

鹿児島湾における大正大噴火以前と現在の 潮流に関する数値シミュレーション

細谷和範,* 西隆一郎

Numerical Simulation of Tidal Currents in Kagoshima Bay before and after the Great Eruption in Taisho Era

Kazunori Hosotani* and Ryuichiro Nishi

Key words: Kagoshima Bay, Tidal current, Numerical simulation, Coastal and bottom topography, Sakura-jima eruption

Abstract

Kagoshima Bay, which is located at the southernmost part of Kyushu Island, Japan, is composed of innermost and central basins. These two basins are separated by Sakura-jima Island, which is an active volcano that had erupted heavily in 1914 in the Taisho era (so called the Taisho eruption). Before this eruption, the innermost and central basins were connected with two channels, which are named Sakura-jima Channel and Seto Strait. This eruption, however, filled in the Seto Strait with a large amount of lava flows, and mainly formed the present geometry only with Sakura-jima Channel. During 100 years after the Taisho eruption, coastal developments due to economic activities have also changed the coastal and bottom topography.

This study aims to reveal the tidal currents for the two geometries in the Meiji era before the Taisho eruption and the present period, using a numerical model based on simple assumptions. Both the simulated current fields showed the similar oscillating pattern. The tidal current before the Taisho eruption indicates that the phase of the oscillating flow in Seto Strait precedes that in Sakura-jima-Channel. This means that Seto Strait may be responsible for the balance of the current velocity intensities in the two channels. Moreover, it also influences the residual current pattern which is characterized by an anticlockwise rotation in the central basin.

鹿児島湾は日本でも有数の火山地帯である九州南岸に位置し、その地形は南北 70km、東西 25km の閉鎖性の強い内湾である。海底地形は Fig.1 に示すように、100m の水深を持つ湾口のシル（鞍部）、最深部が 237m に及ぶ湾央部、平均水深は 140m であるが最深部は 200m 以上を有する湾奥で構成されている。さらに湾央と湾奥との間には幅が約 3km、水深が約 30m の桜島水道（西桜島水道）があり、非常に起伏に富んだ地形を有している¹⁾。現在では、桜島水道だけが湾央と湾奥を結ぶ唯一の水路となっているが、大正 3 年（1914 年）の大正大噴火以前は、桜島の東側に幅が約 400m、深さが約 72m

の瀬戸海峡（桜島瀬戸）があり、牛根 - 海潟間の海水交換があった。大正大噴火では、溶岩によって瀬戸海峡が埋塞されるとともに、桜島西側の桜島水道も約 1km 程埋塞した²⁾ (Plate1)。

鹿児島湾の潮流は、海上保安庁による実測^{3),4)}や数値シミュレーションによる既往の報告^{5),6)}から、湾全体で南北方向の往復流が卓越し、水路幅が狭い桜島水道で流速が大きいことが知られている。また、物質移動に大きく寄与する潮汐残差流は、湾央で反時計回りの循環形態を有する。この傾向は海底の地質堆積状況から湾内の長期的な流れの傾向を推測した大木ら⁷⁾の報告とも一致し

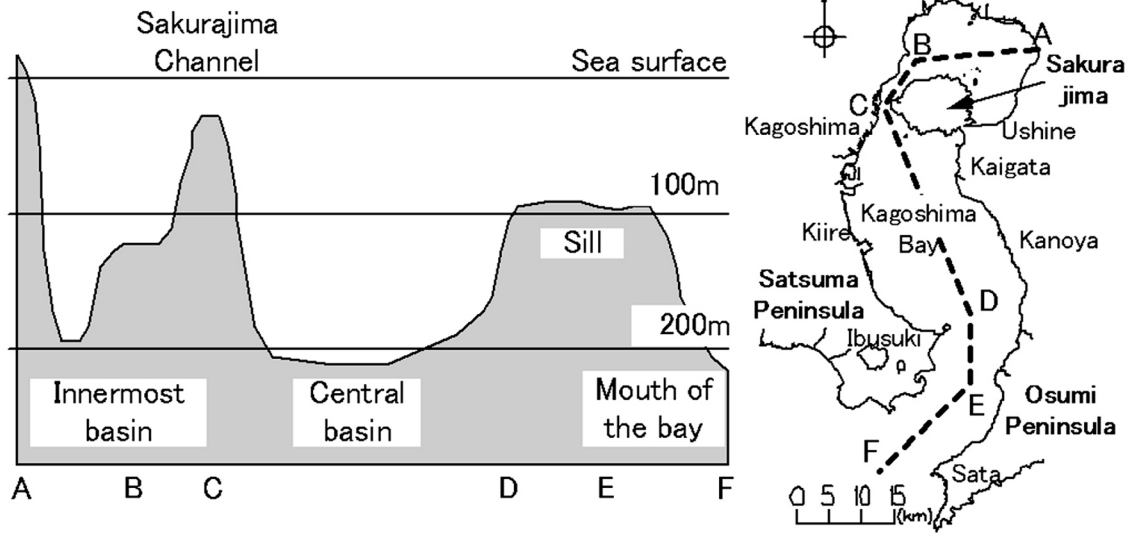


Fig.1. Bottom topography of the cross-section of Kagoshima Bay.



Plate 1. Aerial photograph around Sakura-jima Volcano

ている。

近年、沿岸域での経済活動の発達等に伴う湾内の水質悪化が懸念されている⁸⁾。とりわけ湾奥は桜島によって隔たれているために海水が滞留しやすく、水質悪化がより顕著である。そこで、水質改善策として、かつて存在していた桜島東側の瀬戸海峡の復活による湾奥と湾奥との海水交換の促進が自治体を中心に検討された。この計画案について村上ら⁹⁾¹⁰⁾は湾の縮小モデルを用いて、牛根 - 海潟間に幅 50m の水路を開削した場合の海水交換量を調べ、実験の結果から、ただ単に水路を開削するだけでは海水交換は積極的に行われないと報告している。しかしながら、モデル実験は大正大噴火以前の鹿児島湾を忠実に再現したものではなく、溶岩の流出によって形成された現在の地形に狭い水路を開削した場合を想定したものである。加えてモデル実験はコリオリ力の効果を考慮していないため、湾奥と湾奥の物質移動に大きく影響を及ぼす潮汐残差流が評価されていない。そのため、湾

奥と湾奥の海水交換に対する瀬戸海峡の影響は十分に分かっていない。そこで、本研究ではコリオリ力を考慮した潮流シミュレーションモデルを用いて、大正大噴火前の明治期と現在の地形による流れの違いについて、特に瀬戸海峡の流れが湾内の流れに与える影響を明らかにする。

1 地形データの作成と潮流の計算方法

1.1 海図記載水深のデジタル化

本研究では、数値計算に用いる水深データを作成するために過去の海図を利用した。使用した海図は瀬戸海峡が埋塞される以前の明治 43 年 (1899 年) に刊行された 10 万分の 1 の航海用海図と、現在の地形を代表させるものとして、昭和 43 年 (1968 年) 刊行の海図に平成 14 年 (2000 年) 時の海岸線 (主に港湾区域) を追記した海図を用いた。Fig.2 に明治期に旧兵部省海軍部水路局によって作成された海図を示す。当時の測量は六分儀と三点両角法による位置出しを行い、索 (ロープ) に錘をつけた錘測索を用いて測深が行われた。また、測深単位は尋 (ヒロ = 約 1.83m) あるいは FATHOM である。当時は我が国で本格的な海図の整備が始まった黎明期であったが、現在の海図と比べても遜色がない測点密度を有している。

これらの海図記載水深は不規則に配置された離散水深であり、そのままでは数値計算に用いる地形データとして利用することができないため、規則的な配列の空間格子水深に変換した。はじめにデジタル化を用いて海図記載水深をデジタルデータとして読み込み、続いて読み込まれた離散水深に内挿補間を施すことによって、100m

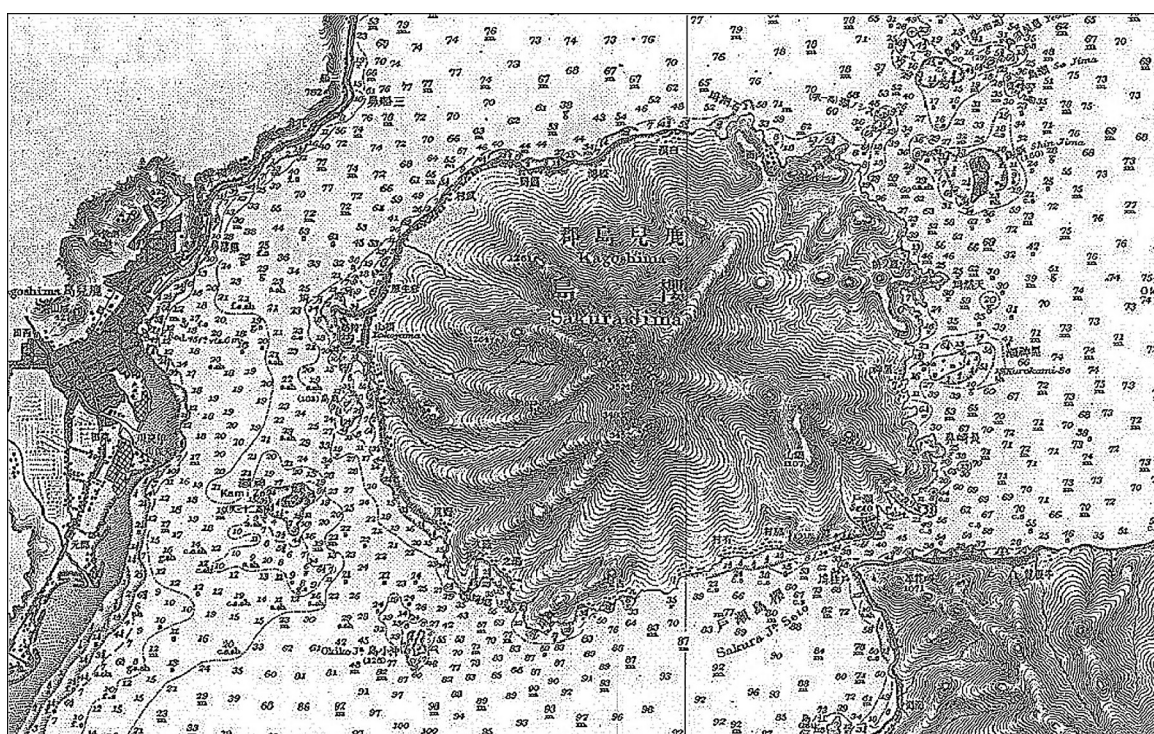


Fig.2. A nautical chart published in 1899. (Source: Japan Coast Guard)

間隔の空間格子水深データに変換した。デジタイザで読み取った水深を Fig.3 (a) に示す。離散水深は場所によって粗密が異なり、一度に 100m 格子に変換すると場所によっては変換エラーが大量に出してしまうことから、補間には 2 つの手順を経て行った。まず、最短距離法 (Nearest Neighbor 法) による平均化を行い、離散地点の水深を

測点の粗密に応じて 200m から 500m 毎の格子データに変換した (Fig.3 (b))。最短距離法はデータ密度が十分高い場合に有効な方法である。各格子点の水深は、格子点を中心に描かれた探索範囲内 (半径 R の円内) をいくつかのセクタに区切り、各セクタを代表する各点 (r_i) の重み付け平均によって求められる。本研究では、測点

