

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1421 December 2024

河川および汽水湖の塩水挙動の再現計算

井上 徹教, Muhammad Ali Hafeez

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	1
1. はじめに	4
2. 大橋川における数値シミュレーション	5
2.1 概要	5
2.2 数値モデル	5
2.3 初期条件および境界条件	7
2.4 地形ファイルの作成	7
2.5 数値実験	10
2.6 結果	13
2.7 考察	20
3. 宍道湖における数値シミュレーション	23
3.1 概要	23
3.2 数値モデル	24
3.3 初期条件および境界条件	26
3.4 パラメーター設定	26
3.5 結果	30
3.6 塩水塊の時空間分布と強風条件下での湧水現象に関するモデルの精度評価	34
4. おわりに	39
謝辞	40
参考文献	40

Numerical simulation of saltwater dynamics in a river and a brackish lake

Tetsunori INOUE^a

Muhammad Ali Hafeez^{b,c}

Synopsis

This paper is a Japanese translation of the articles “Determination of flow characteristics of Ohashi River through 3-D hydrodynamic model under simplified and detailed bathymetric conditions” published in “Water” and “Three-dimensional hydrodynamic modelling of saltwater ingress and circulation in a Brackish Lake Shinji, Japan” published in “Advances in Water Resources” with some modifications to its structure.

In order to reproduce the behavior of salinity in the connecting brackish lakes, we constructed a model using the flow ecosystem simulation model “EcoPARI” and verified its accuracy.

The Ohashi River, which connects Lake Shinji and Lake Nakaumi, experiences intermittent saltwater intrusion. In this study, first, in order to quantitatively reproduce the flow rate of the saltwater intrusion, a computational grid with a 200 m mesh was adopted in consideration of practical computational cost, especially targeting on the geometry and water depth of the Ohashi River. This approach resulted in an overestimation of the cross-sectional area of the river, which was adjusted by decreasing the flow velocity within a reasonable range. In other words, the slower flow velocity resulted in a time lag of up to 3 hours for the saltwater intrusion through the Ohashi River. However, since the typical time scale for variations of water temperature and salinity in the Ohashi River is several days, it was determined that a three-hour time lag would not pose a practical problem.

Next, we focused on tuning the vertical turbulent diffusion model to reproduce the behavior of saltwater within Lake Shinji. As a result, different model parameters were used for water temperature and salinity, and the feasibility of using different model parameters was also examined and a reasonable interpretation was attempted. Finally, to validate the model, we evaluated the reproducibility of the salinity environment, including the strong wind conditions associated with typhoon passage. As a result, the model was not only able to reproduce the formation of salinity stratification in summer, but also the upwelling of saltwater (blue tide) associated with strong westerly winds caused by typhoon passage.

Key Words: Brackish lake, Salinity, Topographical conditions, Vertical diffusion, Upwelling

^a Director, Marine Environment Control System Department

^b Member, Marine Pollution Management Research Group

^c ECOH CORPORATION

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute
Phone : +81-46-844-5064 Fax : +81-46-844-0575 E-mail : inoue-t@p.mpat.go.jp

河川および汽水湖における塩水挙動の再現計算

井上徹教^a, Muhammad Ali Hafeez^{b, c}

要 旨

本稿は“Water”で出版された論文“Determination of flow characteristics of Ohashi River through 3-D hydrodynamic model under simplified and detailed bathymetric conditions”および“Advances in Water Resources”で出版された論文“Three-dimensional hydrodynamic modelling of saltwater ingress and circulation in a Brackish Lake Shinji, Japan”を再構成し日本語訳したものである。

本研究では、連結する汽水湖での塩分の挙動を再現するために、流動生態系シミュレーションモデル EcoPARI を用いたモデル構築を行い、その精度について検証した。

大橋川は宍道湖・中海を結ぶ河川であるが、断続的に塩水楔が発生する。本研究では第一に、塩水楔の流量を定量的に再現するため、実用上の計算コストを考慮して 200 m メッシュでの計算格子を採用し、大橋川の形状と水深に重点を置いた検討を行った。このアプローチでは河川の断面積を過大評価することとなるが、流速を妥当な範囲で減少させることで調整された。つまり、流速が遅くなる結果、塩水楔が大橋川を通過するのに最大 3 時間のタイムラグが生じる結果となった。しかし、大橋川の水温と塩分濃度の典型的な時間スケールは数日であるため、3 時間のタイムラグがあっても実用上問題は生じないと判断した。

次に、宍道湖内での塩水塊の挙動を再現するため、鉛直乱流拡散モデルのチューニングに重点を置き、最適なモデルパラメータを決定した。その結果、水温と塩分に対して異なるモデルパラメータを使用することになったため、その可否についても検討し、合理的な解釈を試みた。最後に、モデルの検証を目的として、台風通過に伴う強風条件を含む塩分環境の再現性を評価した。その結果、本モデルは、夏季の塩分成層の形成を再現できただけでなく、台風通過による強い西風に伴う塩水塊の湧昇（青潮）も再現できた。

キーワード：汽水湖、塩分、地形条件、鉛直拡散、湧昇

a 洋環境制御システム研究領域 領域長

b 海洋環境制御システム研究領域 海洋汚染防除研究グループ 専任研究員

c 株式会社エコー

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬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：046-844-5064 Fax：046-844-0575 E-mail：inoue-t@p.mpat.go.jp

1. はじめに

本稿は“Water”で出版された論文“Determination of flow characteristics of Ohashi River through 3-D hydrodynamic model under simplified and detailed bathymetric conditions”および“Advances in Water Resources”で出版された論文“Three-dimensional hydrodynamic modelling of saltwater ingression and circulation in a Brackish Lake Shinji, Japan”を再構成し日本語訳したものである。

外洋は一般に、塩分の変動が極めて安定している。これは、塩分が主にイオンの添加と除去によって制御されているため、組成が一定であるためである (Wright and Colling, 1995)。塩分変動がわずかな外洋とは異なり、半閉鎖性湾、フィヨルド、汽水湖などの沿岸および海陸境界付近の水域では、河川からの流入、潮汐、蒸発、塩水進入の影響が大きい (Wolanski and Elliott, 2015)。特に、塩水進入は沿岸水域の生態系構造を支配する要因でとなることが多い (Muchebve et al., 2016)。塩分は水棲生物の生理生態に主要な影響を与える因子として機能するため、その塩分耐性を参照して定義することができる。例えば、stenohaline (狭塩性) 種は、より高い塩分耐性を有する euryhaline (広塩性) 種と比較して、限られた塩分耐性を有する種と定義できる (Smyth and Elliott, 2016)。一方、塩水の進入は、表層と底層の密度差による成層化を促進し、底層水への溶存酸素の供給を制限し、場合によっては無酸素状態や硫化化水素の蓄積につながる (福岡ら, 2005; Hafeez et al., 2020, 2019; Li et al., 2020; 山室ら, 2011)。また、塩分の変動は、二枚貝の分布や酸素消費量、ろ過速度、さまざまな病気に対する耐性などの重要なパラメーターを変化させることが知られている (Fuhrmann et al., 2016; Pourmozaffar et al., 2020)。

宍道湖の場合、底生性の濾過食性二枚貝であるヤマトシジミ (*Corbicula japonica*) が高密度に生息しており、粒子態有機物を効率的に除去し、植物プランクトンとデトリタスの量を制御していると言われている (Nakamura et al., 1988; Nakamura and Kerciku, 2000)。汽水域における二枚貝の生育には、塩分、溶存酸素 (DO)、硫化物、水温、pH、泥分、基質の有無など多くの要因がある (Yamamuro et al., 1990; Baba et al., 1999; Inoue and Yamamuro, 2000)。宍道湖では、密度成層をもたらす塩水の進入により底層の貧酸素化がしばしば発生し、二枚貝の動態に影響を与えている。一例として、宍道湖では 2012 年の夏に塩水進入が発生し、その後 9 月に宍道湖西岸で青潮が発生している。この青潮は、10 m/s を超える強い西風が湖の中央部から底部の貧酸素水を上昇させたために発生した。宍道湖の中央部に青潮要因となる無酸素水が存在したのは、表層に比較的低塩分の水、底部に比較的高塩分の水が長期間にわたって存在し、強固な成層が継続したことに起因する (増木ら, 2013)。宍道湖では、大橋川からの塩水進入による密度成層の形成が低酸素発生の主な要因であることは既往研究でも指摘されている (Inoue et al. 2017)。

このように塩水進入は浮遊系と底生系を制御する一方で、汽水湖に塩分成層を作り、密度勾配を強め、最終的には底部の溶存酸素を減少させる (福岡ら, 2005)。過去には、汽水湖における物質、特に無機栄養素の循環における塩水の進入の役割に焦点を当てた研究が行われている (菅井ら, 1986; Sugai et al., 2017)。また、汽水湖からの汚染物質除去のメカニズムには淡水流出や外洋との水交換も関係しており、Ishitobi et al. (1989) は塩水進入の重要性を強調している。

過去の研究で報告されたように、高塩分の水は中海から大橋川に入り、大橋川の西端に位置するマウンドまで移動し、そこから宍道湖に進入し、非常に薄い高塩分層を形成する (溝山ら, 2011; Hafeez and Inoue, 2021)。Ichikawa et al. (2007) による数値シミュレーションを用いた研究では、宍道湖と中海の連成計算領域での計算事例が示され、湖と外洋との間の水交換が過小評価されていたと報告している。これは、採用された最も細かい水平メッシュが 250 m であり、水柱は最小 1.50 m の厚さで 6 層の計算レベルに分割されていたため、シミュレーションでは幅 250 m 未満の小さな水路状の地形を解決できなかったためである。

本研究では、日本有数の汽水湖である宍道湖－中海連成系の流体力学的現象を正確に再現するために、非静水圧の 3 次元流動生態系シミュレーションモデルを採用した。過去には、大橋川を通して宍道湖に流入する塩水の挙動と特性を理解するために、いくつかの分野で観測と数値解析に関する研究が行われている (福岡ら, 2004; Ishitobi et al. 1999)。その研究は、風や天文潮汐などの支配的な要因と、それらが塩水進入に及ぼす影響に焦点を当てていた。また、Uye et al. (2000) は、斐伊川からの淡水の流出やその他の気象パラメーターだけでなく、潮汐による大橋川の塩分の変化を示した。しかし、大橋川の複雑な地形、および塩水の進入に焦点を当てた研究は十分ではない。

本研究では、既存の研究とは異なり、大橋川の形状と水深に主な焦点を当てた検討を行った。数値実験は、中海か

ら宍道湖へ、またはその逆の両方向に正確な流量を生成するために、計算コストを抑えつつ最適化された地形条件を得るために、水深と川幅を変更することによって行った。

また、非静水圧 3 次元流体モデルを用いて、宍道湖への塩水の進入と密度成層の再現を試みた。先に述べたように、宍道湖での貧酸素水塊の形成メカニズムは、主に塩水の進入と密度成層に支配されている。このため、水平方向の格子間隔を 200 m、鉛直方向の格子間隔を 10 cm とし、底部の薄い塩水層の厚さを考慮して 61 層からなる高解像度のシミュレーションを行った。さらに、塩分変動を再現できるように、乱流モデルのパラメーターを変更した。また、最終的に得られた最適パラメーターを用い、先行する塩分進入及び成層構造の維持、強風下での湧昇現象を再現し、気象条件の変化に対する計算精度を評価した。

2. 大橋川における数値シミュレーション

2.1 概要

宍道湖は日本で 7 番目に、中海は 5 番目に大きい湖で、それぞれ 79.1 km²、97.7 km² の面積、4.5 m、5.4 m の平均水深をもつ。これらの湖は中国地方に位置し、島根半島はこの水系を北側で日本海から隔てている（図-2.1 参照）。長さ約 7 km の大橋川で結ばれた 2 つの湖を合わせた面積は汽水湖として日本最大である。冬期には 21,000～48,500 羽/年という膨大な数の渡鳥が飛来する国内最大級の汽水域である。また、水産資源も豊富で、ヤマトシジミなど 80 種の汽水魚や貝類の良好な生息環境となっている。ラムサール条約にも登録されている宍道湖はヤマトシジミの最大の漁場であり、日本全体の漁獲量の 40%以上を占めている。

宍道湖は隣接する中海に比べ塩分が比較的低く、海水の 1/10 程度である。この塩分の低さから、安定した層状成層環境を持つ中海に比べ、中塩性湖（平均塩分：1～5 PSU）となっている。宍道湖の塩分の変化は、間欠的に塩分を含んだ水を供給する大橋川の流体力学的特性によって主に制御されている。宍道湖の淡水の主要な流入源は、2070 km² の広い流域面積を持つ斐伊川である。宍道湖と中海は、宍道湖が中海に淡水を供給し、中海が宍道湖に海水を供給するように連結している。宍道湖の水は、斐伊川からの淡水流入によって希釈され、宍道湖と大橋川を介して中海に流入する。一方、日本海からは境水道を介して中海に塩水が断続的に流入し、さらに宍道湖に進入する。つまり、密度流や吹送流がこの水系における水交換の重要なメカニズムと考えられている。

日本海からは、境水道を通して中海に断続的に塩水が進入する。一方、大橋川からは宍道湖から流出した低塩分の水が流入する。そのため、中海は安定した二層の層状環境であり、表層と底層の塩分が明確に区別されている。他方、大橋川は中海の塩水を宍道湖に侵入させる役割も持つ。宍道湖は、この間欠的に起こる塩水進入によって、底層に数十 cm 程度の薄い塩分成層を形成することがある。このように、大橋川は両湖間の物質循環過程で重要な役割を果たしており、淡水と塩水の両方のベルトコンベアとして機能している。大橋川は水深の異なる支川に分かれている複雑な形状をしており、数値シミュレーションによる水交換の再現が非常に難しい。太平洋側と比較して、日本海側では潮汐振幅が小さいため、上述の大橋川における水塊交換には、密度流が潜在的に重要なメカニズムである考えられている。

2.2 数値モデル

大橋川の流動を再現するために、内湾生態系数値シミュレーションモデル（EcoPARI）を用いた。本モデルでは、3 次元構造格子系の非静水圧モデルを採用しており（田中・鈴木, 2010）、塩水進入のような物理過程を検討するのに適したモデルと考えられている。本モデルでは、流動モデルと生態系モデルをカップリングして計算することができる（田中ら, 2011; Hafeez et al., 2021）。ただし本研究では、生態系サブモデルは用いず、流動モデルのみを使用して過去世解析を行っている。流体力学モデルは、運動方程式および連続方程式で構成されており、水温や塩分などのスカラー量を計算するためのスカラー輸送方程式も含まれている。

水平方向の渦動粘性係数と渦拡散係数にはラージエディシミュレーション（LES）モデルが採用されている（Smagorinsky, 1963）。また、垂直方向には改良された乱流モデルが採用されている。これは元々 Henderson-Sellers (1985)によって開発されたものであるが、本モデルではその後さらに改良されたものを採用している（中村ら, 1991）。

表-2.1 モデル設定条件

モデル	EcoPARI-Simulator
計算対象期間	2012-07-01～ 2012-09-30
メッシュ	水平: 200 m × 200 m (31×15)
	水平: 50 m × 50 m (127×48)
	鉛直: 22 層 (-8.0 m ～ 1.0 m)
水平方向乱流モデル	Sub grid-scale モデル (SGS)
鉛直方向乱流モデル	Nakamura Model

本検討においては、大橋川の両端を開境界として設定し、それらに挟まれた領域を計算領域としている。本計算領域は、東西方向に約 6.2 km、南北方向に約 3 km である。本モデルでは構造格子系を採用しており、水平方向のメッシュサイズが 200 m と粗い場合には 465 個の水域セルがあり、鉛直方向には 50 cm 層厚のセルが 22 層設定されている。一方、水平方向のメッシュサイズが 50 m と細かい場合の水域セルは 6096 個で、鉛直方向には上記と同様に 50 cm 層厚のセルが 22 層設定されている。粗いメッシュサイズの場合、最大の時間格子間隔は 25 秒で設定された。一方、細かいメッシュサイズの場合、最大時間格子間隔は 5 秒で設定された。モデル設定条件を表-2.1 に示す。

2.3 初期条件および境界条件

シミュレーションを実施するための初期条件と境界条件として、いくつかの入力パラメーターが必要となる。初期条件については、半年程度の助走計算を行い水温、塩分、流動および水位等の値を得た（表-2.2）。気象入力条件として、気温、日射量、風向・風速、降雨量、大気圧、水蒸気圧を与えた。図-2.2 は、気象庁から取得した、松江地方気象台で観測された気象条件の時系列を示している。開境界条件として、大橋川の両端（松江、八幡）で水温と塩分の鉛直分布を与えた。図-2.3 は、表面（TP-0.0 m）から底部（TP-3.0 m）までの各水深に対する水温と塩分の時系列（2012 年 7 月 1 日から 2012 年 9 月 30 日）を示している。

2.4 地形ファイルの作成

本数値シミュレーションでは、計算対象領域の地形に関する情報をファイル化して与える必要がある（以下、地形ファイルと呼ぶ）。以下に述べる数値実験に先立ち、大橋川の地形ファイルを作成した。水陸境界位置に関するデータは国土地理院から収集し、これに基づいて水平方向を分割するメッシュを作成した。また、水深データは平成 17 年度大橋川等深線図から抽出した。各領域での地形と水深の生データを図-2.4 に示す。

上述の元データを使用し、まず Multilevel b-spline 補間を用いて 25 m 間隔の水深データを作成した。各メッシュ（50 m, 200 m）の水深データは、25 m 間隔の水深データを格子点に Cressman 内挿した。なお、Cressman 内挿とは、任意の影響円を定義し、その範囲内に存在する水深観測点の値を内挿点から観測点までの距離に関する重みをつけて平均化する内挿方法である。ただし 200 m メッシュの水深データについては、河川の水深を機械的に補間した場合に底層での海水の進入などが再現できなくなる恐れがあるため、各メッシュ内における河川の最大水深を適用した。

表-2.2 計算条件

入力値	パラメーター	取得元
初期条件	水温、塩分、水位	助走計算より
水表面	気温、日射、風、降雨、 気圧、水蒸気圧	気象庁（松江地方気象台）*
開境界条件	水温、塩分	水文水質データベース** （松江、八幡）

