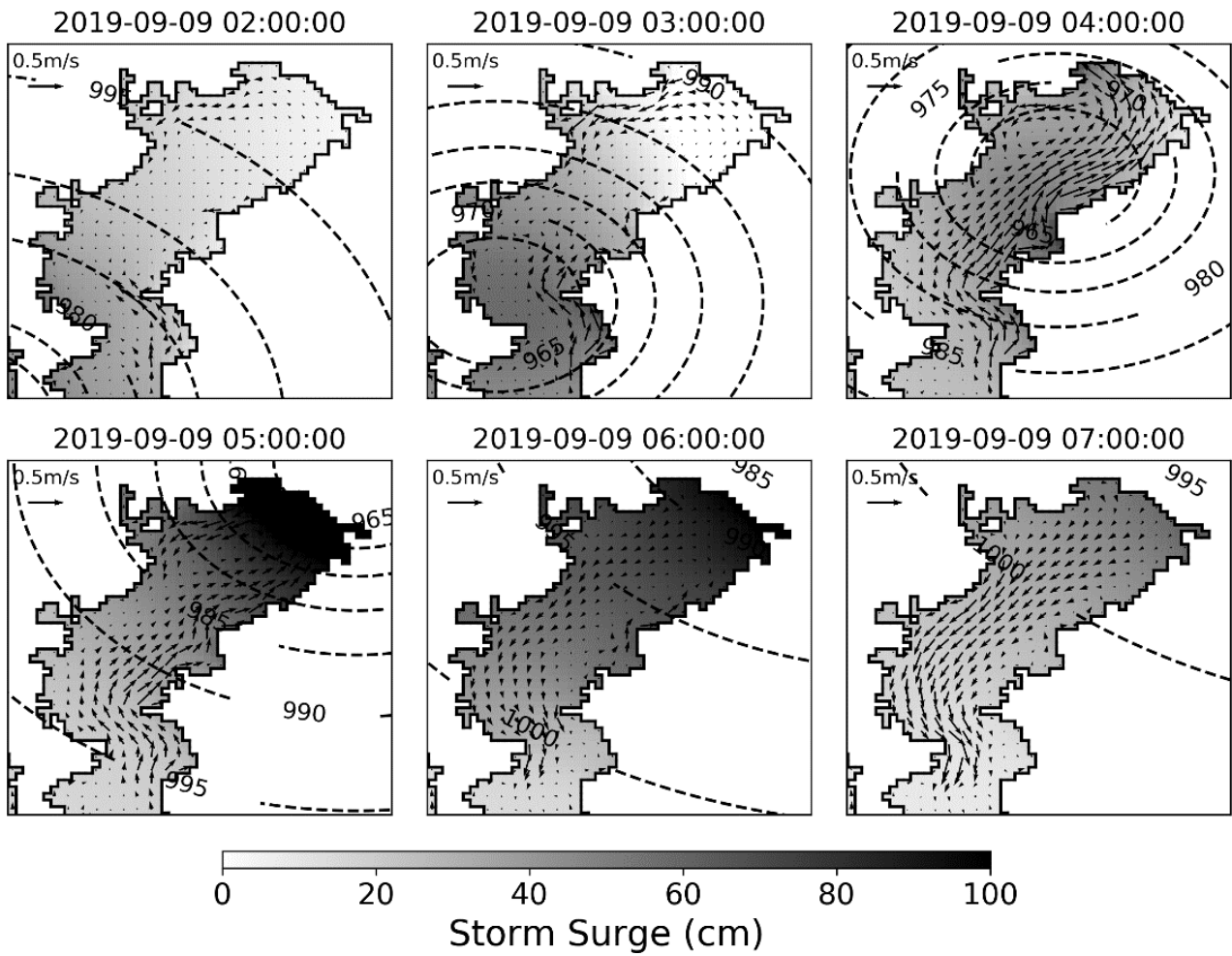


図-3.10 東京湾における流動場と潮位偏差の空間分布，塗色の濃淡は潮位偏差

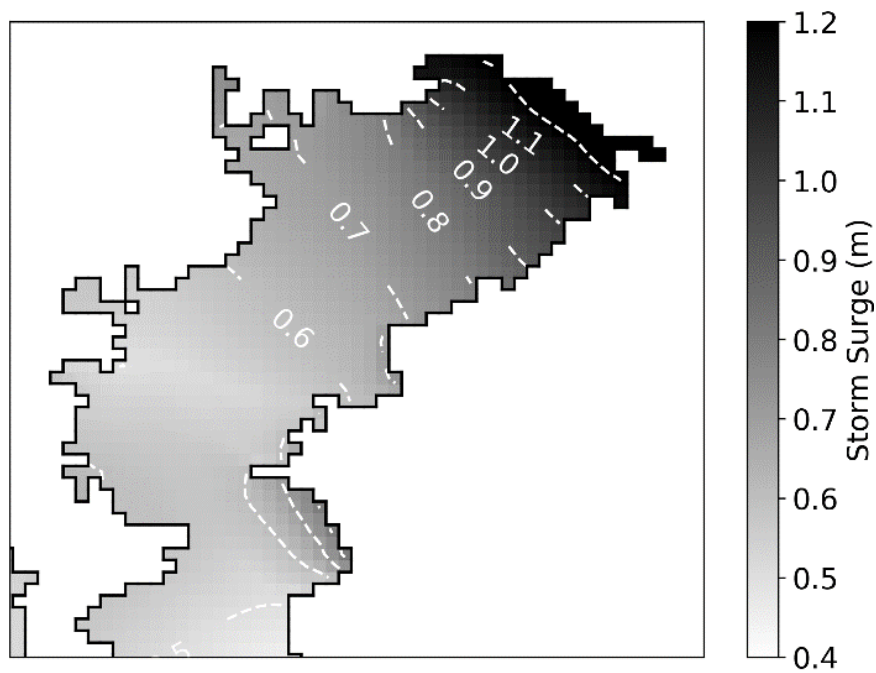


図-3.11 潮位偏差の最大値の分布，塗色の濃淡は潮位偏差

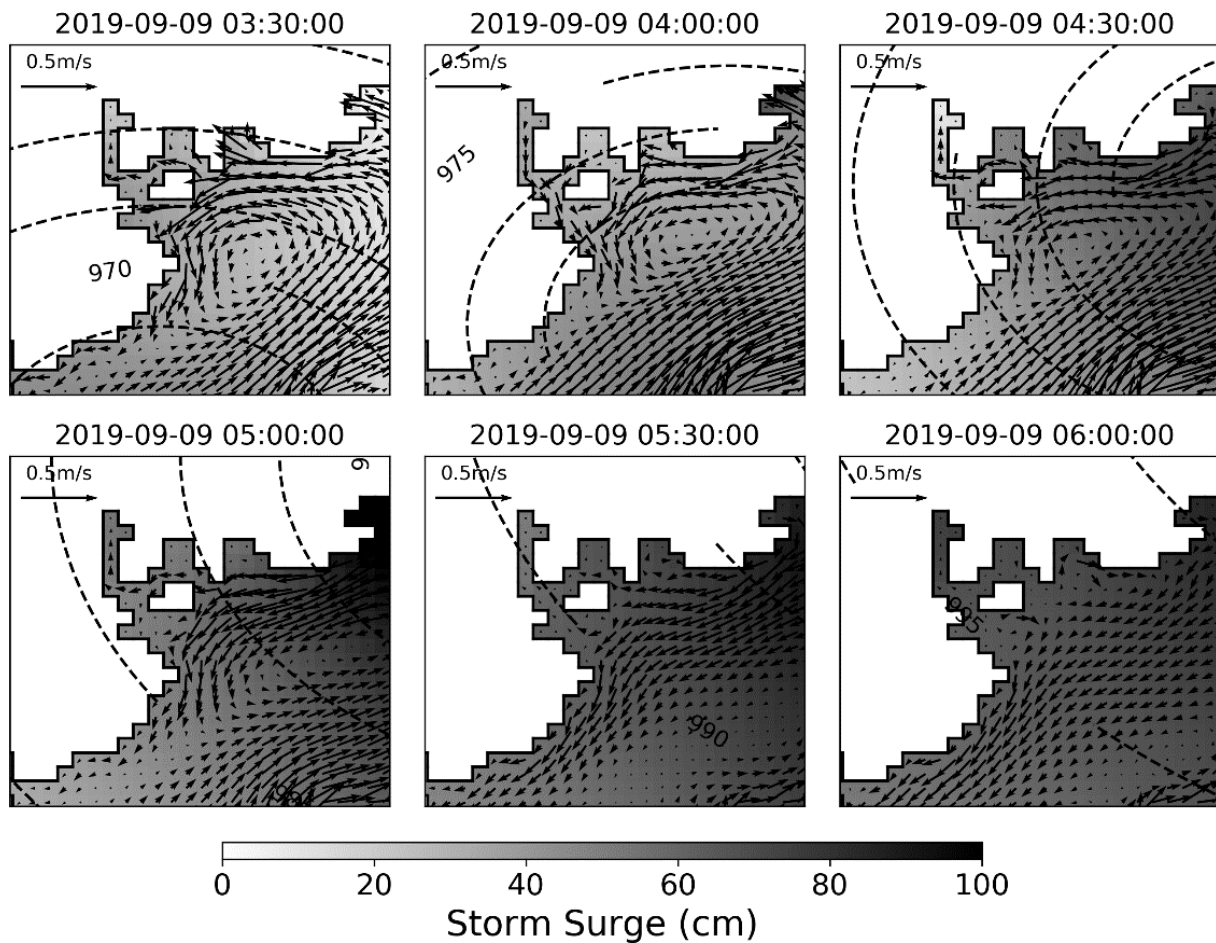


図-3.12 晴海周辺における流動場と潮位偏差の分布，塗色の濃淡は潮位偏差

(3) 台風 1919 号の気象場と高潮の再現性

台風 1915 号とは対照的に大ぶりな 1919 号の気象場と高潮の再現性についても調べてみた。気圧については，図-3.13 に示すように，MSM の再現性は良好であった。風についても，図-3.14 に示すように，海ほたるでは良好であり，沿岸では江戸川臨海のようにピークを過小評価する地点もあった。これらは，台風の最大風速半径が平均的な値の 2 倍程度と大きく，気圧や風の時空間変化が緩やかであるためである。

その MSM を用いて高潮を推算した結果を図-3.15 に示す。峯や谷の時刻など経時変化の特徴は表わしているが，全体的に過小評価になった。台風 1915 号では晴海で周期が約 3 時間の振動が顕著であったが，1919 号では観測値にも推算値にも明瞭に現れていない。

3.3 推算結果のまとめと今後の課題

最大風速半径の小さい台風 1915 号の中心の付近では，メソ数値予報モデル GPV (MSM) の気圧や風の再現性が低く，これを入力した領域海洋モデル ROMS による高潮

推算の再現性も低かった。この MSM を初期・境界値として領域気象モデル WRF によってダウンスケーリングすると，風速の再現性は向上した。経験的台風モデル ETM では気圧も風もよく表現できた。WRF や ETM による気象場を用いて高潮推算すると，MSM より精度が改善された。WRF の風と ETM の気圧を用いた高潮推算で，東京湾の湾口から入った海水が東岸を沿って湾奥，さらに西岸を沿って湾口から出て行く様子を描くことができた。一方，最大風速半径の大きな 1919 号では，MSM の気圧場の再現性が 1915 号に比べて良かった。

何れの台風でも，潮位偏差の推算値が全体的に小さく，その一因が密度層を考慮していないことにあると考えている。台風ボーガスも挿入した WRF によるダウンスケーリング，波浪モデルとの結合による Wave setup の考慮とともに，他の台風に広げて検証していくことを，今後の課題としたい。

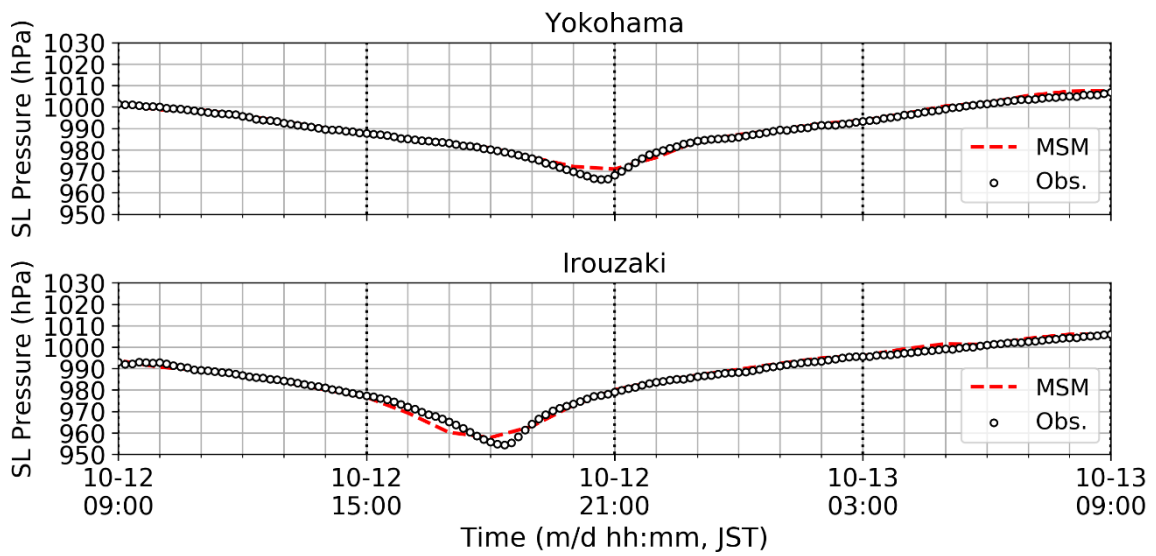


図-3.13 台風 1919 号の海面気圧の経時変化，横軸：時刻，縦軸：海面気圧，凡例の Obs は観測値

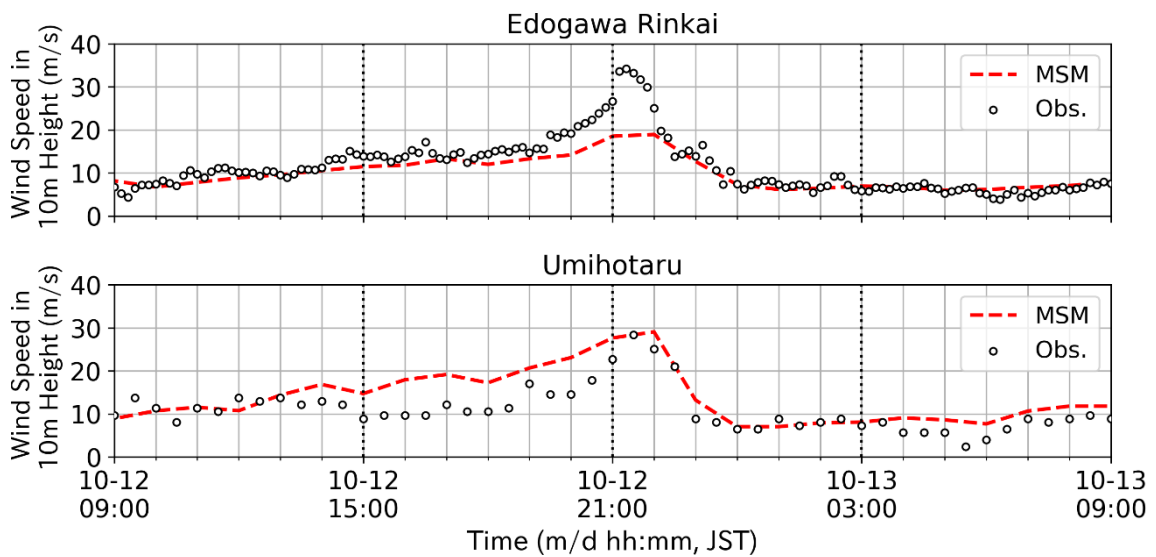


図-3.14 台風 1919 号の海上風速の経時変化，横軸：時刻，縦軸：10m 高度の風速，凡例の Obs は観測値

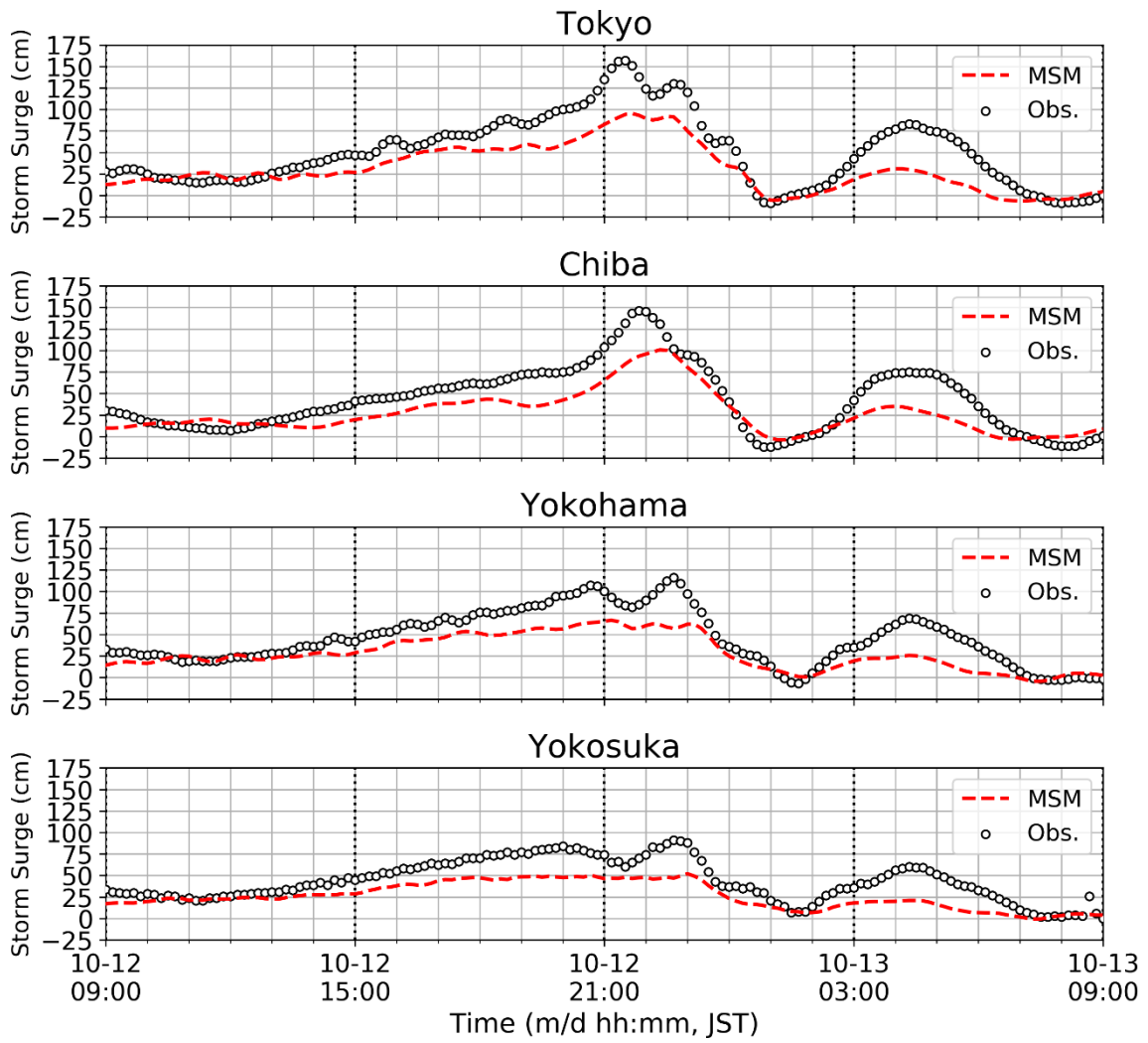


図-3.15 台風 1919 号の潮位偏差の経時変化，横軸：時刻，縦軸：潮位偏差，凡例の Obs.は観測値

4. 東京湾の波浪推算

台風 1915 号が来襲した当時の東京湾内の波浪に関しては、映像や観測機器による直接的な記録が少数の地点に限られ、被災時の波浪外力や越波流量を広域的に評価することはできない。そこで、数値波浪モデルを用いた東京湾内の波浪の再現計算を通じて、被災原因として考えられる波浪の把握を試みた。