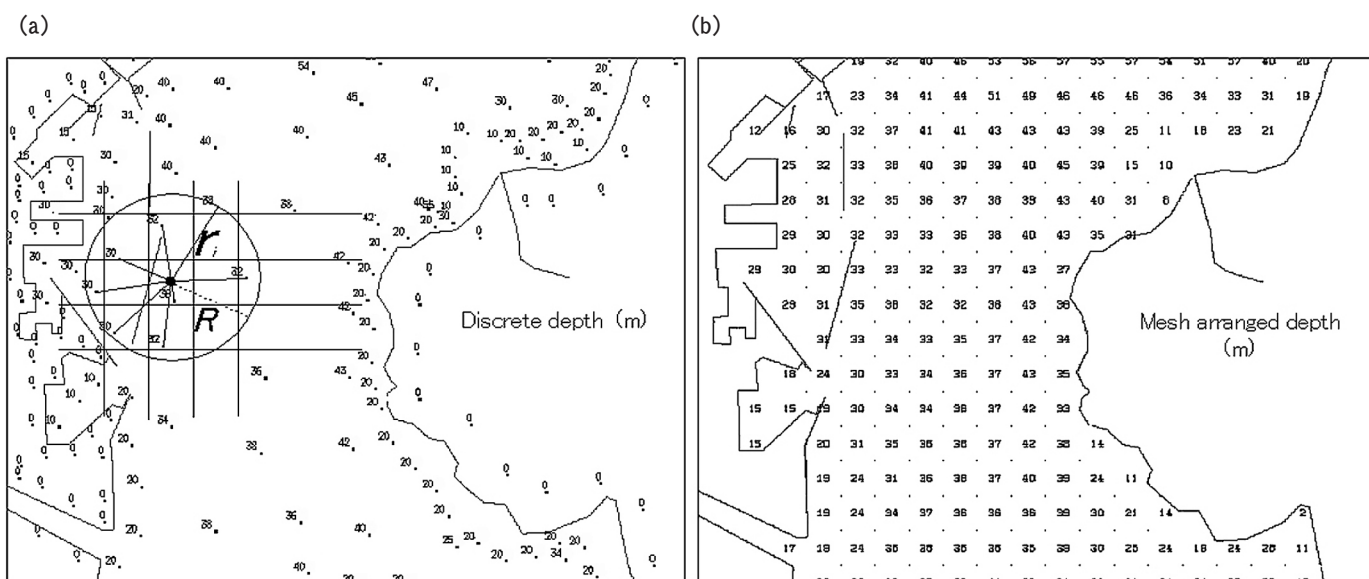


Fig.3. Maps of bottom topography; (a) original measured data, and (b) interpolated data in 500m×500m meshes. On the left figure, circle (R) denotes the search region and r_i denotes the distance from a grid point to each measured point.

の粗密に応じて海域をいくつかの領域に分け、領域搜索半径や搜索円内の分割数を適宜設定した。それでも地形変化に対して測点数が少なすぎる場合や、急峻な地形を持つ沿岸付近では現実的でない凹凸が多く発生するので、再度、元の海図と見比べてエラーと考えられる格子水深を逐次修正した。続いて、Fig.3 (b) の粗い格子水深に対して、線形補間のバイリニア補間 (Bi-linear 補間) を適用して 100m 間隔の格子に変換し、さらに、不明瞭になった海岸線や垂直護岸で形成されている港湾等を水

深 0m として追記した。

1.2 数値計算方法

1.2.1 シミュレーションモデル

潮汐流の計算モデルとして、差分法を解法とする流動モデルを適用した。以下に流れ場の支配方程式を記す。座標系は基準水面に対して xy 平面 (東西方向を x , 南北方向を y とする) を取り、鉛直上向きに z 軸を取る。

・ X 方向の運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(N_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(N_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_V \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (1)$$

・ Y 方向の運動方程式

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(N_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(N_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(N_V \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2)$$

・ Z 方向の運動方程式 (静水圧平衡)

$$0 = \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g \quad (3)$$

・ 連続の式

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

・ 自由表面条件

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\int_{-H}^{\zeta} u dz \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\int_{-H}^{\zeta} v dz \right) = 0 \quad (5)$$

それぞれの記号は以下の意味を持つ。

- u, v, w : x, y, z 方向の流速
- H : 各格子内の平均水深
- f : コリオリパラメータ
- g : 重力加速度
- ζ : 水位の変化量
- P : 水圧
- ρ : 海水密度 (一定値)
- N_H, N_V : 水平 (H), 鉛直方向 (V) の渦粘性係数

また、鉛直方向は 3 層とし、鉛直層番号は表面から 1, 2, 3 (海底) とした。方程式の解法は差分法を使用し、静水圧近似及び f 面近似を取り入れた汎用のマルチレベルモ

デル^{11), 12)}を用いた。マルチレベルモデルは、対象水域を水深方向にいくつかの層に分割し、各層を鉛直積分して層内の平均流を計算するモデルである。各層内の流れは x, y 成分を持つ二次元的なものとして扱われ、鉛直方向の流れは、各層間の運動量を考慮した上で連続の式から求まる。そして両者の合成として全体として三次元的な流れ場が表現される。

密度一定の流体に静水圧近似を適用した本モデルが表現する流れ場は、湾内を進行する潮汐波に対し、各層が一方向に流れる順圧的な流れ場となる。すなわち、現実の現象を忠実に模擬するものではなく、湾の地形によって特徴付けられる大局的な流れのパターンの把握に焦点を絞ったものである。

1.2.2 境界条件と計算条件

対象海域の流れ場を精度よく再現するためには、海域の流れを主に支配する条件を適切に与えなければならない。特に、最も主要な駆動源となる潮汐条件や塩熱条件は、実測に基づき設定される必要がある。しかしながら、過去の状況が不明な場合は仮定値を与えざるを得ない。本研究の場合、当然ながら、過去の気象や海象条件は現在と異なるであろうし、水温や塩分の密度構造など不確定要素が非常に多い。そこで本シミュレーションでは、塩分及び水温による密度変化を考慮せず、湾口境界格子に潮位変動を強制的に与える条件とした。

計算に用いた格子分割図を Fig.4 に、計算パラメータと境界条件を Table 1 にそれぞれ示す。計算格子は水平

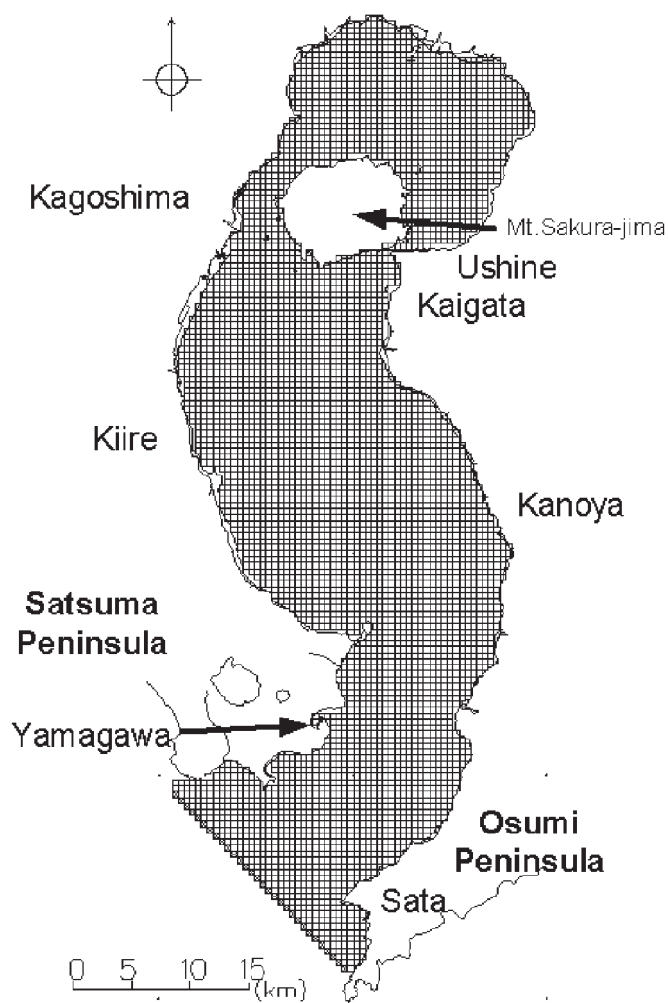


Fig.4. Horizontal grid spacing for the numerical model.

Table 1 Initial settings and boundary conditions

Horizontal grid size	$\Delta X, \Delta Y$	500m (Fig.4)
Vertical levels	ΔZ	1 st layer Surface-20m
		2 nd layer 20-40m
		3 rd layer 40m-Bottom
Horizontal eddy viscosity coefficient	N_x, N_y	10 m ² /s
Coriolis parameter	f	$8.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
Integration period	t	20 days (480 tides)
Time interval	dt	60 sec.
Tidal boundary condition	ζ_{amp}	Semi-diurnal tide (0.76m)

方向が 500m の直交格子であり、湾口部に境界格子を設定した。また本研究では、主に浅い瀬戸や水道での平面的な流れを調べるため、表面から 20m を表層部、20m から 40m を中層、そして 40m 以深の下層の 3 層に分割した。水平方向の渦粘性係数は既存文献¹³⁾を参考に一定値を与えた。なお、本モデルでは、鉛直方向の運動を担う内部境界摩擦力を水平方向流速成分で構成されるバルク式で求めている。境界条件について、陸岸の境界条件は、格子が粗いことからスリップ条件とし、湾口境界条件では速度勾配が 0 になる流出条件を設定した。また、湾口境界に与える潮汐条件は鹿児島湾内の各検潮所における卓越潮汐¹⁴⁾である主太陰半日周潮 (M_2 潮) を適用し、76.5cm の振幅変動を湾口境界で強制的に与えた。

一般に、鹿児島湾のような矩形湾の流れを計算する際、境界格子の設定によって湾固有の副振動 (セイシュ) を励起することに注意する必要がある¹⁵⁾。鹿児島湾のケースでは、潮汐波が外洋から閉じた細長い湾に伝播する現象を取り扱うので、副振動の励起を避けるために開境界は湾口沖合に広く取る方が良いが、湾口外の地形は急激に深くなり、かつ起伏が激しく、適切な境界条件の設定が非常に難しくなる。このため本計算では、鹿児島湾湾口部で水深約 100m のシルが尽きる南端付近を境界格子として設定せざるを得なかった。この設定による副振動の励起状況は 3 章 3.1 節で述べる。

2 格子水深による明治期と現在の鹿児島湾の海底地形

本章では海図から作成した格子水深を用いて、明治期と現在の地形変化について概略する。Fig.5 に現在の格子水深から明治期の格子水深引いた水深差を示す。明治期と現在とでは、桜島周辺と鹿児島市沿岸の地形の違いが顕著である。両時期の水深データの差 (Fig.5 (c)) は火山噴火があった桜島を除く湾全体で 15m 以内であり、精度の良い測量がなされていることがわかる。ただし、例外的に湾奥部の東側沿岸部で見られる 60m 以上の差に関しては、この付近で大きな地形変化が実際に生じていないことから、なんらかの誤差であると考えられる。この付近一帯は沿岸からわずか数百 m 沖合で水深が一気に 100m 以上変化する急峻なカルデラ縁辺部である。