* <https://www.data.jma.go.jp/stats/etrn/index.php>** <http://www1.river.go.jp/>

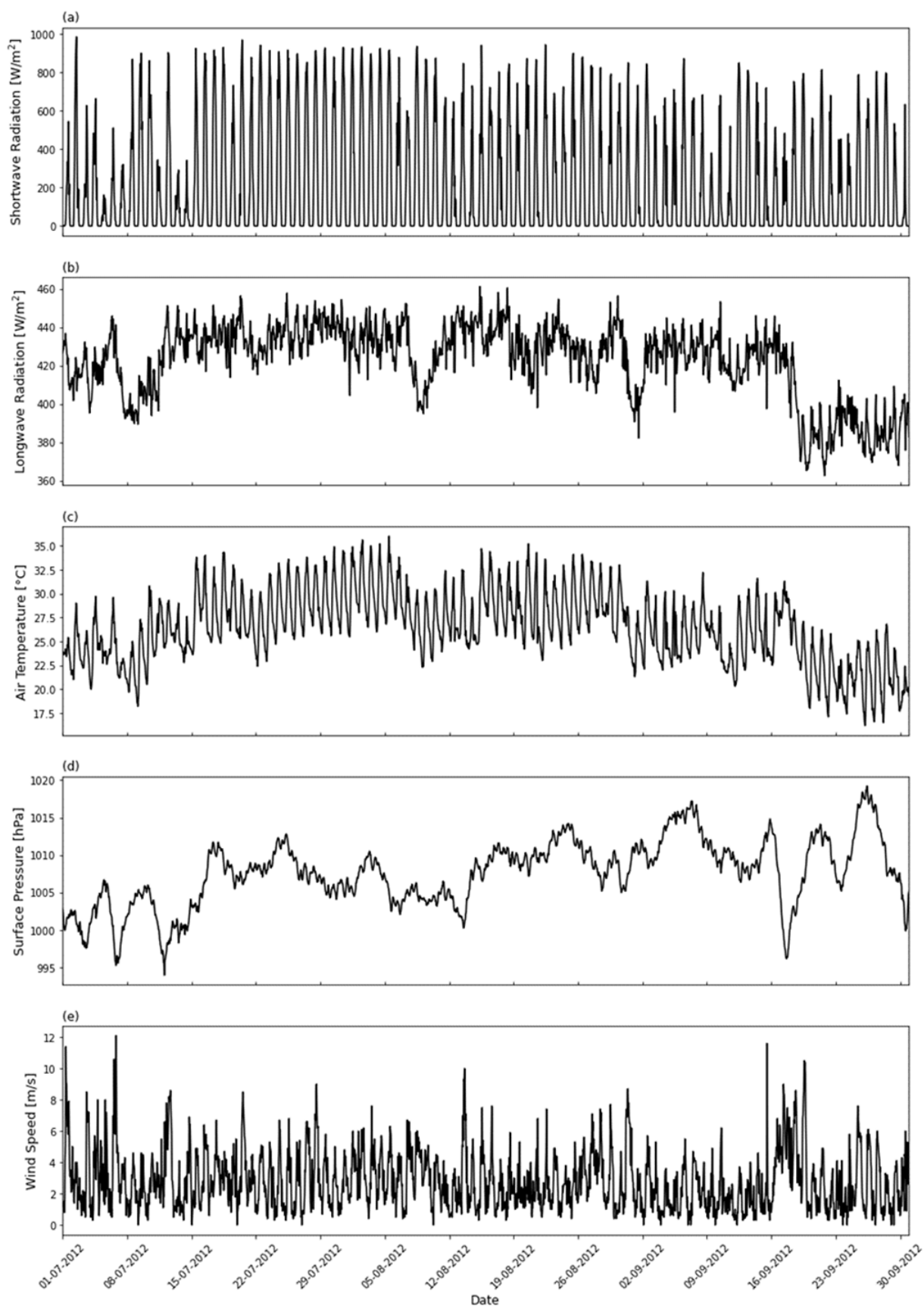


图-2.2 气象入力条件

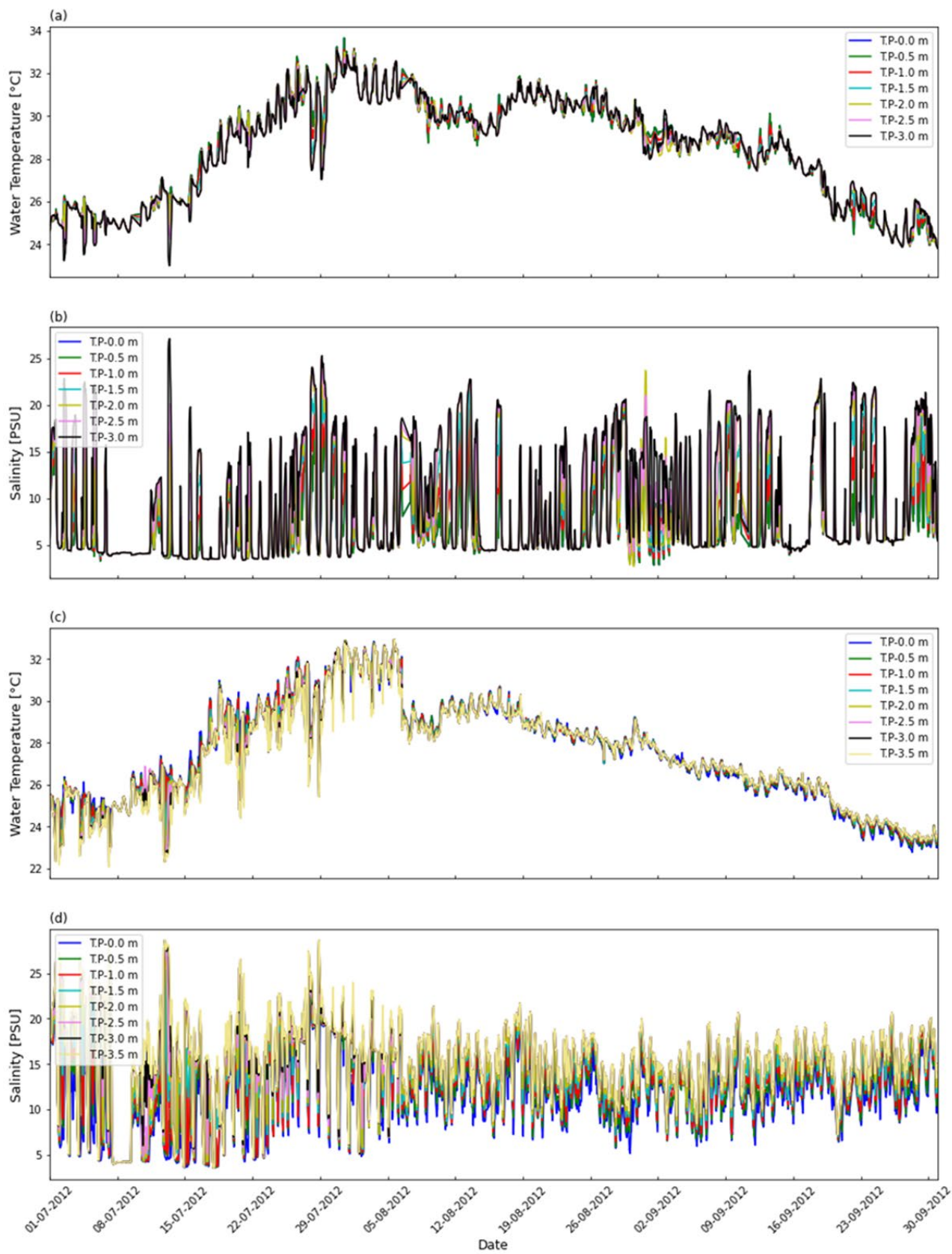


図-2.3 開境界入力条件

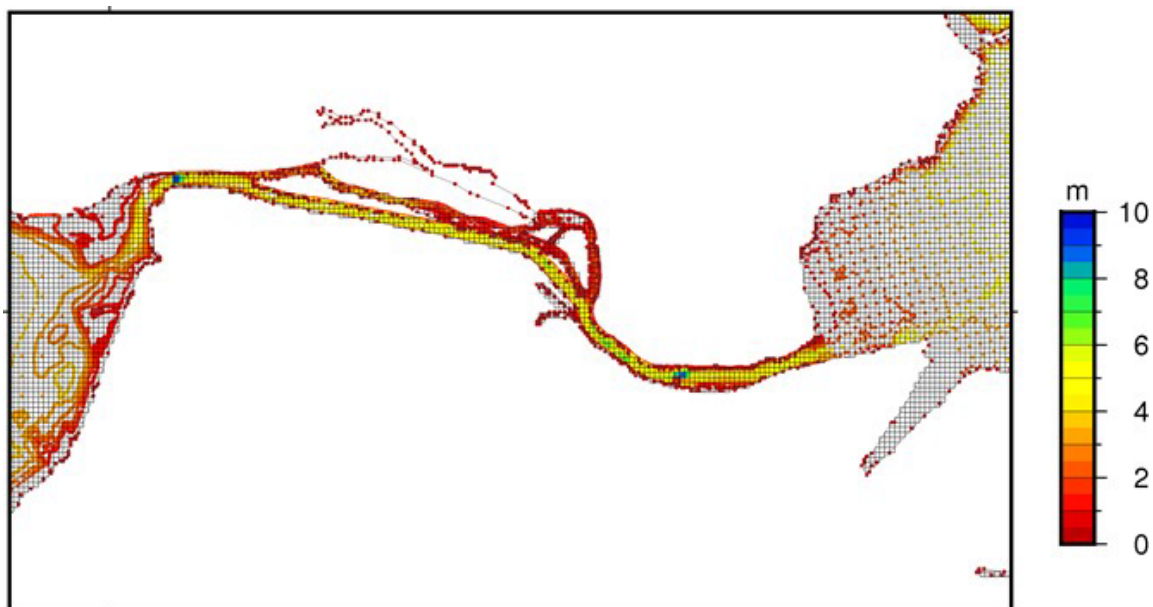


図-2.4 大橋川および周辺の水深データ

2.5 数値実験

表-2.3 は、大橋川の流れの状態を再現するため、最適なメッシュ構成を取得する目的で行った数値実験の実験ケースをまとめたものである。表-2.3 の左列は実験ケースを示し、2 列目は X, Y, および Z 方向のグリッド数を示している。3 列目は 3 次元方向すべてのグリッドサイズを示し、4 列目と 5 列目は与えられた地形条件の河川面積と河川容量を示している。Case 1 (200 m メッシュでのデフォルトケース、図-2.5(a)参照) では、粗い解像度の 200 m×200 m メッシュが採用され、河川面積は 2,520,000 m²、容積は 8,726,000 m³ であった。Case 2 では、グリッド番号 (21,4) と (23,3) に深さの変更を加えた。これは隣接する深さよりも浅く、流れを防いでいる可能性を考慮したものである。グリッド番号 (21,4) と (23,3) の元の深さは 1.0-2.0 m の範囲であり、変更後は 5.0-5.5 m となった。この深さの変更により、全体の河川容積が 4.44% 増加した。同様に、Case 3 では、Case 2 から、さらにグリッド番号 (19,6) と (19,7) の深度が変更された。グリッド番号 (19,6) と (19,7) の元の深さは非常に浅く、0.0~3.0 m の範囲であり、変更後は 4.0~5.0 m の深さとなった。Case 3 での深さの変更により、デフォルトの河川容積と比較して流量が 6.59% 増加した。図-2.5 は、粗いメッシュ構成の 3 つのケースの違いを図に示したものである。(a) がデフォルトの Case 1, (b) が Case 2, (c) が Case 3 となる。

表-2.3 数値実験条件

Case	メッシュ		面積 (m ²)	容積 (m ³)
	I, J, K	Size (dx,dy,dz) (m)		
1	31, 15, 22	200, 200, 0.50	2520000	8726000
2	31, 15, 22	200, 200, 0.50	2520000	9083600
3	31, 15, 22	200, 200, 0.50	2520000	9301200
4	127, 48, 22	50, 50, 0.50	1570000	5236925
5	127, 48, 22	50, 50, 0.50	1570000	6798650
6	127, 48, 22	50, 50, 0.50	1570000	8348975

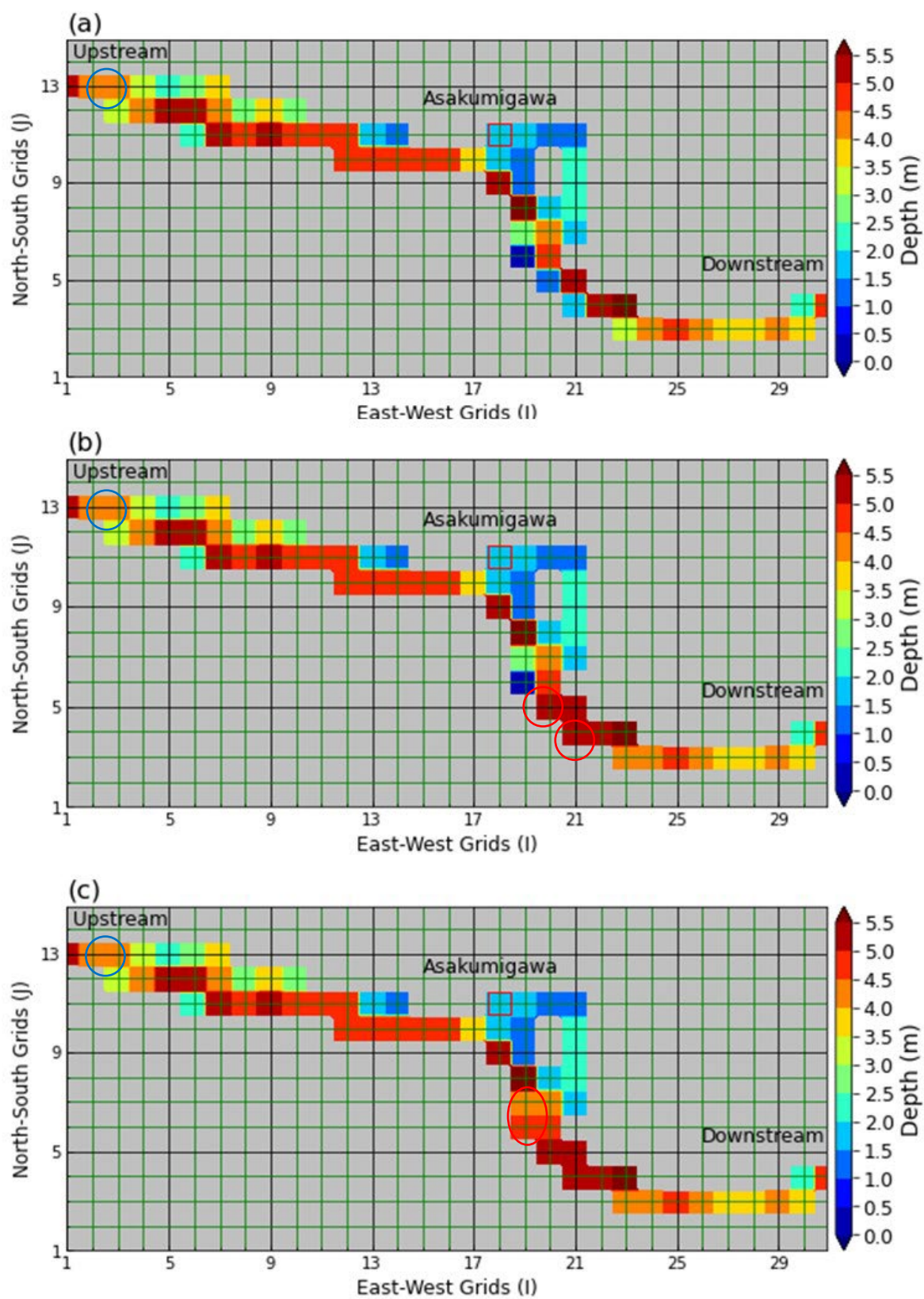


図-2.5 200 m メッシュでの水深 (a) case 1, (b) case 2, (c) case 3
地形の修正箇所を赤丸で、大橋川上流観測点を青丸で示している

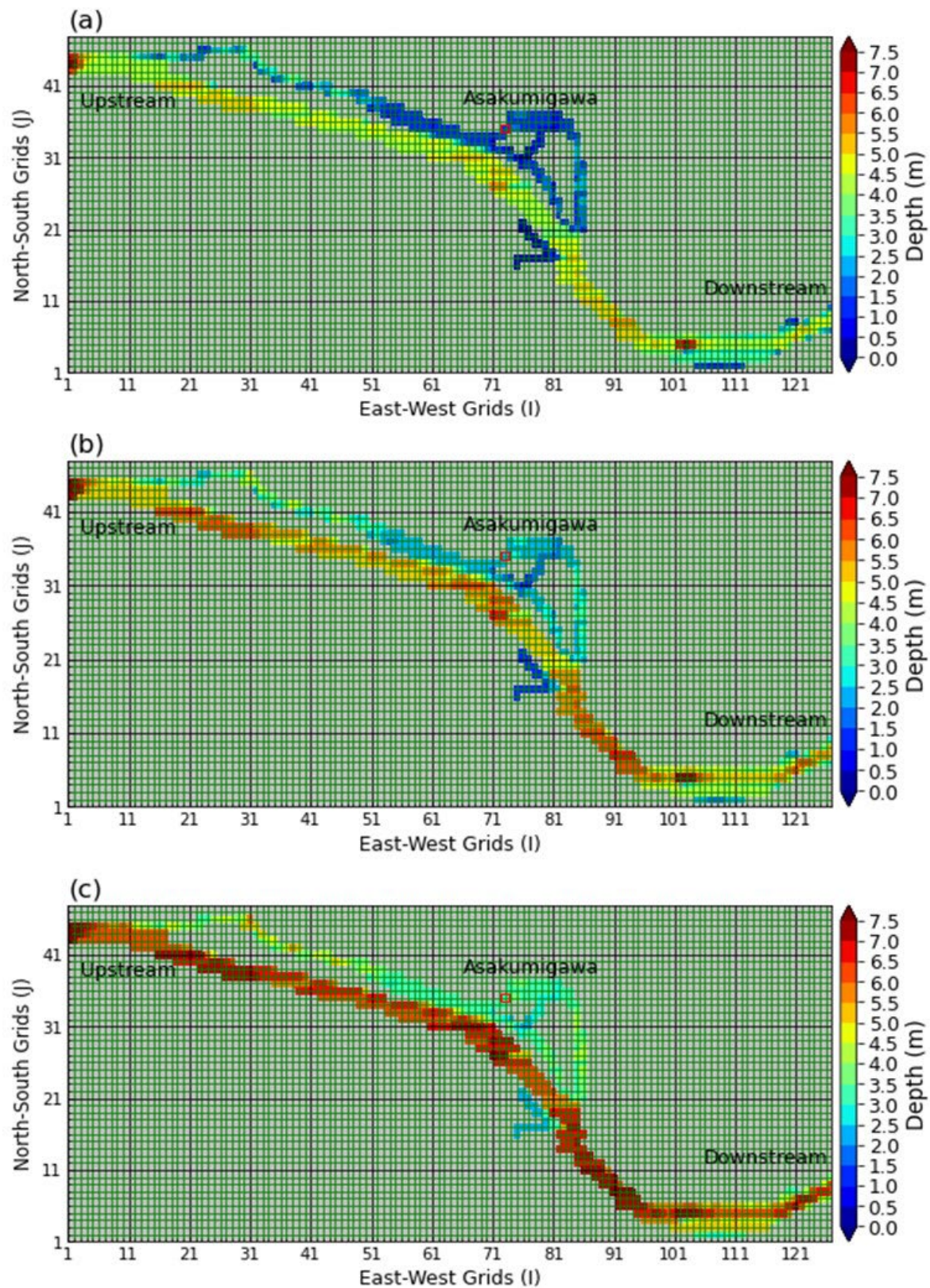


図-2.6 50 m メッシュでの水深 (a) case 4, (b) case 5, (c) case 6

次に、より詳細なメッシュ（50 m）での検討を行った。河川面積が 1,570,000 m²、容積が 5,236,925 m³ のデフォルトの高解像度メッシュ（図-2.6(a)）を使用して、多数の実験ケースでシミュレーションを行った。作成されたデフォルトの高解像度メッシュは Case 4 として使用した。Case 5 では、すべてのメッシュの水深を 1.0 m 深くすることにより、河川エリア全体に深さの変更が加えられた（図-2.6(b)）。Case 5 での深さの変更により、全体の河川容積が 22.97% 増加した。同様に、Case 6 では、Case 5 からさらに水深を 1.0 m 深くする変更が加えられた。Case 6 での深さの変更により、50 m メッシュのデフォルト（Case 4）と比較して、河川全体の容積が 59.43% 増加し、その容積は 200 m 解像度のデフォルト（Case 1）の容積に近い値となった（図-2.6(c)）。