4.1 SWAN による推算の方法

本研究では第 3 世代波浪モデル SWAN による波浪推算を実施した。東京湾のような浅海域を有する内湾を対象とする場合には、深海域を対象に開発された WAM よりも、浅海域の物理過程の多くをモデルに取り込んだ SWAN が適している。SWAN の浅海域への適用としては、東京湾（川口ら, 2003; 川口ら, 2018）、大阪湾（國富ら, 2005）、沖縄本島周辺（松尾ら, 2020）の事例が報告されている。

本研究では、波浪推算の計算領域として全球（解像度：1/2 度）から東京湾内（解像度：1/512 度）までネスティングしたものを用い、ダウンスケーリング計算を実施した。主として湾内で発生する波浪を対象にするが、湾外からうねりが進入することも想定し、全球からの計算とした。その計算領域の諸元を表-4.1 に示す。東京湾から離れた位置にある台風からのうねりを推算するために 168 時間の助走期間を設けた。風外力には、気象庁が提供する全球・メソ数値予報モデル GPV を各計算領域の解像度に応じて用いた。

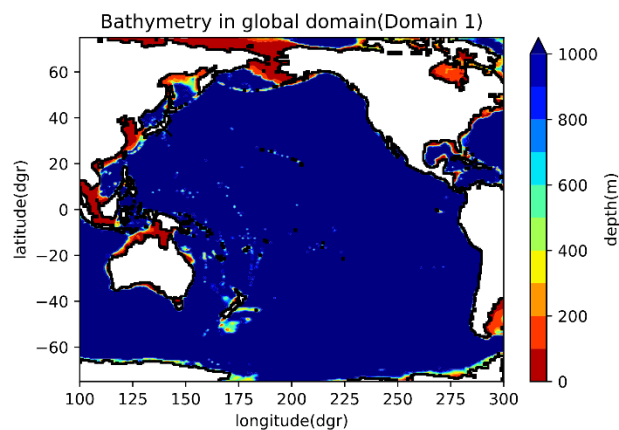
波浪モデル中の物理過程としては、風から波浪へのエネルギー入力には Janssen (1991) を用い、その他の底面摩擦・白波砕波・非線形相互作用についてはデフォルトのものを用いた。スペクトルの周波数は $0.03 \sim 1.0 \text{ s}^{-1}$ を 35 分割、方向は 72 分割した。今回の波浪推算で用いた Janssen

表-4.1 SWAN の計算条件

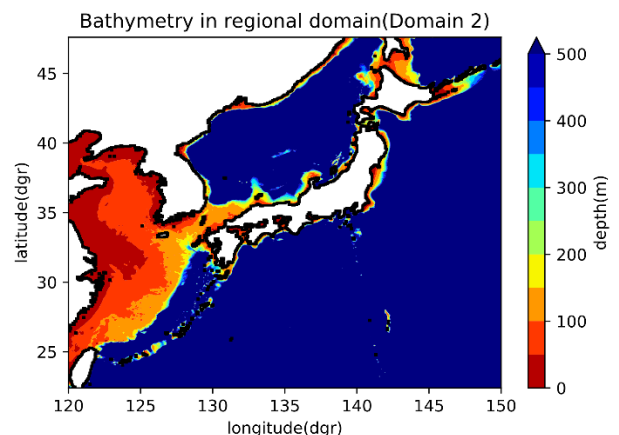
期間	2019 年 8 月 25 日 0 時～9 月 12 日 0 時 (助走期間 168 時間を含む)
格子幅(度)	第 1 領域：1/2, 第 2 領域：1/16, 第 3 領域：1/32, 第 4 領域：1/128 第 5 領域：1/512
地形	第 1 領域：GEBCO2014 第 2・3 領域：JTOPO30 第 4・5 領域：M7001
風外力	第 1 領域：GSM (全球) 第 2~5 領域：MSM

モデルは、波浪の発達に海面の状態を考慮することから風に対する応答が良く、強風下で波浪が発達しやすいことが知られている（橋本ら, 2004）。

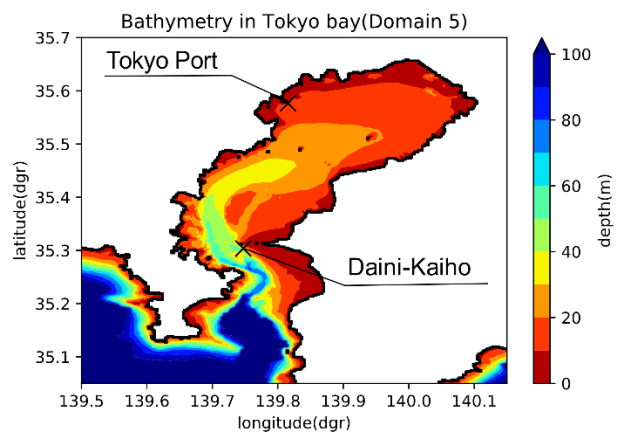
5 つの計算領域の内、全球に対応する第 1 領域、日本近海に対応する第 2 領域、東京湾に対応する第 5 領域の水深図を図-4.1 に示す。東京湾内の波浪観測地点として、図-4.1 に示すナウファスの第二海堡および東京都の東京



(a) 第 1 領域



(b) 第 2 領域



(c) 第 5 領域

図-4.1 波浪推算に用いた水深データ

港波浪観測所で取得された波浪データを用いて、推算結果の精度検証を行った。観測データの詳細は 2.4 節を参照されたい。観測で得られたゼロアップクロス法による有義波高・周期とピーク波向に対し、推算で得たスペクトルによる有義波高・平均周期 T_{m01} ・ピーク波向の時系列を

比較した。なお、波浪モデルの周期は、スペクトルのモーメントのとり方によって平均周期 T_{m01} の他にも複数の異なる定義が考えられるが、ここでは SWAN の標準的な出力である平均周期 T_{m01} を、有義波周期と対応するものとして便宜的に用いた。

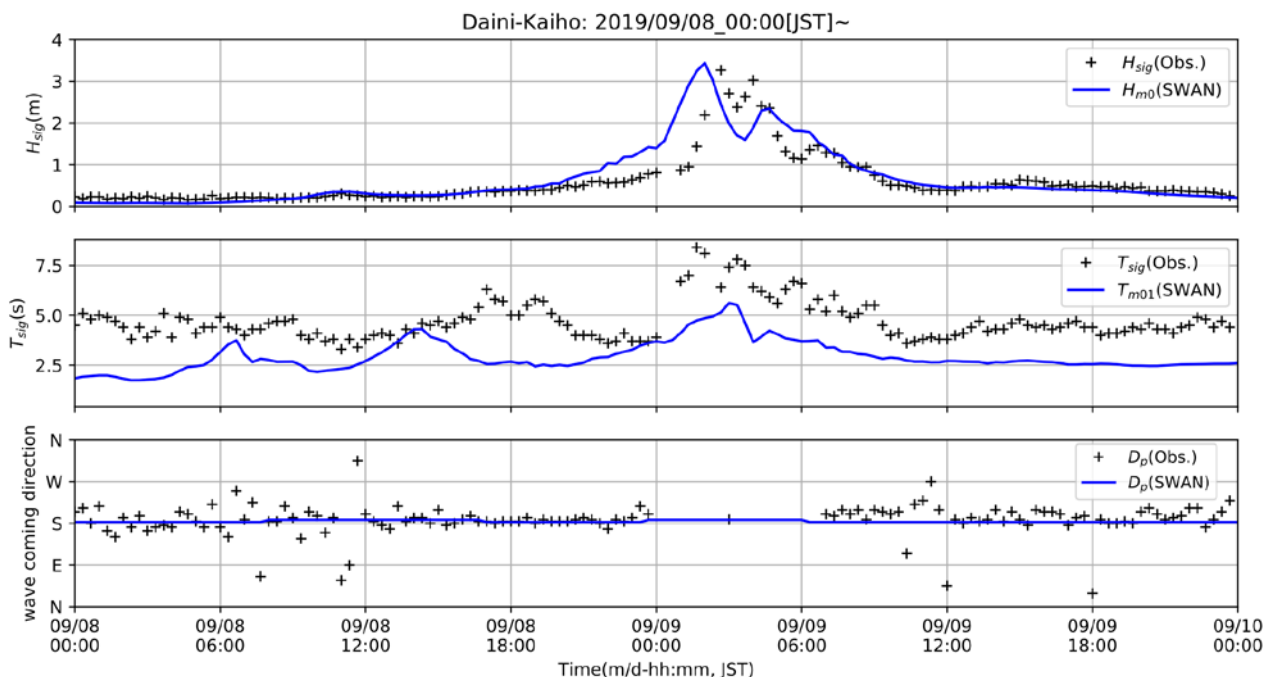


図-4.2 波高、周期および波向の推算値の時系列（第二海堡）、上：有義波高、中：有義波周期（観測）と平均周期 T_{m01} （推算）、下：ピーク波向

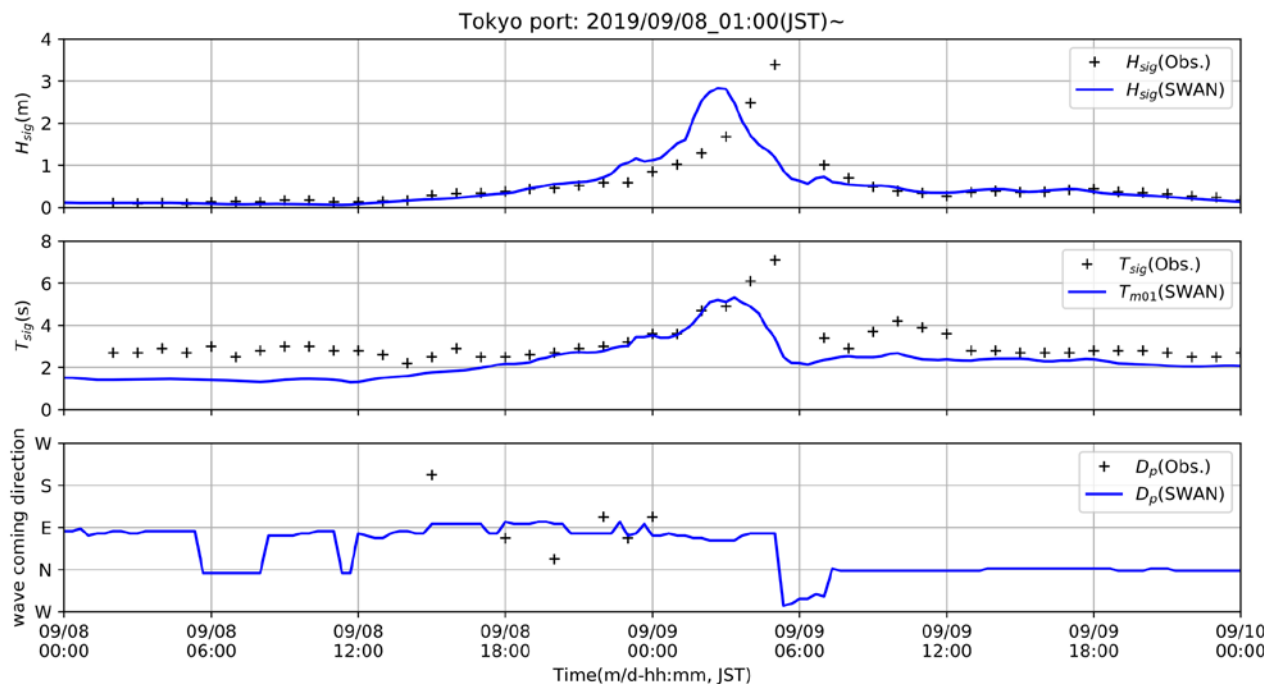
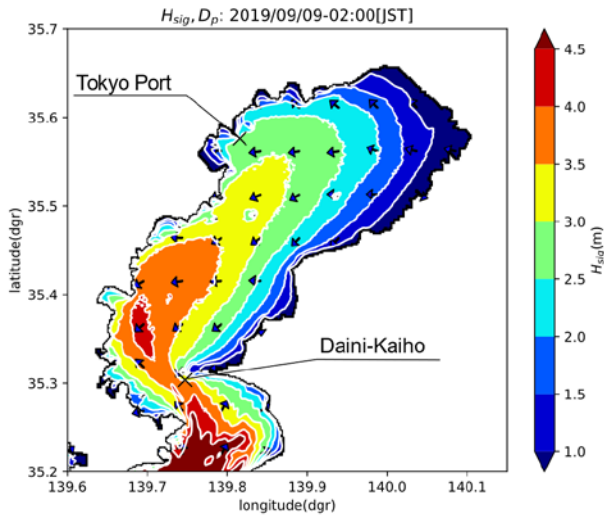
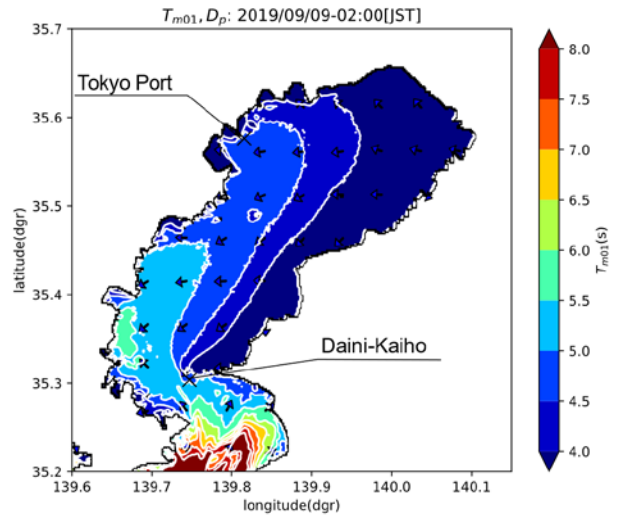


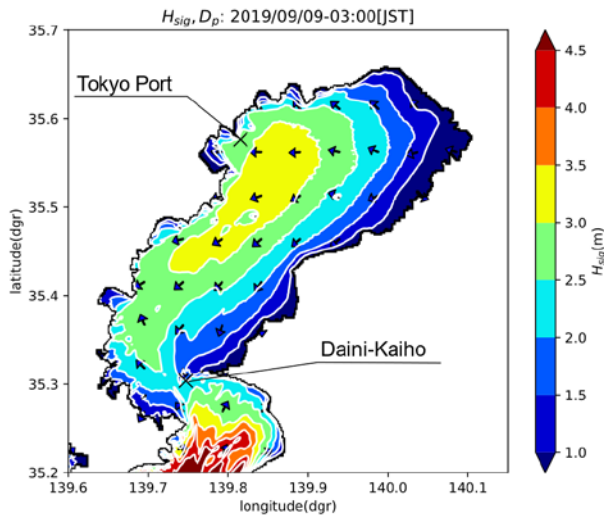
図-4.3 波高、周期および波向の推算値の時系列（東京港）、上：有義波高、中：有義波周期（観測）と平均周期 T_{m01} （推算）、下：ピーク波向



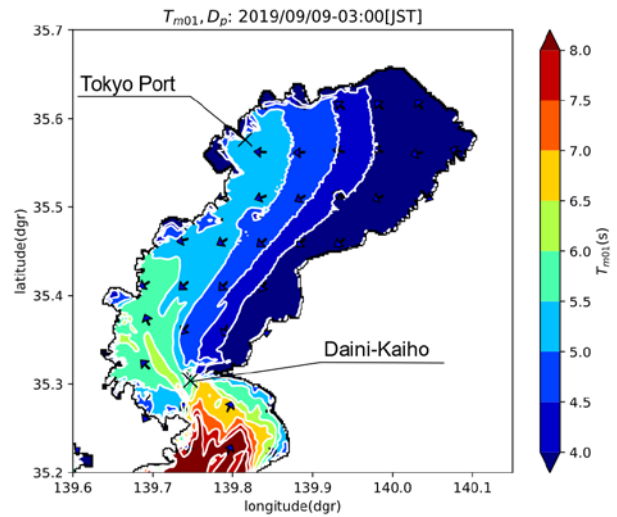
(a) 2019年9月9日2時の波高



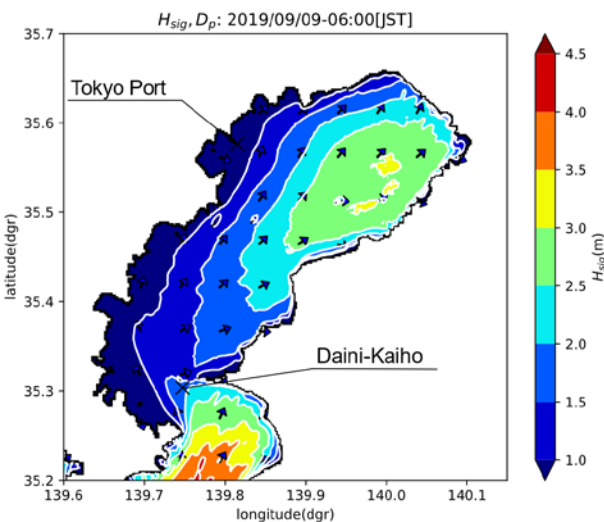
(b) 2019年9月9日2時の周期



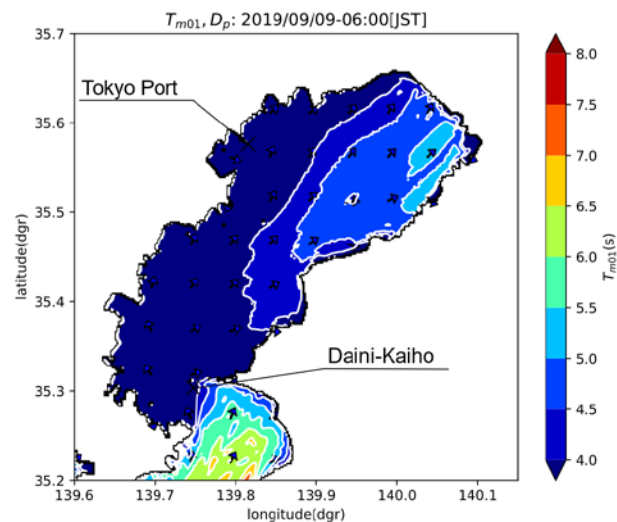
(c) 2019年9月9日3時の波高



(d) 2019年9月9日3時の周期



(e) 2019年9月9日6時の波高



(f) 2019年9月9日6時の周期

図-4.4 東京湾内の有義波高・ T_{m01} 周期の分布，図中の矢印はピーク波向を示す

4.2 推算の結果

図-4.2 に第二海堡における観測値と推算値の比較を示す。最大有義波高は概ね再現したが、その起時には1時間程度の差がある。有義波周期は過小評価の傾向になった。ピーク波向は、S系が支配的な観測値の傾向を再現した。