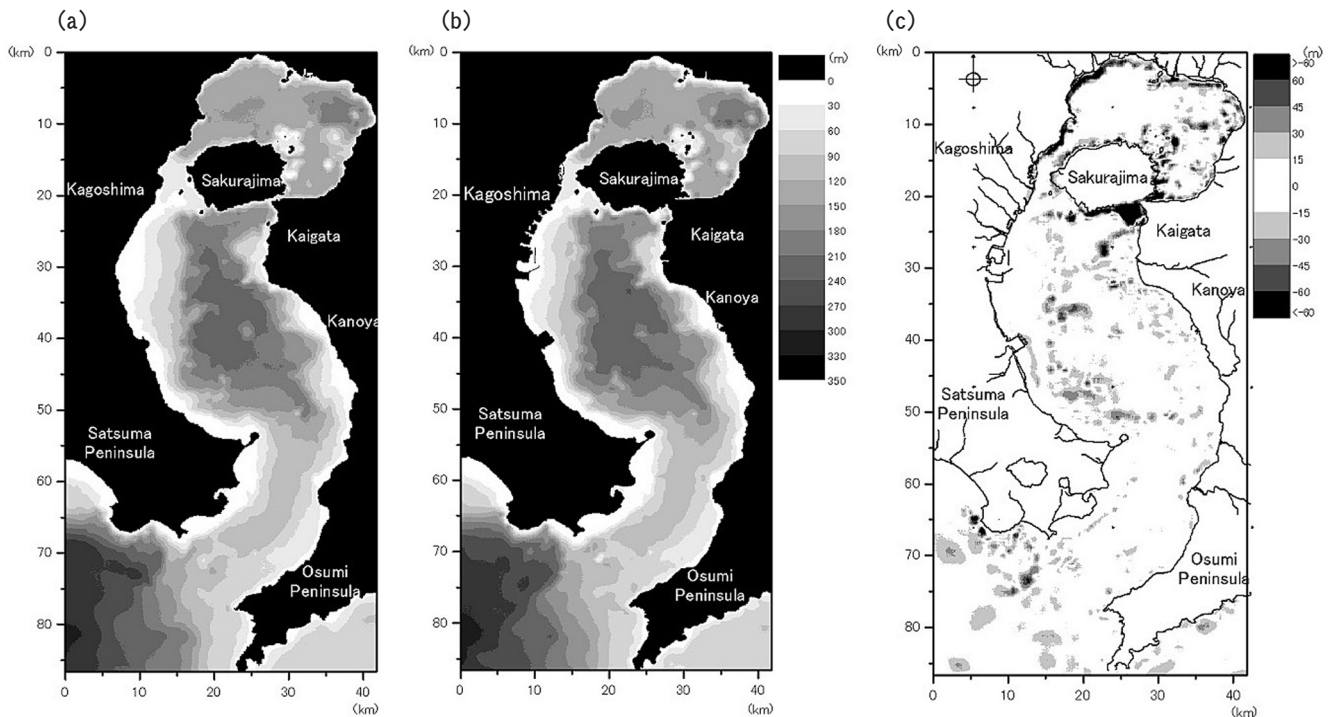


Fig.5. Maps for digital topography (100m×100m meshes) based on nautical charts; (a) the Meiji era (1899), (b) the present period (2000), and (c) the difference between them.

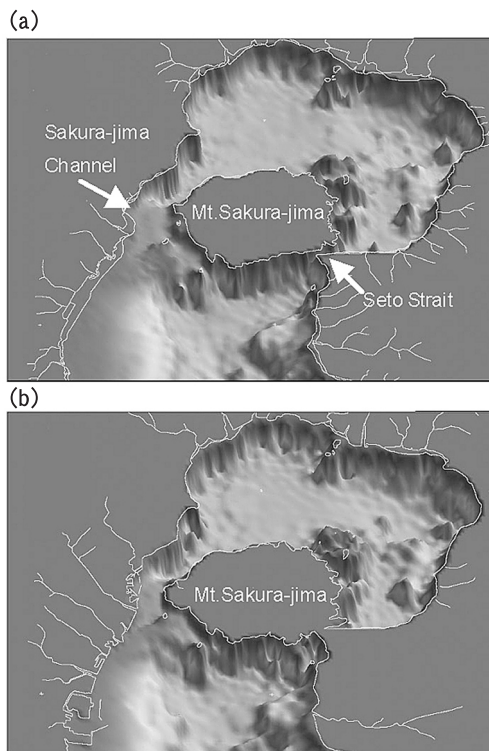


Fig.6. The bird view maps of bottom topography around Sakurajima; (a) the Meiji era (1899), and (b) the present period (2000). The aspect ratio (horizontal vs. vertical) is set to be 1:30.

明治期の海図と現在の海図とでは、海岸線の位置に若干の相違があるため、わずかな位置の違いが大きな水深差を招いた可能性がある。加えて格子水深を作成する際の補間に沿岸地形を再現しきれない可能性があることも推定される。

Fig.6に桜島周辺地形の鳥瞰図を示す。瀬戸海峡の周辺では大正大噴火によって瀬戸海峡が埋塞され、桜島と大隅半島とが陸続きになったことがわかる。また、鹿児島市沿岸を見ると、明治期の鹿児島市沿岸は砂浜や干潟等による浅海域が南北に広がっていたが、現在は港湾の整備や埋立てにより海岸線が押し出しされ、親水利用が可能な極浅海域が減少している。桜島周辺の地形変化を定量的に把握するため、Fig.7に桜島水道と瀬戸海峡の横断面図及び縦断面図を示す。水深が約30mと浅い桜島水道では、桜島の溶岩が水平方向に広がり、かつ西側に向かって約1km押し出しされたことや、鹿児島市の港湾整備に伴い東側に向かって海岸線が約1km弱押し出しされたことにより、桜島水道の幅が半分近くになったことがわかる。桜島水道の断面積（流積）は、明治期では約134,400m²であったのに対し、現在では約90,400m²（図中点線で示した埠頭を含めると、約82,000m²となる）であり、約33%（39%）減少している。一方、瀬戸海峡では溶岩の流出によって、海峡が埋塞されただけでなく、測線B-B'の数kmにわたり溶岩が約150m厚堆積し、水面下の地形を大きく変化させたことがわかる。

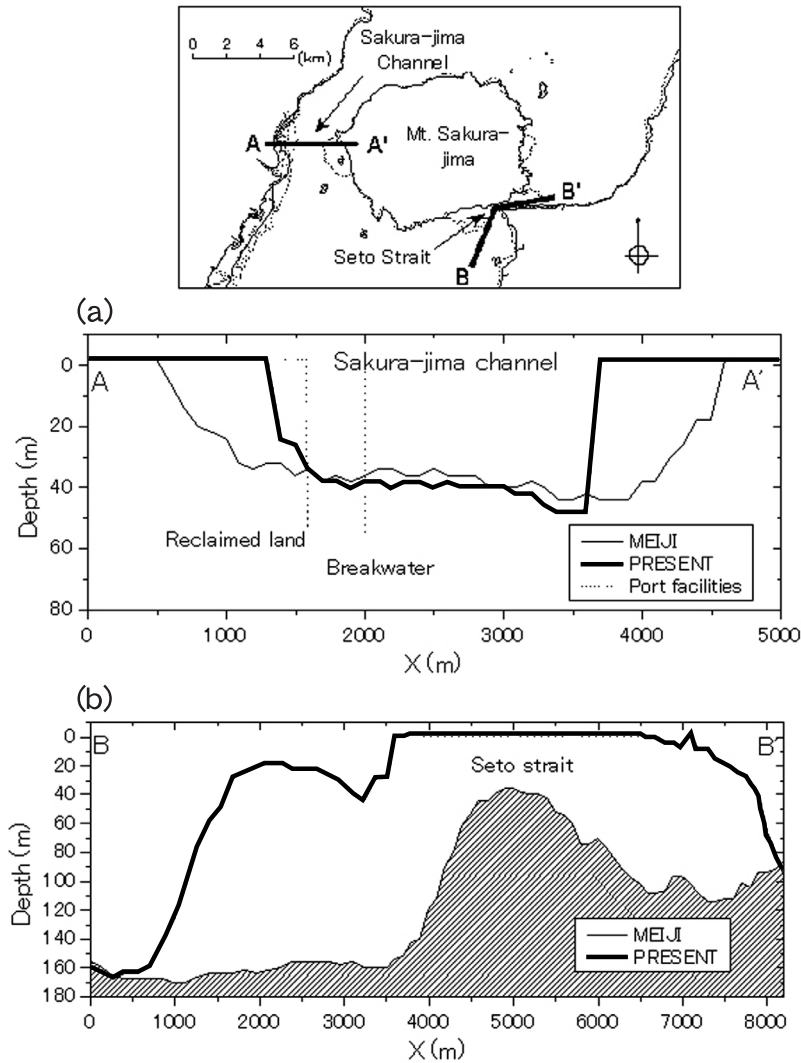


Fig.7. Cross sections of (a) Sakura-jima Channel, and (b) Seto Strait.

沿岸域の開発に伴う浅海領域の変化を Fig.8 に示す。図中、鹿児島市の磯から喜入町にわたる沿岸域では、人工構造物によって過去の海岸線の大部分が覆い尽くされたことがわかる。特に、谷山地区や喜入国家石油備蓄基地付近では海岸線が約 2.5km 沖出しされている。この図を元に、水深 20m 以浅の浅海域における埋立面積を計算すると、約 26km² (2,600ha) となる。喜入付近では海岸線の表示位置が若干異なるため、埋立面積はやや過大に見積もられているものの、鹿児島市の広範囲で浅海域が減少したことがわかる。

3 シミュレーション結果

3.1 モデルの妥当性の検証

本シミュレーションモデルは密度が一定の流体を仮定

していることから、計算によって得られる流れ場は沿岸地形に影響を受けた順圧的な潮流場となる。本節では、適用したモデルの妥当性を検証するため、実測による潮流楕円と潮汐振幅による比較を行った。現在の地形に対して、計算で得られた表層の潮流楕円を Fig.9 に示す。海上保安庁による実測結果³⁾と計算値を比較した各楕円の流軸は実測と同様であり、地形に拘束された湾内の往復流の特徴を良く示している。しかしながら、シミュレーションによって求められた楕円の長さは湾口付近の St.3 では実測結果は良く一致するものの、桜島水道 (St.2) では大きく、また湾奥 (St.1) では小さくなるなど、必ずしも良い一致は示さなかった。