2.6 結果

上述のように、大橋川の地形および水深条件は、宍道湖と中海からなる汽水域の水交換プロセスにおいて重要な役割を果たしている。よって、本研究では、大橋川の水交換特性の再現性に特に注目した。図-2.7(a)は、大橋川上流の表層および底層の塩分と水温について、観測値との比較を示している。200 m メッシュでのシミュレーション結果は、図-2.7(a)、図-2.8(a)、および図-2.9(a)に示すように、すべてのケースで塩分と水温の再現性が高いことが示された。しかし、デフォルトの Case 1 では流量が過小評価されており（図-2.7(b) 下段）、地形ファイルを変更した Case 2, Case 3 ではこれが改善された。

上記の 3 ケースでは、水深を変更しても、塩分と水温の時系列に大きな違いは見られなかったものの、流量の再現性については大幅に改善された。これは特定のメッシュの水深を増やすことで、流れに対する障害が取り除かれたためと考えられる。

Nakata et al. (2000)の結果では、1995 年 7 月の流量が -50 m³ s⁻¹ から 200 m³ s⁻¹ の範囲（ここで、宍道湖から中海への流れを正、中海から宍道湖への流れを負としている）で変化していたが、本研究では、-200 m³ s⁻¹ から 400 m³ s⁻¹ の範囲で変化する結果となった。Nakata et al. (2000)では、大橋川の流量を計算して両湖間の水交換メカニズムを説明していたが、シミュレーション結果と観測値を比較していなかった。大橋川上流での観測値を参照すると、本研究での結果が妥当であると考えられる。

表-2.4 は、200 m メッシュでの数値実験結果について、決定係数（R²、式(1)）と二乗平均平方根誤差（RMSE、式(2)）の 2 つの指標によって評価したものである。

$$R^2 = \frac{\sum(\hat{y} - \bar{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} \quad (1)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{y} - y_i)^2} \quad (2)$$

ここで、 $\hat{y}$ は計算値、 y_i は観測値、 $\bar{y}$ は観測の平均値、 N はサンプルサイズを示す。

表-2.4 計算値と観測値との相関解析の結果

宍道湖から中海に向かう東向きの流れを正方向、中海から宍道湖に向かう西向きの流れを負方向とする

Case	R ²		RMSE	
	正方向	負方向	正方向	負方向
1	0.65	0.58	75.31	36.49
2	0.72	0.61	56.44	42.69
3	0.72	0.61	56.40	43.43
4	0.61	0.55	96.64	40.16
5	0.63	0.57	85.58	37.48
6	0.64	0.59	78.03	39.63

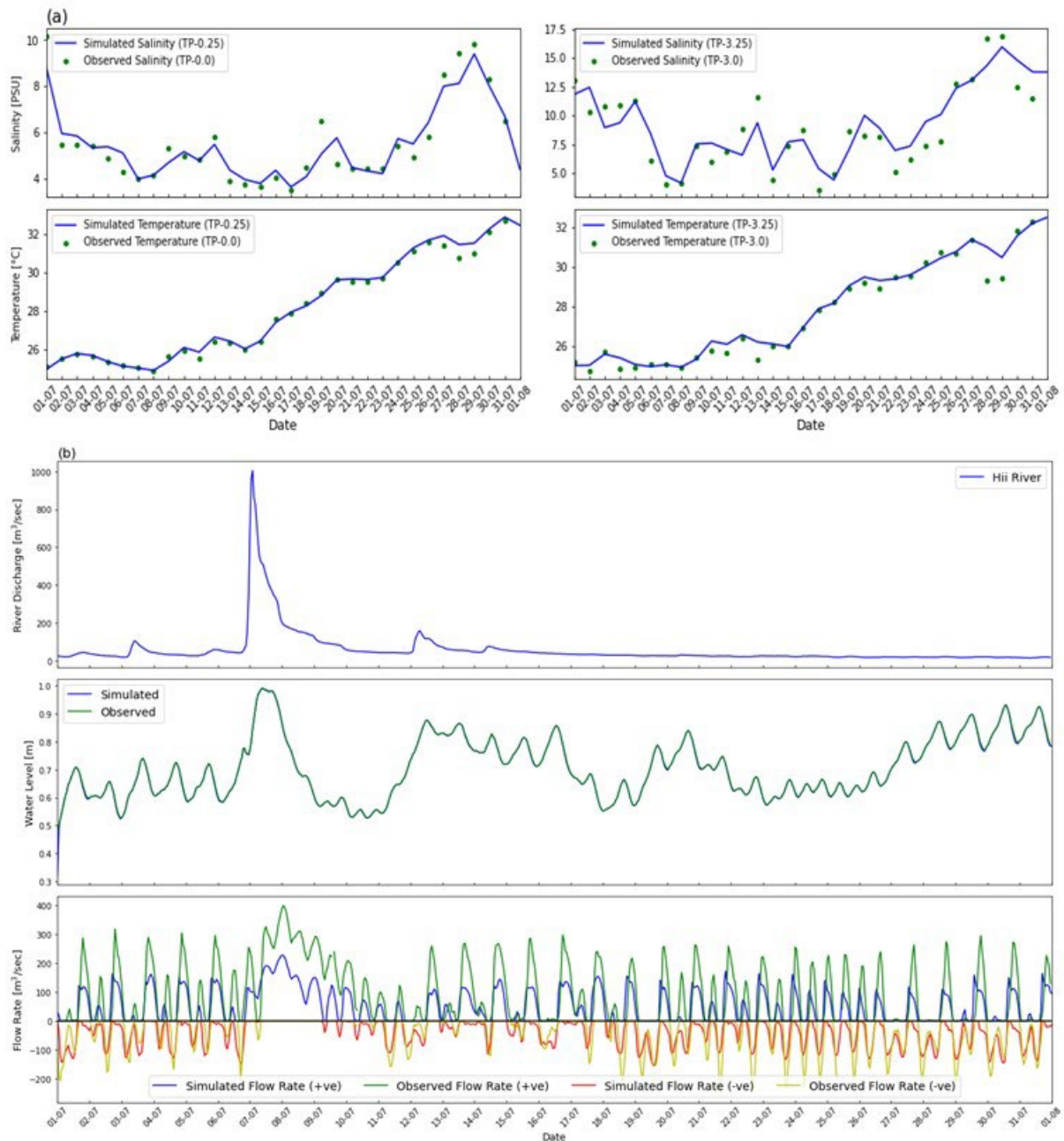


図-2.7 Case 1 でのシミュレーションと観測の比較

(a) 2012 年 7 月の大橋川上流の塩分と水温の時系列比較 (左：表層，右：底層)

(b) 2012 年 7 月の大橋川上流での時系列比較 (上段：斐伊川流量，中段：水位，下段：流量)

穴道湖から中海への流れは正 (緑線または青線)，中海から穴道湖への流れは負 (赤線または黄線) で示されている。水柱が 2 層になっている場合に上層は正，下層は負の向きに流れる状況が存在する。

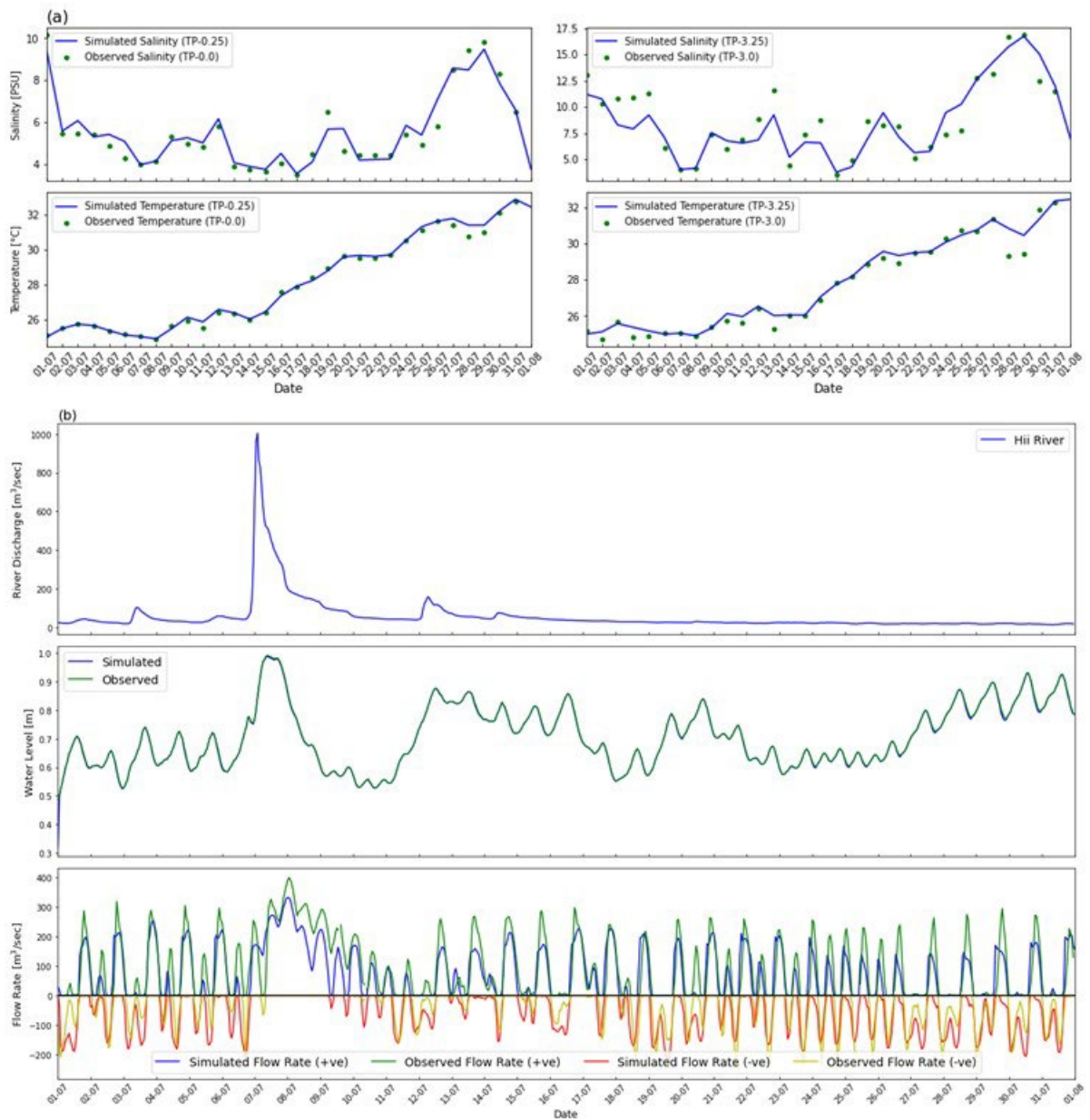


図-2.8 Case 2 でのシミュレーションと観測の比較

(a) 2012 年 7 月の大橋川上流の塩分と水温の時系列比較 (左: 表層, 右: 底層)

(b) 2012 年 7 月の大橋川上流での時系列比較 (上段: 斐伊川流量, 中段: 水位, 下段: 流量, 穴道湖から中海への流れは正, 中海から穴道湖への流れは負で示されている)

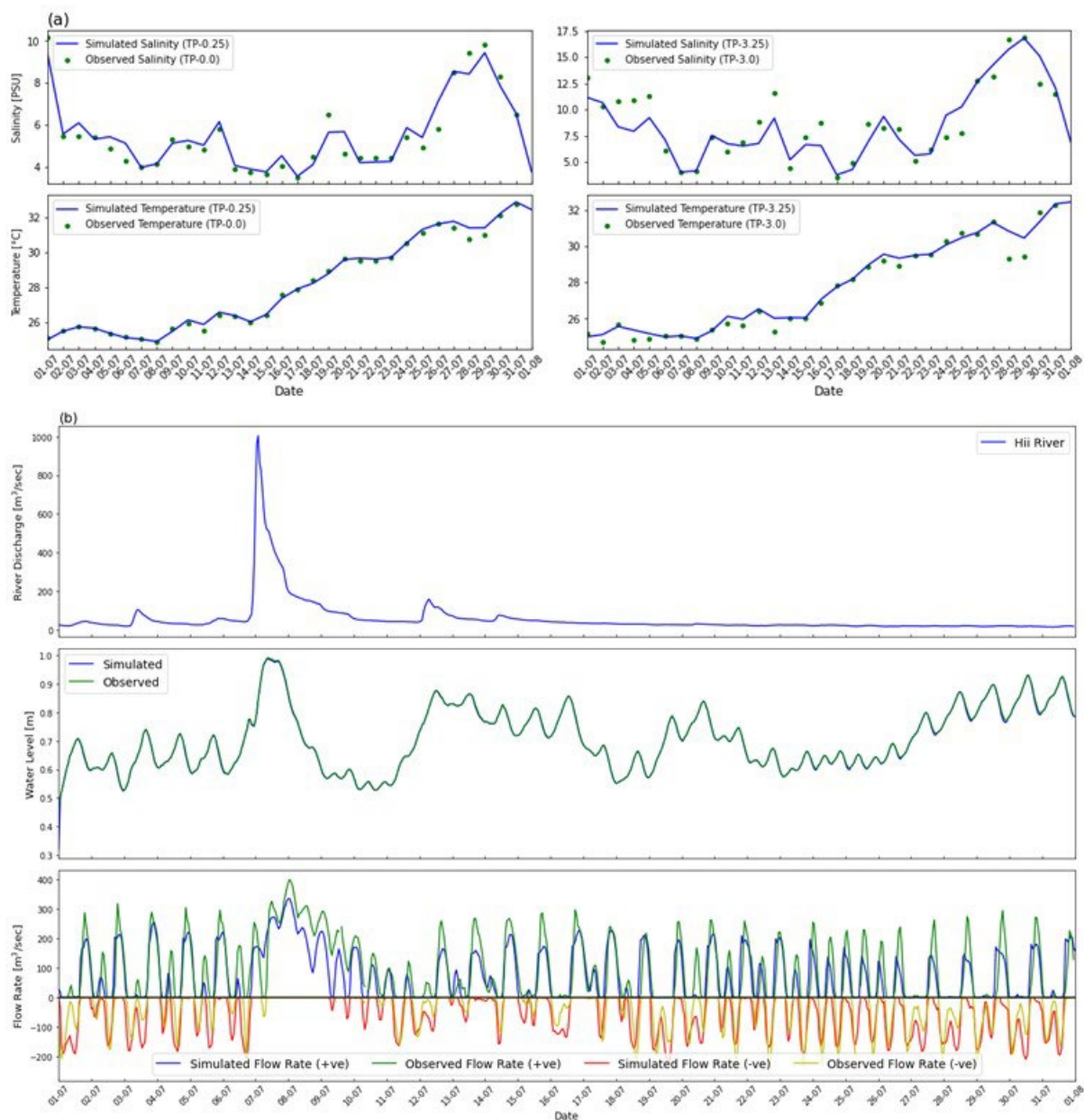


図-2.9 Case 3 でのシミュレーションと観測の比較

- (a) 2012 年 7 月の大橋川上流の塩分と水温の時系列比較 (左: 表層, 右: 底層)
- (b) 2012 年 7 月の大橋川上流での時系列比較 (上段: 斐伊川流量, 中段: 水位, 下段: 流量, 宍道湖から中海への流れは正, 中海から宍道湖への流れは負で示されている)



図-2.10 Case 4 でのシミュレーションと観測の比較

(a) 2012 年 7 月の大橋川上流の塩分と水温の時系列比較（左：表層，右：底層）

(b) 2012 年 7 月の大橋川上流での時系列比較（上段：斐伊川流量，中段：水位，下段：流量，矢道湖から中海への流れは正，中海から矢道湖への流れは負で示されている）



図-2.11 Case 5 でのシミュレーションと観測の比較

(a) 2012 年 7 月の大橋川上流の塩分と水温の時系列比較（左：表層，右：底層）

(b) 2012 年 7 月の大橋川上流での時系列比較（上段：斐伊川流量，中段：水位，下段：流量，矢道湖から中海への流れは正，中海から矢道湖への流れは負で示されている）



図-2.12 Case 6 でのシミュレーションと観測の比較

(a) 2012 年 7 月の大橋川上流の塩分と水温の時系列比較（左：表層，右：底層）

(b) 2012 年 7 月の大橋川上流での時系列比較（上段：斐伊川流量，中段：水位，下段：流量，矢道湖から中海への流れは正，中海から矢道湖への流れは負で示されている）

Case 1 では、正の流れ方向の RMSE 値が高くなり、宍道湖から中海への流れが過小評価されていた。Case 2 では、 R^2 だけでなく RMSE も正の流れ方向で改善されたが、RMSE は負の流量条件でわずかに悪化した。Case 3 は、正の流れ方向で RMSE へのわずかな改善がみられたが、全体的にそれ以上の有意な改善は認められなかった。結果として、Case 3 を 200 m メッシュにおけるシミュレーションの最良ケースとして採用することとした。

50 m メッシュでのデフォルトケース (Case 4) では相関が低下し、 R^2 はすべてのケースの中で最小であったものの、正の流量の RMSE はすべてのケースの中で最も大きいことがわかった。Case 5 と Case 6 では、水深の変更により、デフォルトの Case 4 と比較して相関が大幅に向上したが、200 m メッシュのケースと比較すると、50 m メッシュの結果は相対的に悪評価となった。

