

大規模港湾施設建設後に形成された 閉鎖性水域における貧酸素水塊形成の モデル化と対策に関する研究

Modeling of anoxic water formation and its
countermeasure in a closed embayment formed after the
construction of large-scale port facilities

平成30年3月

14WA002

高 尾 敏 幸

論文要旨

1. はじめに

本研究は、過去 50 年間の間に湾口防波堤の建設と 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による湾口防波堤の倒壊という大きなイベントを経験した大船渡湾を対象地として、2011 年津波による被災前後の中期的な水環境の変化のモデル化と、これまであまりなされていない 20 年以上の長期的視点での水環境の変化のモデル化を行い、対策に対する検討を行うことを目的とした。

2. 大規模港湾施設の存在による環境変動とそのモデル化

この章では、湾口防波堤が倒壊した 2011 年東北地方太平洋沖地震津波（以後は震災）による湾口防波堤の倒壊後の 2012 年と 2013 年の現地観測データをもとに震災後の湾内の DO 濃度に着目した水環境を把握するとともに、震災前と震災後の水質環境の変化とその要因を観測データから検討するとともに、モデル化を行い、検討結果を裏付けた。

2012 年と 2013 年に実施した現地観測データから、湾口防波堤が倒壊した 2011 年東北太平洋沖地震による津波後の湾内の DO 濃度が高い状態に維持されていることを確認した。湾内下層の DO 濃度が維持されている要因は、湾内外の水質連続データと湾口部で得られた流況連続データより次によると考えられた。

夏季の大船渡湾では、湾外の湾口部水深にしばしば湾内よりも低水温（高密度）の水塊が出現していた。この湾外に出現する低水温（高密度）の水塊は、密度流として湾口部を通過して湾内中層から下層に侵入していた。これにより湾内下層に湾外から DO 濃度が供給される。湾内下層に侵入した低水温（高密度）の水塊は、その後下層から徐々に湾外に流出する。このことにより、湾内下層の水温は上昇し、密度も低下し、次の湾外水の侵入時に湾内下層に侵入し易くなっている。このような湾内下層への断続的な DO の供給によって、湾内の DO 濃度が長時間低下し続けることなく、高い状態が維持された。

また、数値シミュレーションにより 2011 年東北太平洋沖地震津波による湾口防波堤倒壊前後の湾内の水質の変化を再現可能なモデル化を行い、湾口防波堤の倒壊による湾口部の地形の変化が湾内の流況・水質に与える影響を確認した。

モデル化においては、はじめに 3 次元流況・水質モデルを用いて湾外にしばしばみられる湾内よりも低水温の水塊の湾内への侵入を詳細に表現した。この結果、湾口防波堤が倒壊したことで、この湾外低水温の水塊が湾内へ侵入しやすくなっていることを確認した。このことを踏まえ、この湾外低水温の水塊の湾内への侵入を考慮した鉛直 2 次元モデルを用い、湾口防波堤被災前と被災後のそれぞれ 1 年間の水温、塩分、DO 濃度を再現し、湾口防波堤の有無が湾内の水質に与える効果を確認した。その結果、次のことがわかった。

被災前は湾口部マウンドの存在により外海水が湾内に侵入しにくく、成層期の湾内下層に水温の低い水塊が滞留しているため、外海水が湾内の中層に侵入する傾向が強い。一方、被災後は湾口部マウンドが存在しないため、外海水が湾内の下層に侵入し易い。

成層期湾内の DO 濃度は、DO 濃度の豊富な外海水侵入時に大きく回復する。被災後は被災前と比べて外海水が湾内に侵入しやすくなっていることが、被災後に湾内の DO 濃度を維持している

要因の一つとなっている。

3. 長期的な水質変化とそのモデル化

この章では長期的な水質環境の変化の把握とそのモデル化を行った。

長期的な水質環境の変化は、1970年以降の約40年間の大船渡湾内の水質データを整理し、水質の変動特性を確認した。その結果、成層期に貧酸素化した水塊は、毎年冬季の鉛直混合期に解消され、飽和濃度まで回復していた。このため、前年の水質に関係なく毎年成層期に入るとDO濃度は飽和濃度から減少し始めていた。湾内への負荷量と湾内下層のDO濃度の経年変化を比較すると、負荷量の経年変化に対して湾内下層のDO濃度の低下はおよそ10年から20年の遅れがみられた。

次にこのような長期的な水質環境の再現を目指し、被災前の1993年から被災後の2015年にかけての約20年間の湾内の水温、塩分およびDO濃度を2章でモデル化した鉛直2次元シミュレーションを用いて再現した。再現にあたって、底泥の酸素消費速度に負荷量に対して17年の位相の遅れを考慮することでDO濃度の時系列を良好に再現した。また、この時系列計算の結果から、湾口防波堤の流出によって湾内外の海水交換が活発になったことで、湾内の水質環境は短期間に変化したことを確認した。

また、このような長期的な水質変化のモデル化を目指し、水質・底質相互作用を考慮した簡易な浮遊系-底生系カップリングモデルを作成した。そのモデルを用い、1993年から震災後の2015年の約23年の湾内のDO濃度とDIP濃度の時系列を再現した。その結果、震災前から震災後の大きな変化に、湾口防波堤の倒壊による海水交換の変化とそれに伴う湾内底泥へのデトリタス堆積量の減少と底泥表層の有機物の減少の可能性が示唆された。

4. 大規模港湾施設に対する環境への工学的な対策とその検討

大船渡港湾口防波堤復旧工事では、国土交通省と地元関係者による検討を経て、貧酸素化への対策として湾口防波堤開口部の基礎マウンドに直径3.5mの通水管18本が設置された。この章では、この通水管による海水交換と貧酸素化の抑制効果を観測データより検証した。また、数値シミュレーションのモデル化を行い、通水管内の流況を再現し、通水管による海水交換の効果を確認した。また、湾内下層の海水交換に重要となる対策を検討した。

通水管による海水交換の効果と湾内の貧酸素化の抑制効果について通水管内と湾内外の流況・水質の観測データより検証した結果、次のことがわかった。

冬季の流向は一定して流入していた。夏季から秋季の流向は、半日周期で振動する期間と一定して流出する期間があった。

通水管内の流れは、湾内と湾外の通水管の設置水深における圧力差によって発生していた。

冬季の一定流入は、湾内の上層に低塩分水塊が存在することによって生じていた。

夏季から秋季の半日周期の振動流は、湾外に低水温水塊が半日周期で出現することに生じていた。一定流出は、振動期に流入し湾内底層部に滞留した低水温水塊と湾外との圧力差によって生じていた。

湾外に低水温水塊がない場合には、定常的に湾内底層水が湾外に排出されていた。その結果、通水管は、湾口防波堤の基礎マウンドより内側に溜まった低水温（高密度）の水塊を湾外へ排出

する機能があり、およそ 10 日間でこの水塊のほぼ全てを排水する能力があった。このことが、次の湾外水の侵入効果を高めていた。この効果が、湾内底層における継続的な貧酸素水塊を形成しにくくさせていた。

これら観測データよりわかった特性をもとに、通水管内の流動を管両端の圧力勾配と管の損失を駆動力とする 1 次元等流計算によってモデル化を行い、3 次元数値シミュレーションにより通水管内の流況と 2016 年の湾内の水質を再現した。作成したモデルを用い、通水管による海水交換の効果と湾内下層の海水交換に重要となる対策を検討した。その結果、湾内下層の低水温の水塊を湾外に排出する構造とすることが、湾内下層の海水交換に重要であることを示した。

5. おわりに

本研究によって、大船渡湾では 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による湾口防波堤倒壊後においても湾内の水質は、湾外の低水温の水塊の侵入の影響を強く受けていたことを確認した。また、湾口防波堤倒壊によって湾口部の水深が 16 m から 31 m に増加したことで、湾内下層に滞留しやすい低水温の水塊が流出しやすくなった。このため、湾外にしばしば出現する低水温の水塊が震災前より湾内の下層に侵入しやすく、湾内の DO 濃度が無酸素まで低下することなく、震災前よりも高い濃度が維持されていたことがわかった。

湾内の長期的な水質変化の再現を目的として、リンと溶存酸素を対象とした浮遊系-底生系カップリングモデルを構築した。このモデルを用い 1993 年から 2015 年にかけての 23 年間の水質を再現した。また、震災前から震災後にかけての大きな環境変化として、湾口防波堤の倒壊による海水交換の変化とそれに伴う湾内底泥へのデトリタスの堆積量の減少と底泥表層の有機物の減少が示唆された。

大船渡港湾口防波堤の復旧においては、環境への配慮の検討を経て、開口部の基礎マウンドに直径 3.5m の通水管 18 本が設置された。この通水管内による海水交換と湾内貧酸素化の抑制効果を観測データより明らかにした。また、通水管内の流動をモデル化し、通水管内の流動と湾内外の水質を再現した。作成したモデルを用い、環境施策に対する中期的視点での評価を行った。

今後、大規模施設を建設し、湾内の閉鎖性が大きく上昇するような場合、海水交換の変化による中期的な環境変化に加えて、底質の変化に伴う長期的な環境変化に対しても検討を行うことが重要である。

目次

1. 序論	1. 1
1. 1. 研究の背景	1. 1
1. 2. 既往研究のレビュー	1. 5
1. 3. 研究の内容と目的	1. 9
2. 大規模港湾施設の存在による環境変動とそのモデル化	2. 1
2. 1. 目的	2. 1
2. 2. 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化	2. 2
2. 2. 1. 現地観測	2. 2
2. 2. 2. 観測結果と考察	2. 2
2. 3. 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化のモデル化	2. 15
2. 3. 1. 数値シミュレーション	2. 15
2. 3. 2. 再現計算結果	2. 25
2. 3. 3. 湾口防波堤の水質環境への影響	2. 32
2. 4. まとめ	2. 35
2. 4. 1. 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化	2. 35
2. 4. 2. 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化のモデル化	2. 35
3. 長期的な水質変化とそのモデル化	3. 1
3. 1. 目的	3. 1
3. 2. 水質の変遷とその再現	3. 3
3. 2. 1. 大船渡湾の水質の変遷	3. 3
3. 2. 2. 再現計算	3. 9
3. 2. 3. 考察	3. 15
3. 3. 水質・底質相互作用を踏まえた長期的な水質変化のモデル化	3. 16
3. 3. 1. 浮遊系・底生系カップリングモデル	3. 17
3. 3. 2. 計算条件	3. 21
3. 3. 3. 水質変遷の再現	3. 31
3. 3. 4. 考察	3. 37
3. 4. まとめ	3. 39
3. 4. 1. 水質の変遷とその再現	3. 39
3. 4. 2. 水質・底質相互作用を踏まえた長期的な水質変化のモデル化	3. 39
4. 大規模港湾施設に対する環境への工学的な対策とその検討	4. 1
4. 1. 目的	4. 1
4. 2. 工学的な対策とその効果	4. 3

4.2.1. 通水管と現地観測の概要	4.3
4.2.2. 結果および考察	4.6
4.3. 工学的な対策のモデル化	4.22
4.3.1. 通水管内の流況シミュレーション	4.22
4.3.2. 再現計算結果	4.27
4.3.3. 考察	4.29
4.4. まとめ	4.32
4.4.1. 工学的な対策とその効果	4.32
4.4.2. 工学的な対策のモデル化	4.32
5. 結論	5.1
謝辞	5.4

1. 序論

1.1. 研究の背景

我が国は地震や津波災害の多い国である。明治以降の津波災害を表-1.1に示す。1896年に発生した明治三陸地震、1933年に発生した昭和三陸地震、1944年に発生した東南海地震、1946年に発生した南海地震、1960年に発生したチリ地震津波、1983年に発生した日本海中部地震、1993年に発生した北海道南西沖地震、2011年に発生した2011年東北地方太平洋沖地震とおよそ100年の間に8回発生している。なかでも東北地方三陸沿岸では、明治三陸地震、昭和三陸地震、チリ地震津波、2011年東北地方太平洋沖地震と4回の津波災害に襲われている。

1960年のチリ地震津波以降、このような度重なる津波災害を受け波浪・高潮とあわせて津波対策として湾口防波堤が建設されてきた。例えば、三陸沿岸の大船渡港、釜石港、久慈港（整備中）、八戸港、女川港や和歌山県の湯浅広港、文里港や徳島県の浅川港や高知県の須崎港などがあげられる。

大船渡湾（図-1.1）では、波浪と津波からの防護の目的で1963年から湾口防波堤の建設が行われ、1967年に完成した。この湾口防波堤は幅約800 mの湾口部に200 mの開口部を残して締め切ったものである。防波堤は、南堤と北堤からなっており、南堤は全長291 mで、北堤は全長244 mであった。水深およそ36 mあった開口部（全長201 m）には、締切効果を高めるため、天端高が-16 mとなる潜堤が設置された（図-1.2）。^{1),2)}

釜石湾では、波浪と津波からの防護を目的に1978年（昭和53年）から湾口防波堤の建設が行われ、2009年に完成した。この湾口防波堤は、須賀地区の防潮壁から4 km沖合にあり、幅2 kmの湾口部に300 mの開口部を残して締め切ったものである。防波堤は、南堤と北堤からなっており南堤は全長670 mで22函のケーソンからなっていた。北堤は全長990 mで44函のケーソンからなっていた。水深およそ60 mあった開口部（300 m）には、締切効果を高めるため、天端高が-19 mとなる潜堤が設置されていた。また、北堤と海岸の間には50 mの、南堤と海岸の間にも50 mの開口部が設けられていた。ケーソンにはスリットケーソンが用いられた。²⁾

このうち大船渡湾では、湾口防波堤建設以降、湾内の表層と底層の溶存酸素濃度の差が大きく開くようになり、特に夏季から秋季の底層で貧酸素化が進行するといった水質環境の悪化が問題となった。^{3),4)}

2011年東北地方太平洋沖を震源とする地震による津波により、三陸沿岸では甚大な被害を生じ、湾口防波堤も被災している。²⁾それによれば、大船渡湾では、湾口部に建設していた北防波堤・南防波堤のほぼ全てのケーソンが倒壊するだけでなく、水深36mの湾口部に水深16mまで築造されていた基礎マウンドもおよそ5mの高さを残してほぼ全てが倒壊している。この結果、津波後は、湾口防波堤建設前の地形に近くなった（図-1.3）。釜石湾では、南堤については、22函のうち最深部から10函はほとんどそのまま残っていたが11函

目が大きく傾き、12函目以降はほとんどのケーソンが港内側へ転落した。北堤については、44函のうち、浅部の7函程度はほぼ原形をとどめていたが、それ以外はほとんど変位がみられた。浅部に関しては原形をとどめていたもの以外はかなりの部分が港内側へ転落していた。深部については、わずかに水面上に姿をとどめているものが多いものの、大半が港内側に傾斜しつつ水没した隣接ケーソン側（開口部方向）に大きく傾いていた。堤頭函も開口部側へ大きく傾斜していた。また、開口部潜堤もほとんどのケーソンが港内側へ転落していた。測量結果によれば、北堤側のマウンドには目地を中心に局所的な洗掘が確認された。

大船渡湾における湾口防波堤の復旧においては、国土交通省と地元関係者より構成された大船渡港湾口防波堤復旧に係る水質保全対策検討会において、津波からの防護効果に加えて被災前の夏季から秋季に毎年形成されていた貧酸素水塊に代表される環境問題への対策として150 m²の断面積の通水部を湾口防波堤の下部に設ける案が提案された。それを受け、国土交通省による大船渡港湾口防波堤技術検討会において、通水部の構造形式が検討され、直径3.5 mの鋼管18本が設置される運びとなった。⁵⁾

表-1.1 明治以降の主な津波災害（死者・行方不明者は地震被害も含む）

津波（発元年）	死者・行方不明者（人）
明治三陸地震津波（1896）	21,959
昭和三陸地震津波（1933）	3,064
東南海地震（1944）	1,183
南海地震（1946）	1,443
チリ地震津波（1960）	142
日本海中部地震（1983）	104
北海道南西沖地震（1993）	230
2011年東北地方太平洋沖地震	22,152（死19,575，不明2,577）

引用：気象庁URL(<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>)

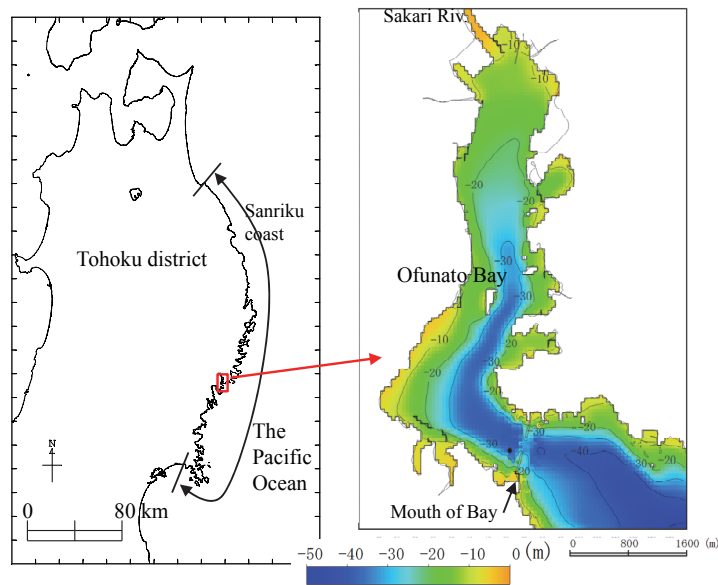


図-1.1 大船渡湾位置図

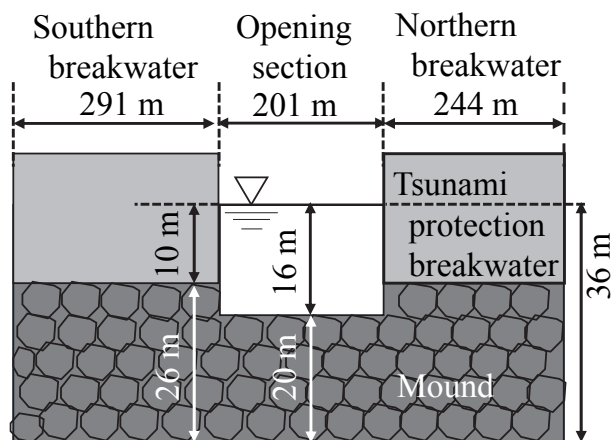


図-1.2 大船渡港湾口防波堤の断面図¹⁾

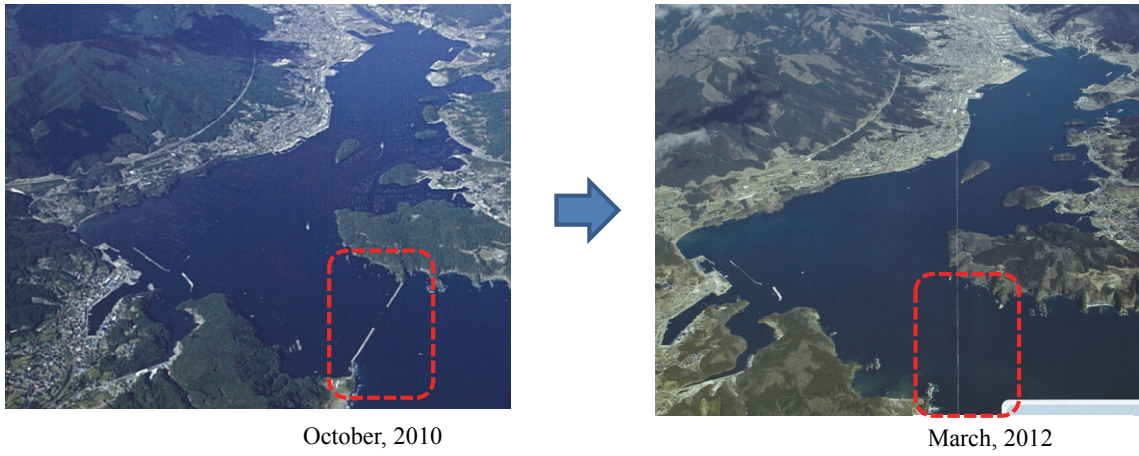


図-1.3 2011年東北地方太平洋沖地震津波の前後の湾口部の地形（国土交通省東北地方整備局釜石港湾事務所提供）

1.2. 既往研究のレビュー

前節で取り上げた湾口部への防波堤の建設は、湾の閉鎖性を大きく増加させる。閉鎖性の指標としては、式(1)に示す閉鎖度指標³⁾がある。

$$E.I. = \frac{\sqrt{S} \cdot D_1}{W \cdot D_2} \quad (1)$$

ここで、E.I.は閉鎖度指標、Sは湾の面積 (m²)、Wは湾口幅 (m)、D₁は湾の平均水深 (m)、D₂は湾口断面の平均水深 (m)を示す。E.I.が2.0より大きければ閉鎖性海域として、0.8から2.0で半閉鎖性海域、0.8より小さければ開放性海域と分類される。

村上³⁾によると大船渡湾では、1967年の湾口防波堤の完成により湾の閉鎖度指標は湾口防波堤建設前の1.5 (半閉鎖性海域に分類) から湾口防波堤建設後の13.1 (閉鎖性海域に分類) に大きく増加した。同様に釜石湾も2009年の湾口防波堤の完成により、湾口防波堤建設前の0.9 (半閉鎖性海域に分類) から湾口防波堤建設後の15.7 (閉鎖性海域に分類) へと大きく増加した。高知県の須崎港でも、湾口防波堤の建設により閉鎖度指標は0.8から4.0に増加した。

閉鎖性の増加は、貧酸素水塊の形成といった湾内の水質の悪化につながる。例えば、中尾・松崎⁶⁾は、閉鎖度指標と平均溶存酸素飽和度とに明瞭な負の相関関係を認め、貧酸素水塊の発生海域が海域の閉鎖性の度合(閉鎖度指標)で多くが解釈できることを指摘した。

貧酸素水塊の形成の原因については、山室ら⁷⁾や柳⁸⁾による解説がある。山室ら⁷⁾は、底層に供給される酸素の量よりも有機物の分解によって消費される酸素の量が多くなることで貧酸素水塊が形成されることを述べており、貧酸素水塊形成の原因としては、底層への酸素供給の減少にかかわるものと、底層への有機物供給の増加にかかわるものの、大きく2種類が存在することを述べている。柳⁸⁾は、水塊内での酸素の消費速度が水塊内での酸素生産速度と水塊への水平・鉛直の酸素供給速度の和より大きい場合に、水塊中の溶存酸素濃度が減少して、貧酸素や無酸素に陥ることを述べている。

入江ら⁹⁾は、大阪湾奥部の御前浜前面で採取した不攪乱柱状採泥法により底質の汚濁と酸素消費速度との関係を調べ、底泥の酸素消費速度は底泥表層 (0-5 cm)の強熱減量と良い相関があり、強熱減量が高いほど底泥の酸素消費速度が高くなる傾向を示した。

また、神菌ら¹⁰⁾は、周防灘の貧酸素水塊の形成機構を把握するために底層水 (懸濁物)、底層堆積物、沈降物の酸素消費量を現地観測と室内実験により比較した結果、下層での酸素収支に対して底層水 (懸濁物) による酸素消費が72%、堆積物による酸素消費が26%、沈降物の酸素消費が2%となり、底層水 (懸濁物) の寄与が高いことを示した。

例えば大船渡湾では、1990年以降に貧酸素水塊に関する多くの研究が発表されている。湾内の貧酸素水塊を示す結果として図-1.4に1999年9月24日に観測されたOkada and Nakayama¹¹⁾による湾奥から湾外にかけてのDO濃度の縦断面図を示す。湾口防波堤の基礎マウンドの高さ(-16 m)を境に湾内下層に大規模な貧酸素水塊が形成されている様子を示す。

村上³⁾は、1967年の湾口防波堤の完成による湾内の閉鎖性の進行に加えて、高度経済成長による流入負荷の増加も加わり、湾内の富栄養化が進行し、夏季から秋季に湾内下層で貧酸素水塊が形成されるようになったことを述べている。

村上・長坂¹²⁾は鉛直1次元モデルによって大船渡湾に出現する貧酸素水塊の出現・消滅の再現を試み、水温成層が貧酸素水塊の形成につながっていることを示した。感度解析により、底層水の貧酸素化を防止するには、海水交換の促進・栄養塩の溶出の抑制・鉛直混合の促進が有効であることを示した。長坂ら¹³⁾は、成層と貧酸素水塊の関連を調べるため、湾内2箇所の定点において水温・塩分・溶存酸素濃度の連続観測を実施した。さらに、湾内外53地点において水温・塩分・溶存酸素濃度の鉛直分布を観測した。その結果、湾内に発生する貧酸素水塊は、すり鉢状の地形に沿って湾内の水温躍層下に広く分布し、湾外に及ばないことを示した。豊田ら¹⁴⁾はさらに1998年4月から1998年12月に観測期間を増やし季節変化を確認するとともに、湾口部での流況観測も実施した。その結果、4月中旬から水温躍層が形成されはじめ、9月頃に最も強くなる。湾内底層部では水温躍層の形成とともに貧酸素化が進行し、9月頃には無酸素状態となることを示した。夏季の防波堤開口部の流況は、下げ潮時に表層・底層から流出し、上げ潮時に中層から流入する傾向を示した。下げ潮時に、湾内水の流出に伴い底層部の低温水塊がマウンドを越えて排出されること、排出量は1回の下げ潮で貧酸素水塊全体の約0.4~1.2%であることを示した。また、岡田ら¹⁵⁾は、同様な観測を1999年も継続し、溶存酸素濃度の時系列データを詳細に解析した。その結果、外海水が底層部へ間欠的に貫入する現象を見だし、大船渡湾の海水交換機構は潮汐によるものと湾内外の密度に起因するもの（密度貫入）に分けられ、貧酸素水塊の形成・消滅時期に対して密度貫入による海水交換の寄与が大きいことを示した。日比野ら¹⁶⁾は、日本をとりまく広範囲の気圧配置と海面水位の変動が大船渡湾内外の海水交換と貧酸素水塊の形成・解消に及ぼす影響を考察した。その結果、貧酸素化の推移は、湾内の局所的な現象によって生じるばかりでなく、グローバルな大気の運動や海流などの外力の変動に密接に関連していることを示し、同様な現象は釜石湾においても生じていることを示した。類似の現象として、三陸沿岸では、成層期に北から南に伝播する内部重力波により湾外の水温躍層が湾口水深より浅くなることで、突発的に密度流として外海水が湾内に侵入することが Okazaki¹⁷⁾により報告されている。

前述したように、貧酸素水塊は底層に供給される酸素の量よりも有機物の分解によって消費される酸素の量が多くなることで形成されるため、海水交換の変化の他に流入負荷量の増加や底泥の有機化の進行に伴って発達した可能性がある。海水交換の変化と比べて、流入負荷量の変化や底泥の有機化の進行はゆっくりとした現象であり長期的な変化である。このような、長期的な水質変化について、丸谷ら¹⁸⁾は、大阪湾を対象に水域への負荷量の規制をかけても底泥から窒素やリンが溶出するため、すぐには効果が表れないことを流動・水質・底質の3つのサブモデルによる研究で示している。また、松梨・今村¹⁹⁾は東京港を対象に窒素・リンの水-底質カップリングモデルを開発し、流入負荷量を削減した場合、底泥からの栄養塩溶出フラックスが線形に減少することを示した。また、background濃度

の影響を受けるため、流入負荷量の削減率に比べて栄養塩溶出フラックスの減少率は小さくなることを示した。また、藤田ら²⁰⁾は博多湾を対象にリンの水-底質相互作用モデルを開発し、底泥から溶出する栄養塩が湾内の水質に大きく影響することを示した。また、博多湾における長期的な水質変動を予測するためには、水-底質間の栄養塩の相互作用を適切にモデル化する必要性を指摘した。底生系のモデル化は、この他に堀江・細川²¹⁾がリンを対象として大阪湾の底質の挙動を再現した研究がある。堀江・細川²¹⁾は海域における栄養塩循環の支配要因である底泥からの溶出機構を明らかにすることを目的として、間隙水中のPO₄-P濃度、底泥中のI-P濃度、O-P濃度をコンパートメントとする挙動モデルを作成した。

精緻な浮遊系-底生系のカップリングモデルの研究例としては、Sohma et al.²²⁾や永尾ら²³⁾による複数のコンパートメントの生成・消滅過程を同時に扱う浮遊生態系モデルと底生生態系モデルをカップリングした東京湾での適用例がある。また、山本ら²⁴⁾による広島湾北部海域の適用例がある。これらは、貧酸素水塊の発達機構の解明を目的としていた研究例である。

Yamada et al.²⁵⁾は2012年から2014年の大船渡湾内外の水質データから2011年津波前後の大船渡湾内の水質変化を調べた。その結果、アンモニアとリンの減少、クロロフィルaの増加、湾内底層の溶存酸素濃度の増加を示した。また、内記ら²⁶⁾は、岩手県の大船渡湾をはじめとする6つの湾で2012年と2013年に得られた底質データによって、2011年津波前後の底質変化を調べた。その結果、湾口が狭窄部となる地形、外海に向かって開放的な地形、湾口部に大型人工構造物を有する地形で異なる特徴を持つことを示した。湾口が狭窄部となる地形では、海底堆積物の湾外への流出と湾内移動が原因と考えられる変化が顕著にみられた。外海に向かって開放的な地形では、湾口から湾奥まで湾全体の海底が浸食を受け、海底堆積物が湾外へ流出したと考えられた。湾口部に大型人工構造物を有する地形では、いずれも津波により湾口部構造物は損壊しており、津波による浸食を受けて流入した土砂や攪拌された海底堆積物が湾内に堆積したと考えられ、湾毎のばらつきがあるものの統計的にはCODの増加を確認している。

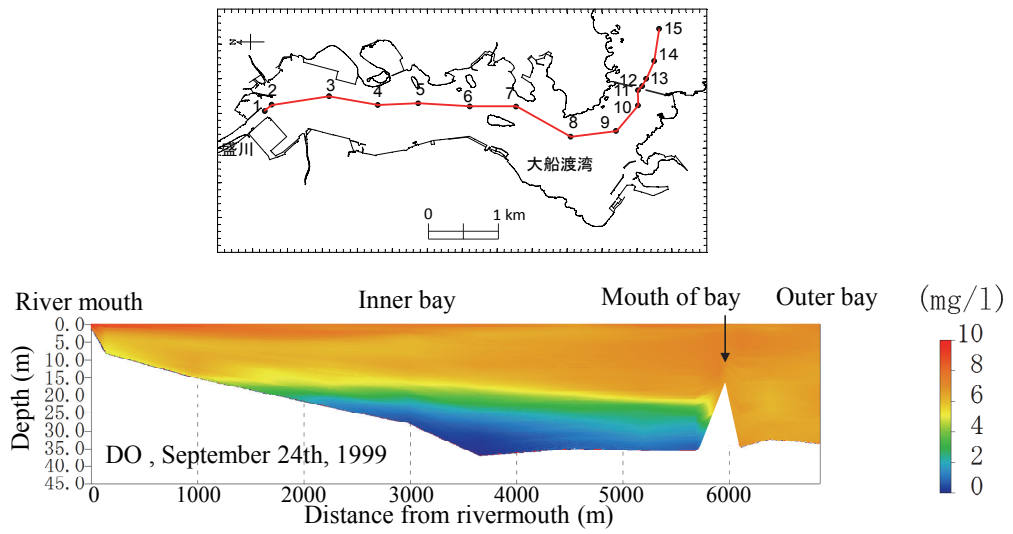


図-1.4 1999年9月24日の観測地点図とそれをもとに作成した湾奥部から湾外にかけての溶存酸素濃度 (DO濃度) の断面図¹¹⁾

1.3. 研究の内容と目的

本研究では、大規模港湾施設として湾の閉鎖性を大きく変える津波対策としての湾口防波堤に着目した。中でも津波災害が多く、津波対策としての湾口防波堤が建設された三陸沿岸に位置する大船渡湾を研究のモデル海域にした。大船渡湾は、前述のように湾口防波堤建設後に湾内下層で貧酸素水塊が観測されるようになり、2011年東北地方太平洋沖地震津波により湾口防波堤が被災し、湾口部の形状が防波堤建設前に近い状況まで変化した。

そこで、2章では2011年東北地方太平洋沖地震津波後の溶存酸素濃度を観測データにより確認し、津波による湾口防波堤の倒壊前後の溶存酸素濃度の変化の主要因を観測データより検討した。また、そのような湾口防波堤倒壊前後の溶存酸素濃度の変化を数値シミュレーションにより再現可能なモデル化を行い、検討結果を裏付けた。

3章ではこれまで大船渡湾でまだ検討されていない湾口防波堤建設後の長期的な水質環境の変化の有無とその要因の解明を目的とし、現存する最も過去から2015年にかけての湾内の水質データを収集・整理した。また、それらのデータを活用し、長期的な水質変化の再現を目指した浮遊系-底生系カップリングモデルを作成し、1993年から2015年の湾内の水質と底質を再現した。

4章では、大船渡湾の湾口防波堤復旧工事において水質環境（貧酸素水塊）への対策として国土交通省と地元関係者の検討を経て湾口防波堤の基礎マウンドの海底部に設けられた通水管を紹介するとともに、それによる貧酸素水塊の抑制効果を観測データより検証し、3次元モデルを用いた数値シミュレーションで通水管設置後の湾内の水質の再現を行った。この3次元モデルを用いて通水管による海水交換の効果を確認するとともに、湾内下層の海水交換に重要となる対策を検討した。

なお、本研究で使用した2012年から2016年の湾内外の観測データは、国土交通省東北地方整備局釜石港湾事務所による大船渡港湾口防波堤復旧に係る水質保全対策検討会を通して行われたものである。

参考文献

- 1) 岡田知也, 古土井健: 東北地方太平洋沖地震に伴う津波被災後の大船渡湾の水質に関する研究, 国土技術政策総合研究所資料, No.831, pp.1-13, 2015.
- 2) 高橋重雄, 戸田和彦, 菊池喜昭, 菅野高弘, 栗山善昭, 山崎浩之, 長尾 毅, 下迫健一郎, 根木貴史, 菅野甚活, 富田孝史, 河合弘泰, 中川康之, 野津 厚, 岡本 修, 鈴木高二朗, 森川嘉之, 有川太郎, 岩波光保, 水谷崇亮, 小濱英司, 山路 徹, 熊谷兼太郎, 辰巳大介, 鷺崎 誠, 泉山拓也, 関 克己, 廉 慶善, 竹信正寛, 加島寛章, 伴野雅之, 福永勇介, 作中淳一郎, 渡邊祐二: 2011年東日本大震災による港湾・海岸・空港の地震・津波被害に関する調査速報, 港湾空港技術研究所資料, No.1231, 200p. 2011.
- 3) 村上和男: 閉鎖性内湾域の海水浄化に係わる水理・水質環境に関する研究, 港湾技研資料, No.900, 142 p. 1998.
- 4) 宮沢公明, 早川康博: 大規模構造物と環境収容力-人工構造物（大船渡湾湾口防波堤）が湾内に及ぼす影響-, 沿岸海洋研究ノート, Vol.32, No.1, pp.29-38, 1994.
- 5) 大川衛人, 東山和博: 大船渡港湾口防波堤開口部潜堤における通水部の検討について, 沿岸技術研究センター論文集, No.13, pp.5-8, 2013.

- 6) 中尾 徹, 松崎加奈恵: 地形形状による富栄養化の可能性, 海の研究, Vol.4, No.1, pp.19-28, 1995.
- 7) 山室真澄, 石飛 裕, 中田喜三郎, 中村由行: 貧酸素水塊 現状と対策, 生物研究社, 229p. 2013.
- 8) 柳 哲雄: 貧酸素水塊の生成・維持・変動・消滅機構と化学・生物的影響, 海の研究, Vol.13, No.5, pp.451-460, 2004.
- 9) 入江政安, 窪田勇輝, 中辻啓二, 西田修三; 都市海浜における底質の非一様性を考慮した酸素消費量の推定, 海岸工学論文集, Vol.54, pp.1026-1030, 2007.
- 10) 神菌真人, 江藤拓也, 佐藤博之; 周防灘南西部の浅海域下層における酸素収支, 海の研究, Vol.5, No.2, pp.87-95, 1996.
- 11) Okada T, Nakayama K: Density Intrusion and Variation in Dissolved Oxygen Concentrations in a Bay with a Sill at Its Mouth, ASCE, J. Environ. Eng. 133(4), pp.447-453, 2007.
- 12) 村上和男, 長坂 猛: 熱交換を考慮した鉛直一次元モデルによる貧酸素水塊の形成, 海岸工学論文集, Vol.43, pp.1126-1130, 1996.
- 13) 長坂 猛, 鶴谷広一, 村上和男, 浅井 正, 西守男雄: 大船渡湾の成層と貧酸素水塊に関する現地観測, 海岸工学論文集, Vol.44, pp.1066-1070, 1997.
- 14) 豊田政史, 日比野忠史, 西守男雄, 細川恭史, 鶴谷広一: 大船渡湾における潮汐周期の流れ場および貧酸素期の水質特性, 港湾技研資料, No.938, 17p. 1999.
- 15) 岡田知也, 中山恵介, 日比野忠史, 細川恭史: 大船渡湾における湾外水の密度変動が湾内水環境に及ぼす影響の定量的評価, 港湾技術研究所報告, 第 39 巻, 第 2 号, pp. 73-98, 2000.
- 16) 日比野忠史, 豊田政史, 西守男雄, 細川恭史, 鶴谷広一: 海面水位の変動が内湾域への水環境に及ぼす影響-大船渡湾での貧酸素水塊の形成と消滅機構-, 港湾技術研究所報告, 第 38 巻, 第 3 号, pp.91-124, 1999.
- 17) Okazaki M: 1990. Internal tidal waves and internal long period waves in the Sanriku coastal seas, eastern coast of northern Japan, La mer 28, pp.5-29, 1990.
- 18) 丸谷尊彦, 韓銅珍, 中辻啓二: 大阪湾における水質の長期予測計算, 海岸工学論文集, Vol.47, pp.1051-1055, 2000.
- 19) 松梨史郎, 今村正裕: 湾奥水域における水-底質予測と負荷削減に伴う水質および栄養塩溶出フラックスの応答, 土木学会論文集, No.608, VII-9, pp.31-47, 1998.
- 20) 藤田健一, 李 寅鐵, 楠田哲也: 水-底質相互作用モデルによる博多湾のリン循環の数値予測, 水環境学会誌, Vol.24, No.1, pp.48-57, 2001.
- 21) 堀江 毅, 細川恭史: 海域底泥中のリンの挙動モデルについて, 港湾技術研究所報告, Vol.23, No.2, pp. 49-74, 1984.
- 22) Akio Sohma, Yasuyuki Sekiguchi, Tomohiro Kuwae, Yoshiyuki Nakamura: A benthic-pelagic coupled ecosystem model to estimate the hypoxic estuary including tidal flat-Model description and validation of seasonal/daily dynamics, Ecological modelling, No.215, pp.10-39, 2008.
- 23) 永尾謙太郎, 畑恭子, 芳川忍, 細田昌広, 藤原建紀: 水質改善対策の評価を目的とした浮遊系-底生系結合生態系モデルの開発と適用, 海岸工学論文集, Vol.55, pp.1191-1195, 2008.
- 24) 山本裕規, 山本民次, 高田忠宏, 三戸勇吾, 高橋俊之: 浮遊系-底生系カップリング・モデルによる広島湾北部海域の貧酸素水塊形成に関する動態解析, 水環境学会誌, Vol.34, No.2, pp.19-28, 2011.
- 25) Yamada Y, Kaga S, Kaga Y, Naiki K, Watanabe S: Changes of seawater quality in Ofunato Bay, Iwate, after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, J. Oceanogr, Vol.73, pp.11-24, 2017.
- 26) 内記公明, 山田美和, 加賀新之助, 渡邊志穂, 神山孝史, 加戸隆介, 緒方武比古, 難波信由, 林崎健一, 山田雄一郎, 山下哲郎: 2011 年東北地方太平洋沖地震により発生した津波による岩手県沿岸内湾域の底質変化, 日本水産学会誌, Vol.81(3), pp.447-455, 2015.

2. 大規模港湾施設の存在による環境変動とそのモデル化

2.1. 目的

大船渡湾(図-2.1)は、度重なる津波災害を受けて1967年湾口部に湾口防波堤(マウンド高DL-16.0 m, 開口幅200 m)が建設された。2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震に伴う津波により、この湾口防波堤は、倒壊する大規模な被害を受けた。

震災前の大船渡湾では、毎年夏季から秋季にかけて湾内の下層でDO濃度が1 mg/l以下になるような貧酸素水塊が観測されており¹⁾、湾内水質の悪化が問題となっていた²⁾。この貧酸素水塊の要因は、湾口防波堤基礎マウンドによる湾内下層の海水交換の低下による水温成層化と湾内への負荷量の増加が指摘されていた。²⁾

三陸沿岸では、成層期に北から南に伝播する内部重力波により湾外の水温躍層が湾口水深より浅くなることで、突発的に密度流として外海水が湾内に侵入することがOkazaki³⁾により報告されている。大船渡湾ではこのようなときに湾内の海水が大きく入れ替わるため、突発的な外海水の侵入が湾内の海水交換に非常に重要であることが震災前の現地観測とシミュレーションによって指摘されている。^{4),5)}

この章の目的は湾口防波堤が倒壊した2011年東北地方太平洋沖地震津波(以後は震災)後の2012年と2013年の現地観測データをもとに震災後の湾内のDO濃度に着目した水環境を把握するとともに、震災前との水質変化の要因について明確にすること。また、数値シミュレーションにより2011年東北地方太平洋沖地震津波前と後の大船渡湾の水質を再現し、津波前後の環境変動をモデル化することである。

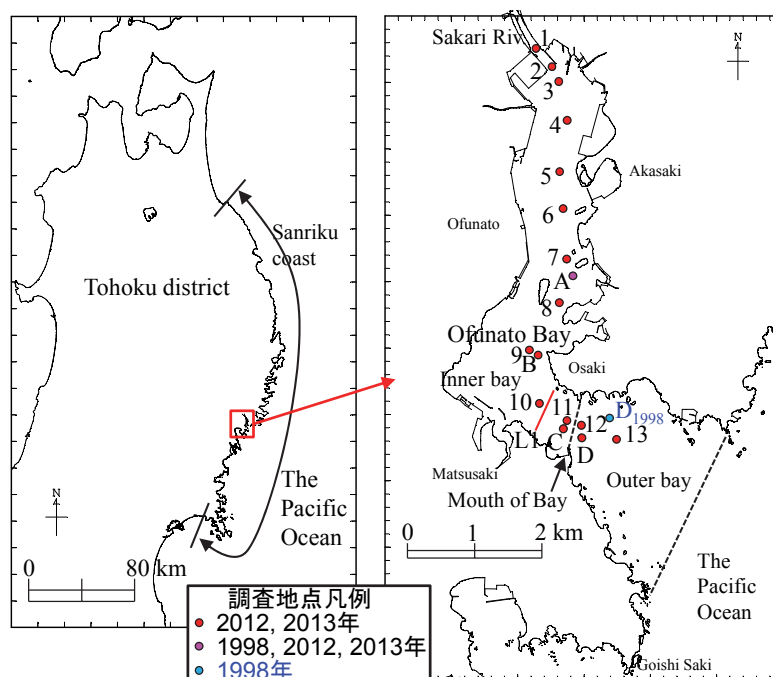


図-2.1 観測位置図

2. 2. 2011 年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化

2. 2. 1. 現地観測

現地観測は、2012年9月18日から10月23日にかけてと2013年8月26日から9月27日にかけて水質、底質、流況の項目に対して実施した。水質項目については、2012年に湾内2地点(Stn. A, Stn. B)と湾外1地点(Stn. D)の3地点で、2013年に湾内1地点(Stn. A)で水温・塩分・溶存酸素濃度(DO濃度)の30昼夜連続観測を実施した(図-2.1)。水温・塩分はCompact-CT(JFEアドバンテック社製)を使用し、DO濃度はCompact-DOW(JFEアドバンテック社製)を使用し、海面下2m、水深18m、海底上1mの3層で観測した。また、各層の間を2m間隔となるように水温計(HOBO WaterTemp Pro V2, クリマテック社製)を取り付けた。さらに、2012年9月19日、10月4日、10月22日の3回、湾奥から湾口部にかけての15地点(Stn. 1~Stn. 13, Stn. A, Stn. D)で多項目水質計(AAQ-RINKO, JFEアドバンテック社製)を用いた水温、塩分およびDO濃度の鉛直分布観測を実施した(図-2.1)。

流況観測については、2012年9月18日から10月9日と2013年8月26日から9月27日にかけて湾内1地点(Stn. C)でADCP(RD社製600kHz)を用い、鉛直方向に1m間隔に連続観測を行った。また、10月2日・3日の2日間、調査船にADCP(RD社製600kHz)を艀装し、湾口部において湾を横断するライン(L1, L2)上で曳航観測(鉛直方向に1m間隔に測定)を実施した(図-2.1)。

2. 2. 2. 観測結果と考察

(1) 2012年の水質と流況

図-2.2に湾内のStn. Aと湾外のStn. Dで観測された上層(2m)、中層(18m)、下層(海底上1m)の水温、塩分、 σ_t 、DO濃度の時系列を示す。湾外のStn. D上層のDO濃度は欠測であった。Stn. Aの観測値は次のような特徴を示した。水温は、期間を通して成層状態にあり、中層と下層の水温差が大きい傾向があった。塩分は上層で低い傾向にあったが、中層と下層の塩分差は小さい傾向があった。密度(σ_t)は、水温の影響を受けて中層と下層の間で差が大きくなる傾向がみられた。時折下層の水温が大きく低下するときがあり、このようなときに下層の σ_t が高くなる傾向がみられた。DO濃度は、上層と中層は常に高い状態が維持されており、下層は最も低下したときが10月8日16:10の3.4mg/lであり、低酸素の指標とされる約4mg/l未満を示した期間は全体の約23時間と短く、高いDO濃度が観測中維持されていた。また、時折みられる下層の水温低下のタイミングで下層のDO濃度が急に上昇する傾向がみられた。下層の水温が急に低下(下層の σ_t が急に上昇)した後、徐々に水温が上昇(σ_t が低下)して元の水温(σ_t)に戻っていた。

Stn. Dの観測値は次のような特徴を示した。時折中層と下層の水温が短時間低下するタイミングがあり、このときStn. Aの中層や下層の水温が低下していた。塩分は、上層で低い傾向にあったが、期間を通して大きな変化はなかった。 σ_t は、時折、水温の影響を受け

で中層と下層の値が短時間高くなるタイミングがみられた。中層と下層の DO 濃度は、期間を通して高い値を維持していた。

湾口部の Stn.C で観測された湾軸方向の流速のイソプレットを図-2.3(a)に、Stn.C の 31m 深での流速と Stn.D と Stn.A の 31 m 深での水温の時系列を図-2.3(b)に示す。時折、下層 (31 m 深) で明瞭な流入がみられた (例えば、9 月 18 日~19 日, 9 月 23 日, 9 月 26 日~27 日, 9 月 30 日~10 月 1 日, 10 月 3 日, 10 月 9 日)。そうでない期間は、中層で流入し、上層と下層で流出する傾向がみられた。

下層での流入がみられるタイミングは、Stn.D の下層の水温低下と対応しており、少し遅れて Stn.A の下層の水温が急に低下していた。そこで、図-2.3(b)に示した Stn.C の 31 m 深の流速と Stn.D と Stn.A の 31m 深における水温差の散布図を図-2.4 に示す。水温差が負を示すとき (湾内よりも湾外の水温が低いとき) に湾口部下層の流れは流入を示した。また、Stn.A の下層の水温の低下と同時に Stn.A の下層の DO 濃度が上昇していた(図-2.2(a))。このような Stn.A の水温の低下が湾外水の侵入によるものであるか確認するため、下層の流入前後の期間で Stn.A と Stn.D の TS ダイアグラムを作成した(図-2.5(a))。流入前の Stn.D は Stn.A よりも水温が高く密度は低かった。流入時の Stn.D は Stn.A よりも水温が低く密度は高くなっていった。このタイミングでは、まだ Stn.A の水温・塩分は流入前からあまり変化していなかった。流入後になると、Stn.A の水温が下がり、Stn.A の水温・塩分は流入時の Stn.D の水温・塩分に近い状態に変化していた。また、Stn.A の密度は、流入前と比べて上昇していた。このことから、湾外に出現した低水温 (高密度) の水塊が湾口部を通過して湾内下層に侵入したと考えられる。