次に、副振動による影響について検証する。Fig.10 に現在の地形を用いて計算された湾内各地点での潮位振幅

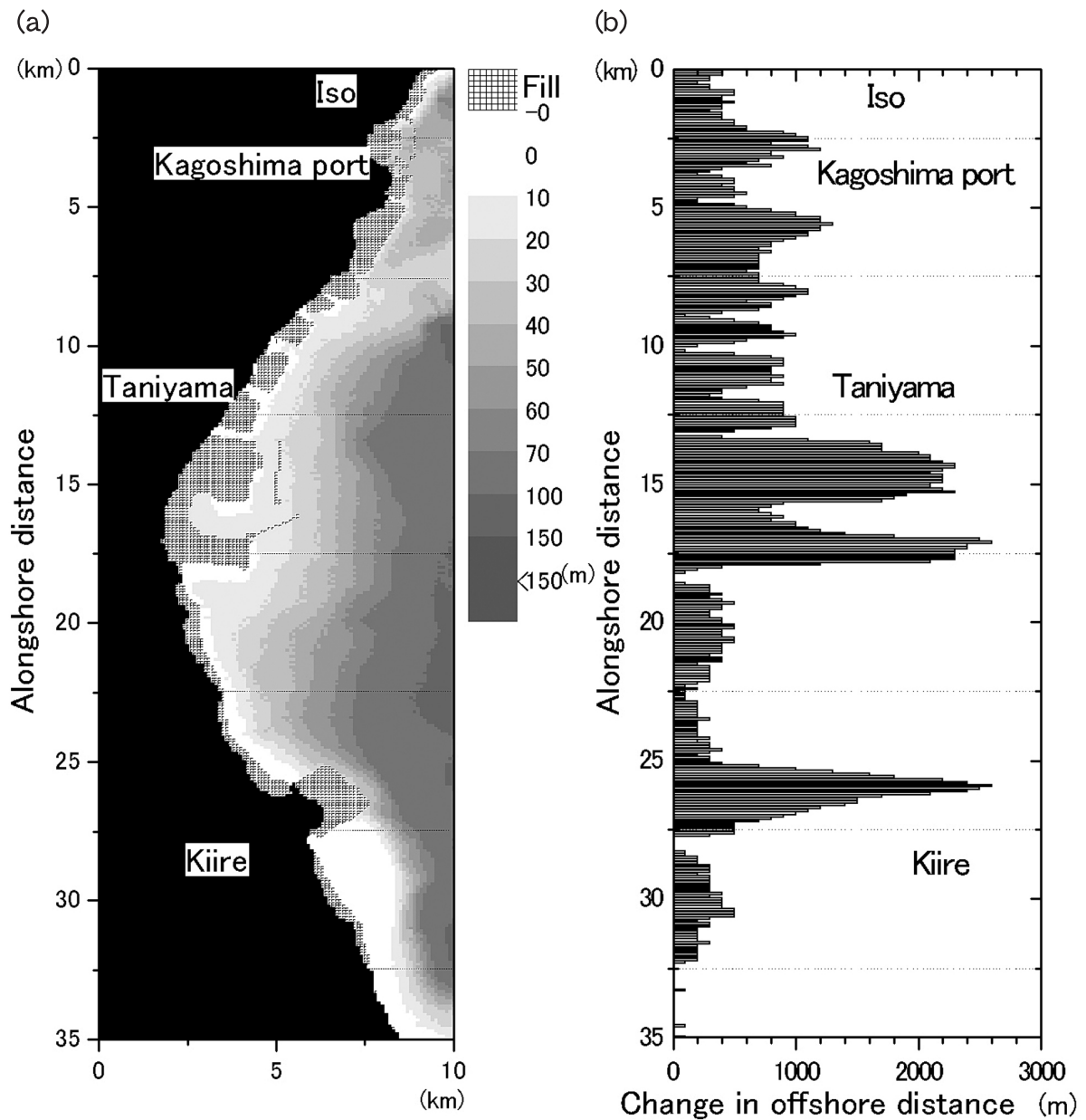


Fig.8. Change in coastlines between the Meiji era (1899) and the present period (2000); (a) reclaimed area, and (b) change in offshore distance.

と平均潮位を示す。比較対象は M_2 潮の調和定数(観測値)¹⁴⁾と菊川ら⁵⁾による計算結果である。計算された潮汐振幅は調和定数よりも大きく、湾奥では振幅が10cm程大きくなっている。また、FEMを用いた菊川らの計算も本計算結果と同様に、湾奥に向かって振幅の増加傾向が見られる。調和定数表による平均水面高さは湾奥ほど高くなり、湾奥と湾口で水位(面)差が約6cmあるが、シミュレーション結果では、その差がほとんど見られない。これらの違いについて、鹿児島湾を水深一定の簡単な矩形湾と仮定すると、固有振動数は約2.7時間と見積もられる。線形振幅波理論で表される矩形湾の潮

汐振幅の増幅率をGreenの法則により概算すると、湾長 $l=70\text{km}$ 、平均水深 $h=100\text{m}$ の本湾の場合、湾奥の潮位振幅率は $R=1/\cos(kl)=1.06$ となる。ここで、 $k=2\pi/\lambda$ である(λ は潮汐波の波長)。すなわち、湾口で76.5cmの振幅を与えた場合、70km離れた湾奥での振幅は約80.7cmとなる。海底摩擦による非線形性の効果を考慮した安田らの結果¹⁶⁾にあてはめても、類似した結果となる。したがって本シミュレーションでは、開境界の位置に多少の違いがあっても副振動への影響は生じないことになるが、本計算結果は副振動の発生を示唆する、最大で

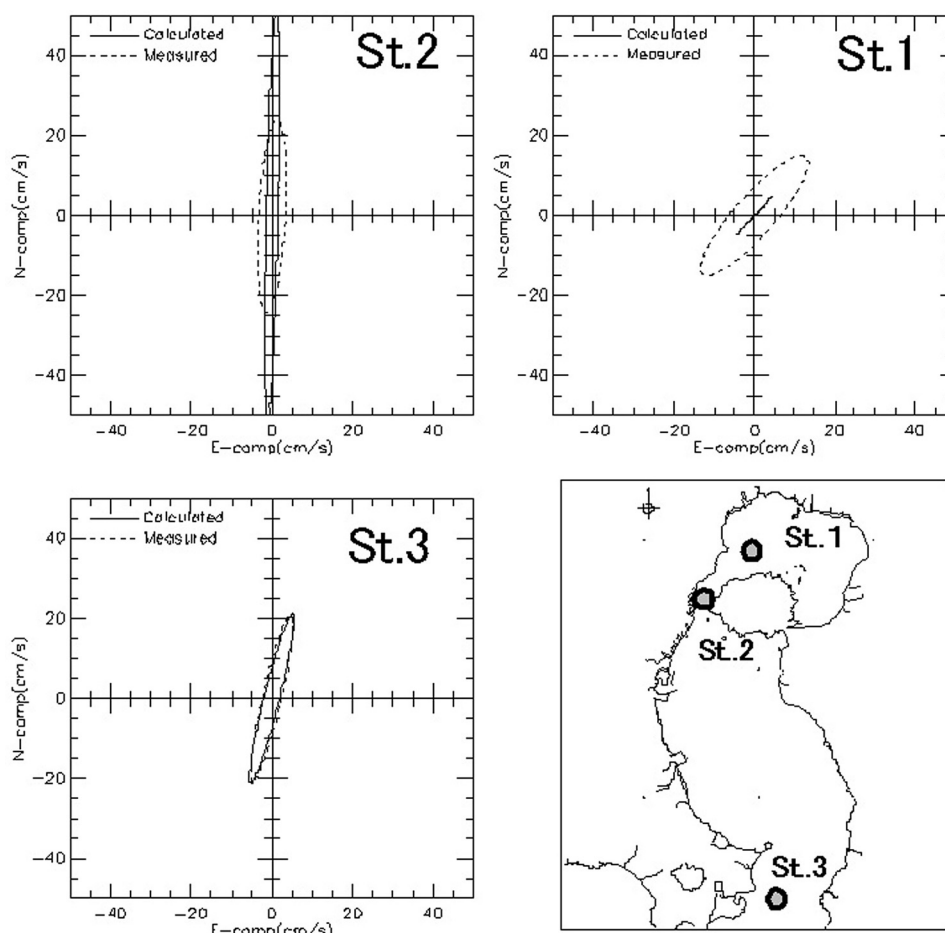


Fig.9. M_2 tidal current ellipses from 'St.1' to 'St.3'. Solid line denotes predicted ellipses and dashed lines denote observed ellipses.

約 10% (湾奥-湾口比) の潮汐振幅の増加が見られる。Fig.11 に示す湾口での振幅を基準とした湾の縦断線上の振幅増幅率を見ると、現在の地形では桜島水道を境に振幅の急激な増加を示しており ($R=1.17$)、潮汐波の伝播計算過程において急峻な地形上の水位変動が過大に算出されていることがわかる。一方、桜島水道の幅が広く、瀬戸海峡と二系統の流路が存在する明治期では桜島水道付近での振幅の増加が抑えられ、 $R=1.14$ となっている。以上のことから、本計算モデルは潮汐流の特徴を定性的に示したものの、楕円振幅や湾奥での潮汐振幅は、現実のものとは必ずしも十分に一致していない。したがって、次節以降に示す明治期と現在の流れの比較は、本モデルの特性上、定性的な評価に留めておくべきであると考えられる。

3.2 流れ場の時間変動

Fig.12 に明治期と現在の海底地形上で計算された表層流の経時変化を示す。両時期とも、潮位の変化に伴っ

て生じる南北方向の往復流が卓越する流れ場を呈している。湾口付近や湾中央では、それぞれの流れのパターンに大きな違いは見られないが、桜島周辺の流れ場はやや違いが見られる。桜島周辺を拡大した Fig.13 を見ると、明治期および現在の地形上での流れはともに桜島水道で強い北流と南流が交互に生じる往復流を示すが、流速は明治期の方が幾分小さい。潮流楕円を比較した Fig.14 を見ると、桜島水道では、流路が広い明治期の流速振幅は現在の地形上での流速振幅よりも約 45% 小さく、瀬戸海峡では、約 30cm/s の振幅を有していることがわかる。

ここで改めて Fig.13 に示した桜島水道と瀬戸海峡の流れの特徴について考える。桜島水道の流れは、両時期とも干潮時や満潮時の転流時でも慣性の影響により南流または北流が残留し、潮位変化と流れの変化に位相の遅れが生じている。一方、瀬戸海峡の流れは、潮汐が転潮するよりも早く転流し、低潮時や高潮時において桜島水道の流れと逆向きの流れを示している。この瀬戸海峡の

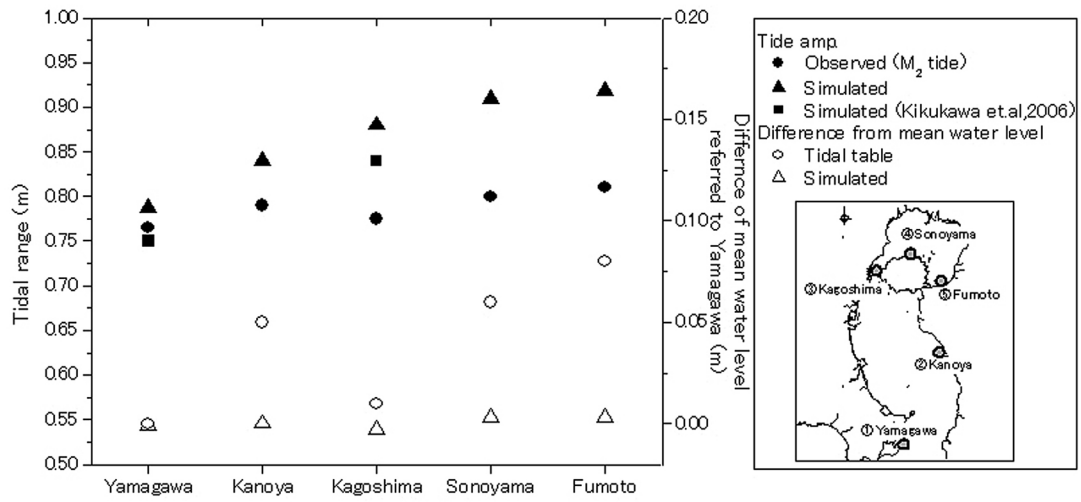


Fig.10. M_2 tide amplitude and difference of mean water level relative to Yamagawa at the mouth of the bay.