水温と塩分の再現性に関して、50 m および 200 m のメッシュ構成にかかわらず全体的に良好な結果が得られたことは興味深い。50 m メッシュでの流量の再現性が良くないにもかかわらず、図-2.7、図-2.8、および図-2.9 の (a) に示すように、表層と底層の水温と塩分は観測結果とよく一致していた。大橋川は 2 つの汽水湖をつなぎ、淡水と塩水の交換を受け持つため、水温と塩分だけでなく、移動する水の量についても一定の精度を達成することが必要となる。本研究では、地形修正後の 200 m メッシュでの構成は、再現されたすべてのパラメーターに関して、地形修正前の 50 m メッシュでの構成よりも優れていることが示された。200 m メッシュの構成は、50 m メッシュ構成と比較して、計算コストが低く計算時間が短縮できるため、以後の計算では 200 m メッシュを採用することとする。

最終的に、シミュレーション試行 (Case 1 から Case 6) によって求められた中で最適な地形条件として、200 m メッシュについては Case 3、50 m メッシュについては Case 6 を選定した。最後に、2012 年 7 月上旬から 9 月末までの再現計算を行った結果 (Case 3 と Case 6) について回帰比較を行った。表-2.5 は、決定係数と二乗平均平方根誤差をまとめたものであり、200 m メッシュ構成が 50 m メッシュ構成を上回っていることがわかる。正 (宍道湖から中海に向かう流れ) と負 (中海から宍道湖に向かう流れ) の両方の流れ方向について Case 3 で 0.66 の決定係数 (R^2) が達成され、Case 6 の両方の流れ方向でそれぞれ 0.50 と 0.60 の R^2 が得られた。Case 3 は両方の流れ方向で Case 6 よりも優れたパフォーマンスを示したが、負の流れ方向の RMSE はどちらの場合も大きな違いはなかった。Case 6 の場合、正の流れ方向の RMSE は、Case 3 と比較してはるかに高かった。

Case 3 と Case 6 のシミュレーション結果の違いを理解するために、鉛直方向平均流速を計算し、比較を行った。全体的な鉛直方向平均流速は、Case 6 と比較して Case 3 の方が高いことがわかる (図-2.13)。塩水の進入に関連するより低い速度範囲では、両方のシミュレーションケースである程度一貫しているが、正の流れ方向の速度のピークは、Case 6 では過小評価されている。これが、正の流量が低い主な理由であると考えられる。

2.7 考察

(1) 大橋川観測値について

塩水の逆流も含め大橋川の流量を正確に再現することは、大橋川自体の流れの特性を理解することが重要である。また、宍道湖の塩分の変化を再現するうえでも、塩水の進入の状況を明らかにすることが重要である。

そこで、大橋川上流 (松江) で観測された流量および塩分の妥当性を検証するため、間接的なアプローチを採用し、大橋川の上流端に位置する宍道湖の塩分収支のボックスモデルを作成した (式 (3)、(4) 参照)。ボックスモデルは、質量バランスを考慮し、対象水域内の平均的な状態をシミュレートするために一般的に使用される手法である (Li et al. 2015)。大橋川は宍道湖におけるほぼ唯一の塩水進入源であるため、宍道湖全体の塩分は大橋川上流側の塩分バランスによって制御される。ボックスモデルの主要な入力である大橋川上流で観測された流量の値が信頼できるものであれば、最終的には宍道湖の塩分の変動を再現することができる。図-2.14 にボックスモデルで使用されている入力パラメーターを示す。

$$\frac{\partial S_L}{\partial t} \cdot V_L = Q_{Hii} \cdot S_{Hii} + Q_{in} \cdot S_{in} - Q_{out} \cdot S_{out} \quad (3)$$

$$S_L = S_{LO} + \left(\frac{Q_{Hii} \cdot S_{Hii} \cdot \Delta t + Q_{in} \cdot S_{in} \cdot \Delta t - Q_{out} \cdot S_{out} \cdot \Delta t}{V_L} \right) \quad (4)$$

表-2.5 試行を通じて求められた最適な地形条件下での流量シミュレーションの性能評価
(2012 年 7 月初旬から 9 月末までの最終的な最適シミュレーションについて回帰比較を行った結果)

Case	R ²		RMSE	
	正方向	負方向	正方向	負方向
3	0.66	0.66	56.73	42.05
6	0.50	0.60	78.86	43.09

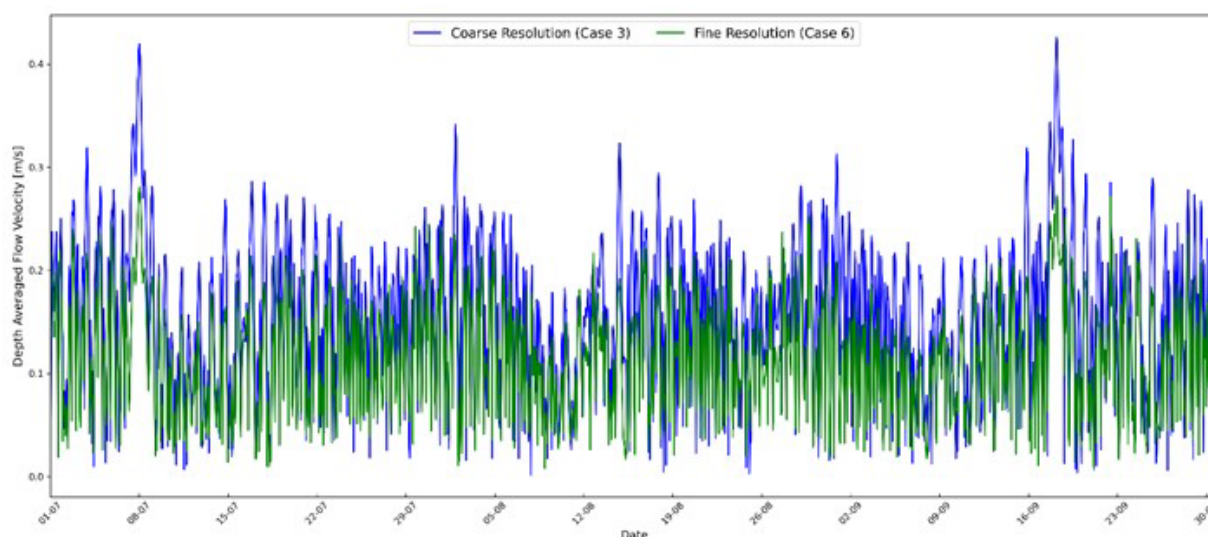


図-2.13 Case 3 と Case 6 における鉛直方向平均流速の比較

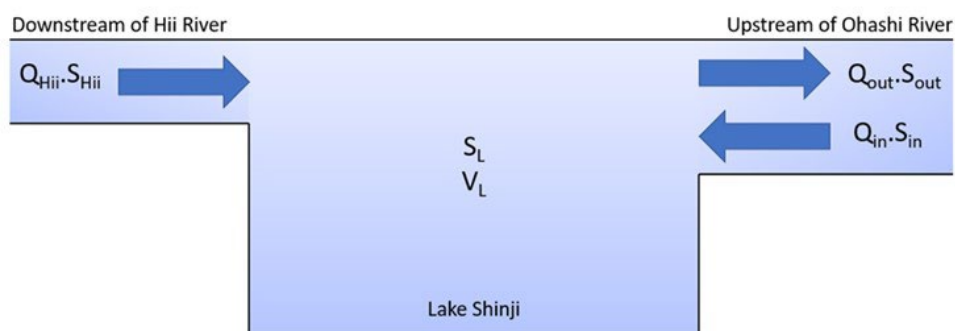


図-2.14 宍道湖内の塩分収支に関するボックスモデル

ここで、 S_L は宍道湖の塩分、 S_{L0} は観測値より与える宍道湖の塩分に関する初期条件、 S_{Hii} は斐伊川塩分（0 と設定）、 S_{in} は大橋川から進入する塩水塊の塩分、 S_{out} は大橋川へ流出する宍道湖水の塩分、 V_L は宍道湖の容積、 Q_{Hii} は斐伊川からの流入量、 Q_{in} は大橋川から流入する塩水の流入量、 Q_{out} は大橋川へ流出する宍道湖水の流出量、 Δt は観測の時間間隔である。

大橋川上流（松江）での塩分の鉛直分布の結果から、宍道湖表層から大橋川への流出水の塩分を表層 3 層（0 m, 0.5 m, 1 m）の平均値として計算し、大橋川から宍道湖への流入水の塩分を底層 3 層（2 m, 2.5 m, 3 m）の平均値として計算した（図-2.15）。図-2.16 は、観測された宍道湖の塩分とボックスモデルによる宍道湖の塩分変化のシミュレーション結果を時系列で比較したものである。全体的にボックスモデルによる再現性は良好で、大橋川における観測値の信頼性が確認された。

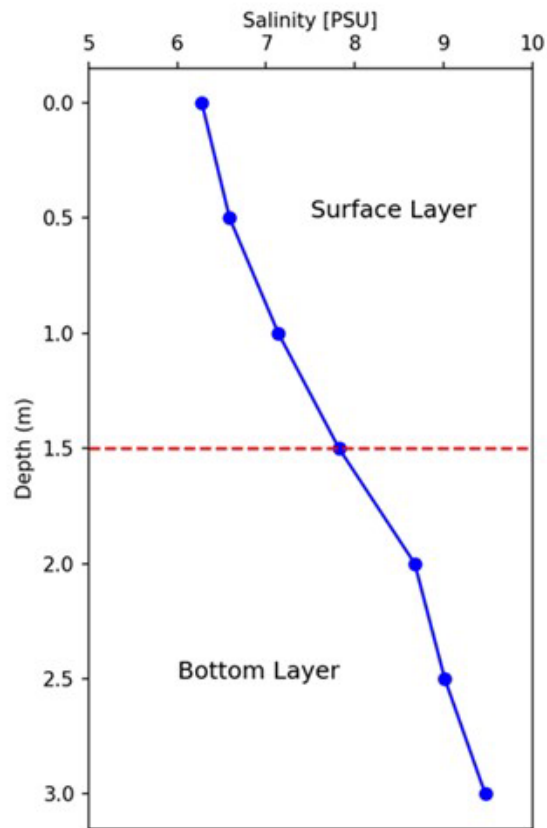


図-2.15 大橋川上流（松江）における代表的な塩分の鉛直分布

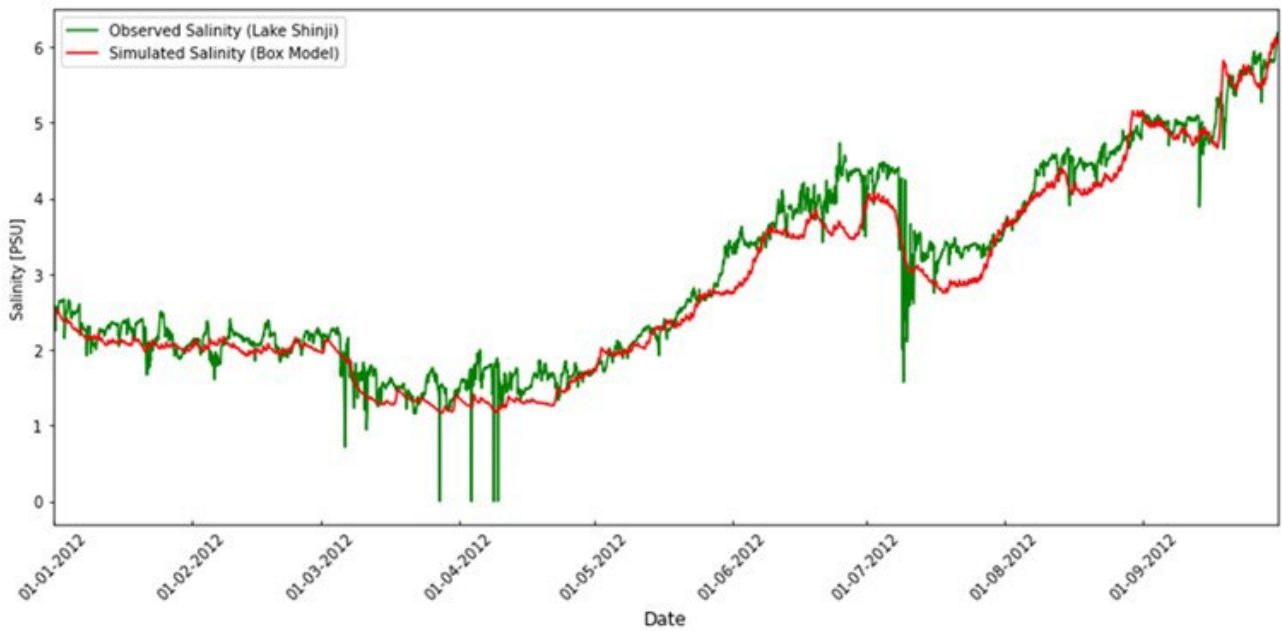


図-2.16 ボックスモデルによる宍道湖内塩分の計算結果と観測値との比較

(2) 流量観測事例との比較

計算メッシュの解像度の違いによるシミュレーション結果の違いを検討するために、流速と大橋川両端での水位差についての次式の関係性を求めた。

$$u^2 = K^2 (|\Delta h \pm c|) \quad (5)$$

ここで、 u は西向き流速、 K は流束係数、 Δh は大橋川両端における水位差、 c は定数を示す。

その結果、表-2.6 に示すように、200m メッシュのシミュレーションでは、50m メッシュのシミュレーションに比べて、より高い流束係数が得られることが分かった。この相関は、水理学的考察より理論的に導き出されるものであり、海峡の水流が主に海峡端の潮汐差による圧力差で制御されているという現象と同様のものである (Pugh, 1987)。過去には、この相関を用いて、ケーブコッド運河の流れを予測したり (Wilcox, 1958)、本研究の対象地域である大橋川の流れを予測した事例がある (Ishitobi et al., 1999)。

表-2.6 シミュレーションによる流速と大橋川両端での水位差との関係

Case	Regression Equation	K.A
1	$u^2 = 0.53^2(\Delta h + c)$	437.25
2	$u^2 = 0.77^2(\Delta h + c)$	636.02
3	$u^2 = 0.37^2(\Delta h + c)$	341.88
4	$u^2 = 0.49^2(\Delta h + c)$	452.76

先行研究として、Ishitobi et al. (1999) は、流速と大橋川両端における水位について現地観測を行い、観測値を基に上記関係式を求めている。それによると、流束係数 (K) の値は $1.21 \sim 1.72 \text{ m}^{1/2} \text{ s}^{-1}$ の範囲であり、表-2.6 に示すように、本研究よりも高い値を示した。これは、実際の大橋川の断面積 ($A = 470.8 \text{ m}^2$) と比較して、本研究での 200 m メッシュのシミュレーションの断面積 ($A = 826 \text{ m}^2$)、または 50 m メッシュのシミュレーションの断面積 ($A = 924 \text{ m}^2$) が大きかったためである。このことから、流速の計算結果は、現地観測と比較して過小評価となっていることがわかる。

一方、流束係数と断面積の組み合わせ ($K.A$) について検討を行ったところ、先行研究では $569.66 \text{ m}^{5/2} \text{ s}^{-1}$ から $809.77 \text{ m}^{5/2} \text{ s}^{-1}$ の範囲であった。本研究の 200 m メッシュのシミュレーションでは $K.A$ の値は $636.02 \text{ m}^{5/2} \text{ s}^{-1}$ となり同等の値が得られた。このように、大橋川の断面積を考慮した場合、現地観測と矛盾のない結果が得られていたことがわかる。このことから、流量の計算結果は現地観測の結果と矛盾が無く、良好な再現性を示していることが示された。

以上のように、現地観測の結果と比較して、シミュレーションによる計算結果は流速を過小評価しているものの、流量については良好な再現性を示していることがわかる。流速の過小評価については、塩水進入のタイミングにずれが生じることが予想され、このずれは最大で約 3 時間程度と見積もられる。ここで、大橋川の水温・塩分の時間変動の代表的な時間スケールは数日間であるため、本研究では流速の過小評価に伴う塩水進入のタイミングのずれについては、無視できるものと判断した。一方、宍道湖-中海連成系の計算においては流量が最も重要なパラメーターであると考えられるため、今後の計算においては、流量の再現性が良好であり、かつ計算コストも妥当と判断される 200 m メッシュでの計算条件を使用することとする。

3. 宍道湖における数値シミュレーション

3.1 概要

本章では、非静水圧 3 次元流体モデルを用いて、宍道湖への塩水の進入と密度成層の再現を試みた。先に述べたように、宍道湖での貧酸素水塊の形成メカニズムは、主に塩水の進入と密度成層に支配されている。このため、水平方向の格子間隔を 200 m、垂直方向の格子間隔を 10 cm とし、底部の薄い塩水層の厚さを考慮して 61 層からなる高解像度のシミュレーションを行った (図-3.1)。さらに、塩分変動を再現できるように、乱流モデルのパラメーターを変更した。また、最終的に得られた最適パラメーターを用い、強風下での湧昇現象を再現し、気象条件の変化に対する計算精度を評価した。

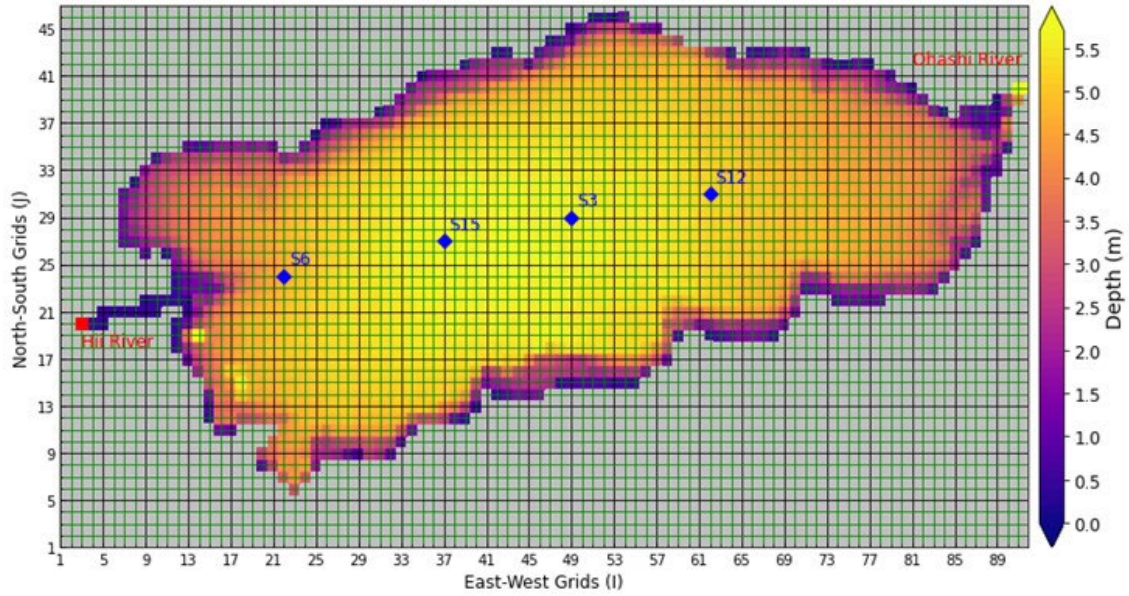


図-3.1 検討対象水域のメッシュ構造

3.2 数値モデル

宍道湖の流動を再現するために、流動生態系シミュレーションモデル (EcoPARI) を用いた。本モデルの基本的な構成は2章と同様である。

以下は、鉛直拡散係数を計算するための一連の方程式を示している。式(6)は水面摩擦を表し、式(7)は摩擦速度の減衰定数とその風速依存性を表している。リチャードソン数 Ri は、前述の式で計算されたパラメーターを用いて (8) 式で計算される。最後に、拡散係数の鉛直分布は式 (9) および(10) を用いて計算することができる。このモデルでは、式(9)のパラメーターを調整することで拡散係数を変化できるように定式化されており、様々な調査地点での調整パラメーターが提案されている (Munk and Anderson, 1948; Deardorff, 1967; Sundaram and Rehm, 1971; Henderson-Sellers, 1982)。表-3.1 は、鉛直方向の乱流拡散モデルの計算に必要なパラメーターを示している。

$$u_{*s}^2 = \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right) C_D U^2 \quad (6)$$

$$K_* = 0.51 \frac{\sin \phi}{U} \quad (7)$$

$$Ri = \frac{-1 + \left[1 + \frac{40N^2 k^2 z^2}{u_{*s}^2 \exp(-2K_* z)} \right]^{0.5}}{20} \quad (8)$$

$$f(Ri) = (1 + \alpha \cdot Ri^\gamma)^{\beta_v} \quad (9)$$

$$K_z = \frac{k u_{*s} z}{S_c} \exp(-k_* z) f(Ri) \quad (10)$$

前述のように、底層に形成される高密度層が非常に薄いため、鉛直方向にメッシュ設定では塩水の進入を再現することは困難である。よって本検討では、図 3.2 に示すように、水柱全体を 10 cm の均一な層厚で分画することとした。