湾外水の侵入後の湾内下層の水温が徐々に上昇していたときの TS ダイアグラムを図-2.5(b)に示す。水温は徐々に上昇し、 σ_t は徐々に低下し、湾外の値に近づいている。

2012 年 9 月 18 日から 10 月 17 日にかけての湾内の Stn.A と湾外の Stn.D の水温イソプレットおよび湾内の Stn.A の水温鉛直勾配のイソプレットを図-2.6 に示す。水温鉛直勾配は水深 1 m あたりに換算した水温変化を示し、プラスは深いほど水温が低下することを示す。水温イソプレットをみると湾外 (Stn.D) 中層から下層の水温低下がみられる 9 月 18 日から 9 月 21 日, 9 月 24 日から 9 月 27 日, 10 月 1 日から 10 月 2 日, 10 月 13 日から 10 月 15 日のタイミングで湾内 (Stn.A) 下層の水温が低下している。この結果、水温鉛直勾配をみるとこれらのタイミングで湾内 (Stn.A) の水温躍層は上昇している。その後は、3 日程度でもとの水温まで上昇しており、水温躍層も下降している。

これらの結果を踏まえると、図-2.2 の Stn.A の下層の DO 濃度が高い状態にあった理由は次のように考えられる。時折湾外に出現する低水温 (高密度) の水塊が密度流として湾口部を通り、湾内中層や下層に侵入する。その結果、湾内中層や下層の水温は低下 (密度は上昇) する。また、湾外の DO 濃度は高いため、この水塊が湾内の下層に侵入することで湾内の下層の DO 濃度が上昇する。その後、湾内下層の低水温 (高密度) の水塊は、徐々に湾外に流出し、3 日程度で元の状態に戻る。このことで、次の湾外の低水温 (高密度) の水塊の出現時にこの水塊が湾内下層に侵入することを助長している。このように湾内下

層への断続的な DO 濃度の供給機構があることで、高い DO 濃度が維持されたと考えられる。

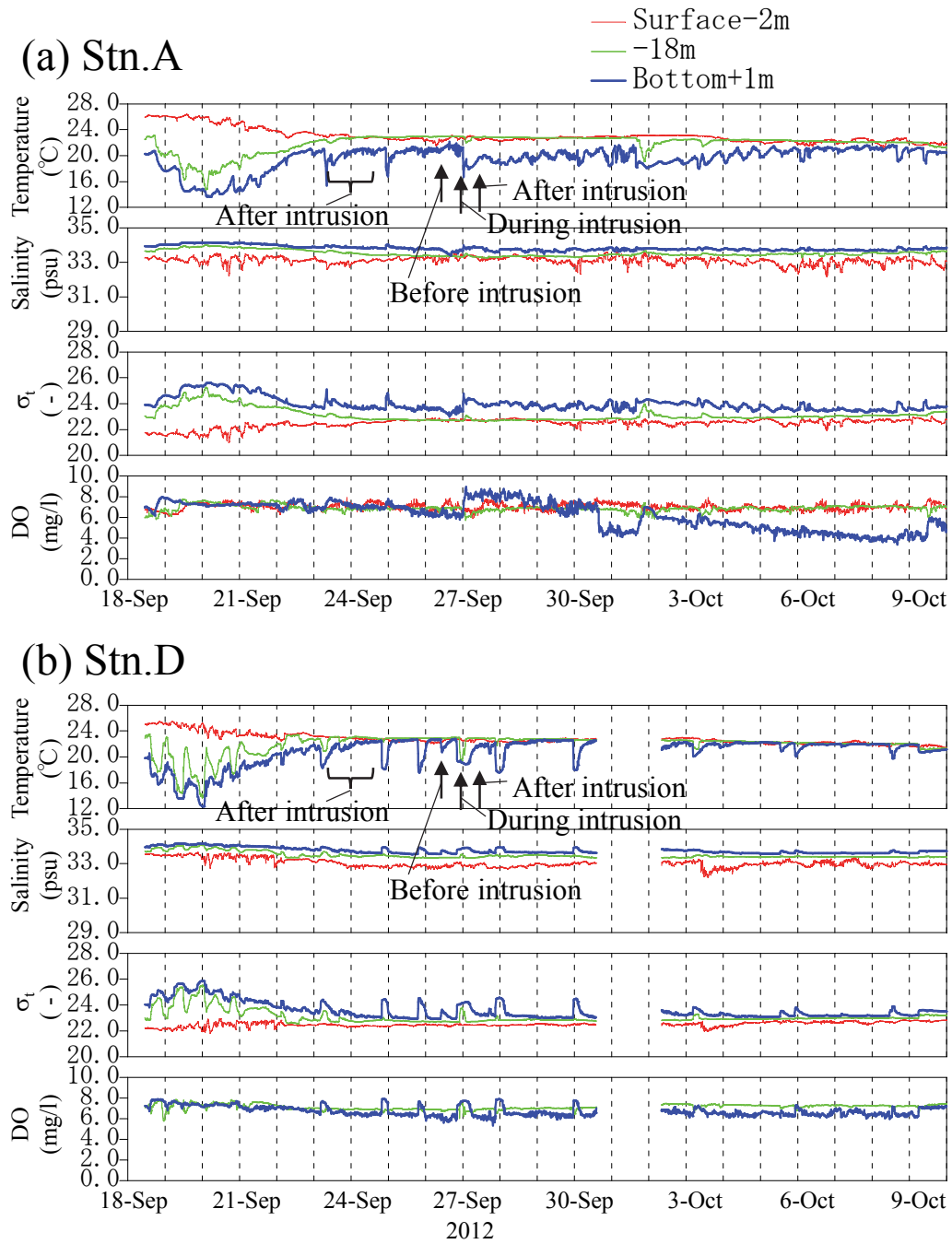
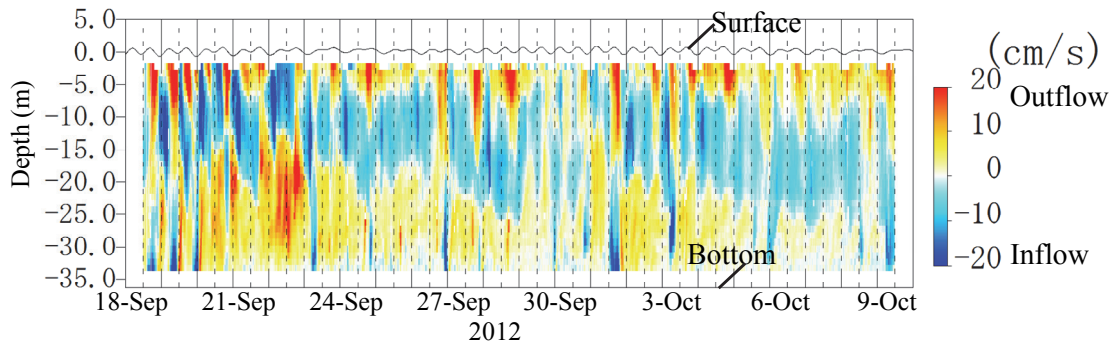


図-2.2 湾内(Stn.A)と湾外(Stn.D)における2012年9月18日から10月9日にかけての水温、塩分、 σ_t 、DO濃度の時系列

(a) Stn.C



(b)

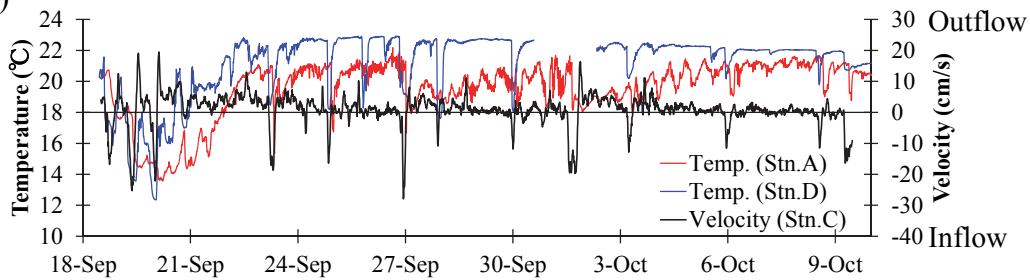


図-2.3 2012年9月18日から10月9日にかけての Stn.C における湾口断面に直交する向きの流れを正(北から時計回りに 101°の方向の流れを正)にとった流速と Stn.A と Stn.D の水温の時系列. (a) Stn.C における流速のイソプレット, (b) 水深 31 m での Stn.C の流速時系列, Stn.A と Stn.D の水温時系列

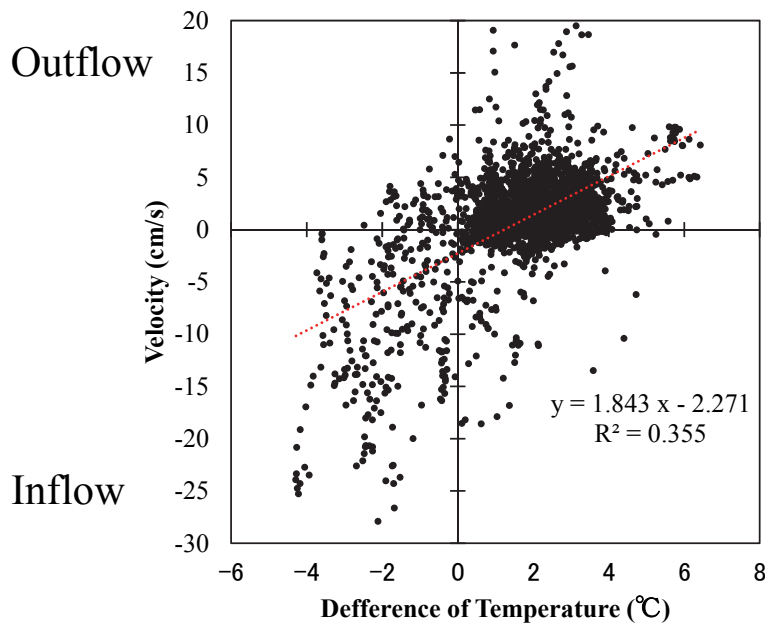


図-2.4 水深 31 m での Stn.C における流速 (湾口断面に直交する向きの流れを正 (北から時計回りに 101°の方向の流れを正)) と Stn.D と Stn.A の水深 31 m での水温の差(プラスは Stn.D の水温の方が Stn.A の水温より高いことを示す.)

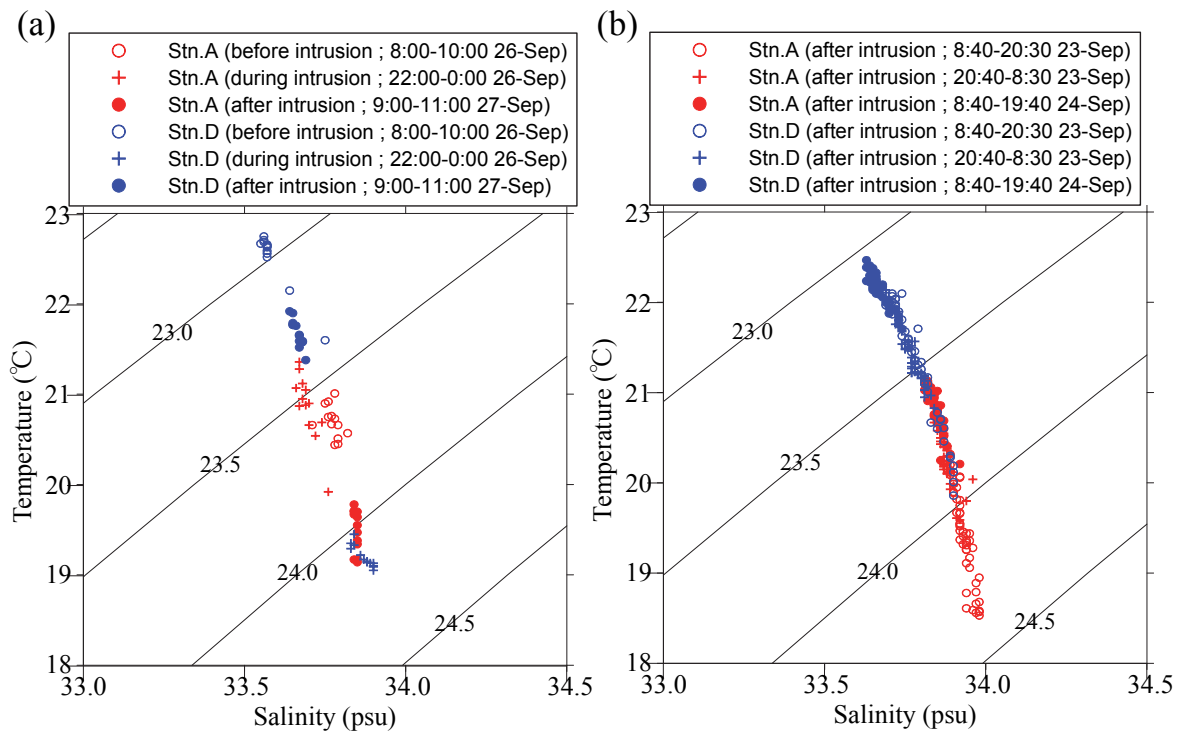


図-2.5 2012年9月の湾外水の湾内への侵入前から侵入後の Stn.A と Stn.D の TS ダイアグラム. 実線は σ_t を示す. (a) 9月26日と27日の湾外水の侵入前後の期間, (b) 9月23日と24日の湾外水の侵入後の期間.

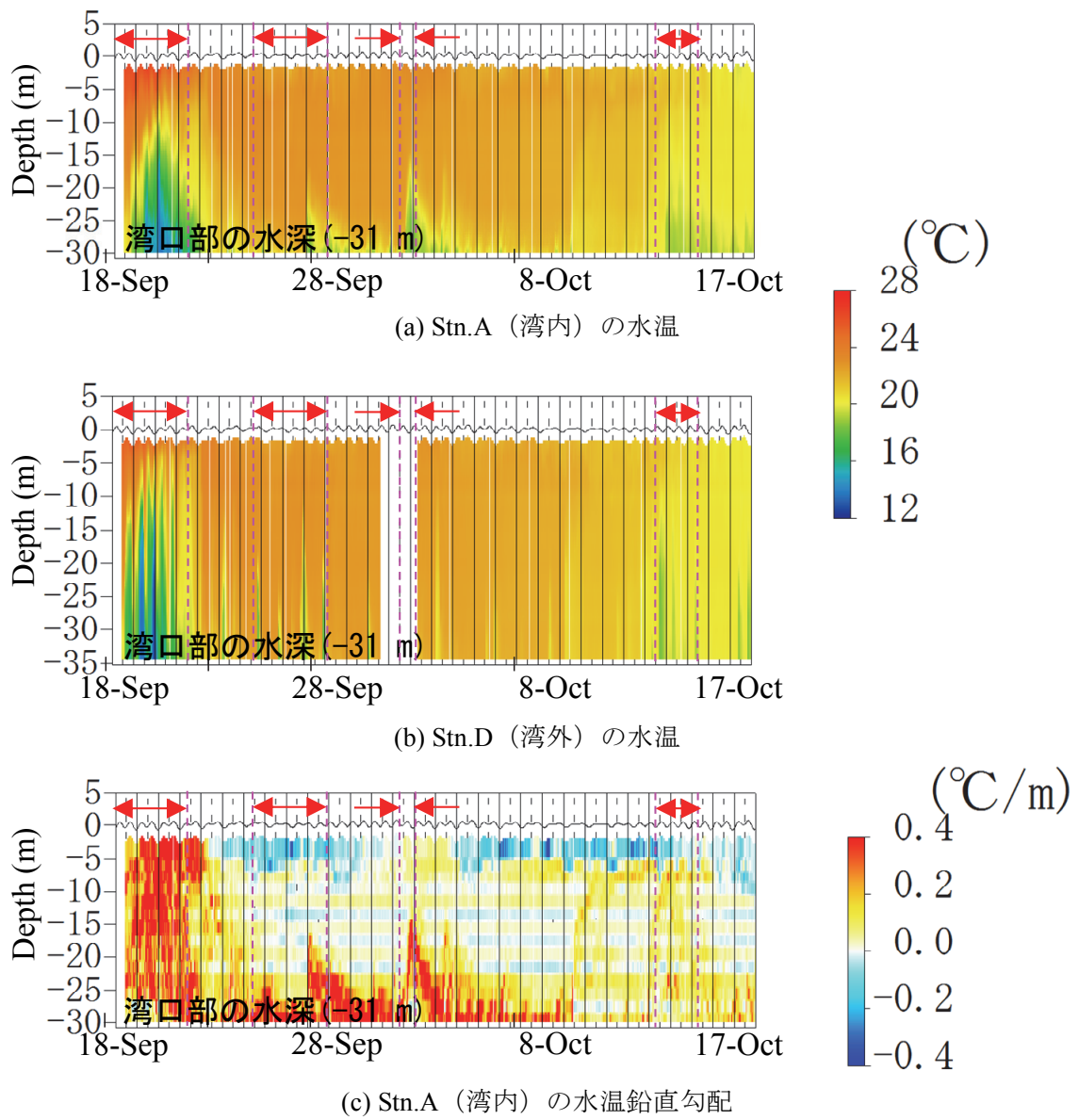


図-2.6 2012年9月18日から10月17日のイソプレット (a) Stn.A(湾内)の水温, (b) Stn.D(湾外)の水温, (c) Stn.A(湾内)の水温鉛直勾配

湾口部で観測された流速断面図を図-2.7 に示す。流速の正は湾内から湾外に向かう流速を、負は湾外から湾内に向かう流速を示す。観測を実施した10月2日と3日の14回の観測のうち、13回が図-2.7 (a)に示すように上層流出・中層流入・下層流出の3層構造を示していた。10月3日7:39~7:58の観測では、上層流出・下層流入の2層構造を示していた(図-2.7 (b))。このような流れは図-2.3 に示す流速のイソプレットとも対応している。

即ち、図-3 に示す長い期間で上層と下層で流出し、中層で流入する3層構造を示す。時折下層で20 cm/s程度で湾外から湾内へ流入しており、このような時は上層で流出する流れを示す。

上記を踏まえた2012年の海水交換の概念図を図-2.8 に示す。しばしば湾外から湾内下層に侵入する低水温(高密度)の水塊は、3日程度で湾外へ流出する。このため、湾外に出現する低水温(高密度)の水塊は、湾内下層に侵入する。

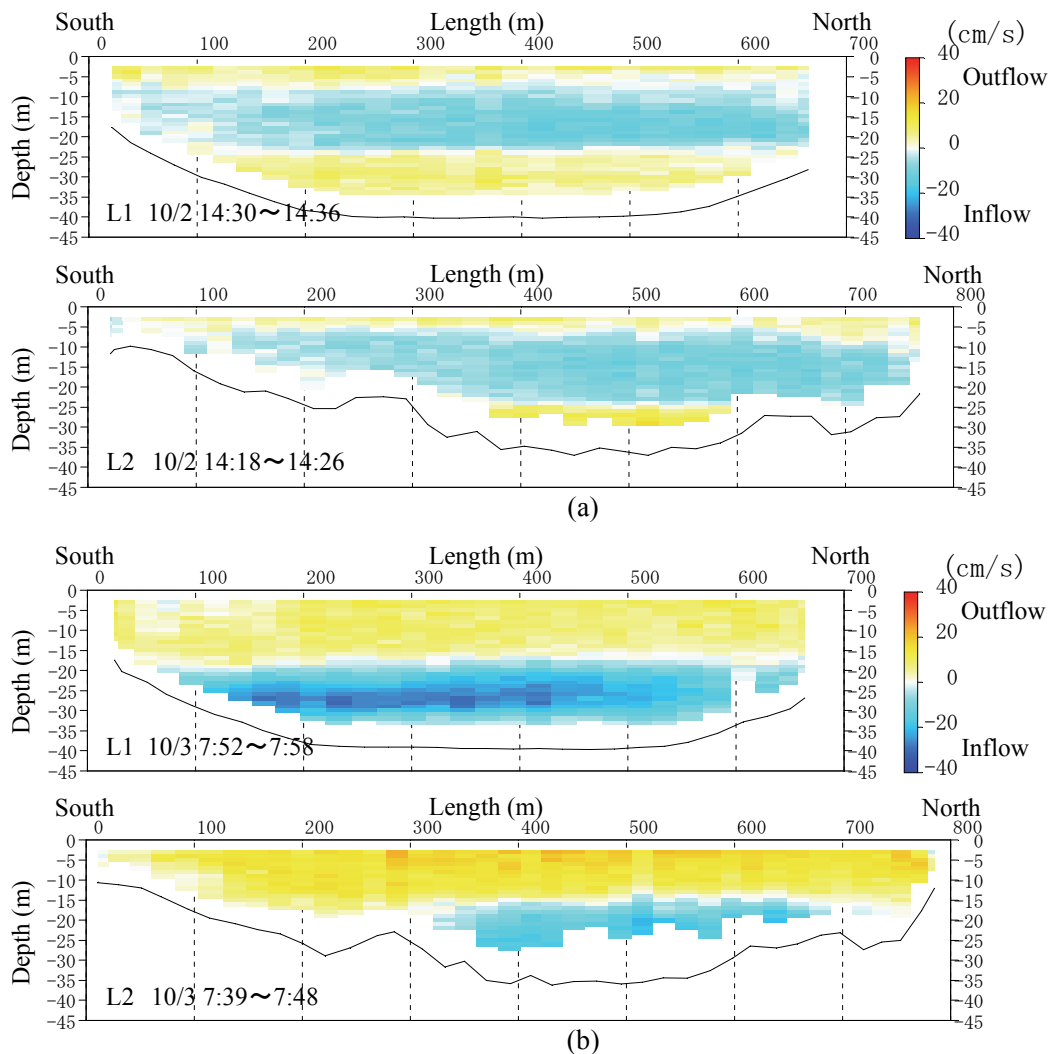


図-2.7 湾口部の流速断面図. (a) 10月2日 14:18~14:36 , (b) 10月3日 7:39~7:58.

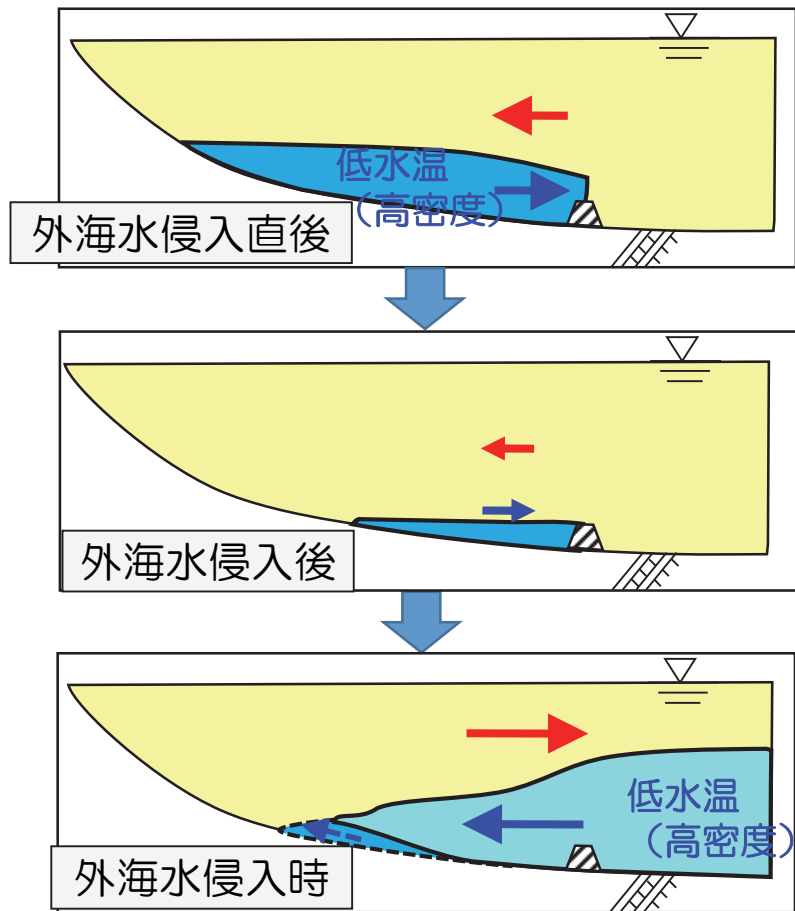


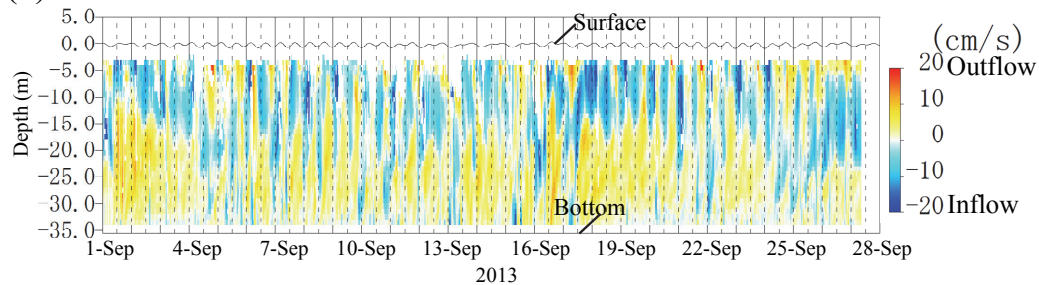
図-2.8 2012年の海水交換の概念図

(2) 2013年の湾外水の侵入効果

2013年9月のStn.Cにおける湾軸方向の流速のイソプレットを図-2.9(a)に示す。2012年の流況と同様に下層で湾外から湾内へ流入していた期間（9月4日～7日，9月9日～9月10日，9月13日，9月15日～17日，9月20日～9月22日，9月24日）があり，その後中層で湾外から湾内に流入し下層で湾内から湾外に流出している期間が継続していた。

2013年9月のStn.Aにおける水温，塩分， σ_t ，DO濃度の時系列を図-2.9(b)に示す。下層で湾外から湾内に流入していた期間のタイミングで，2012年と同様にStn.Aの下層の水温は低下し， σ_t は上昇，DO濃度は上昇していた。その後の中層で湾外から湾内に流入し，下層で湾内から湾外に流出していた期間にStn.Aの下層の水温は徐々に上昇し， σ_t は徐々に低下していた。このような機構が働き，2013年も2012年と同様に下層のDO濃度が高い状態で維持されたと考えられる。

(a) Stn.C



(b) Stn.A

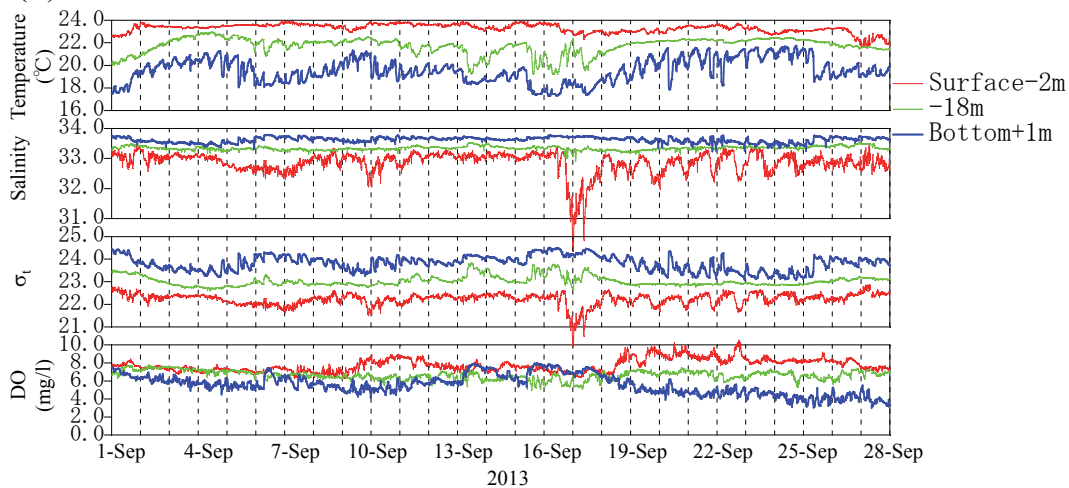


図-2.9 2013年9月1日から9月27日にかけてのStn.Cにおける湾口断面に直交する向きの流れを正（北から時計回りに101°の方向の流れを正）にとった流速とStn.Aの水温，塩分， σ_t ，DO濃度の時系列。(a) Stn.Cにおける流速のイソプレット，(b) 湾内(Stn.A)における水温，塩分， σ_t ，DO濃度の時系列

(3) 震災前との水質変化の要因

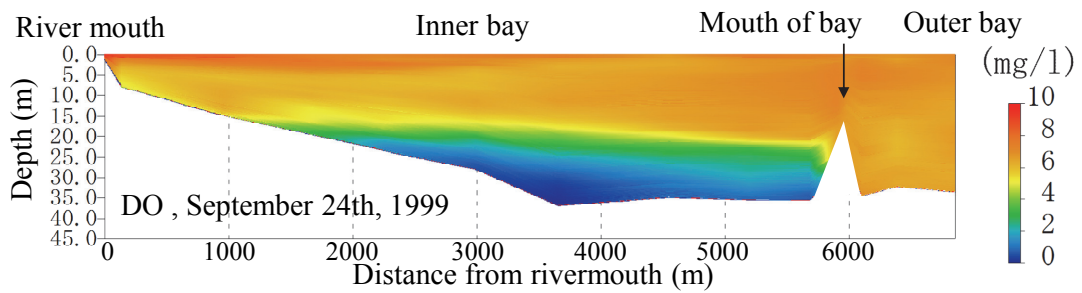
Okada and Nakayama⁴⁾による 1999 年 9 月 24 日の湾奥部から湾外にかけての DO 濃度の縦断面図と 2011 年津波による湾口防波堤の倒壊後の 2012 年 9 月 19 日の湾奥部から湾外にかけての DO 濃度の縦断面図を図-2.10 に示す。1999 年の DO 濃度は、湾内の中層から下層にかけて大規模な貧酸素水塊が形成されていた。一方で、2012 年の DO 濃度では湾内に貧酸素水塊は形成されていなかった。

Okada and Nakayama⁴⁾によって得られた 1998 年 9 月 1 日から 9 月 30 日にかけての湾内の Stn.A と湾外の Stn.D₁₉₉₈ の水温をもとに作成した水温のイソプレットと水温鉛直勾配のイソプレット(Stn.A)を図-2.11 に示す。水温鉛直勾配は、図-2.6 と同様に深さ 1 m あたりの水温変化を示す。水温イソプレットをみると湾内 (Stn.A) のマウンドの天端高さ (-16 m) より下層に低水温 (高密度) の水塊が常時存在しており、24 m 以深は常時 16 °C 以下であった。このため、湾内 (Stn.A) の水温鉛直勾配のイソプレットをみるとマウンドの天端高さ付近の水深に水温躍層が常時存在していた。Okada and Nakayama⁴⁾や岡田ら⁵⁾が示したように湾外 (Stn.D₁₉₉₈) では、2012 年と同様に中層から下層の水温低下がみられるタイミング (9 月 4 日から 9 月 11 日、9 月 20 日から 9 月 23 日) がみられ、これらの水温低下は基礎マウンド高さ (-16 m) を超えていたため、マウンドを越えて湾内に流入していたと推察される。しかし、湾内 (Stn.A) 下層の水温はあまり変化していなかった。マウンドを越えて湾内に侵入したと推察される湾外 (Stn.D₁₉₉₈) の水塊の水温は湾内 (Stn.A) 下層の水温よりも高かったため、湾内中層の等密度面に侵入し、湾内 (Stn.A) 下層まで到達しなかったと推察される。

岡田ら⁵⁾と上記を踏まえた 1998 年 (震災前) の海水交換の概念図を図-2.12 に示す。湾内のマウンドの水深 (-16 m) より深い水深に常時水温の低い水塊が存在する。このため、しばしば湾外に出現する低水温 (高密度) の水塊は、マウンドを越えて湾内に侵入しても、湾内の等密度面に侵入し、湾内下層に侵入しない。

2011 年津波による湾口防波堤の倒壊により、湾口部の開口部面積は 3,200 m² から 17,800 m² に変化し、湾口部の水深が 16 m から 31 m まで深くなった。2012 年と 2013 年の観測で湾内下層の DO 濃度が高い状態に維持されていた要因は、震災前よりも湾口部面積が広くなったこと (特に湾口部の水深が深くなったこと) で、湾外にしばしば出現した湾内よりも低水温 (高密度) の水塊が湾口部を通過して湾内に侵入しやすくなったことと、湾内に流入した低水温 (高密度) の水塊がその後湾外に流出しやすくなったことが要因にあげられる。

(a) Before the collapse of the breakwaters



(b) After the collapse of the breakwaters

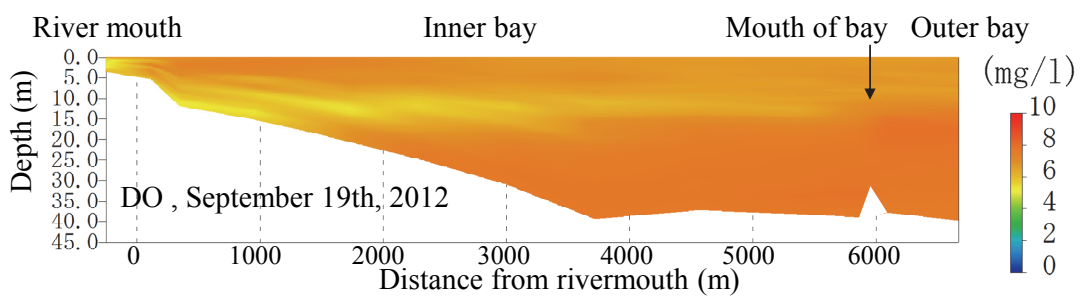


図-2.10 湾奥部から湾外にかけてのDO濃度の縦断面図. (a) 1999年9月24日の分布⁴⁾,
(b) 2012年9月19日の分布

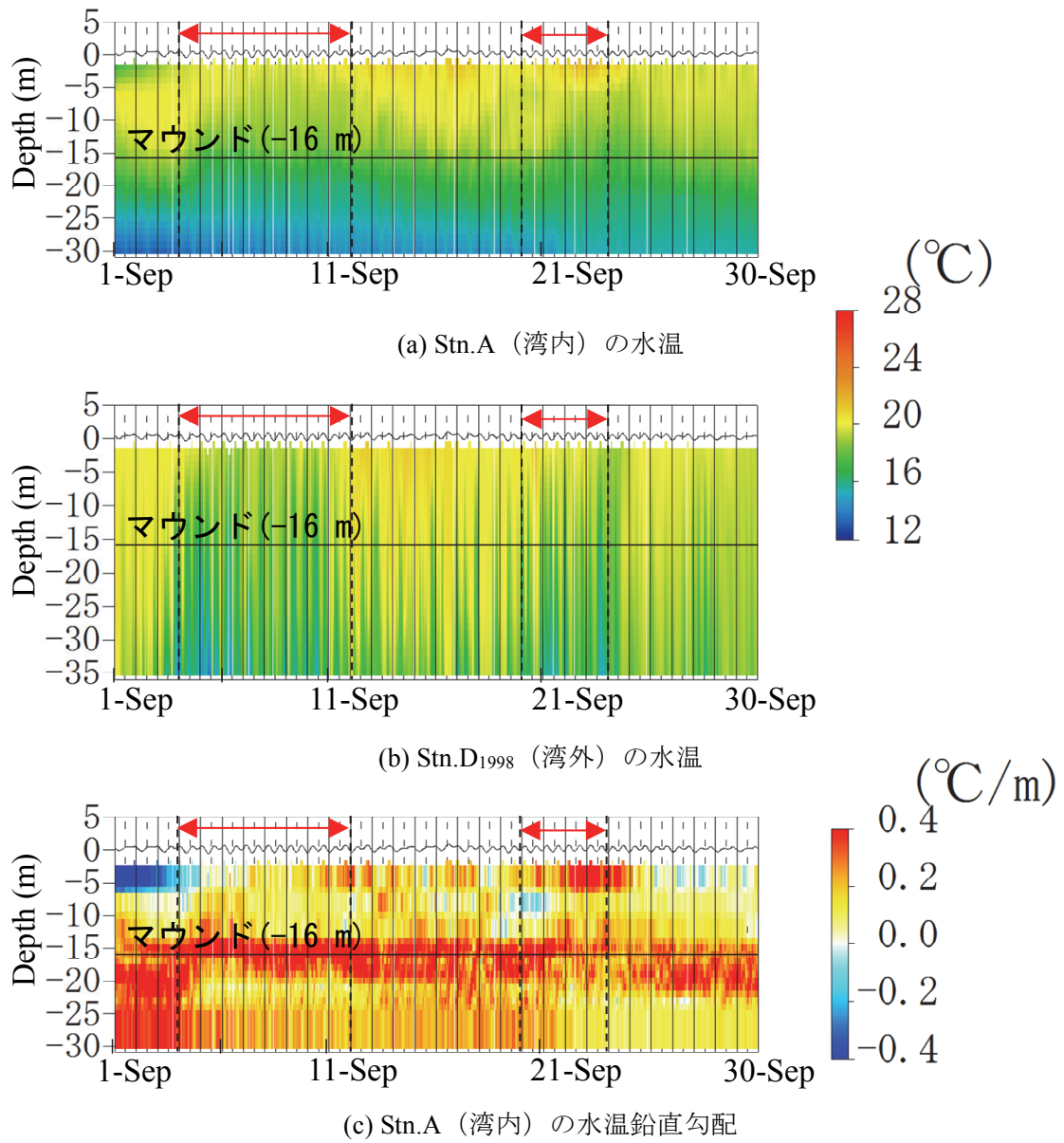


図-2.11 1998年9月1日から9月30日のイソプレット (a) Stn.A (湾内) の水温, (b) Stn.D₁₉₉₈ (湾外) の水温, (c) Stn.A (湾内) の水温鉛直勾配
 (Okada and Nakayama⁴)によって得られた湾内・湾外の水温をもとに作成)

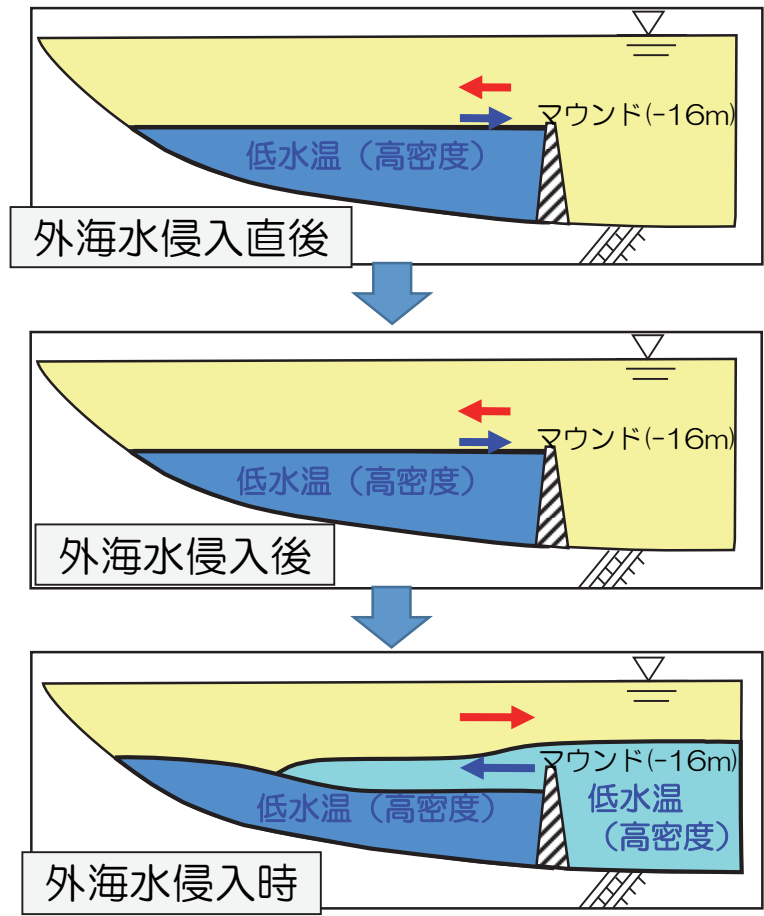


図-2.12 1998年（震災前）の海水交換の概念図

2.3. 2011年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化のモデル化

2.3.1. 数値シミュレーション

前節の検討で湾外からの低水温で高いDO濃度の水塊の断続的な侵入が大船渡湾の水質に重要であることがわかった。そこで、数値シミュレーションは、大船渡湾及び湾口部を詳細に地形近似して、鉛直循環と湾外水の侵入の効果も表現した3次元のシミュレーションと鉛直循環と湾外水の侵入の効果も表現できる鉛直2次元のシミュレーションを行った。前者は、海水交換と水質を時空間的に高精度に再現することを目指し、後者は、鉛直循環と湾外水の侵入効果という主要なプロセスを考慮し、地形は簡略化することで、3次元シミュレーションでは計算時間やモデルパラメータ設定等の制約から容易に再現することのできない湾内の水質の季節変化を再現することを目指した。

(1) 3次元シミュレーション

3次元シミュレーションの計算条件を表-2.1に示す。流動モデルは、岡林ら⁶⁾と同じ静水圧を近似した3次元マルチレベルモデルを用いた。このモデルは、潮汐・潮流、平均流（潮汐残差流、吹送流、密度流）ならびに水温・塩分を計算する。支配方程式は連続の式、3次元運動方程式および水温・塩分の移流・拡散方程式とし、水平渦動粘性係数および水平渦動粘性係数はスマゴリンスキー型、鉛直渦動粘性係数および鉛直渦拡散係数はリチャードソン数の関数型を用いた。水質モデルは、中田⁷⁾の浮遊系の低次生態系モデルを用いた。

計算範囲は、湾外を150m、湾内を50m、湾口部を10m格子で近似し、3領域同時計算を行った。鉛直方向には、水温の成層構造を再現するために32層に分割した（図-2.13）。

流動モデルを用いた流況シミュレーションと水質モデルを用いた水質シミュレーションは、別々に計算した。即ち、潮流、平均流、水温・塩分を対象とした流況シミュレーションを先に行い、全格子・水質計算の全ステップでの流速、水位、水温・塩分を保存しておき、後でそのデータを使い、水質シミュレーションを行った。

再現期間は、湾内外で水質連続観測が実施されている被災後の2012年の9月24日から10月14日とした。計算条件は、以下のように与えた。

- a) 潮汐は、Matsumoto et al.⁸⁾による全球モデルの結果をもとに主要4分潮による毎時の推算値を開境界で与えた。平均水位は、気象庁URLで公開されている大船渡の毎時の潮位偏差を使用した。
- b) 河川流量は、盛川権現堂の毎時の流量（岩手県提供）を参考に、大船渡湾に流入する8河川（盛川、須崎川、後の入川、小細浦川、船河原川、大立川、清水川、砂子前川）（図-2.16）を比流量により求め、時系列で与えた。
- c) 海面応力は、大船渡（気象庁）の毎正時の風向・風速を時系列で与えた。
- d) 海面熱収支は、大船渡（気象庁）の気温、蒸気圧、雲量、風速、海面気圧と仙台（気象庁）の全天日射量を時系列で与えた。

- e) 水質の初期条件は，観測値が得られているものは観測値を参考に設定した．
- f) 水質の境界条件は，湾外の Stn.D で連続観測が実施されている水温，塩分，DO 濃度は，湾外 (Stn.D) の観測値を参考に開境界の値を設定した．具体的には，湾外の Stn.D と開境界とは 5 km 以上離れていることと，外海水侵入のイベントは湾外から湾内へ伝わってくるため，湾外観測地点(Stn.D)と開境界の距離を考慮して 5 時間の位相差を設定し，観測値よりも 5 時間早めた値を与えた．また，湾内での再現性を考慮して試行錯誤により観測値を補正した値を開境界に設定した．**図-2.14** に湾外の Stn.D の観測値の水温と開境界で与えた水温のイソプレットを示す．**図-2.15** に湾外の Stn.D の観測値の塩分と開境界で与えた塩分のイソプレットを示す．その他の項目も離散的でも観測値があるものは，観測値を参考に設定した．

表-2.1 3次元シミュレーションの計算条件

使用モデル	<ul style="list-style-type: none"> ・静水圧近似3次元マルチレベルモデル⁶⁾ ・広域と狭域を同時計算する多領域結合計算 ・富栄養化などを考慮した低次生態系モデル⁷⁾ 	
対象範囲	大船渡湾全体を包括する範囲	
鉛直層分割	32層	
外力条件	潮汐・河川流入・気象（海上風、日射）・水温・塩分を考慮	
計算項目	流況：潮流、平均流、水温・塩分 水質：溶存酸素、化学的酸素要求量、総窒素、総リン	
タイムステップ	流況：0.3 s	
	水質：3.0 s	
境界条件	潮汐	全球モデル ⁸⁾ の主要4分潮を考慮
	河川	盛川の比流量により大船渡湾に流入する8河川を考慮
	気象	海面応力及び海面熱収支を考慮（風向・風速，気温，蒸気圧，海面気圧，日射量，雲量の毎正時値）
	水質	初期条件・開境界条件を設定。水温，塩分，DO濃度は，湾外の連続観測の値を参考に設定。
再現期間	2012年9月24日～10月14日	