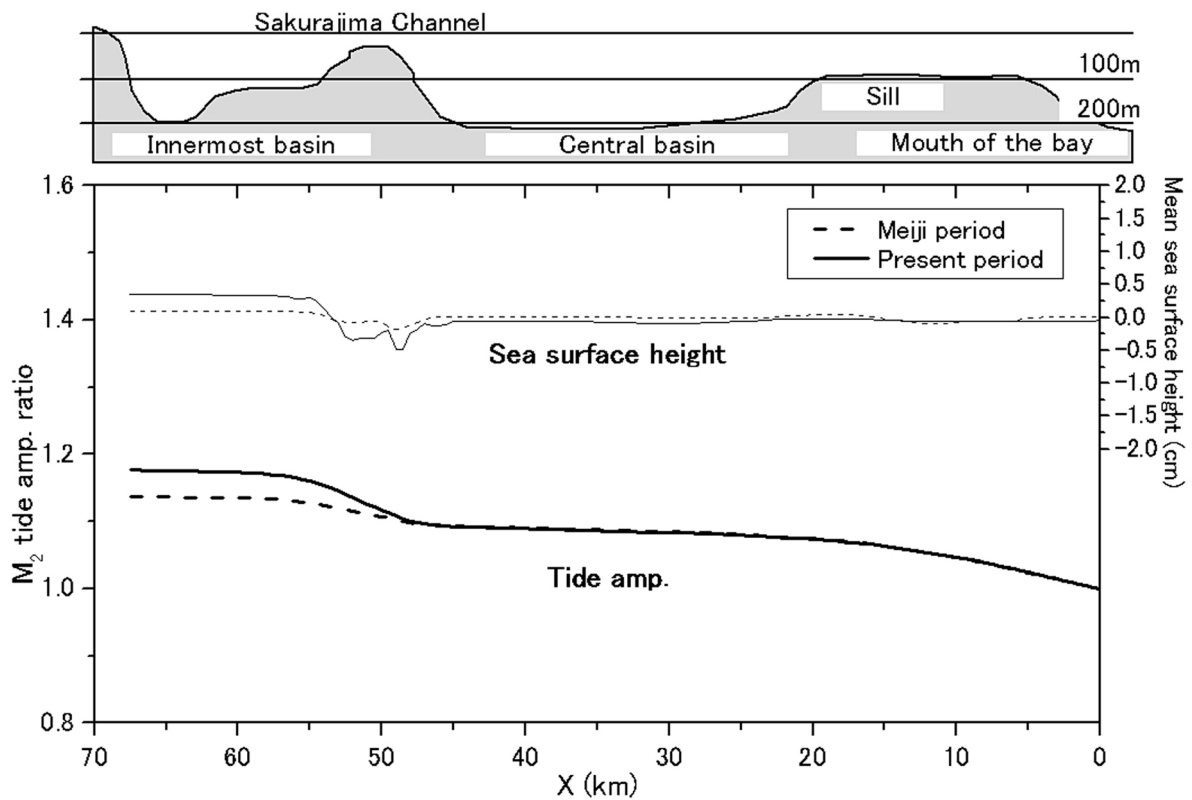
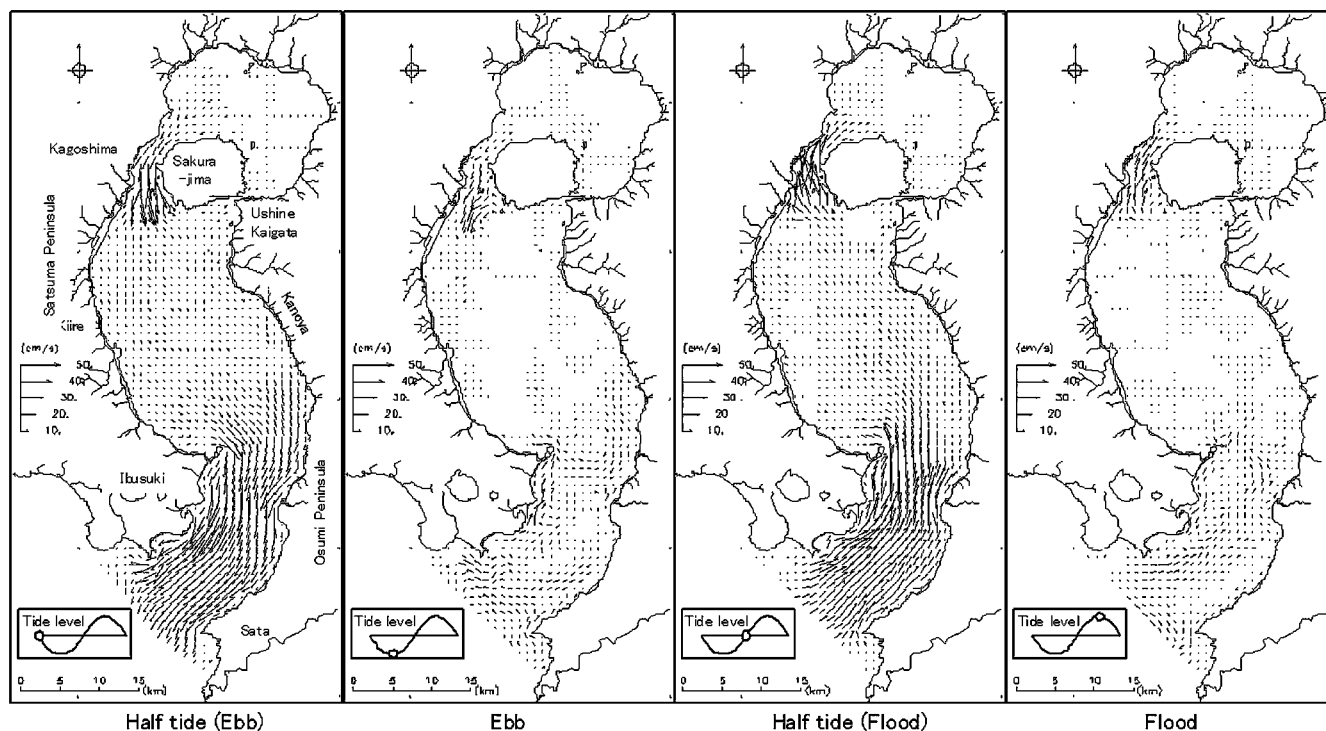


Fig.11. M_2 tide amplitude ratio (thick line) and mean sea surface height (thin line) relative to the open boundary which is located at the mouth of the bay.

流れは湾中央部と湾奥部との水位差 (Fig.15) が大きく寄与していると考えられ、桜島水道では、満潮時になって
も慣性の影響によってしばらくの間は水塊が湾奥へと流

れ込むのに対し、流路が狭く応答性のよい瀬戸海峡は湾奥部の流量のバランスを保つように機能する。この傾向は Fig.16 に示す桜島水道や瀬戸海峡を介した流量の時

(a)



(b)

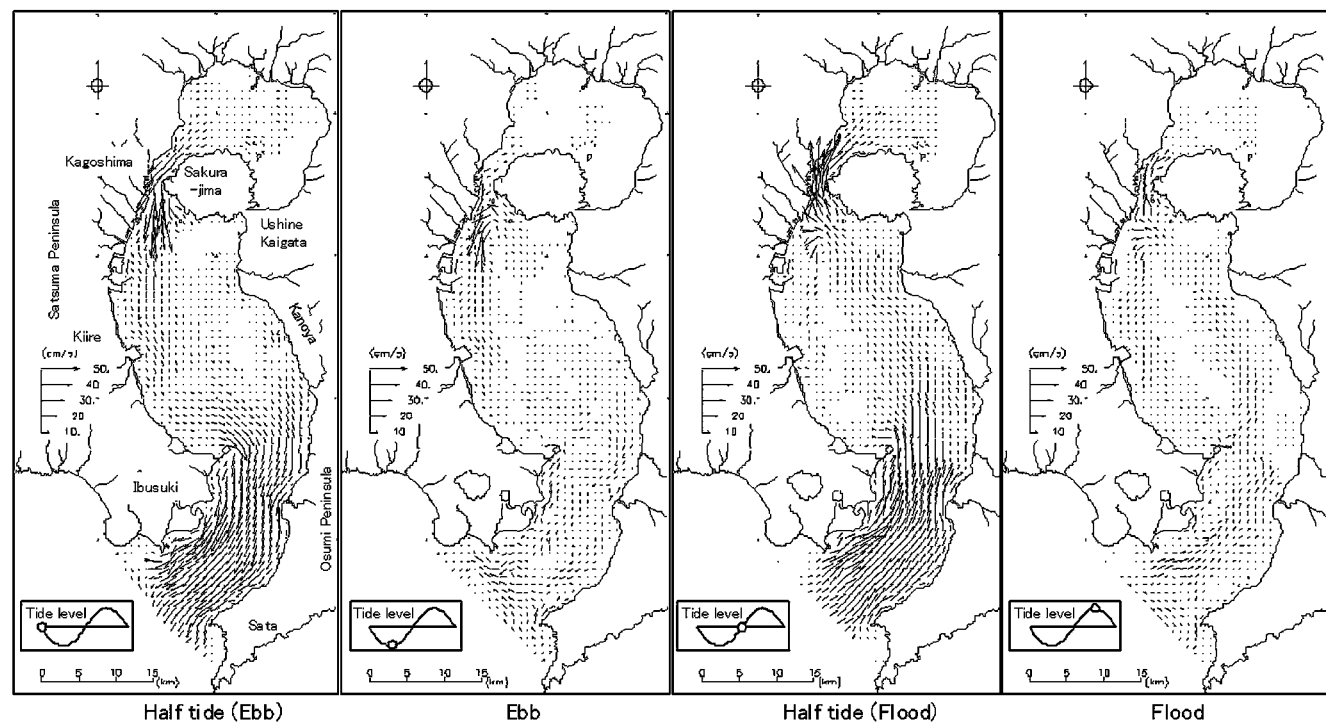


Fig.12. Simulated tidal current vectors; (a) the Meiji era (1899), and (b) present period (2000). A small figure embedded in the lower-left corner of each figure shows the phase of the tide level on the boundary at the mouth of the bay.

