

## 特集 1 「沿岸防災関連資料の改善」

# 日本沿岸モデル MRI.COM-JPN における 2012 年台風第 16 号に伴う潮位変動の検証

小林 健作 \*1・櫻井 敬三 \*2・佐久間 祐介 \*2

### 要 旨

2012 年 9 月に台風第 16 号により山陰から近畿北部で発生し、浸水等の被害を起こした潮位上昇について、水平解像度 2km の日本沿岸モデル MRI.COM-JPN による再現実験結果と観測データとの比較を行った。モデルの潮位変動は、検潮所の観測データに比べて全体的に振幅が小さく、津居山、舞鶴ではピークの時刻が遅れているものの、高潮位偏差の伝播が良く再現された。

また、再現実験と沿岸潮流観測ブイデータによる流れの比較においても、おおむね海岸線に沿う流れの東西成分が良く再現された。流れは潮位偏差と対応して変動しており、台風による沿岸波動が約 80cm/s に達する強い流れを引き起こしたと推測される。

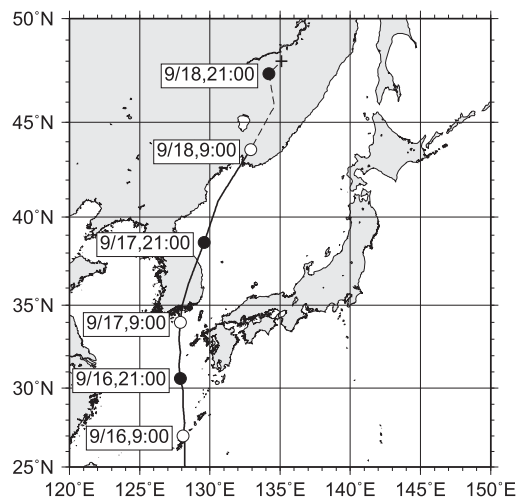
### 1. はじめに

2012 年 9 月の台風第 16 号（第 1 図）は、本州への最接近後に山陰から近畿北部で潮位上昇を発生させた。台風最接近の半日から 1 日程度後に潮位偏差のピークが現れ、浸水等の被害が起こっている。

この事例のように台風が日本海の西部を北上する場合や日本海の中部を北東進する場合には、台風の移動速度に比べて非常に遅い速度で山陰沿岸を高潮位偏差が西から東へ伝播し、日本海の東部を北東進する場合には、このような伝播はないことが Isozaki (1968) により調査されている。台風が日本海の東部を北東進する場合については、熊木ほか (2005) などの研究があり、本州沿岸での潮位偏差の伝播はみられないものの、京都府丹後半島の北岸から東岸へと進行する水温上昇を伴った強い流れが観測されている。山陰沿岸を高潮位偏差が西から東へ伝播する場合については、

Isozaki (1968) 以降の調査がほとんどなかった。

上述した 2012 年 9 月の台風 16 号による事



第 1 図 2012 年台風第 16 号経路図

経路の実線は台風、破線は温帯低気圧の期間。経路上の○印は傍らに記した日の 9 時、●印は 21 時の位置で+は消滅を示す。

\*1 地球環境・海洋部日本海海洋気象センター（現 地球環境・海洋部海洋気象情報室）

\*2 地球環境・海洋部日本海海洋気象センター

例では、数値モデルを用いた解析が行われている。坂本ほか(2014)は気象研究所で開発が進められている水平解像度 2km の日本沿岸モデル MRI.COM-JPN による 2012 年の台風第 16 号を対象とした事例実験により、山陰沿岸の高潮位偏差の伝播が再現できたことを報告している。

本報告では、坂本ほか(2014)と同様に、MRI.COM-JPN を用いて 2012 年の台風 16 号に伴う潮位変動を検証する。詳細は第 2 章で述べるが、坂本ほか(2014)の事例実験における潮位偏差には背景場として用いた 2000 年の気象擾乱(台風第 14 号)も影響していたことが分かった。そこで、本検証ではその影響を取り除くために、用いるデータセットを一部変更した。これにより、モデルにおける 2012 年の台風第 16 号に起因する潮位偏差をより正確に再現することが可能になる。この再現実験結果と観測データとの比較による、高潮位偏差の伝播や強い流れの再現の確認を目的とする。

以下、第 2 章では用いたデータセットについて述べる。第 3 章では検潮所で観測された潮位偏差との比較を行い、第 4 章で観測ブイの流れとの比較を行う。第 5 章では水温、塩分のモデル内での内部変動を考察する。第 6 章でまとめを行い、今後の課題について考える。

## 2. データ

### 2.1 海洋モデルと実験設定

MRI.COM-JPN のモデルの設定は坂本ほか(2014)の報告と同様であり、領域は 117 ~ 167°E, 25 ~ 50°N, 水平解像度は 1/33° × 1/50° (約 2km), 鉛直解像度は 4 ~ 600m (50 層) となっている。側面境界はそれぞれ水平解像度が 1° × 1/2°, 1/11° × 1/10° である全球及び北西太平洋モデル(117°E ~ 140°W, 10 ~ 63°N)となっており、境界では双方向オンライン・ネスティングによるダウンスケーリングが行われている。

海面境界条件は以下に示す手順ごとに異なっており、手順 4 では 2000 年の経年変動データセット CORE2 (Large and Yeager., 2009), 手順 5 ではメソ数値予報モデル GPV (MSM) の海上 10m 風と海面気圧及び CORE2 の放射、淡水、気温、

湿度、手順 6 では CORE2 の 10 年間平均場(2000 年 ~ 2009 年)を用いている。

再現実験については、坂本ほか(2014)の報告と同様に以下の手順でデータ同化手法による初期化を行っていないフリーラン実験が行われている。

1. 全球モデルを数千年スピニアップする。
2. 1982 年から北西太平洋モデルを結合し、スピニアップを続ける。
3. 1999 年 12 月から日本近海モデルを結合し、スピニアップを続ける。
4. 2000 年 5 月 11 日から潮汐フォーシングを与え、2000 年 9 月 13 日 9 時の瞬間場を以下の手順の初期値に用いる。実験年は異なるが、ここでは 2012 年 9 月の場として扱う。
5. 2012 年 9 月 13 日 9 時から 20 日 9 時までの MSM の海上 10m 風と海面気圧で駆動する(ケース MSM)。
6. 手順 5 と同様に手順 4 の初期値に 9 月 13 日 9 時から 20 日 9 時までの CORE2 の 10 年間平均場の海上 10m 風と海面気圧で駆動する(ケース CTL)。

潮位偏差については、初期値の実験年が異なることによる、潮汐や内部変動といった他の変動要因の影響をできるだけ取り除くために、ケース MSM と CTL の海面高度の差を再現実験の潮位偏差と考え、観測データとの比較を行う。流れ、水温、塩分については、ケース MSM のデータを用いる。なお、観測データとの比較では、水平方向においても、深さ方向においても、観測地点に最も近いグリッドのデータを使用している。

坂本ほか(2014)の報告と異なるのは、手順 6 において、海面境界条件として与える CORE2 のデータセットを 2000 年から 10 年間平均場へ変更した点である。ケース MSM と CTL の海面高度の差を再現実験の潮位偏差と考えて検証を行うため、潮位偏差にはケース CTL の海面高度も影響している。2000 年 9 月 15 日頃に台風第 14 号が日本に接近しており、ケース CTL に 2000 年のデータセットを用いた場合には、2000 年の台風第 14 号による気圧低下や風の強まりにより、実験期間内の海面高度が大きく変動していた。本検証