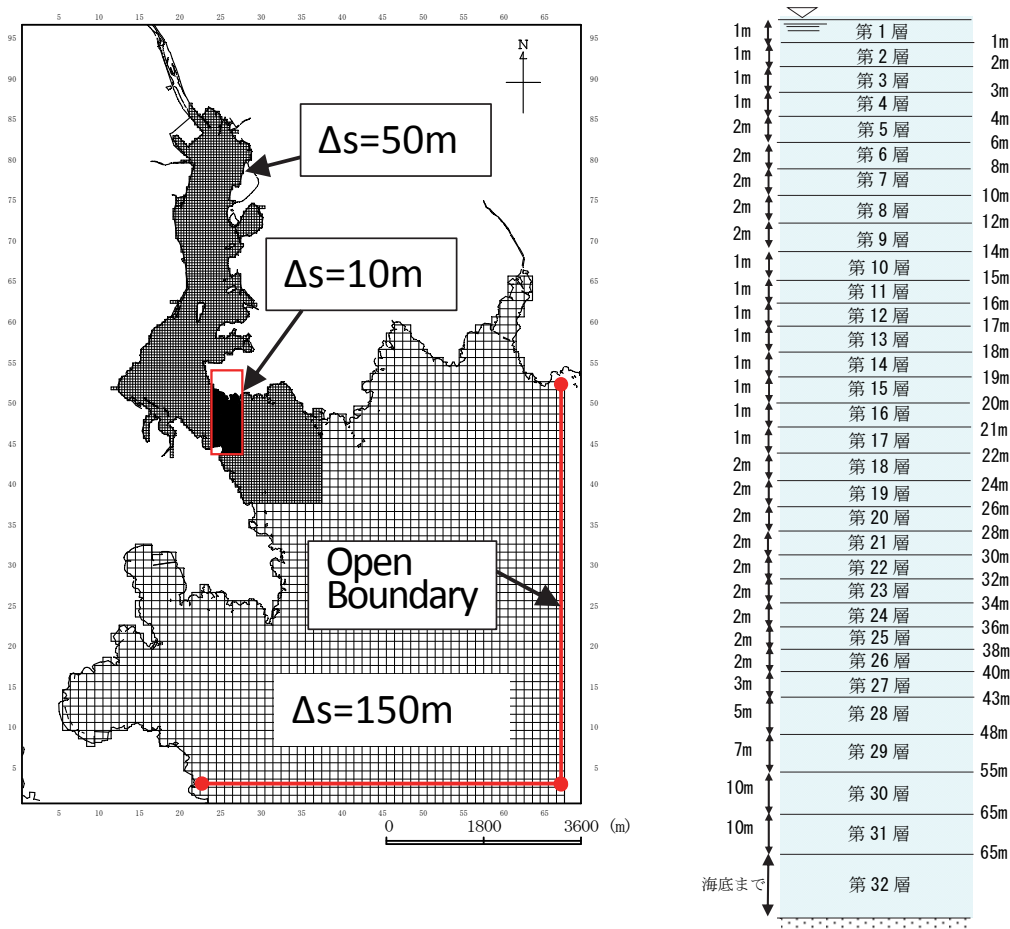


図-2.13 3次元シミュレーションの水平・鉛直分割

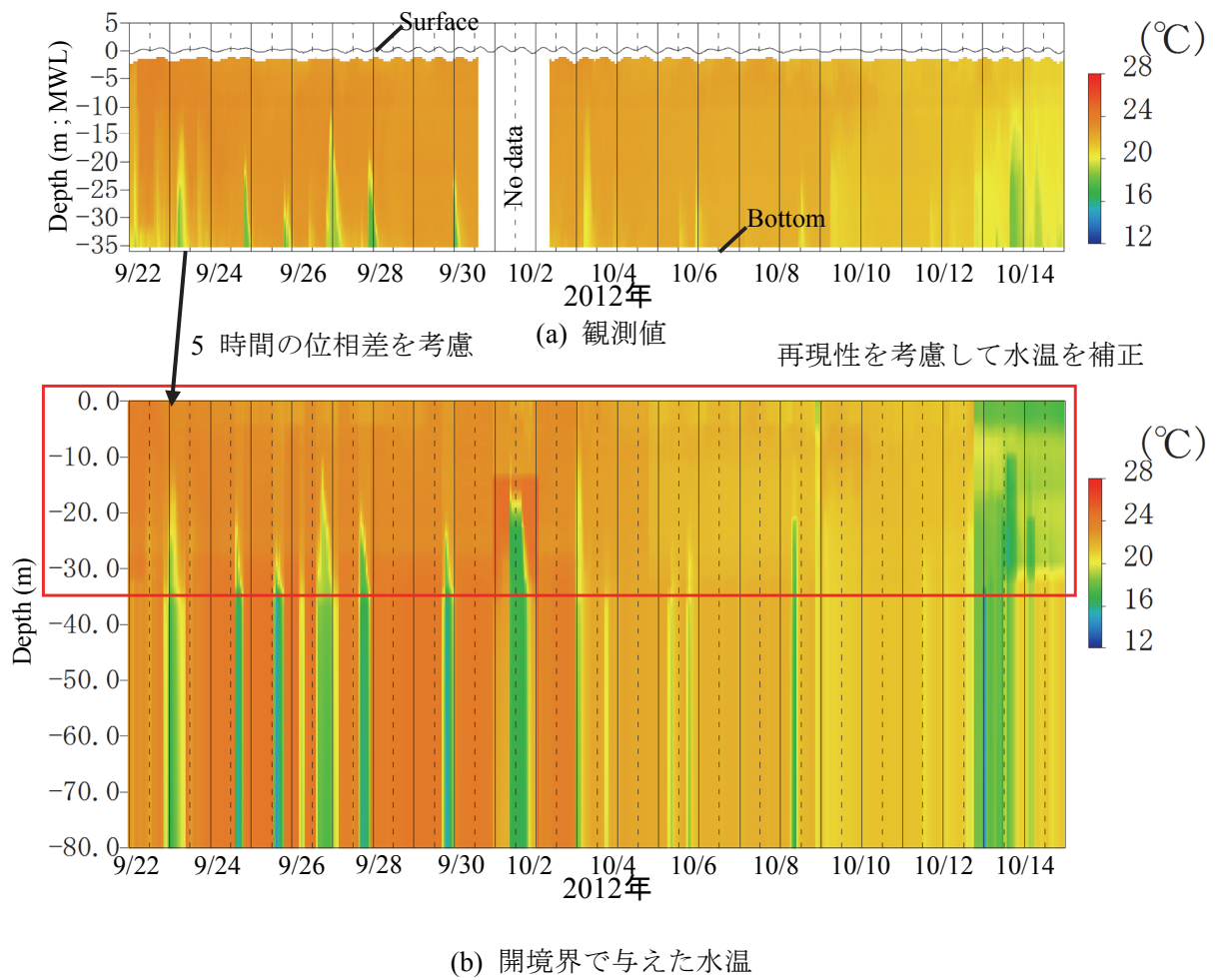
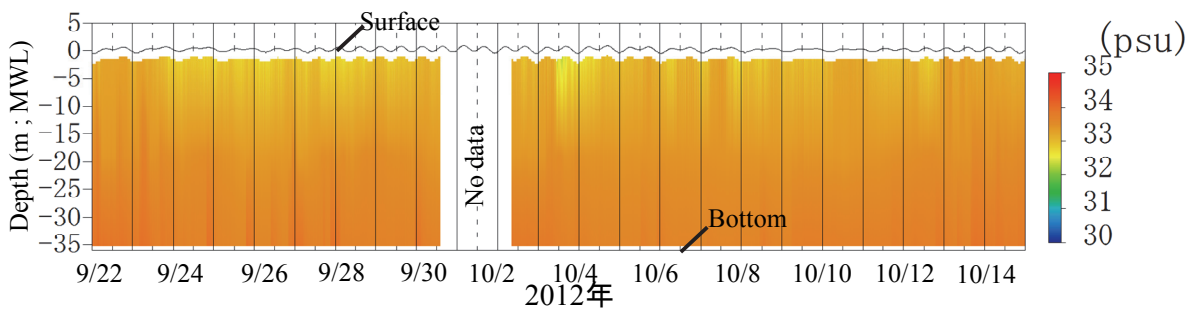
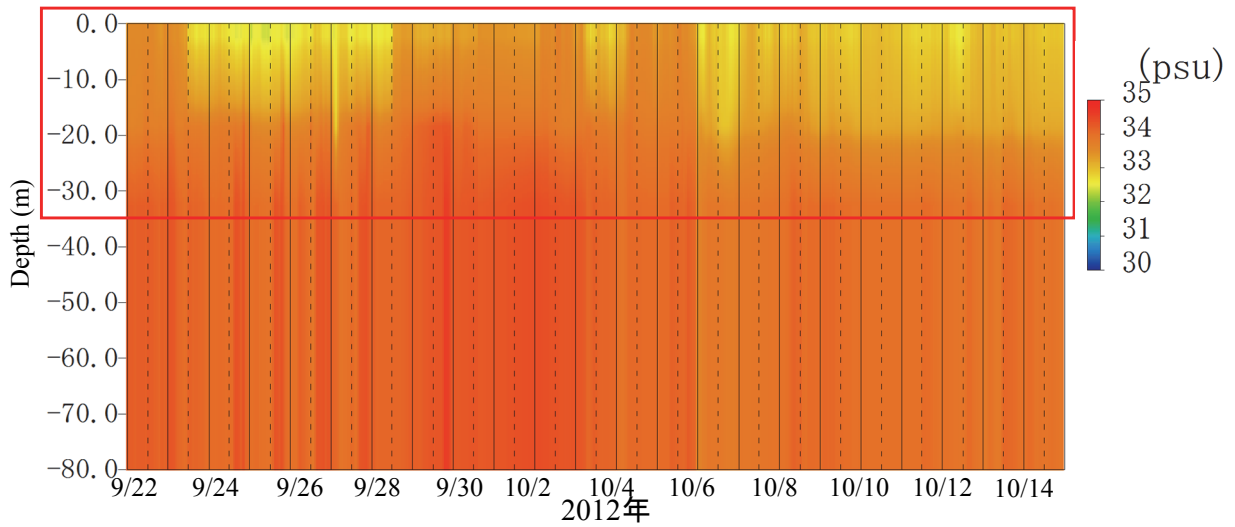


図-2.14 湾外 (Stn.D)で観測された水温と開境界で与えた水温のイソプレット



(a) 観測値

再現性を考慮して塩分を補正



(b) 開境界で与えた塩分

図-2.15 湾外 (Stn.D)で観測された塩分と開境界で与えた塩分のイソプレット

(2) 鉛直 2 次元シミュレーション

鉛直 2 次元シミュレーションの計算条件を表-2.2 に示す。使用したモデルは、MEL1D-MB モデル⁹⁾である。このモデルは、広域的、長期的な視点で水質変動を再現するために作成されたモデルであり、鉛直 1 次元モデルを水平方向に連結したモデル構成となっている。このモデルは、静水圧近似された NS 方程式と水温、塩分の移流拡散方程式、水質に関する低次生態系モデルを組み込み、ボックスで積分することで流れ、水温・塩分、DO 濃度を再現するモデルである。古川ら⁹⁾はこのモデルを用いて東京湾の水温、塩分、DO 濃度の季節変化を再現している。また、高尾ら¹⁰⁾は、このモデルを用いて 2002 年の東京湾の海水交換について検討を行っている。さらに、岡田ら¹¹⁾は、このモデルを用いて瀬戸内海の栄養塩輸送について検討を行っている。このようにこのモデルは、大船渡湾に限らず適用可能なモデルである。

本研究では、対象とする大船渡湾が縦長の湾形状をしており、春季から秋季にかけて密度成層が発達するため、このモデルを鉛直 2 次元で適用した。即ち、湾外から湾奥にかけて水平方向には 9 つに分割し (図-2.16)、鉛直方向には図-2.17 に示すように 1m 間隔に深さ方向に 40 層に分割した。BOX1 と BOX2 の境界が湾口防波堤の位置に当たる。

再現計算は、湾口防波堤被災前の 2004 年 10 月から 2005 年 9 月と湾口防波堤被災後の 2011 年 11 月から 2012 年 10 月のそれぞれ 1 年間とし、次のような条件を与えた。

- a) 海面応力は、大船渡 (気象庁) の北西-南東の風速成分を時系列で与えた。
- b) 海面熱収支は、大船渡 (気象庁) の気温、蒸気圧、雲量、風速、海面気圧と仙台 (気象庁) の全天日射量を時系列で与えた。
- c) 河川流量は、盛川権現堂の流量 (岩手県提供) を参考に、大船渡湾に流入する 8 河川 (盛川、須崎川、後の入川、小細浦川、船河原川、大立川、清水川、砂子前川) (図-2.16) を比流量により求め、時系列で与えた。
- d) 潮汐は M_2 分潮の振幅を全域一様に与え、海面の昇降にみあうボックス間の流速を順圧に与えた。
- e) 開境界の水温と塩分は、図-2.18 に示す大船渡湾沖の JCOPE2 データ¹²⁾を基本にした。内部界面の変動に伴う外海水の侵入を表現するため、およそ月 3 回の頻度で下層に低水温・高塩分のイベントを与えた (図-2.19)。湾外で水温・塩分の連続観測が実施された 2012 年 9 月 18 日から 2012 年 10 月 23 日にかけては、観測値を境界条件に設定した。2004 年 10 月から 2005 年 9 月の開境界に与えた水温と塩分を図-2.20 に、2011 年 11 月から 2012 年 10 月の開境界に与えた水温と塩分を図-2.21 にそれぞれ示す。

表-2.2 鉛直 2 次元シミュレーションの計算条件

使用モデル	<ul style="list-style-type: none"> ・総合的内湾水質評価モデル (MEL1D-MB モデル) ⁹⁾ ・鉛直 2 次元ボックスモデルを水平方向に連結 ・ボックス間の移流・拡散に加え、生物・化学過程を計算 ・海水移動には、湾口津波防波堤による影響を考慮
対象範囲	大船渡湾全体を 9 領域に分割
鉛直層分割	40 層 (層厚 1m)
外力条件	潮汐・河川流入・気象 (海上風、日射)・水温・塩分を考慮
計算項目	水温・塩分、溶存酸素
タイムステップ	30 s
再現期間	季節変動を考慮した震災前後の 1 年間 2004 年 10 月から 2005 年 9 月 2011 年 11 月から 2012 年 10 月

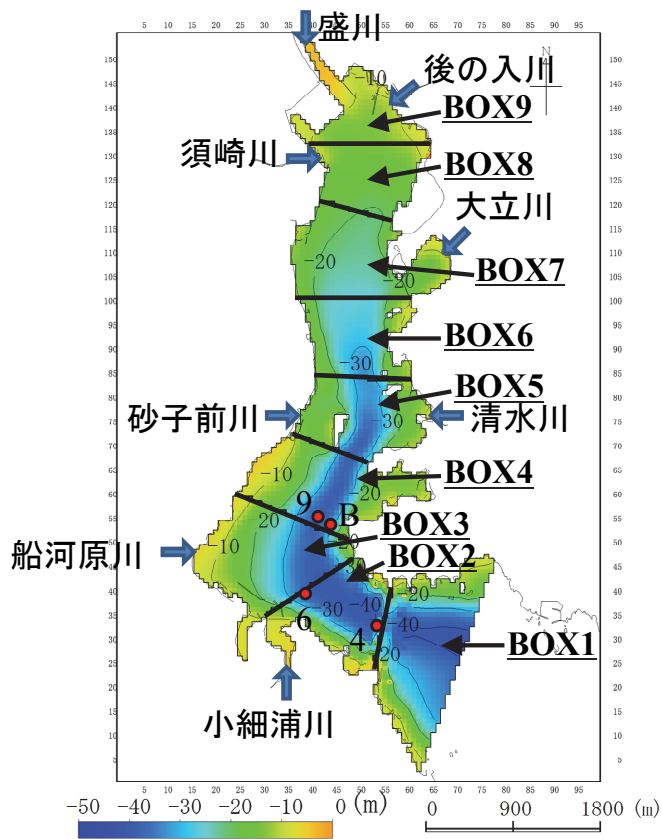


図-2.16 水平格子分割

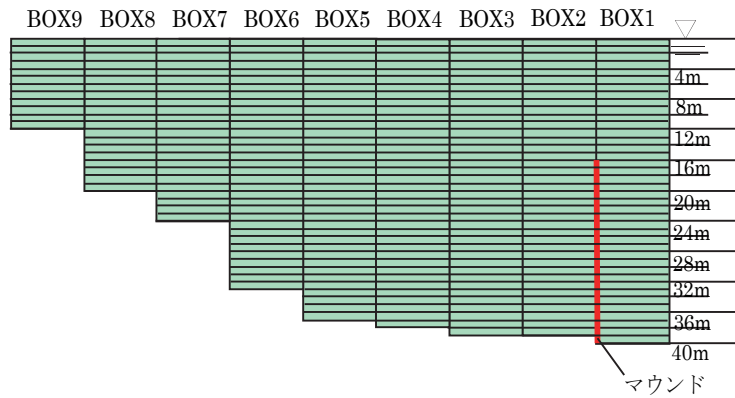
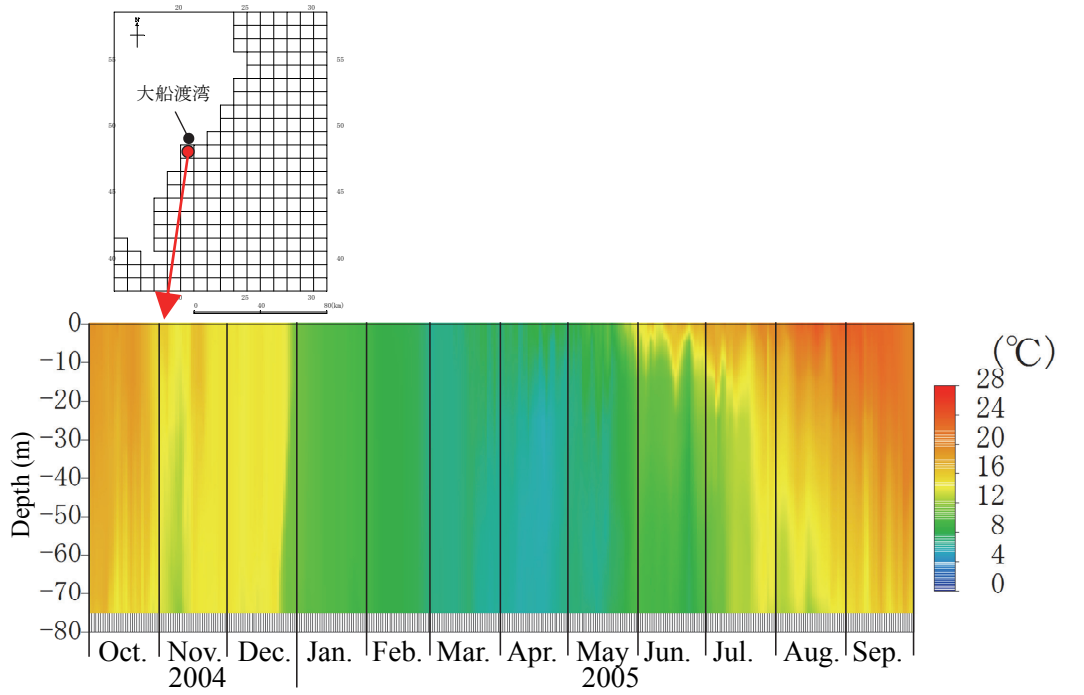
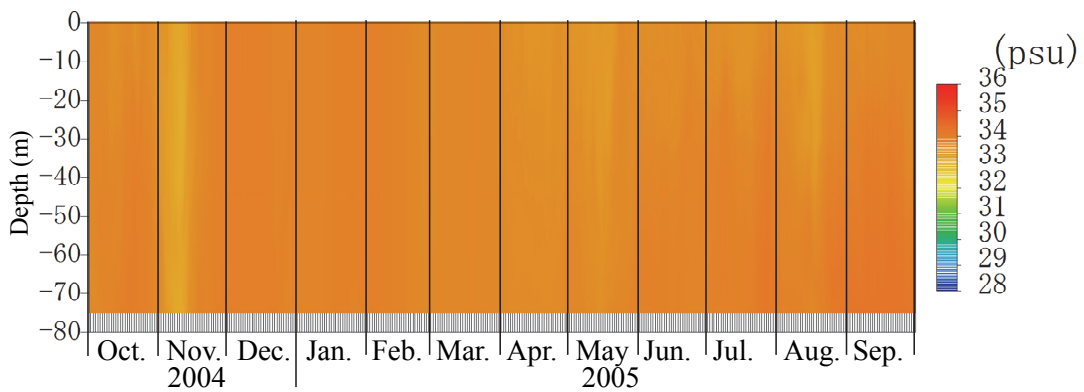


図-2.17 鉛直層分割



(a) 水温



(b) 塩分

図-2.18 沖側境界の設定に使用した大船渡沖における JCOPE2¹²⁾の水温・塩分

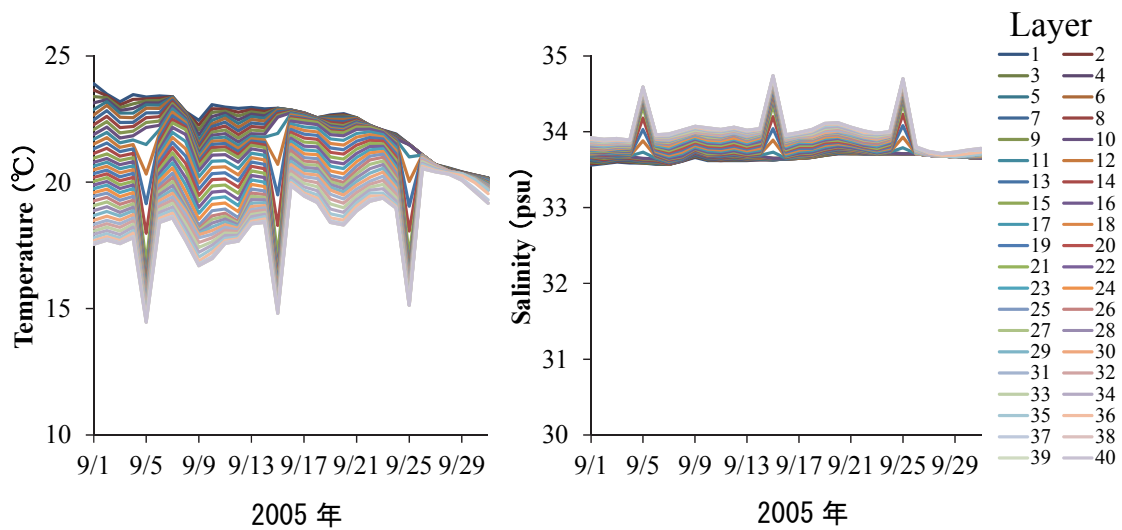
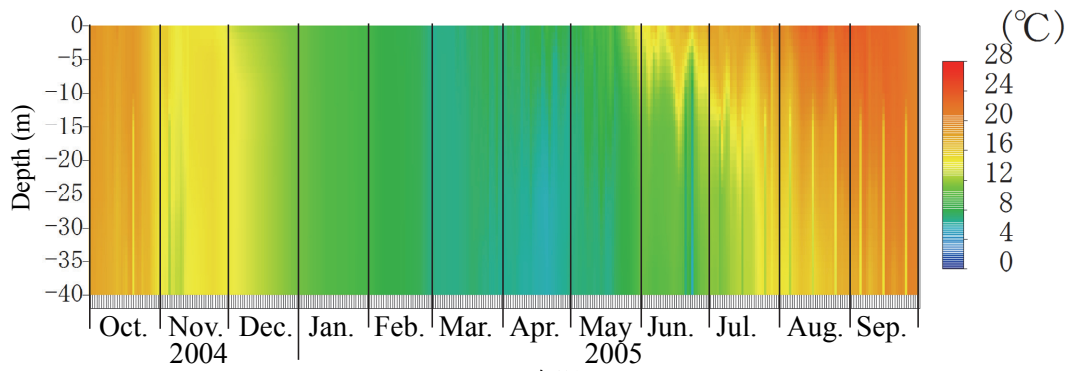
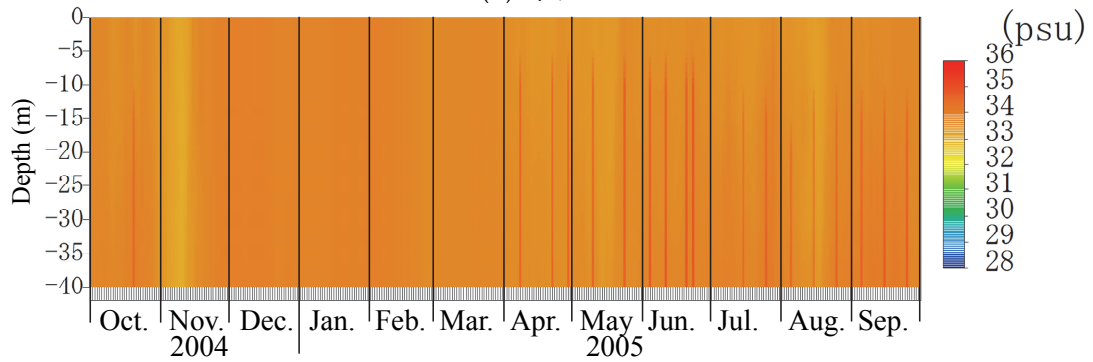


図-2.19 沖側境界に設定した低水温・高塩分のイベントの例

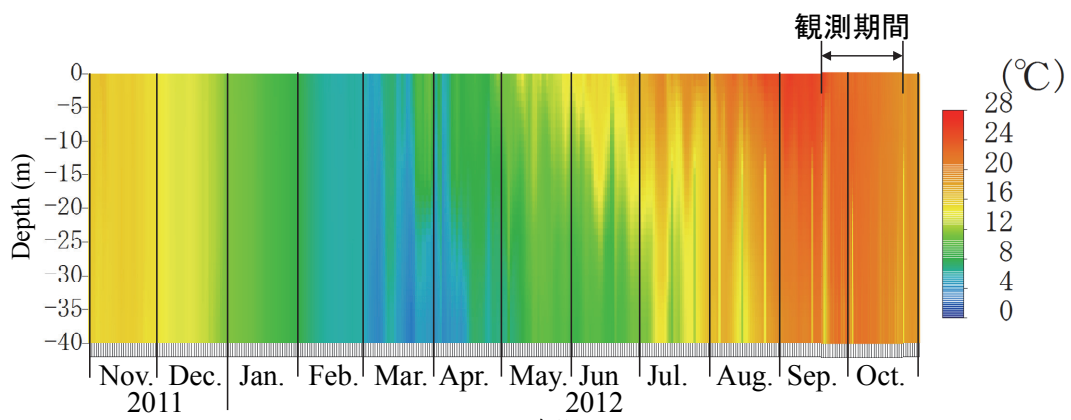


(a) 水温

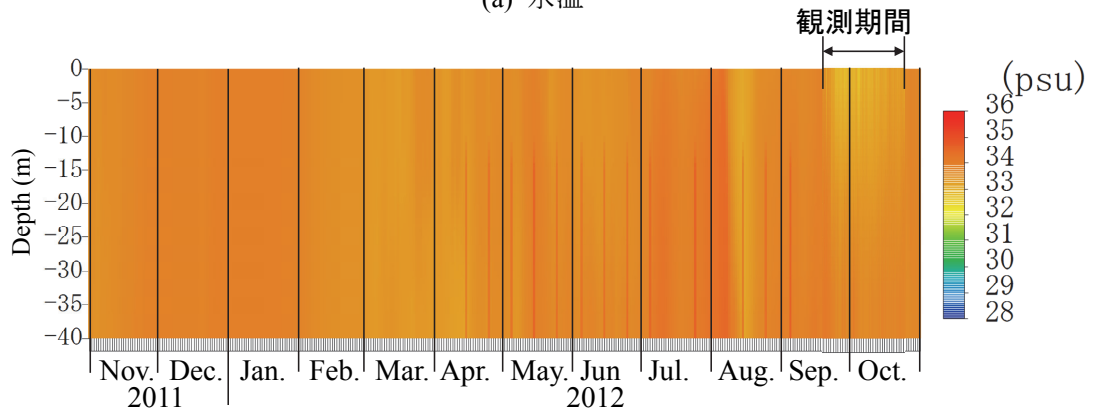


(b) 塩分

図-2.20 2004年10月から2005年9月の計算において開境界で与えた水温・塩分



(a) 水温



(b) 塩分

図-2.21 2011年11月から2012年10月の計算において開境界で与えた水温・塩分

2.3.2. 再現計算結果

(1) 3次元モデル

Stn.Bの海底上1mにおける水温とDO濃度の観測値と計算値の時系列を図-2.22に示す。同じ地点で作成した水温のイソプレットを図-2.23に示す。水温は、水深約30mよりも深い水深に水温の比較的低い状態が継続している点と中層から下層にかけて外海水侵入とともに突発的に低下する現象を再現した。DO濃度は、このような外海水侵入のタイミングで回復する傾向を示す点を再現した。10月1日から2日にかけての水温の変化とDO濃度の変化の程度が観測値とやや異なる理由は、この間は図-2.14及び図-2.15に示したように開境界の水温・塩分の設定に使用した湾外(Stn.D)の観測値が欠測していたため、開境界の水温・塩分を湾内の水温・塩分から推定せざるを得なかったためである。外海水が湾内に侵入した2012年10月13日における水温断面図の計算結果を図-2.24に示す。湾外の密度界面の上昇に伴い湾外に水温の低い水塊が出現し、この水塊が湾内の中層から下層に侵入する様子を示した。このときにDO濃度の豊富な湾外の水塊が湾内の中層から下層に侵入し、湾内のDO濃度が回復したと考えられる。

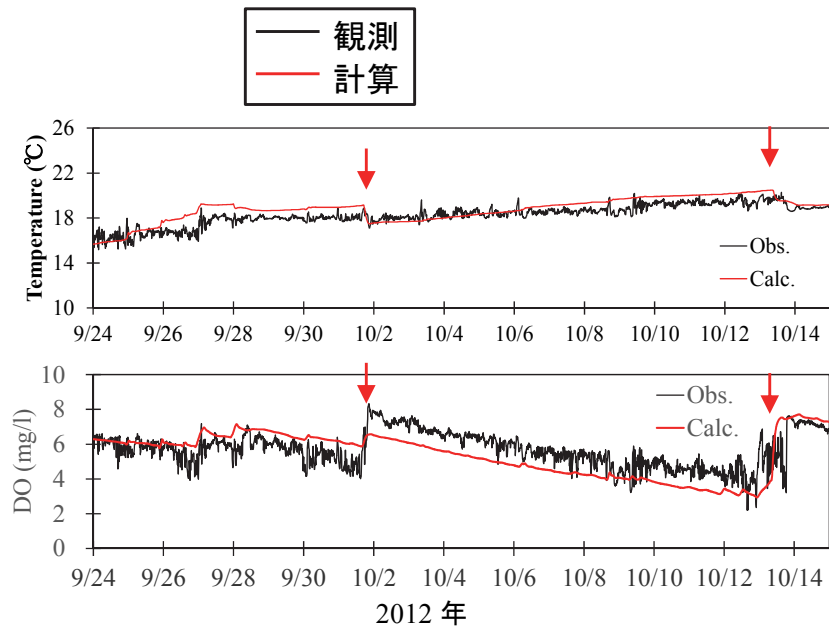


図-2.22 Stn.B 底上 1m の水温と DO の観測値と計算値の比較

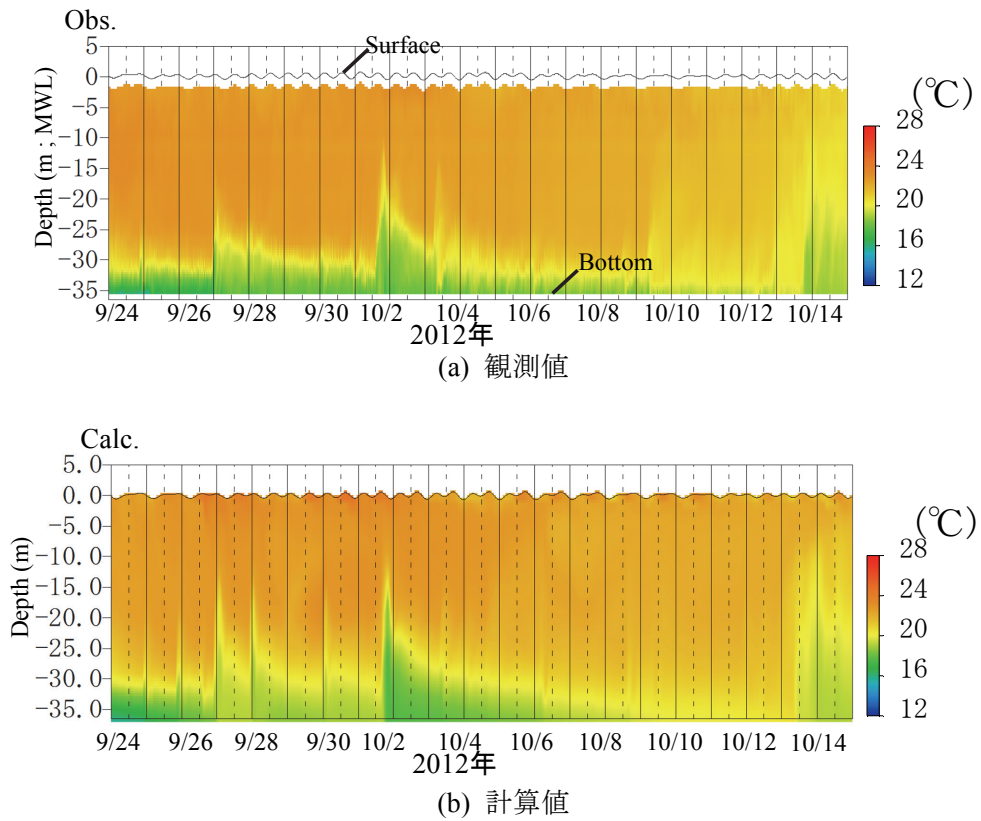


図-2.23 Stn.B の水温イソプレットの観測値と計算値の比較

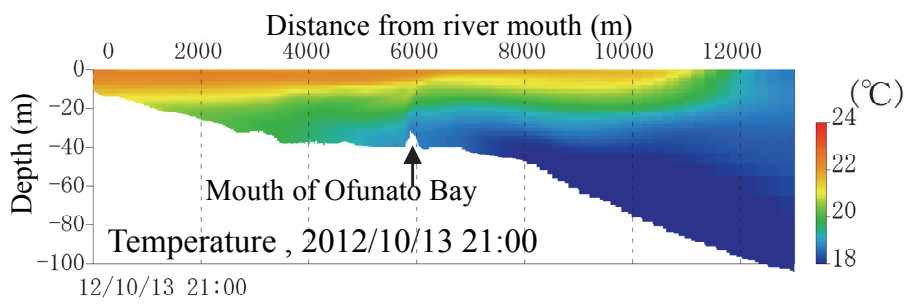
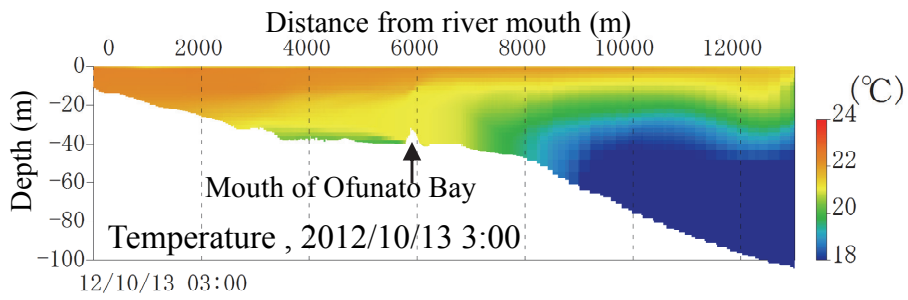
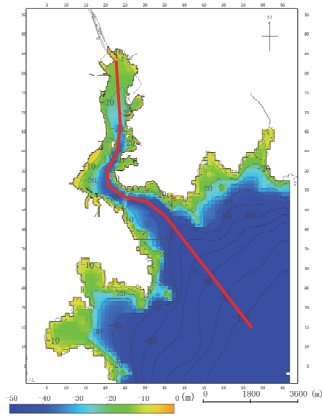


図-2.24 外海水侵入時の水温縦断面図

(2) 鉛直 2 次元ボックスモデル

a) 湾口防波堤被災前

図-2.13 に示す Stn.4 (水深約 36m) の海底上 0.5m に CT 計 (COMPACT-CT) と DO 計 (COMPACT-DOW) (いずれも JFE アドバンテック社製) を用いた水温, DO 濃度の連続観測が 2004 年 10 月から 2005 年 9 月にかけて実施されている。また, 図-2.16 に示す Stn.6 で鉛直分布メモリ濁度計 (ATU2000-PK ; JFE アドバンテック社製) と DO 計 (YSI 58 ; YSI Nanotech 社製) を用いた水温・塩分・DO 濃度の鉛直分布観測が 2005 年 8 月 11 日に実施されている¹³⁾。

Stn.4 の海底上 0.5m における水温, DO 濃度の観測値と計算値の比較結果を図-2.25(a)に示す。湾内下層の水温は, 3 月下旬から 4 月上旬に水温が最も低く, 10 月に最も高くなる様子を再現していた。DO 濃度は, 11 月から 6 月にかけて高く, 7 月以降に減少し 9 月から 10 月上旬にかけて無酸素に近い状態まで低下する様子を再現していた。

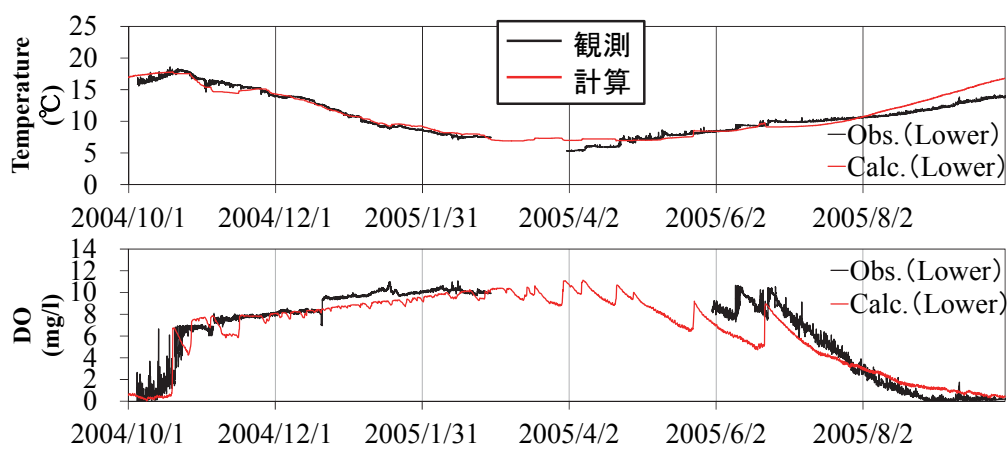
2005 年 8 月 11 日の Stn.6 の水温, 塩分, DO 濃度の鉛直分布の観測値との比較結果を図-2.26(a)に示す。水温は観測値と良く一致していた。塩分に関しては, 上層の塩分躍層の位置は合っていないが, 中層以深の値は良く一致していた。DO 濃度に関しては, 計算結果は高めだった。

b) 湾口防波堤被災後

図-2.16 に示す Stn.B (水深約 36m) の海底上 1 m で CT 計 (COMPACT-CT) と DO 計 (COMPACT-DOW) を用いて得られた 2012 年 9 月から 10 月にかけての水温, 塩分, DO 濃度の観測値との比較を図-2.25(b)に示す。水温, DO 濃度ともに観測値の時系列を再現していた。

また, 図-2.16 に示す Stn.9 で 2012 年 10 月 4 日に多項目水質計 (AAQ-RINKO) (いずれも JFE アドバンテック社製) を用いて得られた水温・塩分・DO 濃度の鉛直分布データとの比較を図-2.26(b)に示す。水深 30m 付近に水温躍層が形成され底層水の水温が低下している現象や全層に渡って DO 濃度が高い様子を再現していた。

2005 年 8 月 11 日 (被災前) および 2012 年 10 月 4 日 (被災後) の湾奥から湾外にかけての水温の断面図を図-2.27 に示す。被災前および被災後ともに湾口部の水深 (マウンド高さ) を境に湾内側下層に水温の低い水塊が存在する現象を示した。同じ日の DO 濃度の断面図を図-2.28 に示す。水温と同様に湾口部のマウンドを境に湾内下層の DO 濃度が低下する現象を示した。また, 被災前と比べて被災後の DO 濃度は高くなることを示した。

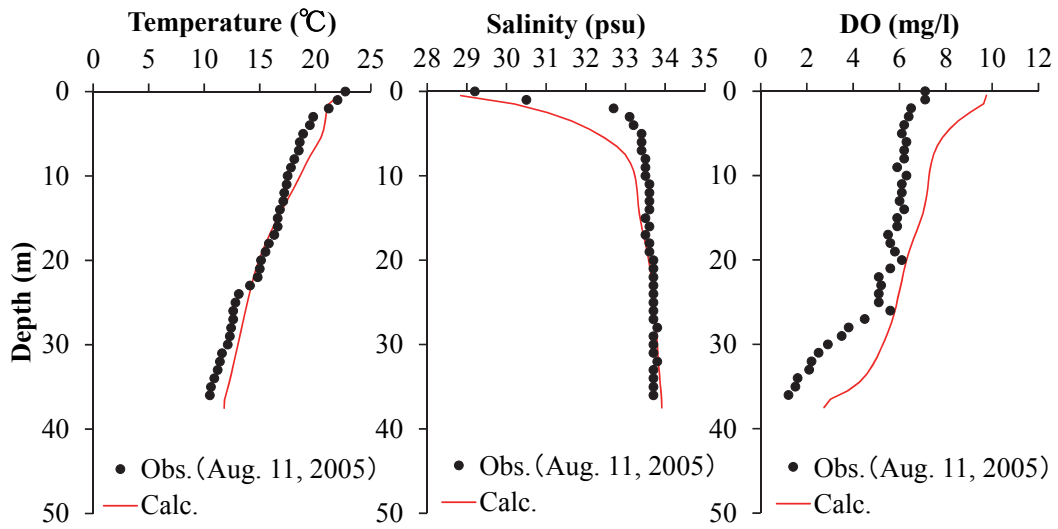


(a) 被災前の Stn.4

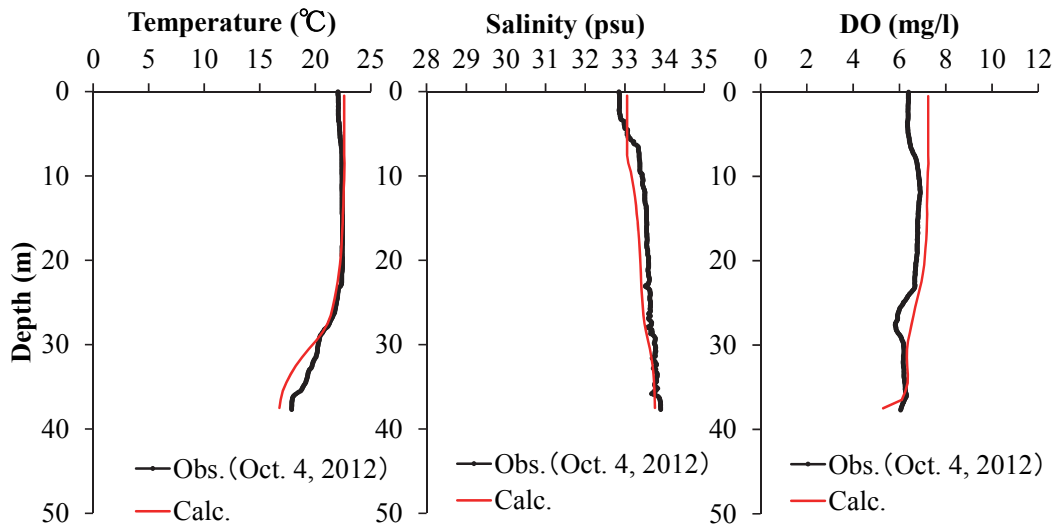


(b) 被災後の Stn.B

図-2.25 下層の水温・DO濃度の再現時系列

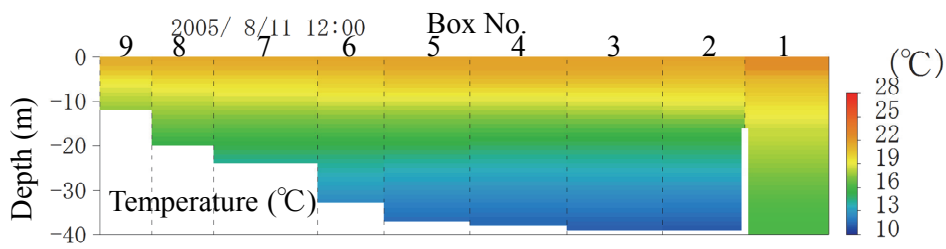


(a) 2005年8月11日の Stn.6

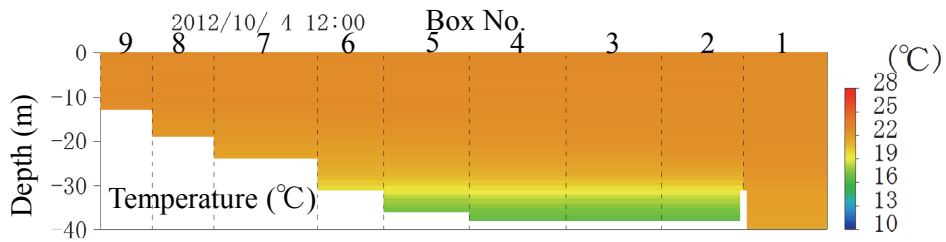


(b) 2012年10月4日の Stn.9

図-2.26 水温・塩分・DOの鉛直分布の観測値と計算値の比較

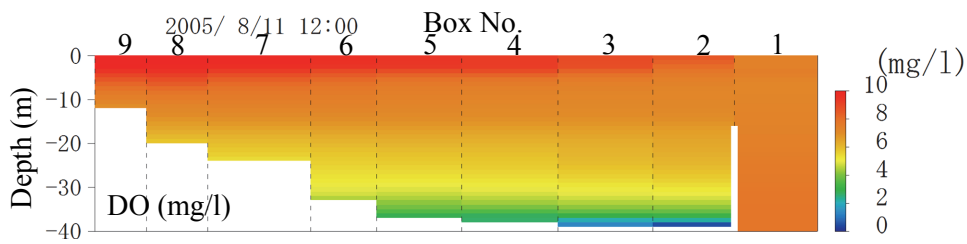


(a) 2005年8月11日

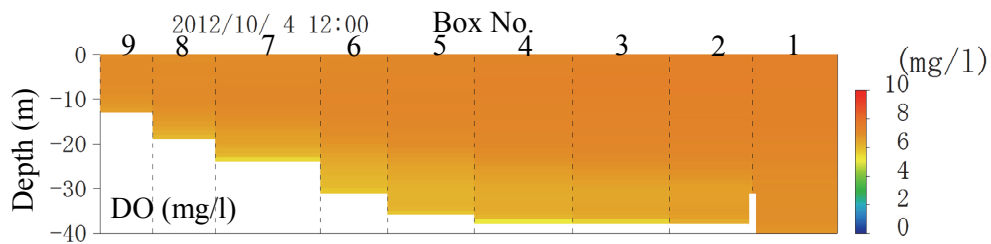


(b) 2012年10月4日

図-2.27 2005年8月11日と2012年10月4日の水温縦断面図



(a) 2005年8月11日



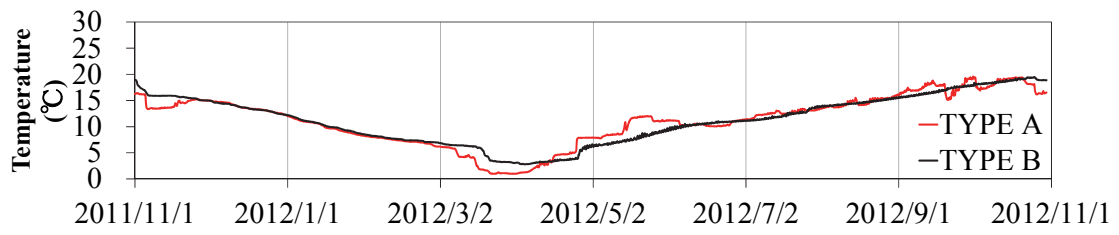
(b) 2012年10月4日

図-2.28 2005年8月11日と2012年10月4日のDO縦断面図

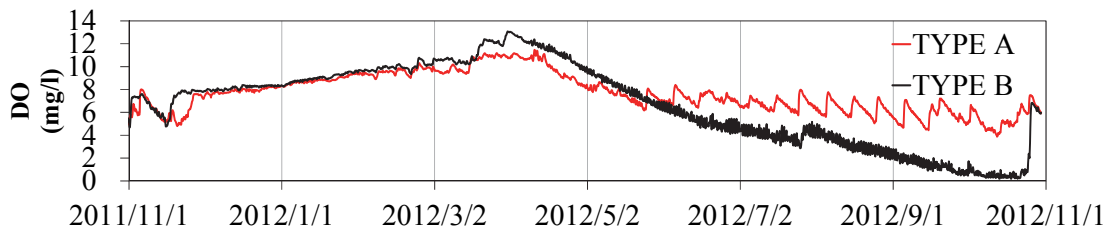
2.3.3. 湾口防波堤の水質環境への影響

被災前後による湾口防波堤の有無が外海水の湾内への侵入に与える効果と湾内の水質環境に与える影響を確認するため、湾口防波堤被災後の再現計算（以後 TYPE A）と同じ計算条件を用い、被災前の地形（以後 TYPE B）で計算を行った。