系列を見るとわかりやすい。明治期の瀬戸を通過する流速や流量（湾奥に向かう方向を正とする）は潮位が転じる前から逆方向の流れを示している。これらの水路を1潮汐間に通過する流量は、それぞれ、 0.725km^3 （桜島水道）、 0.242km^3 （瀬戸海峡）で、流量比は3対1である（Table2）。また、明治期の水道と瀬戸を通過する流量の総和は、 0.967km^3 である。これに対し、現在の地形で桜島水道を通過する流量は 0.921km^3 であり、計算で得られた両時期の湾奥部の流量は大きく変わらない。

3.3 残差流

前節の流れ場を1潮汐間で平均化した表層の残差流をFig.17に示す。現在の地形では、湾奥で 6cm/s ～ 10cm/s の反時計回りの循環が見られる。この湾奥で反時計回りの循環を示す残差流のパターンは、菊川らの計算結果⁵⁾⁶⁾や大木ら⁷⁾による報告と一致する。一方、明治期の残差流のパターンは反時計回りの循環傾向がわずかにみられるものの、 2cm/s 程度の弱い流れとなっている。また、Fig.18に示す桜島近傍の拡大図を見ると、明治期は桜島の南側で反時計回りの残差流がほとんど無く、瀬戸海峡周辺に往復流によって形成されたと見られる小規模な循環が見られる。両地形での湾奥部の循環形態が異なる要因について、現在の地形では桜島水道の流れが湾奥部の反時計回りの循環を助長するように働くのに対して、明治期の地形では桜島水道と瀬戸海峡の2つの水路による往復流の相互作用によって湾奥部の循環を形成しにくくしているものと推測される。

以上の結果から、瀬戸海峡は桜島水道の1/4程度の流量であるにもかかわらず、残差流に大きく寄与する結果を得た。ただし、Fig.11に示したように、本モデルが湾奥の潮汐振幅をやや過大評価していることを考慮すると、特に現在の桜島水道の潮流を過大評価している可能性があり、現在の地形で見られる湾奥の循環の強さも若干過大に見積もられている可能性もある。

3.4 ラグランジェ粒子の挙動

本節では、表層に配置された格子毎に1個のラグランジェ粒子を置き、20日間にわたる移動状況を調べた。ラグランジェ粒子は、表層の流れに追従する質量を持たない仮想粒子として扱った。Fig.19に明治期と現在の海底地形に対するラグランジェ粒子の挙動を示す。ラグランジェ粒子の挙動は残差流に依存しているものと考えられ、粒子のパターンはFig.17の残差流のパターン対応している。現在の地形では、粒子が湾奥の反時計回りの循環的な流れに追従しており、例えば、初期条件で桜島の南側にあった粒子の一部は6日目に喜入沖まで移動している。一方、明治期では、湾奥部の循環的な流れの分布は形成されにくくなっている。

Table 2 Volume transform.

Meiji era (1899)	Sakura-jima Channel ①	$7.25 \times 10^{-1} \text{ km}^3/\text{tide}$
	Seto Strait ②	$2.42 \times 10^{-1} \text{ km}^3/\text{tide}$
	Total ① + ②	$9.67 \times 10^{-1} \text{ km}^3/\text{tide}$
Present period (2000)	Sakura-jima Channel	$9.21 \times 10^{-1} \text{ km}^3/\text{tide}$

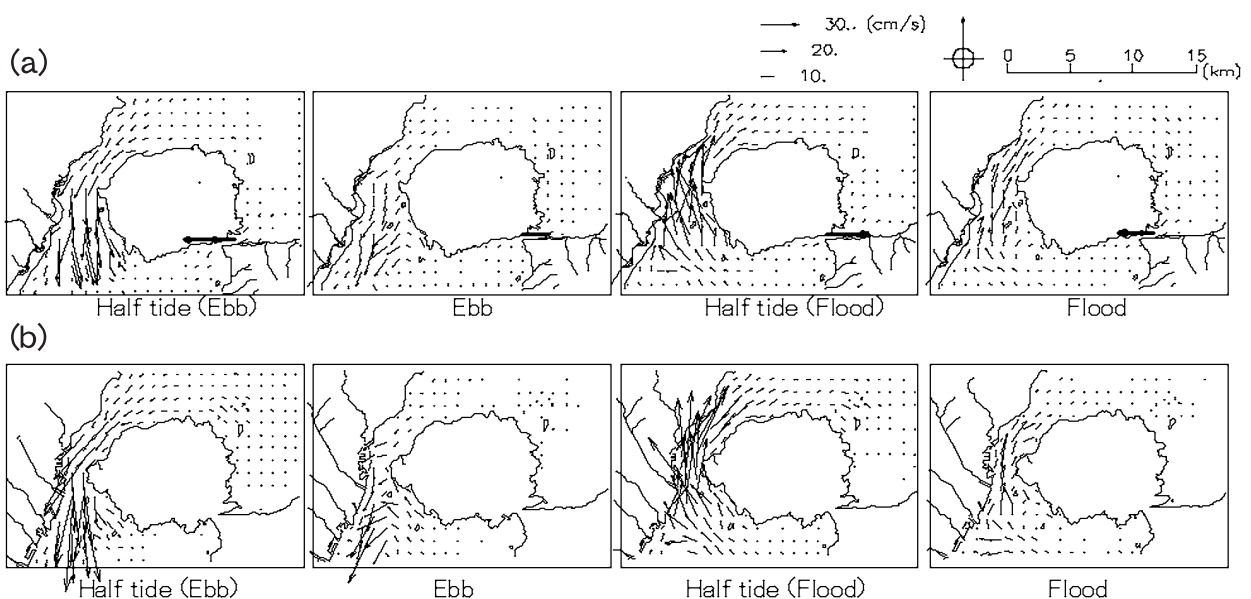


Fig. 13. Simulated current vectors around Mt. Sakurajima; (a) the Meiji era (1899), and (b) the present period (2000). Change in the current vector at Seto Strait indicated by a thick arrow shows a different phase referred to as Sakura-jima Channel.

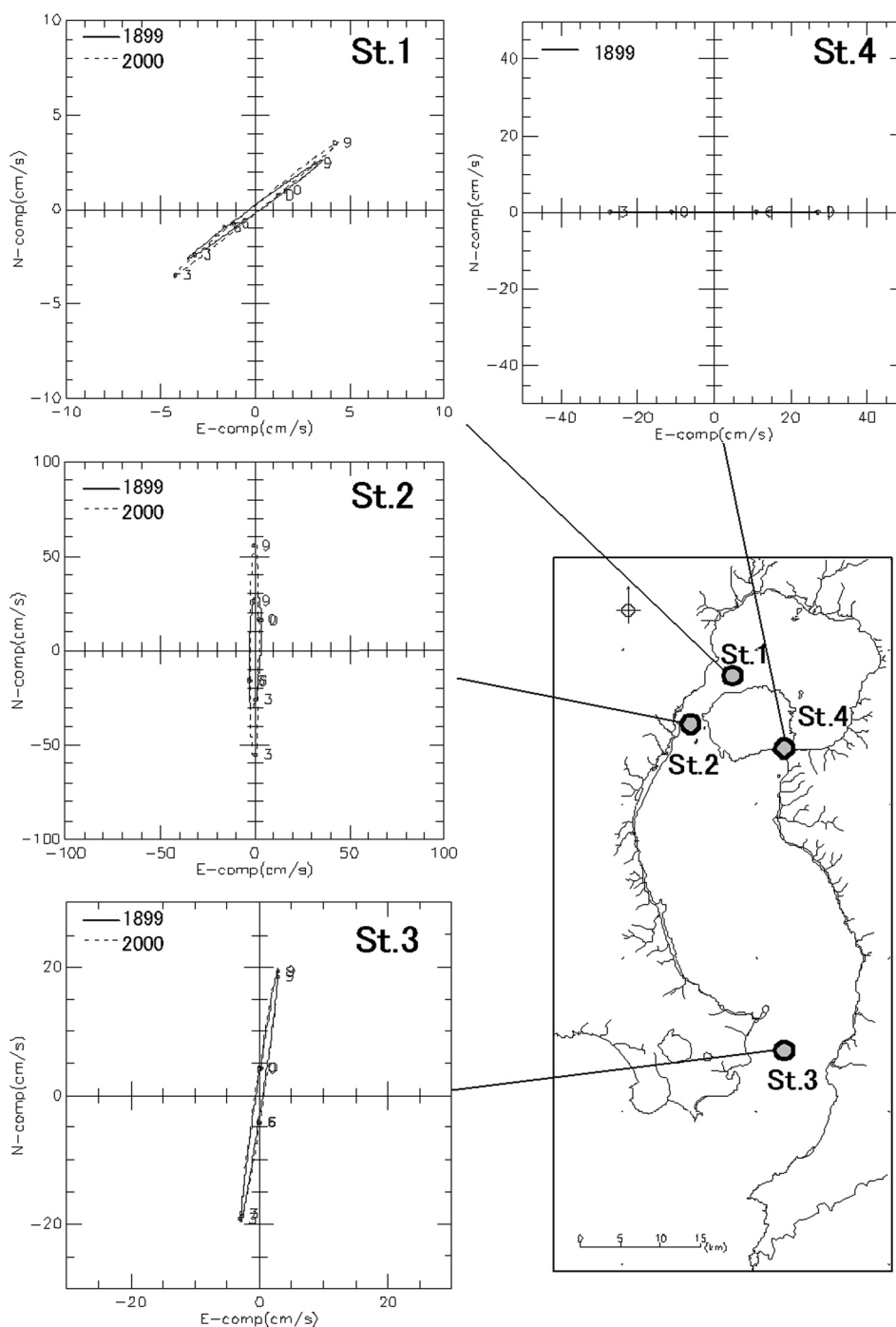


Fig.14. Comparison of M_2 tidal ellipses in 1899 and 2000.

湾奥部では、両地形とも粒子の分布に多少のばらつきはあるが、瀬戸海峡による湾奥と湾央との物質の移動は活発ではない。この結果は村上^{9) 10)}らの実験結果と符合し、過去の地形が必ずしも活発な海水交換量を示すとは限らないことを示唆している。ただし、水質に係る溶

質の濃度拡散は、乱流が強くなる（レイノルズ応力が大きくなる）ほど拡散係数が大きくなり、より広く拡散されるのでこの限りではない。

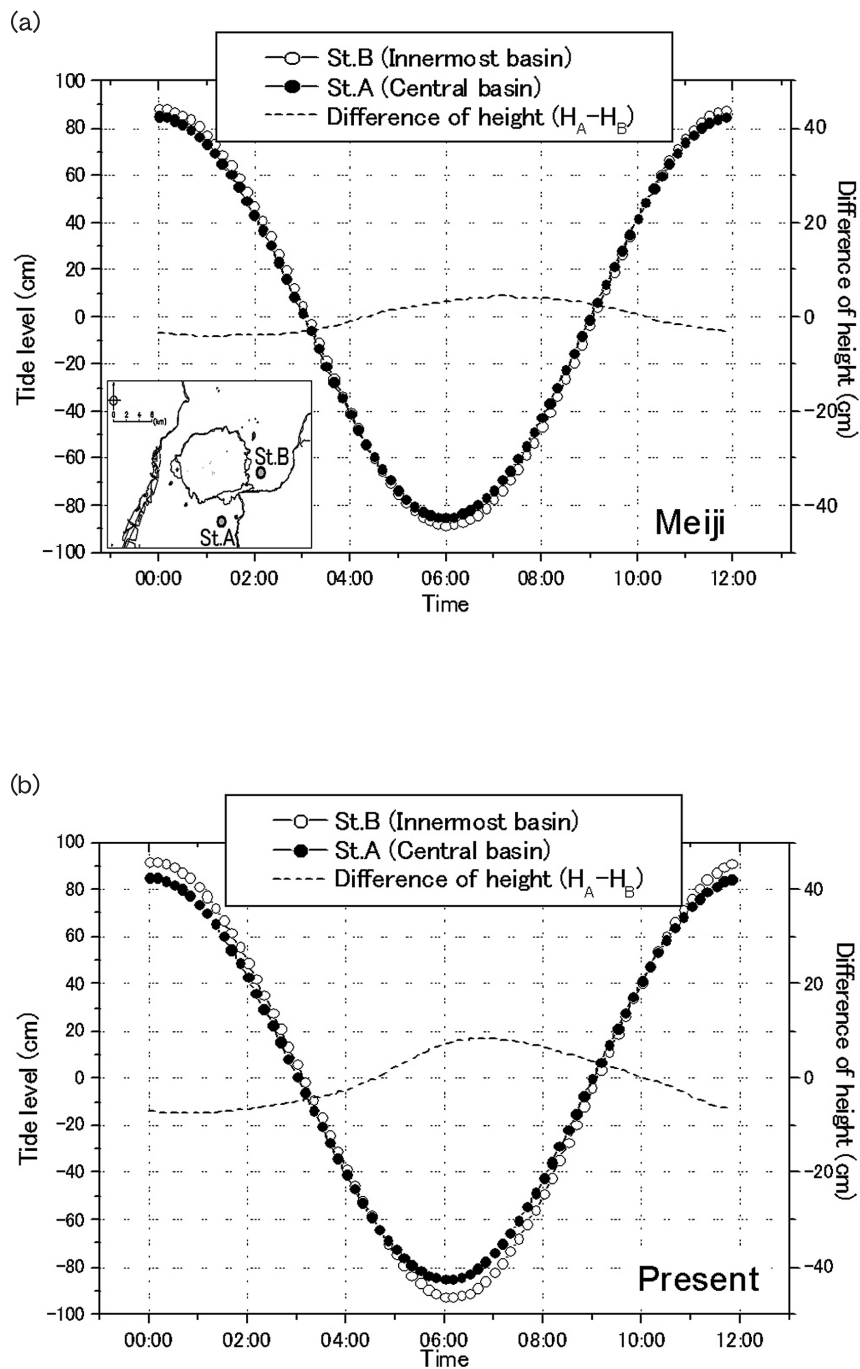


Fig.15. Time series of tide level and the difference of sea surface heights between St.A and St.B; (a) the Meiji era (1899), and (b) the present period (2000). St.A is located in the central basin and St.B in the innermost basin.