では10年間平均場を用いることで、台風などの大きな気象擾乱の影響が小さくなっており、2012年9月の台風第16号による潮位偏差をより正確に比較できる。

## 2.2 観測データ

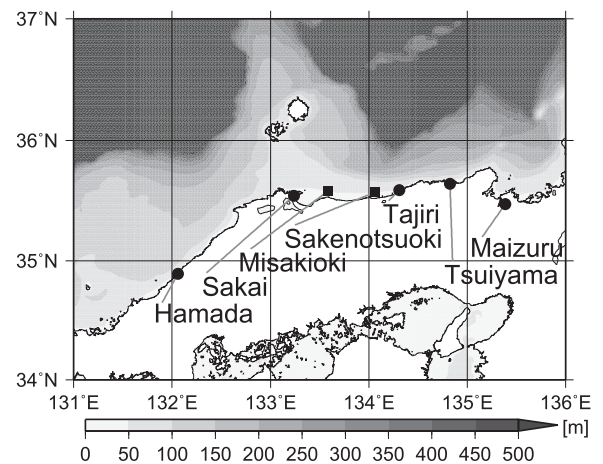
潮位偏差の観測データとして用いた検潮所は浜田・境・舞鶴（気象庁）、田後（国土地理院）、津居山（兵庫県）の5地点で、カットオフ周期209分のデジタル数値フィルター（ローパスフィルター）を用いた平滑化処理を実施した毎時値を使用しており、気圧補正は行っていない。流れの観測データは鳥取県水産試験場による2地点（御崎沖、酒津沖）の沿岸潮流観測ブイ（以下、観測ブイ）から得られた3層（6m深、26m深、42m深）の東西・南北成分のデータを使用しており、30分ごとのデータとなっている。また、観測ブイで観測されている1m深の水温データも使用する。検潮所及び観測ブイの位置は第2図に示したとおり。

## 3. 検潮所での潮位偏差との比較

ケースCTLで初期値に与えるCORE2のデータセットを2000年から10年間平均場へ変更した場合にも、山陰から近畿北部で発生した潮位上昇が

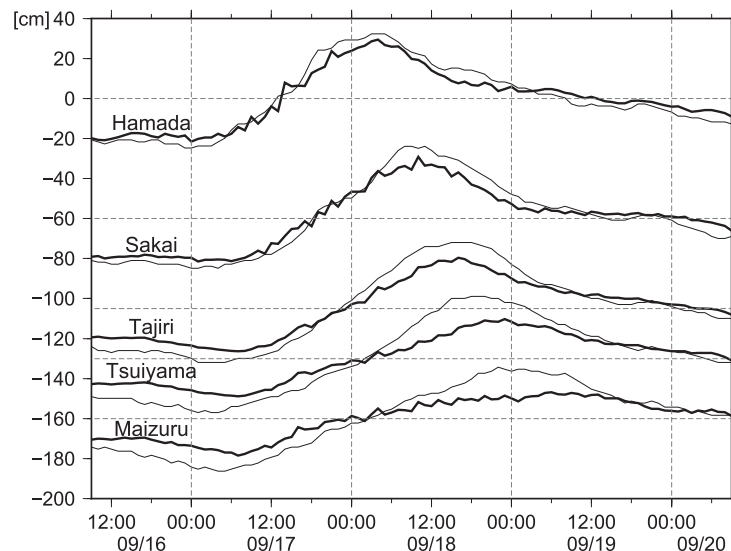
モデルで再現されていることを確認するために、2012年9月16日9時から20日9時までの再現実験と観測の潮位偏差を第3図に示す。なお、潮位偏差の時間変動に着目するために、再現実験、観測ともに4日間の平均値からの偏差を示している。また、潮位偏差の伝播を確認するために、浜田からの距離に応じて境、田後、津居山、舞鶴はそれぞれ60cm、105cm、130cm、160cmのオフセット値を用いてグラフを描いている。

細線で示した観測に着目すると、台風の通過後に西の検潮所から順に潮位偏差のピークが現れて



第2図 観測所位置

●印は検潮所、■は観測ブイの位置を示す。陰影はモデルの海底地形を表す。



第3図 2012年9月16日9時から20日9時までの浜田、境、田後、津居山、舞鶴における再現実験（太線）と観測による毎時潮位偏差（細線）

グラフは全て、示した期間の平均値からの偏差である。また、境、田後、津居山、舞鶴はそれぞれ60cm、105cm、130cm、160cm下げてグラフを描いており、点線は地点それぞれのゼロを示す。

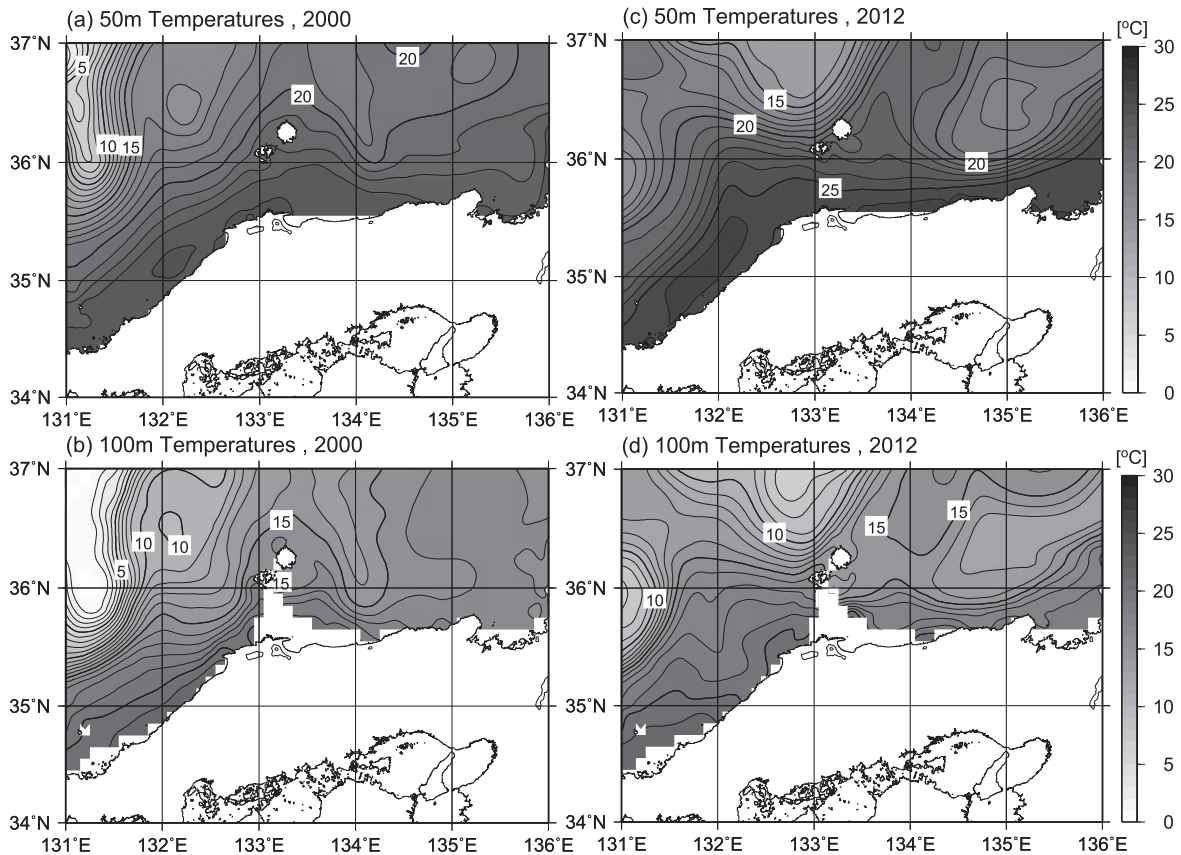
おり、時間経過とともに高潮位偏差が沿岸波動として西から東へ伝播したと考えられる。なお、より直接的な比較を行うために、本検証では観測データとしてタイドカラーフィルターを通していない毎時潮位偏差を使用しているため、坂本ほか(2014)の第10図と観測のピークとなる時刻は異なっている。