図-2.29 は、BOX5 の底層の水温・DO 濃度の時系列である。TYPE A の水温・DO 濃度は時間変化が大きく、外海水侵入時のタイミングで DO 濃度が回復していた。一方、TYPE B の水温・DO 濃度は時間変化が小さく、成層期の DO 濃度は無酸素まで低下していた。図-2.30 は、TYPE B の 2012 年 10 月 4 日の水溫の断面図を示す。TYPE A の結果は図-2.27 に該当する。湾口部マウンドの水深（-16m）を境に湾内下層に水溫の低い水塊が存在していた。図-2.31 に外海水侵入時の水溫の断面図を示す。TYPE B は、マウンドの高さを超える外海水のみが湾内に侵入するものの、湾内下層に水溫の低い水塊が留まっているため、外海水が湾内の中層に侵入する傾向を示した。TYPE A は、外海水が湾内の下層に侵入する傾向を示した。このように、湾口部マウンドの高さが高いほど、外海水が湾内下層に侵入し難くなり、湾内下層の海水が滞留する結果として DO 濃度の低下につながっていると推察される。



(a) 水温



(b) DO 濃度

図-2.29 TYPE A (防波堤被災後の地形) と TYPE B (防波堤被災前の地形) での湾中央 (BOX5) 下層の水温・DO の時系列

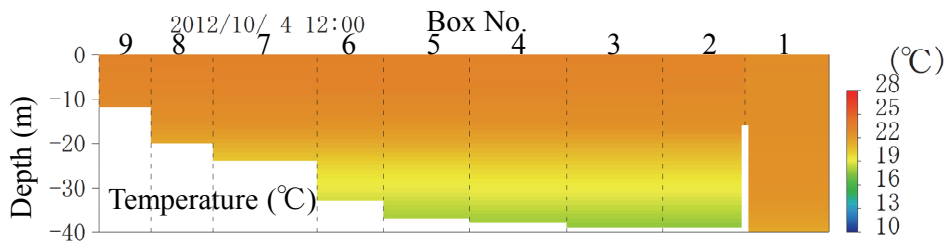
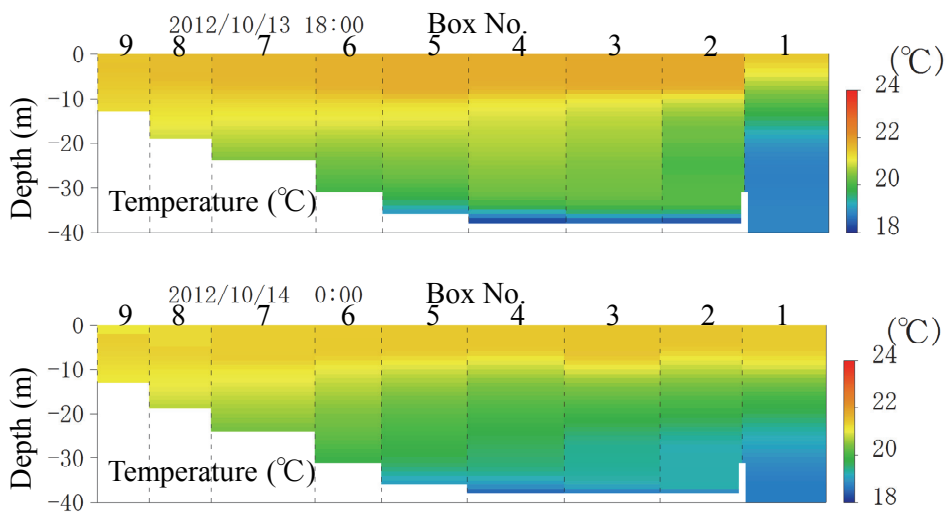
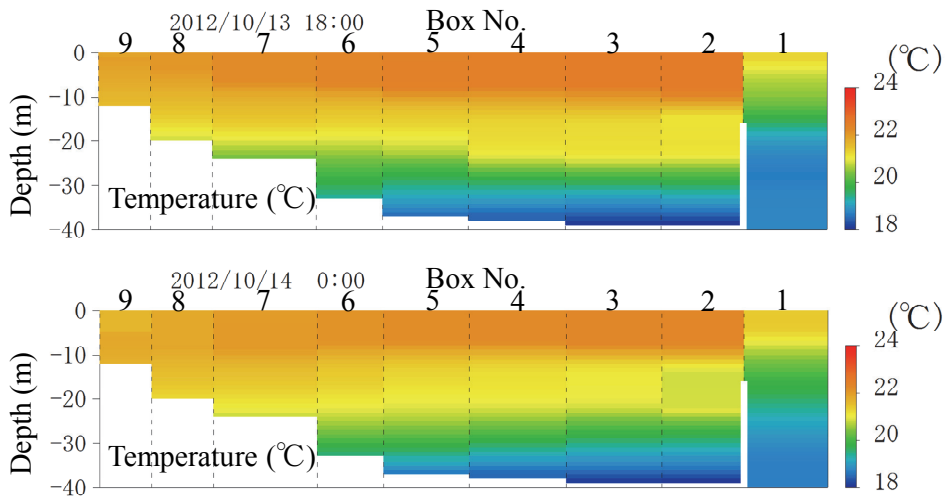


図-2.30 TYPE B (被災前地形) の成層期における通常時の水温断面分布



(a) TYPE A (被災後地形)



(b) TYPE B (被災前地形)

図-2.31 外海水侵入時の水温断面分布

2.4. まとめ

2.4.1. 2011年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化

2012年と2013年に実施した現地観測結果から、湾口防波堤が倒壊した2011年東北太平洋沖地震による津波後の湾内のDO濃度が高い状態に維持されていることを確認した。湾内下層のDO濃度が維持されている要因は、次によると考えられた。

湾外の湾口部水深にしばしば湾内よりも低水温（高密度）の水塊が出現しており、この湾外に出現する低水温（高密度）の水塊は、密度流として湾口部を通過して湾内中層から下層に侵入していた。即ち2012年と2013年の夏季の大船渡湾においても岡田ら⁵⁾が1998年から1999年の観測データから示したような湾外からの密度貫入による海水交換が確認された。これにより湾内下層に湾外からDO濃度が供給されることを確認した。また、湾内下層に侵入した低水温（高密度）の水塊は、その後下層から徐々に湾外に流出する。このことにより、湾内下層の水温は上昇し、密度も低下し、次の湾外水の侵入時に湾内下層に侵入し易くなっている。

このような湾内下層への断続的なDOの供給によって、湾内のDO濃度が長時間低下し続けることなく、高い状態が維持された。

2.4.2. 2011年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化のモデル化

3次元流況・水質シミュレーションとMELID-MBモデルを用いた鉛直2次元水質シミュレーションにより、津波前後の水質変化のモデル化を行った。

はじめに、3次元流況・水質モデルを用いて湾外にしばしばみられる湾内よりも低水温の水塊の湾内への侵入を詳細に表現した。この結果、湾口防波堤が倒壊したことで、この湾外低水温の水塊が湾内へ侵入しやすくなっていることを確認した。このことを踏まえ、この湾外低水温の水塊の湾内への侵入を考慮した鉛直2次元シミュレーションを用い、湾口防波堤被災前と被災後のそれぞれ1年間の水温、塩分、DO濃度を再現し、湾口防波堤の有無が湾内の水質に与える効果を確認した。行ったモデル化により、次のことが明らかとなった。

- a) 被災前は湾口部マウンドの存在により外海水が湾内に侵入しにくく、成層期の湾内下層に水温の低い水塊が滞留しているため、外海水が湾内の中層に侵入する傾向が強い。一方、被災後は湾口部マウンドが存在しないため、外海水が湾内の下層に侵入し易い。
- b) 成層期湾内のDO濃度は、DO濃度の豊富な外海水侵入時に大きく回復する。被災後は被災前と比べて外海水が湾内に侵入しやすくなっていることが、被災後に湾内のDO濃度を維持している要因の一つとなっている。

参考文献

- 1) 豊田政史, 日比野忠史, 細川恭史, 鶴谷広一: 大船渡湾における窒素・リン分布の季節変動特性, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.1061-1065, 1999.
- 2) 村上和男: 閉鎖性内湾域の海水浄化に係わる水理・水質環境に関する研究, 港湾技研資料, No.900, 142 p., 1998.
- 3) Okazaki M: 1990. Internal tidal waves and internal long period waves in the Sanriku coastal seas, eastern coast of northern Japan, La mer 28, pp.5-29, 1990.
- 4) Okada T, Nakayama K: Density Intrusion and Variation in Dissolved Oxygen Concentrations in a Bay with a Sill at Its Mouth, ASCE, J. Environ. Eng. 133(4), pp.447-453, 2007.
- 5) 岡田知也, 中山恵介, 日比野忠史, 細川恭史: 大船渡湾における湾外水の密度変動が湾内水環境に及ぼす影響の定量的評価, 港湾技術研究所報告, 第39巻, 第2号, pp. 73-98, 2000.
- 6) 岡林昭夫, 高橋吉弘, 柴木秀之, 高尾敏幸: 現地観測と3次元流動シミュレーションによる来島海峡の流況特性の解析, 海岸工学論文集, Vol. 55, pp.416-420, 2008.
- 7) 中田喜三郎: 生態系モデルー定式化と未知のパラメータの推定法ー(原著), J. Adv. Tech. Conf., Vol.8, pp.99-138, 1993.
- 8) Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe : Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model Around Japan, Journal of Oceanography, Vol.56, pp. 567-581, 2000.
- 9) 古川恵太, 中山恵介, 岡田知也, 宮野仁: 環境施策に資する内湾域の総合的な環境把握を目指した MELID-MB モデルの構築, 国土技術政策総合研究所研究報告, No. 1, pp. 1-16, 2001.
- 10) 高尾敏幸, 岡田知也, 中山恵介, 古川恵太: 2002年東京湾の海水の滞留時間とマルチボックス鉛直1次元モデルを用いた再現計算, 水工学論文集, 第48巻, pp.1243-1248, 2004.
- 11) 岡田知也, 高尾敏幸, 古川恵太: 広域的な視点による瀬戸内海の水質特性および流入負荷の影響割合に関する検討, 海洋開発論文集, 第24巻, pp.603-608, 2008.
- 12) 宮澤泰正, 小松幸生, 瀬藤聡: 数値海況予測システム JCOPE2 による黒潮・親潮混合域の再現性, 海と空, Vol. 84, pp.85-91, 2008.
- 13) 国土交通省東北地方整備局仙台港湾空港技術調査事務所: 負圧利用型海水交換実証実験調査報告書, 480p., 2004.

3. 長期的な水質変化とそのモデル化

3.1. 目的

大船渡湾（図-3.1）における1967年の湾口防波堤建設後の湾内の水質環境は、湾口防波堤基礎マウンドによる湾内下層の海水交換の低下による水温成層化と湾内への負荷量の増加も重なり、成層期の湾内下層の貧酸素化が顕在化した¹⁾。

閉鎖性の増加は、貧酸素水塊の形成といった湾内の水質の悪化につながる。例えば、中尾・松崎²⁾は、閉鎖度指標と平均溶存酸素飽和度とに明瞭な負の相関関係を認め、貧酸素水塊の発生海域が海域の閉鎖性の度合(閉鎖度指標)で多くが解釈できることを指摘した。

貧酸素水塊の形成の原因については、山室ら³⁾や柳⁴⁾による解説がある。山室ら³⁾は、底層に供給される酸素の量よりも有機物の分解によって消費される酸素の量が多くなることで貧酸素水塊が形成されることを述べており、貧酸素水塊形成の原因としては、底層への酸素供給の減少にかかわるものと、底層への有機物供給の増加にかかわるものの、大きく2種類が存在することを述べている。柳⁴⁾は、水塊内での酸素の消費速度が水塊内での酸素生産速度と水塊への水平・鉛直の酸素供給速度の和より大きい場合に、水塊中の溶存酸素濃度が減少して、貧酸素や無酸素に陥ることを述べている。

この章では、これまで大船渡湾でまだ検討されていない湾口防波堤建設後の長期的な水質環境の変化の有無とその要因の解明を目的とし、湾口防波堤建設（1967年）後にあたる1970年以降の約40年間の大船渡湾の水質データを収集・整理した。また、それらのデータを活用し、2章で作成した2011年東北地方太平洋沖地震津波前後のDO濃度を再現できるモデルを用い、1993年から2011年津波による被災後にかけての約20年間の湾内の水温、塩分およびDO濃度を鉛直2次元シミュレーションで再現し、被災前後の湾内の水環境の変化の特徴およびその要因について検討した。

さらに、長期的な水質変化のモデル化を目指して浮遊系の鉛直2次元シミュレーションに底生系のプロセスを加えた浮遊系-底生系のカップリングモデルを作成し、底質の時系列変化も考慮した長期間の湾内の水質を再現した。

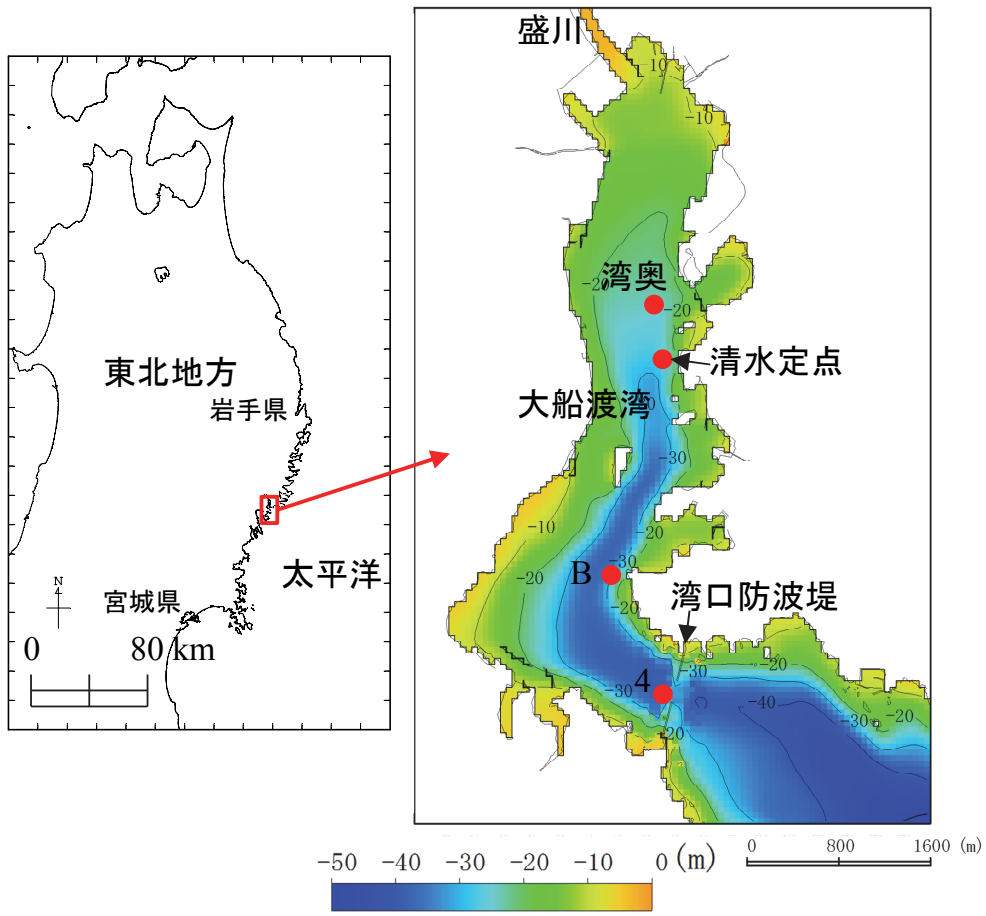


图-3.1 大船渡湾位置图

3.2. 水質の変遷とその再現

3.2.1. 大船渡湾の水質の変遷

(1) 水質の変遷

岩手県水産技術センターによって観測された湾口防波堤建設（1967年）後にあたる1970年以降の大船渡湾内における上層（0 m）と下層（約20 m）の水温、塩分、DO濃度、クロロフィルa濃度、NH₄-N濃度及びPO₄-P濃度の時系列を図-3.2に示す。図には2011年東北地方太平洋沖地震津波のあった2011年3月11日に破線を入れた。

1970年～1977年は図-3.1に示す湾奥（水深約22 m）で観測された値、1982年以降は清水定点（水深約24 m）で観測された値である。

水温、塩分およびクロロフィルa濃度の下層の水深は、20 mの値とした。DO濃度の下層の水深は、1977年以前は観測最下層に該当する水深20 mの値を、1982年以降も観測最下層に該当する水深22 mの値を用いた。これは、DO濃度は底泥での有機物の分解によるDO消費が作用するため、海底に近いほど値が低くなるためである。

水温は規則的な季節変化が卓越しており、水温成層が発達する高温期は上層の水温の方が下層の水温よりも5℃程度高いのに対し、鉛直混合が生じる低温期は上層と下層の水温がほぼ一致していた。

塩分は、上層と下層で大きく異なった。上層は河川および降雨による淡水供給により大きく変動していたのに対し、下層はほぼ一定であり、淡水供給の影響は下層までは達していない様子を示した。

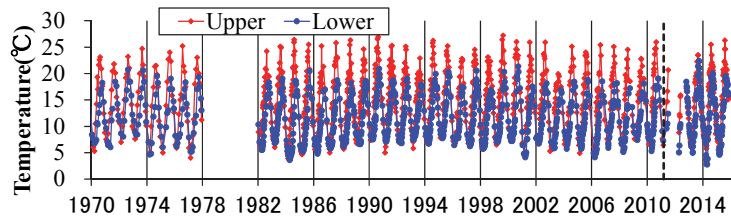
DO濃度は規則的な季節変化が卓越していた。上層は時々過飽和の濃度を示した。下層は季節に応じた増減を繰り返しており、DO濃度の回復期は毎年およそ10 mg/lまで回復していた。DO濃度の減少期は、年によってばらつきがあり、低い年は1 mg/l以下を示した。また、下層のDO濃度は、1987年前後が最も低く、その後は徐々に上昇していた。

クロロフィルa濃度は、下層よりも上層で高く、季節変動が確認された。

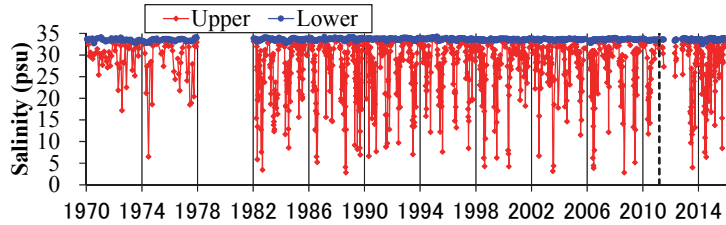
NH₄-N濃度は、規則的な季節変化が卓越していた。下層は、1987年前後が最も高く、その後は徐々に減少していた。

PO₄-P濃度は、規則的な季節変化が卓越していた。下層は、NH₄-N濃度と同様に1987年前後が最も高く、その後は徐々に減少していた。

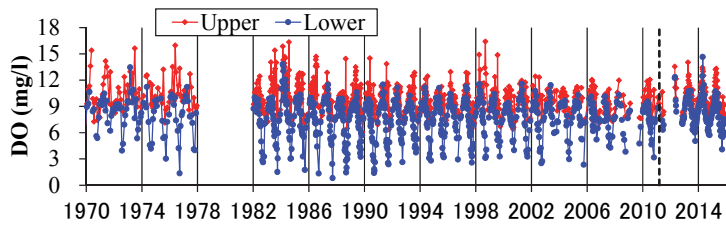
このことから、湾口防波堤建設（1967年）後の長期的な水質の変化としては、1987年前後に下層のDO濃度が最も低下し、下層のNH₄-NとPO₄-P（栄養塩類）は最も上昇していたことがわかった。



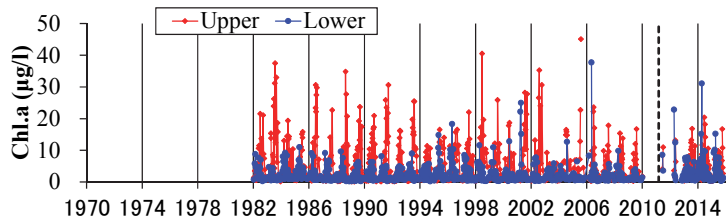
(a) 水温



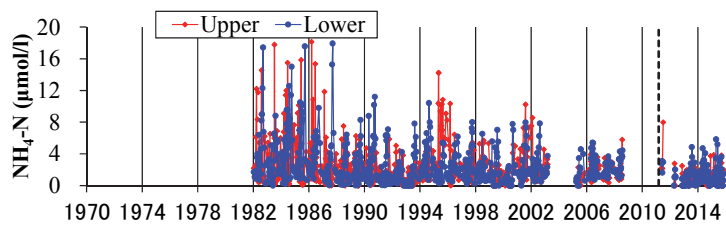
(b) 塩分



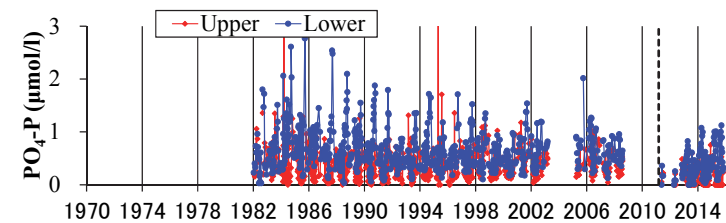
(c) DO



(d) クロロフィル a



(e) NH₄-N



(f) PO₄-P

図-3.2 清水定点における1970年以降の水温，塩分，DO濃度，クロロフィルa濃度，NH₄-N濃度及びPO₄-P濃度の経年変化（岩手県水産技術センター提供）

水温、塩分、DO濃度、クロロフィルa濃度、NH₄-N濃度及びPO₄-P濃度は季節変化が大きいため、成層期の下層のDO濃度が低い値を示した1987年の水温、塩分、DO濃度、クロロフィルa濃度、NH₄-N濃度及びPO₄-P濃度の季節変化を図-3.3に示す。上層の水温は、3月上旬から上昇し始め、8月に最大に達した後は徐々に低下していた。下層の水温は、5月に入って徐々に上昇し、10月上旬に上層の水温とほぼ一致し、その後減少に転じていた。上層の塩分は、降雨による周辺河川からの淡水供給で低下し、冬季は高く、下層とほぼ一致していた。下層の塩分は季節を通してほぼ一定であった。上層のDO濃度は、春季から秋季にかけて増加する他は大きな季節変化はなかった。下層のDO濃度は5月以降に減少し始め、9月に最も低くなり1mg/l以下まで低下していた。その後上昇し、水温・塩分の成層が消滅する11月に上層の値と同じになっていた。

クロロフィルa濃度は、春季から秋季にかけて極大値を示し、冬季は低い値を示した。

上層のNH₄-N濃度は、春季から夏季にかけて低下していた。下層のNH₄-N濃度は、7月以降に増加し始め、9月に最も高くなり20 µmol/lまで増加していた。その後減少しており、下層DO濃度の低下とほぼ逆位相で変化していた。

上層のPO₄-P濃度は、NH₄-N濃度と同様に春季から夏季にかけて低下していた。下層のPO₄-P濃度もNH₄-N濃度と同様に7月以降に増加し始め、9月に最も高くなり約3 µmol/lまで増加していた。その後減少しており、下層DO濃度の低下とほぼ逆位相で変化していた。

湾内下層は成層期に毎年貧酸素水塊が形成されていたことが確認された。そこで、この貧酸素水塊に着目した。図-3.4は、清水定点における下層のDO濃度の年最低値の時系列を示す。被災後の2011年以降はDO濃度が低下する成層期の値が存在しなかったため、被災前の2010年までの時系列を示した。清水定点においては、下層のDO濃度の年最低値は1970年から徐々に減少し、1987年に最も低くなり、その後上昇する経年変化を示していた。

(2) 負荷量の変遷

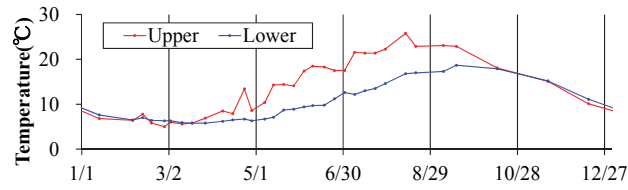
図-3.5は、国土交通省国土技術政策総合研究所⁵⁾が整理した2000年までのCODとTPの負荷量に対して国土交通省東北地方整備局仙台港湾空港技術調査事務所⁶⁾が2010年の負荷量を追加整理した結果である。

CODとTPの負荷量は、1970年をピークに減少していた。一方で、図-3.4に示す下層のDOの年間最低値は1987年に最も低い値を示しており、負荷量のピークの時期と下層のDOが最も低い時期とは10年から20年の遅れがみられた。このことから、流入負荷量が下層DOの直接的な低下の要因とは位置づけられない。また、大船渡湾内ではカキを代表とする養殖が盛んに行われてきており、これによる負荷が要因に挙げられるが、宮沢・早川⁷⁾がまとめたカキ、ホタテ、ホヤの養殖生産量は、1957年から1959年頃をピークに減少し、1987年頃は1/2以下まで減少（カキの生産量は1/3以下まで減少）していることから、湾内養殖による負荷が下層DOの直接的な低下の要因とは位置づけられない。

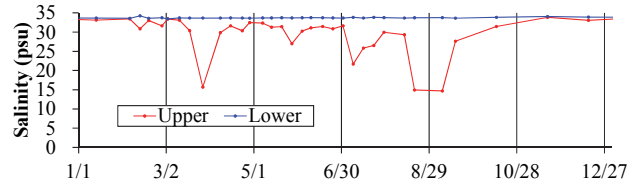
1987年頃にみられる下層DOの低下のひとつとして、負荷量の増大とともに負荷による窒素・リンおよび有機物が底質へ蓄積したことによる底質の変化が想定される。即ち、負荷

量が減少に転じてもそれ以前の負荷量によって底層に蓄積した窒素・リンが溶出することで汚濁が進行した可能性がある。

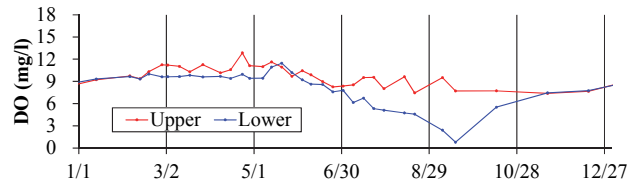
例えば、丸谷ら⁸⁾は、大阪湾での総量規制による負荷量の減少に見合う水質の改善がされてこなかったことを底泥に堆積したそれ以前の陸域からの負荷量による溶出が原因であることを指摘している。



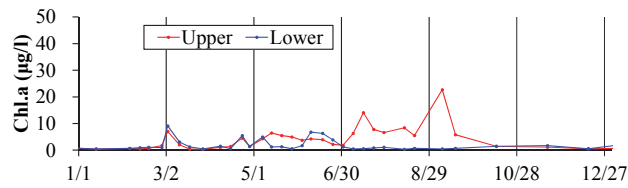
(a) 水温



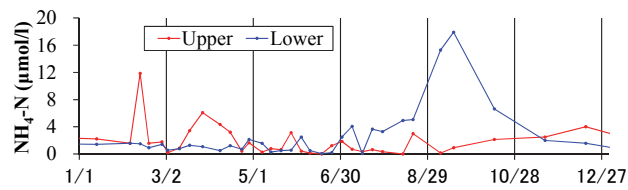
(b) 塩分



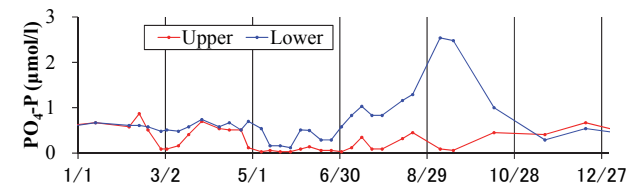
(c) DO



(d) クロロフィル a



(e) NH₄-N



(f) PO₄-P

図-3.3 清水定点における1987年の水温、塩分、DO濃度、クロロフィルa濃度、NH₄-N濃度及びPO₄-P濃度の季節変化（岩手県水産技術センター提供）

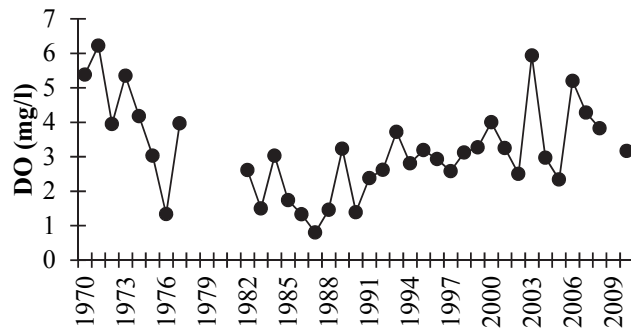
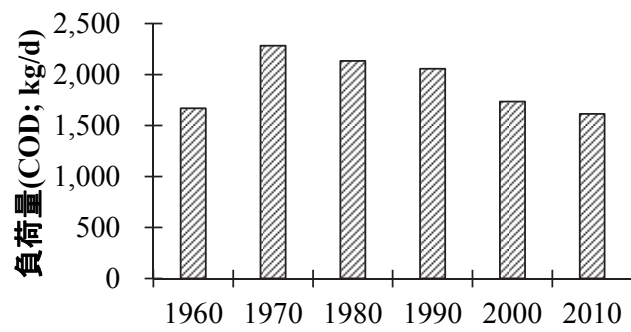
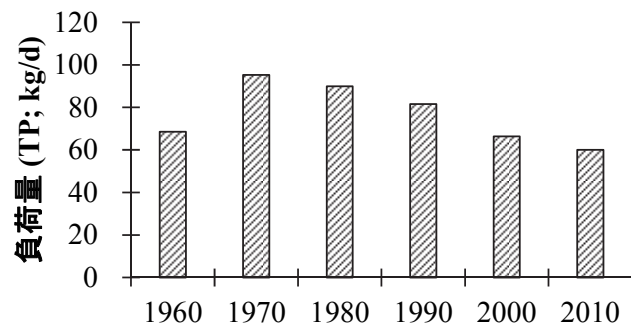


図-3.4 清水定点における下層のDO濃度の年間最低値



(a) COD



(b) TP

図-3.5 大船渡湾に流入する年代別の負荷量^{5),6)}

3.2.2. 再現計算

(1) 数値シミュレーション

使用したモデルは2章でも使用したMEL1D-MBモデル⁹⁾である。同一の手法を用いて、沖側境界条件の水温・塩分の値に使用したJCOPE2データ¹⁰⁾が収集可能な1993年1月から2015年11月を計算期間とした長期の水温、塩分、DO濃度およびクロロフィルa濃度の再現計算を実施した。

シミュレーションのボックス分割は、2章と同じ大船渡湾を水平方向に9つに分割し、鉛直方向には1 m間隔に深さ方向に40層に分割した。

被災前の1993年から2011年3月11日は、被災前の水深を用い、被災後の2011年3月11日以降は、被災後に実施された深浅測量を反映した水深を用いた。また、湾口防波堤復旧段階においては工事の進捗状況にあわせ、湾口部の地形を段階的に設定した。

負荷量は、**図-3.5**に示すTPの負荷量を用い、2012年10月と2013年1月に観測された湾内のTPとPO₄-Pの比率をもとに0.738倍して年代別のPO₄-Pの負荷量を算出し、これを時系列で設定した。被災後の負荷量は、養殖など水産業が壊滅的な被害を受けてゼロに近い状態となったと推察されるが、水産系の負荷量は全体の4%でありその他の陸域からの負荷量は大きく変わらなかったと仮定し、ここでは2010年の負荷量をそのまま与えることとした。

底泥の酸素消費速度は、負荷に伴う窒素・リンの底質への蓄積による効果を考慮するため、下層DO濃度が最低値を示した1987年とTPの負荷量のピークを示した1970年の時間差から17年の位相差を考慮した式(1)により設定した。設定した底泥の酸素消費速度を**図-3.6**に示す。

$$SOD_{20,j} = 1500 - 1800 \cdot (Q_{1976} - Q_{j-17}) / Q_{1976} \quad (1)$$

ここで、 $SOD_{20,j}$: j年における20℃での底泥の酸素消費速度 (mg/m²/d)、 Q_{j-17} : j年の17年前のTP負荷量(kg/d)、 Q_{1976} : 1976年のTP 負荷量(kg/d)をそれぞれ示す。各年の負荷量は**図-3.5**に示す10年毎の負荷量を線形に内挿して設定した。

その他の計算条件は、2.2節と同様の方法で1993年1月から2013年3月の期間に対して設定した。

(2) 再現計算結果

湾内の清水定点における上層(-2 m)と下層(-22 m)の水温の観測値と計算値の比較結果を**図-3.7**に示す。計算値は、観測値とほぼ一致した時系列を示した。

同じ地点の塩分の観測値と計算値の比較結果を**図-3.8**に示す。上層は、季節変化が大きく、下層はほぼ一定で推移している様子を再現していた。

同じ地点のDO濃度の観測値と計算値の比較結果を**図-3.9**に示す。計算値は、成層期に下層の濃度が低下し、冬季に下層の濃度が約10 mg/lまで回復する様子を再現し、観測値とほぼ一致した季節変化を示した。また、年最低値は、徐々に高くなっている様子を再現していた。

同じ地点のクロロフィルa濃度の観測値と計算値の比較結果を図-3.10に、PO₄-P濃度の観測値と計算値の比較結果を図-3.11に示す。クロロフィルa濃度の計算値は、上層で観測値より高めに、下層で観測値より低めに計算されていた。PO₄-P濃度の計算値は、上層は概ね観測値と一致した。下層は観測値に時折出現する極大値を除けば概ね観測値と一致した。

図-3.12は、被災前の2004年10月から2005年9月に図-3.1に示すStn.4の底層（-37 m）で国土交通省東北地方整備局仙台港湾空港技術調査事務所¹¹⁾によって観測された水温とDO濃度の観測値と本計算値の比較結果である。9月から10月にかけて水温は高く、DO濃度は低くなる季節変化についても再現した。

図-3.13は、被災後の2012年9月から10月に図-3.1に示すStn.Bの底層（-36 m）で得られた水温とDO濃度の観測値と本計算値の比較結果である。水温が急に下がる時にDO濃度は回復する様子を再現しており、2章で示した大船渡湾の水環境の特徴である湾外水の湾内への侵入による下層DO濃度の上昇と湾外水の侵入がない期間の下層DO濃度の特徴を再現した。また、DO濃度が3 mg/l以下となっていない様子を再現した。このように被災前後の季節変化も再現した。

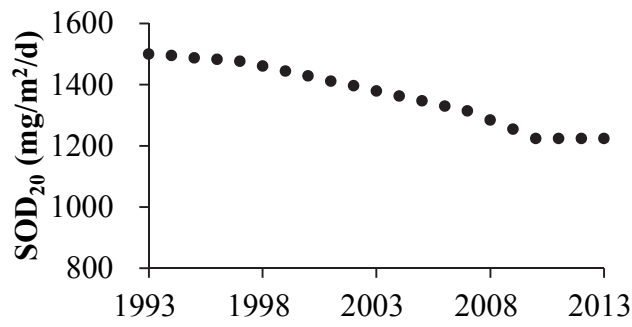
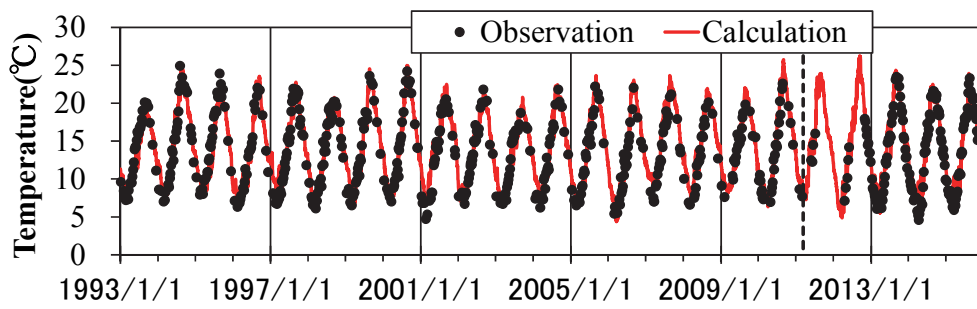
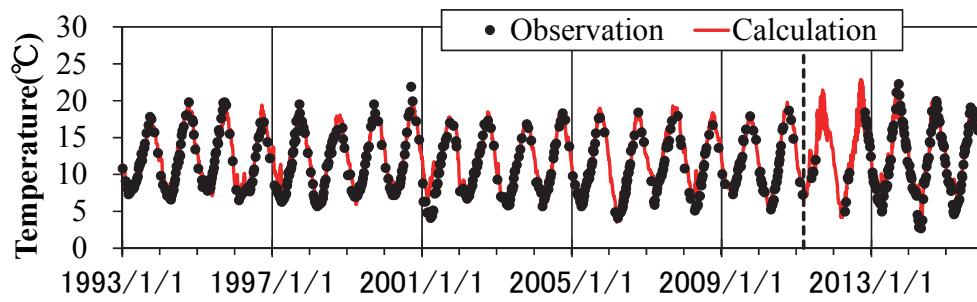


図-3.6 計算で与えた底泥の酸素消費速度

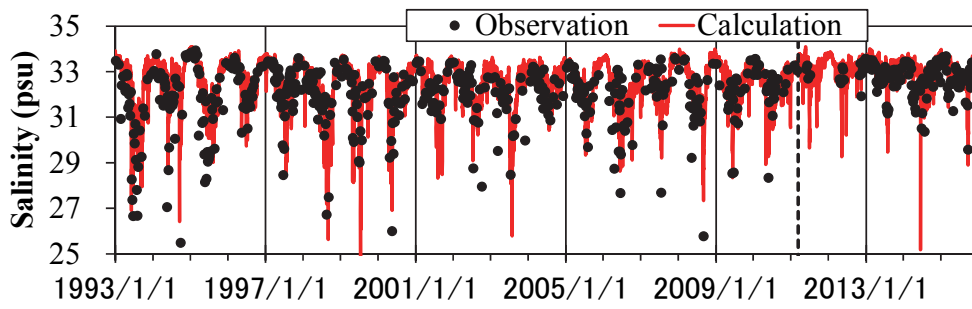


(a) 上層(-2 m)

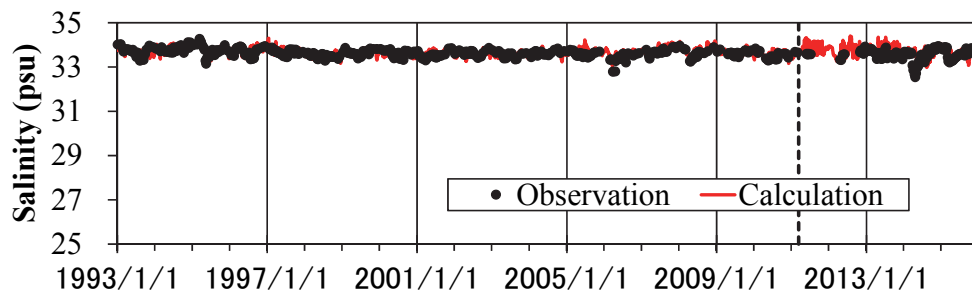


(b) 下層(-22 m)

図-3.7 清水定点における水温の再現計算結果

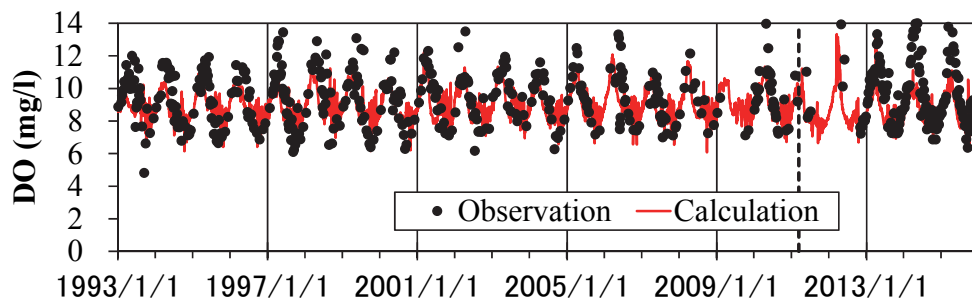


(a) 上層(-2 m)

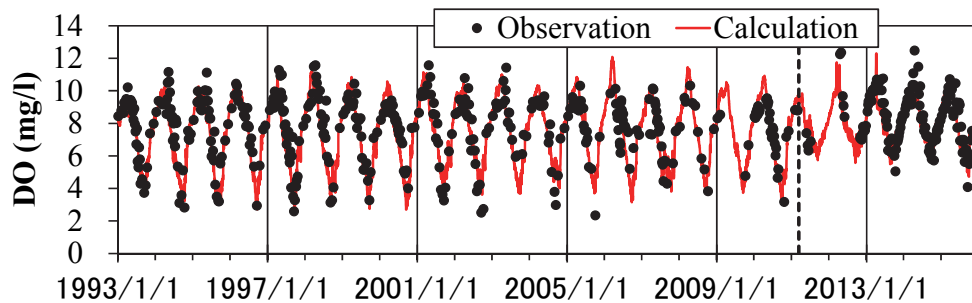


(b) 下層(-22 m)

図-3.8 清水定点における塩分の再現計算結果

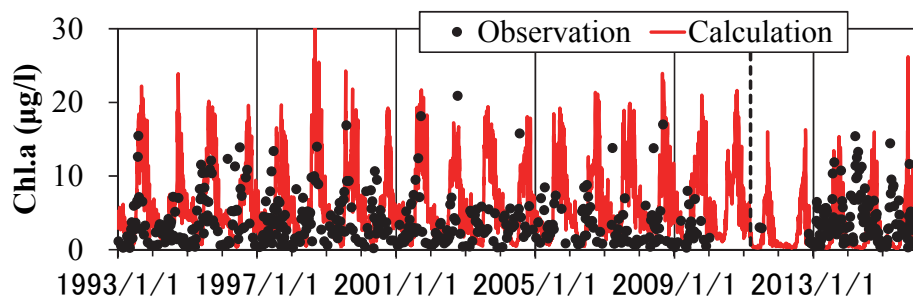


(a) 上層(-2 m)

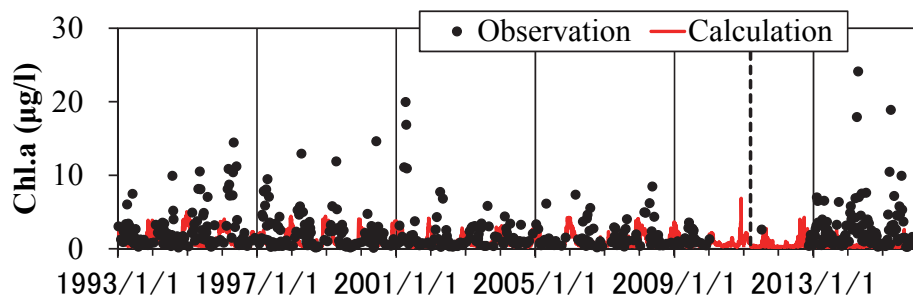


(b) 下層(-22 m)

図-3.9 清水定点におけるDO濃度の再現計算結果

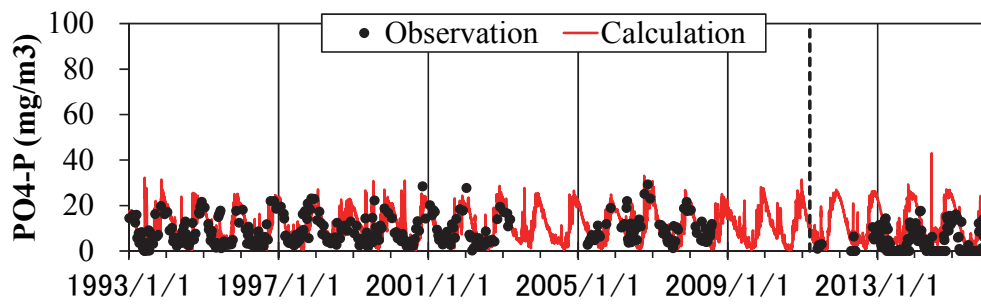


(a) 上層(-2 m)

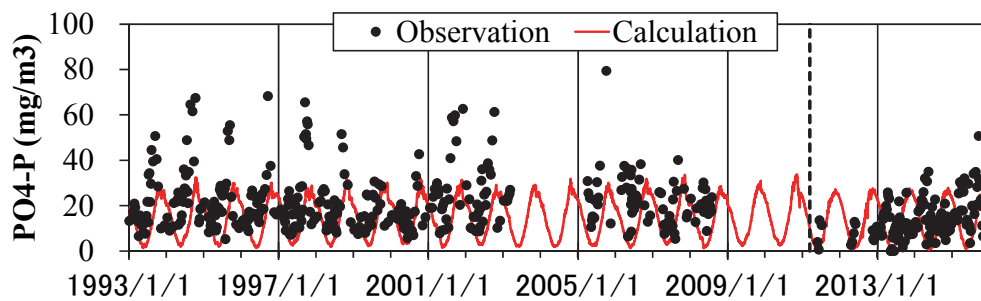


(b) 下層(-22 m)

図-3.10 清水定点におけるクロロフィルa濃度の再現計算結果

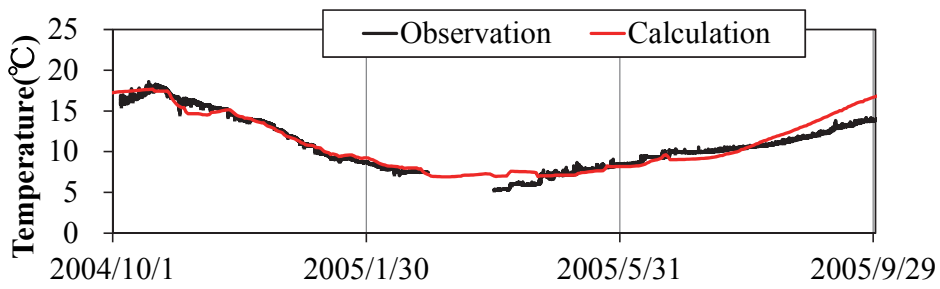


(a) 上層(-2 m)

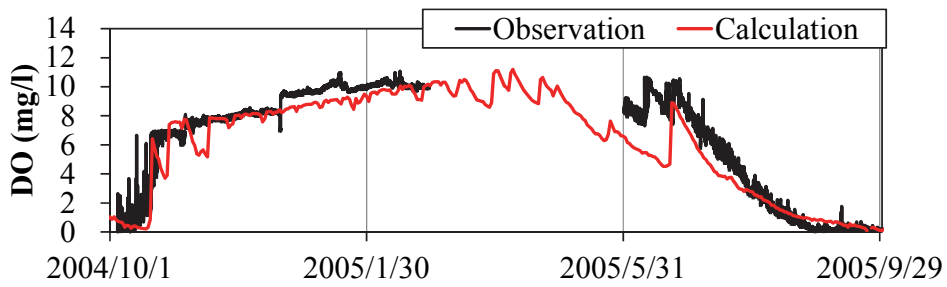


(b) 下層(-22 m)