図-4.3 に東京港波浪観測所における観測値と推算値の比較を示す。最大有義波高は概ね再現したが、その起時には3時間程度の差がある。有義波周期は、過小評価の傾向になった。ピーク波向は欠測が多く、推算精度の評価が困難である。

図-4.4 には、東京湾内の計算領域における有義波高・平均周期 T_{m01} の分布について、特徴的な時刻のものを示す。この図から分かるように、最大有義波高が出現する時刻は湾内で一様ではない。湾内で最大有義波高が出現する場所が時刻の経過に従って、南西部(図のa)、北西部(c)、北東部(e)と移動していく様子が見て取れる。平均周期 T_{m01} は、いずれの時刻も湾内のほぼ全域で4~6sであったが、9日3時時点(d)には、周期6s強の領域が湾内に伸びる様子が見られた。

図-4.5 には東京湾内の最大有義波高の分布を示す。湾の南西部で有義波高が最大となる特徴的な波高分布が得られた。その南西部から、図-4.6(a)に矢印で示す地点を代表に選び、最大有義波高出現時のスペクトルを(b)、(c)に示す。(b)の周波数スペクトル上では、周期の短い成分と周期の長い成分が見られた。また、(c)の方向スペクトル上では、ENEおよびSEからの周期の短い2つの成分に加えてSEからの周期の長い成分が見られた。これら周期の短い成分と長い成分はそれぞれ、湾内で発生した風波と湾外から到達したうねりに相当すると推測されるが、本研究では観測データの不足により、さらなる検証は行

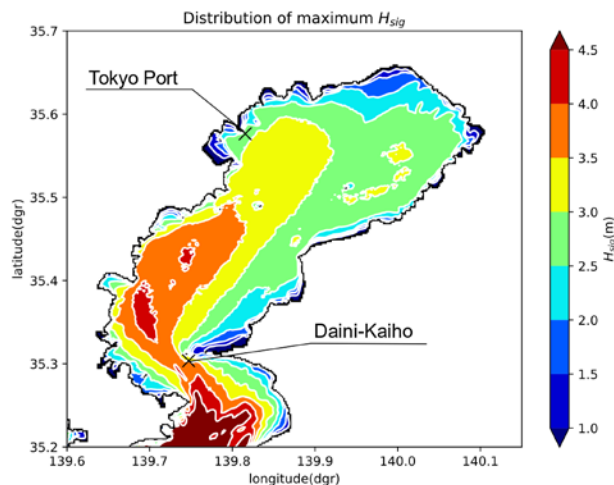


図-4.5 東京湾内の最大有義波高の分布

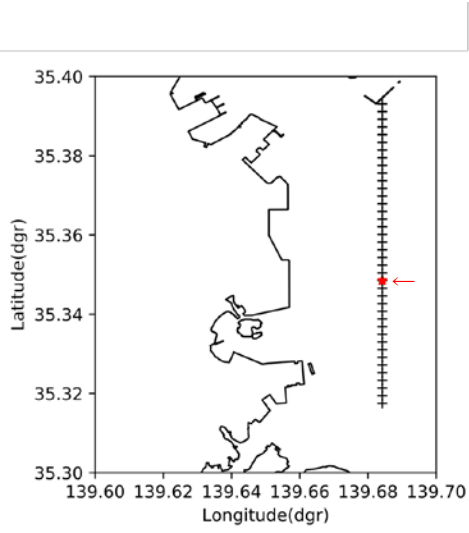
えなかった。

4.3 今後の課題

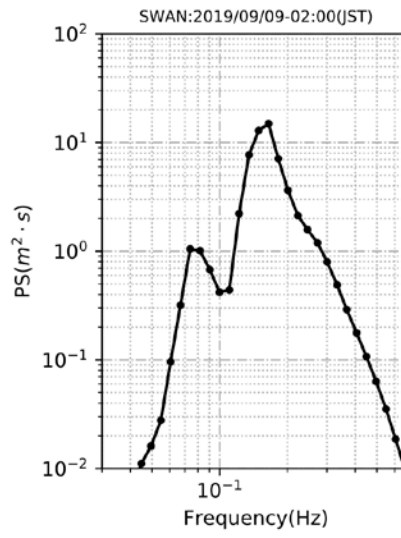
第3世代波浪モデルSWANを用いて、台風1915号の来襲時の東京湾内の波浪の再現計算を実施し、観測値との比較を行った。最大有義波高は概ね再現したが、その起時は最大で3時間程度の差が見られた。有義波周期は過小評価の傾向になった。湾内の最大有義波高は、南西部で最大となる特徴的な分布が得られた。その代表地点のスペクトルには、ENEおよびSEからの周期が短い2つの成分に加え、SEからの周期の長い成分を含む複雑な形状が見られた。

波浪モデルSWANで得られた周期について、東京湾内の東京港および東京湾口の第二海堡で得られた観測値と比較したところ、いずれの地点に対しても観測値を過小評価する結果となった。この周期の過小評価は川口ら(2003)による東京湾を対象とした波浪推算においても報告されているが、その原因の1つとして湾外から到達したうねり成分の過小評価が指摘されている。今回の波浪推算においても、スペクトル上に風波およびうねりと思われる成分が同時に出現していることから、うねり成分の過小評価によって周期も過小評価となった可能性がある。

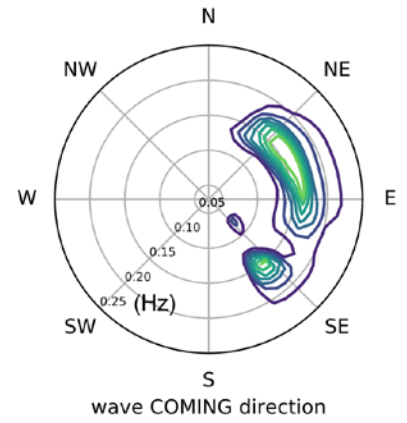
今後の課題として、多峰性を示す波浪スペクトルを対象とした波浪外力の適切な評価が挙げられる。波浪スペクトルが図-4.6で示したような周期・波向が異なる複数の成分を持つ場合に、これを便宜的に単一の波高・周期・波向を用いて表現すると、特に周期や波向についてはエネルギーがほぼ存在しない不適当な値が代表値に選ばれる可能性もある。これを避けるには、Spectral partitioning(例えば、Hanson et al., 2000; 藤木ら, 2018)により、方向スペクトル上のそれぞれの成分に対して波高・周期・波向を算出しその影響を評価する必要があると考える。今回の波浪推算の結果に対しても、スペクトル上の波浪成分を適切に抽出することで、例えば風波とうねりそれぞれについて波高・周期・波向の比較が可能となる。これによって、東京湾内で発生していたと考えられる複雑な波浪を対象に、風波やうねりといった現象ごとに波浪モデルの再現精度の評価が可能になると期待される。



(a) 抽出地点



(b) 周波数スペクトル



(c) 周波数・方向スペクトル

図-4.6 福浦沖の波浪スペクトル, (a)の横軸は経度, 縦軸は緯度, (b)の横軸は周波数, 縦軸はエネルギー, (c)は波がやって来る方位

5. 横浜港における浸水等の調査

5.1 調査の対象地区と方法

図-5.1 は横浜港における調査箇所を示したものであり、本牧D突堤、“はま道路”とその周辺地域、および金沢区の幸浦地区と福浦地区の調査を行った。その実施日は9月10日、14日、18日であり、本資料に掲載する浸水等の調査には鈴木高二朗、山本康太、本多和彦、里村大樹、鶴田修己、千田 優、朝比翔太、川口真吾があたった。以下の3項目を調査した。

- ①外郭施設の破壊状況、浸水状況の調査と写真撮影
- ②UAVによる浸水状況の把握
- ③浸水痕からの浸水深の計測、RTK-GNSSによる浸水地点の地盤高の計測および浸水高の計測

ここでは、5.2節で金沢区福浦、幸浦地区の調査について、5.3節で本牧D突堤、5.4節で“はま道路”周辺地域の調査について述べる。

5.2 金沢区福浦地区及び幸浦地区

金沢区福浦地区及び幸浦地区において、高波により護岸が約600m倒壊するとともに、護岸から内陸一帯3.92km²が浸水した（国土交通省港湾局、2019a、2019b；写真-5.1～写真-5.2）。その浸水状況を把握するため、浸水の痕跡が発見された箇所における標高、浸水深及び浸水高（図-5.2）の調査を実施した。金沢区福浦地区及び幸浦地区の位置図を図-5.3に示す。

福浦地区における浸水痕跡の一例を、写真-5.3に示す。そこにある浸水痕跡は、水面に浮遊した紙くずなどが歩道脇の植栽に打ち上げられたものである。

これらの浸水痕跡が見られた地点での標高、浸水深及び浸水高の調査結果を図-5.4～図-5.9に、浸水調査地点詳細データを表-5.1に示す。なお、浸水深が0.00mとなっている箇所は遡上点であり、護岸から内陸に最大で約800m付近であった。

福浦地区では、護岸付近において浸水の痕跡から最大で1.8m程度、近傍道路面からは2.0m程度の浸水深があった。護岸近くに立地する会社敷地内では約1.2m浸水していた。

福浦地区の護岸南部にある築山（T.P.+10m）の頂上では、越波水塊により草が同一方向に押し倒されていた（写真-5.4）。築山の頂上や裏側には、松の枝などが流されている痕跡が確認された（写真-5.5）。

幸浦地区では、護岸沿いにおいて浸水の痕跡から1.3m程度の浸水があったと考えられる。



図-5.1 調査の対象地区



写真-5.1 福浦地区の被災した護岸



写真-5.2 福浦地区の浸水した建屋



写真-5.3 紙くずが打ち上げられた浸水痕跡

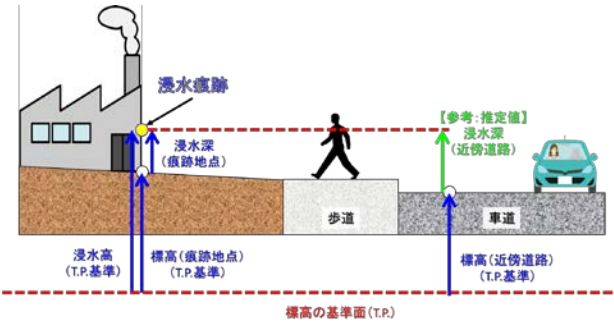


図-5.2 浸水深 (痕跡地点) と (近傍道路) の関係



図-5.3 金沢区福浦地区及び幸浦地区の位置図

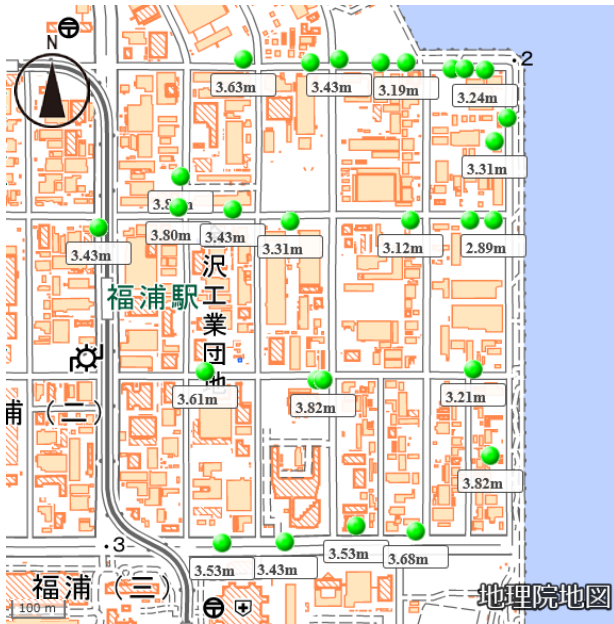


图-5.4 福浦地区標高 (GPS計測：T.P.基準)

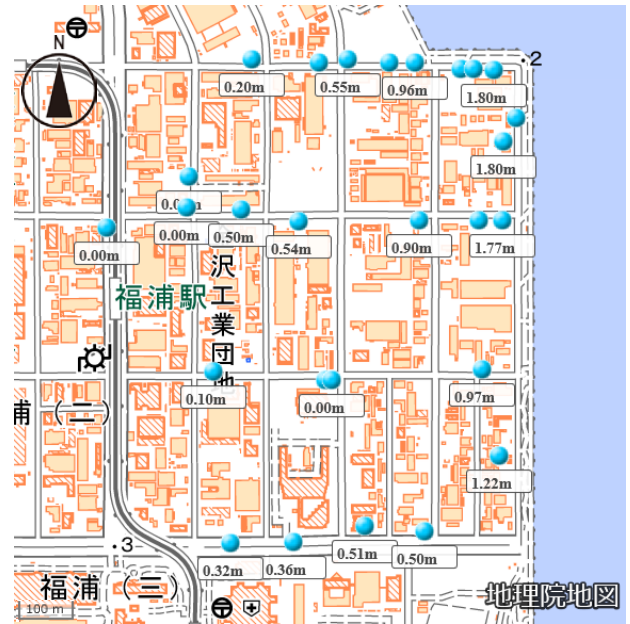


图-5.5 福浦地区浸水深 (GPS計測)

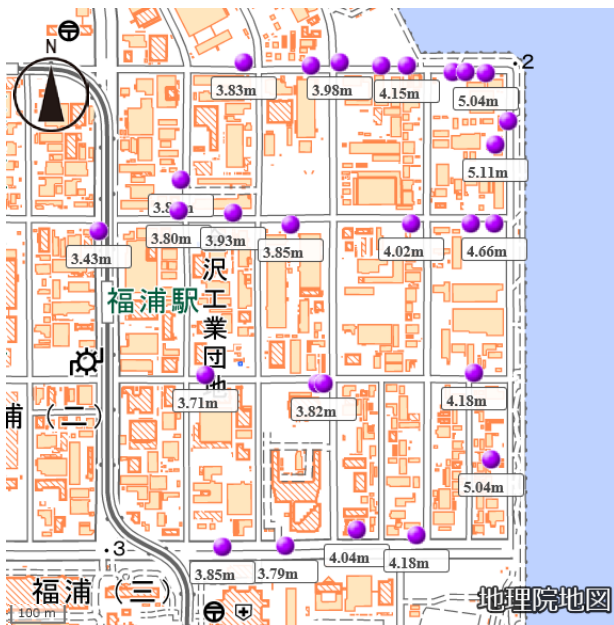


图-5.6 福浦地区浸水高 (GPS計測：T.P.基準)

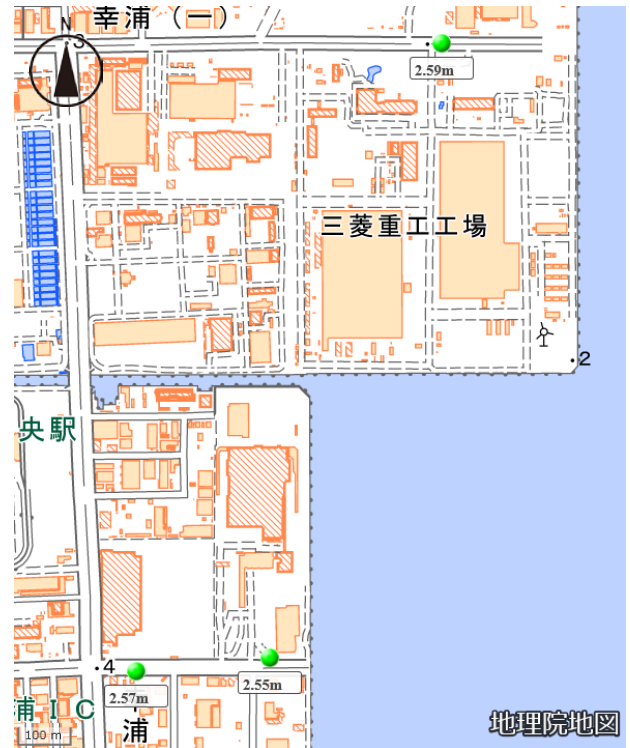


图-5.7 幸浦地区標高 (GPS計測：T.P.基準)

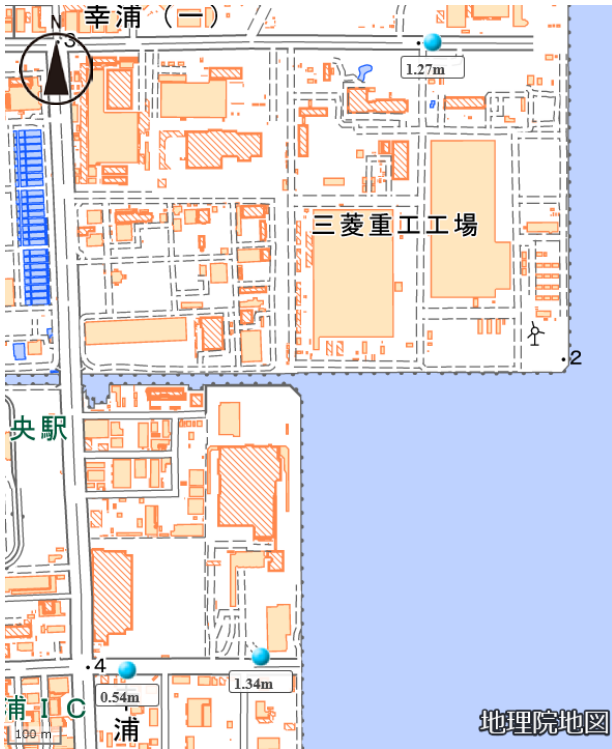


図-5.8 幸浦地区浸水深 (GPS計測)