4 考察

本研究では明治期と現在の地形の潮流場を比較し、桜島瀬戸の機能によって、桜島周辺の流れ場だけでなく、湾奥の残差流も異なる結果を得た。しかしながら、3.1節で述べたように、本モデルは起伏に富んだ複雑な海底地形上を

進行する潮汐波の伝播の再現に問題があり、湾奥の潮汐振幅がやや過大に見積られる問題が生じた。本章では本モデルの問題点と結果の信頼性について考察する。

本モデルのように、鉛直方向の運動方程式を静的なつりあいの式で近似させる静水圧近似モデルは計算負荷が

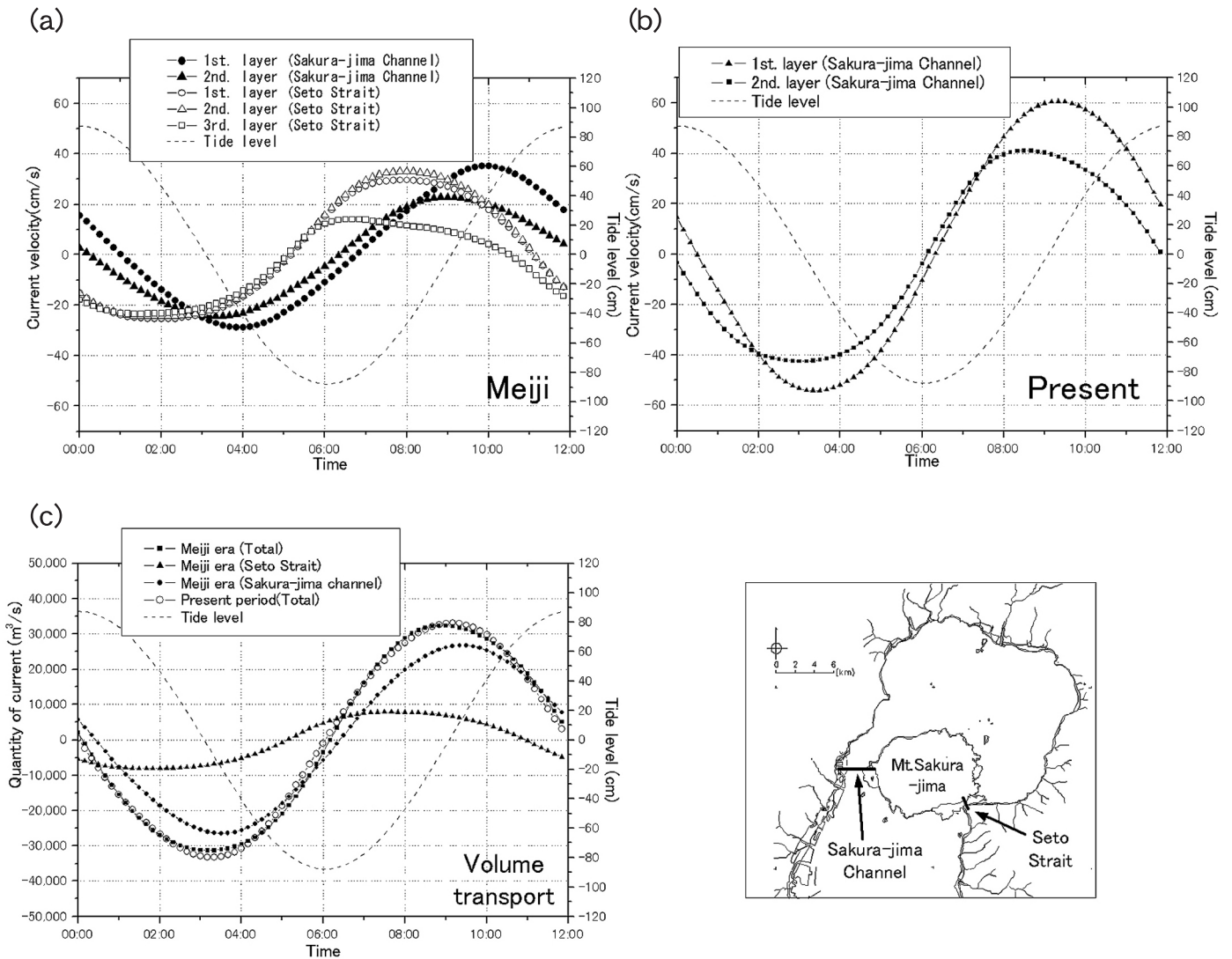


Fig. 16. Time series of the current velocity and the volume transport through Sakura-jima Channel and Seto Strait; (a) current velocity of the Meiji era (1899), (b) current velocity of the present period (2000), and (c) volume transport.

軽い一方、壁面近傍の水平方向の動圧を考慮することができないため、急峻な地形周辺の水位や鉛直流のシミュレートが難しい。特に流体の密度を一定とした本研究では、計算される流れ場は海面上を進行する潮汐波の重力にのみ駆動される順圧モードの流れとなり、全層の流れが一方方向に流れるので、より問題が顕著に現れやすい。この問題は二重閉鎖性の内湾を対象にした他の海域での研究報告でも見られ（例えば、浜名湖奥部の事例¹⁷⁾、問題解決のためのいくつかの提案がなされている。例えば、海底摩擦係数を場所に応じて異なる値を与え、潮汐波の進行速度を制御する例¹⁸⁾や、沿岸境界の反射率を強制的に抑える、いわゆる‘スポンジ領域’を設ける例¹⁹⁾などが知られている。しかしながら、これらの方法は実

用的な手段として十分に確立されておらず、適用するためには多くの試行錯誤が必要である。したがって、現時点では複雑な湾内の流れを静水圧近似モデルで解くと結果の信頼性に制限が伴わざるを得ないと思われる。単に水位変動の問題を解決するのであれば、密度成層を考慮して傾圧モードの流れを計算することが効果的と考えられるが、密度成層が発達しない冬季のケースではやはり同様の問題が生じることが予想される。このため、鹿児島湾のように局所的に3次元性が強い流れ場が存在する場合は静水圧近似を排した3次元のモデルを適用した方が良いと考えられる。

ただし、水位変動がやや過大となった本モデルであっても、潮流のメカニズムについて定性的な評価は可能

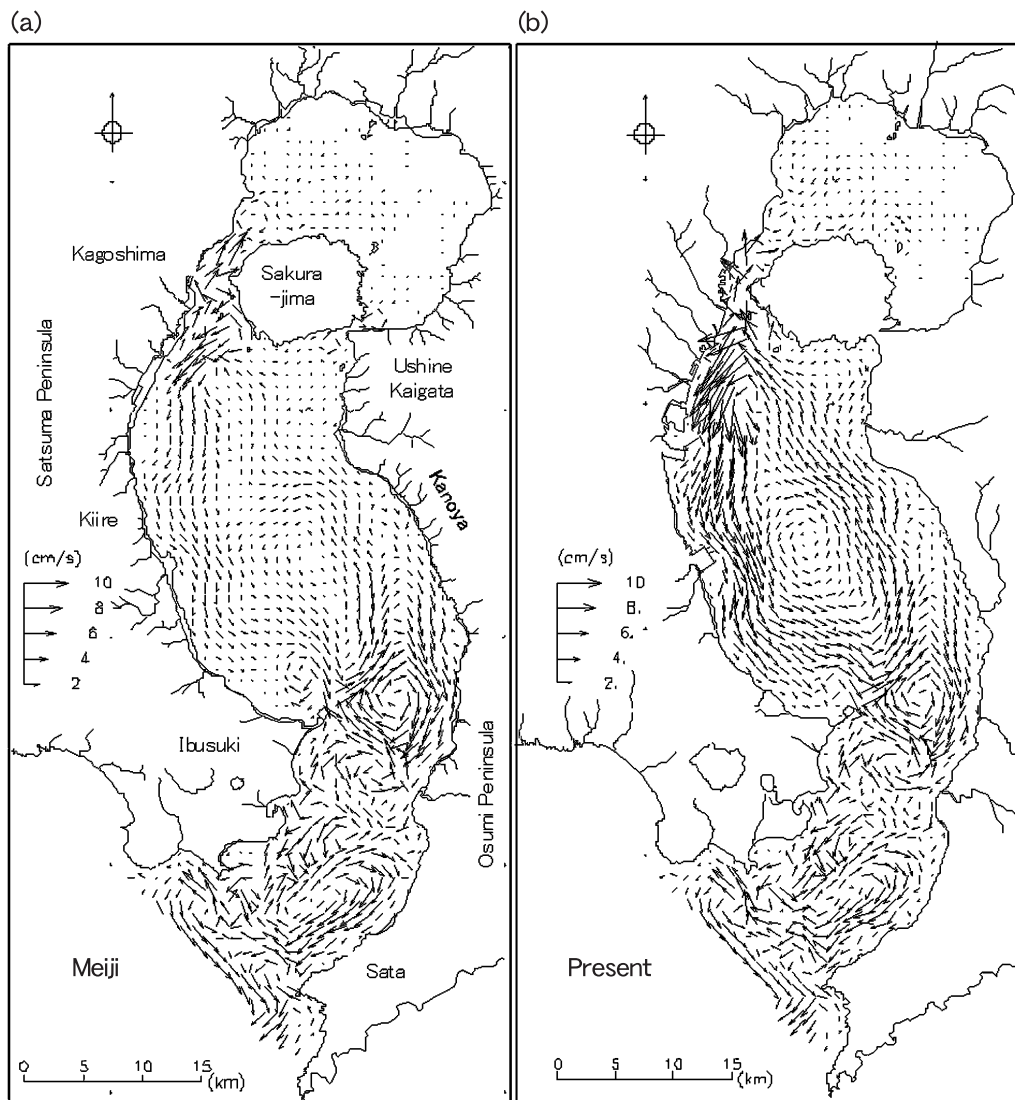


Fig.17. Simulated tidal residual currents of the sea surface layer; (a) the Meiji era (1899), and (b) the present period (2000).