図-3.11 清水定点におけるPO₄-P濃度の再現計算結果

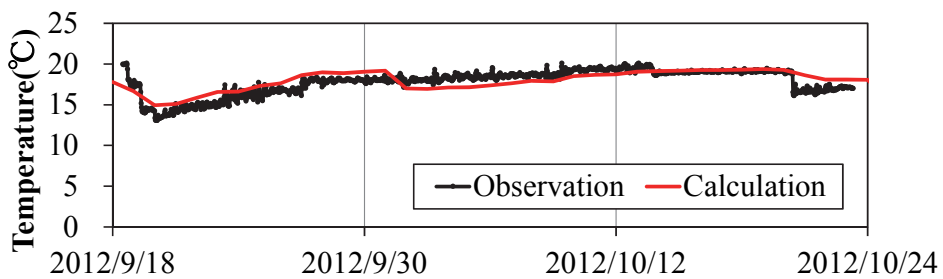


(a) 水温

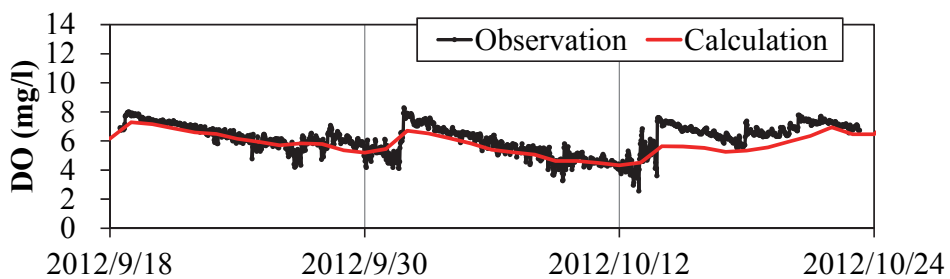


(b) DO 濃度

図-3.12 被災前の2004年10月から2005年9月のStn.4における底層 (-37 m)の水温とDO濃度の再現計算結果



(a) 水温



(b) DO 濃度

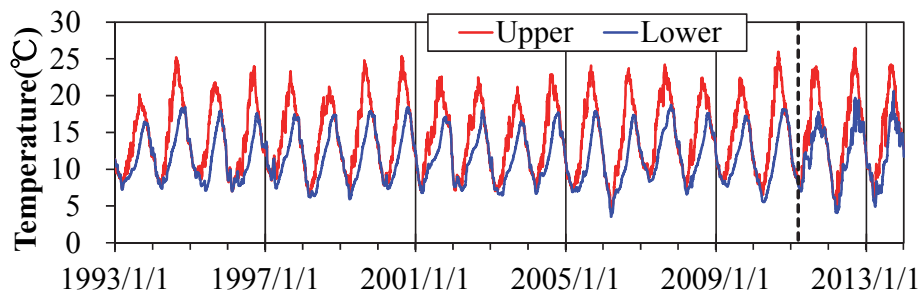
図-3.13 被災後の2012年9月18日から2012年10月23日のStn.Bにおける底層(-36 m)の水温とDO濃度の再現計算結果

3.2.3. 考察

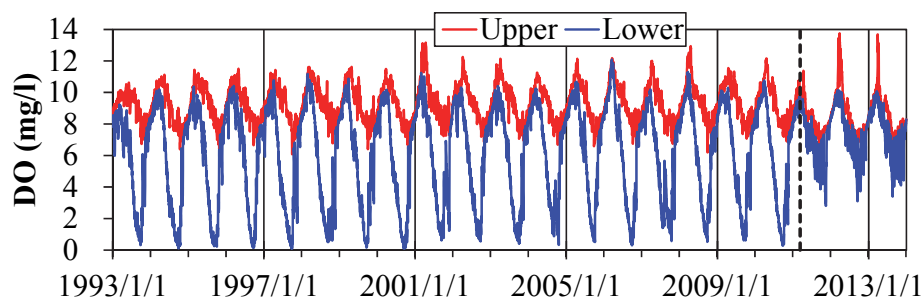
湾中央部のBOX5における上層(-2 m)と底層(-36 m)の水温とDO濃度の時系列の計算結果を図-3.14に示す。

水温は、毎年成層期に入ると上層の水温が上昇し始め、遅れて下層の水温が上昇し始めていた。このため、成層期の上層と下層の水温差が大きくなっていた。DO濃度は、毎年成層期に入ると低下し始めていた。被災後は、2.2節で示した月に3回程度発生する外海からの低水温水塊の侵入の影響もあり被災前と比べて成層期の上層と下層の水温差が小さく、被災前のようなDO濃度が無酸素に近い状態までは低下していなかった。

毎年冬季に鉛直混合を生じて上層と下層の水塊が混合し、DO濃度が飽和濃度まで回復していた。このため、前年の水質の履歴を引き摺らずに成層期に入っていた。つまり、湾内の水質は主に単年のサイクルで形作られているため、地形の変化を生じると、比較的速やかに水質が変わることを示していた。



(a) 水温



(b) DO 濃度

図-3.14 湾中央部(BOX5)の上層(-2 m)と底層(-36 m)の水温とDO濃度の時系列

3.3. 水質・底質相互作用を踏まえた長期的な水質変化のモデル化

底生系を入れた長期的な水質変化のモデル化としては、例えば、丸谷ら⁸⁾は水域への負荷量の規制をかけても底泥から窒素やリンが溶出するため、すぐには効果が表れないことを流動・水質・底質の3つのサブモデルによる研究で示している。

底生系のモデル化は、丸谷ら⁸⁾の他に、堀江・細川¹²⁾がリンを対象として大阪湾の底質を再現した研究がある。いずれも主要な生物・化学過程をモデル化したものであるが、海底面付近で大きな鉛直勾配を持つ底質に対して十分な層分割がされているとはいえない。また、浮遊系-底生系のカップリングモデルとしては、Sohma et al.¹³⁾や永尾ら¹⁴⁾による精緻な浮遊生態系モデルと底生生態系モデルをカップリングした東京湾での適用例がある。これらの研究は、貧酸素水塊のより精度の高い再現や発生機構の解明を目的として構築されたモデルであり、パラメータや境界条件の設定が煩雑となり、20年以上の長期間の計算を行うには計算負荷もかかるため、試行計算を行う上で制約となりうる。

この節ではこのような長期的な水質の変化の把握を目指した水質・底質相互作用を考慮したモデルを構築し、1993年から震災後2015年の約23年の水質の経年変化を再現するとともに、震災前から震災後にかけての長期的な水質・底質環境の特徴を把握した。

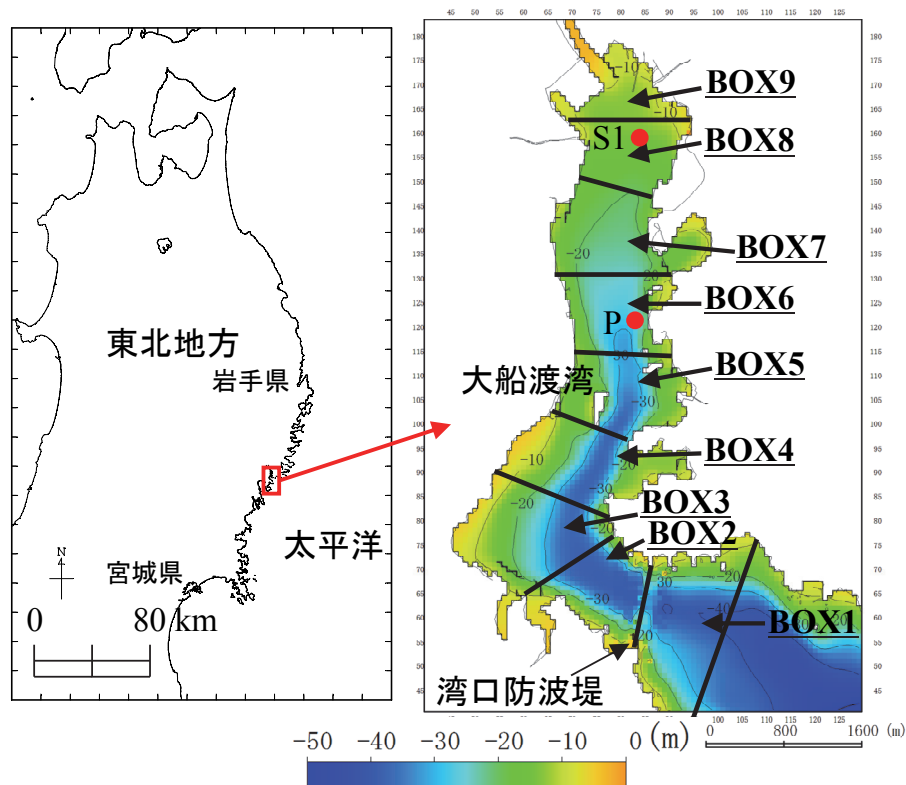


図-3.15 大船渡湾の位置および水深（図中には浮遊系モデルの水平格子分割も示す）

3.3.1. 浮遊系・底生系カップリングモデル

構築したモデルは、流動と水中の簡易な生物・化学過程を同時に計算する浮遊系モデルと底泥中の簡易な生物・化学過程を計算する底生系モデルを組み合わせた浮遊系・底生系カップリングモデルである（図-3.16）。

本計算の特徴は、浮遊系の計算と底生系の計算を切り離し、それぞれを個別に計算したことである。このメリットは、浮遊系と底生系の異なるモデルを組み合わせて計算ができる点、浮遊系の計算と底生系の計算のタイムステップを合わせなくても計算できる点と計算格子を合わせなくても計算できる点である。浮遊系の物質輸送は水平・鉛直方向の移流・拡散項を考慮することが必要で、拡散項は渦拡散が対象となるのに対し、底生系の物質輸送は鉛直方向の拡散項の寄与が大きく、分子拡散が対象となる。このため、両者のタイムステップおよび現象の時間スケールは両者で大きく異なる。底生系の計算は鉛直1次元の計算でおきかえられるため、底生系の計算は、浮遊系の計算の全ての水平格子で行う必要性は低い。

浮遊系モデルと底生系モデルとのカップリングは、図-3.17に示すように浮遊系と底生系のインターフェースにあたる以下の情報を相互に交換することで実現した。まず、浮遊系モデルを23年間計算し、単位時間あたりの有機物（植物プランクトンとデトリタス）堆積量と海底直上の水質（水温、塩分、DO濃度、DIP濃度）を保存しておく。次にこれらを底生系モデルの海底面の入力条件に与えて底生系モデルを23年間計算し、底泥からの単位時間あたりのDIPの溶出量と底泥での酸素消費量を保存しておく。次にこれらを浮遊系モデルの海底面の入力条件に与えて浮遊系モデルを23年間計算し、単位時間あたりの有機物（植物プランクトンとデトリタス）堆積量と海底直上の水質（水温、塩分、DO濃度、DIP濃度）を保存しておく。このようなフローを数回繰り返し、計算結果とその前の計算結果との差がそのさらに前の結果との差よりも縮まっているかどうかの収束性を判定し、計算結果とした。具体的な判定方法は後述する。

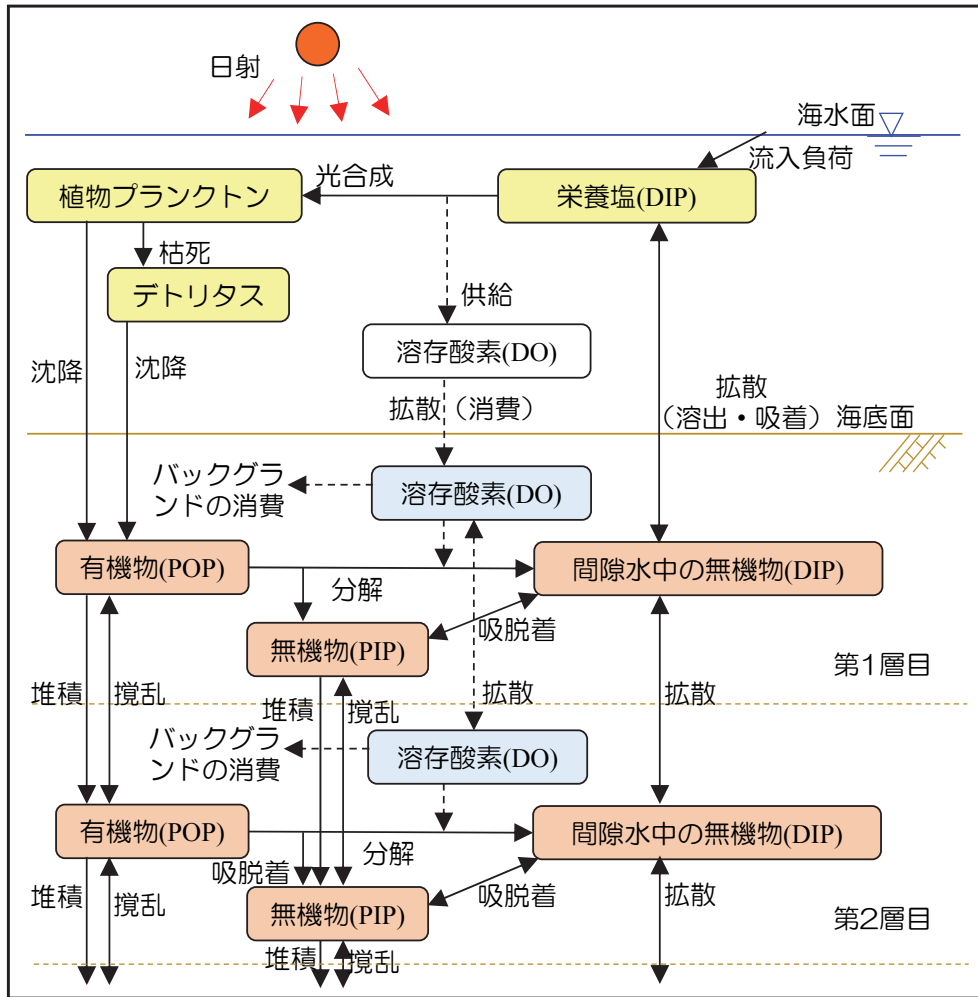


図-3.16 浮遊系・底生系カップリングモデルの概要

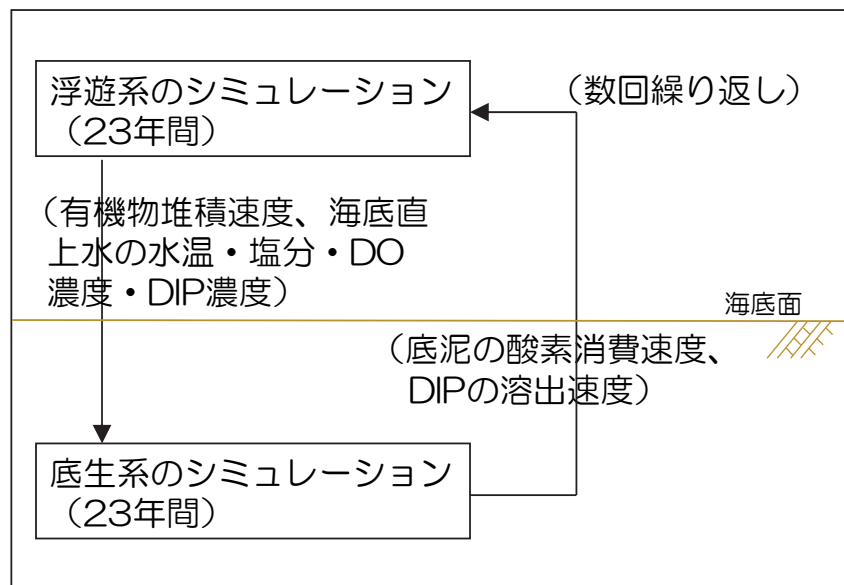


図-3.17 浮遊系・底生系カップリングモデルのフロー

(1) 浮遊系モデル

浮遊系の流動と水質の計算は古川ら⁹⁾の MEL1D-MB モデルを使用した。このモデルは、低次生態系モデルとしてのボックスモデルにナビエ・ストークス方程式を反映した流動の定式化を行うことで、広域的・長期的な視点で水質変動を再現するために作成された簡易な浮遊系モデルである。

本章では、このモデルを 3.1 節で説明した大船渡湾の過去 20 年の水質再現に応用したモデルを使用した。この計算の水平格子分割を図-3.15 中に示す。水平方向には湾外から湾奥にかけての 9 つのボックスに分割している。鉛直方向には、海面から水深 40 m にかけて 1m 間隔に全 40 層に分割しており、各ボックスの各層に海底面の面積を持つ。各ボックスの各層で与えた単位時間当たりの DIP 溶出量と底泥での酸素消費量は、1 層目から 10 層目（水深 0～9 m）では底生系モデルの水深 5 m での結果を、11 層目から 20 層目（水深 10～19 m）では底生系モデルの水深 15 m での結果を、21 層目から 30 層目（水深 20～29 m）では底生系モデルの水深 25 m での結果を 31 層目以深（30 m 以深）では底生系モデルの水深 31 m での結果を用いた。

(2) 底生系モデル

底生系の計算は、鉛直 1 次元の拡散方程式を基本に、生物・化学過程としての生成・消滅項を考慮した。また、図-3.15 に示す浮遊系の全格子・全層で行うのではなく、BOX6 の 4 つの代表的な水深（5m, 15m, 25m, 31m（最深部上））を底生系の計算格子とした。即ち底生系の計算格子は、4 格子のみで行った。各格子の鉛直層分割は、Fossing et al.¹⁵⁾ になり図-3.18 に示すように底泥表面から 5 mm までは層厚 0.5 mm に分割し、泥深 5 mm から 0.18 m までは底泥表面からの深さに比例して層厚を厚くし、泥深 0.18 m 以深は層厚を一律 20 mm に設定し、全 60 層に分割した。

底生系モデルのコンパートメントは、堀江・細川¹²⁾のリンの挙動を対象としたモデルを参考とし、これに溶存酸素を加えたものである。また、水鳥・曾我¹⁶⁾を参考に泥温についても計算を行った。基礎式を式(1a)から式(1e)に示す。

$$\frac{\partial(POP)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \cdot \frac{\partial(POP)}{\partial z} \right) - \gamma_{POP} - w \cdot \frac{\partial(POP)}{\partial z} \quad (1a)$$

$$\frac{\partial(PIP)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \cdot \frac{\partial(PIP)}{\partial z} \right) + \frac{1/(\phi\alpha)}{1+1/(\phi\alpha)} \cdot \gamma_{POP} + q_{PIP} - w \cdot \frac{\partial(PIP)}{\partial z} \quad (1b)$$

$$\frac{\partial(DIP)}{\partial t} = \phi \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{DIP} \cdot \frac{\partial(DIP)}{\partial z} \right) + \frac{1}{1+1/(\phi\alpha)} \cdot \frac{\gamma_{POP}}{\phi} - \frac{1}{\phi} \cdot q_{PIP} \quad (1c)$$

$$\frac{\partial(DO)}{\partial t} = \phi \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{DO} \cdot \frac{\partial(DO)}{\partial z} \right) - \frac{\gamma_{POP}}{\phi} \cdot [TOD : POP] - \beta_{DO} \quad (1d)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1e)$$

ここで、 POP ：有機態リン濃度 (mgP/g), PIP ：無機態リン濃度 (mgP/g), DIP ：間隙水中の DIP 濃度 (mg/l), DO ：間隙水中の DO 濃度 (mg/l), T ：泥温 ($^{\circ}C$), t ：時間 (d), z ：鉛直上向きを正とする座標 (m), D_z ：底泥の攪乱係数 (m^2/d), γ_{POP} ： POP の分解速度 (mg-P/g/d), w ：底泥堆積速度 (m/d), ϕ ：乾泥間隙水比 (l/g), α ： DIP と吸着 PIP との分配係数 (g/l), q_{PIP} ：吸着速度 (mg/g/d), ϕ' ：間隙率 (-), K_{DIP} ：底泥中 DIP の拡散係数 (m^2/d), K_{DO} ：底泥中 DO の拡散係数 (m^2/d), K_T ：底泥中の熱拡散率 (m^2/d), $[TOD: POP]$ ： POP 分解に対する酸素消費量 ($mgO_2/mgP \cdot g/l$), β_{DO} ：バックグラウンドの酸素消費速度 (mg/l/d), をそれぞれ示す。

底泥表面 (第 1 層目) への POP 堆積速度は、浮遊系モデルの植物プランクトンとデトリタスの堆積速度 ($mgC/m^2/d$) に Redfield 比によるリン・炭素の重量比 ($2.44 \times 10^{-2} mgP/mgC$) を乗じて換算した。また、底泥表層 (1 層目) と海底直上水との DO の拡散で底泥での酸素消費を、 DIP の拡散で底泥からの DIP の溶出をそれぞれ表現した。

POP の分解速度 (γ_{POP}) 及び吸着速度 (q_{PIP}) は、堀江・細川¹²⁾ を参考に式(2), 式(3)で与えた。

底泥の 1 層目と海底直上水との DO の拡散で底泥の酸素消費を、 DIP の拡散で底泥からの DIP の溶出をそれぞれ表現した。

POP の分解速度 (γ_{POP}) 及び吸着速度 (q_{PIP}) は、堀江・細川¹²⁾ を参考に式(2), 式(3)で与えた。

$$\gamma_{POP} = \begin{cases} 1.22 \times 10^2 \times (POP - 0.016) \times 1.05^{(T-25)}, & z \geq -0.0005 \\ 1.15 \times 10^3 \times (POP - 0.08) \times 1.06^{(T-25)}, & -0.0005 > z \geq -0.05 \\ 1.01 \times 10^3 \times (POP - 0.13) \times 1.06^{(T-25)}, & -0.05 > z \geq -0.1 \\ 2.52 \times 10^4 \times (POP - 0.14) \times 1.06^{(T-25)}, & -0.1 > z \end{cases} \quad (2)$$

$$q_{PIP} = \frac{(DIP)/\alpha - (PIP)}{1 + 1/(\phi\alpha)} \quad (3)$$

POP の分解で生成した DIP の泥粒子および間隙水への分配係数 (α) および乾泥間隙水比 (ϕ) は、堀江・細川¹²⁾ を参考に式(4a) および式(4b) とした。

$$\alpha = 1.0 \times 0.748^{DO} \times 1.02^{(T-20)} \quad (4a)$$

$$\phi = \frac{R_w/1.03}{1 - R_w} \times \frac{1}{1000} \quad (4b)$$

また、バックグラウンドの酸素消費速度 (β_{DO}) は、底泥中に存在する還元物質が溶存酸素に触れることで生じる酸素消費の効果^{13), 14)} として考慮したものであり、ここでは式(5)で表現した。

$$\beta_{DO} = 4.7 \times 1.05^{(T-20)} / \phi \quad (5)$$

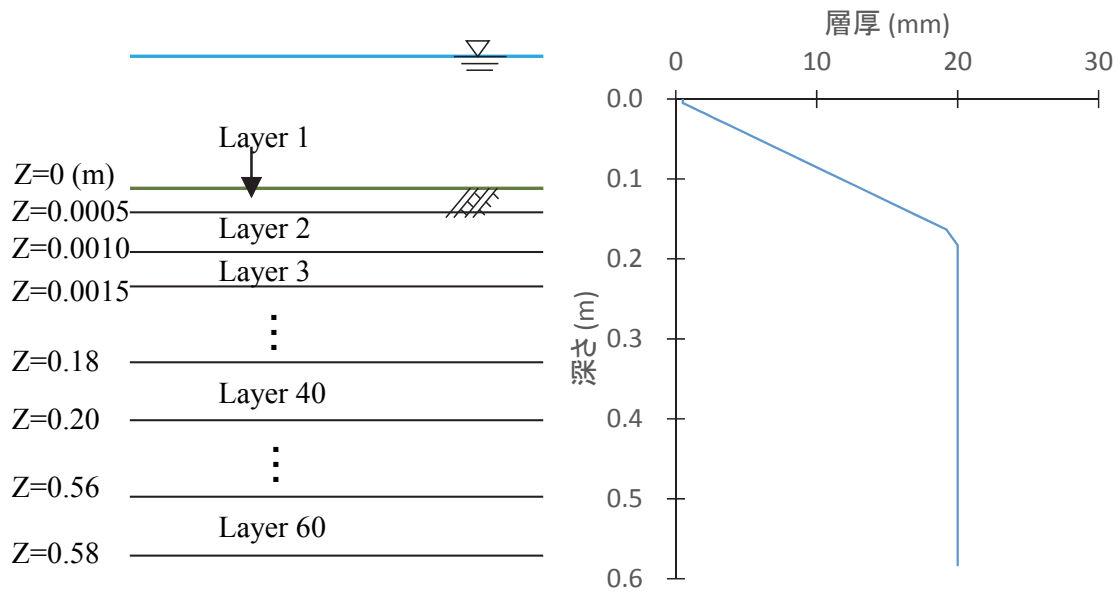


図-3.18 底生系モデルの鉛直層分割

3.3.2. 計算条件

(1) 浮遊系モデル

計算期間は、1993年1月から2015年11月を計算期間とした。

2011年の東北太平洋沖地震津波での湾口防波堤倒壊による湾口部の16 mから31 mへの水深の変化と200 mから700 mへの幅の変化を与えた。また、その後の湾口防波堤復旧工事による湾口断面積の変化を同様に地形条件に反映した。

海底面の境界条件である底泥での酸素消費速度とDIP溶出速度は、底生系モデルの計算結果を使用した。

その他の地形条件、気象条件、開境界の条件は3.1節で示した数値シミュレーションと同一であるためここでは省略する。

(2) 底生系モデル

底泥鉛直分布の初期条件は、3.1節で示した数値シミュレーションの震災前の18年間（1993年から2010年）の有機物（植物プランクトンとデトリタス）堆積量と海底直上の水質（水温、塩分、DO濃度、DIP濃度）を境界条件に与えた底生系の計算を300年間（16サイクルと12年）行い設定した。

2011年の東北太平洋沖地震津波前後での湾奥部の底泥中の含水率、強熱減量、CODを表-3.1に示す。震災前の2010年8月は岩手県¹⁷⁾による調査データである。両者に明瞭な差が確認されていないことから、ここでは津波前後の底質変化は与えなかった。

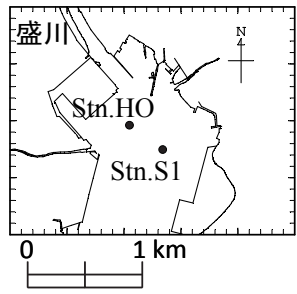
底質モデルのパラメータを表-3.2に示す。SS堆積速度は、TP濃度の再現性を勘案して3.3 mm/y (4.2 g-SS/m²/d)に設定した。これは、柱状採泥の²¹⁰Pbの鉛直分布をもとにした既

往の解析値⁵⁾ (堆積速度 5.6mm/y (5.48 g-SS/m²/d)) と同程度である。タイムステップは、伝達速度の異なる泥温とその他の項目で変えて計算した。

(3) 浮遊系モデルと底生系モデルのデータの受け渡し

浮遊系モデルと底生系モデルのデータの受け渡しは浮遊系モデルと底生系モデルのいずれもタイムステップ 1 日で計算期間 (約 23 年間) のデータを保存し、行った。即ち、浮遊系モデルから底生系モデルへ受け渡す有機物堆積速度、海底直上水の水温、塩分、DO 濃度、DIP 濃度は 1 日間隔で計算期間のデータを保存しておき、これを底生系モデルの海底面の境界条件に使用した。また、底生系モデルから浮遊系モデルへ受け渡す底泥の酸素消費速度、DIP の溶出速度は、1 日間隔で計算期間のデータを保存しておき、これを浮遊系モデルの海底面の境界条件に使用した。

表-3.1 2011 年津波前に Stn.HO で採取された底質¹⁷⁾と 2011 年津波後に Stn.S1 で採取された底質の分析結果



地点/採取年月		HO	S1
計量項目	単位	2010.8	2012.9
強熱減量 (IL)	%	14	14.1
硫化物 (T-S)	mg/g-dry	0.56	0.80
化学的酸素要求量 (CODsed)	mg/g-dry	28	24.2
含水率	%	57.9	53.7
全窒素 (T-N)	mg/g-dry	2.9	2.4
全リン (T-P)	mg/g-dry	1.2	0.74

表-3.2 底質モデルパラメータ値

Symbols	Definitions & Unit	Value	Reference
R_w	含水率 (-)	$1.0-0.45 \times (100z)^{0.05}$	
D_z	POP, PIP の攪乱係数 (m ² /d)	3.4×10^{-6}	8
K_{DIP}	DIP の拡散係数 (m ² /d)	$1.41 \times 1.03^{(T-25)} \times 10^{-4}$	8
K_{DO}	DO の拡散係数 (m ² /d)	$(101.1+2.97T+0.0436T^2) \times 10^{-6}$	11
K_T	底泥中の熱拡散率 (m ² /d)	8.8×10^{-2}	12
w	SS 堆積速度 (m/d)	9.04×10^{-6} (3.3 mm/y)	
[TOP: POP]	POP 分解に対する酸素消費量 (mgO ₂ /mgP・g/l)	1.032	
Δt	タイムステップ (s)	10.0	
	// (泥温) (s)	0.1	

(3) 繰り返し計算の収束判定

繰り返し計算は、はじめに浮遊系計算から行い、浮遊系計算→底生系計算→浮遊系計算→底生系計算・・・という流れで実施した。

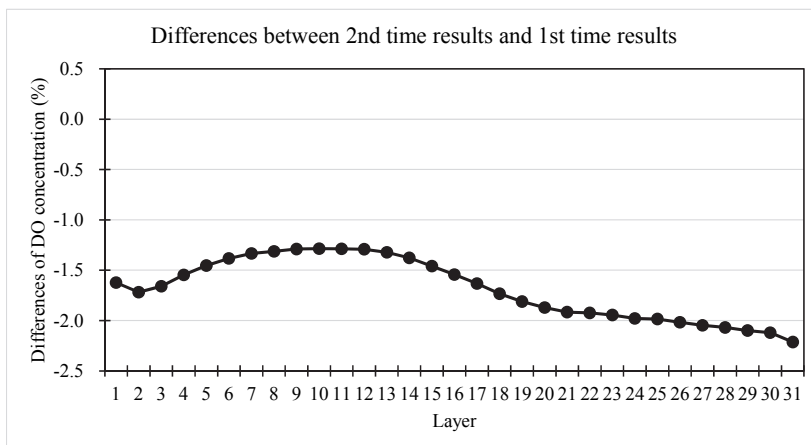
繰り返し計算の収束判定は、以下により行った。

(3.1) 浮遊系モデル

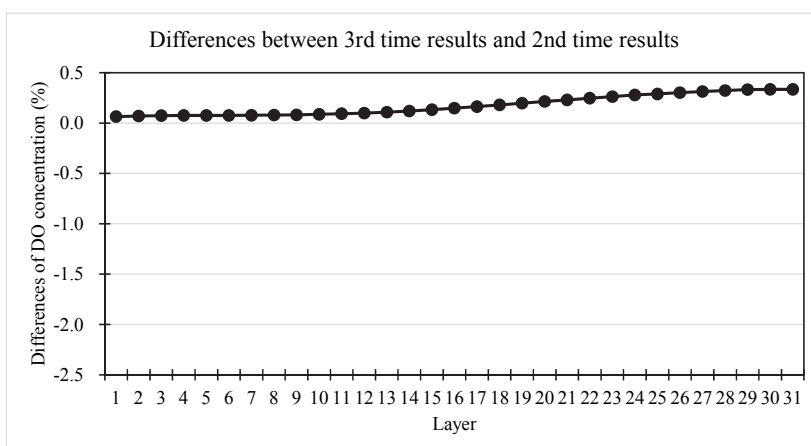
繰り返し計算のひとつ前の計算値との差分をとり、収束状況を確認した。図-3.19は、BOX6における層別のDO濃度の平均値を対象としてひとつ前の計算値との差分をとったグラフを示す。グラフの値は、分母に計算値のDO濃度を、分子に計算値のDO濃度とひとつ前の計算値のDO濃度の差分をとった値をパーセント（100倍）で示した。1回目の計算と2回目の計算は、最大で2%を超える違いがみられる。2回目の計算と3回目の計算は、最大でも0.5%未満の違いに収束し、3回目の計算と4回目の計算は、0.2%未満まで収束している。

同様に図-3.20は、BOX6における層別のDIP濃度の平均値を対象としてひとつ前の計算値との差分をとったグラフを示す。1回目の計算と2回目の計算は、最大で約4%の違いがみられる。2回目の計算と3回目の計算は、最大でも0.5%未満の違いに収束し、3回目の計算と4回目の計算は、0.2%未満まで収束している。

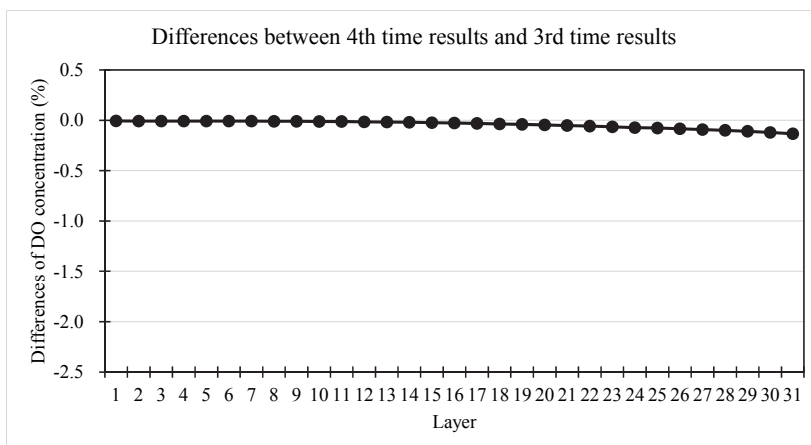
図-3.21は、上記DO濃度の収束状況とDIP濃度の収束状況をまとめたグラフである。ここでは、DO濃度およびDIP濃度においてひとつ前の計算結果と比べて0.2%未満の濃度差となることでもって収束判定を行った。したがって、4回目の計算結果を採用した。



(a) 2回目の計算と1回目の計算の差分

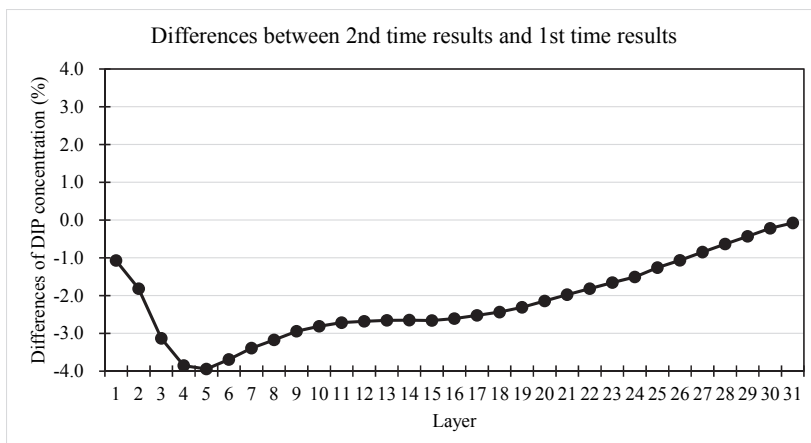


(b) 3回目の計算と2回目の計算の差分

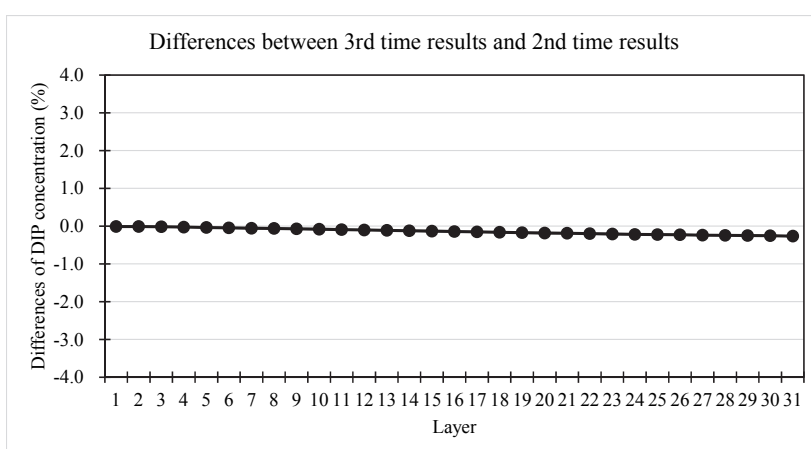


(c) 4回目の計算と3回目の計算の差分

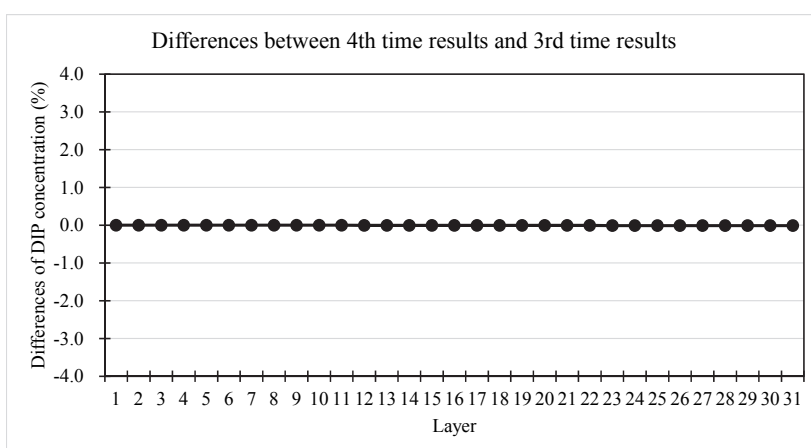
図-3.19 浮遊系モデルのBOX6における層別のDO濃度計算値の差分



(a) 2回目の計算と1回目の計算の差分

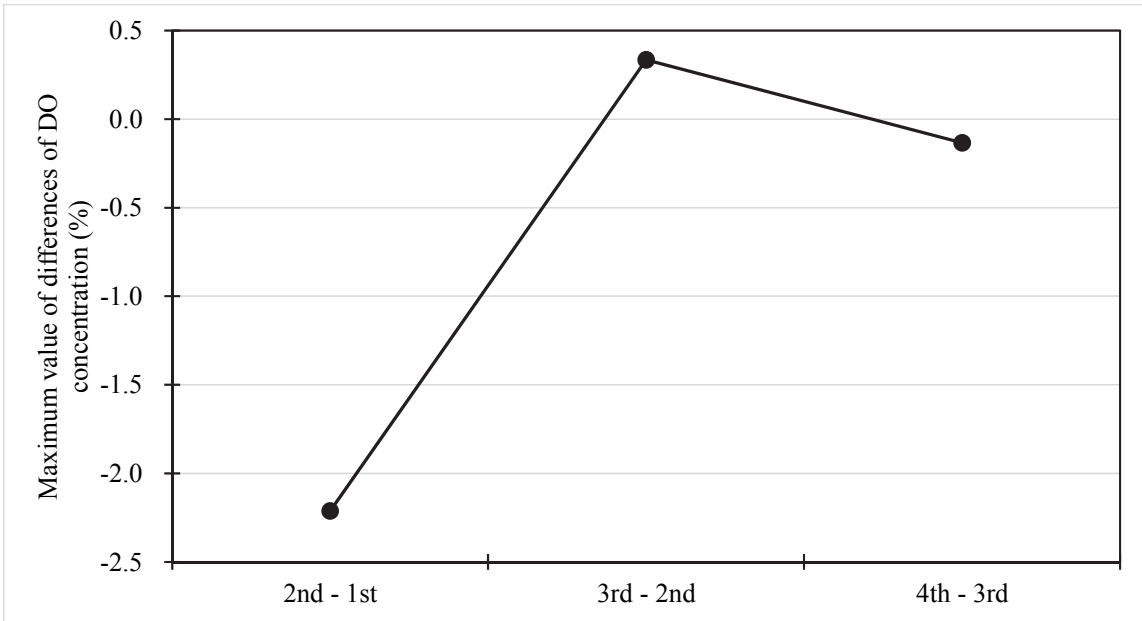


(b) 3回目の計算と2回目の計算の差分

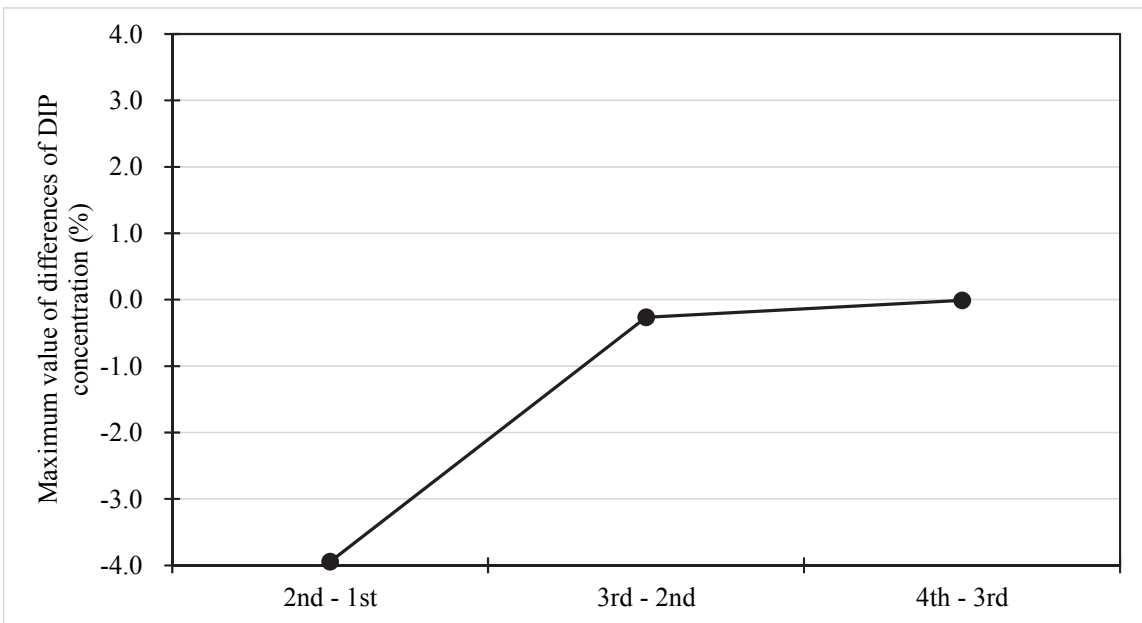


(c) 4回目の計算と3回目の計算の差分

図-3.20 浮遊系モデルのBOX6における層別のDIP濃度計算値の差分



(a) DO 濃度の収束状況



(b) DIP 濃度の収束状況

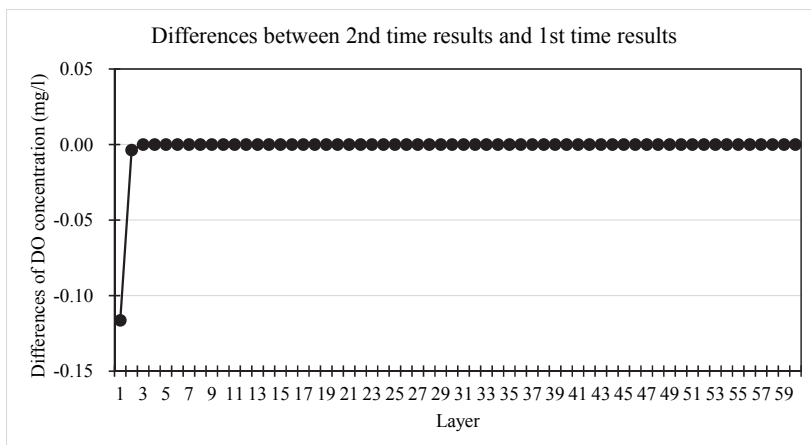
図-3.21 浮遊系モデルのBOX6における収束状況

(3.2) 底生系モデル

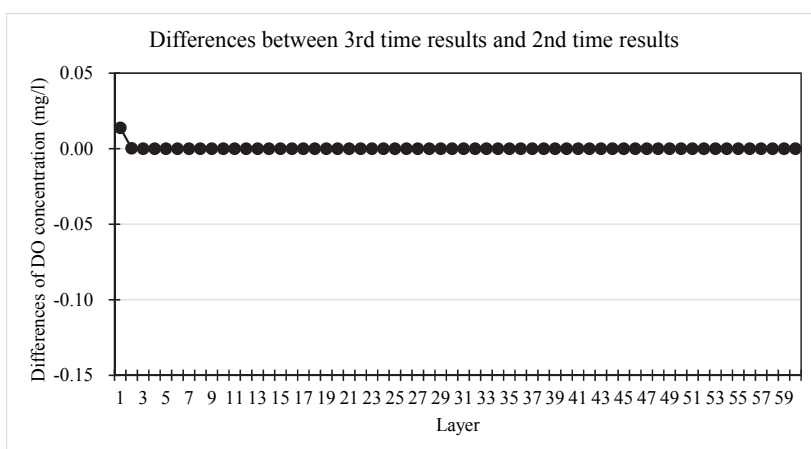
底生系モデルの計算結果においても繰り返し計算のひとつ前の計算値との差分をとり、収束状況を確認した。図-3.22 は、水深 25 m での底生系モデルの層別の DO 濃度の平均値をひとつ前の同様の計算値と比較して得られた差分値のグラフである。底泥中の DO 濃度はほとんどの層で 0 mg/l かそれに近い値となるため、グラフの値は計算値の DO 濃度とひとつ前の計算値の DO 濃度の差分を示した。1 回目の計算と 2 回目の計算は、最大で 0.1 mg/l を超える違いがみられる。2 回目の計算と 3 回目の計算は、最大でも 0.02 mg/l 未満の違いに収束し、3 回目の計算と 4 回目の計算は、0.01 mg/l 未満まで収束している。

同様に図-3.23 は、水深 25 m での底生系モデルの層別の DIP 濃度の平均値をひとつ前の同様の計算値と比較して得られた差分のグラフである。グラフの値は、分母に計算値の DIP 濃度を、分子に計算値の DIP 濃度とひとつ前の計算値の DIP 濃度の差分をとった値をパーセント（100 倍）で示した。1 回目の計算と 2 回目の計算は、最大で約 2.5 % の違いがみられる。2 回目の計算と 3 回目の計算は、最大でも 0.2 % 未満の違いに収束し、3 回目の計算と 4 回目の計算は、0.1 % 未満まで収束している。

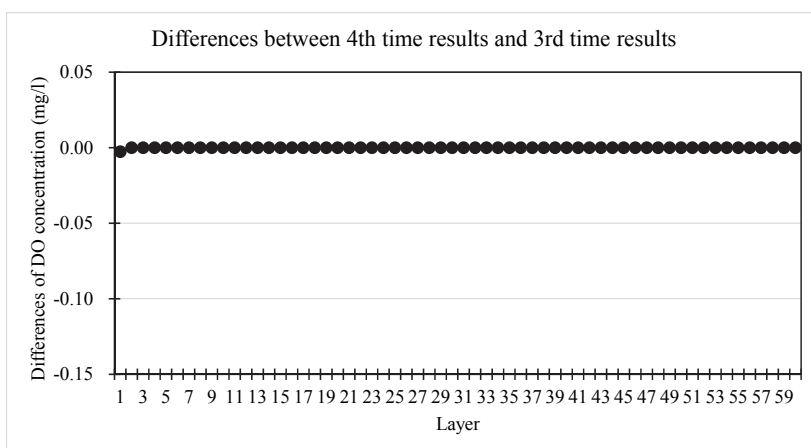
図-3.24 は、上記 DO 濃度の収束状況と DIP 濃度の収束状況をまとめたグラフである。ここでは、ひとつ前の計算結果と比べて DO 濃度が 0.02 mg/l 未満の濃度差、DIP 濃度が 0.2 % 未満の濃度差となることでもって収束判定を行った。したがって、3 回目の計算結果を採用した。