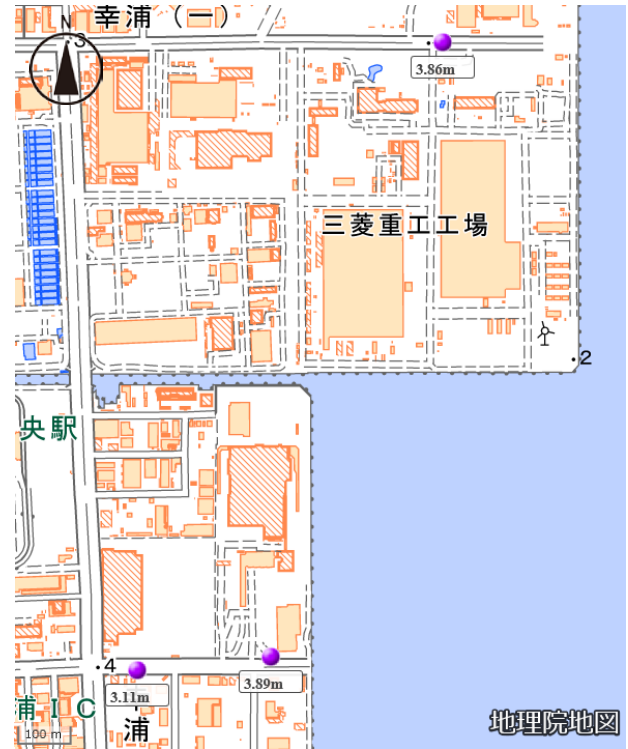


図-5.9 幸浦地区浸水高 (GPS計測：T.P.基準)



写真-5.4 築山頂上



写真-5.5 築山頂上付近

表-5.1 浸水調査対象地点データ

	緯度	経度	標高	浸水深	浸水高
1	35.34827125	139.65278380	4.05m	0.00m	4.05m
2	35.35161442	139.65002540	3.87m	0.00m	3.87m
3	35.35353131	139.65129600	3.63m	0.20m	3.83m
4	35.35348193	139.65263670	3.26m	0.62m	3.88m
5	35.35348636	139.65405270	3.40m	0.44m	3.84m
6	35.35352549	139.65322710	3.43m	0.55m	3.98m
7	35.35348530	139.65458280	3.19m	0.96m	4.15m
8	35.35338088	139.65549360	3.09m	1.70m	4.79m
9	35.35338119	139.65576150	3.02m	1.27m	4.29m
10	35.35335394	139.65616800	3.24m	1.80m	5.04m
11	35.35218056	139.65635960	3.31m	1.80m	5.11m
12	35.35257564	139.65662500	2.92m	2.18m	5.10m
13	35.34375897	139.65655130	10.77m	0.00m	10.77m
14	35.36162368	139.65013290	2.55m	1.34m	3.89m
15	35.36138220	139.64736180	2.57m	0.54m	3.11m
16	35.37199192	139.65368870	2.59m	1.27m	3.86m
17	35.34559184	139.65085386	3.53m	0.32m	3.85m
18	35.34559708	139.65213575	3.43m	0.36m	3.79m
19	35.34587414	139.65357363	3.53m	0.51m	4.04m
20	35.34578663	139.65475917	3.68m	0.50m	4.18m
21	35.34702055	139.65627193	3.82m	1.22m	5.04m
22	35.35088322	139.65634653	2.89m	1.77m	4.66m
23	35.35088278	139.65585389	2.96m	1.25m	4.21m
24	35.35088044	139.65465705	3.12m	0.90m	4.02m
25	35.35087711	139.65224170	3.31m	0.54m	3.85m
26	35.35107198	139.65108600	3.43m	0.50m	3.93m
27	35.35109439	139.64998917	3.80m	0.00m	3.80m
28	35.35076806	139.64837080	3.43m	0.00m	3.43m
29	35.34844392	139.65591917	3.21m	0.97m	4.18m
30	35.34825892	139.65291045	3.82m	0.00m	3.82m
31	35.34839553	139.65052100	3.61m	0.10m	3.71m

5.3 本牧D突堤及び“はま道路”周辺

本牧D突堤は東側に本牧海づり施設ほか、緑地帯があり、北側の突堤先端部には横浜シンボルタワーが位置している。西側にはコンテナターミナルがある。

図-5.10, 5.11 は本牧D突堤における浸水深と浸水高である。突堤先端部の横浜シンボルタワー周辺で浸水深（浸水高）が最も高く、1.22m (T.P.+4.01m) だった。緑地帯背後の道路でも浸水深（浸水高）が0.8m (T.P.+3.6m) ほどあり、広範囲に浸水していたことが分かる。浸水は突堤の南側基部でも高く、浸水深（浸水高）は0.3m (T.P.+3.3m) だった。



図-5.10 本牧D突堤での浸水深

次に護岸の損傷と浸水状況について述べる。図-5.12は調査箇所であり、①～⑧地点の写真を写真-5.6～5.15に示す。8地点で護岸パラペットの損壊が確認され、特にシンボルタワー付近での被害が大きかった。

地点①ではパラペットが倒壊したほか、横浜海づり施設の建屋が越波により損傷している。地点①～⑤ではパラペット上部が破壊しているのに対し、地点⑥及び⑦では、パラペットがその付け根から破壊している。また、地点⑧ではパラペットが底部ごと多数倒壊していた。

本護岸はパラペットが護岸前面から後退した後退パラペット型であり、5.2節の福浦の護岸と類似した構造だった。強大な波力が作用したことで、パラペットの倒壊が発生したものと推定される。



図-5.11 本牧D突堤での浸水高（GPS計測：TP基準）



図-5.12 写真撮影位置図



写真-5.6 調査地点① パラペットの倒壊状況



写真-5.7 調査地点①A 本牧海づり施設の被災状況



写真-5.8 調査地点② パラペットの倒壊状況



写真-5.9 調査地点② パラペットの倒壊状況



写真-5.10 調査地点⑤ パラペットの倒壊状況



写真-5.11 調査地点⑥ パラペットの倒壊状況



写真-5.12 調査地点⑦ パラペットの倒壊状況



写真-5.13 調査地点⑦ パラペットの倒壊状況



写真-5.14 調査地点⑧ パラペットの倒壊状況



写真-5.15 調査地点⑧ パラペットの倒壊状況

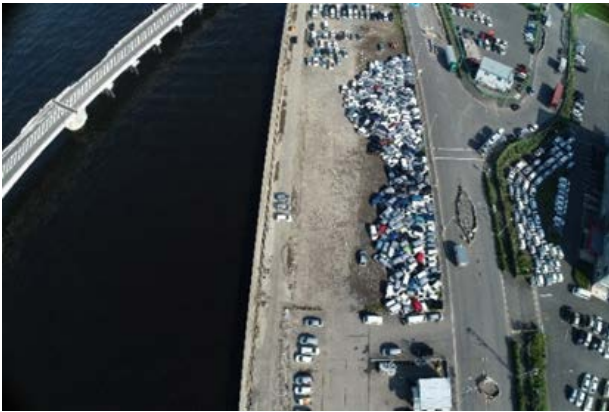


写真-5.16 “はま道路”周辺駐車場の浸水状況，写真左が“はま道路”

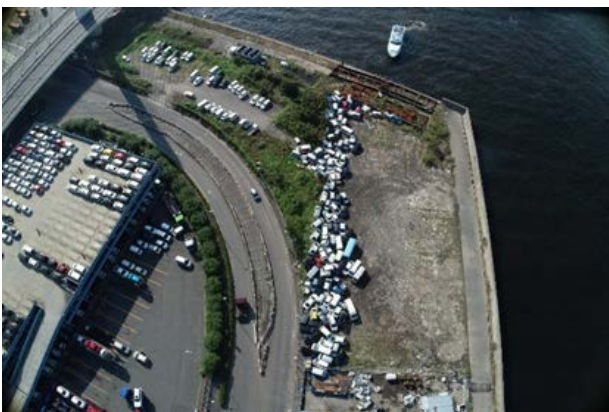


写真-5.17 “はま道路”周辺駐車場の浸水状況

5.4 “はま道路”周辺

写真-5.16～5.18は，“はま道路”周辺駐車場の浸水状況であり，越波によって車が浮遊して押され，積み重なるように被害を受けていたものと考えられる．駐車場入り口付近(図-5.13①地点)での痕跡から得られた浸水深は1.25mだった．

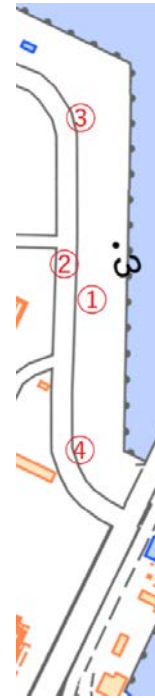


図-5.13 写真撮影位置図 はま道路背後の駐車場



写真-5.18 浸水箇所では波によって集積した車体

6. 横浜港福浦地区の波浪変形・越波浸水計算

本章では、台風 1915 号の来襲に伴い発生した横浜港での越波浸水災害のうち横浜市金沢区福浦地区の被害状況に着目し、前章までに推定された当時の波浪・潮位状況、及び護岸の被災状況等を踏まえ、越波浸水状況の再現計算を試みた。

6.1 NOWT-PARI による計算の方法

東京湾に面した横浜市金沢区福浦地区では、台風 1915 号来襲時の高潮潮位は護岸天端高を超えず、一部被災した護岸からの越波による水塊流入が浸水被害を発生させた主な要因であったことが指摘されている（例えば、高木ら、2020）。そこで、護岸沖での波浪変形と護岸上での越波、及び護岸背後での浸水状況を一体的に算定するために、福浦地区沖における高波ピーク時の波浪・潮位を外力条件とし、護岸沖の周辺・海底地形、護岸法線に沿った護岸断面、及び福浦地区の基盤地図情報を境界条件とした平面 2 次元波浪変形計算を実施することとした。

(1) 計算対象とした地形と施設諸元

計算対象とした福浦地区沖の海底地形（等深線図）を、福浦地区の陸上地形（等高線図）とともに、図-6.1 に示す。ここで、海底地形は一般財団法人日本水路協会が販売する海図や海の基本図、及び国土交通省港湾局が港湾毎に管理する深浅測量図に基づいている。また、陸上地形は国土地理院が Web 上で無償提供する基盤地図情報のうち 5m 格子 DEM データを描いたものである（ただし、等高値の記載は省略）。なお、基準面は D.L.+0.0m (D.L.=T.P.-1.09m) とし、鉛直下向きを正とした。

次に、一部で消波工被覆が施されている福浦地区護岸の模式的な断面図を、それらの平面位置とともに、図-6.2 に示す。ここで、図中の護岸名称及び工区名は護岸及び消波工被覆の諸元・位置を区別するために著者らが便宜上名付けたものである。また、各消波工断面は、護岸被災後の復旧工事の際にも立ち入ることが可能であった図中の 2 工区、6 工区及び 1 工区の一部において、著者らが簡易に計測または目視により確認した施工状況に基づき推測したものである。なお、直接確認できなかった 3~5 工区の消波工断面は、護岸被災前に撮影された航空写真から 1 工区のものと同様と判断した。また、消波工被覆が施されていない箇所も含め、護岸パラペット高さは一律に D.L.-5.4m で整備されているものと仮定した。さらに、護岸パラペットが倒壊した箇所については、天端高が一律に 0.5m 低下したものと仮定し D.L.-4.9m とした。

(2) 波浪変形・越波浸水計算モデル

護岸沖での波浪変形と護岸上での越波、及び護岸背後での浸水状況を一体的に算定するために、ここでは、越波計算が可能な平面 2 次元ブシネスクモデル (NOWT-PARI Ver 5.3) (平山, 2007) による波浪変形計算を実施した（例えば、平山ら, 2012 ; 平山, 2019）。以下に計算モデルの概要を述べる。

対象護岸での打ち上げ高及び越波流量の空間分布の推定には越波モデル (平山・長谷川, 2011) を用いた。ここ

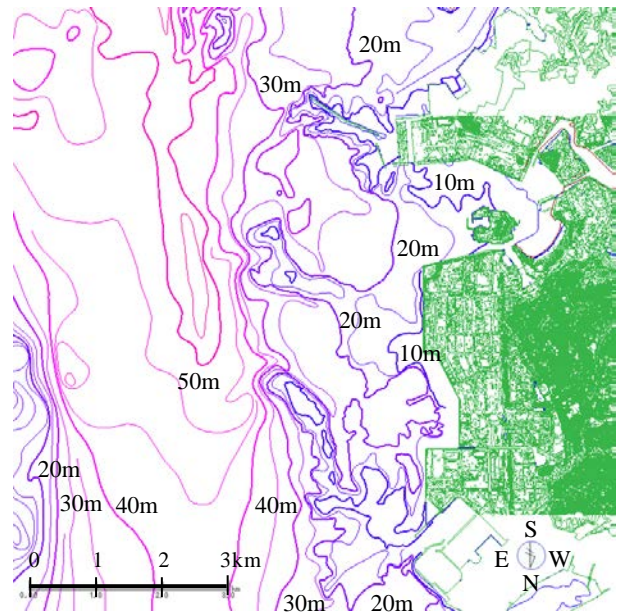


図-6.1 福浦地区周辺の海底・陸上地形

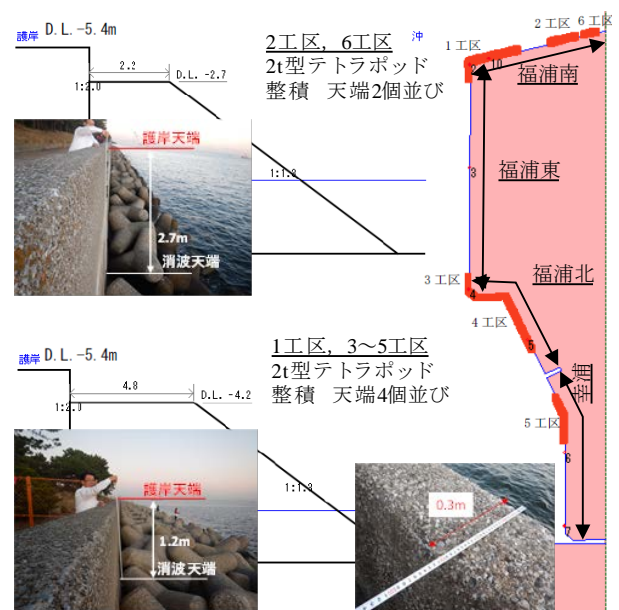


図-6.2 福浦地区護岸の名称と消波工被覆の諸元・位置

で、打ち上げ高は護岸前面で算定される水面変動の一波毎の極大値に相当する。ただし、ブシネスク方程式における水面での運動学的境界条件及び弱非線形近似により飛沫の発生や急峻な水面形は計算されないため、護岸前面水位は断面実験により提案された係数を乗じて 1.2~1.4 倍程度に補正される。また、越波流量は護岸天端高を超える時々刻々の水位差を越流水深とみなし適用した越流公式により算定する。ただし、越流係数は断面実験により提案された、進行波の護岸前面波高に対する護岸天端高の比を変数とする関数により与えられ、0.045~0.470 の値をとる。なお、図-6.2 によれば、少なくとも現地調査で確認された護岸パラペット幅は 0.3 m ほどであるが、用いた越波モデルの特性上、後述する計算格子幅よりも小さい護岸パラペット幅、及びパラペット後退型の断面形状はともに表現できないことに留意されたい。

消波工被覆された護岸での波浪減衰の再現には透水層モデル(平山・平石, 2001; 平山, 2006)を用いた。ここで、目視により確認した消波ブロックの種類・大きさと積み方(2 t 型テトラポッド, 整積)に対応して, Dupuit-Forchheimer の抵抗則における層流・乱流抵抗係数はそれぞれ 1200, 1.7, ブロック代表径は 0.928 m, 空隙率は 0.5 と設定した。また、消波工の法面形状は図-6.2 にならって設定し、詳細が不明なアンコ材等の内部構造は無視した。

(3) 計算領域及び入射波浪・潮位の設定

平面波浪変形計算は本来、海底地形による波の変形が生じず、かつ周辺地形による波の遮蔽の影響を受けない沖合から開始することが理想である。しかしながら、台風 1915 号の来襲に伴い、東京湾内で発生・発達した高波の作用が支配的と考えられる当該越波浸水状況の再現計算においては、そのような沖合海域を想定することは困難である。

そこで本章では、SWAN を用いた浅海波浪推算により算定された浅海変形後の波の方向スペクトルの空間分布を平面 2 次元ブシネスクモデルの入射境界にそのまま与え、これらに対応する多方向不規則波を造波することにより、計算領域の沖側で生じる波の浅海変形をも考慮して、対象海域における波浪場を再現することとした(平山ら, 2013; 平山, 2019)。なお、このような造波の実現には、①任意形状スペクトルの造波、②複数方向スペクトルの造波、③任意水深上での造波、の 3 要素からなる造波を同時に実施する必要がある。一方、潮位は、前章までの検討結果ならびに現地観測結果を踏まえ、福浦地区沖における高波ピーク時の潮位と考えられる D.L.-1.91 m に設定した。

また、弱非線形なブシネスク方程式に対し SWAN の基礎式である wave action 方程式は地形性の波浪変形に対して線形であり、かつ用いる計算格子の空間解像度はブシネスクモデルに比べて一般に粗い。したがって、この接続境界は両者の計算結果に差が生じない線形かつ比較的広域な屈折・浅水変形が期待される比較的沖合の浅海域に設けるのが理想である。

しかしながら、この接続境界が対象護岸から沖側に離れるほどブシネスクモデルの計算領域が拡大し、計算負荷を抑制するために粗い計算格子を設定せざるを得なくなるため、逆に、ブシネスクモデルによる波浪変形・越波浸水計算の精度の劣化が懸念される。そこで、本研究では以下に示す 2 通りの接続境界(ブシネスクモデルの計算領域)を設定するとともに、狭領域についてはさらに 2 通りの計算格子幅を設定して、ブシネスクモデルにおける入射境界の位置及び空間解像度が計算精度に与える影響についても考察を加えることとした。

a) 入射境界を対象護岸から離れた場合(広領域)

福浦地区護岸から約 2.2 km 沖に入射境界を設定した場合のブシネスクモデルにおける計算領域を図-6.3 に示す。福浦地区沖の水深 30 m 以浅の海底には複雑な起伏があり、水深 20 m 以浅の等深線からは沖に向かって伸びる 2 つの海脚地形(海底岬)の存在が確認できる。護岸から約 2.2 km 沖に設定した入射境界はこれらのちょうど先端付近に位置し、水深 40~50 m から続く急峻な斜面にほぼ沿った形となっていることがわかる。なお、計算格子幅は $\Delta x=5.0\text{m}$ とした。