表-3.1 モデルパラメーター一覧

Parameter	Symbol	Value	Unit
Latitude	ϕ	35.4	Degree
Wind speed	U	Observed	m s^{-1}
Density of Air	ρ_a	1.148	kg m^{-3}
Density of Seawater	ρ_w	1020	kg m^{-3}
Coefficient of Drag	C_D	0.0006	-
Turbulence Schmidt Number	S_c	1.0	-
Brunt-Väisälä frequency	N	-	s^{-1}
Von Karman Constant	k	0.40	-
Water Depth	z	Model Vertical Layers	m
Model constants	α, β_v, γ	Tuning	-

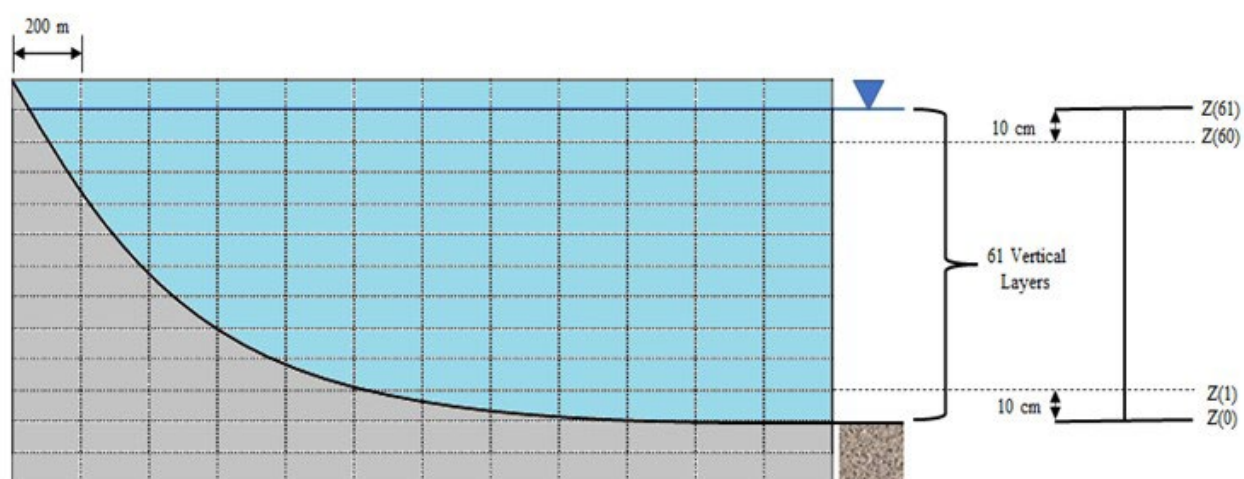


図-3.2 鉛直方向のメッシュ分割イメージ

モデル領域は、図-3.1に示すように、宍道湖の西端から大橋川に合流する東端までを対象としており、東西方向に約 18.40 km、南北方向に約 9.40 km の範囲となっている。東西方向に 92、南北方向に 47 のグリッドに分割されており、合計 4324 の表面グリッドがある。そのうち 2008 グリッドは水面を表し、残りは陸地である。本計算においては、宍道湖への流入河川は、主要な 1 級河川である斐伊川のみとした。計算時間ステップは 5 秒から 20 秒で、この時間格子間隔はグリッドサイズと最大水深の組み合わせから算出した。また、境界条件として、領域の東端、すなわち大橋川上流（松江）での水位と塩分・水温の鉛直分布を与えた。シミュレーションは、2012 年 1 月から 2012 年 9 月末までの 9 ヶ月間実施した。最初の 3 ヶ月間は助走計算期間とし、計算精度の検証には含めなかった。

3.3 初期条件および境界条件

非静水圧 3 次元流体力学モデルでは、初期条件、自由水面条件、開放境界条件として多数の入力が必要となる。モデルの初期条件として、水温 ($T=4.50\text{ }^{\circ}\text{C}$)、塩分 ($S=2.61\text{ psu}$)、水位 ($H=0.25\text{ m}$) を設定したが、これらのパラメータは宍道湖中央部の平均的な観測データから取得した。

さらに、淡水流入については、主要な 1 級河川である斐伊川の 1 時間ごとの観測流量、水温を設定した。河川流量は、2012 年 7 月に最小 $11.62\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ から最大 $1004.64\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ まで変動した（図-3.4 参照）。図-3.3 に示すように、大気境界条件として、気温、長波放射、短波放射、風速、降水量、海面気圧、蒸気圧などの気象パラメーターを使用した。風速と放射のデータは、顕熱と潜熱を含む水面の熱流束を計算するためのものである。ここでは、国土交通省出雲河川事務所が観測した宍道湖中心部の気象データの時系列を用いた。宍道湖が東端で大橋川と合流する開境界条件としては、国土交通省出雲河川事務所が 1 時間ごとに観測している水温と塩分の鉛直分布を与えた。図-3.4 の(c), (d)は、表層(T.P-0.0 m)から底層(T.P-3.0 m)までの水柱全体の水温と塩分の時間変化（2012 年 1 月 1 日から同 9 月 30 日）を示している。入力パラメーターは 2 章と同様である（表-2.2）。

3.4 パラメーター設定

上述のように、これまで様々なモデル定数が提案されており、鉛直拡散に関連する α は 0.00176 という小さな値から 50.0 という大きな値まで変動し、 β は 0.50 から 1.50 の間、 γ は 1.0 から 2.0 の間で変動している (Munk and Anderson, 1948; Deardorff, 1967; Sundaram and Rehm, 1971; Henderson-Sellers, 1982)。先行研究によると β および γ はほぼ同様の値が採用されていたため、本検討では α の調整を試みた。中村ら(1990)は、これらの定数の範囲を中禅寺湖の $f(Ri)$ で検討し、その結果を大阪湾での塩分分布から得られた鉛直拡散係数の推定値と比較している (Nishimura and Nakamura, 1987)。また、その結果を Hirata and Muraoka (1984)が行った詳細な水温観測結果と比較している。そこでは非常に低い α 値を採用し、高い乱流係数を報告している。本研究では、中村ら(1990)の提案を考慮し、 α の閾値 (0.00176~50.0) についていくつかの数値実験を行った。

まず、多くの海洋循環モデルでは、乱流中の水温と塩分の鉛直拡散係数は同一であるとし、乱流拡散係数を両変数で等しく設定している (Wells and Griffiths 2003)。本検討においても当初は同様の検討を行い、 $\alpha = 5.2$ を得た。しかし、この設定では水温および塩分の再現性が十分ではなかったため、それぞれの乱流モデルにおける α について個別に再検討を行い、水温については $\alpha = 1.0$ 、塩分については $\alpha = 18.0$ を得た。このように対象によって異なる α を与える設定は特異なものである。この点について、以下の検討を行った。

まず、常用されるリチャードソン数 Ri の評価式として次式を用いるとする。

$$Ri = \frac{g(dp/dz)}{\rho(du/dz)^2} \quad (11)$$

ここで、 g は重力加速度、 ρ は流体密度、 z は鉛直位置、 u は水平方向流速を表す。現地での典型的な値として水温： 15°C 、上層塩分： 3 psu 、下層塩分： 15 psu 、 dz ： 5 cm と仮定した場合、 du ： 1 cm/s を与えると $Ri = 44.8$ 、 du ： 2 cm/s を与えると $Ri = 11.2$ 、 du ： 5 cm/s を与えると $Ri = 1.8$ となる。また、同水温、同塩分で dz ： 50 cm と仮定した場合、 du ： 1 cm/s を与えると $Ri = 447.9$ 、 du ： 2 cm/s を与えると $Ri = 112.0$ 、 du ： 5 cm/s を与えると $Ri = 17.9$ となる。宍道湖底層において密度成層が形成されている場合、底層流速は高々数 cm/s と考えられるので、リチャードソン数の評価では乱流生成項と比較して浮力項が卓越している場といえるだろう。

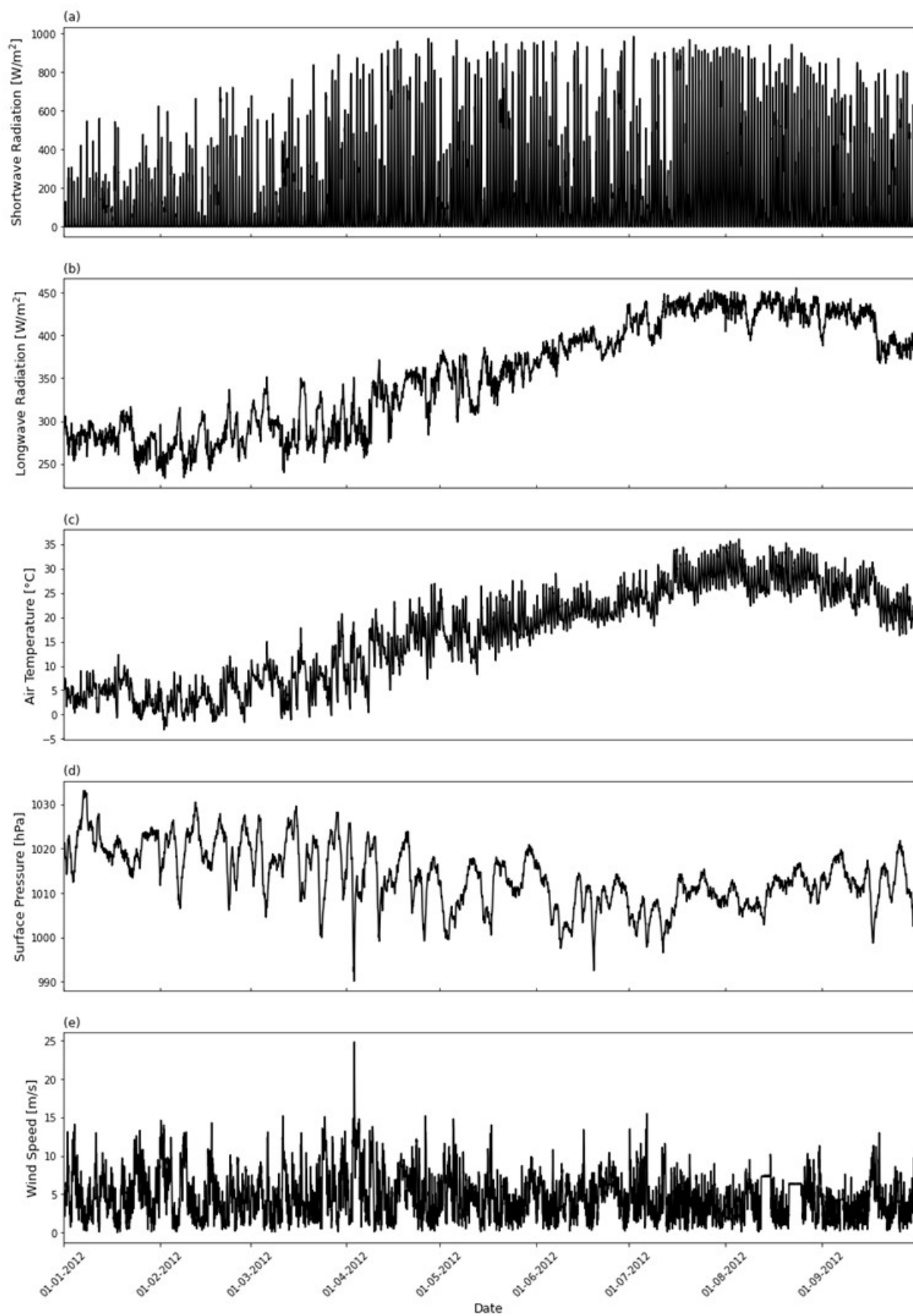


図-3.3 気象境界条件の時系列

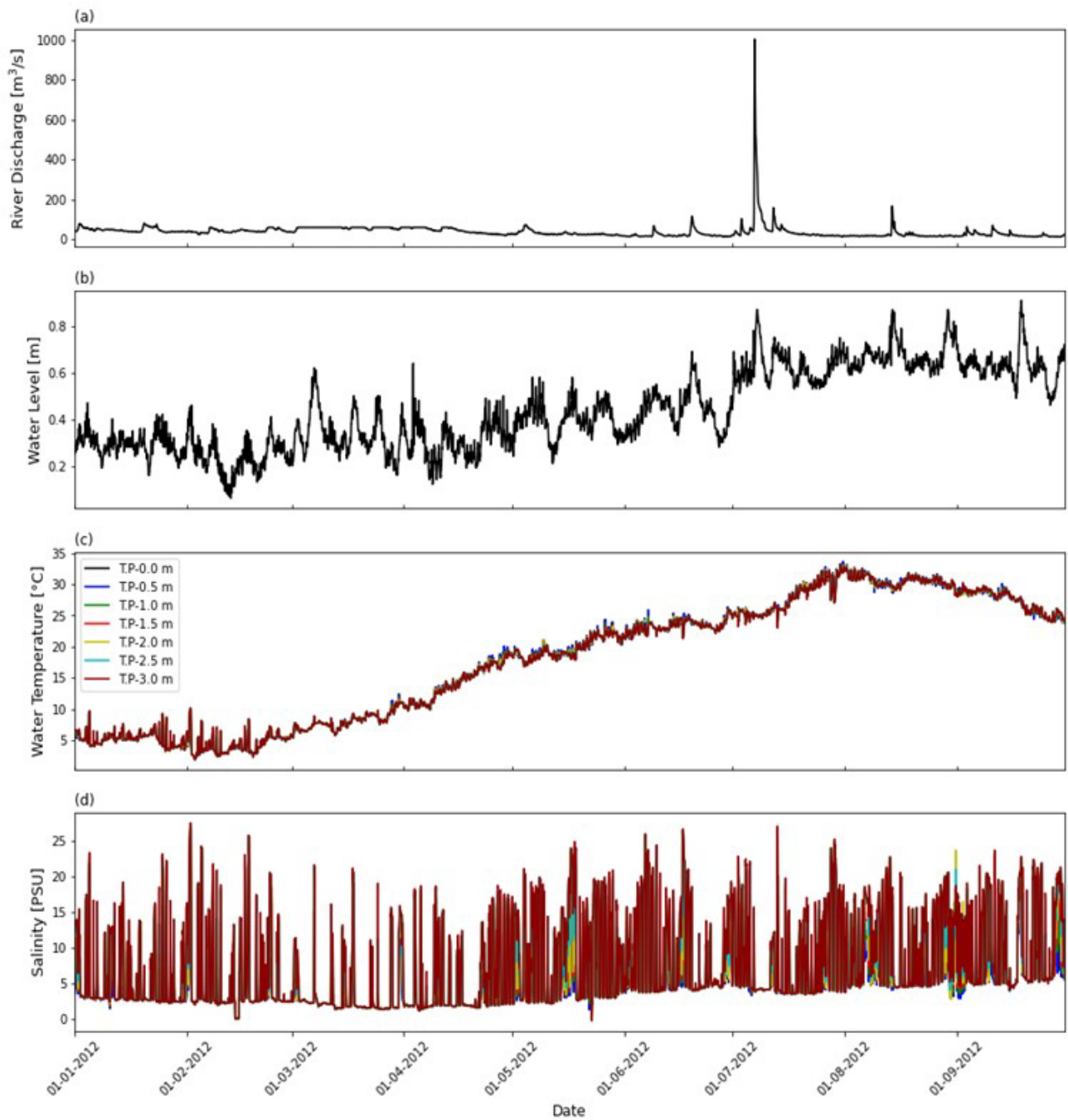


図-3.4 観測値の時系列 (a)斐伊川流量, (b)大橋川上流水位, (c)大橋川上流水温, (d)大橋川上流塩分

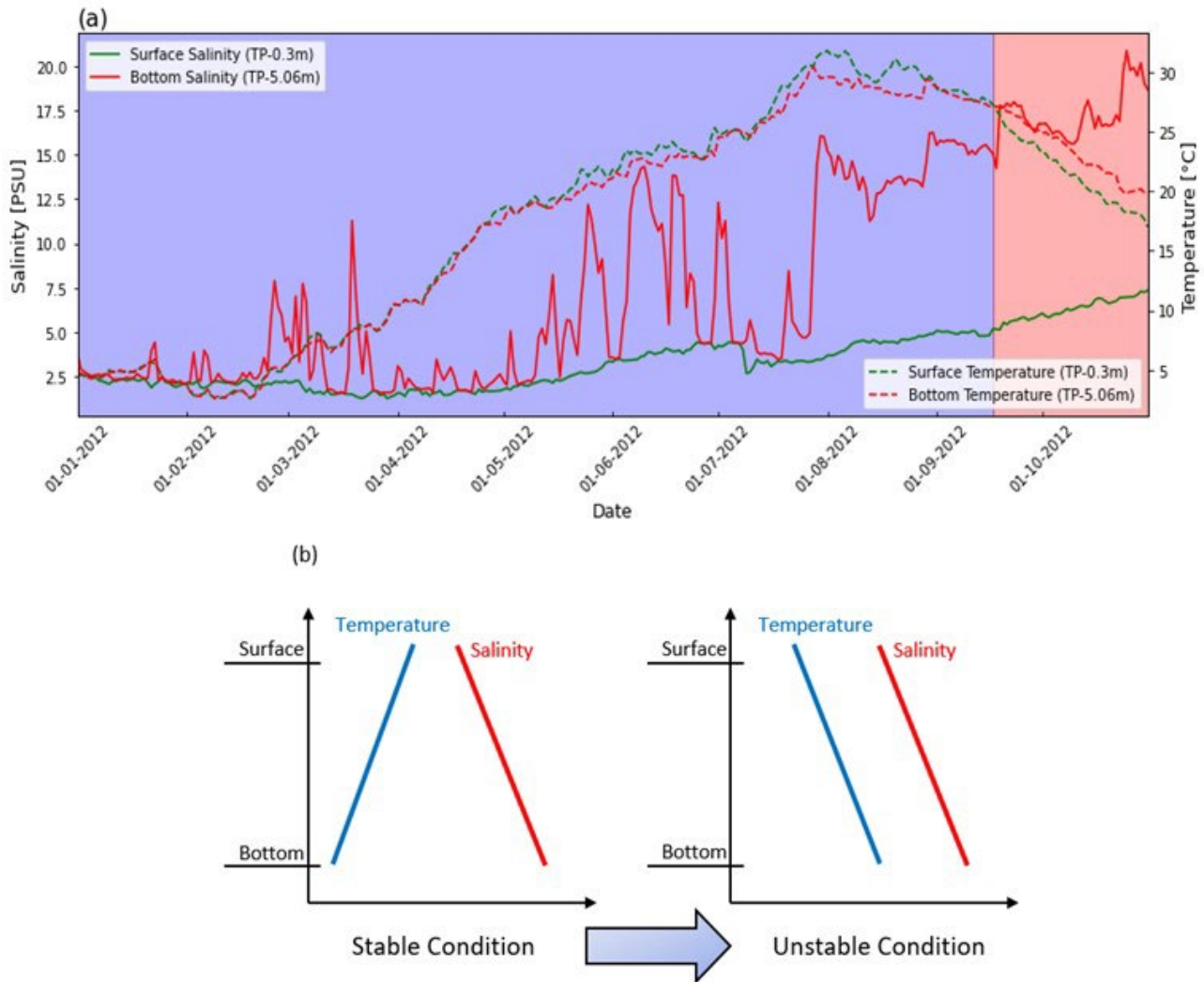


図-3.5 (a)穴道湖湖心部における表層水と底層水の水温と塩分の時間変化．青の斜線の部分が安定した状態、赤の斜線の部分が不安定な状態を示しており、(b)は安定状態と不安定状態の違いを概念的に図化したもの。