(a) 2回目の計算と1回目の計算の差分

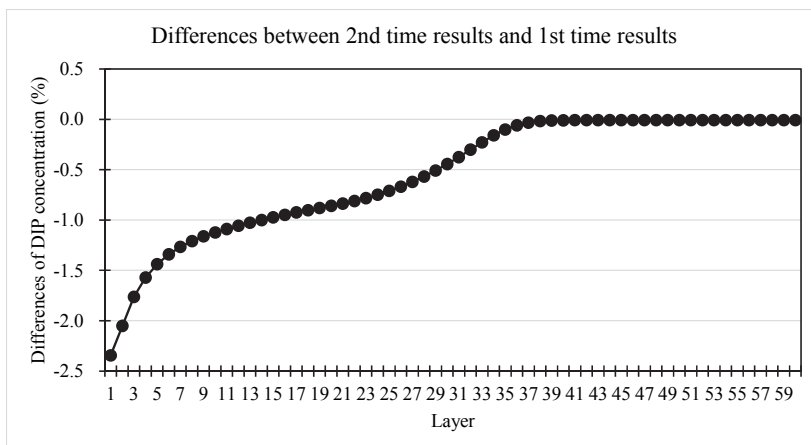


(b) 3回目の計算と2回目の計算の差分

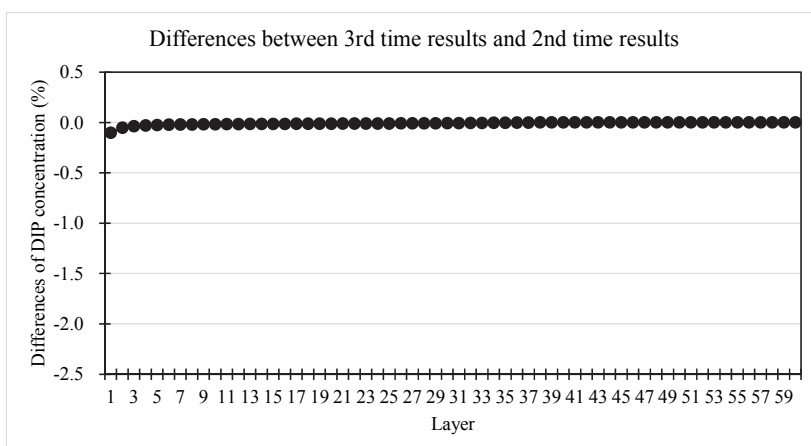


(c) 4回目の計算と3回目の計算の差分

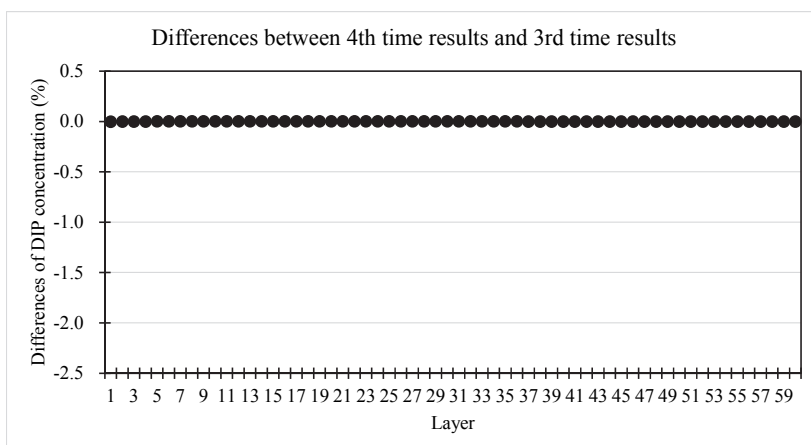
図-3.22 水深25 mでの底生系モデルの層別のDO濃度計算値の差分



(a) 2回目の計算と1回目の計算の差分

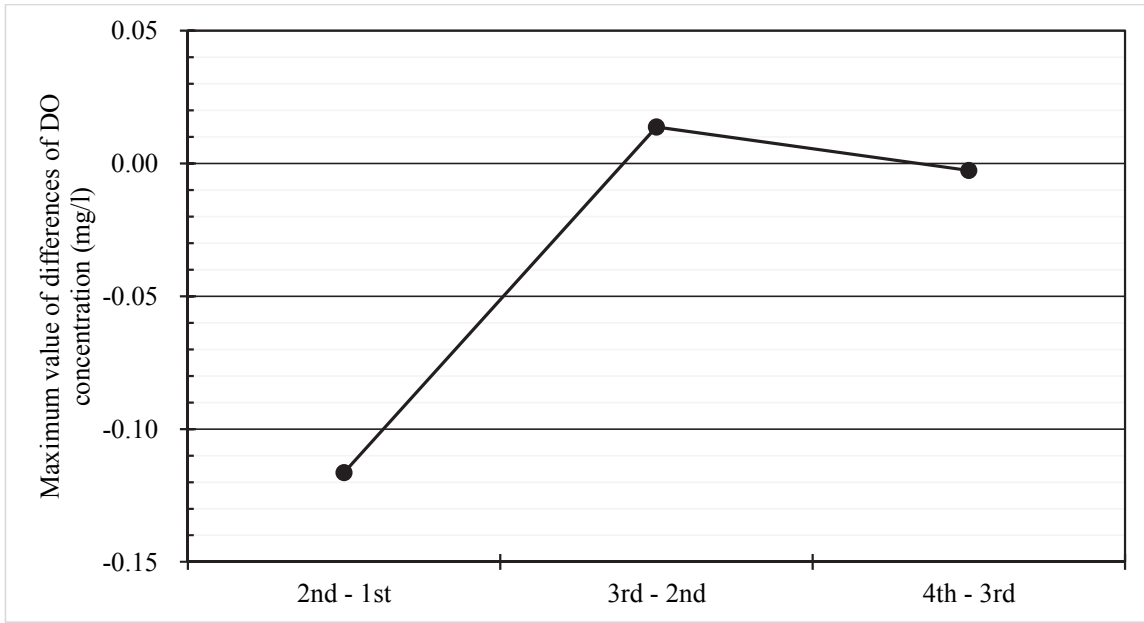


(b) 3回目の計算と2回目の計算の差分

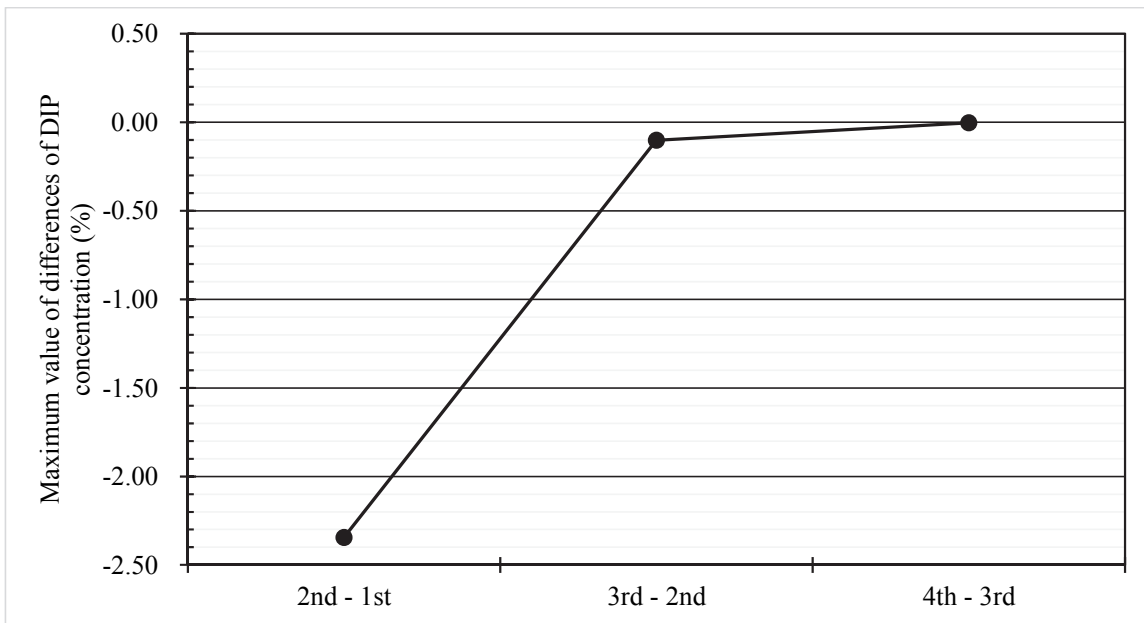


(c) 4回目の計算と3回目の計算の差分

図-3.23 水深25 mでの底生系モデルの層別のDIP濃度計算値の差分



(a) DO 濃度の収束状況



(b) DIP 濃度の収束状況

図-3.24 水深25 mでの底生系モデルの収束状況

3.3.3. 水質変遷の再現

(1) 観測データ

検証用の水質データとした DO 濃度, DIP 濃度は岩手県水産技術センターによって Stn.P で多項目水質計を用いて行った 1993 年から 2015 年の観測値を用いた.

検証用の底質データとした TP 濃度, DIP 濃度は, 2012 年 9 月 20 日, 2013 年 8 月 27 日, 2014 年 8 月 27 日, 2015 年 9 月 29 日, 2016 年 9 月 28 日に Stn.S1 で grabs 採泥器を用いて採取した表層泥を用いた. DIP 濃度は底泥表層の 2 cm に含まれる間隙水の濃度を用いた. 図-3.25 にその結果を示す. TP 濃度は, 0.64 から 0.79 (mg/g-dry)の間を示し, DIP は 0.05 から 0.13 (mg/l)の間を示した.

また, 底泥の酸素消費速度は 2016 年 9 月に湾内の Stn.S1 で採取した柱状採泥試料を用いたバッチ法による飽和濃度から開始した試験結果 (図-3.26(a)) をもとに, 試験開始から安定的に溶存酸素濃度が減少していた 6 時間までの酸素消費量をもとに酸素消費速度を算出し, 1573 mg/m²/d を得た. ここで, 図中のブランクは底泥を含まない現地海水だけの試料であり, 底泥を含む試料とブランクの差分から算出した. 底泥からの DIP 溶出速度は 2014 年 9 月に Stn.S1 で採取した柱状採泥試料を用いたバッチ法による嫌気試験と好気試験の結果 (図-3.26(b)) から安定的に栄養塩が溶出していた 0-72 時間までの実験結果から嫌気試験で 28.4 mgP/m²/d, 好気試験で 1.19 mgP/m²/d を得た.

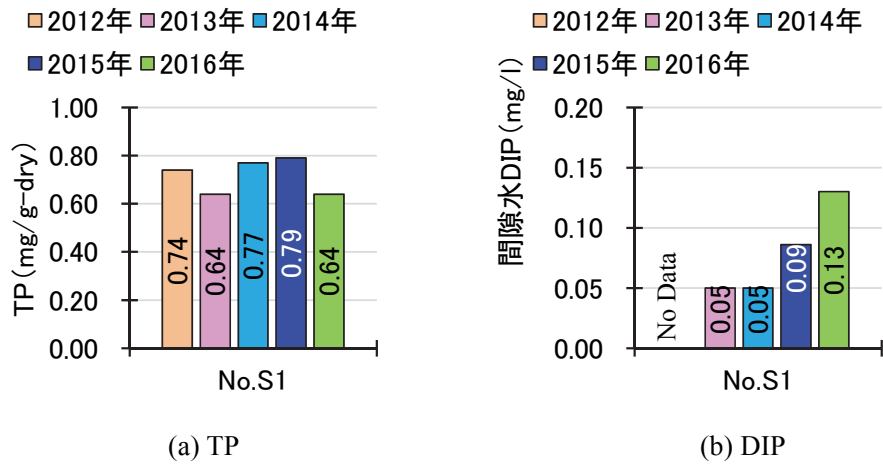
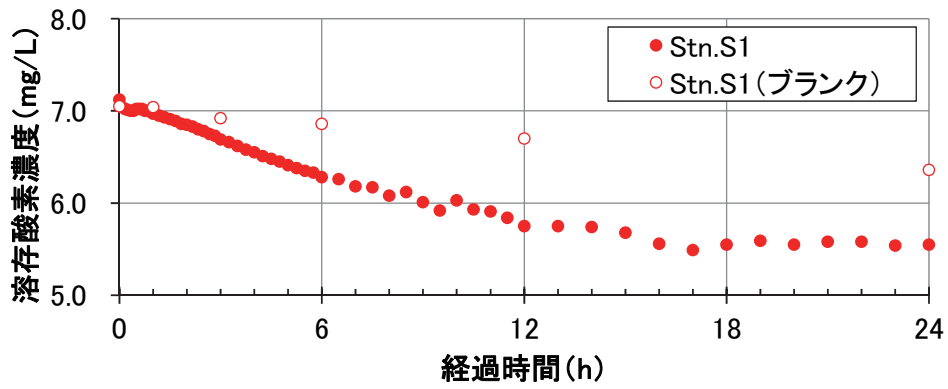
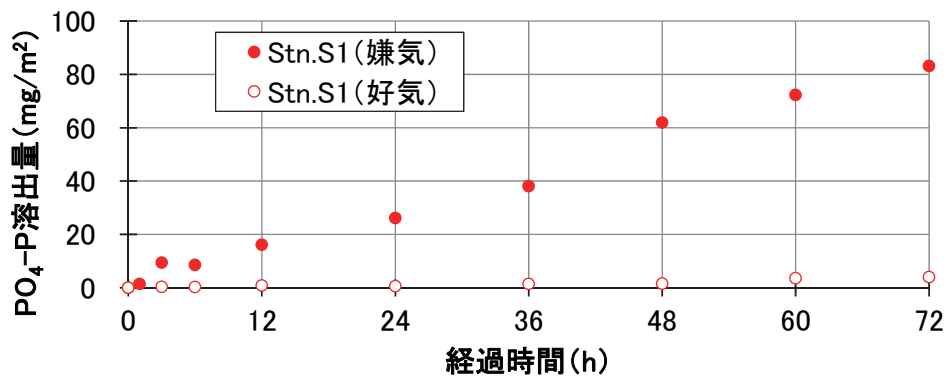


図-3.25 Stn.S1の底質の観測値



(a) 酸素消費速度試験結果



(b) 溶出速度試験結果

図-3.26 Stn.S1の柱状採泥試料を用いた底泥の酸素消費速度試験と溶出速度試験の結果

(2) 比較結果

図-3.27 に底泥での酸素消費速度と DIP 溶出速度の計算結果を示す。底泥での酸素消費速度は、5 m や 15 m では水温の高い夏季から秋季に高い値を示し、25 m や 31 m ではこの時期に海底直上の DO 濃度が低下するため、逆に低い値を示した。底泥での DIP 溶出速度は、水温の高い夏季から秋季に高い値を示した。

湾内の Stn.P の下層(-22 m)における DO 濃度, DIP 濃度の観測値と計算値の比較結果を図-3.28 に示す。DO 濃度は、夏季から秋季に低下し、冬季に回復する季節変化を再現した。DIP 濃度は、通常時の濃度を概ね再現したものの、時折みられる極大値を表現できなかった。このような極大値は、DO 濃度の低下時にみられることから貧酸素時の底泥からの溶出が原因にあげられる。

湾奥部の Stn.S1 で観測された底質の TP 濃度と底泥間隙水中の DIP 濃度の観測値との比較結果を図-3.29 に示す。TP 濃度の計算値は観測値よりやや低い値を示す傾向があるものの、同程度の値が得られたと判断した。DIP 濃度の計算値は、観測値の約 2 倍を示すものの、同程度の値が得られたと判断した。

図-3.30 には底泥の酸素消費速度と DIP 溶出速度の比較結果について示す。酸素消費速度は実験値と同じ 2016 年の計算を行っていないため、2015 年の 15 m での計算値で比較を行った。概ね実験値と一致する値を示した。DIP 溶出速度は、実験値と同じ 2014 年の計算値で比較を行った。好気条件の実験値との比較は、15 m での計算値の年最低値を、嫌気状態の実験値との比較は、DO 濃度が夏季に低下する 31 m での計算値の年最大値で比較を行った。好気条件の実験値とは概ね一致するものの、嫌気条件の実験値とはおよそ 1 桁の違いがみられた。図-3.28 に示す湾内下層の DIP 濃度の計算値も DO 濃度が低下する時期の DIP 濃度の極大値が計算は過少であることから、嫌気状態の DIP 溶出速度は現地より過少となっていた可能性がある。

また、国総研⁵⁾による Stn.P で採取された柱状採泥の TOC の観測値と底泥中 POP の計算値の鉛直分布を比較した結果を図-3.31 に示す。TOC の縦軸の単位は積算重量深度であり、30 g/cm³ がおよそ 0.6 m の深さに該当する。計算値は、表層で高くおよそ 0.2 m 以深では一定となる点を表現している。

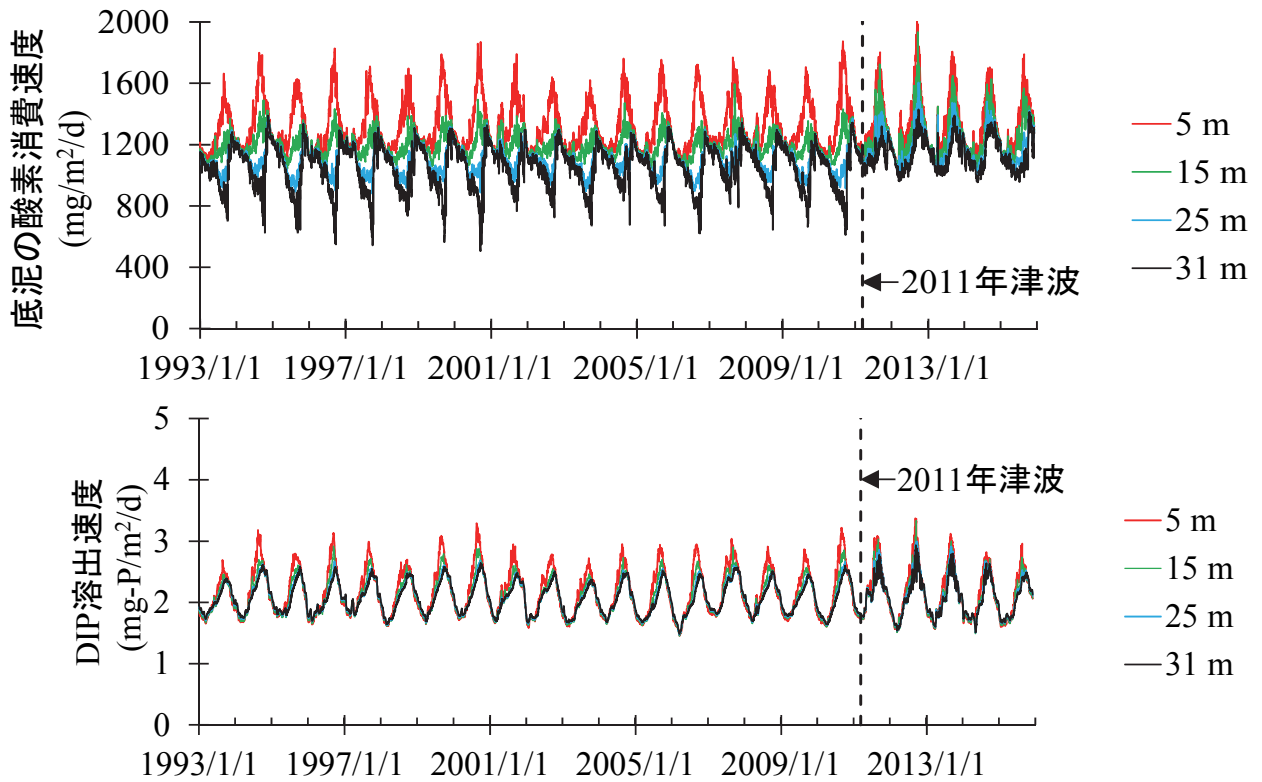


図-3.27 浮遊系モデルに与えた底生系モデルの底泥酸素消費速度と栄養塩溶出速度

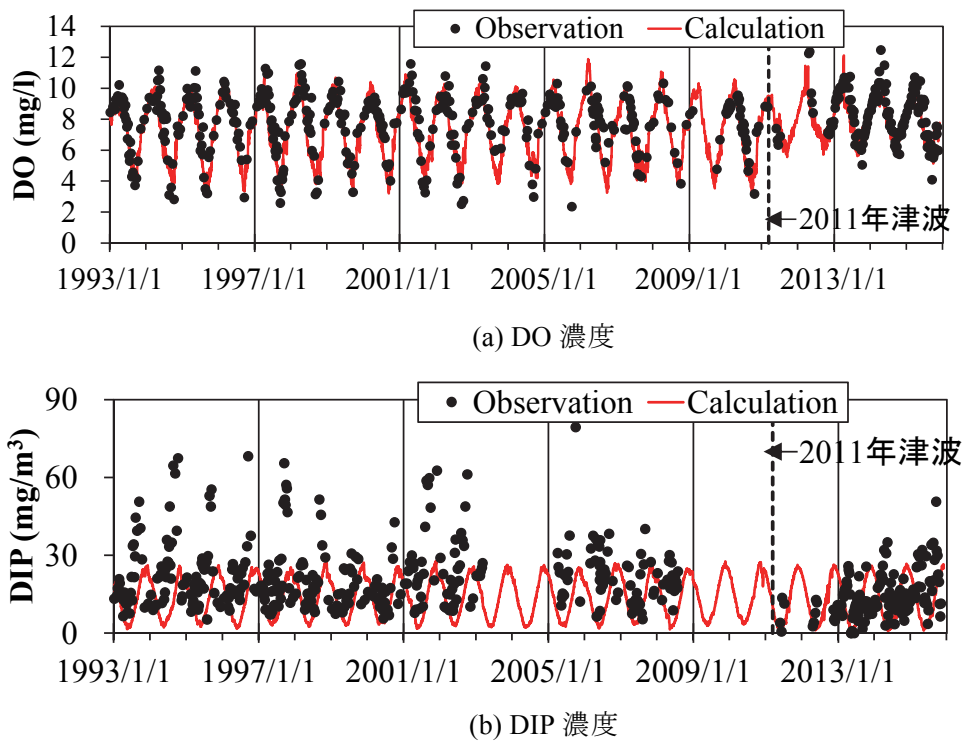
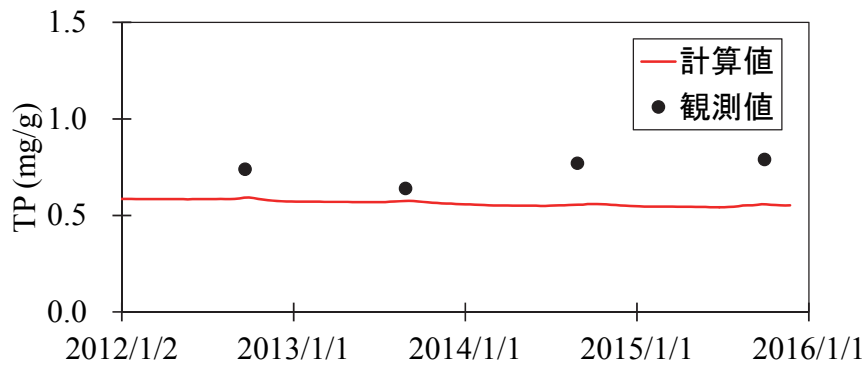
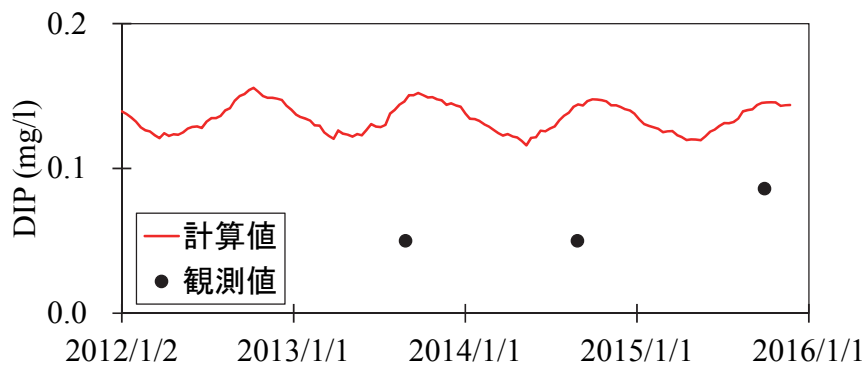


図-3.28 水質長期変遷の観測値と計算値の比較 (観測値：黒ドット，計算値：赤ライン)

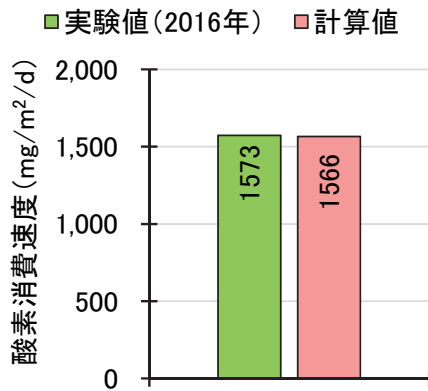


(a) TP

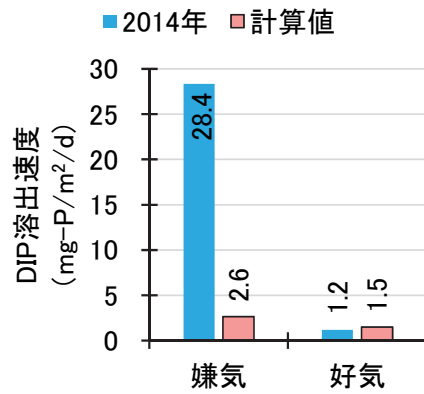


(b) DIP

図-3.29 底質の観測値と計算値の比較



(a) 酸素消費速度



(b) DIP 溶出速度

図-3.30 Stn.S1における底泥の酸素消費速度・栄養塩溶出速度の観測値と計算値の比較

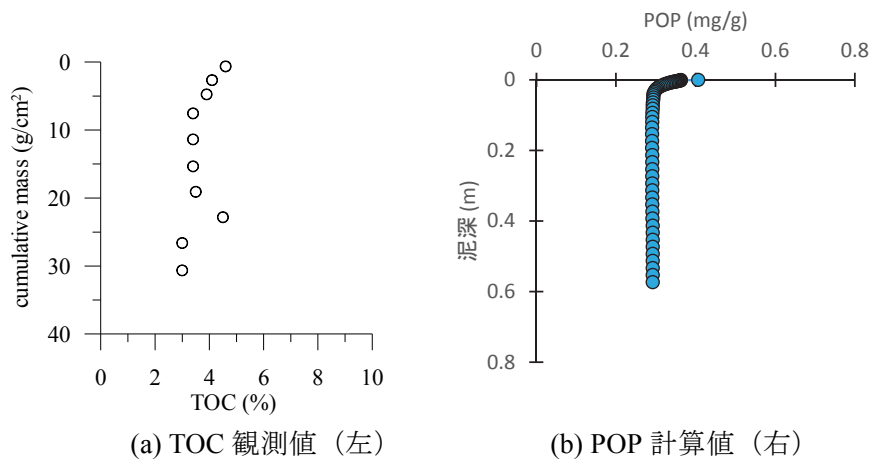


図-3.31 底質の観測値⁵⁾と計算値の鉛直分布の比較

3.3.4. 考察

湾口防波堤倒壊による海水交換の変化を把握するため、浮遊系計算の2014年12月から2015年11月の1年間を対象として震災前（湾口防波堤有り）と震災後（湾口防波堤無し）の地形条件で湾内全域に仮想的に物質を投入し、その残存率の時間変化から湾内の平均滞留時間¹⁾を計算した結果を図-3.32に示す。湾口防波堤の有無によって、湾内の海水交換は大きく異なる結果を示した。

図-3.33に浮遊系計算の結果であるPOCの堆積量の時系列を示す。また、図-3.34に底生系計算の結果である底泥表層（1層目）のPOPの時系列を示す。2011年津波を境にPOCの堆積量が大きく減少しており、それにともない底泥表層のPOPも減少する結果を示した。湾口部の海水交換の変化により、海水中で発生したデトリタスが湾内に堆積せずに湾外に流出し易くなったことが要因にあげられる。

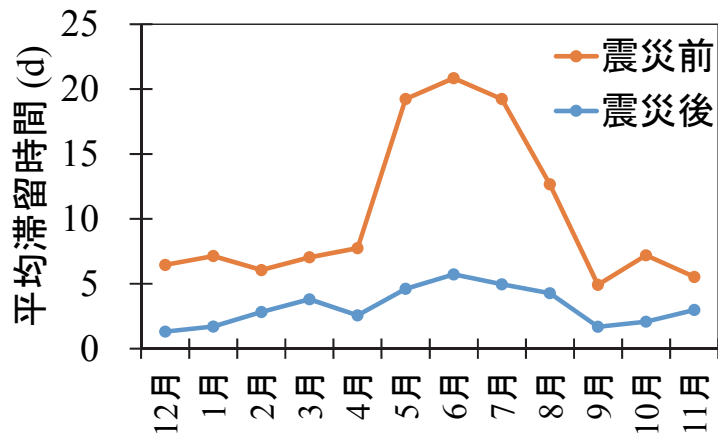


図-3.32 2014年12月から2015年11月の湾内の平均滞留時間

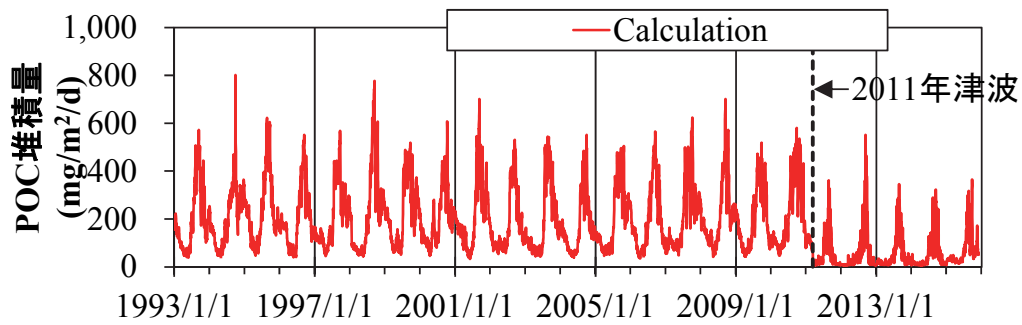


図-3.33 浮遊系モデルによるPOC堆積量の時系列

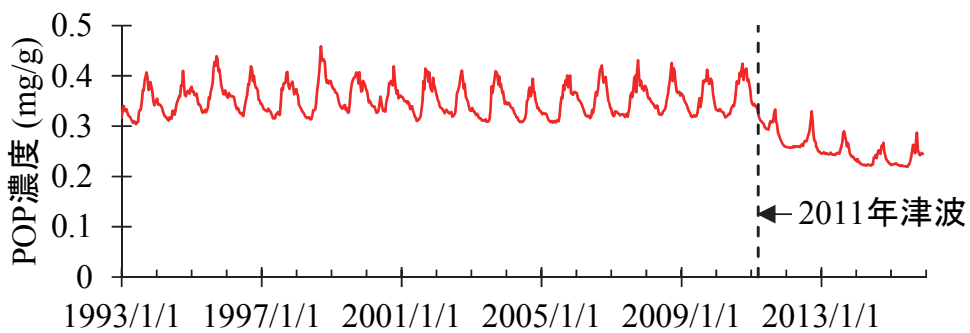


図-3.34 底生系モデルによる底泥表層のPOP堆積量の時系列

3.4. まとめ

3.4.1. 水質の変遷とその再現

大船渡湾内の1970年から2015年にかけての水質データを整理し、水質の変動特性を確認した。また、1993年から2011年津波後の2015年にかけての湾内の水温、塩分、DO濃度およびクロロフィルa濃度を2章でモデル化した鉛直2次元シミュレーションにより再現した。その結果、次のことがわかった。

- (1) 成層期に貧酸素化した水塊は、毎年冬季の鉛直混合期に解消され、飽和濃度まで回復していた。このため、前年の水質に関係なく毎年成層期に入るとDO濃度は飽和濃度から減少し始めていた。
- (2) 湾内への負荷量と湾内下層のDO濃度の経年変化を比較すると、負荷量の経年変化に対して湾内下層のDO濃度の低下はおよそ10年から20年の遅れがみられた。また、酸素消費速度に17年の位相差をもたせたモデル計算は、DO濃度の長期変遷に対して良い再現性を示した。
- (3) 鉛直2次元シミュレーションの結果から、湾口防波堤の流出によって湾内外の海水交換が活発になったことで、湾内の水質環境は短期間に変化したことを確認した。

3.4.2. 水質・底質相互作用を踏まえた長期的な水質変化のモデル化

鉛直2次元シミュレーションに底生系のプロセスを加え、長期の水質変化のモデル化を目指した簡易な浮遊系-底生系カップリングモデルを作成した。そのモデルを用い、大船渡湾の1993年から2015年にかけての約20年間の湾内のDO濃度とDIP濃度の時系列を概ね再現した。

計算結果から、震災前から震災後の大きな変化に、湾口防波堤の倒壊による海水交換の変化とそれに伴う湾内底泥へのデトリタス堆積量の減少と底泥表層の有機物の減少の可能性が示唆された。

参考文献

- 1) 村上和男: 閉鎖性内湾域の海水浄化に係わる水理・水質環境に関する研究, 港湾技研資料, No.900, pp.91-110, 1998.
- 2) 中尾 徹, 松崎加奈恵: 地形形状による富栄養化の可能性, 海の研究, Vol.4, No.1, pp.19-28, 1995.
- 3) 山室真澄, 石飛 裕, 中田喜三郎, 中村由行: 貧酸素水塊 現状と対策, 生物研究社, 229p. 2013.
- 4) 柳 哲雄: 貧酸素水塊の生成・維持・変動・消滅機構と化学・生物的影響, 海の研究, Vol.13, No.5, pp.451-460, 2004.
- 5) 国土交通省国土技術政策総合研究所: 大船渡湾における底泥採取および分析-大船渡湾水質データ整理解析調査(負荷量算定編)報告書, 104p., 2003.
- 6) 国土交通省東北地方整備局仙台港湾空港技術調査事務所: 平成23年度湾口防波堤機能改善効果検討業務報告書, 2012.
- 7) 宮沢公明, 早川康博: 大規模構造物と環境収容力-人工構造物(大船渡湾湾口防波堤)が湾内に及ぼす影響-, 沿岸海洋研究ノート, Vol.32, No.1, pp.29-38, 1994.

- 8) 丸谷尊彦, 韓銅珍, 中辻啓二: 大阪湾における水質の長期予測計算, 海岸工学論文集, Vol.47, pp.1051-1055, 2000.
- 9) 古川恵太, 中山恵介, 岡田知也, 宮野仁: 環境施策に資する内湾域の総合的な環境把握を目指した MEL1D-MB モデルの構築, 国土技術政策総合研究所研究報告, No.1, pp.1-16, 2001.
- 10) 宮澤泰正, 小松幸生, 瀬藤聡: 数値海況予測システム JCOPE2 による黒潮・親潮混合域の再現性, 海と空, Vol. 84, pp.85-91, 2008.
- 11) 国土交通省東北地方整備局仙台港湾空港技術調査事務所: 負圧利用型海水交換実証実験調査報告書, 480p., 2004.
- 12) 堀江毅, 細川恭史: 海域底泥中のリンの挙動モデルについて, 港湾技術研究所報告, Vol.23, No.2, pp. 49-74, 1984.
- 13) Akio Sohma, Yasuyuki Sekiguchi, Tomohiro Kuwae, Yoshiyuki Nakamura : A benthic-pelagic coupled ecosystem model to estimate the hypoxic estuary including tidal flat-Model description and validation of seasonal/daily dynamics, Ecological modelling, No.215, pp.10-39, 2008.
- 14) 永尾謙太郎・畑恭子・芳川忍・細田昌広・藤原建紀: 水質改善対策の評価を目的とした浮遊系-底生系結合生態系モデルの開発と適用, 海岸工学論文集, Vol.55, pp.1191-1195, 2008.
- 15) Henrik Fossing, Peter Berg, Bo Thamdrup, Soren Rysgaard, Helene Munk Sorensen, Kurt Nielsen : A model set-up for an oxygen and nutrient flux model for Aarhus Bay (Denmark), NERI Technical Report, No.483, 65p, 2004.
- 16) 水鳥雅文, 曾我雅海: 干潟海域における熱収支の検討, 電力中央研究所報告, pp.1-27, 1987.
- 17) 岩手県沿岸広域振興局: 大船渡湾水質・底泥調査業務委託報告書, 45 p., 2011.

4. 大規模港湾施設に対する環境への工学的な対策とその検討

4.1. 目的

大船渡湾（図-4.1）が位置する三陸沿岸では、成層期に北から南に伝播する内部重力波により湾外の水温躍層が湾口水深より浅くなることで、突発的に密度流として外海水が湾内に侵入することが知られている¹⁾。大船渡湾ではこのときに湾内の海水が大きく入れ替わるため、突発的な外海水の侵入が湾内の海水交換に非常に重要であることが震災前の現地観測とシミュレーションによる研究^{2),3)}や2章で示した震災後の現地観測およびシミュレーションの結果より明らかになっている。

一方で、2011年東北地方太平洋沖地震津波により湾口防波堤が倒壊する大規模な被害を受ける前の大船渡湾では、毎年夏季にDO濃度が1 mg/l以下になるような貧酸素水塊が形成されていた⁴⁾。その主な要因は、基礎マウンドによる湾内下層の海水交換の低下による水温成層化と湾内への負荷量の増加であることが震災前の研究⁵⁾で指摘されており、2章で示した震災後の研究も同様である。

このような経緯を受け、国土交通省と地元関係者による検討を経て、大船渡港湾口防波堤の復旧工事においては、貧酸素化への対策として湾口防波堤開口部の基礎マウンドに通水管が設置された。

この章では、この通水管を紹介するとともに、通水管設置後から基礎マウンド完成後にかけて得られた観測データによって通水管内の流動特性と通水管による湾内の貧酸素化の抑制効果について明らかにすることと、数値シミュレーションにより通水管内の流況を再現し、通水管による海水交換の効果を確認するとともに、湾内下層の海水交換に重要となる対策を検討した。

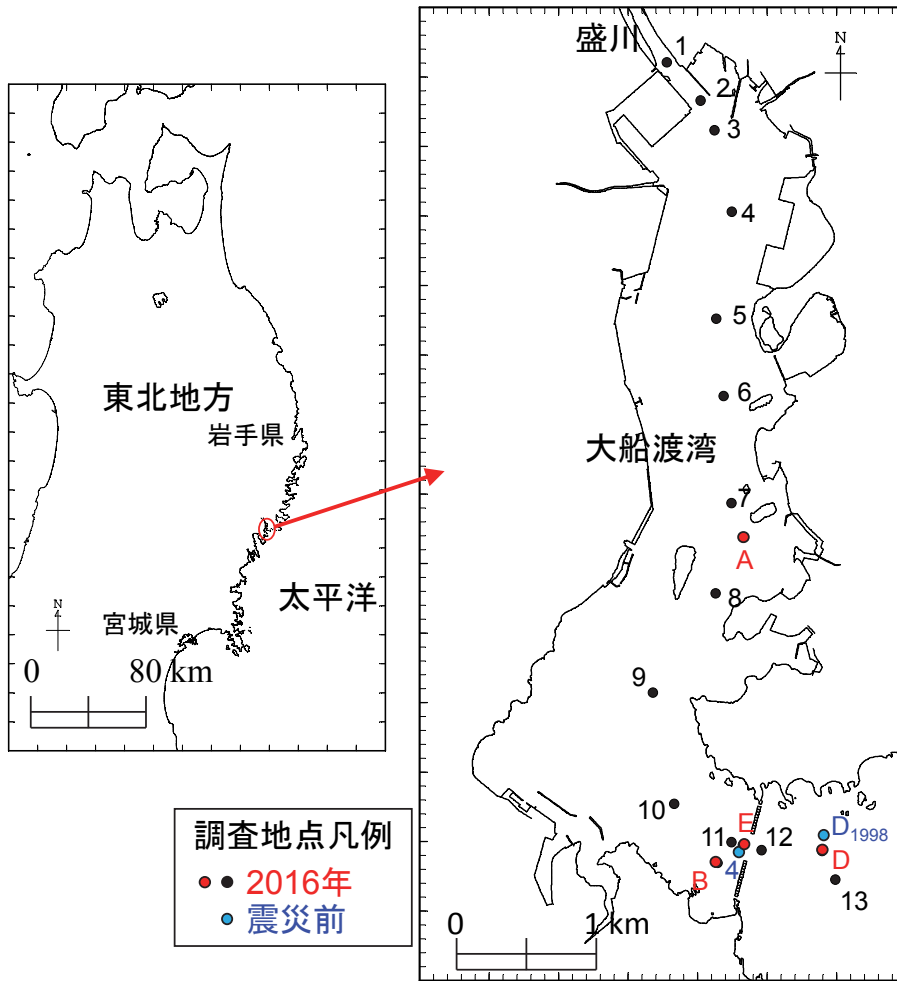


図-4.1 大船渡湾位置図

4.2. 工学的な対策とその効果

4.2.1. 通水管と現地観測の概要

(1) 通水管

前述のように国土交通省と地元関係者による検討を経て、湾口防波堤開口部の基礎マウンドに通水管が設置された。ここでは、復旧後の湾口防波堤と通水管の概要を説明する。

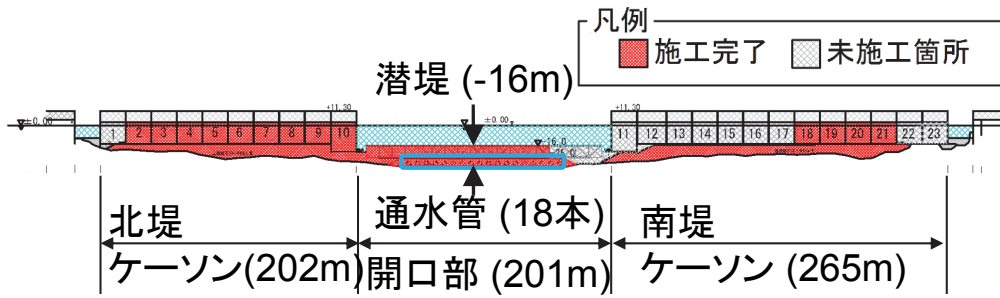
湾口防波堤が設置された湾口部は、幅約800 m、水深約36 mである。北堤は202 m、南堤は265 m、開口部は201 mである（**図-4.2**）。開口部は、基礎マウンド上部に潜堤（逆T字ブロック）を設置した構造となっており、天端高さは水深16 mである（**図-4.3**）。

通水管は、水深31 mの基礎マウンド部に設置された。通水管の直径は3.5 m、長さは87 mである。通水管の設置本数は18本である。通水管1本当たりの断面積は9.6 m²、18本全ての断面積は172.8 m²である。

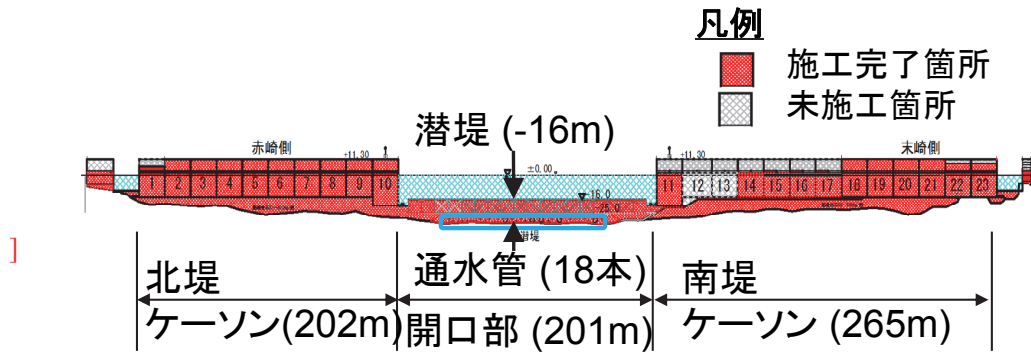
2015年9月時点での湾口防波堤復旧状況は、北堤10函のケーソンのうち1函を残すのみとなっており、南堤13函のケーソンのうち4函が設置された状況であった。また、201 mの幅をもつ中央の開口部は、2014年9月に通水管18本の全てを設置した。潜堤は、逆T型ブロック18基のうち14基までを設置した状況であった（**図-4.2 (a)**）。

2016年7月下旬時点で開口部基礎マウンドの潜堤 (-16 m)の設置が終わっていた。ケーソンは、南堤の12、13のケーソン2函が7月下旬で未設置であったが、これら2函のケーソンも9月18日には設置が完了した（**図-4.2 (b)**）。

通水管内の流況が観測できるように、中央の通水管の湾内側・湾外側のそれぞれ管の端から1 mの位置に高さ1.3 mの観測架台が設置された（**写真-4.1**）。



(a) 2015年9月時点での湾口防波堤復旧断面



(b) 2016年7月26日時点での湾口防波堤復旧断面

図-4.2 復旧状況の横断面図 (国土交通省東北地方整備局釜石港湾事務所提供)

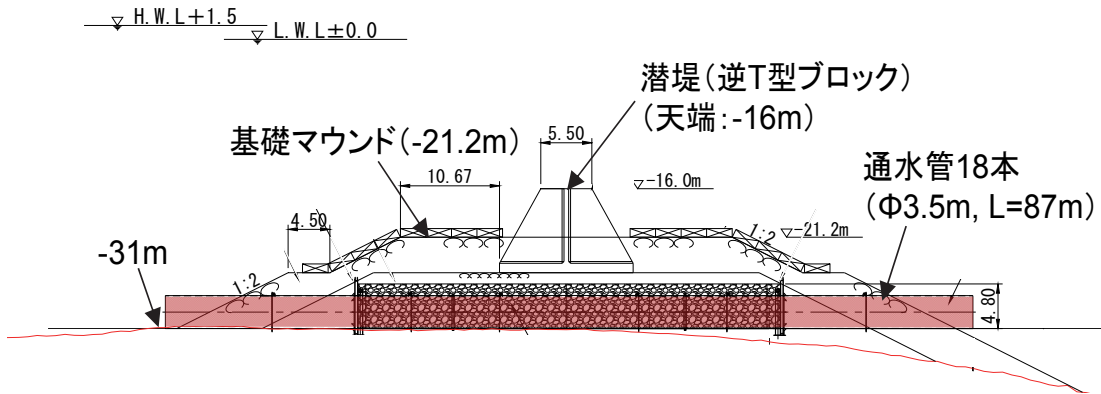


図-4.3 開口部の標準断面図 (国土交通省東北地方整備局釜石港湾事務所提供)

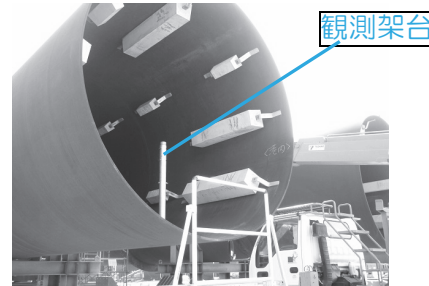


写真-4.1 通水管の施工状況と観測架台 (国土交通省東北地方整備局釜石港湾事務所提供)

(2) 現地観測

2015年7月28日から11月26日と2016年7月26日から11月25日の期間、Stn.AとStn.D(図-4.1)において、水深2 m、18 m、海底上1 mで水温、塩分の連続観測を実施した。また、水温は、表層から底層まで2 m間隔で連続観測を実施した。水温、塩分は水深2 mにACTW-USB(JFEアドバンテック社製)を用い、水深18 mと海底上1 mにCompact-CT(JFEアドバンテック社製)を用いた。水温は、HOBO Water Temp Pro V2(クリマテック社製)を用いた。同じ2015年と2016年の期間のStn.Aの18 mと海底上1 mおよび2016年の期間のStn.Dの海底上1 mでDO濃度(ARO05-USB, JFEアドバンテック社製)の連続観測を実施した。また、2016年8月25日から10月4日まで、Stn.Aの海面下2 mとStn.Dの海面下2 mと18 mでもDO濃度(Compact-DOW, JFEアドバンテック社製)の連続観測を実施し、Stn.B(図-4.1)の海底上0.3 mでもDO濃度(ARO05-USB, JFEアドバンテック社製)の連続観測を実施した。

Stn.1~Stn.13において、2015年1月と2015年7月から2015年11月の間に月1回の頻度で水温、塩分、DO濃度の鉛直分布を0.1 m間隔に測定した(AAQ-RINKO, JFEアドバンテック社製)。

18本の通水管の内、中央通水管の湾内側(Stn.E Center-IN)(図-4.4)において2014年9月9日から2015年8月31日に流向・流速の連続観測を実施した。また、中央通水管の湾内側(Stn.E Center-IN)と湾外側(Stn.E Center-OUT)(図-4.4)において、2015年8月31日から2015年10月1日までの約1ヶ月間の流向・流速の連続観測を実施した。

18本の通水管の内、中央通水管の湾内側(Stn.E Center-IN)(図-4.4)において2015年10月1日から2016年9月2日に流向・流速の連続観測を実施した。また、北側(Stn.E North)、中央(Stn.E Center-IN)及び南側(Stn.E South)の3本の通水管の湾内側(図-4.4)において、2016年9月2日から2016年10月5日までの約1ヶ月間の流向・流速の連続観測を実施した。