4 章で述べた SWAN を用いた浅海波浪推算では、このように設定した入射境界上の各地点(ただし、SWAN の空間解像度に対応した約 200 m 毎)において、浅海変形後の波の方向スペクトルが出力されている。そこで、平山ら(2013)による方法を用いてこれらの空間分布に対応する多方向不規則波を造波し、そのうち各地点で与える 1024 組の成分波諸元から描いた周波数スペクトル、及び周波数-波向平面における波エネルギー分布の例を図-6.4 に示す。ここで、後者は 3 次元方向スペクトルをイメージしたものであり、各プロットの大きさは各成分波の波エネルギーの大小に対応している。また、図の縦軸において 0 rad は波向 E, $\pi/2$, $-\pi/2$ はそれぞれ波向 N, S に対応している。

図より、入射境界に沿ったいずれの地点でも、入射波はピーク周期 6.2 s 程度の風波とピーク周期 13 s 程度のうねりが重畳した 2 山型スペクトルを有することがわかる。また、風波エネルギーは波向 NE~SE の範囲に広く分布するのにに対し、うねりエネルギーは波向 SE 付近に集中し

ていることが確認できる。したがって、SWANを用いた浅海波浪推算結果とよく一致するこれらの結果は、ブシネスクモデルにおいて、同様な方向スペクトル特性を有する多方向不規則波が造波されることを保証していると考えられる。

なお、計算領域の外周には、風波のピーク周期よりも長く、かつ2山型スペクトルの代表周期にほぼ対応する周期8sの沖波波長と同じ幅100mのエネルギー吸収帯（ス

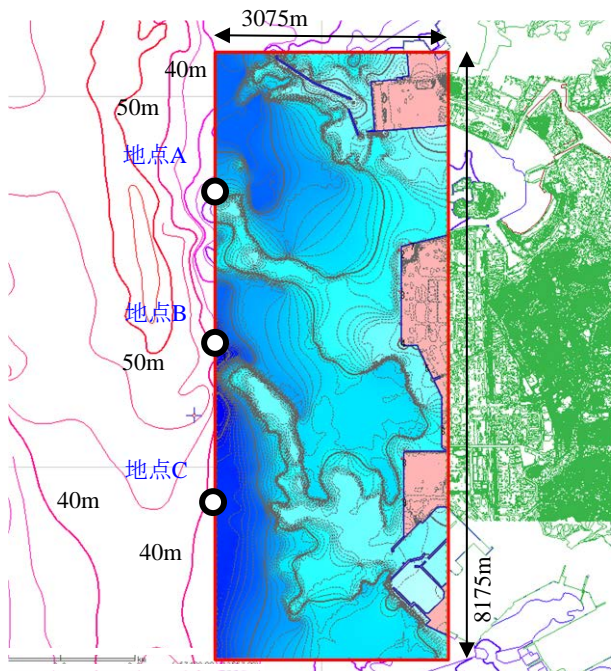


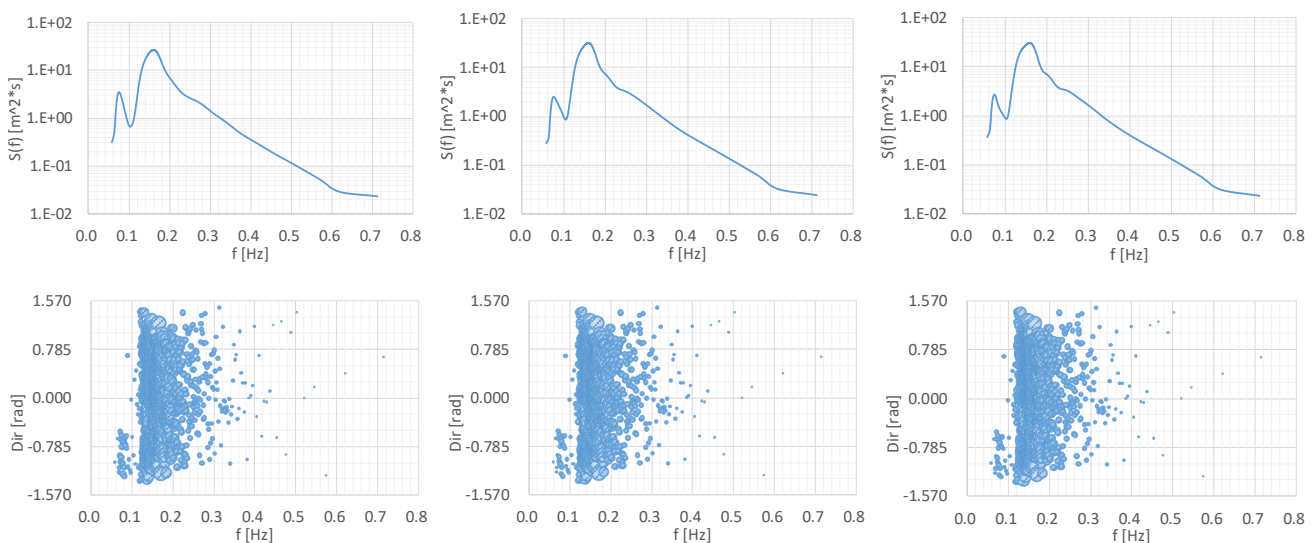
図-6.3 ブシネスクモデルの計算領域（広領域）

ポンジ層)を設けた開境界とし、計算領域内で生じた反射波や通過した進行波が計算領域内の波浪場に与える影響を極力低減することとした。また、差分時間間隔は風波のピーク周期6.2sの1/1240倍に当たる $\Delta t=5\text{ ms}$ とした。

b) 入射境界を対象護岸に近づけた場合（狭領域）

福浦地区護岸から約0.7km沖に入射境界を設定した場合のブシネスクモデルにおける計算領域を図-6.5に示す。入射境界は2つの海脚地形の根元付近を横切るため、入射境界に沿った水深は15~20m程度の範囲で激しく変化することがわかる。なお、計算格子幅は $\Delta x=5.0\text{ m}$ 及び $\Delta x=2.5\text{ m}$ の2種類とした。

広領域のときと同様に、SWANを用いた浅海波浪推算では、この入射境界上の各地点（ただし、SWANの空間解像度に対応した約200m毎）においても、浅海変形後の波の方向スペクトルが出力されている。この場合、特に前述した2つの海脚地形による屈折・浅水変形は、SWANによって算定されることを期待している。そこで、これらの空間分布に対応する多方向不規則波のうち、各地点で与える1024組の成分波諸元から描いた周波数スペクトル、及び周波数-波向平面における波エネルギー分布の例を図-6.6に示す。これらの図の凡例は前述の図-6.4と同様である。図より、入射境界に沿った各地点でピーク周期6.2s程度の風波とピーク周期13s程度のうねりが重畳した2山型スペクトルが描かれるのは広領域への入射波と同様である。また、風波エネルギーは波向NE~SEの範囲に広く分布し、うねりエネルギーは波向SE付近に集中していることも同様であるが、狭領域の南側の入射境界では、うねりエネルギーが相対的に増大している様子が確認でき



(a) 地点 A (J=1225 : $\Delta x=5.0\text{ m}$)

(b) 地点 B (J=837 : $\Delta x=5.0\text{ m}$)

(c) 地点 C (J=449 : $\Delta x=5.0\text{ m}$)

図-6.4 入射境界上の波エネルギー分布（広領域）（上段：周波数スペクトル，下段：各成分波の波エネルギー）

る。これは、SWAN を用いた浅海波浪推算において、海脚地形によるうねりの屈折とそれによる根元付近への波高集中がある程度は算定されることを示唆しているものと考えられる。

なお、計算領域の外周には、風波のピーク周期 6.2 s の沖波波長と同じ幅 60 m のエネルギー吸収帯(スポンジ層)を設けた開境界とし、計算負荷の増大を抑制しつつ、計算領域内で生じた反射波や通過した進行波が計算領域内の

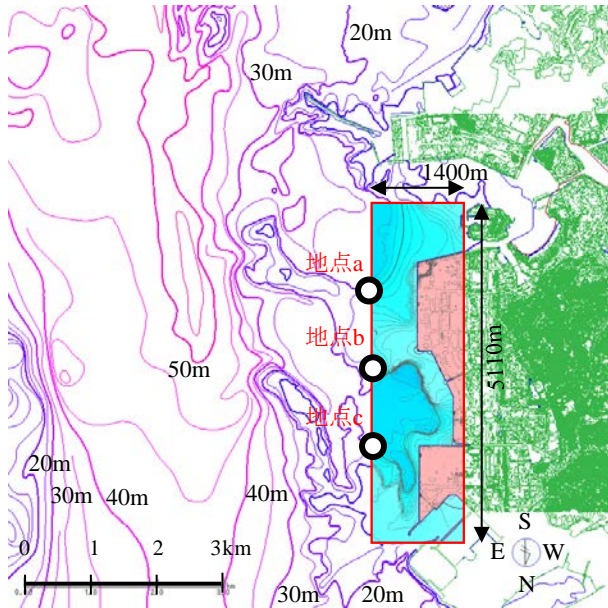


図-6.5 ブシネスクモデルの計算領域(狭領域)

波浪場を与える影響を極力低減することとした。また、差分時間間隔は、計算格子幅 $\Delta x=5.0$ m, 2.5 m とともに、風波のピーク周期 6.2 s の 1/1240 倍に当たる $\Delta t=5$ ms とした。

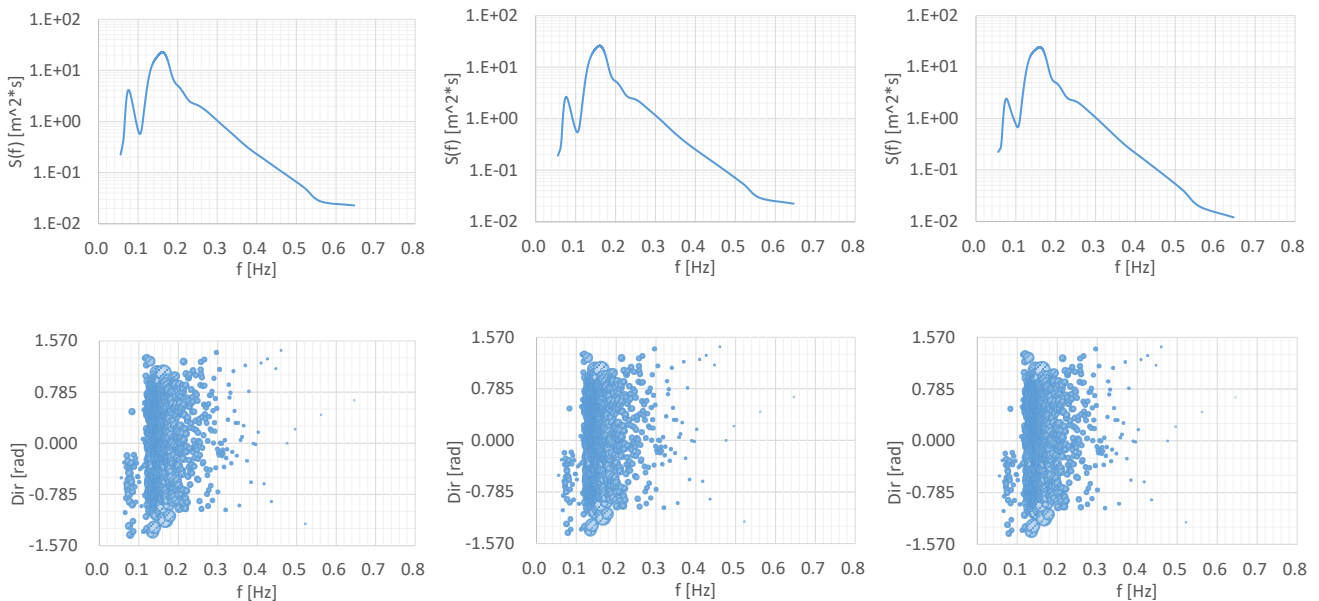
6.2 計算の結果と考察

ブシネスクモデルによる波浪変形・越波浸水計算は市販の 64 ビット Windows PC (iiyama 製, Intel(R) Xeon(R) Silver 4110 CPU@2.10GHz, 2CPU, RAM@48GB) を用いて実施した。また、プログラムの実行ファイルは Intel(R) Visual Fortran コンパイラー XE バージョン 14 を用いて作成し、並列計算は実施していない。

(1) 広領域での波浪変形・越波浸水計算結果

前掲した図-6.3 に示す計算領域の沖側境界に沿って、図-6.4 に例示した 1024 組からなる各地点での成分波諸元をそれぞれ与え、SWAN から引き継いだ波浪変形計算、及び福浦地区を対象とした越波浸水計算を、平面 2 次元ブシネスクモデル (NOWT-PARI Ver 5.3) により実施した。外周スポンジ層を含めた約 109 万格子数に対し、越波計算を開始するまでの前駆時間 610 s を含めた 2250 s 間の演算に要した時間は約 250 時間であった。このうち、ここでは越波開始後 1640 s 間(約 27.3 min 間)に計算された水位変動及び護岸法線上の流量フラックス変動を用いて算定した、福浦地区沖の有義波高、福浦地区の最大浸水深、及び福浦地区護岸上の最大打ち上げ高と時間平均越波流量について以下に示す。

まず、図-6.3 に示す計算領域での有義波高分布を、福



(a) 地点 a (j=747 : $\Delta x=5.0$ m)

(b) 地点 b (j=528 : $\Delta x=5.0$ m)

(c) 地点 c (j=265 : $\Delta x=5.0$ m)

図-6.6 入射境界上の波エネルギー分布(狭領域)

浦地区の最大浸水深分布とともに、図-6.7 に示す。ただし、ともに 2 山型多方向不規則波の有効造波領域の範囲外と考えられる、福浦地区から南方に位置する横須賀市追浜地区、ならびに北方に位置する横浜市本牧地区の臨海部は、計算負荷軽減のため水域を省略して陸域としている。図より、造波境界に対応する図の左端に沿って一様でない波高分布は、図-6.4 に例示した各地点での成分波諸元に対応している。また、その岸側にみられる空間的な波高変化は、海脚地形による波の屈折・浅水変形によるものであると考えられる。さらに、福浦護岸の北側前面では、

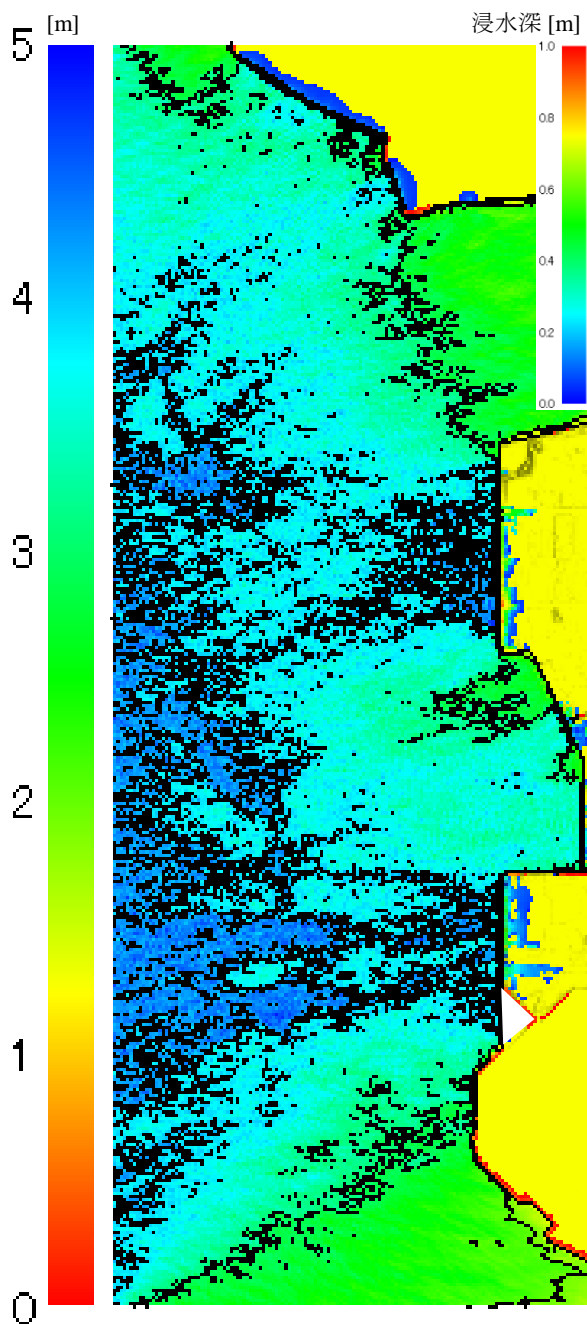


図-6.7 有義波高及び最大浸水深の分布（広領域）

護岸からの反射波による重複波の形成とともに、水深 20 m から 10 m に至る浅瀬による波の集中による波高増大が確認される。なお、重複波の形成による波高増大は、北側の幸浦地区に続く護岸との隅角部においても顕著にみられる。一方、越波開始 27.3 min 後の浸水域は護岸法線から高々 100~200 m 内陸までの範囲に限られており、護岸近傍では部分的に 1 m 近い浸水深となる箇所もみられるものの、前掲した現地調査結果に比べると、浸水域は狭く、浸水深も過小なようである。

次に、図-6.2 に定義した福浦護岸の名称により区別した各護岸位置での波の最大打ち上げ高及び平均越波流量を、図-6.8 に示す。図中、黒実線は各護岸位置での天端高を示し、凹型に見える箇所は護岸パラペットが倒壊した箇所に対応している。また、波の最大打ち上げ高は、補正前の護岸前面水位が天端高を一度でも超えた場合に表示される。図より、造波境界にほぼ直交する向きの護岸法線を有する福浦南及び福浦北では、最大打ち上げ高及び平均越波流量が算定される護岸は前面に消波工が設置されていないごく一部に留まり（図-6.2 参照）、少なくとも計算上は沿い波に起因する波の打ち上げや越波は生じていないことがわかる。一方、造波境界に平行な向きの護岸法線を有する福浦東及び幸浦では、前面に消波工が設置された一部を除いたほぼ全域で、平均的に、30~40 cm 程度の最大打ち上げ高及び 0.02~0.03 m³/s/m 程度の越波流量が算定され、図-6.7 に示した福浦地区の浸水域・浸水深に直接的に寄与していることが伺える。特に、福浦東では護岸前面の浅瀬による波の集中に対応して北側ほど越波流量が増大し、一部で 0.04 m³/s/m 以上に達しているが、これには護岸パラペット倒壊により天端高が 0.5 m 低下していたことも少なからず影響を及ぼしているものと思われる。

(2) 狭領域での波浪変形・越波浸水計算結果

前掲した図-6.5 に示す計算領域の沖側境界に沿って、図-6.6 に例示した 1024 組からなる各地点での成分波諸元をそれぞれ与え、SWAN から引き継いだ波浪変形計算、及び福浦地区を対象とした越波浸水計算を、平面 2 次元ブシネスクモデル (NOWT-PARI Ver 5.3) により実施した。計算格子幅 $\Delta x=5.0$ m としたとき、外周スポンジ層を含めた約 32 万格子数に対し、越波計算を開始するまでの前駆時間 610 s を含めた 2250 s 間の演算に要した時間は約 72 hr であった。また、計算格子幅 $\Delta x=2.5$ m としたときには、外周スポンジ層を含めた約 128 万格子数に対する演算時間は約 300 hr であった。このうち、ここでは越波開始後 1640 s 間（約 27.3 min 間）に計算された水位変動及び護岸法線上の流量フラックス変動を用いて算定した、福浦地