太線で示した再現実験においても観測と同様に西の検潮所から順に潮位偏差のピークが現れており、ピークの時刻は浜田、境、田後では観測に近いが、津居山では約5時間、舞鶴では約8時間、観測に比べてピークの時刻が遅くなっている。津居山における観測のピークは18日の18時、再現実験のピークは同日23時となっており、それぞれの時刻における再現実験の潮位偏差の差は約3cmと小さいため、ピークの時刻が遅くなっている理由として、初期値の実験年が異なることによる海況の違いやMSMと実際の大気場との違いによる影響が考えられる。舞鶴におけるピーク時刻

の差についても同様である。初期値の実験年が異なることによる海況の違いの参考として、第4図にMOVE/MRI.COM-WNPによる2000年と2012年9月中旬(11~20日の10日間平均)の50m及び100m表層水温を示す。

潮位偏差の上昇量についても浜田、境では再現実験と観測との差は10cm未満であるが、津居山、舞鶴では約20cmと東の検潮所ほど差が大きくなっている。これは、開発中のMRI.COM-JPNではモデルを安定して駆動するために、水平粘性等のモデルの散逸を強く設定しているため、沿岸波動の伝播の過程で潮位偏差の上昇量が減少した可能性が考えられる。

浜田から舞鶴までの距離を350kmとして計算した場合、沿岸波動の伝播速度は観測で約5.1m/s、再現実験で約4.2m/sとなる。Isozaki(1968)によると、山陰沿岸を高潮位偏差が西から東へ伝播する速度は3~4m/sとされているが、1957年12月12日から13日にかけての高潮位偏差の伝播速



第4図 2000年(左)と2012年(右)9月中旬の50m(上)及び100m(下)表層水温 MOVE/MRI.COM-WNPによる解析値。

度は 5.0m/s であることが例として示されており、本検証における観測及び再現実験の伝播速度も大きくは異なるない。

西から東への高潮位偏差の伝播が主に沿岸波動によるものであることの確認のために、伝播元として浜田、伝播先として舞鶴の潮位偏差を同地点の MSM の海面気圧と海上 10m 風とともに第 5 図に示す。浜田では気圧が上昇している間（第 5 図 b）も潮位偏差が大きくなっており（第 5 図 a）、南から南西の風（第 5 図 c）による岸方向へのエクマン輸送が高潮位偏差の主な要因と考えられる。一方、舞鶴でも気圧が上昇している間（第 5 図 e）も潮位偏差が大きくなっている（第 5 図 d）。浜田の場合とは異なり、岸方向へのエクマン輸送を引き起こす西の風が無かったことから（第 5 図 f）、舞鶴での高潮位偏差は西から伝播してきた沿岸波動が主な要因であったと考えられる。

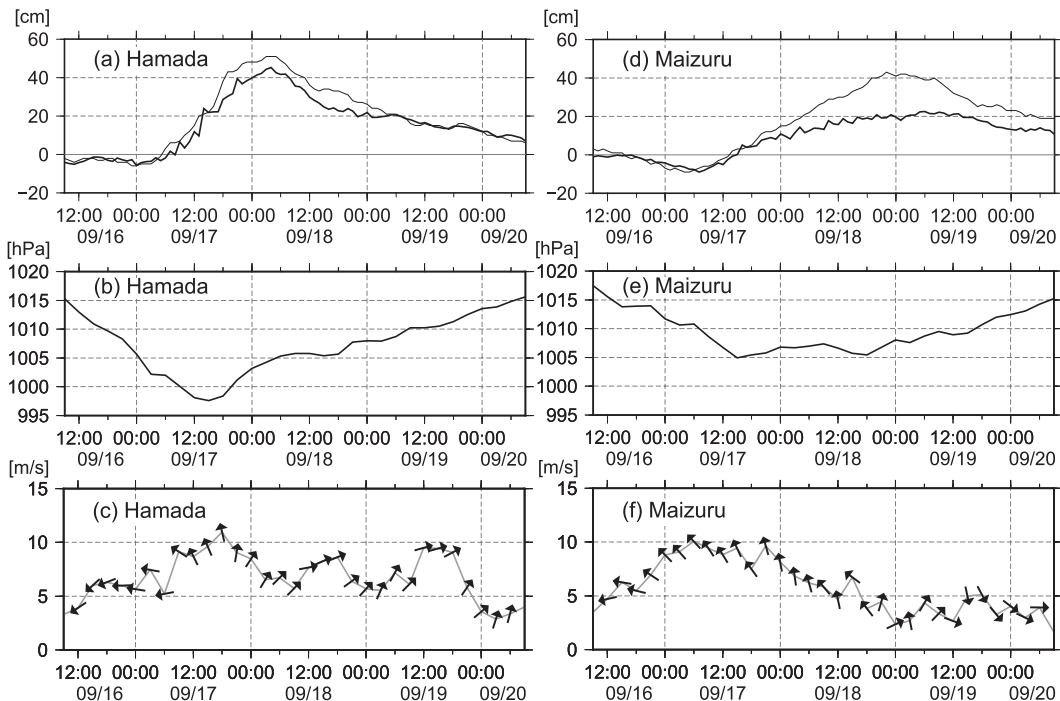
坂本ほか（2014）では、再現実験の水位変化が観測に比べて急すぎるといった違いが述べられていたが、ケース CTL で初期値に与える CORE2 のデータセットを 2000 年から 10 年間平均場へ変更した本検証では、全体的に再現実験の水位変化が観測よりも小さく、東の検潮所ほどその差が大

きくなるという結果となった。

#### 4. 観測ブイの流れとの比較

御崎沖と酒津沖の観測ブイ設置位置における、再現実験と観測データによる流れの比較を行った。第 6 図ではおおむね海岸線に沿い、流速の主成分であった流れの東西成分を示している。6m 深、26m 深、42m 深の観測データに対して、再現実験ではそれぞれ 6.5m 深、27.5m 深、37.5m 深のデータで比較している。酒津沖の 6m 深（第 6 図 d）でピーク時に再現実験の流速が観測より過大となっているものの、いずれのブイ、深さにおいても、東向きの流速の強まりが良く再現されている。

第 7 図に 26m 深の流れの南北成分、流速の絶対値、観測ブイ設置位置の MSM の海上 10m 風を示しており、実験期間中の流れの南北成分（第 7 図 a,d）は東西成分（第 6 図 b,e）に比べるとピーク時の流速が大きくなかったため、流速の絶対値を比較した場合にも再現実験は観測を良く再現している（第 7 図 b,e）。これらは、6m 深、42 m 深でも同様であった（図省略）。また、18 日 0 時から 12 時頃までの流速が強まっている時間帯に



第 5 図 浜田（左）と舞鶴（右）における潮位偏差（上）と MSM の海面気圧（中）と海上 10m 風（下）  
潮位偏差の太線は再現実験，細線は観測，海上 10m 風の矢印は風向（上が北）を示す。