流速・流向は、超音波式流速計(Vector, NORTEK社製)を用いた。2014年9月9日から2015年8月31日の間と2015年10月1日から2016年9月2日までの間は、測定時間30秒(1秒毎)、測定間隔30分とし湾内側のみで測定した。2015年8月31日から10月1日の間と2016年9月2日から10月5日の間は、測定時間60秒(1秒毎)、測定間隔10分で測定した。

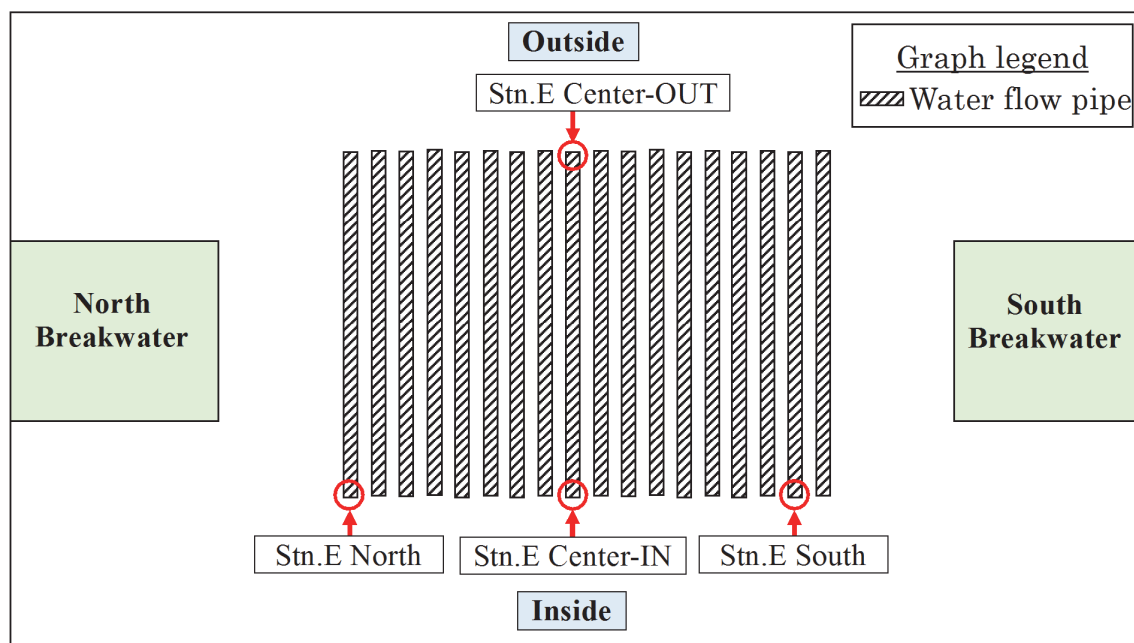


図-4.4 通水管の配置と連続観測地点

4. 2. 2. 結果および考察

(1) 通水管内の流速

通水管内の流速の季節変化を図-4.5に示す。図には各測定時間の平均値とその25時間移動平均値を示す。冬季の2014年11月から2015年2月の管内の流れは、ほぼ一定して湾外から湾内に流入していた。一方で、2015年6月から9月の夏季から秋季の流れは、大きく振動しており、25時間移動平均流で見るとほとんどの期間で湾内から湾外へ流出していた。

通水管内流速の大きく振動していた2015年8月から9月の期間に着目し、通水管内の流速時系列と湾内 (Stn.A) と湾外 (Stn.D) の水温イソプレットおよび湾内 (Stn.A) 下層 (約30 m) のDO濃度の時系列を図-4.6に示す。この通水管内流速が大きく振動している期間においても、流向が大きく振動する期間と、ほぼ一定して流向が流出方向だった期間があった。流向が大きく振動していた2015年8月28日から9月3日と9月12日から9月17日の水温は、湾外の中層から通水管の設置水深 (-31 m) に湾内よりも水温の低い水塊が半日周期で出現していた。このときの湾内下層のDO濃度は上昇していた。

一方、ほぼ一定して流向が流出方向だった2015年9月4日から9月11日の水温は、湾外の中層から通水管の設置水深 (-31 m) にかけての水温が湾内の水温よりも高い状態となっていた。この時の湾内下層のDO濃度は、約0.5 mg/l/dの一定した速度で低下し続けていた。

水温・塩分および σ_t の鉛直分布を図-4.7に示す。通水管内の流向がほぼ一定して流入方向だった冬季の2015年1月15日9:05~9:15の水温と塩分は、水深3 - 12 m層において湾

内 (Stn.11) の値が湾外 (Stn.12) の値よりも低かった。その結果、密度は同じ層において、湾内よりも湾外の方が若干高密度となっていた。

通水管内の流向が流入方向だった 2015 年 8 月 28 日 13:30~13:40 においては、湾外の水深 14 m 以深に湾内よりも明確な低温・高塩分の水塊が存在しており、水深 14 m 以深で湾外の方が湾内よりも高密度になっていた。

通水管内の流向が流出方向だった 2015 年 9 月 28 日 9:05~9:20 においては、湾内の 17 m 以深に湾外よりも低温・高密度の水塊が存在しており、水深 17 m 以深で湾内の方が湾外よりも高密度になっていた。

北・中央・南の 3 本の通水管内で観測された 2016 年 9 月の流速の時系列を図-4.8 に示す。北側通水管内と中央通水管内の流速、南側通水管内と中央通水管内の流速の散布図を図-4.9 に示す。異なる通水管内の流れは、ほぼ同じ速さと位相で変化していた (図-4.8)。北側通水管内の流速は、中央通水管内と南側通水管内の流速の約 1.1 倍であった (図-4.9)。

この結果をもとに、18 本の通水管の平均流速に換算を行った。まず、3 本の通水管で観測を開始する前の 9 月 1 日 0:00~9 月 3 日 10:40 の期間は、中央通水管のみで流速データが得られているため、中央通水管の流速値に、それ以降の中央通水管の流速値と 3 本の通水管の流速平均値の比 (1.067) を掛けて 18 本の通水管の平均流速に換算した。3 本の通水管の流速が得られている 9 月 3 日 10:50~10 月 5 日 8:30 の期間は、3 本の通水管の流速平均値をもとめて 18 本の通水管の平均流速に換算した。図-4.10 に換算した 2016 年 9 月の通水管内の流速の時系列を示す。通水管内の流速は、2015 年の観測データでも確認したように、半日周期で流入と流出を繰り返す期間 (9 月 1 日から 6 日、9 月 24 日から 30 日) と一定して湾内から湾外へ流出する期間 (9 月 10 日から 17 日) があり、25 時間移動平均流速は、ほとんどの時間で湾内から湾外への流出を示した。

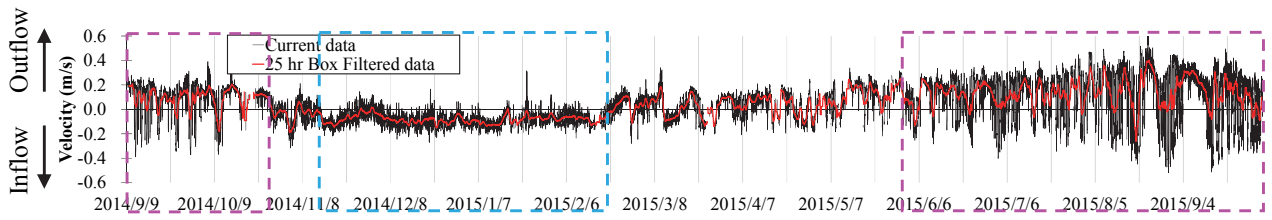
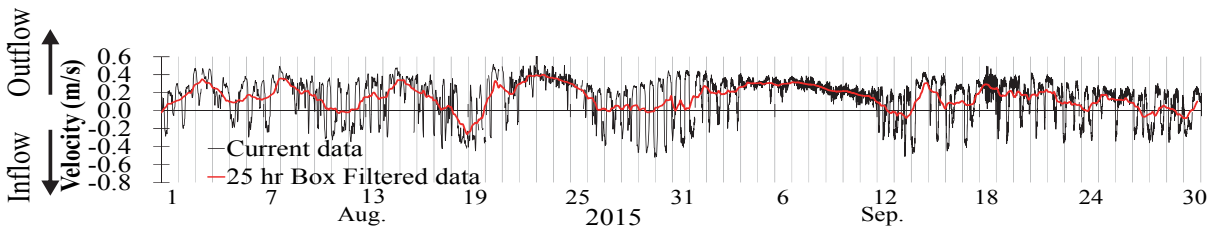
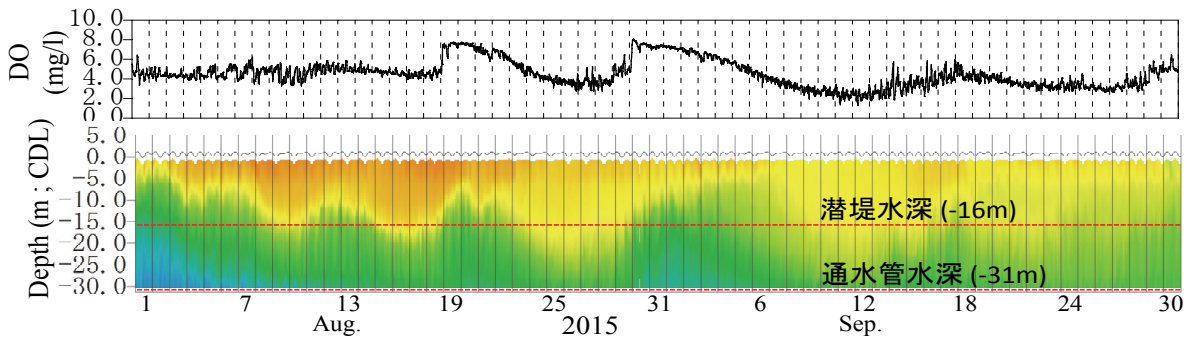


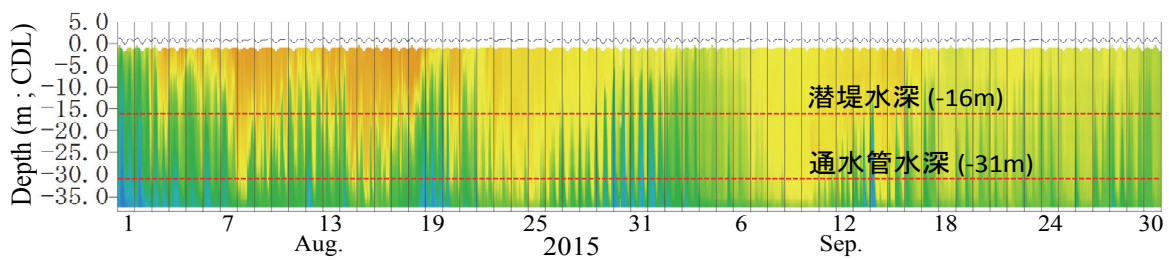
図-4.5 通水管内の流速の季節変化



(a) 通水管内の流速

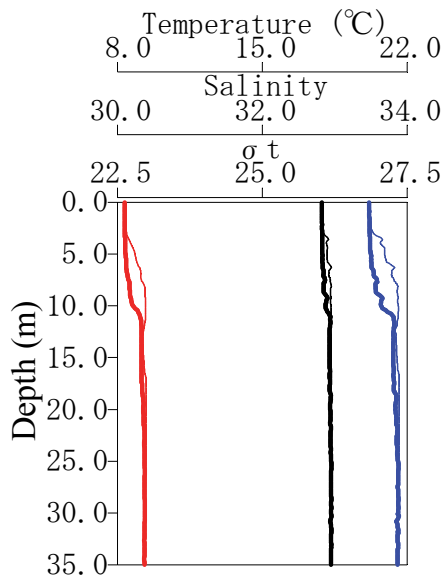


(b) 湾内 (Stn.A) 下層 (-30m) の DO 濃度, 水温

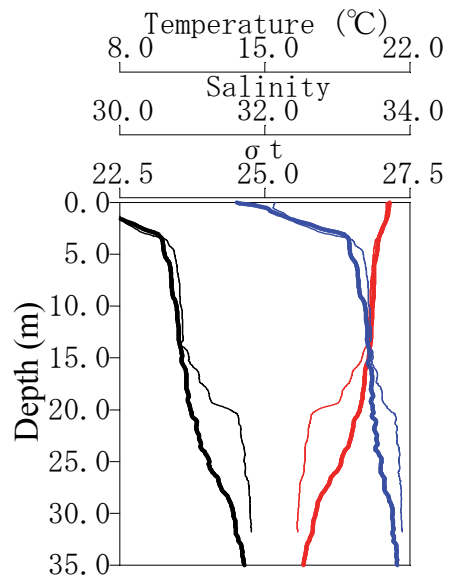


(c) 湾外 (Stn.D) の水温

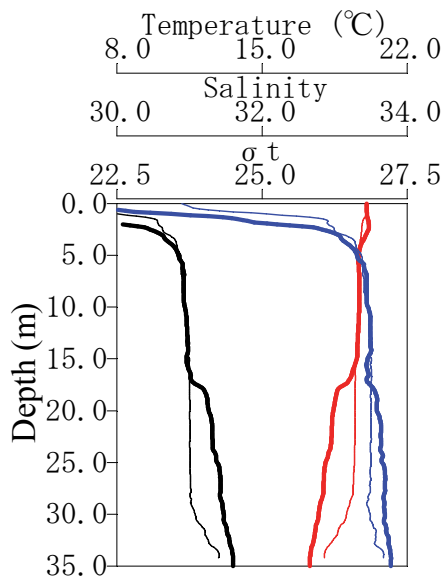
図-4.6 2015年8月から9月の通水管内の流速と湾内 (Stn.A) , 湾外 (Stn.D) の水温イソプレット, 湾内 (Stn.A)下層のDO濃度



(a) 2015年1月15日



(b) 2015年8月28日



(c) 2015年9月28日

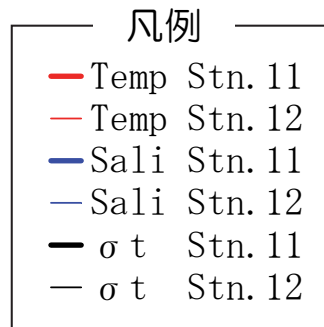


図-4.7 水温，塩分， σ_t の鉛直分布（2015年1月15日，8月28日，9月28日）（太線は湾内 (Stn.11)，細線は湾外 (Stn.12)に該当する）

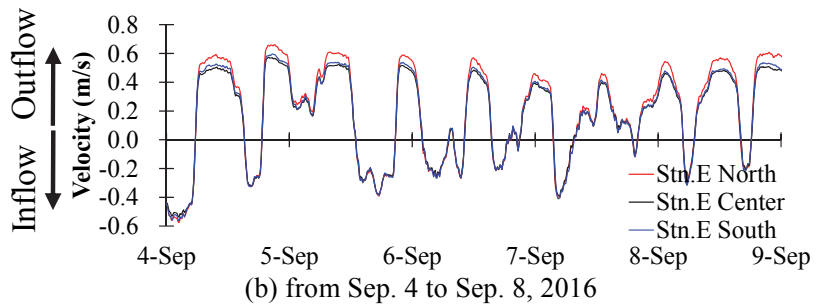
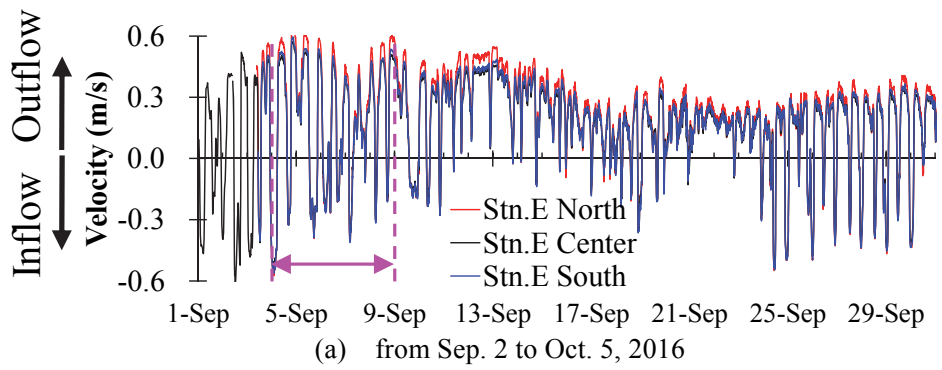


図-4.8 北側・中央・南側の3本の通水管で観測された通水管内の流速時系列

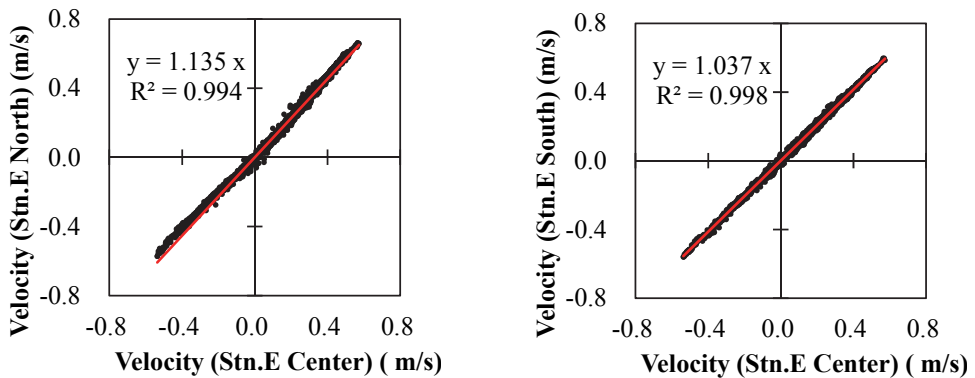


図-4.9 北側・中央・南側の通水管の流速の比較

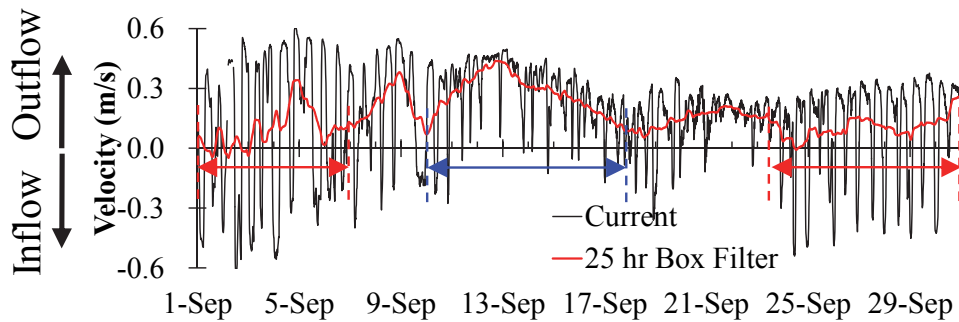


図-4.10 通水管内の流速時系列

(2) 通水管の海水交換性能

通水管内の流向と湾内外の密度分布の観測結果から、通水管内の流れは湾内外の密度差に強く関連していることが考えられた。そこで、通水管の湾内側と湾外側の圧力差を確認するため、密度 (σ_t) を海面から鉛直方向に積分し圧力の鉛直分布を求め、湾内 (Stn.11) と湾外 (Stn.12) で差分をとり、圧力差の鉛直分布図を作成した (図-4.11)。このとき、順圧成分とされる潮流は、冬季の通水管の流速時系列 (図-4.5) から10 cm/s程度の流速を持つものと推察され、この流速は成層期の流速(およそ30 cm/sで振動)と比べると小さいため、ここでは湾内と湾外の両地点での水位差 ($\Delta\eta$)はゼロ(湾内と湾外の水位は同じである)と仮定し、水深0 mでの圧力差はゼロとした。

2015年1月15日9:05~9:15の結果は、12 m以浅において湾内の方が湾外よりも低密度となっていたため、12 m以深の圧力は、湾内<湾外となっていた。このため、通水管の設置水深 (-31 m)の圧力も、湾内<湾外となっていた。

湾外の中層以深で湾内よりも低温・高塩分(高密度)の水塊が存在していた2015年8月28日13:30~13:40の通水管の設置水深 (-31 m)の圧力は、湾内<湾外となっていた。

湾内の中層以深で湾外よりも低温・高塩分(高密度)の水塊が存在していた2015年9月28日9:05~9:20の通水管の設置水深 (-31 m)の圧力差は、湾内>湾外となっていた。

この他の観測日の σ_t の鉛直データも活用し、通水管内の流速と密度 (σ_t) の鉛直分布より求めた通水管の設置水深 (-31 m)での湾内 (Stn.11) と湾外 (Stn.12) の圧力差の相関を調べたところ、 R^2 が0.92を示し、両者に高い相関が得られた (図-4.12)。この結果から、通水管内の流れは、湾内と湾外の密度の鉛直分布に起因した密度流が支配的であることが考えられる。

このことから、鉛直混合の発達する冬季に通水管内で流入していた理由は、上層部において湾内が湾外よりも低塩分・低密度となり、通水管の設置水深 (-31 m)において湾内の圧力よりも湾外の圧力の方が高くなることであると考えられる (図-4.13(a))。冬季の湾内外の密度の連続観測結果が無いので確かなことは言えないが、流入が継続していたことから (図-4.5)、このような密度の湾内外の関係が冬季においては継続していたと推測される。

また、水温成層の発達する夏季から秋季の通水管内の流向が大きく振動しており、平均すると湾内から湾外への流出方向となっていた理由として次のことが考えられた。岡寄¹⁾が報告しているように、月に数回の頻度で湾外下層に半日周期で湾内よりも水温の低い(高密度の)水塊が出現する。湾外下層に水温の低い水塊が出現している間、通水管の設置水深 (-31 m)において湾内の圧力よりも湾外の圧力の方が高くなり、この圧力差が駆動力となって湾外から湾内に流入する。その後、湾外の水温の低い水塊が消えている間、湾内下層に湾外から流入した水温の低い水塊が存在するため、湾内下層の方が湾外よりも水温の低い(高密度の)状態となる。この間、通水管の設置水深 (-31 m)において、湾内の方が湾外よりも圧力が高くなり、この圧力差が駆動力となって湾内から湾外に流出する (図-4.13(b))。湾内に侵入した水温の低い水塊の一部は、しばらく湾内下層に留まる。結果と

して、湾外下層の低水温の水塊が完全に消え、湾内下層の方が湾外よりも水温の低い（高密度の）状態が継続すると、通水管の設置水深 (-31 m) において湾内の方が湾外よりも圧力が高い状態が続き、湾内から湾外への流出が継続する（図-4.13(c)）。

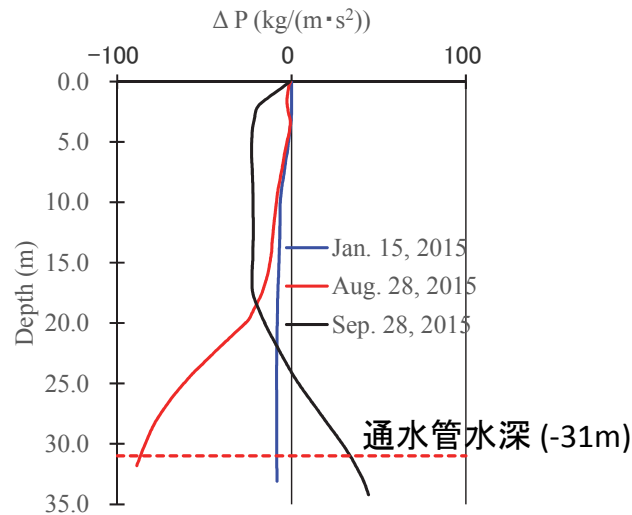


図-4.11 圧力差の鉛直分布（2015年1月15日、8月28日、9月28日）（プラスは湾内側（Stn.11）が湾外側（Stn.12）より高压を示す。）

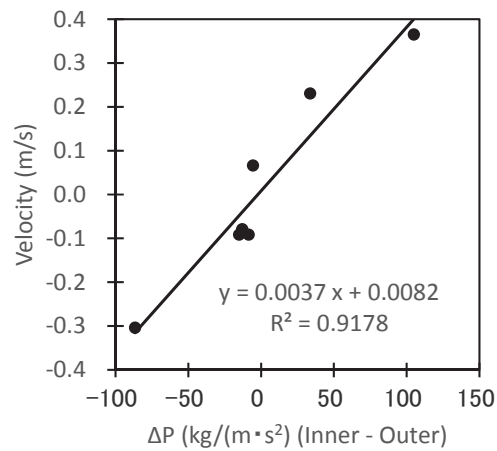
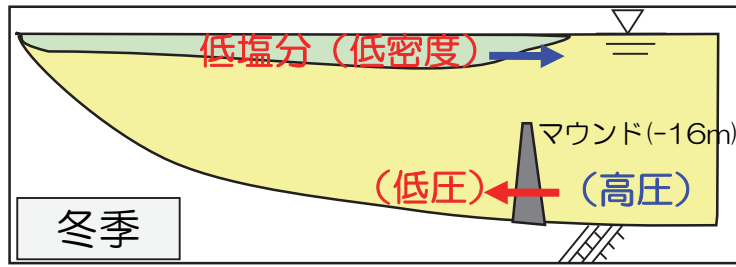
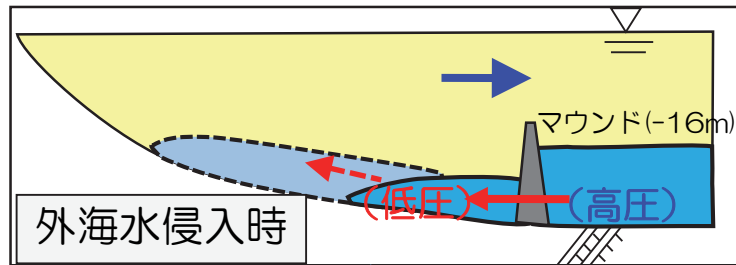


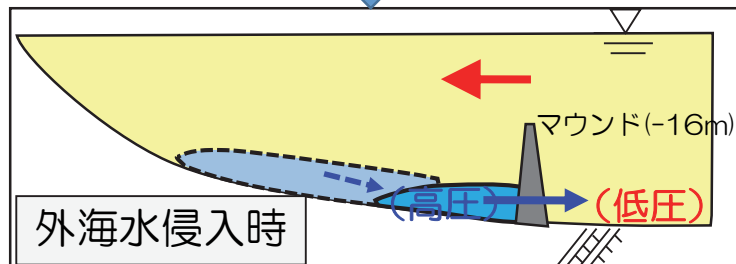
図-4.12 通水管内の流速と31m深における湾内（Stn.11）と湾外（Stn.12）の圧力差の比較



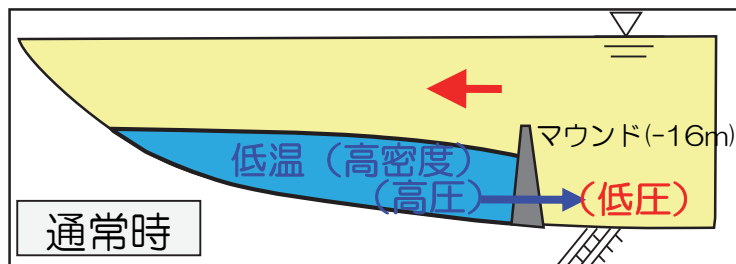
(a) 冬季



↑ ↓ 半日周期で変動



(b) 夏季から秋季の外海水侵入時



(c) 夏季から秋季の通常時

図-4.13 平均的な流れの模式図

(3) 基礎マウンド完成後の通水管による海水交換

通水管内の流速が半日周期で流入と流出を繰り返す2016年9月1日から6日にかけての期間と通水管内の流速がほぼ一定して流出傾向を示す2016年9月10日から17日の期間について湾内 (Stn.A)と湾外 (Stn.D)の水温イソプレットと湾内 (Stn.A)の水温鉛直勾配のイソプレットと通水管内の流速時系列を図-4.14に示す。水温鉛直勾配は、鉛直上向き水温勾配 ($\Delta T/\Delta z$)を描画したものである。 ΔT は深さ方向の水温変化量 (°C)、 Δz は鉛直上向きを正とした ΔT に該当する深さの変化量 (m)を示す。深くなるにつれて水温が低下する場合にプラスの値をとり、深さ方向に水温が一定の場合ゼロの値をとる。また、図-4.15に水温と σ_t の鉛直分布を示す。通水管内の流速が半日周期で流入と流出を繰り返す2016年9月1日から6日にかけて湾内 (Stn.A)の水温18.5 °C以下となる水深は、-26m付近から-14m付近まで徐々に上昇していた (図-4.14 (a))。湾内 (Stn.A)の水温の鉛直勾配の時間変動をみると、9月1日には-20 m深付近に約0.4 °C/mの水温躍層がみられるのに対し、9月7日には-10 m深付近まで上昇していた (図-4.14 (c))。このことは、水温の鉛直分布の時間変動でも明瞭に示されていた (図-4.15(a))。湾外 (Stn.D)においては、水温18.5 °C以下の低水温の水塊が半日周期で出現していた (図-4.14 (b))。これらから、湾外に半日周期で低水温の水塊が出現すると、それに合わせて、湾外の低水温の水塊が通水管を通じて湾内底層に流入すると言える。また、湾外の低水温の水塊の上面は基礎マウンドの天端高-16mを越えることもあり、この場合には、湾外の低水温の水塊は、通水管だけでなく、基礎マウンドの潜堤を越えて湾内の中層から下層に侵入すると考えられる。

通水管内の流速がほぼ一定して流出傾向を示す2016年9月10日から17日の間、湾内 (Stn.A)の水温18.5 °C以下となる水深は、-14 m付近から-26 m付近まで低下していた (図-4.14 (a))。湾内 (Stn.A)の水温の鉛直勾配の時間変動をみると、9月10日に-10~-15 m深にみられる約0.4 °C/mの水温躍層が9月18日には-25~-30 m深まで下降していた (図-4.14 (c))。このことは、図-4.15(b)に示した水温鉛直分布も明瞭に示していた。このとき、湾外 (Stn.D)の通水管のある-31 m深と基礎マウンドの-16 m深の水温はほとんどの期間で湾内の同じ水深の水温よりも高いかもしくは同等の水温を示しており通水管内の流速もほぼ一定して流出していることから、湾内の中層から下層に存在した低水温 (高密度)の水塊が湾外へ流出したと考えられる。また、水温躍層が-30 m深まで下降していたことから、水温躍層より深い水深に存在した低水温の水塊のほとんどは通水管を通して湾外へ流出したと考えられる。

2016年9月10日0:00から9月18日0:00の8日間に全通水管 (18本) を通って湾内から湾外へ流出した海水の容積を計算すると、 $2.33 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{日} \times 8 \text{ 日} \times 18 \text{ 本} = 3.23 \times 10^7 \text{ m}^3$ に相当していた。湾内の基礎マウンド潜堤の天端高 (-16 m) よりも深い部分の容積は、50 mの正方格子で地形近似した湾全域の水深分布から算定すると、約 $3.9 \times 10^7 \text{ m}^3$ となる。このため、この8日間に通水管を通して湾内から湾外へ流出した海水の容積は、基礎マウンド潜堤よりも深い容積のおよそ8割に相当することになる。また、この流量は10日間で基礎マウンド潜堤よりも深い容積の10割を排水する能力に相当する。このように、湾外に低水温の水塊がない場合

には、通水管には湾内の基礎マウンドよりも深い部分の低水温（高密度）の水塊を湾外へ定常的に排出する機能があることが確認された。

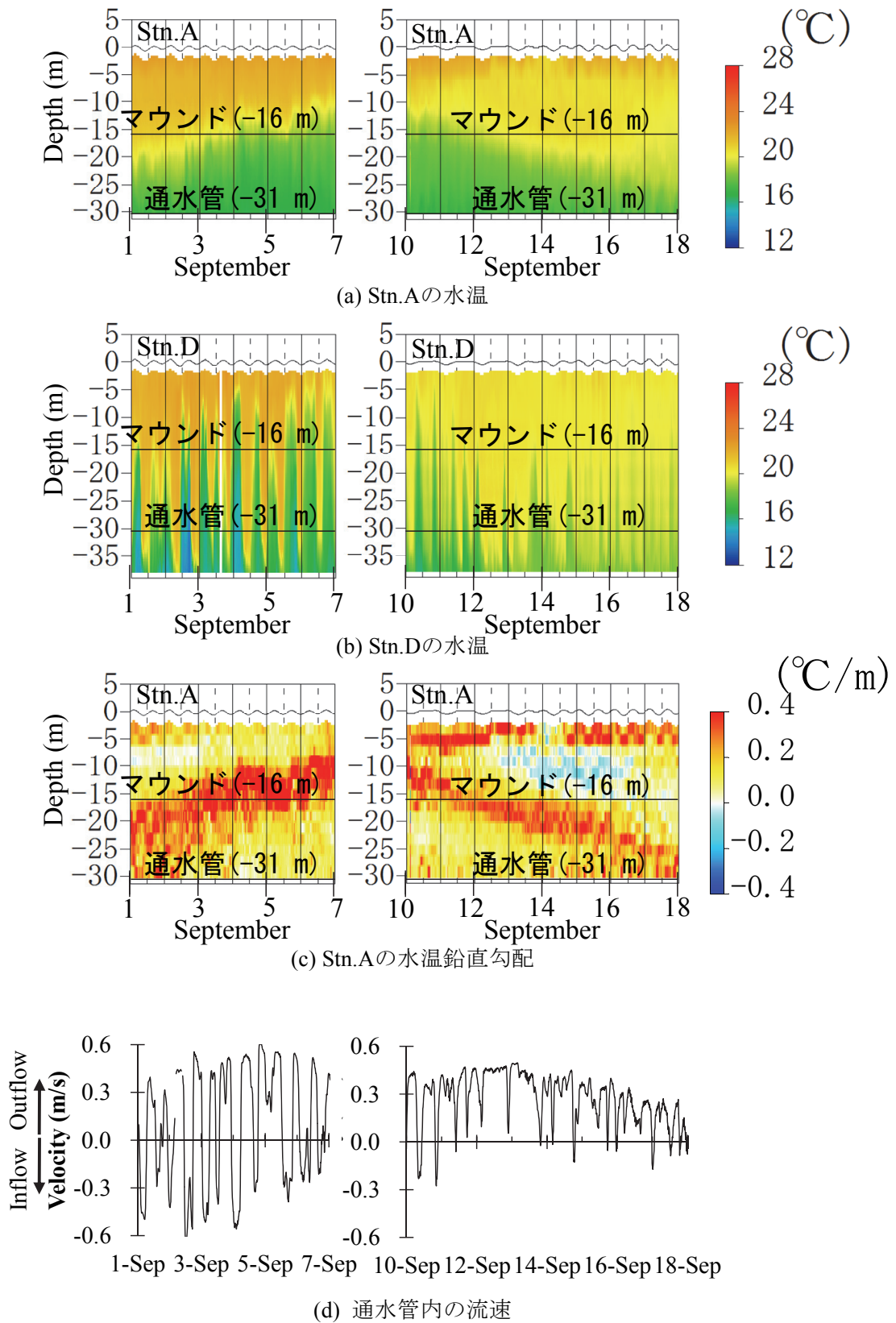


図-4.14 湾内 (Stn.A)と湾外 (Stn.D)の水温イソプレットと湾内の水温鉛直勾配のイソプレット, 通水管の流速時系列

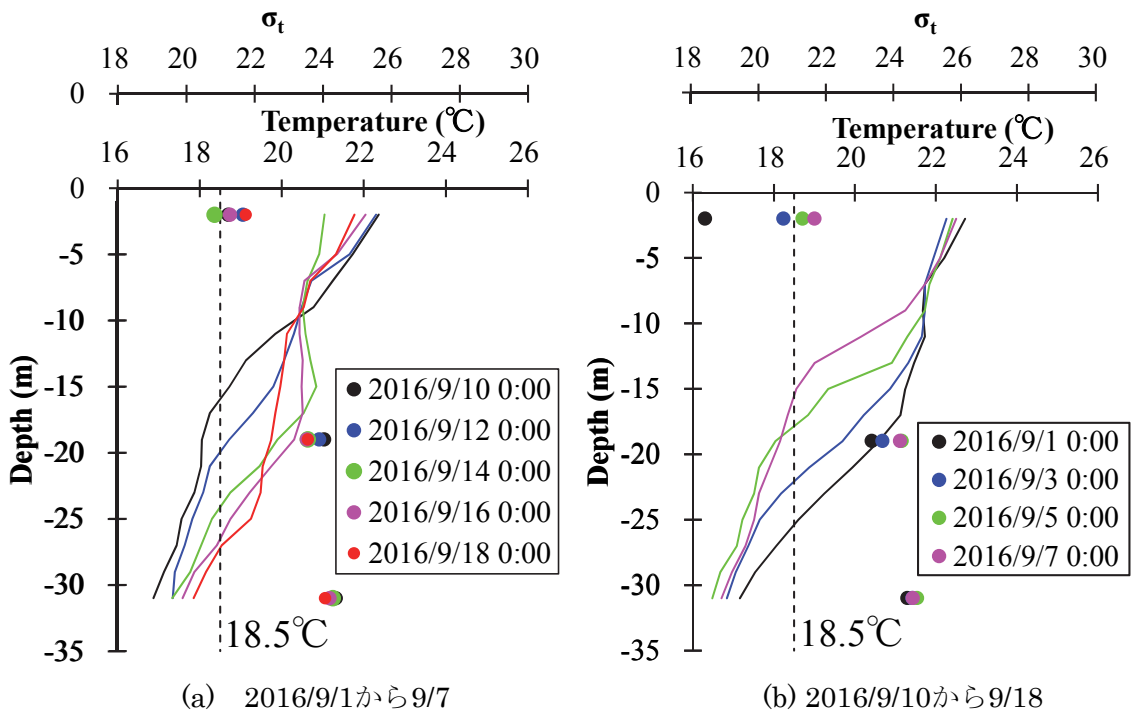


図-4.15 湾内 (Stn.A)の水温の鉛直分布 (実線) と σ_t の鉛直分布 (ドット)

(4) DO濃度の変化

図-4.16に2016年9月の湾内の湾央部 (Stn.A) の海底上1 m (-30 m) , 湾口部 (Stn.B)の海底上0.3 m (-35 m)および湾外 (Stn.D)の海底上1 m(-38 m)で観測されたDO濃度の時系列を示す. 図中には1 mg/lと7.5 mg/l (水温20°C, 塩分33での飽和濃度) に点線を入れた.

湾外に低水温の水塊が出現し湾外水が湾内に半日周期で流入していた9月1日から9月6日の期間では, まずStn. BのDO濃度が上昇し, その後にStn. AのDO濃度が上昇していた. この時間差は, 流入した低水温の水塊がStn. Aに達するに要する時間に起因していると考えられる. また, 9月4日にStn. AのDO濃度は大きく上昇していた. 9月4日には湾外に-5 m深に達する比較的大規模な低水温の水塊が出現しており, このDO濃度の大きな上昇は, 基礎マウンドを越えて流入した低水温の水塊の影響があると推測される.

通水管内の流速が湾内から湾外へのほぼ一定した流出を示す9月10日から9月17日の期間では, Stn. AおよびStn. BのDO濃度は, ほぼ一定勾配で低下していた. この期間のDO濃度の低下速度はStn. A = 0.25 mg/l/d, Stn. B = 0.39 mg/l/dであった.

そして, 再び湾外水が湾内に半日周期で流入していた9月24日から9月30日は, 9月1日から9月6日の期間と同様にStn.BのDO濃度が上昇し, その後にStn.AのDO濃度が上昇していることが確認された.

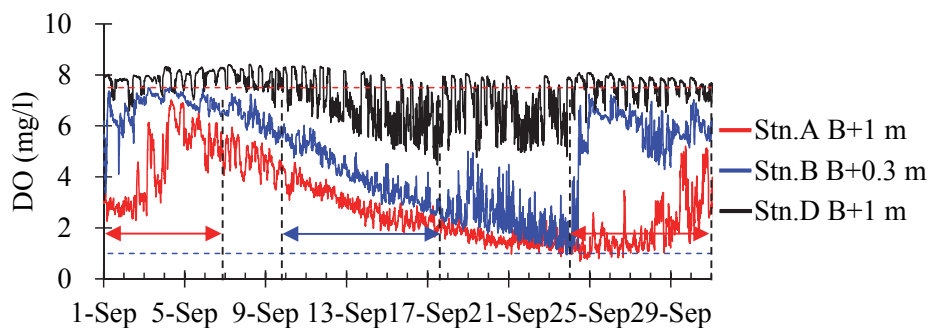


図-4.16 湾央部 (Stn.A)海底上1m, 湾口部 (Stn.B)海底上0.3m, 湾外(No.D)海底上1mで観測されたDO濃度の時系列

(5) 震災前との比較

Okada and Nakayama²⁾によって得られた1998年9月1日から9月30日にかけての湾内のStn.Aと湾外のStn.D₁₉₉₈ (図-4.1) の水温をもとに作成した水温のイソプレットと水温鉛直勾配のイソプレット(Stn.A)を図-4.17に示す。マウンド天端高さの水深に比較的強い躍層が形成されていた。湾外のStn. D₁₉₉₈には、2016年と同様に低水温の水塊が半日周期で出現する期間があった。しかし、通水管がある現在とは異なり、湾外の低水温の水塊の出現にかかわらず、躍層高さは一定であった。また、躍層以深(-16 m以深)の水温は、通水管がある現在よりも低く-24 m以深は常時16℃以下であった。この水温は湾外に出現する低水温の水塊(16-18℃)よりも低かった。このため、湾外の低水温の水塊の上面はしばしば基礎マウンド高さを越えていたのでマウンドを越えて湾内に流入していたと考えられるが、その流入水は湾内下層にはあまり届いていなかったと考えられる。

仙台港湾空港技術調査事務所⁶⁾によって観測された通水管が設置されていなかった震災前の2005年9月の湾内(Stn.4) (図-4.1)の海底上0.5 mのDO濃度の時系列を図-4.18に示す。DO濃度は1ヶ月通してほぼ1 mg/l未満であり、無酸素状態が継続していた。

これらの結果を踏まえ、通水管が設置された後の2016年の夏季における海水交換と通水管が無かった震災前の海水交換の概念図を図-4.19に示す。通水管がある場合、湾内下層の低水温の水塊が湾外に排出される。排水能力は、およそ10日間で基礎マウンド天端よりも内側の水塊が排出される程度である。湾外に低水温の水塊が出現すると、通水塊を通じて湾外の低水温の水塊が湾内下層部に流入する。マウンド天端高さを越える大規模な低水温の水塊が出現した場合には、湾外の低水温の水塊はマウンドを越えて湾内に流入する。湾外の低水温の水塊は、湾内底層部の水温よりも低いため、底層部に達することができる。このため、湾外の低水温の水塊が湾内に流入した際には、効果的に底層DO濃度を回復することができる。

通水管が無い場合、基礎マウンド天端高さの水深より下層に低水温(高密度)の水塊が常時存在する。この水温は、湾外に出現する低水温の水塊よりも低く、湾外の低水温の水塊がマウンドを越えて湾内に流入しても、湾内底層部には達することができない。このため、湾外の低温の水塊が湾内に流入しても効果的な底層DO濃度の回復につながらず、湾内下層では貧酸素化が継続し易い。

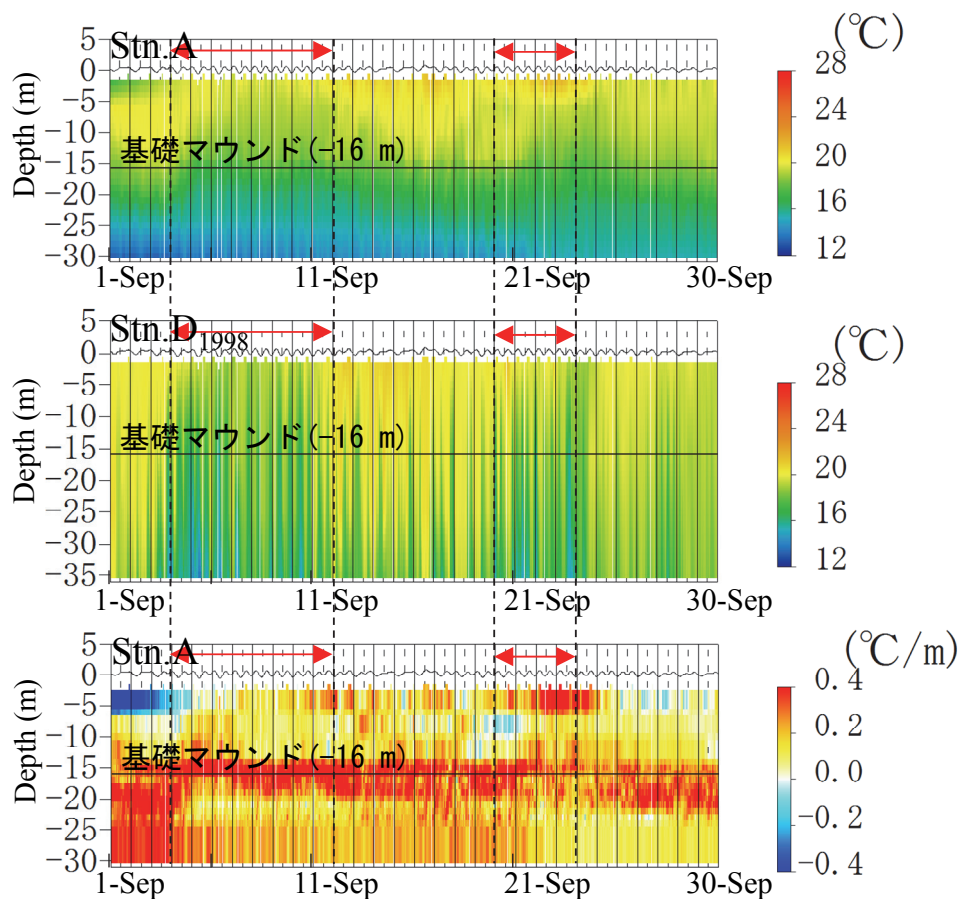


図-4.17 通水管の無かった1998年9月1日から9月30日の湾内 (Stn.A)と湾外 (Stn.D₁₉₉₈) の水温イソプレットと湾内 (Stn.A)の水温の鉛直勾配のイソプレット (Okada and Nakayama²)によって得られた湾内・湾外の水温をもとに作成)