そのような状況下では、水温と塩分で拡散の差が生じる可能性がある (Merryfield, 2002)．過去には、拡散の条件を決定するために、いくつかの数値実験や実験室での実験が行われ、特定の条件下では、塩分よりも水温（熱）の方が速く混合するといわれている (Smyth et al., 2005)．水温と塩分で異なる拡散係数、乱流拡散フラックスを扱った事例としては、Gargett and Holloway (1992), Traxler et al. (2011), Nakano and Yoshida (2019), Shibley and Timmermans (2019), Radko and Lewis (2019)などが挙げられるが、これらは主に熱塩逆成層場での不安定な状況における salt finger を扱ったものである．穴道湖の場合も、図-3.5 に示すように、比較的高水温高塩分の水塊が大橋川から進入することにより、熱塩逆成層がしばしば形成される．以上の点は、本稿において異なる α を用いることを定性的に支持する内容ではあるが、このような取り扱いをすることには注意を要する．Henderson-Sellers (1982)およびそれらから派生したモデルは簡便に鉛直拡散を評価できるため常用されているが、一方で経験的な要素を多く含むモデルであり、今回のようなパラメーターチューニングにおいては課題が残ることが示された．また、本稿のように浅水域を検討対象とする数値シミュレーションにおいては、密度成層が安定的に形成されている状況から強風等による全層混合までを対象とする必要があり、単一の鉛直拡散モデルで再現を試みることに限界があるとも考えられるため、今後の検討課題としたい．

以下の表-3.2 は、最も適切な定数を得るためにテストしたケースの一部をまとめたものである．Case 1 では、Munk and Anderson (1948)が提案した最も一般的な定数値を用いた．Case 2 では、塩分の乱流拡散係数については最も高い α 値を採用し、熱拡散係数については α 値を小さくした．これらの α 値の変更により、水温の結果は、塩分の結果に比

べてかなり良好となった．また，Case 2 では，塩分の拡散について過度の抑制がみられたため，Case3 では塩分に関する α を 1/2 に，Case4 ではさらに小さな α を採用した．

表-3.2 パラメーター設定

Case	水温に関する拡散係数			塩分に関する拡散係数			塩分の α についての備考
	α	β_v	γ	α	β_v	γ	
1	3.33	-1.50	1.0	3.33	-1.50	1.0	下方限界
2	1.0	-1.50	1.0	50.0	-1.50	1.0	上方限界
3	1.0	-1.50	1.0	25.0	-1.50	1.0	上方限界の半値
4	1.0	-1.50	1.0	18.0	-1.50	1.0	最適値

3.5 結果

宍道湖は薄い椀型の地形をしており，湖の中心に向かい窪む傾向があるため，進入した塩水は成層状態を保ちつつ湖の中心で滞留し，その後の強風で成層が解消されることが多い．そこで，主にシミュレーションの結果を，湖の中心部にある観測所 S-3 での観測結果と比較した．

S-3 では，水温，塩分について 1 時間毎に観測されている．図-3.6 は，Case 1-3 の時系列比較を示している．それぞれのサブプロットには，さらに 4 つのサブプロットがあり，表層（左）と底層（右）の水温（下）と塩分（上）の比較を示している．本研究では，鉛直拡散係数に関連するパラメーターを変更することで成層状況を再現することが主たる目的となっている．表層および底層の水温は，全体的によく一致していた．同様に，表層の塩分の計算結果も観測値とよく一致していた．図-3.6 に示すように，本検討でのパラメーターの設定範囲においては，表層の塩分と両層の水温の再現性は良好であった．表層の塩分の変動は，斐伊川の流量の変動を反映しており，7 月に発生したピーク流量 $1004.64 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ の高流量イベントが表層の塩分低下に反映されていた．しかし，特に夏の終わりから秋の初めにかけて，底面の塩分には大きな違いが見られた．Case 1 では，全体的に底面塩分が過小評価されていたが，特に 8 月と 9 月には観測値との差が明確な結果となった．これは，水柱の過度の鉛直混合により，表面塩分が観測値よりも相対的に高くなり，底層塩分が観測値よりも低くなったことが主な原因である．Case 2 では，底層の塩分度は観測値とほぼ同じだが，表面の塩分は低く，顕著な二層構造が見られる．このように $\alpha=50$ の場合，鉛直混合が制限された非常に強い安定した成層状態となった．これら 2 つのケースにより，通常の下限值である 3.33 は底面塩分を過小評価し，上限値である 50 は底面塩分を過大評価することから，選択可能な α の範囲の見当をつけることができた．Case 3 では塩分の α 値を Case 2 の半分にしたが，表層と底層の塩分の結果が改善されたものの，この値でもまだ底層塩分は比較的高い結果となった．Case 4 では α の値をさらに下げ，底層塩分の再現性がわずかに改善された．よって Case 4 を最終ケースとして採用し，S-3 の東側と西側に位置する他の観測点についても時系列比較を行い，湖をほぼ半分に横断するラインでの比較を行った（図-3.7 参照）．

表-3.3 は，全ケースの計算結果と観測値との比較について，決定係数 (R^2) と二乗平均平方根誤差 (RMSE) で表したものである．それらの算出には，以下の式 (12)，(13) を用いた．

$$R^2 = \frac{\sum(\hat{y} - \bar{y})^2}{\sum(y_i - \bar{y})^2} \quad (12)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\hat{y} - y_i)^2} \quad (13)$$

ここで， $\hat{y}$ は計算値， y_i は観測値， $\bar{y}$ は観測の平均値， N はサンプルサイズを示す．

回帰比較は，助走計算期間とされた最初の 3 ヶ月間を除いたすべてのケースについて行った．底面塩分を除く全てのパラメーターにおいて R^2 と RMSE の差はほとんどなく，底面塩分のみ改善について検討した．Case 1 では，底

面塩分の RMSE は 5.64 psu と高く、 R^2 は 0.55 と低い値となった。Case 2 では R^2 だけでなく RMSE もそれぞれ 0.09, 1.38 psu 向上した。前述のように、他の変数の差は底層塩分に比べて小さいため、底層塩分の改善を重視し、Case 1 から Case 2 への水温のわずかな悪化は許容することとした。Case 3 では、表層塩分の低下が軽減され、底層塩分も Case 2 に比べて改善され、RMSE が 0.76 psu 低下して過大評価の度合いも減少した。Case 4 は、Case 3 と比べて α が若干異なるため、限定的ではあるが底層塩分の改善が確認された。

表-3.3 観測値とシミュレーション結果との比較

Case	表層水温		底層水温		表層塩分		底層塩分	
	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE
1	0.99	0.73	0.98	1.04	0.94	0.43	0.57	5.67
2	0.99	0.76	0.98	1.13	0.88	0.46	0.63	4.19
3	0.99	0.75	0.98	1.12	0.94	0.31	0.70	3.45
4	0.99	0.74	0.98	1.10	0.95	0.28	0.73	3.16

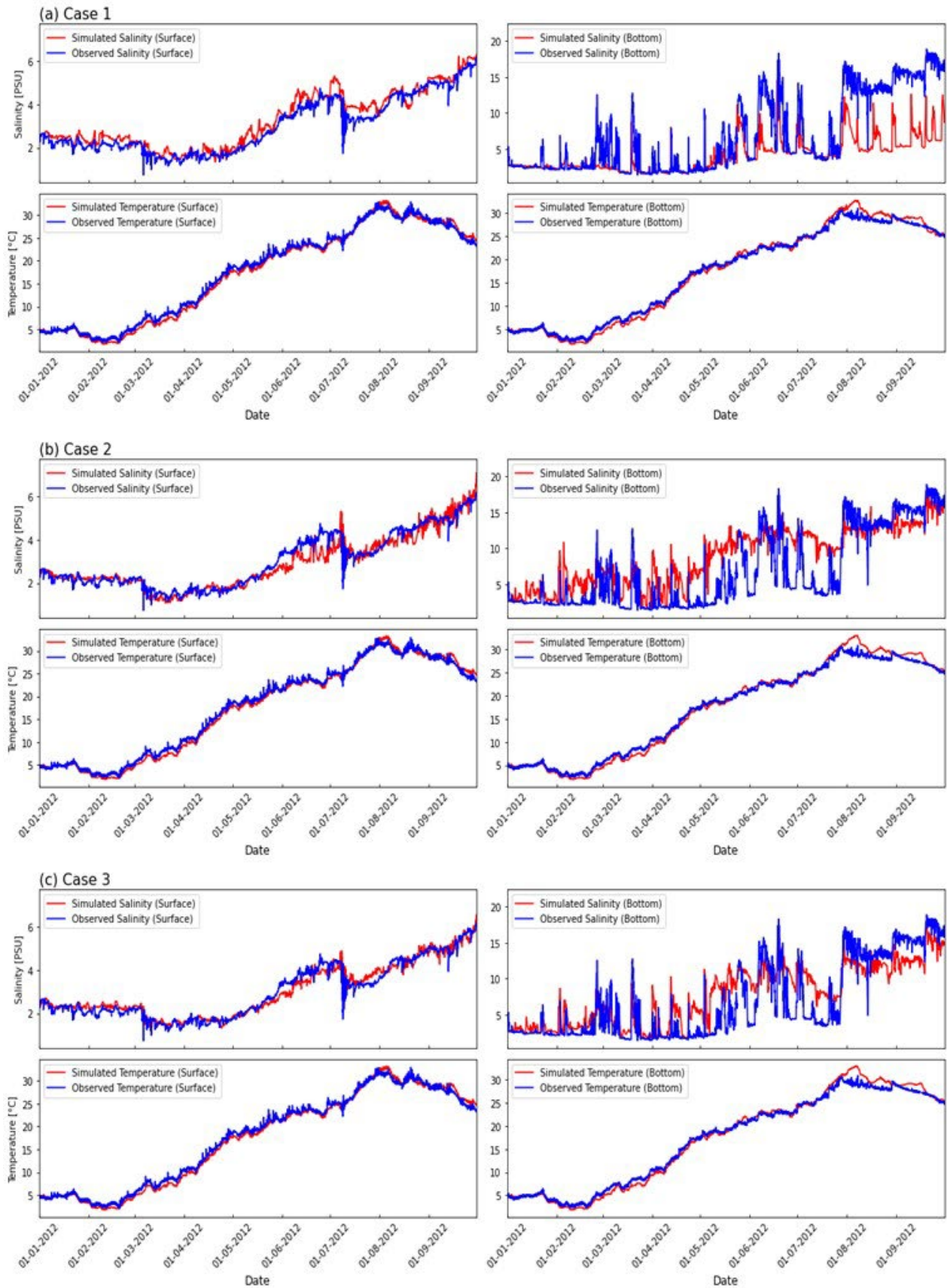


図-3.6 Case 1-3 における表層・底層の水温・塩分の観測値とシミュレーション結果の時系列比較。赤線がシミュレーション，青線が観測結果。

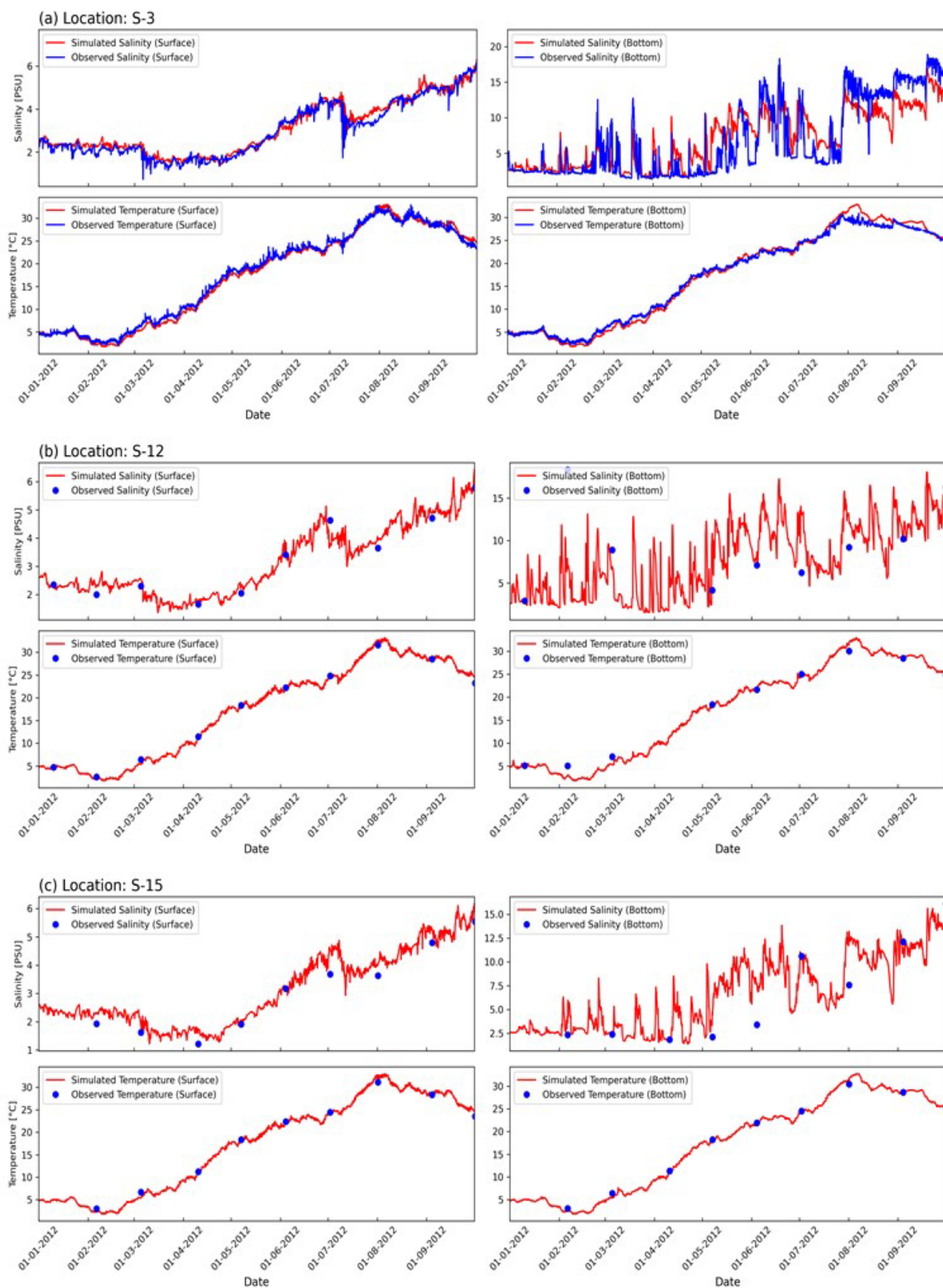


図-3.7 Case 4 における表層・底層の水温・塩分の観測値とシミュレーション結果の時系列比較。赤線がシミュレーション，青線が観測結果。

3.6 塩水塊の時空間分布と強風条件下での湧水現象に関するモデルの精度評価

3.5 節で示したように、このモデルは宍道湖内各地点の表層および底層の水温と塩分を良好に再現していることがわかる。さらに、垂直方向の乱流に関するパラメーターについても一定の条件下での有効性が確認された。

本節では特に極端な条件下（静穏な条件から強風条件への変化）でも、それらの計算条件が有効であるか検討する。その目的のために、2012 年の台風事象を取り上げる。この台風は 2012 年 9 月 10 日にフィリピン海で発生し、9 月 16 日に沖縄を通過し、その後日本海を進んで 9 月 19 日に勢力を弱めた（図-3.8 に台風経路を示す）。この台風は本州に上陸しなかったため、接近の時点では河川流量の大きなピークは観測されなかった。このように台風の中心からは離れた場所にありながら、宍道湖上の風はこの台風に強い影響を受け、宍道湖は数日間強風にさらされた。