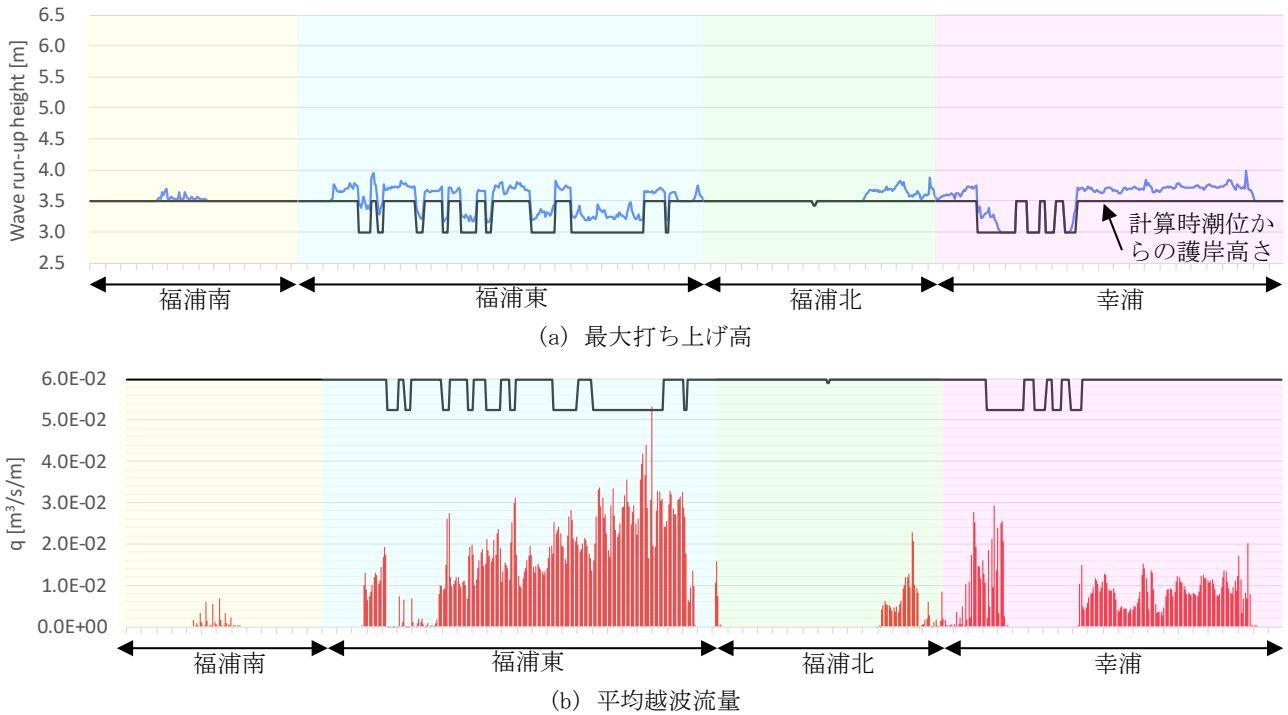


図-6.8 福浦地区護岸沿いの波の最大打ち上げ高及び平均越波流量（広領域、 $\Delta x=5.0$ m）

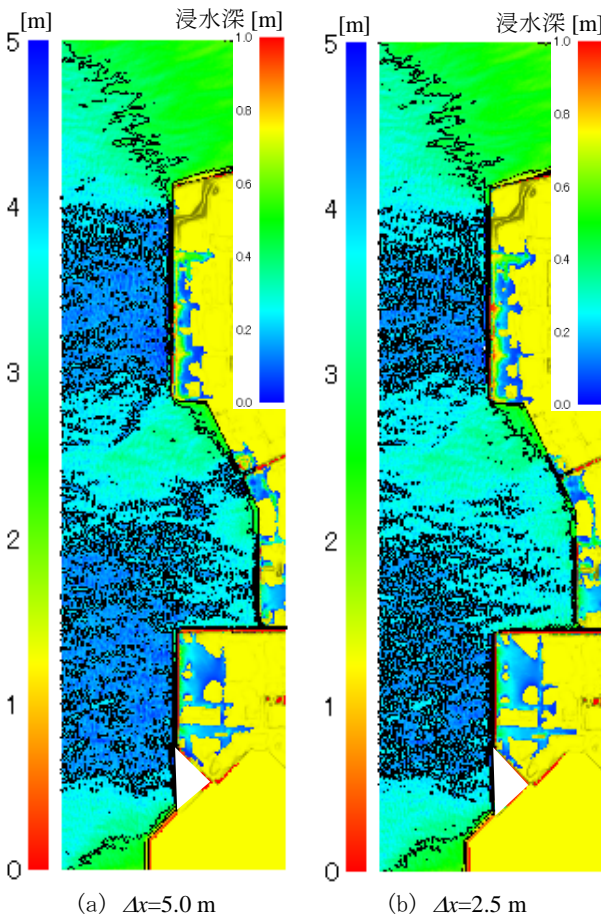


図-6.9 有義波高及び最大浸水深の分布（狭領域）

区沖の有義波高、福浦地区の最大浸水深、及び福浦地区護岸上の最大打ち上げ高と時間平均越波流量について以下に示す。

まず、図-6.5 に示す計算領域での有義波高分布を、福浦地区の最大浸水深分布とともに、図-6.9 に示す。ここで、図-6.9(a)は $\Delta x=5.0$ m、図-6.9(b)は $\Delta x=2.5$ m に対する計算結果である。両図ともに、造波境界に対応する図の左端に沿って一様でない波高分布は、図-6.6 に例示した各地点での成分波諸元に対応している。また、その岸側にみられる空間的な波高変化は、広領域での波高分布と同様、海脚地形による波の屈折・浅水変形によるものであると考えられる。さらに、福浦護岸の北側前面において重複波の形成と波の集中による波高増大、及び北側の幸浦地区に続く護岸との隅角部において重複波による波高増大が確認される様子も、広領域での計算結果とほぼ同様である。ただし、図-6.7 に図-6.9(a)の波高分布を重ねて描いた図-6.10 からも明らかなように、広領域で計算された狭領域の造波境界に沿う波高分布は、この位置に図-6.6 に基づく波浪諸元を与えて計算された狭領域での波高分布に比べ明らかに過小である。SWAN による浅海波浪変形計算が妥当であれば、この主な原因は差分誤差によるものと推測されるため、2山型スペクトルのうち特に風波のピーク周期 6.2 s に対し、計算格子幅を $\Delta x=5.0$ m とした伝播計算の空間解像度は必ずしも十分ではなかったと言わざるを得ない。

一方、越波開始 27.3 min 後の浸水域は、図-6.9(a)では図-6.7 と大差なく、護岸法線から高々100~200 m 内陸までの範囲に限られている。また、護岸近傍では部分的に 1 m 近い浸水深となる箇所もみられるものの、前掲した現地調査結果に比べると、未だ浸水域は狭く、浸水深も過小なようである。しかし、図-6.9(b)では街路に沿って浸水域が拡大する様子などが図-6.9(a)に比べて顕著であり、浸水深が 1 m を超える様子も数ヶ所でみられる。このような違いが生じた主な要因は、幅 0.3 m の護岸パラペット

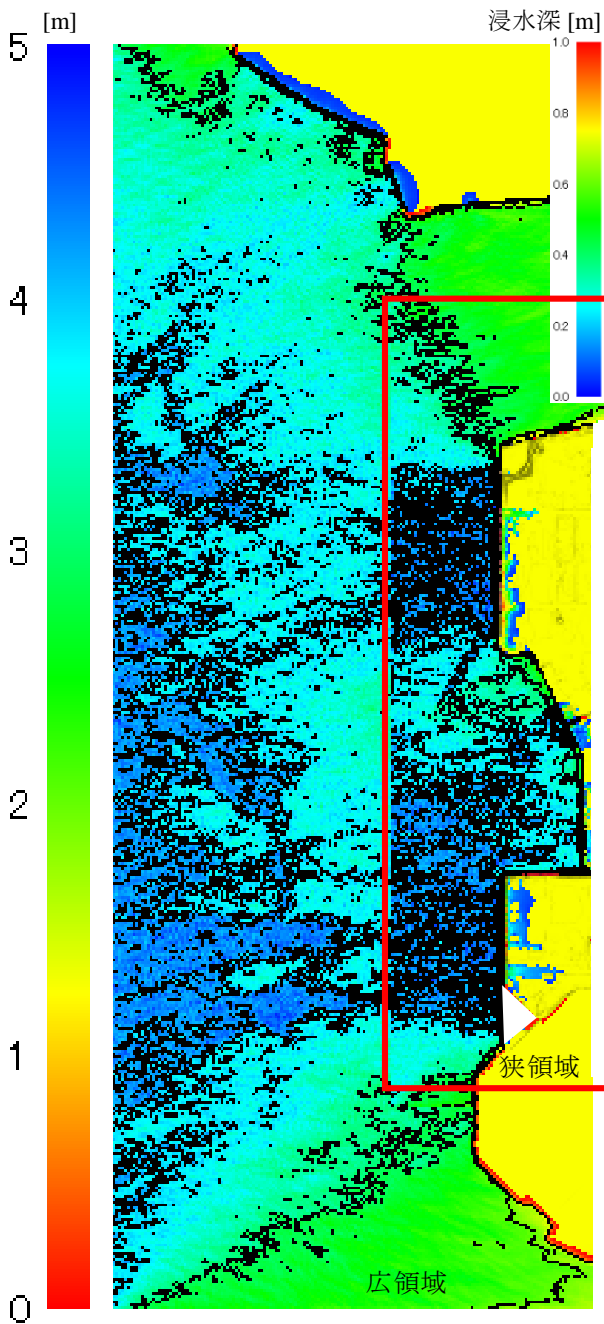


図-6.10 広・狭領域での波高分布の比較 ($\Delta x=5.0$ m)

や 5 m 格子 DEM データから再構築した福浦地区の地盤高を表現する計算格子幅の空間解像度によるものと考えられる。すなわち、 $\Delta x=5.0$ m の計算格子幅は実際の護岸パラペット幅に比べて極めて大きいいため、後述するように、越波モデルによる護岸越波流量を過小に算定した可能性が示唆される。一方、 $\Delta x=2.5$ m の計算格子幅も実際の護岸パラペット幅に比べて大きいものの、護岸上の越波水脈を大きく歪めるほどではなかったのではないかと推測される。また、福浦地区の陸地地形は、海底地形と同様、等値線データに格子を被せて作成している。したがって、等値線を描いた DEM データと同じ $\Delta x=5.0$ m の計算格子を用いた場合には、街路等の空間解像度を劣化させ、浸水計算の精度を低下させる恐れがあると考えられる。なお、護岸前面の波高分布は、 $\Delta x=5.0$ m とした計算結果に比べ $\Delta x=2.5$ m のほうがむしろ小さい。これは、越波の増加に伴い護岸での反射率が若干小さくなったことが一因と考えられるが、同時に、狭領域での波の伝播計算において少なくとも両者の差分誤差には大差ないことを示している。

次に、各護岸位置での波の最大打ち上げ高及び平均越波流量を、 $\Delta x=5.0$ m に対しては図-6.11、 $\Delta x=2.5$ m に対しては図-6.12 にそれぞれ示す。なお、これらの図の描き方等は前述の図-6.8 と同様である。両図ともに、造波境界にほぼ直交する福浦南及び福浦北では、広領域のときと同様、最大打ち上げ高及び平均越波流量が算定される護岸は前面に消波工が設置されていないごく一部に留まる。また、計算格子幅を $\Delta x=5.0$ m から $\Delta x=2.5$ m に細かくした場合には、最大打ち上げ高は局所的に 2 倍以上に増加するものの、平均越波流量は減少した。これは、本来は直線的な護岸法線を計算格子でかぎ型に近似したことにより、そのうち作用波に正対する辺において、粗い計算格子では平均越波流量が、細かな計算格子では最大打ち上げ高が、それぞれ過大に算定されたためと考えられる。一方、造波境界に平行な向きの護岸法線を有する福浦東及び幸浦でも広領域のときと同様、前面に消波工が設置された一部を除きほぼ全域で最大打ち上げ高及び平均越波流量が算定された。それらの値は、広領域と同じ $\Delta x=5.0$ m の計算格子幅では広領域での算定結果と同等か少し大きい程度であるが、 $\Delta x=2.5$ m とした場合には、最大打ち上げ高はほぼ同程度ながら平均越波流量は区間により 1.5 倍程度に増加し、図-6.9(b)に示した福浦地区の浸水域・浸水深に直接的に寄与していることが伺える。なお、計算格子幅によらず、平均越波流量の最大値は高々 $0.06 \text{ m}^3/\text{s}/\text{m}$ 程度に留まるものの、 $\Delta x=2.5$ m とした場合にはその出現区間が福浦東の北寄りに移動している。また、幸浦のほぼ中

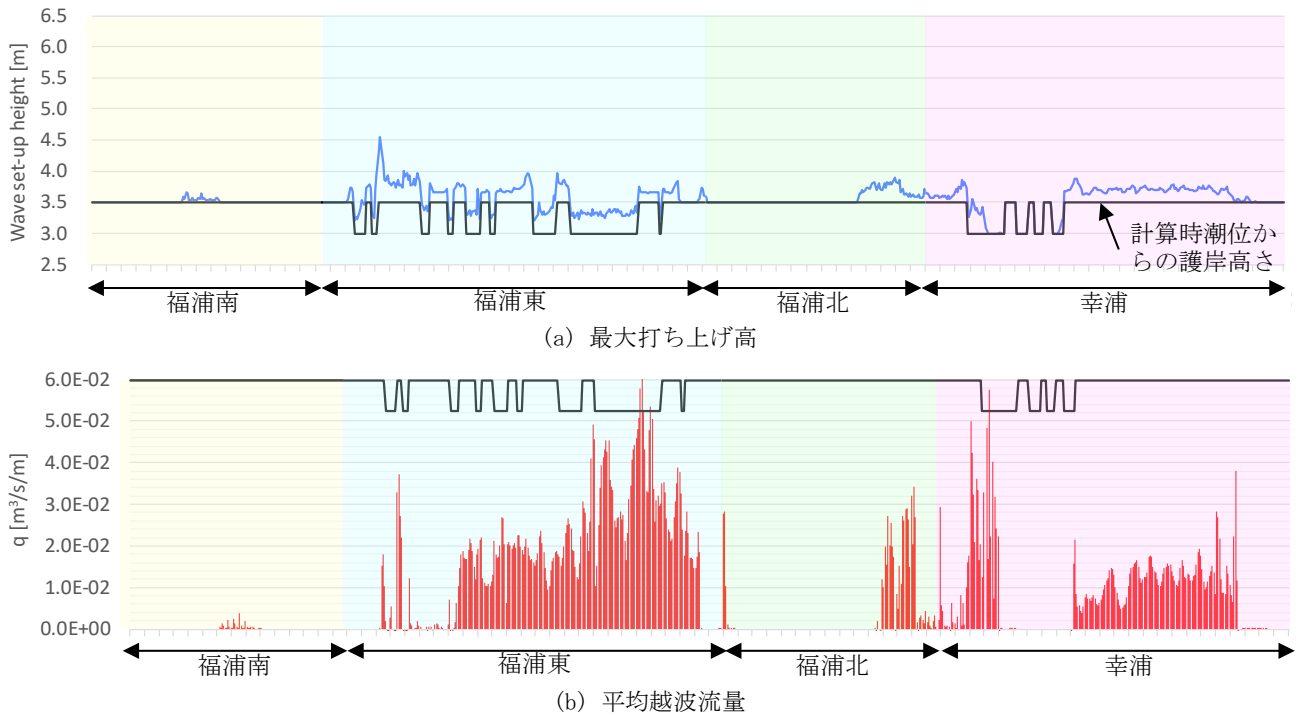


図-6.11 福浦地区護岸沿いの波の最大打ち上げ高及び平均越波流量（狭領域， $\Delta x=5.0$ m）

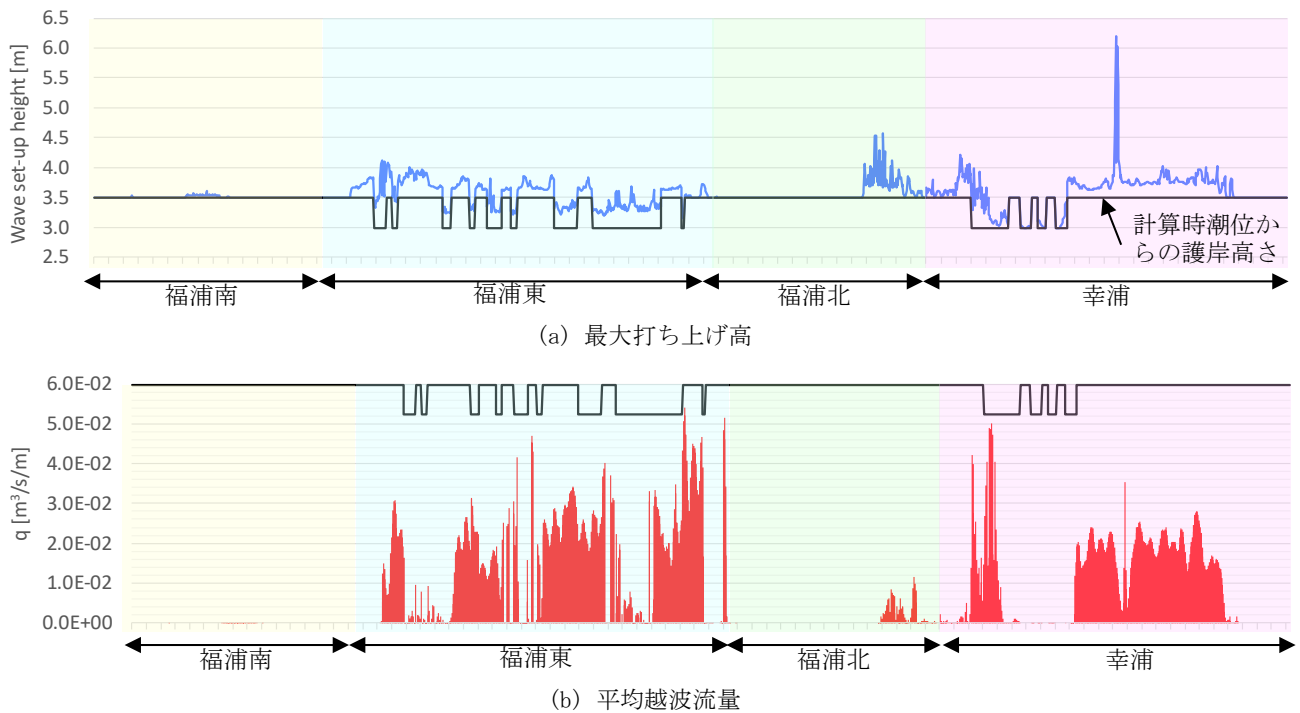


図-6.12 福浦地区護岸沿いの波の最大打ち上げ高及び平均越波流量（狭領域， $\Delta x=2.5$ m）

央に当たる区間では、計算格子の空間解像度を高めたことにより、消波区間の端部付近で 6 m を超える最大打ち上げ高が算定されている。

(3) 代表測線における最大浸水位の比較

広・狭領域及び異なる空間解像度で算定された福浦地

区の浸水状況を比較するために、図-6.13 に示す各代表測線において地盤高とともに最大浸水位を重ねて示した。福浦東の護岸法線に直交する代表測線での結果を図-6.14 に、護岸法線に平行な代表測線での結果を図-6.15 にそれぞれ示す。なお、護岸法線は狭領域の造波境界から