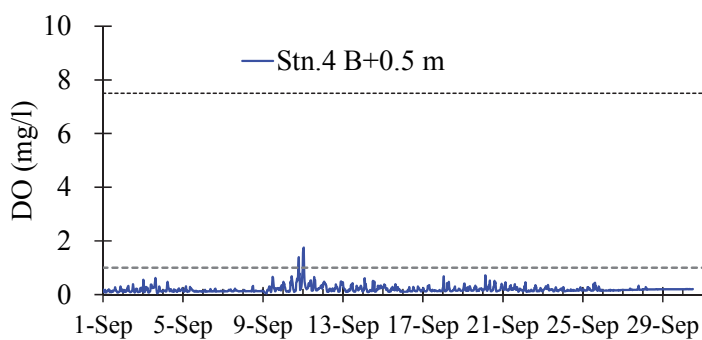
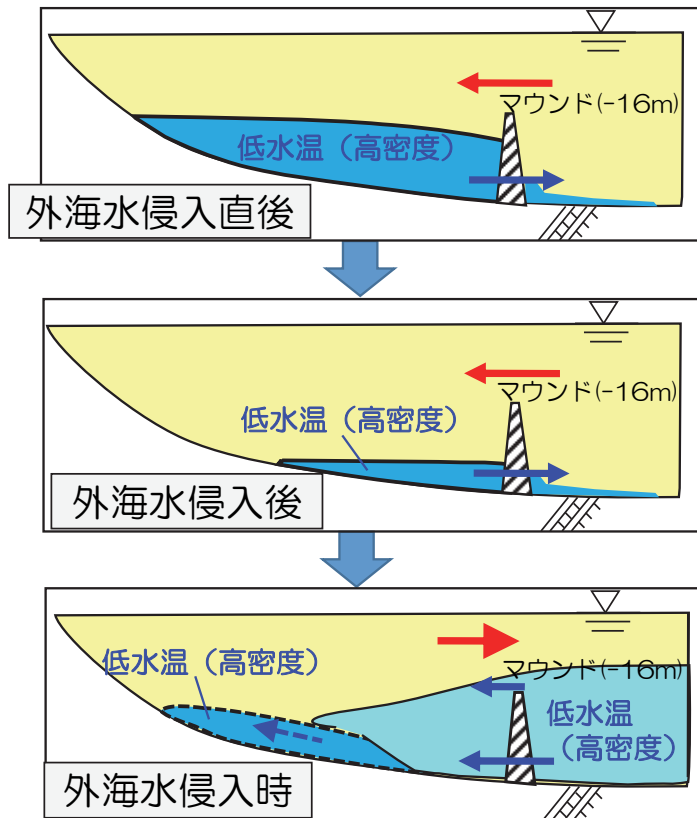
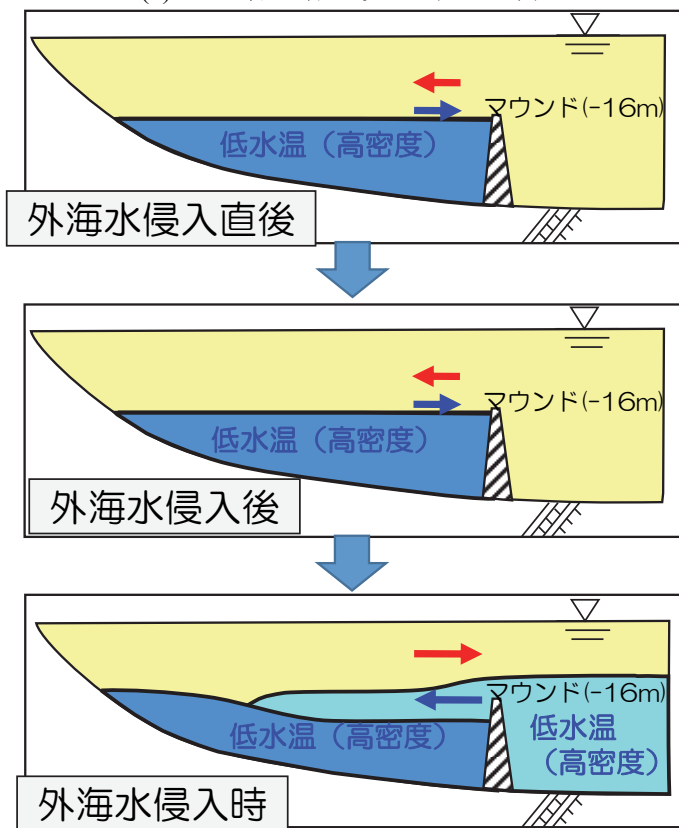


図-4.18 通水管の無かった2005年の湾口部 (Stn.4)海底上0.5mで観測されたDO濃度の時系列⁶⁾



(a) 通水管の有る状態 (2016年)



(b) 通水管の無い状態 (震災前)

図-4.19 海水交換の概念図

4.3. 工学的な対策のモデル化

4.3.1. 通水管内の流況シミュレーション

(1) 基礎式

通水管による海水交換をシミュレーションで再現するため、通水管を1次元等流で仮定したモデルを作成した。前節の結果において、通水管内の流れは、通水管の湾内側と湾外側の圧力差と高い相関を示したことから、通水管内の流れの駆動力を通水管両端の圧力差と仮定した基礎式を作成した。

通水部の流れは、サージタンクの導水路の流れの式⁷⁾を基礎式の参考とした。通水部の基礎式を(1)に示す。

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{L} - \frac{c \cdot v \cdot |v|}{L/g} \quad (1)$$

ここで、 v : 通水管内平均流速 (m/s), ρ : 海水の密度 (kg/m^3), Δp : 管の入口と出口の圧力差(N), c : 損失水頭係数 (s^2/m) ($= h/v^2$, h : 全損失水頭 (m)), L : 通水管の長さ (m), g : 重力加速度 (m/s^2), をそれぞれ示す。ここで、管の入口と出口の圧力差は、水位勾配と密度勾配より得られる圧力差を示す。

式(1)は、全損失水頭(h)を使って表すと式(2)となる。

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{L} - \frac{h \cdot v \cdot |v|/v^2}{L/g} \quad (2)$$

全損失水頭(h (m))は、管水路におけるエネルギー損失⁸⁾を参考に摩擦損失(h_f)・入口損失(h_e)・出口損失(h_o)を考慮する (式(3))。それぞれは、式(4)~(6)であらわされる。

$$h = h_f + h_e + h_o \quad (3)$$

$$h_f = f \frac{L}{D} \frac{v^2}{2g} \quad (4)$$

$$h_e = f_e \frac{v^2}{2g} \quad (5)$$

$$h_o = f_o \frac{v^2}{2g} \quad (6)$$

ここで、 f : 摩擦損失係数, f_e : 流入損失係数, f_o : 流出損失係数であり、摩擦損失係数(f)は、マンニングの粗度係数(n)を用いて式(7)であらわされる。

$$f = \frac{124.5 \cdot n^2}{D^{4/3}} \quad (7)$$

ここで、 n : Manning の粗度係数。流入損失係数(f_e)は角端を仮定すると 0.5 となる。また、流出損失係数(f_o)は通水管内から管外への流出となるため 1.0 と考え、式(2)に式(3)~式(7)を代入すると、

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta p}{L} - \left(124.5 \cdot n^2 \cdot \frac{L}{D^{4/3}} + 1.5 \right) \cdot \frac{v \cdot |v|}{2L} \quad (8)$$

が得られる。

模式図を図-4.20 に示すとともに、計算に与えた係数を表-4.1 に示す。ここで、Manning の粗度係数 n は、溶接鋼管の値として 0.012 を想定した。

表-4.1 通水管内1次元等流計算の係数

記号	内容	値	備考
g	重力加速度 (m/s^2)	9.8	
L	通水管の長さ (m)	87.0	
D	管径 (m)	3.5	
N	管の本数	18	
n	Manning の粗度係数	0.012	溶接鋼管の標準値

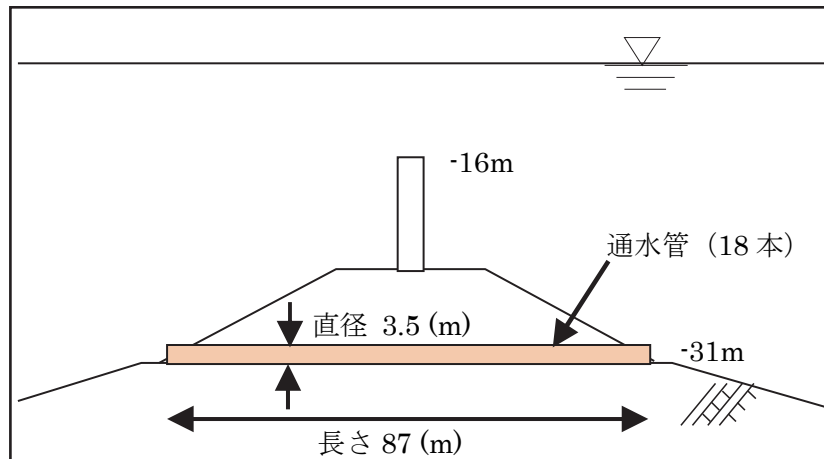


図-4.20 通水管の模式図

(2) 3次元シミュレーションとの結合

1次元等流計算を仮定した通水管内の流況モデルを3次元シミュレーションの通水管の湾内側と湾外側に接続し、3次元シミュレーションと結合した。流動モデルは、2章で示した3次元静水圧モデルを用いた。

計算範囲は、湾外を150m、湾内を50m、湾口部を10m格子で近似し、3領域同時計算を行った。鉛直方向には、32層に分割した(図-4.21)。3次元シミュレーションと通水管内流況シミュレーションの接続箇所を図-4.22に示す。

再現期間は、湾内外で水質連続観測が実施されている基礎マウンド完成後の2016年9月19日から10月4日とした。計算条件は、2.3節と同様に以下のように与えた。

- a) 潮汐は、Matsumoto et al.⁹⁾による全球モデルの結果をもとに主要4分潮による毎時の推算値を開境界で与えた。平均水位は、気象庁URLで公開されている大船渡の毎時の潮位偏差を使用した。
- b) 河川流量は、盛川権現堂の毎時の流量(岩手県提供)を参考に、大船渡湾に流入する8河川(盛川、須崎川、後の入川、小細浦川、船河原川、大立川、清水川、砂子前川)を比流量により求め、時系列で与えた。
- c) 海面応力は、大船渡(気象庁)の毎正時の風向・風速を時系列で与えた。
- d) 海面熱収支は、大船渡(気象庁)の気温、蒸気圧、雲量、風速、海面気圧と仙台(気象庁)の全天日射量を時系列で与えた。
- e) 水質の初期条件は、観測値が得られているものは観測値を参考に設定した。
- f) 水質の境界条件は、湾外のStn.Dで連続観測が実施されている水温、塩分、DO濃度は、湾外(Stn.D)の観測値を参考に開境界の値を設定した。具体的には、2.3節と同様に外海水侵入のイベントは、湾外から湾内へ伝わってくるため、再現性を考慮して5時間の位相差を設定し、観測値よりも5時間早めた値を与えた。また、湾内での再現性を考慮して観測値を補正した値を開境界に設定した。図-4.23に湾外のStn.Dの観測値の水温と開境界で与えた水温のイソプレットを示す。その他の項目も離散的でも観測値があるものは、観測値を参考に設定した。

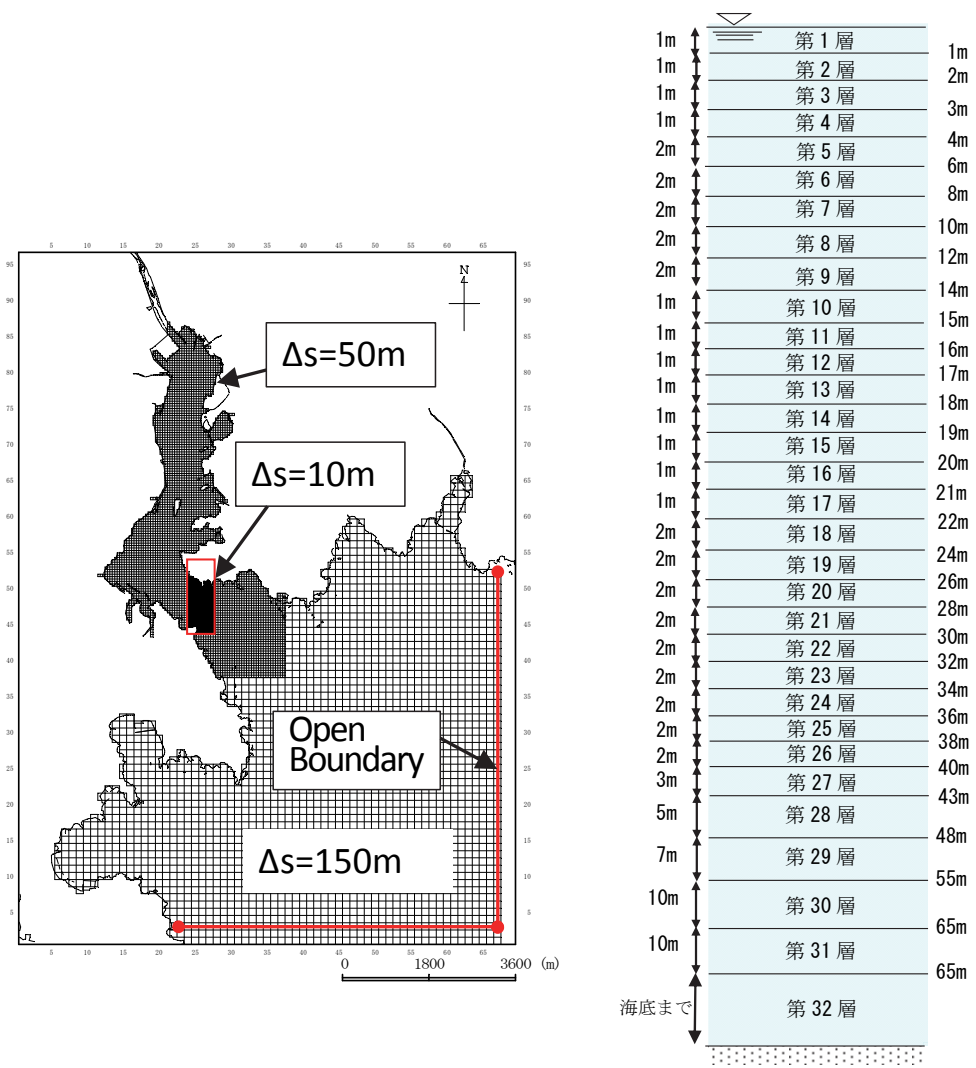


図-4.21 3次元シミュレーションの水平・鉛直分割

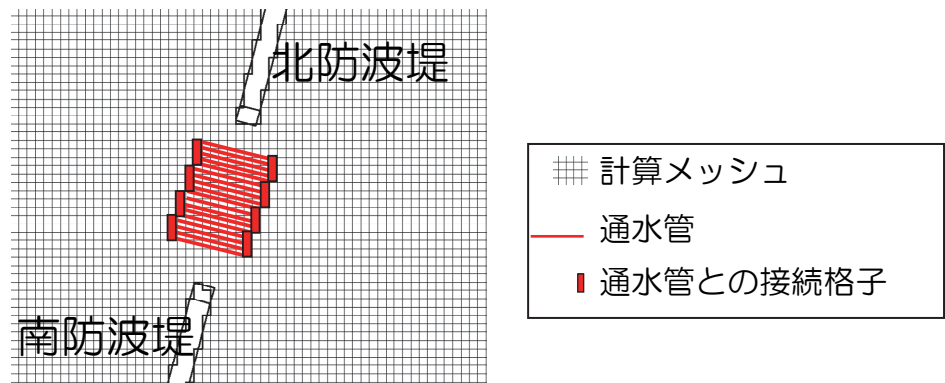


図-4.22 3次元シミュレーションと通水管内流況シミュレーションの接続

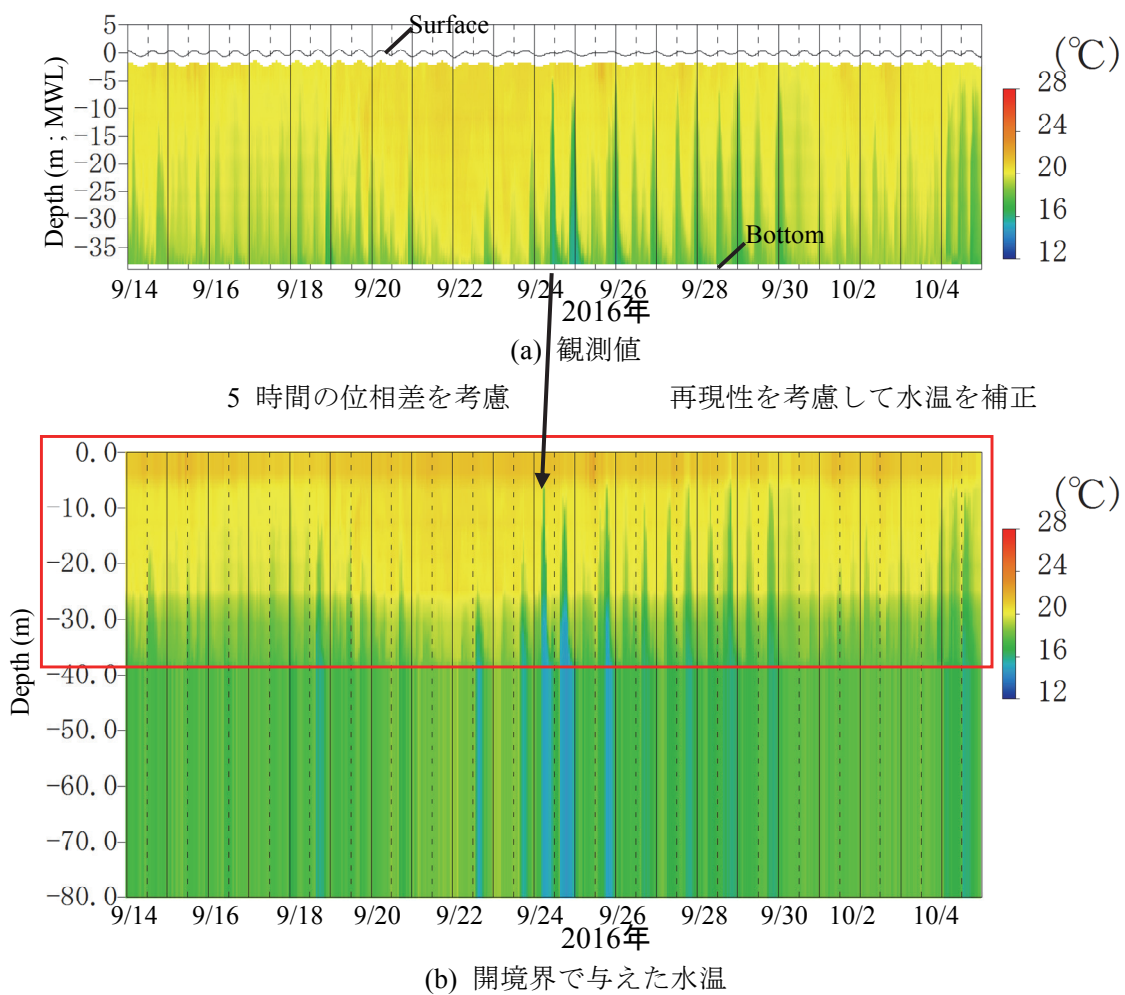


図-4.23 湾外 (Stn.D)で観測された水温と開境界で与えた水温のイソプレット

4.3.2. 再現計算結果

通水管内の流速時系列の観測値と計算値を図-4.24 に示す。モデル化した通水管内の流速は、9月21日から22日にみられる一定して湾内から湾外へ流出する期間の流速や9月25日の流入する期間（半日周期で流入と流出を繰り返す期間）に流速の半日周期の流速変動が大きくなる期間の流速を概ね再現した。

湾内の Stn.A と湾外の Stn.D の下層の水溫，塩分，DO 濃度の観測値と計算値の比較を図-4.25 に示す。

湾外の水溫，塩分，DO 濃度の時系列を計算値は概ね再現した。また，湾外水の侵入と推察される9月24日の Stn.A 下層の観測値にみられる水溫の低下を計算値は表現している。DO 濃度の観測値と計算値は多少違いがあるものの，計算値は9月24日以降に回復する様子を表現している。

この結果から，計算値は通水管による海水交換とそれに応じた湾内の水質も表現することができた。

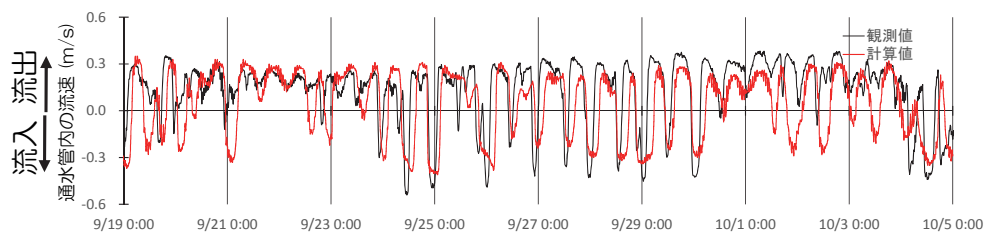


図-4.24 2016年9月19日から10月4日の通水管内の流速の観測値と計算値の比較

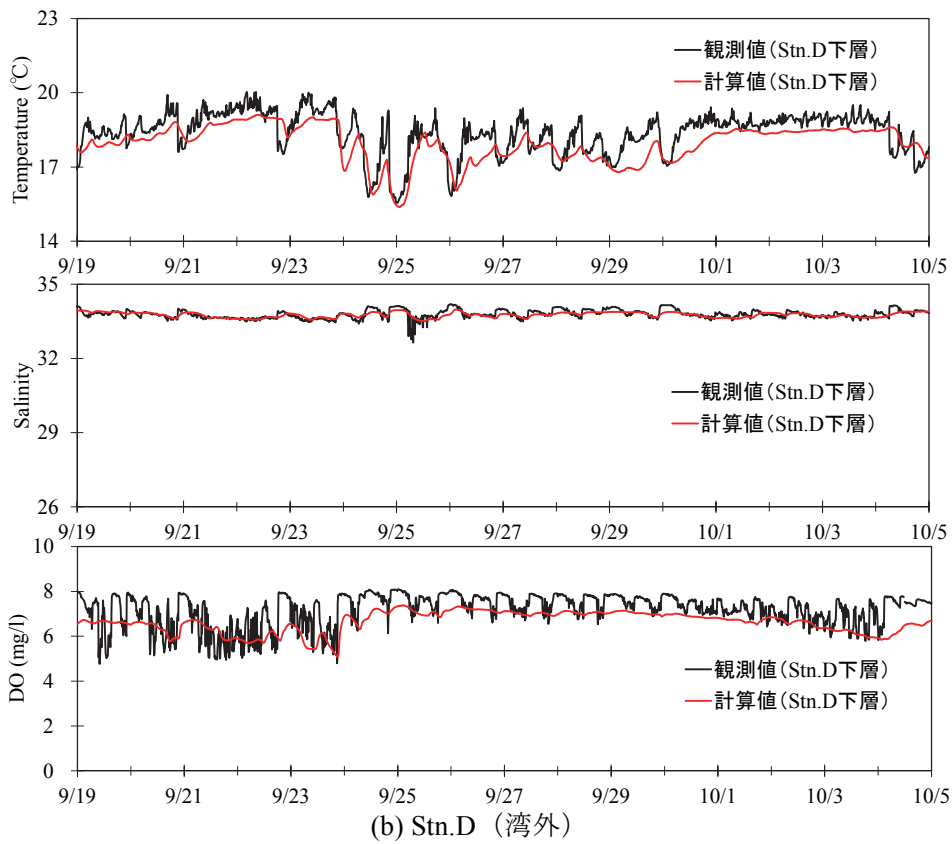
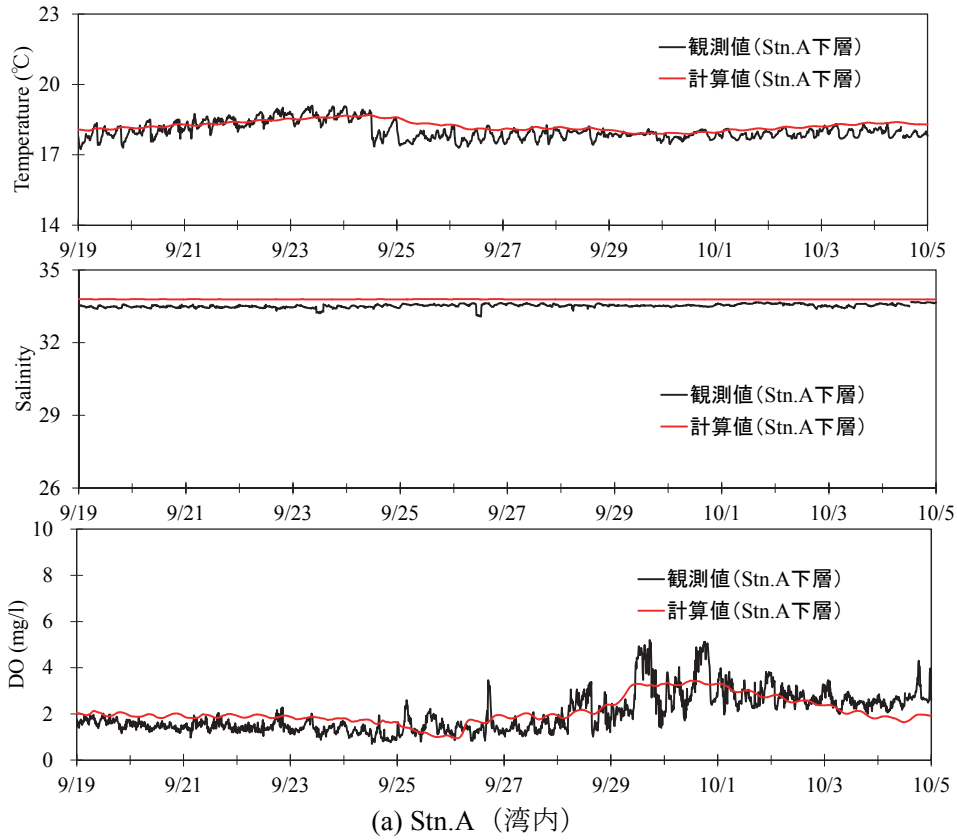
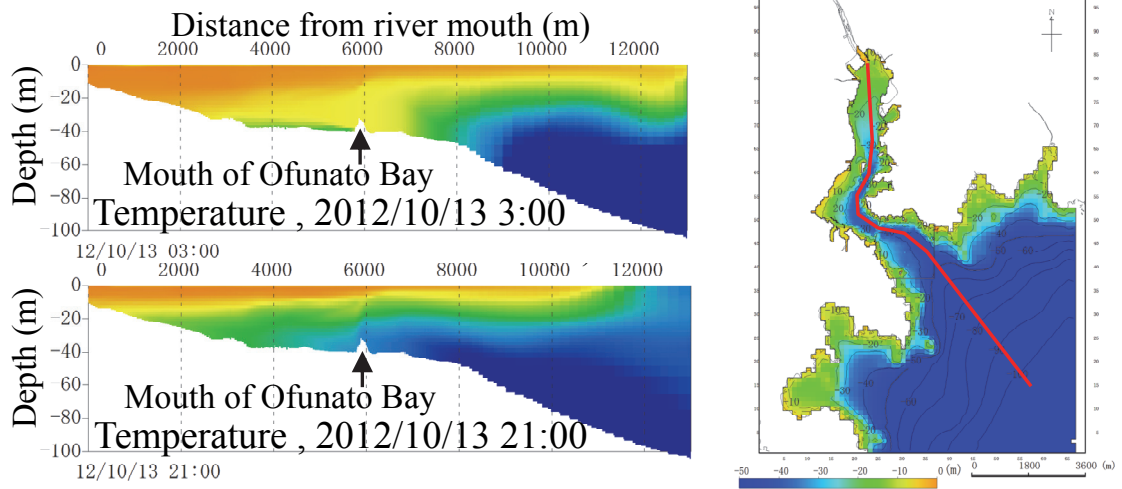


図-4.25 2016年9月19日から10月4日のStn.A下層とStn.D下層の水温、塩分、DO濃度の観測値と計算値の比較

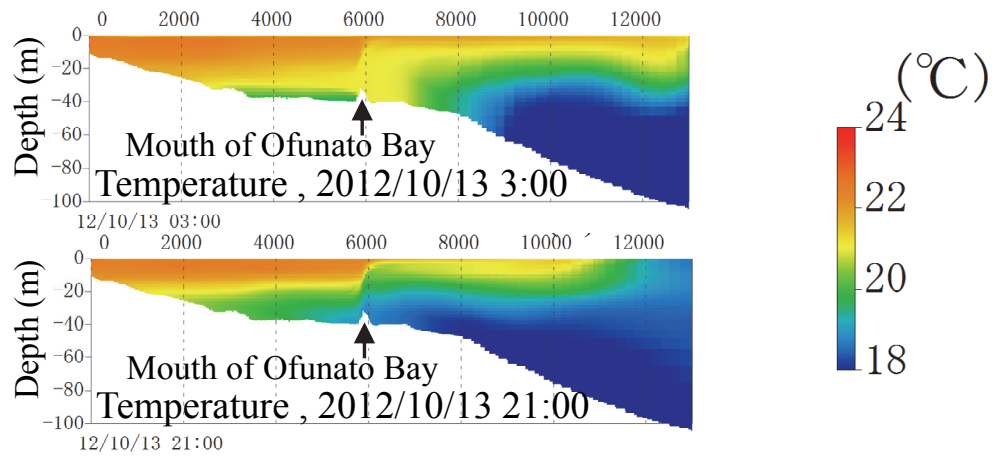
4.3.3. 考察

大船渡湾の水質においては、湾外低水温の水塊の侵入が重要であり、このためには湾内下層に滞留する水温の低い水塊が滞留しつづけることなく、湾外へ流出することが重要である点を2章と3章で示した。ここでは、湾口防波堤の複数の形状で湾外水の侵入を比較し、通水管をはじめとする環境施策に対する効果を検討した。対象とした湾口防波堤の形状は、2011年津波後と同じ基礎マウンド無しの地形条件（図-4.26(a)）、防波堤有り、開口部基礎マウンド無しの地形条件（図-4.26(b)）、防波堤有り、開口部基礎マウンド有りで通水管無しの地形条件（図-4.26(c)）、防波堤有り、開口部基礎マウンド有りで通水管有りの地形条件（図-4.26(d)）で比較した。

開口部基礎マウンドの無い図-4.26(a)と図-4.26(b)を比較すると、両者に大きな違いは無く、湾外の水温の低い水塊が湾口部を通過し、湾内の中層から下層に侵入する結果を示す。次に開口部基礎マウンドの無い図-4.26(b)と開口部基礎マウンドの有る図-4.26(c)を比較すると、開口部基礎マウンドの有る方は、湾外の低温水の侵入前に既に湾内の基礎マウンドより深い水深に湾外の低温水よりも水温の低い水塊が存在している。このため、湾外の低温水が湾口部に接近した後、湾内の下層に侵入することなく、湾内の中層に侵入している。このことから、開口部基礎マウンドの有る方は、湾外から侵入する水温の低い水塊が開口部基礎マウンドを越えて湾内に侵入しても湾内下層に入り難いことがわかる。次に開口部基礎マウンドが有り通水管が無い図-4.26(c)と開口部基礎マウンドが有り通水管も有る図-4.26(d)を比較すると、通水管の有る方は、湾外の低温水の侵入前の湾内の水温が開口部基礎マウンドの無い図-4.26(b)に近い水温分布となっている。即ち、通水管から湾内下層の低温水を湾外に排出したことで、湾内の水温が湾外の低温水よりも水温の高い状態になっている。このため、通水管の有る方は、湾外の低温水が湾口部に接近した後に、湾内の中層から下層に侵入する様子を示す。このことから、湾内下層の低水温の水塊を湾外に排出する構造とすることが重要であるといえる。

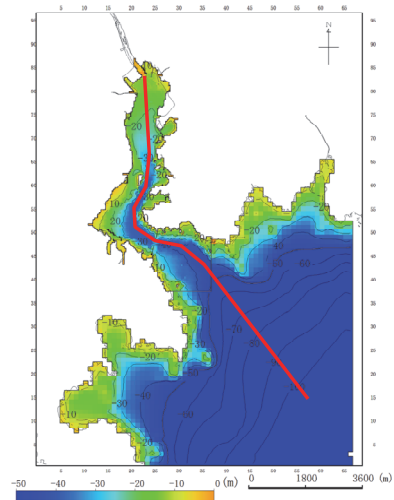
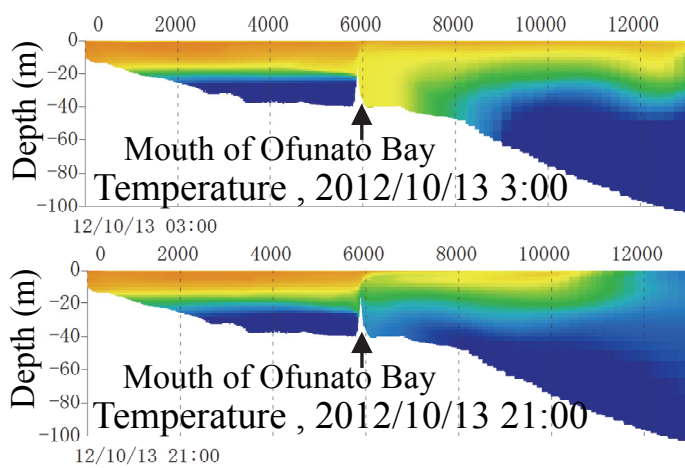


(a) 防波堤無し，基礎マウンド無し

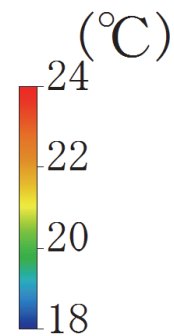
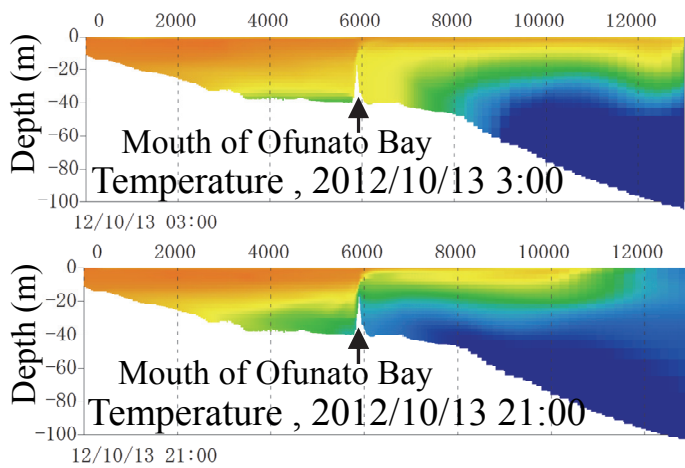


(b) 防波堤有り，開口部基礎マウンド無し

図-4.26 湾外低温水の侵入前後の湾奥から湾外にかけての水溫縦断面分布



(c) 防波堤有り，開口部基礎マウンド有り，通水管無し



(d) 防波堤有り，開口部基礎マウンド有り，通水管有り

図-4.26 湾外低温水の侵入前後の湾奥から湾外にかけての水溫縦断面分布

4. 4. まとめ

4. 4. 1. 工学的な対策とその効果

大船渡港湾口防波堤復旧工事では、国土交通省と地元関係者による検討を経て湾口防波堤開口部の基礎マウンドに貧酸素化への対策として直径3.5 mの通水管18本が設置された。通水管設置後から基礎マウンド完成後の2016年の観測値に基づき、通水管による湾内の貧酸素化の抑制効果を検討した。主要な結果を以下にまとめる。

- 1) 冬季の流向は一定して流入していた。夏季から秋季の流向は、半日周期で振動する期間と一定して流出する期間があった。
- 2) 通水管内の流れは、湾内と湾外の通水管の設置水深における圧力差によって発生していた。
- 3) 冬季の一定流入は、湾内の上層に低塩分水塊が存在することによって生じていた。
- 4) 夏季から秋季の半日周期の振動流は、湾外に低水温水塊が半日周期で出現することに生じていた。一定流出は、振動期に流入し湾内底層部に滞留した低水温水塊と湾外との圧力差によって生じていた。
- 5) 湾外に低水温水塊がない場合には、定常的に湾内底層水が湾外に排出されていた。その結果、通水管は、湾口防波堤の基礎マウンドより内側に溜まった低水温（高密度）の水塊を湾外へ排出する機能があり、およそ10日間でこの水塊のほぼ全てを排水する能力があった。このことが、次の湾外水の侵入効果を高めていた。この効果が、湾内底層における継続的な貧酸素水塊を形成しにくくさせていた。

4. 4. 2. 工学的な対策のモデル化

湾口防波堤開口部の基礎マウンドに設置された通水管内の流動を①管両端の圧力勾配と②管の損失を駆動力とする1次元等流計算によってモデル化し、3次元モデルと連結することで通水管内の流動と湾内外の水質を再現した。

この3次元モデルを用い、湾口部の地形条件の違いによる湾外の低温水の湾内への侵入具合の違いを比較した。その結果、湾内下層の低水温の水塊を湾外に排出する構造とすることが、湾内下層の海水交換に重要であることが明らかになった。

参考文献

- 1) 岡崎守良：三陸沿岸の海湾における海水交換と変動現象，沿岸海洋研究ノート，Vol. 32，No. 1，pp. 15-28，1994.
- 2) Okada T, Nakayama K: Density Intrusion and Variation in Dissolved Oxygen Concentrations in a Bay with a Sill at Its Mouth, ASCE, J. Environ. Eng. 133(4), pp.447-453, 2007.
- 3) 岡田知也，中山恵介，日比野忠史，細川恭史：大船渡湾における湾外水の密度変動が湾内水環境に及ぼす影響の定量的評価，港湾技術研究所報告，第39巻，第2号，pp. 73-98，2000.
- 4) 長坂猛，鶴谷広一，村上和男，浅井正，西守男雄：大船渡湾の成層と貧酸素水塊に関する現地観測，海岸工学論文集，第44巻，pp. 1066-1070，1997.

- 5) 村上和男: 閉鎖性内湾域の海水浄化に係わる水理・水質環境に関する研究, 港湾技研資料, No.900, pp.91-110, 1998.
- 6) 国土交通省東北地方整備局仙台港湾空港技術調査事務所: 負圧利用型海水交換実証実験調査報告書, 480p., 2004.
- 7) 土木学会, 第3編 ダム・発電編, 水理公式集 平成11年版.
- 8) 土木学会, 第4編 用排水・地下水編, 水理公式集 平成11年版.
- 9) Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe : Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model Around Japan, Journal of Oceanography, Vol.56, pp. 567-581, 2000.

5. 結論

本研究により明らかになった点をまとめる。

2012年と2013年に実施した現地観測結果から、湾口防波堤が倒壊した2011年東北太平洋沖地震による津波後の湾内のDO濃度が高い状態に維持されていることを確認した。湾内下層のDO濃度が維持されている要因は、次によると考えられた。

湾外の湾口部水深にしばしば湾内よりも低水温（高密度）の水塊が出現しており、この湾外に出現する低水温（高密度）の水塊は、密度流として湾口部を通って湾内中層から下層に侵入していた。これにより湾内下層に湾外からDO濃度が供給されることを確認した。また、湾内下層に侵入した低水温（高密度）の水塊は、その後下層から徐々に湾外に流出する。このことにより、湾内下層の水温は上昇し、密度も低下し、次の湾外水の侵入時に湾内下層に侵入し易くなっている。

3次元流況・水質シミュレーションとMELID-MBモデルを用いた鉛直2次元水質シミュレーションにより、津波前後の水質変化のモデル化を行った。はじめに、3次元流況・水質モデルを用いて湾外にしばしばみられる湾内よりも低水温の水塊の湾内への侵入を詳細に表現した。この結果、湾口防波堤が倒壊したことで、この湾外低水温の水塊が湾内へ侵入しやすくなっていることを確認した。このことを踏まえ、この湾外低水温の水塊の湾内への侵入を考慮した鉛直2次元シミュレーションを用い、湾口防波堤被災前と被災後のそれぞれ1年間の水温、塩分、DO濃度を再現し、湾口防波堤の有無が湾内の水質に与える効果を確認した。行ったモデル化により、次のことが明らかとなった。

- ・被災前は湾口部マウンドの存在により外海水が湾内に侵入しにくく、成層期の湾内下層に水温の低い水塊が滞留しているため、外海水が湾内の中層に侵入する傾向が強い。一方、被災後は湾口部マウンドが存在しないため、外海水が湾内の下層に侵入し易い。
- ・成層期湾内のDO濃度は、DO濃度の豊富な外海水侵入時に大きく回復する。被災後は被災前と比べて外海水が湾内に侵入しやすくなっていることが、被災後に湾内のDO濃度を維持している要因の一つとなっている。

大船渡湾内の1970年から2015年にかけての水質の変遷を整理し、2章で2011年東北地方太平洋沖地震津波前後の水質変化のモデル化を行った鉛直2次元シミュレーションにより1993年から2015年の約20年間の水温、塩分、DO濃度およびクロロフィルa濃度を再現した。その結果、次のことがわかった。

- ・成層期に貧酸素化した水塊は、毎年冬季の鉛直混合期に解消され、飽和濃度まで回復していた。このため、前年の水質に関係なく毎年成層期に入るとDO濃度は飽和濃度から減少し始めていた。
- ・湾内への負荷量と湾内下層のDO濃度の経年変化を比較すると、負荷量の経年変化に対して湾内下層のDO濃度の低下はおよそ10年から20年の遅れがみられた。また、酸素消

費速度に17年の位相差をもたせたモデル計算は、DO濃度の長期変遷に対して良い再現性を示した。

- ・鉛直2次元シミュレーションの結果から、湾口防波堤の流出によって湾内外の海水交換が活発になったことで、湾内の水質環境は短期間に変化したことを確認した。

また、鉛直2次元シミュレーションに底生系のプロセスを加え、長期の水質変化のモデル化を目指した簡易な浮遊系-底生系カップリングモデルを作成し、大船渡湾の1993年から2015年にかけての約20年間の湾内のDO濃度とDIP濃度の時系列を概ね再現した。

計算結果から、震災前から震災後の大きな変化に、湾口防波堤の倒壊による海水交換の変化とそれに伴う湾内底泥へのデトリタス堆積量の減少と底泥表層の有機物の減少の可能性が示唆された。

大船渡港湾口防波堤復旧工事では、国土交通省と地元関係者による検討を経て湾口防波堤開口部の基礎マウンドに貧酸素化への対策として直径3.5 mの通水管18本が設置された。通水管設置後から基礎マウンド完成後の2016年の観測値に基づき、通水管による湾内の貧酸素化の抑制効果を検討した。主要な結果を以下にまとめる。

- ・冬季の流向は一定して流入していた。夏季から秋季の流向は、半日周期で振動する期間と一定して流出する期間があった。
- ・通水管内の流れは、湾内と湾外の通水管の設置水深における圧力差によって発生していた。
- ・冬季の一定流入は、湾内の上層に低塩分水塊が存在することによって生じていた。
- ・夏季から秋季の半日周期の振動流は、湾外に低水温水塊が半日周期で出現することに生じていた。一定流出は、振動期に流入し湾内底層部に滞留した低水温水塊と湾外との圧力差によって生じていた。
- ・湾外に低水温水塊がない場合には、定常的に湾内底層水が湾外に排出されていた。その結果、通水管は、湾口防波堤の基礎マウンドより内側に溜まった低水温（高密度）の水塊を湾外へ排出する機能があり、およそ10日間でこの水塊のほぼ全てを排水する能力があった。このことが、次の湾外水の侵入効果を高めていた。この効果が、湾内底層における継続的な貧酸素水塊を形成しにくくさせていた。

湾口防波堤開口部の基礎マウンドに設置された通水管内の流動を①管両端の圧力勾配と②管の損失を駆動力とする1次元等流計算によってモデル化し、3次元モデルと連結することで通水管内の流動と湾内外の水質を再現した。

この3次元モデルを用い、湾口部の地形条件の違いによる湾外の低温水の湾内への侵入具合の違いを比較した。その結果、湾内下層の低温水の水塊を湾外に排出する構造とすることが、湾内下層の海水交換に重要であることが明らかになった。

津波災害に備え、津波により被災した湾口防波堤の復旧は急務である。大船渡湾では復旧工事が急ピッチで進められ、2017年3月にその復旧工事が完了した。また、釜石湾においても2018年度にその復旧工事が完了した。

今後長期にわたって湾内の水質が良好に保たれるには、湾内外の海水交換だけでなく底質環境も維持されることが重要である。長期的な湾内の環境を評価するためには、本研究で作成した浮遊系-底生系カップリングモデルを使用していくことが期待される。

また、2011年東北地方太平洋沖地震津波をはじめとする大規模災害を受け、大規模災害への備えとして津波では50年から150年の確率で発生するレベル1津波に対してハードとしての対策が求められている。また、海水温上昇による台風の巨大化に対する高潮対策としての防波堤整備も求められている。これらのハード対策は、防波堤背後の閉鎖性を大きく増加させることにつながる。このような場合に、海水交換の変化による中長期的な環境変化だけでなく、底質の変化に伴う長期的な環境変化に対しても検討を行うことが重要である。

謝辞

本研究は、横浜国立大学大学院都市イノベーション研究院中村由行教授の御指導によりまとめたものであります。本研究を行うにあたり、中村由行教授には、終始丁寧なご指導を賜りました。ここに、深甚なる謝意を表します。本研究を行うにあたり、貴重なご助言を賜り、論文の審査委員を引き受けていただきました国土技術政策総合研究所沿岸海洋・防災研究部海洋環境研究室岡田知也室長に深く感謝いたします。また、論文の審査委員を快く引き受けていただき、貴重なご意見を賜った横浜国立大学都市イノベーション研究院勝地弘教授、早野公敏教授、田中伸治准教授に感謝いたします。論文作成にあたり、ご意見を参考にさせていただきました。また、横浜国立大学都市イノベーション研究院鈴木崇之准教授、比嘉紘士助教、いであ(株)永尾謙太郎氏、(株)東京久栄矢代幸太郎氏をはじめ研究室の職員・学生の皆様には研究室のゼミ等を通してご指導やご意見を頂きました。深く感謝いたします。

九州大学名誉教授柳哲雄博士には、研究に対する動機づけと本研究の貴重なご意見をいただき、また叱咤激励をいただきました。ここに深く感謝いたします。

(公財) 笹川平和財団海洋政策研究所古川恵太博士には、本研究で使用したMEL1D-MBモデルの御指導と研究に対する姿勢を学ばせていただきました。感謝いたします。

株式会社エコー代表取締役社長柴木秀之博士には、本研究のきっかけと道筋を作っていたいただき、終始叱咤激励いただきました。深く感謝いたします。

同社顧問小島治幸博士、加藤義久博士には、本研究に対するご意見をいただくとともに、気にかけていただきました。感謝いたします。

株式会社エコー伊坂充取締役会長、上原教善常務取締役、永井裕常務取締役、加藤一正取締役特別顧問、児玉理彦取締役、永井紀彦取締役、富田浩史監査役には、ご配慮とご理解いただきました。

同社山本秀一技師長、森田整技師長には、本研究を後押ししていただき、当初から気にかけていただきました。また、同社沿岸環境部田村圭一部長をはじめとする部員の皆様および環境解析室小野信幸室長をはじめとする室員の皆様のご協力があったことで、本研究を行うことができました。心より感謝いたします。

本研究の成果の多くは大船渡港湾口防波堤復旧に係る水質保全対策検討会の成果によるものであり、学識者、2014年より座長として指導していただいた東京都市大学名誉教授村上和男博士に感謝いたします。同じく学識者として指導していただいた常葉大学教授阿部郁男博士、岩手大学准教授小笠原敏記博士に感謝いたします。湾口防波堤復旧工事を先導され、本研究のきっかけとなる調査データを提供いただいた国土交通省東北地方整備局釜石港湾事務所村上明宏元所長、古土井健元所長、小澤敬二元所長、及川隆元副所長、下澤治所長をはじめ、事務所の方々には多大なるご協力をいただきました。ここに感謝いたします。また、検討会の委員として岩手県水産技術センター、岩手県、大船渡市からデータ提供いただきました。ここに感謝いたします。地元の漁業関係者からも、大船渡湾の環境に関する有益な意見をいただきました。現地調査では大船渡市漁業協同組合赤崎支所葉

澤紀芳支所長，東善彦船長，鎌田俊行船長にご協力いただきました。また，本研究を進めている段階で，湾口防波堤の復旧が完了しました。通水管内の調査をはじめとする湾口部の調査時には，復旧工事を担当された施工会社の皆様にもご協力いただきました。ここに，感謝の意を表します。

愛媛大学教授日向博文博士，神戸大学教授中山恵介博士には交流研究員として在籍しました国土交通省国土技術政策総合研究所の時より気にかけていただき，多くの助言を承りました。ここに，感謝いたします。

本研究にあたり，研究への理解と心身ともに私を支えてくれた家族に心より感謝します。

最後に，故人となられました堺茂樹博士には，大船渡港湾口防波堤復旧に係る水質保全対策検討会の座長としてご指導賜りました。ここに，謹んでご冥福をお祈りしますとともに，謝意を表します。