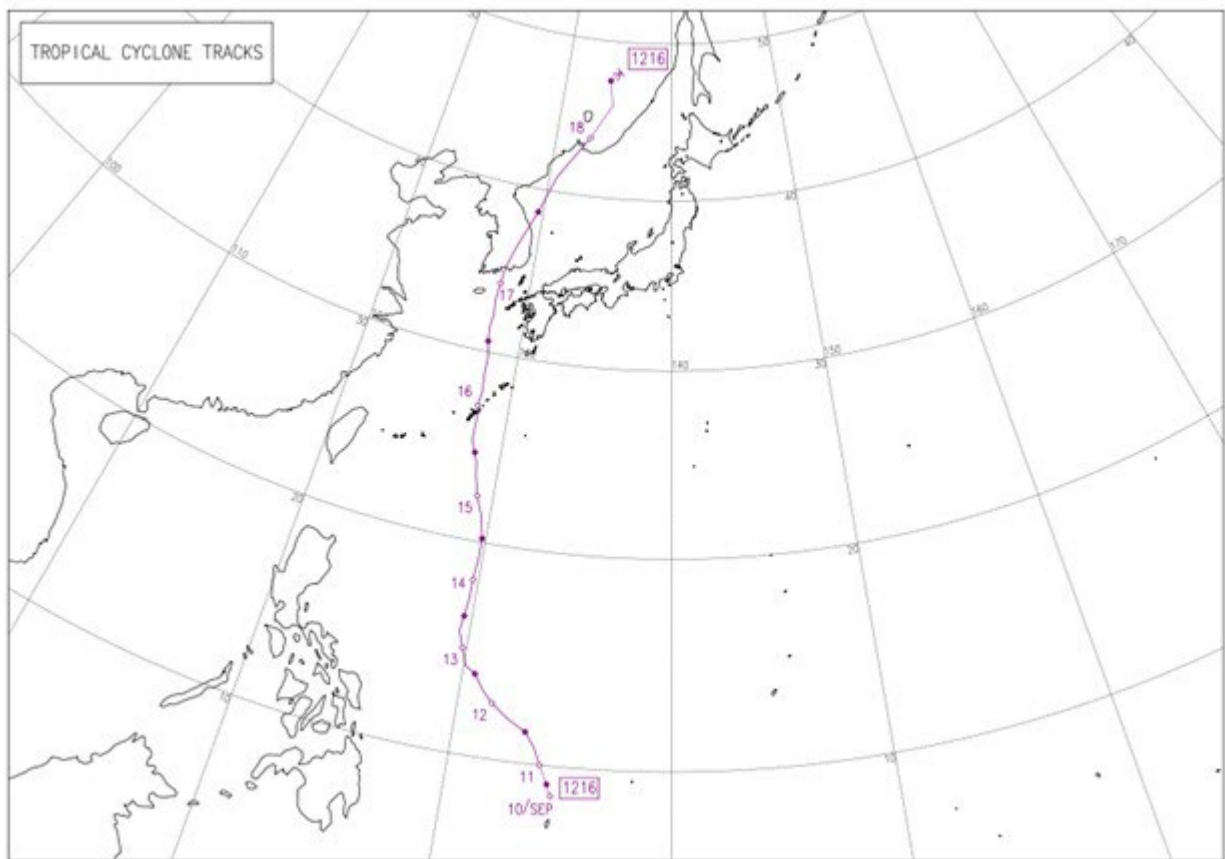


図-3.8 フィリピン海（9 月 10 日）から日本海（9 月 18 日）までの台風の進路。ルート上の○印は左に記された日の午前 9 時（日本時間）、●印は午後 9 時（「気象庁 | 台風経路図」，2012 年）。

図-3.9 に示すように、宍道湖湖心における通常の風速は 5 m s^{-1} 程度を越えることは少ない。しかし、9 月 16 日から 9 月 19 日までの風向を見ると、宍道湖の湖心部では風向が変化し、この間南風が 10 m s^{-1} 程度の一定の速度で吹いており、明確な風速の上昇があることがわかる。また、9 月 16 日から 9 月 19 日までの 1 時間ごとの風向変化を見ると、風向ベクトルはほぼ 180 度回転し、完全に風向が変わっている。増木ら（2013）は、宍道湖とその西岸に位置する十四間川において観測を行い、台風の影響について記述している。図-3.10 に大橋川からの塩水進入と底層水の湧昇のメカニズムを示した（増木ら（2013）を参照し作図）。彼らの研究によれば、現地観測時である 9 月 19 日午前 11 時頃はまだ湧昇・青潮は発生しておらず、風速は 7 m s^{-1} から 9 m s^{-1} であった。この時、宍道湖からは塩分が $6 \text{ psu} \sim 7 \text{ psu}$ 程度の比較的低い湖水が十四間川下流に流れていた。ほぼ 2 時間後、西風が 10 m s^{-1} まで強まり、宍道湖から十四間川の底に比較的高い塩分 10 psu の塩水が進入するようになった。

以上の湧昇現象について、3.4 節の Case 4 で採用した最適モデル定数を採用し、強い西風によって予想される湧

昇現象までの湖内塩水塊の変動の様子を再現した。図-3.11 に示すように、モデルは塩分の時間変化を再現することができた。シミュレーションでは、西側 (S-6) の表層と底面の平均塩分は、1 月初旬から 5 月末まで、それぞれ 1.43 psu と 2.93 psu であることが確認された。このように湖内平均塩分は冬から夏にかけて継続的に上昇しており、塩水が頻繁に進出し、攪拌されているものと理解された。7 月と 8 月には、底層に高い塩水が進出し、最大塩分はそれぞれ 10.07 psu と 10.67 psu であった。これらの値は、湧昇現象の前月に強固な密度成層を伴う塩水塊が存在したことを示している。表-3.4 は、西部観測所の表層と底層における塩分の月別推移を示したものである。

図-3.11 (b)に示すように、9 月は強い西風の期間を除いて、表層と底層の塩分の差が明瞭であった。そして 9 月 19 日には、上述の強風を受け塩分の高い水が表層まで広がり、最大塩分は 6.90 psu となった。増木ら(2013)は、7 psu の塩水塊の表層への湧昇を報告しており、本モデルは湧昇現象を定性的に再現するだけでなく、定量的にも再現できたことが示された。また、本モデルの結果から、塩水塊の空間的な広がりも確認できた。すなわち、9 月 19 日に大橋川から宍道湖に 10 psu 以上の高濃度塩水が流入し、既存の底層水塊を押しながら西岸に向かったことが確認された (図-3.12 参照)。図中の左側のサブプロットは湧昇期の表層塩分を示しており、湧昇後に表層塩分が上昇し始めたことが確認できる。

以上のように、本シミュレーションモデルにより平常時の塩水塊の挙動だけでなく、台風のような極端な条件下においても湖内流動をよく再現できていることが確認された。本研究本研究の成果から、本研究の対象とした宍道湖の青潮の発生メカニズムとしては、前提として高塩分水が進入する前に密度成層が継続しており、すでに無酸素状態となっている水塊が必要である。その後 10 m s^{-1} 程度の風が連吸することで無酸素化した塩水塊が湧昇することで、青潮が起こることが示された。

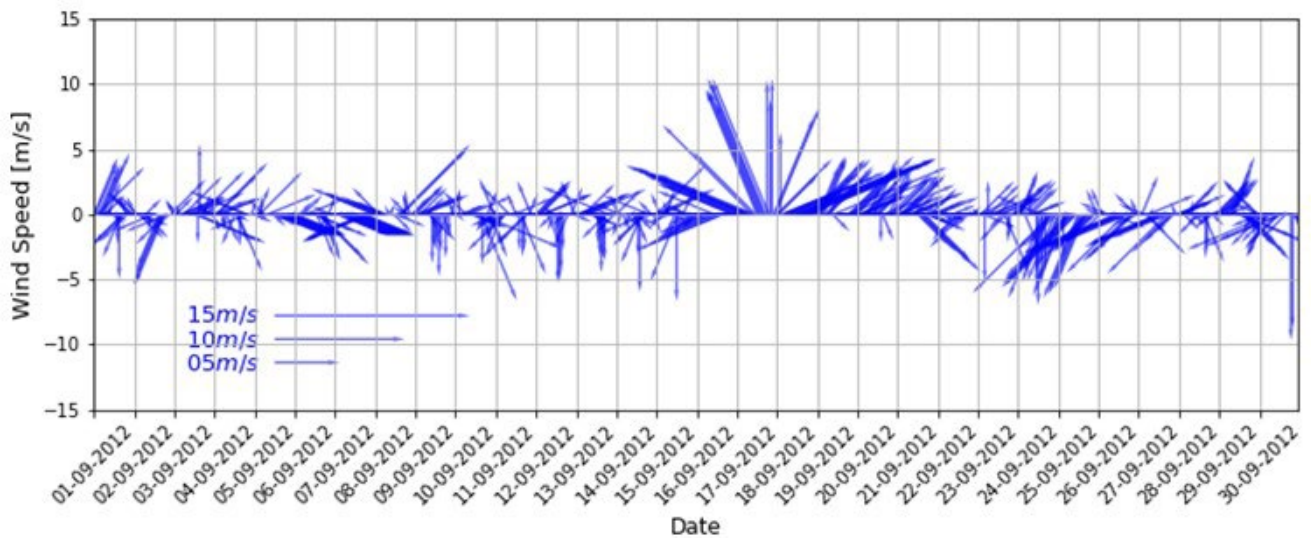


図-3.9 2012 年 9 月の宍道湖湖心における風向風速の変化。9 月 16 日から 9 月 19 日にかけて、風向きが変化していることがわかる。

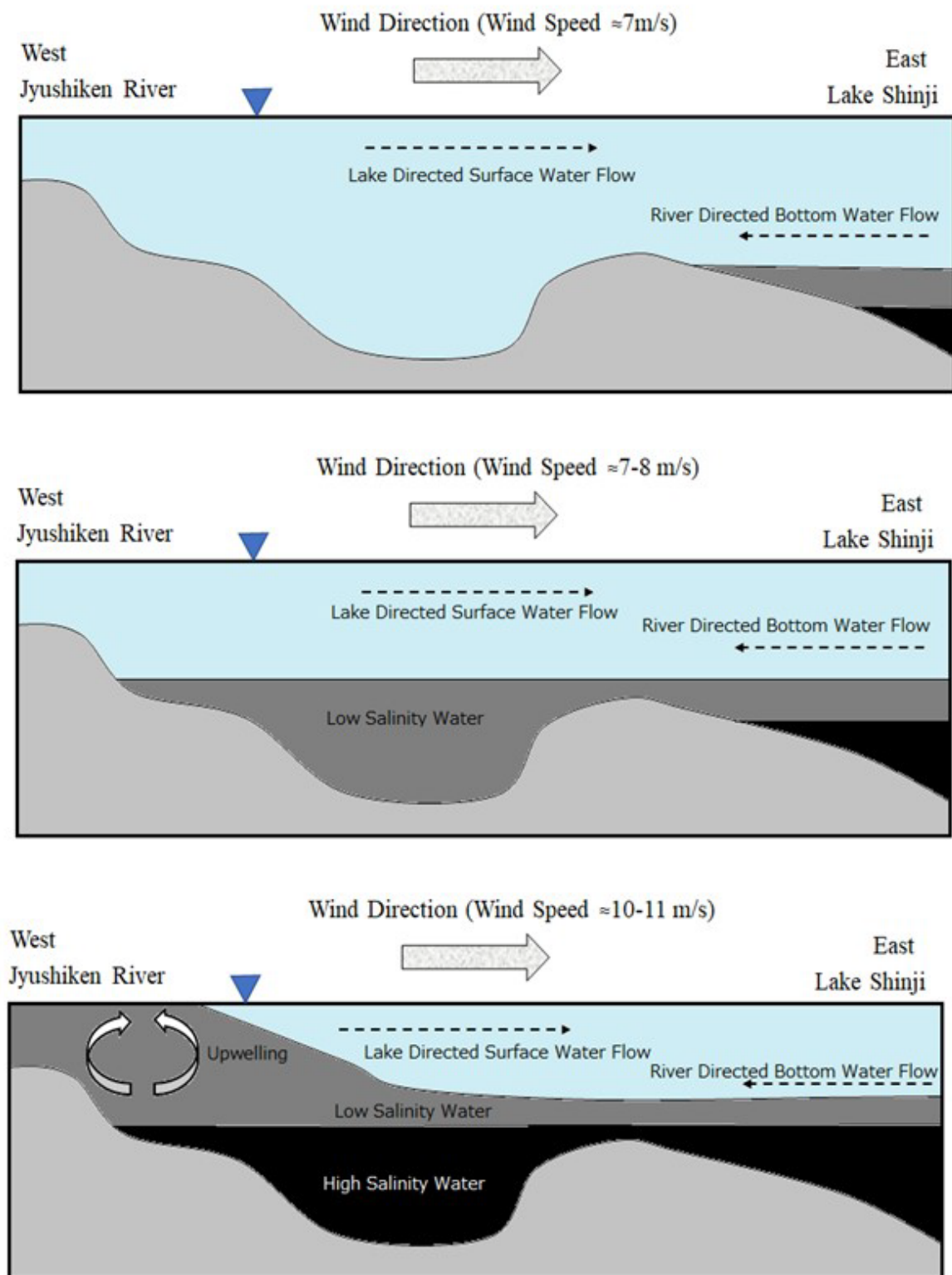


図-3.10 上段は午前8時から9時頃，中段は午前11時から12時頃，下段は午後2時から3時頃の強い西風による流れのパターンと上昇流の模式図（増木ら(2013)を参照し作図）.

表-3.4 西部観測点 S-6 における表層と底面の塩分のシミュレーション結果

Month	Surface Salinity (PSU)			Bottom Salinity (PSU)		
	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max
January-May	1.43	0.04	3.22	2.93	0.95	10.33
June	2.46	0.57	3.69	6.21	2.65	10.09
July	3.03	0.63	5.05	6.33	4.19	10.07
August	3.26	0.89	5.55	8.11	3.93	10.67
September	3.95	0.53	6.90	9.70	4.05	14.06

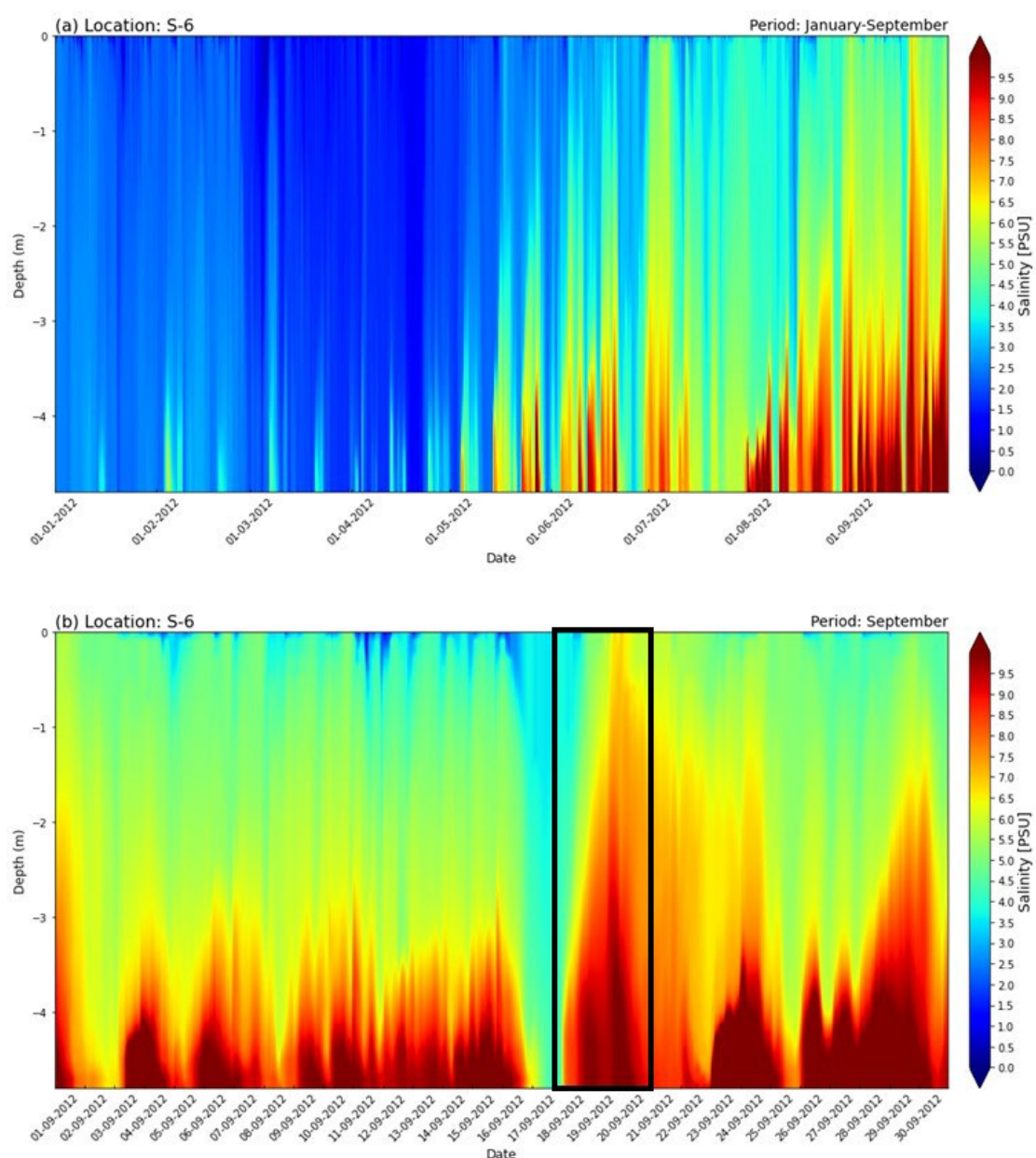


図-3.11 シミュレーション (Case 4) による, 西部の観測点 S-6 における全水柱の塩分分布の時間変化. (a)は全期間, (b)は進入があった 2012 年 9 月の時系列を表している.