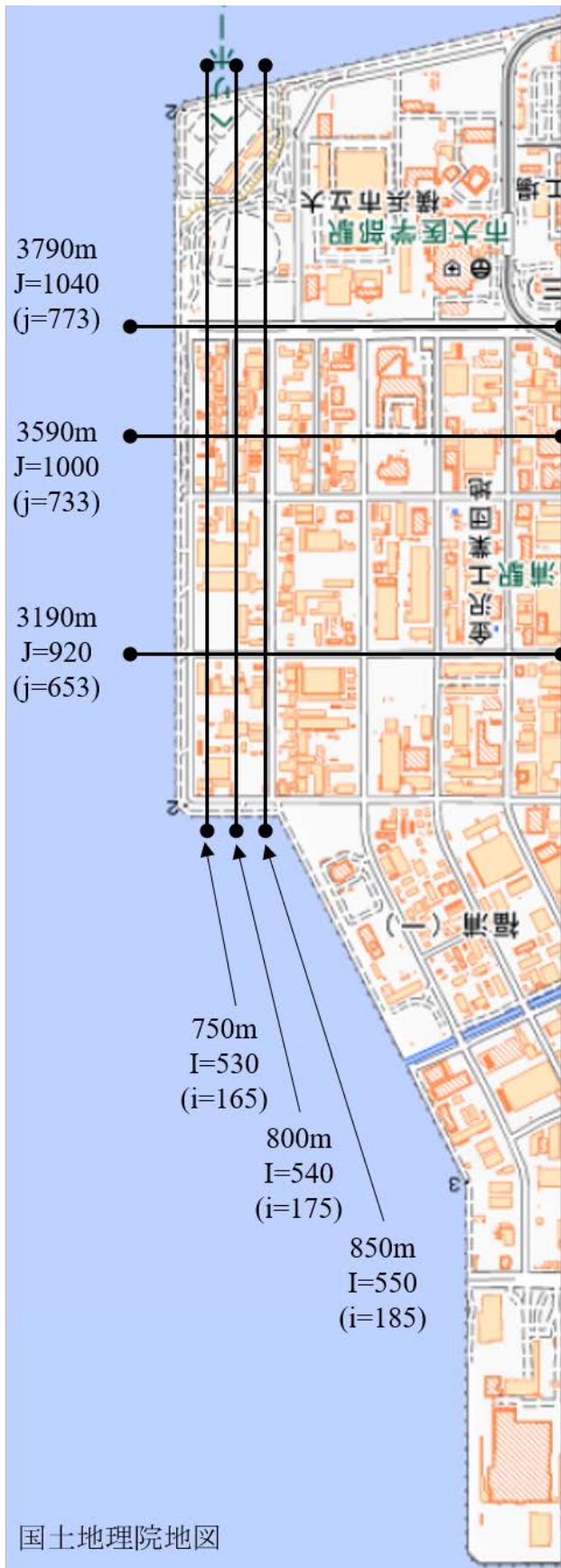


図-6.13 福浦地区における代表測線の定義 ($\Delta x=5.0$ m)

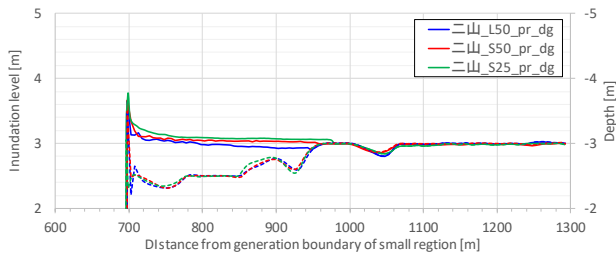
700 m 位置 ($I=520, i=155$) にあり、 $\Delta x=5.0$ m としたとき、 I は広領域、 i は狭領域における岸沖方向の格子番号である (また、 J, j は同様に沿岸方向の格子番号である)。

各図において、実線は各計算領域及び各計算格子で算定された最大浸水位を示し、点線は地盤高を示す。ここで、計算領域及び計算格子毎に描いた地盤高が完全には一致しない原因は、DEM データに基づく等値線データからそれぞれ与えたためである。また、各図の右側縦軸は計算時潮位 D.L.-1.91 m からの地盤高を示し、これらを図-6.13 と比較することにより、護岸パラペット高 D.L.-5.4 m または D.L.-4.9m (被災箇所) に対し、背後の地盤高は D.L.-4.3 m 程度、街路の地盤高は D.L.-4.5~4.7 m 程度、及び街区の平均的な地盤高は D.L.-4.9 m 程度であることがわかる。さらに、左側縦軸は図-6.8 (a)、図-6.11 (a) 及び図-6.12 (a) と同様、計算時潮位からの最大水位の上昇量 (護岸パラペット上においては最大打ち上げ高) を示す。

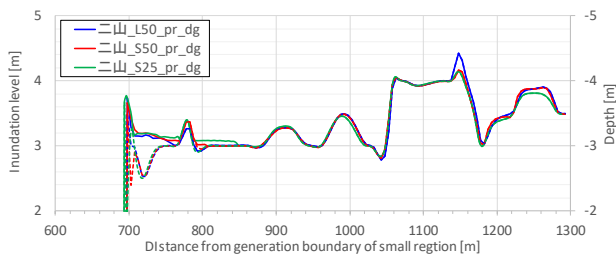
街路に沿って内陸に広がる最大浸水位を示した図-6.14 (a) 及び (c) をみると、護岸背後の最大浸水位は狭領域： $\Delta x=2.5$ m、狭領域： $\Delta x=5.0$ m、広領域： $\Delta x=5.0$ m、の順に高く広範囲に広がり、護岸における平均越波流量の算定結果とよく対応している。また、護岸背後で低く内陸に向かうにつれて高くなる陸地地形と合わせて考えると、 $\Delta x=5.0$ m のとき護岸越波流量が多少異なる広領域と狭領域で浸水域にさほど大きな違いが生じなかった理由は、狭領域の算定結果でも場所によっては護岸背後の浸水位が内陸の地盤高を超えず、浸水深のみが増加したためであることがわかる。さらに、最大浸水位には浸水域に越波水塊が突入することにより生じる伝達波による水位の増分も含まれるが、浸水量が少ない $\Delta x=5.0$ m の場合にはその影響が護岸近傍の比較的狭い範囲に留まり、浸水量が多い $\Delta x=2.5$ m の場合にも内陸に向かうにつれてその影響が小さくなる様子が伺える。

街区での最大浸水位の分布を例示した図-6.14 (b) をみると、浸水量が少ない $\Delta x=5.0$ m の場合には浸水域の広がりが地盤高の高まった部分で抑制されているのに対し、浸水量が多い $\Delta x=2.5$ m の場合にはその背後にまで浸水域が広がり、側方の街路を経由して越波水塊の回り込みが生じたものと推測された。

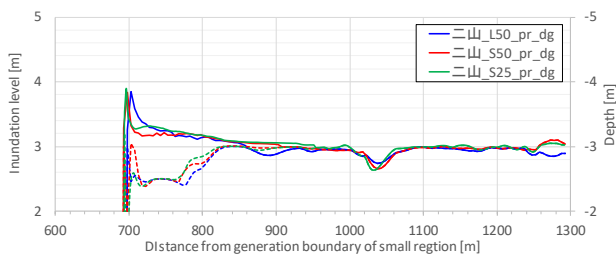
一方、街区における最大浸水位の沿岸分布を示した図-6.15 より、計算領域及び計算格子幅の違いによらず、福浦地区における最大浸水位は、図-6.8 (b)、図-6.11 (b) 及び図-6.12 (b) に示した護岸越波流量の沿岸分布に対応して、概して北側ほど高い傾向にあることが確認された。



(a) 狭領域の北側境界から 3790 m 位置 (J=1040, j=773)

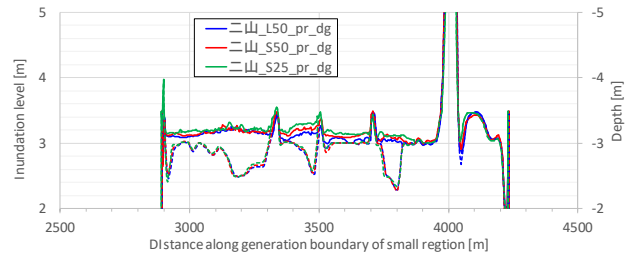


(b) 狭領域の北側境界から 3590 m 位置 (J=1000, j=733)

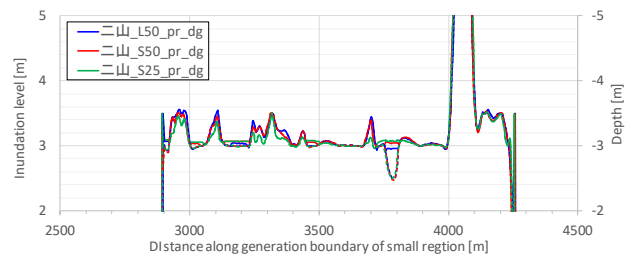


(c) 狭領域の北側境界から 3190 m 位置 (J=920, j=653)

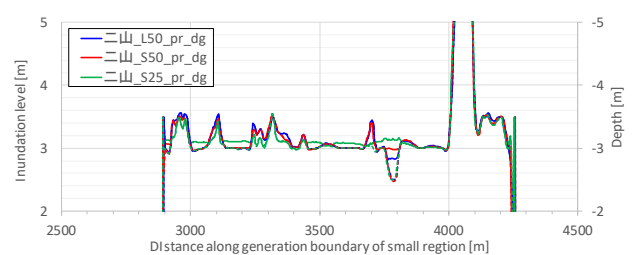
図-6.14 代表測線での最大浸水位分布 (護岸直交方向)



(a) 狭領域の造波境界から 750 m 位置 (I=530, i=165)



(b) 狭領域の造波境界から 800 m 位置 (I=540, i=175)



(c) 狭領域の造波境界から 850 m 位置 (I=550, i=185)

図-6.15 代表測線での最大浸水位分布 (護岸平行方向)

6.3 今後の課題

東京湾通過時の台風 1915 号の移動速度は比較的遅く約 20 km/h 程度であったが、最大風速半径は約 30 km と非常にコンパクトであったため、福浦地区における越波継続時間はせいぜい 1 時間程度であったと考えられる。一方、本研究では、福浦地区沖で推算されたピーク時の波浪・潮位を外力条件として越波開始後約 27.3 min 間の越波浸水計算を実施した。しかし、当時の越波浸水状況を再現するうえでこれらの計算条件が過大または過小であったかは、ピーク時波浪・潮位の継続時間やその前後の波浪・潮位条件等も加味して判断する必要があるため、ここで一概に述べることは困難である。そこで今後は、一時化のなかで護岸越波が発生する期間の波浪・潮位を対象としこれらの時間変化を入力することにより、護岸背後の越波浸水状況の変化を再現するような計算の実施が必要になると思われる。

7. パラペット後退型護岸に働く波力の計算

横浜港の福浦地区および本牧 D 突堤では護岸のパラペットの倒壊が顕著だった。いずれの護岸も後退パラペット型の護岸であり、類似した構造だった。

後退パラペットに関しては、合田・岸良 (1976) が、その水叩きの天端が低いときに後退距離が不十分であると波力が異常に増大することがある、と記述しているほか、高橋ら (1992) は、後退パラペットに越波水塊が当たる場合に、合田式で推定される 1~2 倍の波力が発生すること、設計上は合田式で推定される 1.5 倍の波力とすることを示している。

高橋ら (1992) の実験では、水叩き部の高さ h_c が水深 h の約 0.1 倍 ($h_c/h=0.109$) だったが、今回の被災護岸では水叩き部の高さが静水位とほぼ同じ ($h_c/h=0$) であり、合田・岸良 (1976) が指摘する水叩きの天端が低い時に相当する。そのため、高橋ら (1992) の設計式よりもより大きな波力が発生していた可能性がある。

そこで、数値波動水路 CADMAS-SURF/2D を用いて波力を推定した。計算領域と格子サイズを図-7.1 に、計算条件を表-7.1 に示す。ケーソンの前面壁とパラペットの前面壁の位置が同じ (以下では、一般型) 断面と、被災が発生したパラペット後退型の断面について計算を行った。作用波は、周期と波高は最高波高 H_{max} 相当の波が作用した場合を想定して、周期 6 s、波高 5 m の規則波とした。

図-7.2 はパラペットに働く波圧の時系列波形である。

オレンジの線が一般型、青の線が今回の護岸形状に相当するパラペット後退型の場合の計算結果である。パラペット後退型の方が全体に波圧が大きく、特に水叩き天端部 ($z=1.7$ m) ではパラペット後退型の方が 2 倍以上大きな波圧が発生していることが分かる。

図-7.3, 7.4 は一般型とパラペット後退型の波の作用状況である。一般型では重複波として波が作用しているのに対し、パラペット後退型では水塊がケーソンから飛び出してパラペットに衝突している。このような水塊の衝突が後退パラペットに強大な衝撃波力を作用させたものと推定される。

なお、CADMAS-SURF では空気を巻き込んで発生する衝撃波力の発生が必ずしも十分に再現できるわけではないため、今後、より詳細な検討が必要である。

表-7.1 数値計算の条件

項目	設定
計算時間刻み	Auto (クーラン数 0.2)
水の密度	1000 kg/m ³
水の動粘性係数	1.0×10 ⁻⁶ m ² /s
移流項の離散化手法	VP-DONOR 0.2
圧力のポアソン方程式の反復計算	M-ILUBCGSTAB 法 ・ A-ERROR : 1.0×10 ⁻¹² ・ R-ERROR : 1.0×10 ⁻¹⁰
気泡の取扱い	Timer-Door 法 (上昇速度 0.2 m/s)
飛沫の取扱い	Timer-Door 法 (落下速度: 自由落下)
水表面セルの流速推定法	勾配ゼロ
サブグループ	2 回

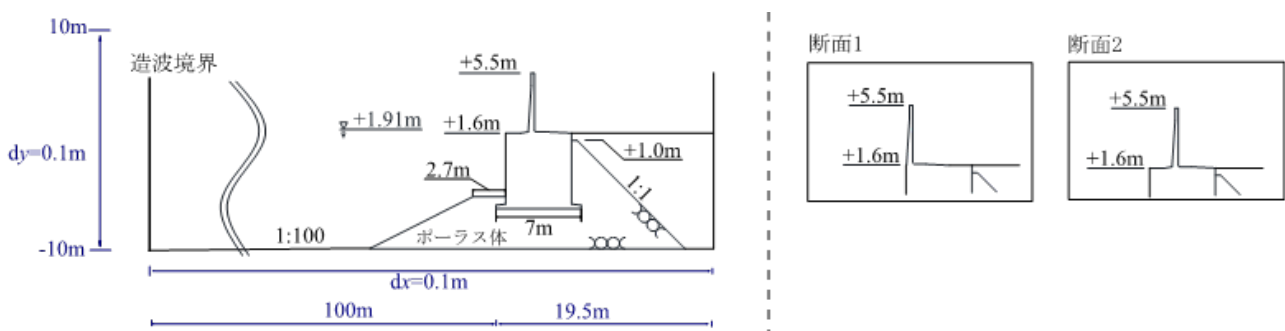


図-7.1 計算領域と計算格子，断面 1 が一般型，断面 2 がパラペット後退型

【圧力の出力位置】

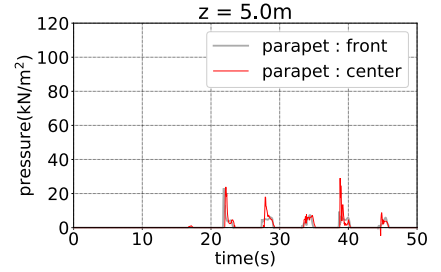
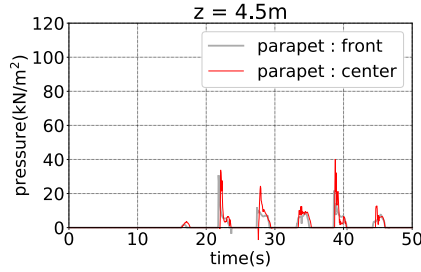
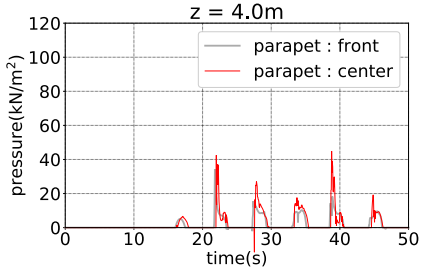
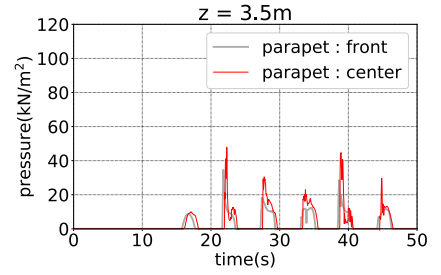
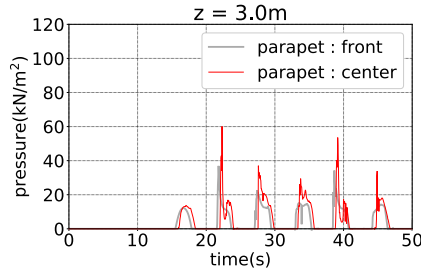
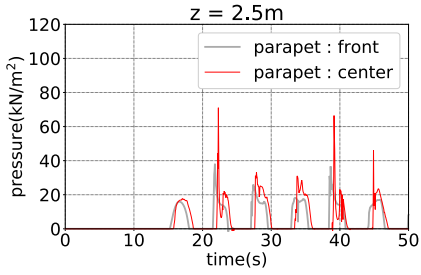
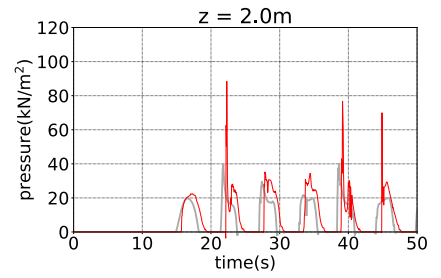
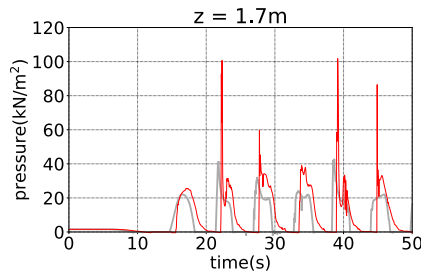
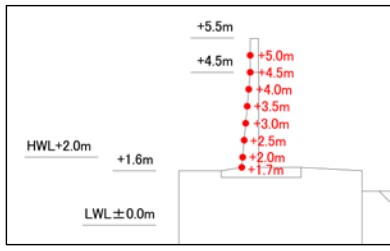