である。例えば、明治期の2つの水路が存在することで、湾中央の残差流が循環形態をとりにくくなっていることや、瀬戸海峡の流れが湾中央と湾奥の流量バランスを保つように機能することは物理的に妥当であると考えられる。また、湾奥の水位変動が過大である現在の地形では、桜島水道の流速が過大となった結果、残差流が示す湾中央の循環の強さを過大に見積もっている可能性もあるものの、水路が1つとなることで循環が促されるメカニズムの定性的な解釈もまた妥当であると考えられる。

5 まとめ

本研究では、過去の鹿児島湾の海図から作成された地形データを元に、潮汐を外力として与えた数値シミュレーションを行い、大正大噴火が起こる以前と現在の流れ場を推算した。主に表層の流れを評価した結果、幅が約3kmの桜島水道に対して、幅400mの瀬戸海峡が存在することで、桜島周辺の流れ場だけでなく、湾中央の流れにも影響を及ぼすことがわかった。特に、湾中央の反時計回りの流れパターンを持つ残差流は現在の地形の方が強い循環を有することや、ラグランジェ粒子の挙動が示したように、湾中央と湾奥との物質交換が両時期とも活発

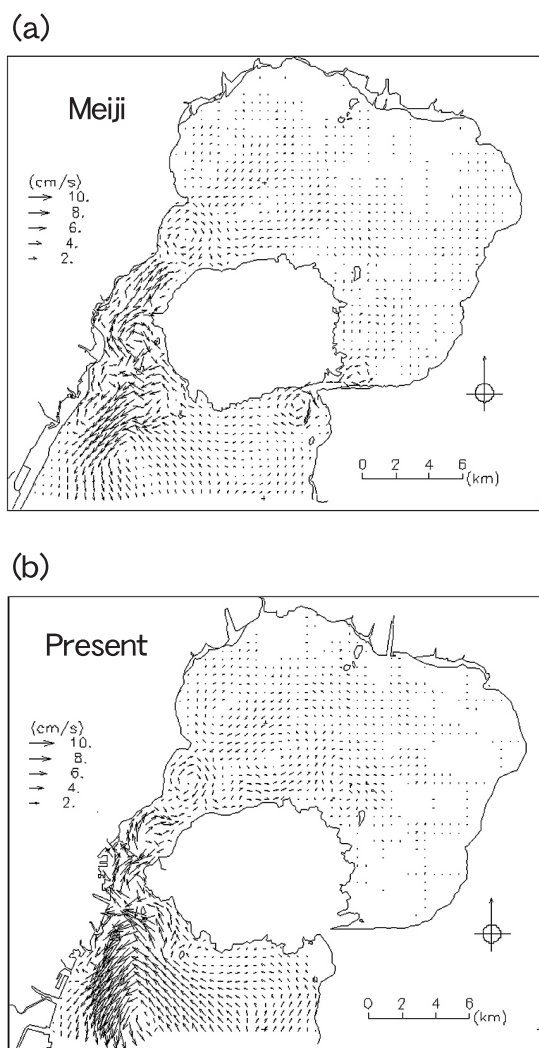


Fig.18. Zoom ups of simulated residual currents on the sea surface layer; (a)the Meiji era (1899), and (b)the present period (2000).

でないことは、過去から現在の水質環境の推移を調べる上で重要なファクターになりえる。

今後、湾内の水環境を詳しく知るためには、気象や海象条件をモデルに取り込み、順圧モードだけでなく、傾圧モードの流れ場も考慮する必要がある。さらに、複雑な海底地形を進行する潮汐波の伝播を十分な精度でシミュレートするために、外洋域の影響など、より適切な境界条件の設定や静水圧近似を排した3次元のモデルを適用する必要がある。

謝辞

海図の収集にあたり、海上保安庁海洋情報部海の相談室・沖野幸雄氏にアドバイスを頂いた他、鹿児島大学理工学部博士課程のMario P. de Leon氏には論文作成の協力を頂いた。ここに深甚な謝意を表します。

引用文献

- 1) 日本海洋学会 (1985) : 日本全国沿岸海洋誌 :771-814.
- 2) 大谷康夫, 土出昌一, 芝田厚, 加藤茂, 岩淵義郎 (2004) : 日本周辺海域火山通覧 (第3版), 海洋情報部研究報告,40:1-61.
- 3) 海上保安庁水路部 (1989) : 水路部観測報告 潮流観測成果 (昭和62年4月~昭和63年3月),245pp.
- 4) 海上保安庁水路部 (2003-2006) : 鹿児島湾流況観測報告 (電子版 : <http://www1.kaiho.mlit.go.jp/KAN10/>).
- 5) 水野孝明, 菊川浩行 (2006) :3次元有限要素法による鹿児島湾の潮流解析, 鹿児島大学水産学部紀要,55:1-11.
- 6) Kikukawa,H. and N.Komaki (1987) :Numerical Simulation of Tide in Kagoshima Bay by Two-Dimensional Subdomain Finite Element Method, 鹿児島大学水産学部紀要,36:177-187.
- 7) 大木公彦, 早坂祥三 (1983) : 鹿児島湾の底質と地形 - 特に底質から見た鹿児島湾内の海水の動きについて -, 沿岸海洋研究ノート,21 (1) :1-10.
- 8) 鹿児島県 (2005) : 第4期鹿児島湾水質環境管理計画 (第4期鹿児島湾ブルー計画) 報告書.
- 9) 村上和男, 森川雅行, 白井正生, 佐藤英治 (1986) : 強制循環流による海水交換促進の水理模型実験 - 鹿児島湾モデルによる検討 -, 港湾技研資料,544:3-31.
- 10) K.Murakami (2001) : ENHANCEMENT OF WATER EXCHANGE BY ONE-WAY FLOW GENERATION,- PROCEEDINGS OF THE CONGRESS-INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR HYDRAULIC RESEARCH 2001,237-242.
- 11) 中田喜三郎, 堀口文男, 田口浩一, 瀬戸口泰史 (1983) : 沿岸海域の三次元生態-流体力学モデル, 公害資源研究所彙報,13:119-133.
- 12) 中田喜三郎, 石川公敏, 松川康夫 (1985) : 内湾の流動場の数値実験, 沿岸海洋研究ノート,13(2):96-108.
- 13) 国土交通省港湾局 (編) (2004) : 港湾工事における濁り影響予測の手引き,102pp.
- 14) 海上保安庁水路部 (1992) : 日本沿岸潮汐調和定数表, 海上保安庁水路部発行書誌 742号 :267pp
- 15) 銭志春, 永田豊, 尹宗煥 (1983) : 潮汐計算における開放端の境界条件について - 単純なモデルをもとにして -, 沿岸海洋研究ノート,21 (1) :55-62.
- 16) 安田秀一 (2006) : 内湾における副振動の発生と有明海の潮汐増幅について - 複合潮の振舞いと固有振動との共振 -, 海の研究,15 (4) :319-334.

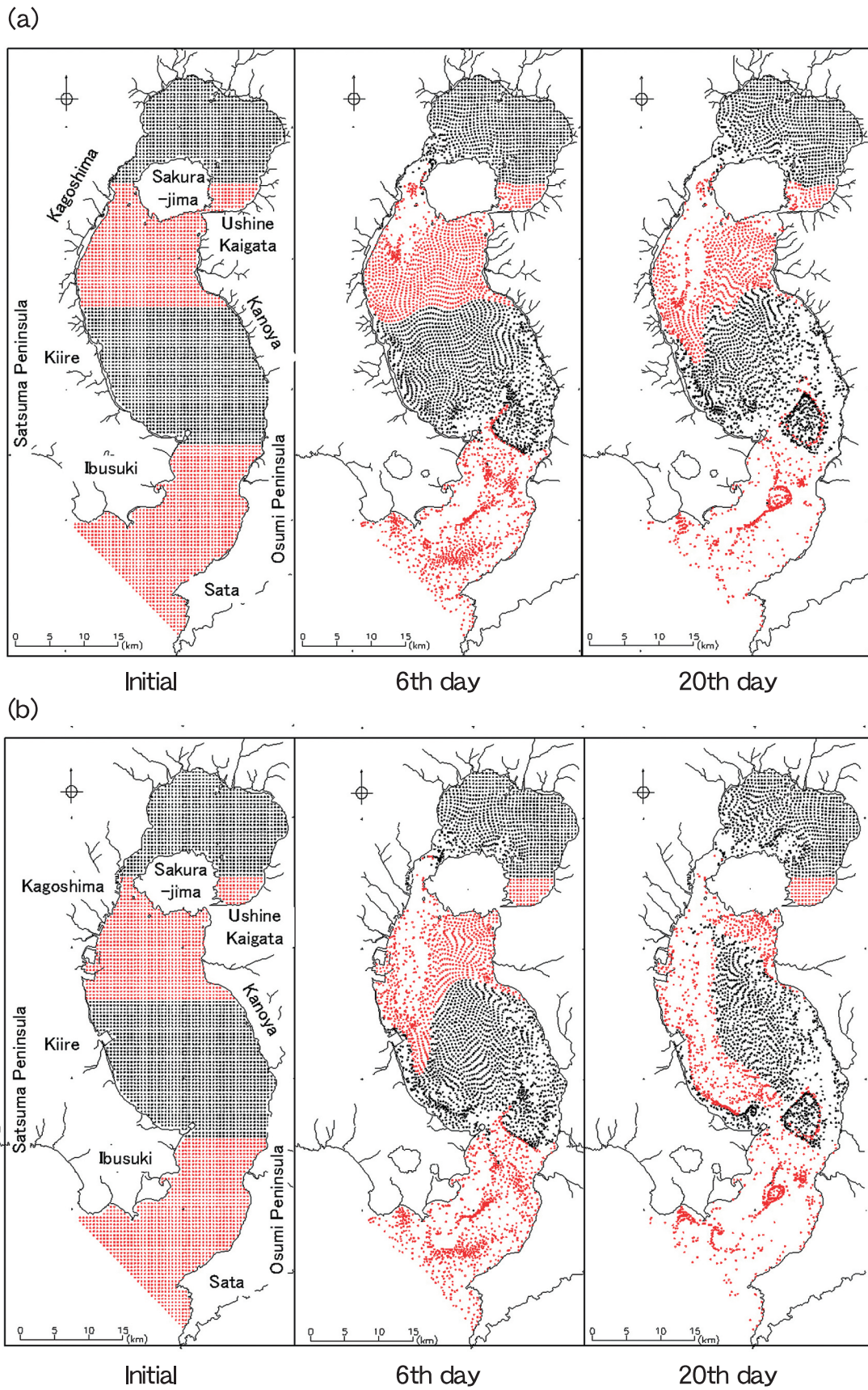


Fig.19. Behavior of Lagrange particles on the sea surface layer in twenty days;(a) the Meiji era (1899), and (b) the present period (2000).

- 17) 有田守, 青木伸一 (2003) : 浜名湖の潮汐変動の数値シミュレーション, 河口研究会講演資料 (電子版 : http://donko.civil.tohoku.ac.jp/estuary_Workshop_HP/2003jap.htm)
- 18) Uchiyama, Y. (2004) : Modeling wetting and drying scheme based on an extended logarithmic law for a three-dimensional sigma-coordinate coastal ocean model) , Rep. Port and Airport Res. Inst., Vol. 43 (4) : 3-21.
- 19) I.D. James (1991) : A Primitive Equation Model Simulation of Eddies in the Norwegian Coastal Current, Journal of Physical Oceanography, Vol. 21 (6) : 893-902.