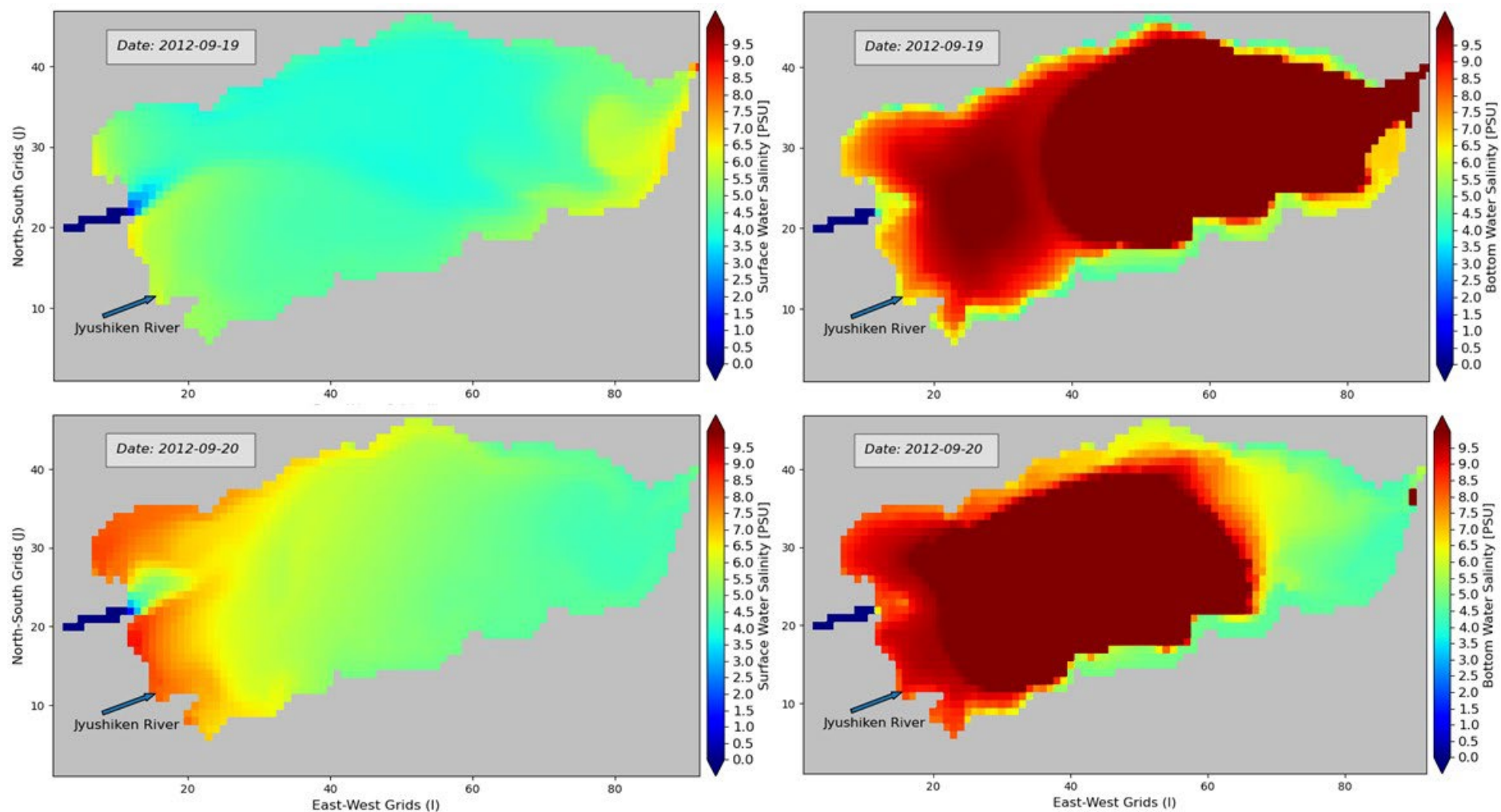


図-3.12 塩分の空間分布(Case 4). 左図は表面塩分分布, 右図は同じ期間の底部塩分分布を示す.

4. おわりに

4.1 本研究のまとめ

自然環境中の流体力学的条件を再現するには、正確な地形条件が不可欠である。しかし、大規模かつ精細な測量結果が常に入手できるとは限らない。そして多くの場合、水深図を生成するために内挿および外挿された観測値を使用することとなるが、それが必ずしも数値シミュレーションに適したものであるとは限らない。本研究では、宍道湖・中海連成系でのシミュレーションを行うことを念頭に置き、大橋川を表現する最適な地形条件を検討した。まず、簡略化された水深図を使用して河川の流れ特性を決定し、その後、詳細な水深図を使用して比較検討を行った。

いずれのシミュレーション結果においても、水温と塩分の再現性は良好であった。ただし、流量は地形の条件により大きな変化が見られた。本検討では計算コストを考慮し、水平方向に 200 m メッシュの計算格子を採用した場合でも再現性が高く、流量の精度を向上させるための地形条件を探索した。一方、50 m メッシュの地形では、流量の精度を向上させるために、川の深さだけでなく幅も厳密に変更する必要があることがわかった。本検討の結果を受け、今後は修正された 200 m メッシュでの地形条件を採用するものとする。

また、宍道湖内での高塩分水塊の形成及びその解消を解明するために、3 次元流動モデルを用いた過去解析シミュレーションを行った。シミュレーション結果は、1 時間毎および月毎の観測データと比較され、モデル性能を定量的に評価した。まず、鉛直乱流拡散モデルのモデル定数を変更することによって、流体力学モデルをチューニングした。モデル定数の上限値と下限値は過去の文献から抽出し、最適な定数値を得るために所定の範囲内で多数の試行を行った。その結果、1 つのモデル定数 (α) を調整することが、鉛直乱流拡散モデル、ひいては流動計算結果を調整するための効果的なアプローチであることがわかった。上記のモデルチューニングにより、シミュレーションの精度は著しく向上した。初期設定では R^2 値が非常に低く、RMSE が高かった底層水塩分は、 R^2 値が 0.57 から 0.73 に増加し、RMSE は 5.67 psu から 3.16 psu に減少し、良好な改善を見せた。

また、最適なモデル定数を用いたモデルの性能を、静穏で塩分成層が継続して形成されていた期間から、台風通過に伴う強風気象条件下までを計算することで、宍道湖では特異的な現象ともいえる 2012 年の湧昇現象を再現した。数値シミュレーションは大橋川からの断続的な塩水進入の傾向をとらえ、観測と良い一致を示した。その結果、計算対象期間では、湖水が比較的良好に混合している冬期と比較して、夏期は数回の進入現象により形成された塩分成層が長期にわたって継続する様子が見られた。そして 7 月下旬に見られた規模の大きい塩水進入と、台風通過による強い西風で 9 月に発生した湧昇を再現することができた。今回の計算対象としたモデル領域は宍道湖のみであり、特徴的な二層塩分構造を持つ中海の湖とのカップリングは考慮されていない。本モデルをさらに検証するためには、汽水域の結合系全体に適用する必要があるが、今後の課題である。

4.2 港湾実務への寄与

内湾奥部の航路や運河域では、細く閉鎖的な地形であることに起因して、内部の水底質悪化が問題となる海域が多い。一般に、狭窄部では水流が減速しやすく、水塊交換が不十分になることが多い。この結果、底層への酸素供給が減少し、底層水質の悪化が生じる。また、水塊交換の悪化は、流入する有機物の蓄積の要因となる。これにより、有機物の分解が進むと底層の酸素が消費され、堆積物中の硫化物が増加し、悪臭や生態系への悪影響が生じる。このように酸素が不足した環境では、底生生物の生息が困難となり、これにより生態の多様性が損なわれる。そのような現象の解明には、航路・運河等の狭窄部における水塊交換量（流量）を精度良く再現できるモデル構築が重要である。この点、周辺海域を含めたモデル化を行う場合には、計算コストの制約から、狭窄部においても粗い計算格子を用いる場合がある。そのような制約の中で、精度良い流量再現を行う目的において、本稿で扱った大橋川のモデル化から得られた知見は有用であると考えられる。

また、航路、泊地、浚渫窪地などの強固な成層構造が認められる海域においては、その成層構造の形成や解消過程が精度良く再現できるモデル構築が重要である。本稿では、計算格子厚さを 10 cm とし、乱流モデルにおけるパラメータチューニングを行うことで、水温や塩分の再現性の向上を試みた。本手法の他事例への適用については検討の余地が残されるが、浅水域での一考察事例として参考になるだろう。

本研究では汽水湖を対象としたが、狭窄部を含むシミュレーション精度の向上を目的として得られた知見は、沿岸

における構造物周りの流動シミュレーションなど、狭く複雑な地形をもつ海域におけるシミュレーションにおいても有用であると考えられる。

(2024 年 11 月 8 日受付)

謝辞

本研究の遂行にあたり、管原博士（島根大学）より技術的な助言を受けた。本研究の一部は島根県の支援を受けた。また、国土交通省中国地方整備局からは現地観測データの提供を受けた。ここに記して謝意を示す。

参考文献

- 菅井隆吉・牟田口勝平・松本宗人. (1986) : 宍道湖における微成層の形成とその変化. 陸水学雑誌, 47(4), 315–324.
- 田中陽二・鈴木高二朗. (2010) : 密度流・湧昇流の計算を目的とした三次元沿岸域流動モデルの開発について. 港湾空港技術研究所報告. 49, 25p.
- 田中陽二・中村由行・鈴木高二朗・井上徹教・西村洋子. (2011) : 微生物ループを考慮した浮遊生態系モデルの構築. 港湾空港技術研究所報告. 50, 68p.
- 中村由行・西田克司・早川典生. (1990) : 閉鎖性水域における温度成層の形成のモデル化. 海岸工学論文集, 37, 794–798.
- 福岡捷二・松下智美・岡村誠司・今井修平・船橋昇治. (2004) : 汽水湖に流入する塩水の流動特性. 水工学論文集, 48, 1405–1410.
- 福岡捷二・山本絢子・岡村誠司・溝山勇. (2005) : 宍道湖に流出入する塩分フラックスと湖内塩分の変化. 水工学論文集, 49, 1249–1254.
- 増木新吾・戸島邦哲・別所大・和田洋一・管原庄吾. (2013) : 宍道湖西岸十四間川における青潮発生時の水質変化. 水環境学会誌, 36(5), 143–148.
- 溝山勇・大屋敬之・福岡捷二. (2011) : 連結系汽水湖における流動機構と長期流動シミュレーション. 土木学会論文集 B1 (水工学) , 67, 101–120. <https://doi.org/10.2208/jscejhe.67.101>
- 山室真澄・神谷宏・石飛裕. (2011) : 汽水湖沼である宍道湖における成層に伴う貧酸素化と COD(Mn)との関係. 水環境学会誌, 34, 57–64.
- Baba, K., Tada, M., Kawajiri, T., Kuwahara, Y. (1999): Effects of temperature and salinity on spawning of the brackish water bivalve *Corbicula japonica* in Lake Abashiri, Hokkaido, Japan. Mar. Ecol. Prog. Ser. 180, 213–221. <https://doi.org/10.3354/meps180213>
- Deardorff, J.W. (1967): Empirical dependence of the eddy coefficient for heat upon stability above the lowest 50 m. J. Appl. Meteorol. Climatol. 6, 631–643. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1967\)006<0631:EDOTEC>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0450(1967)006<0631:EDOTEC>2.0.CO;2)
- Fuhrmann, M., Petton, B., Quillien, V., Faury, N., Morga, B., Pernet, F. (2016): Salinity influences disease-induced mortality of the oyster *Crassostrea gigas* and infectivity of the ostreid herpesvirus 1 (OsHV-1). Aquac. Environ. Interact. 8, 543–552. <https://doi.org/10.3354/aei00197>
- Gargett, A.E., Holloway, G. (1992): Sensitivity of the GFDL ocean model to different diffusivities for heat and salt. Journal of Physical Oceanography, 22, 1158–1177. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1992\)022<1158:SOTGOM>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(1992)022<1158:SOTGOM>2.0.CO;2)
- Hafeez, M.A., Nakamura, Y., Inoue, T., Hosokawa, S., Matsuzaki, Y. (2019): Quantification of bottom water age by using temperature based age index model and its relationship with bottom water dissolved oxygen concentration in Ise Bay, Japan. J. Japan Soc. Civ. Eng. Ser. B2 (Coastal Eng. 75, I_1003–I_1008. https://doi.org/10.2208/kaigan.75.i_1003
- Hafeez, M.A., Nakamura, Y., Inoue, T., Hosokawa, S., Matsuzaki, Y. (2020): Seasonal variation in intrusion frequency of oceanic water from middle and lower layers and its significance in bottom water hypoxia in Ise Bay, Japan, in: Apac 2019. Springer, pp. 1043–1050. <https://doi.org/10.1007/978-981-15-0291-0>
- Hafeez, M.A., Inoue, T. (2021): Determination of flow characteristics of Ohashi River through 3-D hydrodynamic model under simplified and detailed bathymetric conditions. Water 13, 1–21. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w13213076>

- Hafeez, M.A., Nakamura, Y., Suzuki, T., Inoue, T., Matsuzaki, Y., Wang, K., Moiz, A. (2021): Integration of Weather Research and Forecasting (WRF) model with regional coastal ecosystem model to simulate the hypoxic conditions. *Sci. Total Environ.* 771, 1–40. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145290>
- Henderson-Sellers, B. (1982): A simple formula for vertical eddy diffusion coefficients under conditions of nonneutral stability. *J. Geophys. Res.* 87, 5860. <https://doi.org/10.1029/jc087ic08p05860>
- Hirata, T., Muraoka, K. (1984): Internal seiche and waves in Lake Chuzeji (Japan). *Internationale Vereinigung Für Theoretische Und Angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 22, 91–96.
- Ichikawa, T., Aizaki, M., Takeshita, M. (2007): Numerical study on amelioration of water quality in Lakes Shinji and Nakaumi: A coastal brackish lagoon system. *Limnology* 8, 281–294. <https://doi.org/10.1007/s10201-007-0222-4>
- Ishitobi, Y., Kamiya, H., Hayashi, K., and Gomyoda, M. (1989): The Tidal Exchange in Lake Shinji under Low Discharge Conditions. *Japanese Journal Of Limnology (Rikusuigaku Zasshi)*, 50(2), 105–113. <https://doi.org/10.3739/rikusui.50.105>
- Ishitobi, Y., Kamiya, H., Yokoyama, K., Kumagai, M., and Okuda, S. (1999): Physical conditions of saline water intrusion into a coastal lagoon, Lake Shinji, Japan. *Japanese Journal of Limnology*, 60(4), 439–452. <https://doi.org/10.3739/rikusui.60.439>
- Inoue, T., Yamamuro, M. (2000): Respiration and ingestion rates of the filter-feeding bivalve *Musculista senhousia*: Implications for water-quality control. *Journal of Marine Systems*, 26, 183–192. <http://www.scopus.com/scopus/inward/record.url?eid=2-s2.0-0033771745&partnerID=40&rel=R5.5.0>
- Li, G., Cheng, L., Zhu, J., Trenberth, K.E., Mann, M.E., Abraham, J.P. (2020): Increasing ocean stratification over the past half-century. *Nat. Clim. Chang.* 10, 1116–1123. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00918-2>
- Merryfield, W.J. (2002): Intrusions in double-diffusively stable Arctic waters: Evidence for differential mixing? *Journal of Physical Oceanography*, 32, 1452–1459. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2002\)032<1452:IIDDSA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0485(2002)032<1452:IIDDSA>2.0.CO;2)
- Muchebve, E., Nakamura, Y., Suzuki, T., Kamiya, H. (2016): Analysis of the dynamic characteristics of seawater intrusion using partial wavelet coherence: a case study at Nakaura Watergate, Japan. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 30, 2143–2154. <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1336-1>
- Munk, W.H., Anderson, E.R. (1948): Notes on a theory of thermocline. *Journal of Marine Research*, 7, 276–295.
- Nakamura, M., Yamamuro, M., Ishikawa, M., Nishimura, H. (1988): Role of the bivalve *Corbicula japonica* in the nitrogen cycle in a mesohaline lagoon. *Mar. Biol.* 99, 369–374. <https://doi.org/10.1007/BF02112129>
- Nakamura, Y., Kerciku, F. (2000): Effects of filter-feeding bivalves on the distribution of water quality and nutrient cycling in a eutrophic coastal lagoon. *Journal of Marine Systems*. 26, 209–221. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(00\)00055-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(00)00055-5)
- Nakano, H., Yoshida, J. (2019): A note on estimating eddy diffusivity for oceanic double-diffusive convection. *Journal of Oceanography*, 75, 375–393.
- Nishimura, H., Nakamura, Y. (1987): A new method of estimating vertical diffusion coefficient. *Continental Shelf Research*, 7, 1245–1256.
- Pourmozaffar, S., Tamadoni Jahromi, S., Rameshi, H., Sadeghi, A., Bagheri, T., Behzadi, S., Gozari, M., Zahedi, M.R., Abrari Lazarjani, S. (2020): The role of salinity in physiological responses of bivalves. *Rev. Aquac.* 12, 1548–1566. <https://doi.org/10.1111/raq.12397>
- Pugh, D.T. (1987): Tides, surges and mean sea-level, A handbook for engineers and scientists. John Wiley & Sons Ltd.: Hoboken, NJ, USA.
- Radko, T., Lewis, D. (2019): The age of a wake. *Physics of Fluids*, 31, 076601. <https://doi.org/https://doi.org/10.1063/1.5100969>
- Shibley, N. C., Timmermans, M. (2019): The formation of double - diffusive layers in a weakly turbulent environment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 1445–1458.
- Smyth, W.D., Nash, J.D., Moum, J.N. (2005): Differential diffusion in breaking Kelvin-Helmholtz billows. *Journal of Physical Oceanography*. 35, 1004–1022. <https://doi.org/10.1175/JPO2739.1>
- Smyth, K., Elliott, M. (2016): Effects of changing salinity on the ecology of the marine environment, in: Solan, M., Whiteley, N. (Eds.), *Stressors in the Marine Environment*. Open University Press. <https://doi.org/10.1093/acprof>

- Sugai, R., Sugahara, S., Seike, Y. (2017): Salinity fluctuation factor in the brackish Lake Shinji. *Laguna*, 24, 19–25.
- Sundaram, T.R., Rehm, R.G., (1971): Formation and maintenance of thermoclines in temperate lakes. *AIAA J.* 9, 1322–1329.
<https://doi.org/10.2514/3.49942>
- Traxler, A., Stellmach, S., Garaud, P., Radko, T., Brummell, N. (2011): Dynamics of fingering convection. Part 1 Small-scale fluxes and large-scale instabilities. *Journal of Fluid Mechanics*, 677, 530–553.
- Uye, S., Shimazu, T., Yamamuro, M., Ishitobe, Y., Kamiya, H. (2000): Geographical and seasonal variations in mesozooplankton abundance and biomass in relation to environmental parameters in Lake Shinji–Ohashi River–Lake Nakaumi brackish-water system, Japan. *Journal of Marine Systems*, 26(2), 193–207.
- Wilcox, B. (1958): Tidal movement in the Cape Cod canal, Massachusetts. *Journal of Hydraulic Division*, 84.
doi:<https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0000177>.
- Wright, J., Colling, A. (1995): *Seawater: its composition, properties and behaviour*, Second Edition. Pergamon.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/C2013-0-10208-5>
- Wolanski, E., Elliott, M. (2015): *Estuarine ecohydrology*, Second Edition. Elsevier Science.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/C2013-0-13014-0>
- Yamamuro, M., Nakamura, M., Nishimura, M. (1990): A method for detecting and identifying the lethal environmental factor on a dominant macrobenthos and its application to Lake Shinji, Japan. *Mar. Biol.* 107, 479–483.
<https://doi.org/10.1007/BF01313432>
- Yamamuro, M., Kamiya, H., Ishitobi, Y. (2011): Relationship between hypoxia due to stratification and COD (Mn) at brackish lagoon, Lake Shinji. *J. Japan Soc. Water Environ.* 34, 57–64. <https://doi.org/10.2965/jswe.34.57>

港湾空港技術研究所資料 No.1421

2024. 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. <https://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2024) 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。