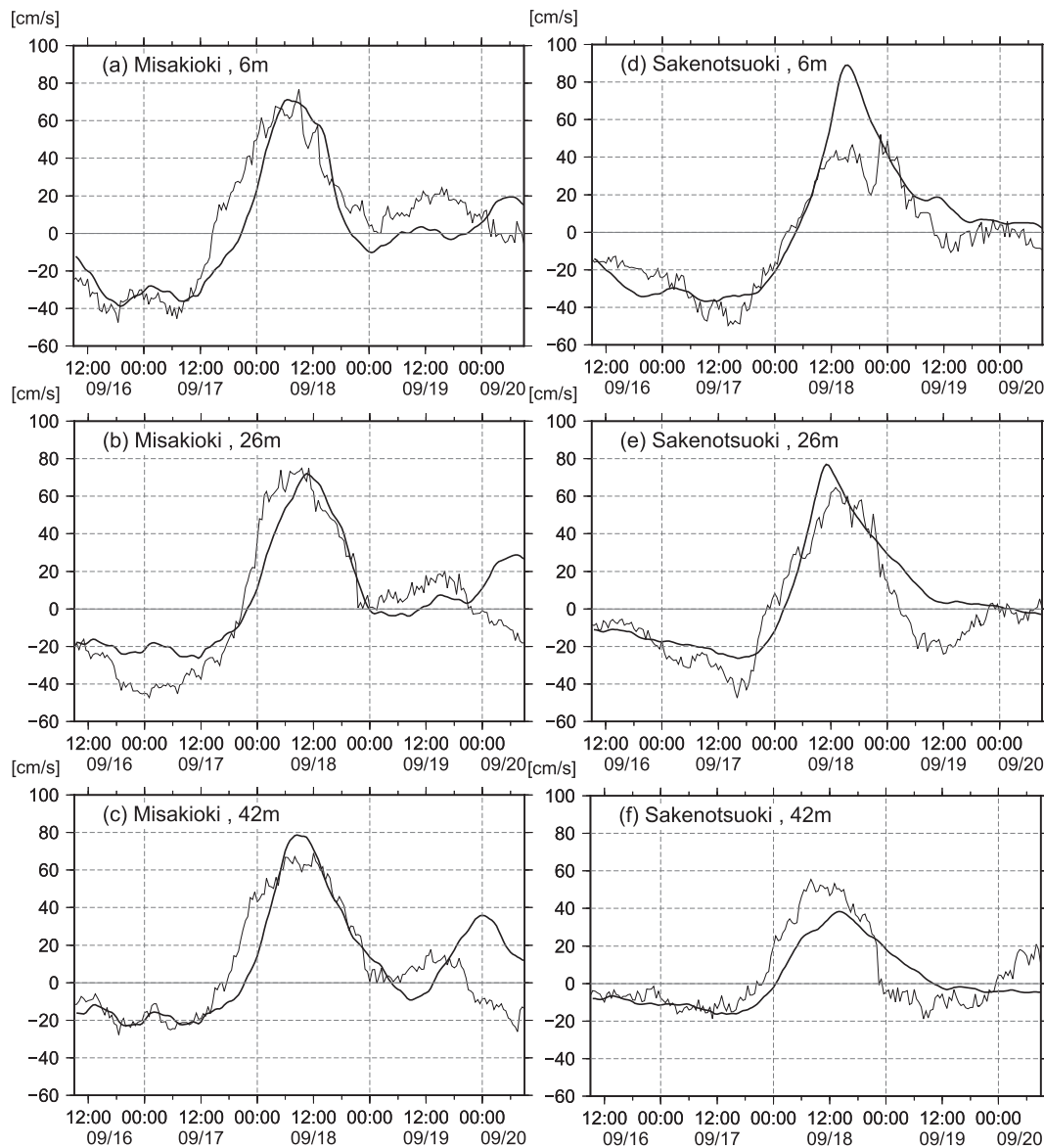
海上風の強まりはみられないため（第7図c,f），第3章の高潮位偏差の場合と同様に，流速の強まりは西から伝播してきた沿岸波動の影響が大きかったと考えられる。

観測ブイ設置位置における再現実験の潮位偏差と流れの東西成分（26m深）のピークは近い時間に現れており（第8図），6m深，42m深でも同様である（図省略）。観測ブイはいずれも境と田後の間の海域に設置されており，再現実験の潮位偏差，流れの東西成分のピークは境，御崎沖，酒津沖，田後と西から順に現れていたことも西から伝播してきた沿岸波動の影響が大きかったという

考えに一致する。

### 5. 水温，塩分

第4章で再現実験の潮位偏差と流れの東西成分のピークは近い時間に現れており，沿岸波動の影響が大きかったことが確認できた。千手・大慶（2014）では能登半島東岸で，台風通過後の流れの強まりに対応して水温上昇と塩分低下が起これ，その後，流れの弱まりに対応して水温低下と塩分上昇が起こることが報告されている。この章では，場所は異なるものの，流れに対応した水温，塩分の変動がモデルで再現されているかの確認を



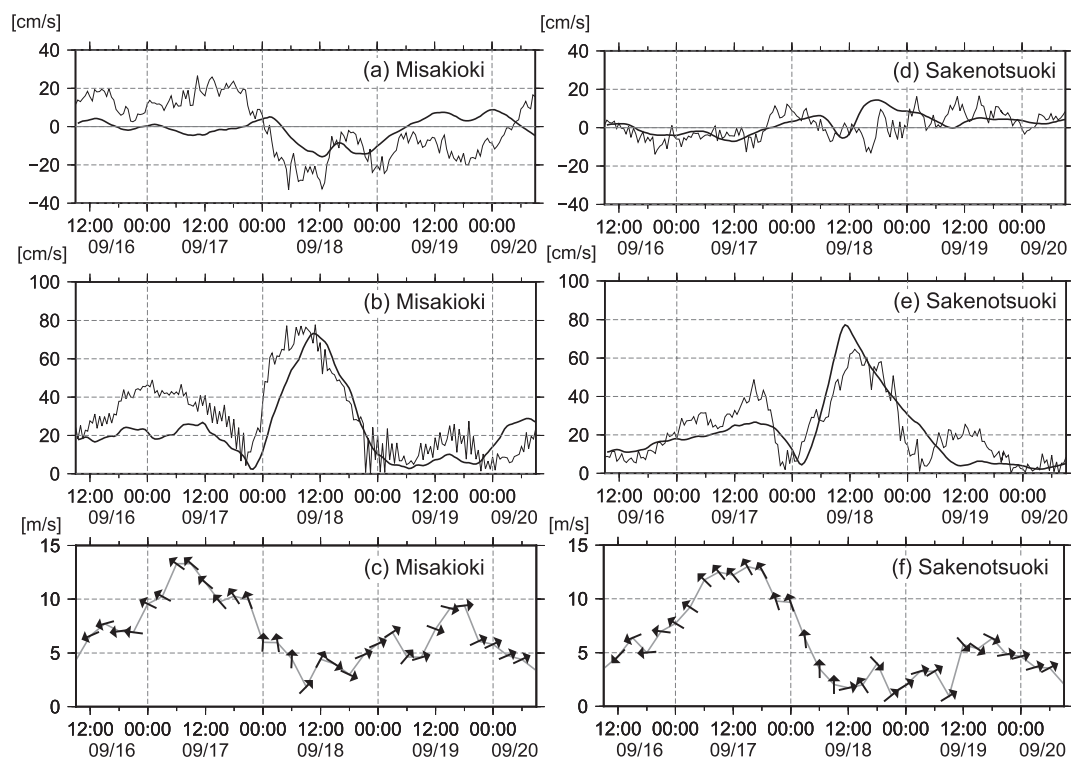
第6図 御崎沖（左）と酒津沖（右）における6m深（上），26m深（中），42m深（下）の流れの東西成分  
太線は再現実験，細線は観測。正は東向き成分を示す。

行う。

第9図に観測ブイで観測されている1m深の水温と再現実験の2m深の水温の16日9時からの変化量をそれぞれ示す。ケースMSMの初期値が実験年である2012年と異なり2000年であるため、観測と再現実験のもとの水温分布に違いがあり、潮位偏差や流れの場合のような再現はみられないが、観測された水温に4日間で1~2℃と比

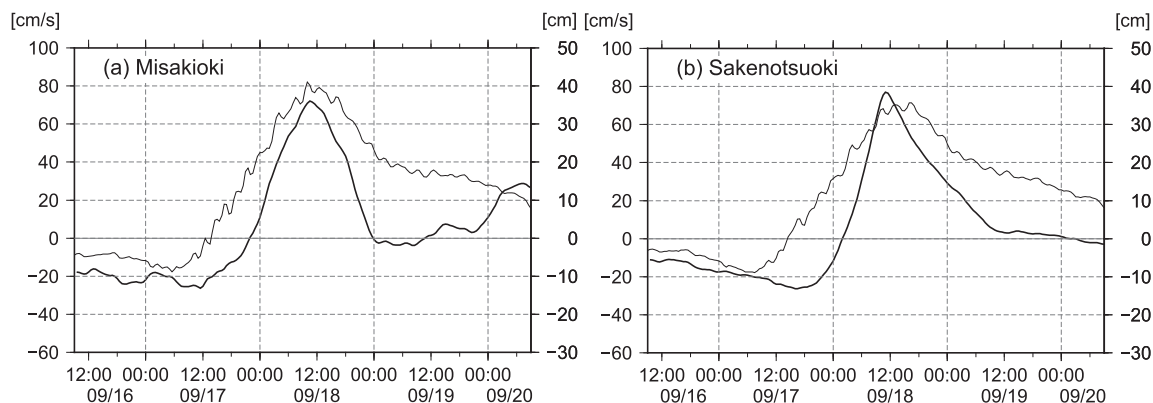
較的大きな水温低下がみられ、再現実験においても同期間に1.5℃程度の水温低下がみられる。