図-7.2 パラペットに働く波圧の時系列波形，横軸：時刻，縦軸：波圧，凡例：上（青線）がパラペット後退型，下（オレンジ線）が一般型

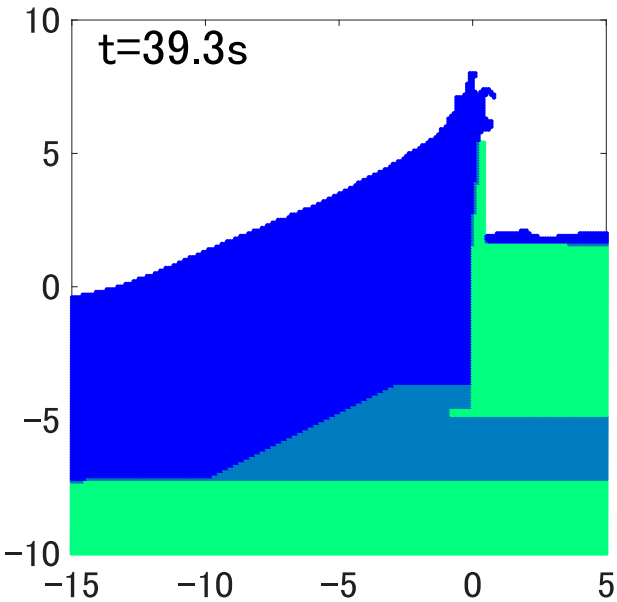


図-7.3 一般型での波の作用状況

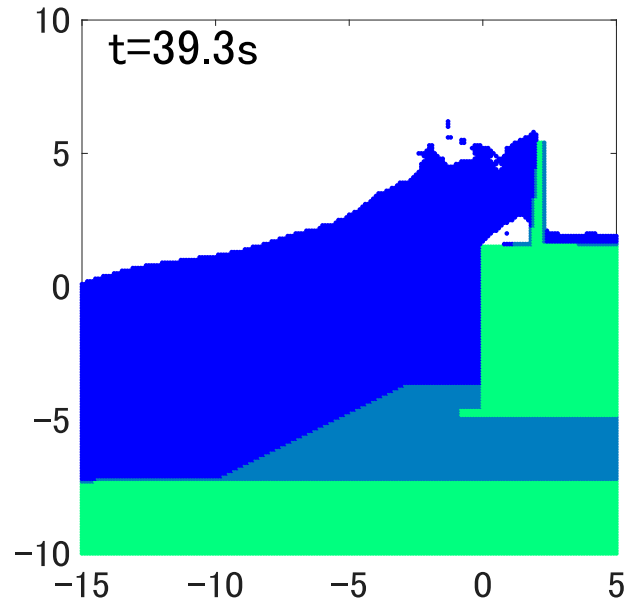


図-7.4 パラペット後退型での波の作用状況

8. 結論

本資料は、台風 1915 号による東京湾の風・潮位・波浪の観測値や再現計算、横浜港金沢区護岸の入射波浪・越波・波浪、金沢区他の浸水地点の現地調査の結果をとりまとめたものである。その要点をまとめると以下のとおりである。

- (1) 台風 1915 号は、東京湾周辺に來襲した台風の勢力としては過去 70 年間で 5 位に入り、最大風速半径が標準の半分以下という個性を持っていた。
- (2) 台風の中心付近に限ると、気象庁毎時大気解析データ MSM の気圧は観測値に比べて高く、風速は小さくなっており、藤井・光田の経験的台風モデルの再現性が良かった。領域海洋モデル ROMS によって東京湾の高潮を推算し、気象場の精度を高めることで高潮の精度を高められることを再確認した。
- (3) ナウファスの第二海堡では、1991 年の観測開始以来で最大の有義波 3.27 m, 6.4 s を観測した。MSM の風速場と第三世代波浪推算モデル SWAN によって、その第二海堡の波浪を概ね再現するとともに、横浜港金沢区の沖合では湾口と湾奥からの波浪が重なることが分かった。
- (4) 横浜港の金沢区(福浦地区、幸浦地区)、本牧 D 突堤、はま道路の周辺で、UAV や RTK-GNSS を用いて、浸水域や浸水地点の地盤高や浸水深を調査した。福浦地区では護岸から内陸に最大で 800 m まで浸水が生じていた。
- (5) 波浪推算で得たスペクトルを境界条件に、ブシネスク方程式モデル NOWT-PARI を用いて、起伏に富んだ海底地形を経て福浦地区護岸に至る波浪変形と護岸の越波を計算した。護岸の北側で浅瀬による波の集中が確認されるとともに、差分誤差や越波モデルの特性による影響を極力抑えたときの平均越波流量は、区間により最大 0.04~0.06 m³/s/m 程度と算定された。
- (5) その護岸の形式はパラペット後退型であり、数値波動水路 CADMAS-SURF/2D によってその護岸に作用する波圧を計算すると、合田式の 2 倍以上であった。

今後の課題としては、気象モデルにおける最大風速半径の小さな台風の気象場の再現性の向上、より時間や空間の分解能を高めた波浪推算、波浪のラディエーション応力や密度層を考慮した高潮推算、任意の波浪スペクトルを入射させる波浪変形計算や複雑な構造形式の護岸の波力・越波の計算のノウハウの一層の蓄積、などが考えられる。

9. あとがき

まずは台風 1915 号の風・波浪・高潮によって被害にあった皆様に、改めてお見舞いを申し上げ、早期に復旧・復興がなされ、末永く安全・安心な営みが続くことをお祈りしたい。そして、現地調査では、国土交通省港湾局、関東地方整備局港湾空港部、横浜市港湾局の皆様からのご協力、被災地の皆様からのご理解をいただいた。数多くの技術検討委員会、土木学会海岸工学委員会などの研究者コミュニティを通じて、多くの大学や民間コンサルタント等の研究者・技術者と情報や意見を交換させていただいた。所内でも、下迫健一郎研究監(水工研究担当特別研究主幹)をはじめとする方々からご助言いただいた。この場を借りてお礼を申し上げたい。

謝辞: 被災調査は、国土交通省関東地方整備局港湾空港部および横浜市港湾局のご協力を得て実施した。また、国土交通省港湾局からナウファスの第二海堡の波浪・風、海上保安庁第三管区保安本部から海ほたるの風、気象庁から東京他の気圧・風と晴海他の潮位、国土地理院から油壺の潮位、東京都港湾局から東京港の風・波浪、横須賀市消防局から横須賀の気圧・風のデータ、国土地理院から横浜市金沢区福浦・幸浦地区の基盤地図情報を、それぞれご提供、あるいはウェブからダウンロードさせていただいた。ここに併せて謝意を表する。

(2020年11月2日受付)

参考文献

- 岩本匠夢・河合弘泰 (2020) : 様々な気象モデルを用いた最大風速半径の小さな台風1915号による高潮推算値の比較検討, 土木学会論文集B-3 (海洋開発), Vol.76, No.2, pp. I_989-I_994.
- 岩本匠夢, 高川智博 (2017) : メソ気象モデルを用いた台風 1418・1419 号による高潮および副振動の再現計算. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 73(2), I_265-I_270.
- 内山雄介・多田拓晃 (2015) : 台風通過に伴う瀬戸内海および太平洋北西海域における海洋構造変化, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 71, No.2, I_211-I_216.
- 大野木和敏・上野 充 (1992) : 台風ボーガスデータの改良, 研究時報, 第44巻, 第5号, pp.247-269.
- 加島寛章・平山克也 (2011) : 下新川海岸における長周期うねりの越波発生機構とその対策, 港湾空港技術研究所報告, Vol.50, No.4, pp.197-218.
- 河合弘泰・平石哲也・丸山晴広・田中良男 (2000) : 台風

- 9918号による高潮の現地調査と追算, 港湾技研資料, No.971, 43p.
- 河合弘泰・川口浩二・橋本典明 (2003): 台風による内湾の波浪・高潮の双方向結合推算モデルの構築, 港湾空港技術研究所報告, 第42巻, 第3号, pp.85-110.
- 河合弘泰・本多和彦・富田孝史・柿沼太郎 (2005): 2004年に発生した台風の特徴と高潮の予測・再現計算, 港湾空港技術研究所資料, No.1103, 34p.
- 河合弘泰・川口浩二 (2007): 内湾の高潮推算への台風ポーガスと局地気象モデルの適用性, 港湾空港技術研究所報告, 第46巻, 第3号, pp.43-86.
- 河合弘泰 (2010): 高潮数値計算技術の高精度化と気候変動に備えた防災への適用, 港湾空港技術研究所資料, No.1210.
- 川口浩二・河合弘泰 (2007): 局地気象モデルを用いた台風時の風場および波浪の推算, 港湾空港技術研究所資料, No.1169, 19p.
- 川口浩二・杉本彰・橋本典明 (2003): 第三世代波浪推算モデルの内湾波浪推算への適用性—メソスケール気象モデルの導入—, 港湾空港技術研究所資料, No.1061.
- 川口浩二・藤木 峻・末廣文一・鈴山勝之・Chathura Manawasekara (2018): 台風1721号に対する3つの第三世代波浪推算モデルの推算特性, 土木学会論文集B3 (海洋開発), 74巻, 2号, pp. I_611-I_616.
- 気象庁・東京都 (1960): 東京湾高潮の総合調査報告, 247p.
- 國富將嗣・高山知司 (2005): 大阪湾における高潮と高波の同時生起確率特性, 海岸工学論文集, 52巻, pp. 216-220.
- 合田良実・岸良安治 (1976): 不規則波に対する護岸の越波流量特性について, 第23回海岸工学論文集, pp.176-181.
- 国土交通省関東地方整備局横浜国道工事事務所: 馬堀海岸高潮対策事業の経緯, <http://www.ktr.mlit.go.jp/yokohama/06data/plan/mabori/02.htm>
- 国土交通省港湾局 (2019a): 港湾等に来襲する想定を超えた高潮・高波・暴風対策検討委員会, 第1回資料1-1, https://www.mlit.go.jp/kowan/kowan_tk7_000025.html
- 国土交通省港湾局 (2019b): 港湾等に来襲する想定を超えた高潮・高波・暴風対策検討委員会, 第1回資料1-2, https://www.mlit.go.jp/kowan/kowan_tk7_000025.html
- 国土交通省港湾局: リアルタイムナウファスweb, <https://www.mlit.go.jp/kowan/nofphas/>
- 小西達男・上平悦朗・瀬河孝博 (1986): 台風8506号による高潮と副振動, 天気, Vol.33, pp.263-270.
- 柴木秀之・渡辺 晃 (2002): 密度成層とWave Setupを考慮した多層高潮推算に関する研究, 土木学会論文集, 第719号, pp.47-66.
- 高木泰士・呉 文潔 (2015): 日本南方海域を通過する台風の最大風速半径の推定手法, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), 第71号, pp.1-6.
- 高木泰士・Md Rezuhanul ISLAN・Le Tuan ANH・高橋篤平・杉生高行・古川郁貴 (2020): 2019年9月台風15号による神奈川・千葉・茨城の高波被害および東京湾の波浪追算, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.76, No.1, pp.I_12-I_21.
- 高橋重雄・遠藤仁彦・室善一朗 (1992): 混成防波堤上の越波水の運動と波力に関する実験的研究—親水性港湾構造物に関する水工的研究(第1報)—, 港空研報告, Vol.1-1, pp.3-50.
- 高橋重雄・大木泰憲・下迫健一郎・諫山貞雄・石貫国朗 (2000): 台風9918号による護岸の被災とその対策に関する水理模型実験, 港湾技研資料, No.973, 50p.
- 田中陽二・永井紀彦・鈴木高二朗・清水勝義 (2007): 海象計による流況観測データを用いた東京湾第二海堡における残差流の変動特性に関する解析, 港湾空港技術研究所資料, No.1168.
- 東京都港湾局: 東京港の潮位と波浪, <http://micos-sa.jwa.or.jp/metro/tokyop/topframe.htm>
- 富田孝史・本多和彦・河合弘泰・熊谷兼太郎 (2005): 2004年台風16号による高松の高潮浸水被害とその数値解析, 港湾空港技術研究所資料, No.1104, 27p.
- 永井紀彦・橋本典明・佐藤和敏 (2000): 台風9918号による西日本沿岸の波浪と潮位の出現特性, 港湾技研資料, No.969, 48p.
- 橋本典明・真期俊行・吉松みゆき (2000): 波浪推算法による台風9918号の異常波浪の再現計算, 港湾技研資料, No.970, 33p.
- 橋本典明・川口浩二・池上正春・鈴山勝之 (2004): 東京湾におけるWAMの波浪推算特性に関する検討, 海洋開発論文集, Vol.20, pp.845-850.
- 橋本典明・鈴山勝之・永井紀彦 (2005): 2004年に発生した台風に伴う高波の推算, 港湾技研資料, No.1102, 46p.
- 平石哲也・平山克也・河合弘泰 (2000): 台風9918号による越波災害に関する一考察, 港湾技研資料, No.972, 19p.
- 平山克也・平石哲也 (2001): ブシネスクモデルにおける透水層を用いた任意反射境界処理法の開発, 港空研報告, Vol.40, No.1, pp.3-30.

- 平山克也・南 靖彦・奥野光洋・峯村浩治・河合弘泰・平石哲也 (2005) : 2004年に来襲した台風による波浪災害事例, 港湾空港技術研究所資料, No.1101, 42p.
- 平山克也 (2006) : 透水層を用いた任意反射境界処理法の高度化と遡上計算への適用, 海洋開発論文集, 第 22 巻, pp.241-246.
- 平山克也 (2007) : ブシネスクモデルによる波浪変形計算の精度向上と現地適用性, 水工学シリーズ 07-B-7, 土木学会水工学委員会・海岸工学委員会, 20p.
- 平山克也・長谷川 巖 (2011) : ブシネスクモデルによる護岸越波・浸水過程に関する再現計算, 土木学会論文集 B3 (海洋開発), Vol.67, No.2, pp.I_262-I_267.
- 平山克也・森内政弘・伍井 稔・加地智彦・玉田 崇 (2012) : ブシネスクモデルを用いた海岸護岸における護岸越波量の推定, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.68, No.2, pp.I_780-I_785.
- 平山克也・加島寛章 (2013) : うねり性波浪による越波災害の発生過程の推定とその対策, 港湾空港技術研究所資料, No.1270, 41p.
- 平山克也・岩瀬浩之・加島寛章 (2013) : 造波境界上の水深と方向スペクトルの空間変化を考慮した多方向不規則波の造波とその特性, 港空研報告, Vol.51, No.1, pp.3-22.
- 平山克也 (2019) : 高波及びうねりによる越波災害と技術的対応, 水工学シリーズ 19-B-4, 土木学会水工学委員会・海岸工学委員会, 20p.
- 藤井 健 (2006) : 2004 年に上陸した台風の気圧分布の特性について, 自然災害科学, 第25号, pp.317-328.
- 藤木 峻・森 信人・川口浩二・末廣文一 (2018) : 混合分布モデルを用いた波浪方向スペクトルPartitioningに関する研究, 土木学会論文集B2(海岸工学), Vol.74, No.2, pp.I_103-I_108.
- 松尾俊平・河合弘泰・岩本匠夢 (2020) : 海洋・波浪結合モデルを用いた沖縄本島沿岸における高波・高潮の同時生起性と継続時間, 土木学会論文集B-3 (海洋開発), Vol.76, No.2, pp. I_216-I_221.
- 村上和男 (1981) : 最小自乗法による潮汐・潮流の調和分解とその精度, 港湾空港技術研究所資料, 第369号, pp.1-38.
- 柳嶋慎一・加藤一正・岩渕哲治・猿田光隆・平戸誠一郎・堀謙吾 (2000) : 台風9918号による虹ヶ浜海岸の高潮災害, 港湾技研資料, No.974, 24p.
- Gentry, M. S. and Lackmann, G. M. (2010): Sensitivity of simulated tropical cyclone structure and intensity to horizontal resolution. *Monthly Weather Review*, 138.3, pp.688-704.
- Hanson, J. L. and Phillips, O. M. (2001): Automated Analysis of Ocean Surface Directional Wave Spectra, *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 18, pp.277-293.
- Janssen, P. A. E. M. (1991): Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 21, pp.1631-1642.
- Kawai, H. (2019): Lessons learned from storm surge disasters and technical issues on countermeasures in Japan, *Proceedings of 29th International Ocean and Polar Engineering Conference (ISOPE-2019)*, ISOPE, Vol.3, pp. 3713-3720.
- Mitsuta, Y. and Fujii, T. (1987): Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, *Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, Vol. 37, Part 4, No. 329, pp. 169-185.
- Myers, V. A. and Malkin, W. (1961): Some properties of hurricane wind fields as deduced from trajectories, *U. S. Weather Bureau, National Hurricane Research Project, Report 49*.
- Shchepetkin, A. F. and McWilliams, J. C. (2005): The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography following coordinate oceanic model, *Ocean Modelling*, Vol.9, pp.347-404.
- Shimozono, T., Tajima, Y., Kumagai, K., Arikawa, T., Oda, Y., Shigihara, Y. and Suzuki, T. (2020): Coastal impacts of super typhoon Hagibis on Greater Tokyo and Shizuoka areas, Japan, *Coastal Engineering Journal*, pp.1-17.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W. and Powers, J. G. (2008): A description of the Advanced Research WRF version 3, *NCAR Technical note-475+ STR*.
- Suzuki, T., Tajima, Y., Watanabe, M., Tsuruta, N., Takagi, H., Takabatake, T., Suzuki, K., Shimozono, T., Shigihara, Y., Shibayama, T., Kawaguchi, S. and Arikawa, T. (2020): Post-event survey of locally concentrated disaster due to 2019 Typhoon Faxai along the western shore of Tokyo Bay, Japan. *Coastal Engineering Journal*, pp.1-13.

港湾空港技術研究所資料 No.1379

2020. 12

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所
横須賀市長瀬3丁目1番1号
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2020) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。