第10図に観測ブイ設置位置における、再現実験での水温、塩分と流れの東西成分の鉛直分布の時間変化を示す。御崎沖の20m以浅の水温に着目すると、16日15時頃から17日18時頃までに1℃以上低下している(第10図a)。20m以深においても、変化量は小さいものの同様の時間帯



第7図 御崎沖(左)と酒津沖(右)における26m深の流れの南北成分(上)、流速の絶対値(中)、MSMの海上10m風(下)

流れの南北成分、流速の絶対値の太線は再現実験、細線は観測。流れの南北成分の正は北向き成分を示す。海上10m風の矢印は風向(上が北)を示す。



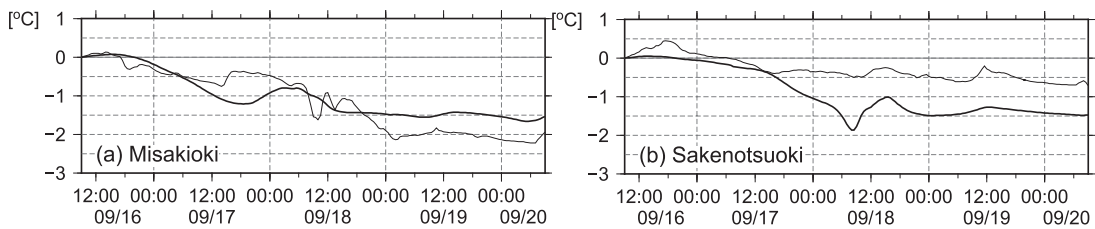
第8図 御崎沖(左)と酒津沖(右)における27.5m深の再現実験の流れの東西成分と潮位偏差。太線は流れの東西成分(スケール左)、正は東向き成分を示す。細線は潮位偏差(スケール右)。

に水温の低下がみられる。また、水温と同様に塩分の上昇も確認できる（第 10 図 b）。酒津沖についても、時間帯は異なるものの 16 日 14 時頃から 18 日 8 時頃にかけて、水温低下と塩分上昇がみられた（第 10 図 d,e）。

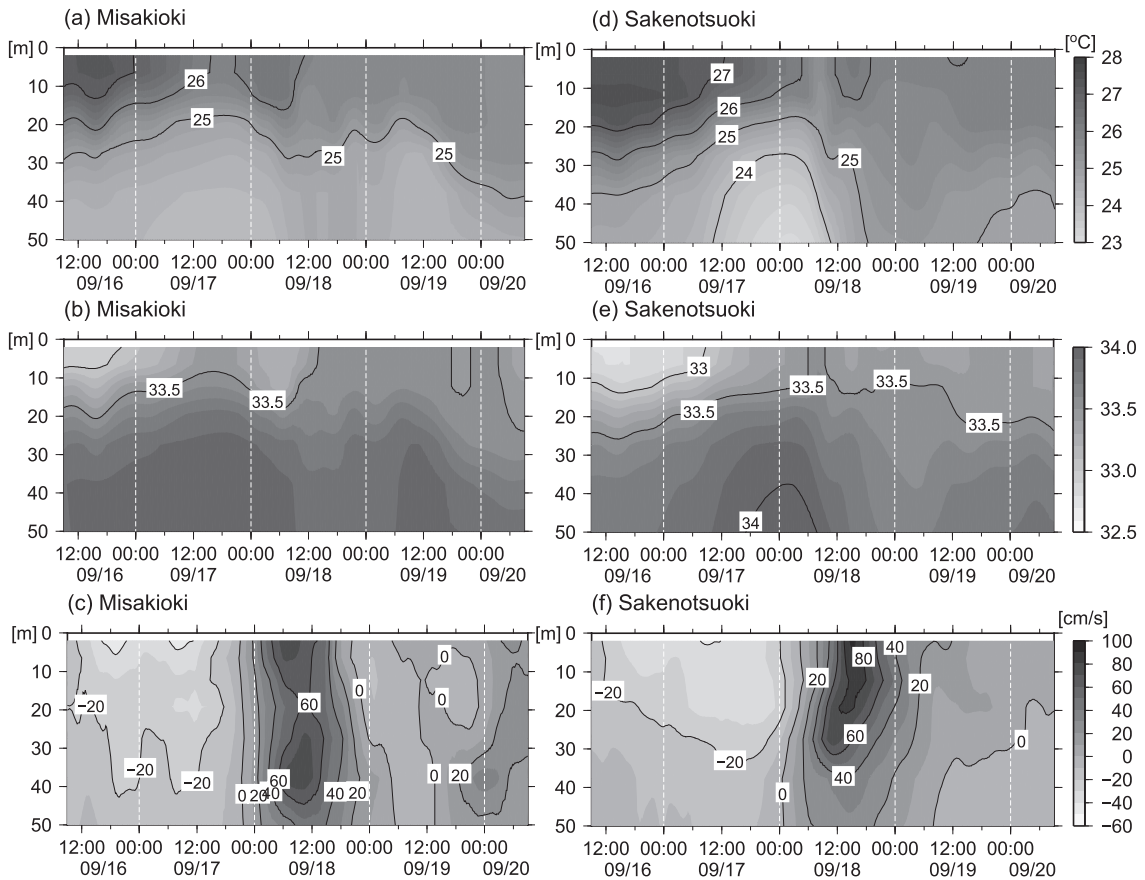
水温低下と塩分上昇は東から南東の風が強かった時間帯（第 7 図 c,f）に起こっており、MSM の海上 10m 風の海岸線に沿う西向きの成分は、御崎沖で 16 日 12 時から 17 日 15 時頃まで、酒津沖で 16 日 21 時から 17 日 18 時頃まで 6 ~ 11m/s と

なっている。この風により沖向きのエクマン輸送が引き起こされ、沿岸域では補償流として湧昇が発生したと考えられる。第 11 図に 17 日 12 時の観測ブイ設置位置の経度に沿った再現実験の流れの南北成分の南北断面図を示しており、いずれの位置においても海面付近を中心に、沖向きである北方向への流れが確認できる。

第 12 図、第 13 図に観測ブイ設置位置の経度に沿った再現実験の水温と塩分の南北断面図を 17 日 0 時から 18 時までの 6 時間ごとに示す。時間



第 9 図 御崎沖（左）と酒津沖（右）における水温の時間変化  
太線は再現実験，細線は観測。16 日 9 時からの水温変化量を示す。

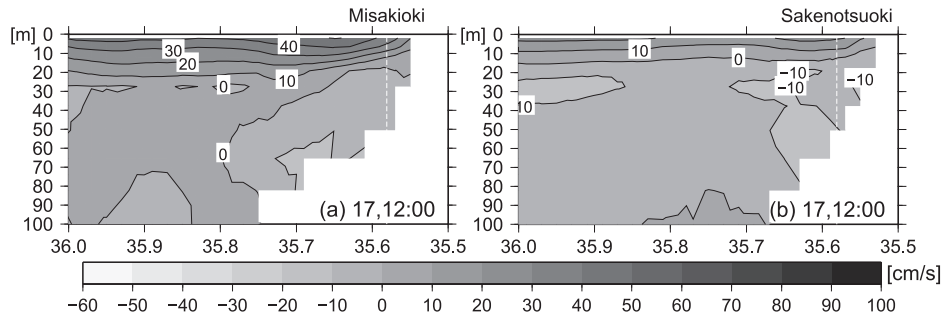


第 10 図 御崎沖（左）と酒津沖（右）における再現実験での水温（上）、塩分（中）と流れの東西成分（下）の鉛直分布の時間変化  
流れの東西成分の正は東向き成分を示す。

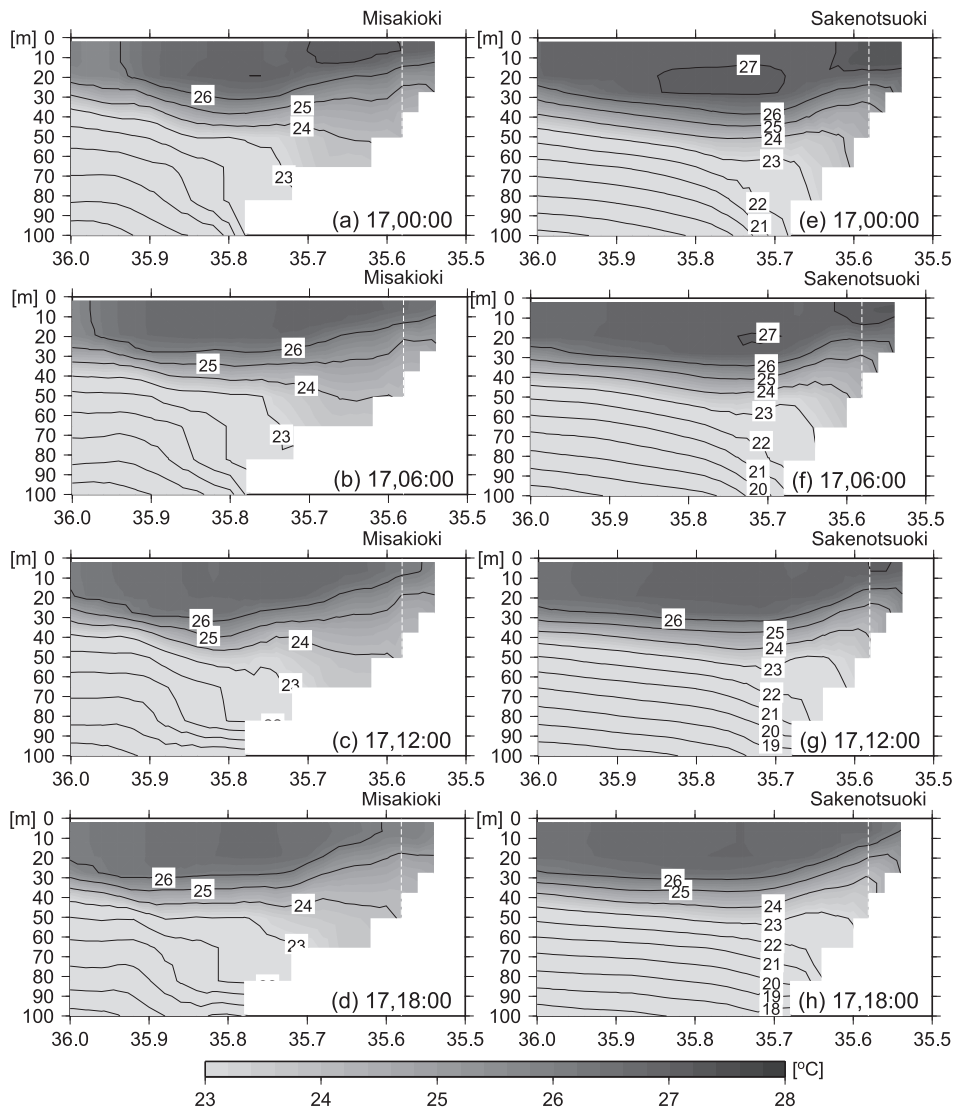


経過とともに海面付近で高水温、低塩分の分布が沖へ移動し、岸付近では低層から海面方向へ低水温、高塩分の分布が移動しているようにみられる。  
風の強かった時間帯と水温低下の時間帯が一致

していることから、風による混合や海面を通じた熱の交換もあったと考えられるが、岸付近での水温、塩分分布の変化の様子から観測ブイ設置位置付近での再現実験の水温低下と塩分上昇は湧昇に



第 11 図 御崎沖（左）と酒津沖（右）の経度に沿った再現実験での流れの南北成分の南北断面図  
正は北向き成分を示す。点線は観測ブイの位置を示す。

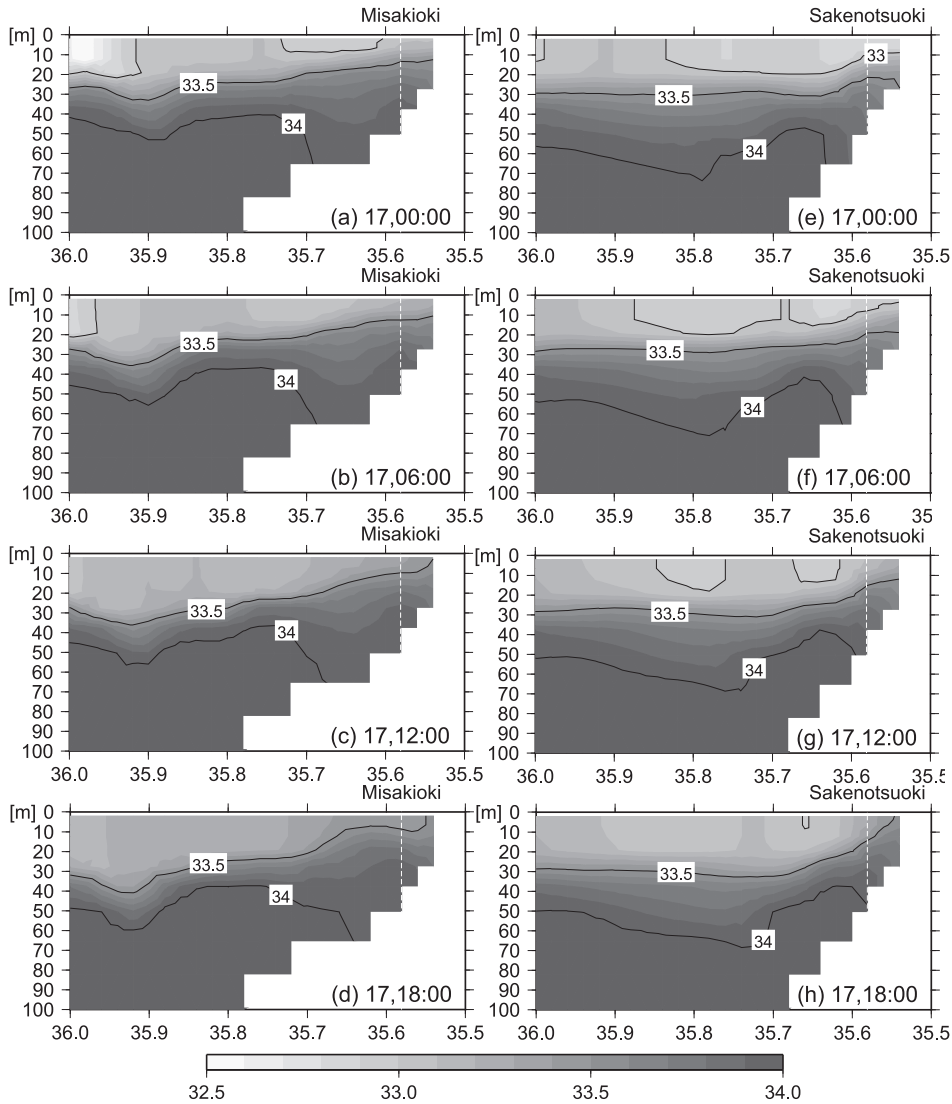


第 12 図 御崎沖（左）と酒津沖（右）の経度に沿った再現実験での水温の南北断面図  
点線は観測ブイの位置を示す。

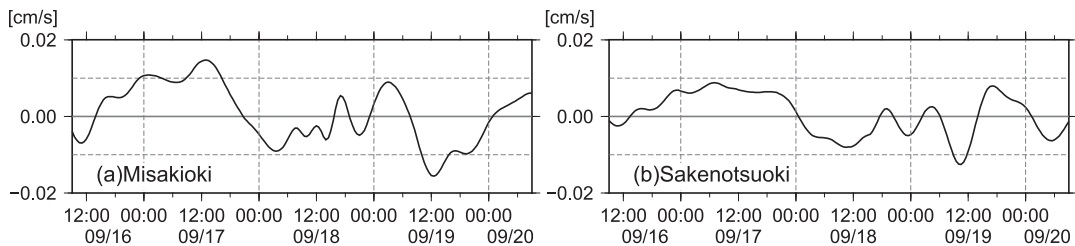
よる影響があったと推察されるため、連続の式を鉛直方向に積分した(1)式から、鉛直流速  $w$  を見積もる。

$$w = \int_{-h}^0 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (1)$$

ここで、 $h$ には、第11図において沖向きである北方向への流れが確認できる約15mを用いた。第14図に観測ブイ設置位置での  $w$  の時間変化を示す。御崎沖で16日14時から17日21時頃まで、酒津沖で16日14時から18日1時頃までは鉛直上向きであり、東から南東の風が強かった時間帯



第13図 御崎沖(左)と酒津沖(右)の経度に沿った再現実験での塩分の南北断面図  
点線は観測ブイの位置を示す。



第14図 御崎沖(左)と酒津沖(右)における再現実験での鉛直流速の時間変化  
正は鉛直上向きを示す。

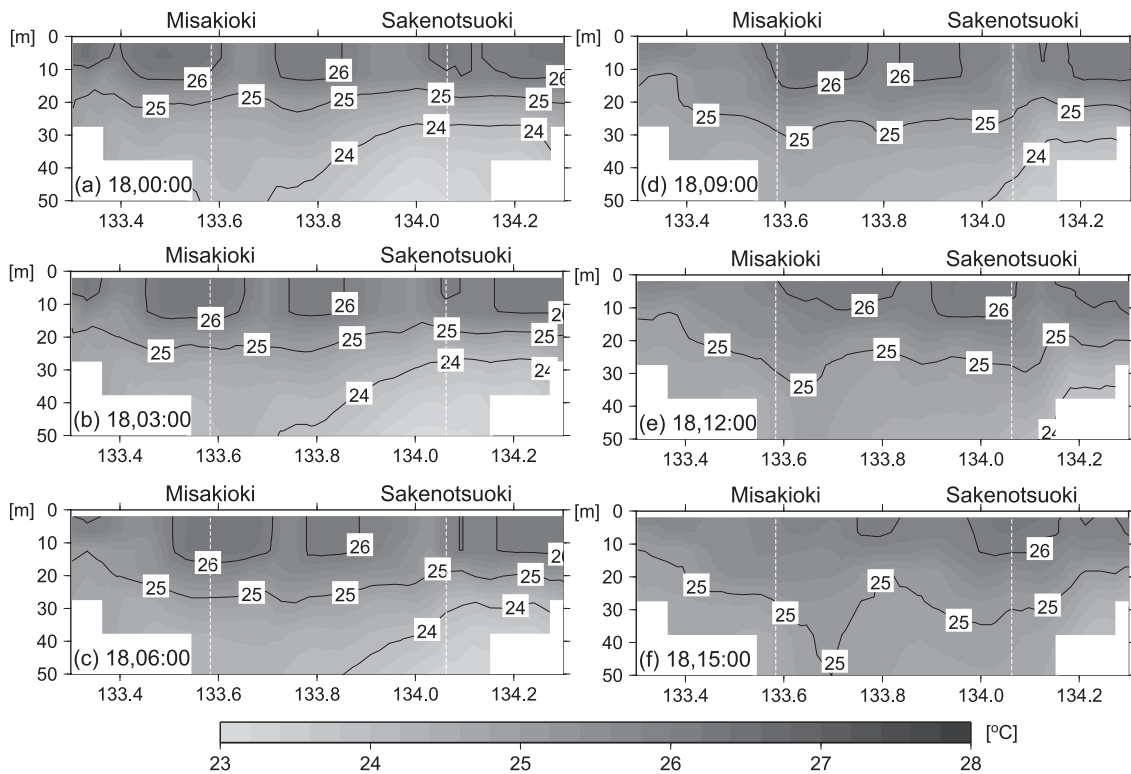
は、おおむね湧昇流が確認された。

ここまで確認してきた水温低下と塩分上昇の後、御崎沖付近では18日6時頃、酒津沖では18日14時頃の東向きの流れがピークとなる時間帯(第10図c,f)の前後に水温上昇・塩分低下と水温低下・塩分上昇(第10図a,b,d,e)が起こっており、千手・大慶(2014)により報告されている能登半島東岸での強い流れに対応した変動が、観測ブイの設置されている山陰沿岸で起こったと考えられる。第15図、第16図に観測ブイ設置位置の緯度に沿った水温と塩分の東西断面図を、第17図に流れの東西成分の東西断面図を18日0時から15時までの3時間ごとに示す。御崎沖付近では18日0時から6時までの時間経過につれて、西側から水温上昇、塩分低下しており(第15図a,b,c, 第16図a,b,c), 同期中に御崎沖付近の東向きの流れが強まっていることも確認できる(第17図a,b,c)。また、酒津沖付近でも18日9時から15時までの時間経過につれて、西側から水温上昇、塩分低下しており(第15図d,e,f, 第16図

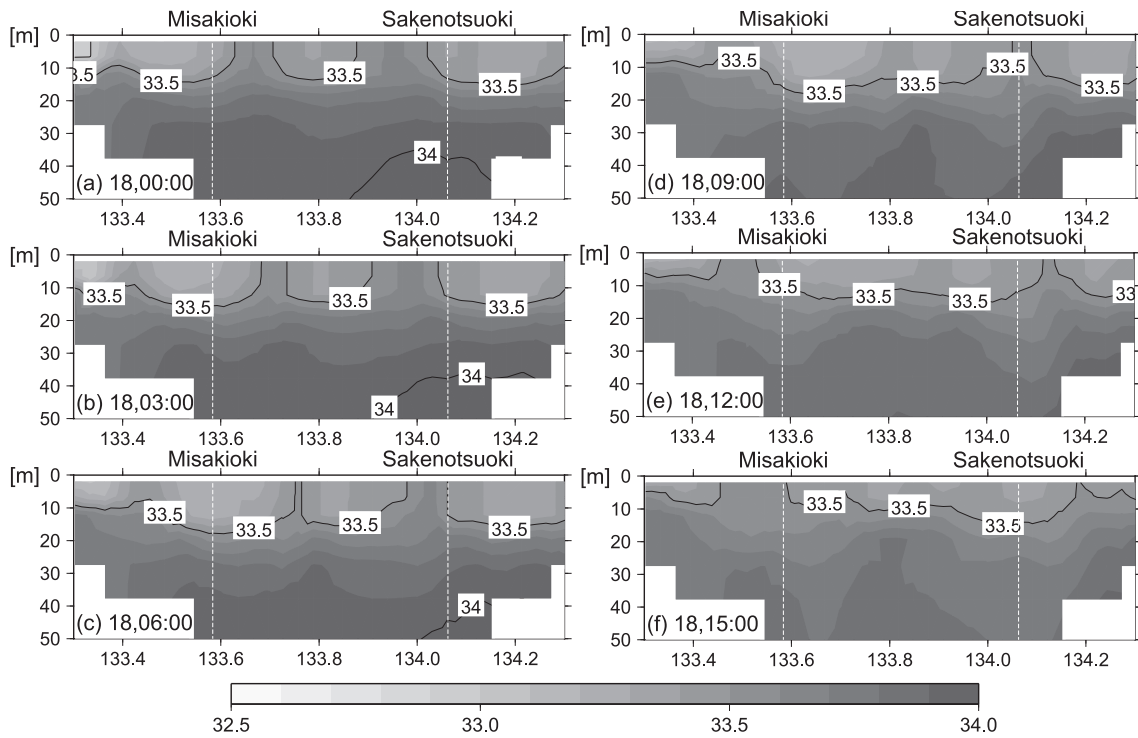
d,e,f), 同期中に御崎沖付近の東向きの流れが強まっていることも確認できる(第17図d,e,f)。この結果から、観測ブイ付近で強い流れに対応した内部変動があったと考えられる。

第18図に観測ブイ設置位置の経度に沿った再現実験の水温と流れの東西成分の南北断面図を18日6時から19日0時までの6時間ごとに示す。御崎沖付近では18日6時から12時頃(第18図a,b), 酒津沖では18日12時から18時頃(第18図f,g)にそれぞれ岸付近で流速の東西成分が最大となっている。御崎沖では流速が最大となって以降の水温の低下が確認できる(第18図a,b,c)。酒津沖では流速の強まりと共に水温が上昇し(第18図e,f), 流速の弱まりと共に水温が低下している(第18図g,h)様子が確認できる。

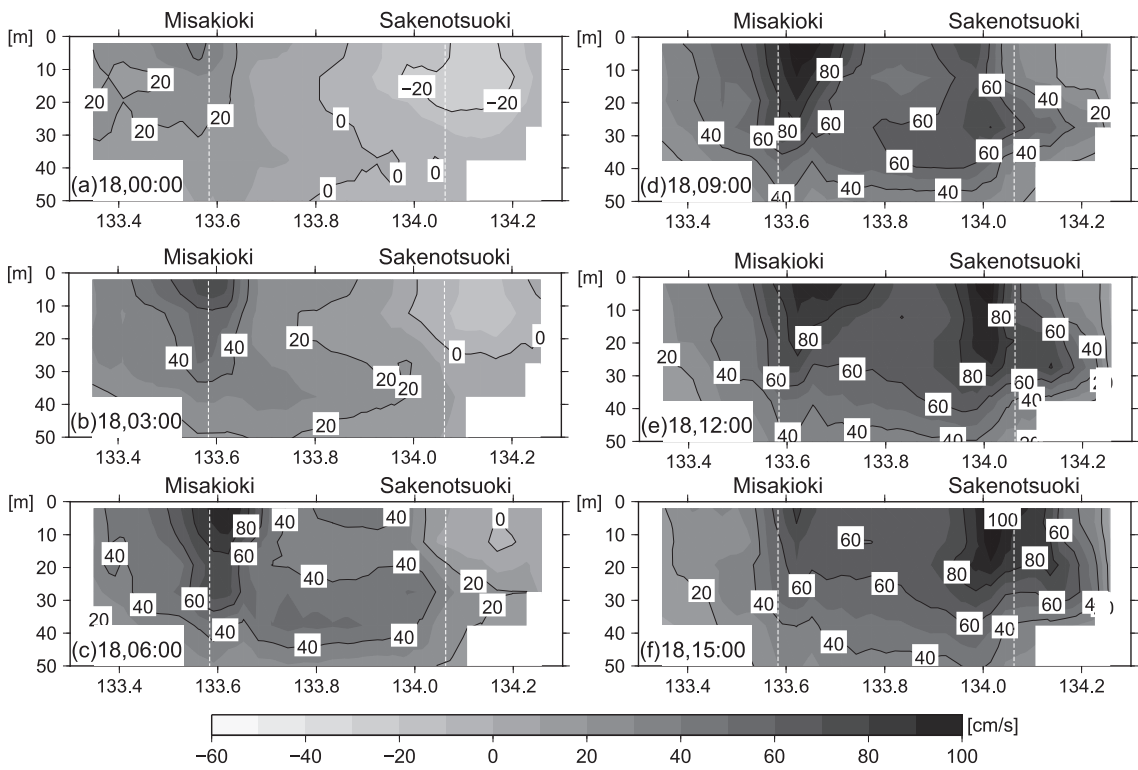
なお、ここまで取り上げてきた湧昇や強い流れに対応した水温や塩分の上昇や低下は第2章で説明したとおり、2000年9月13日9時の瞬間場を初期値に用いて、2012年9月13日9時から20日9時までのMSMの海上10m風と海面気圧を



第15図 観測ブイ設置位置の緯度(35.58°N)に沿った再現実験での水温の東西断面図  
点線は観測ブイの位置を示す。

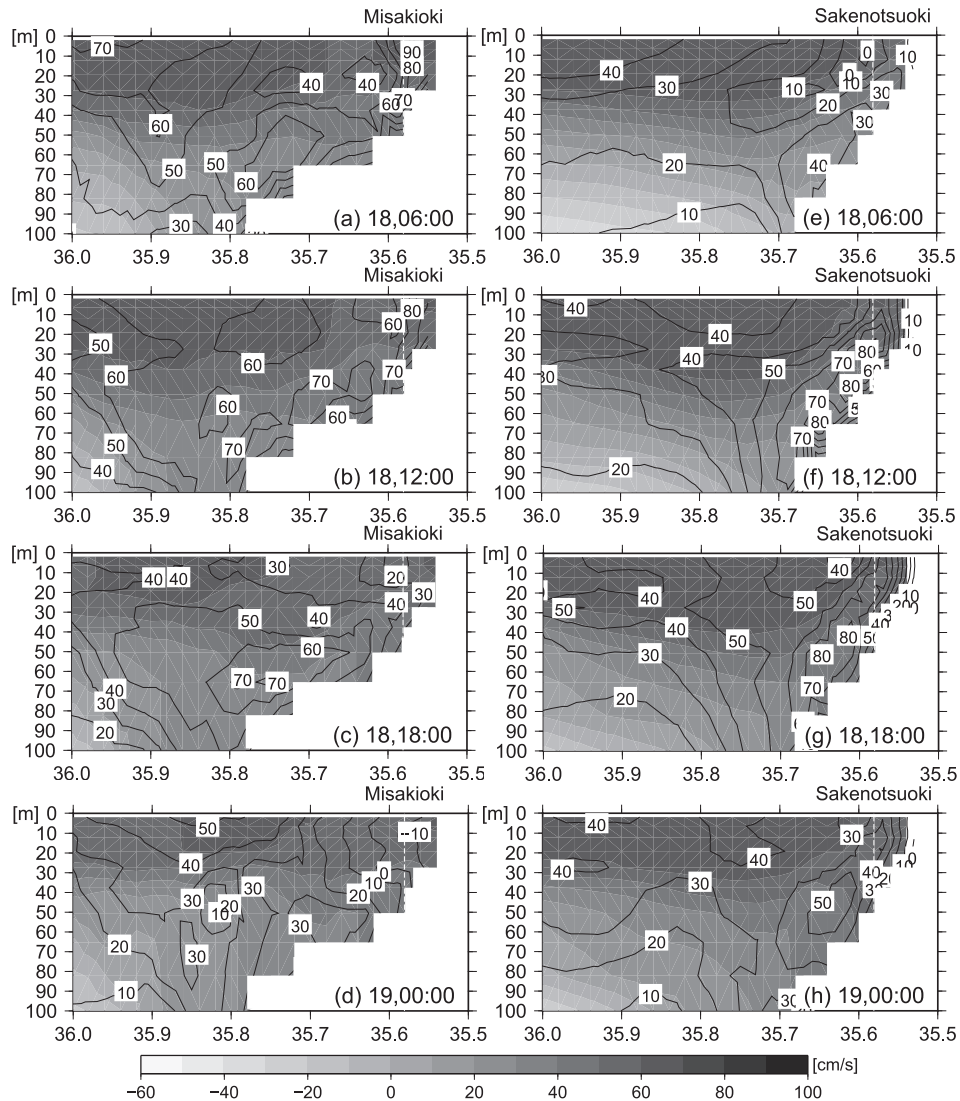


第16図 観測ブイ設置位置の緯度 (35.58°N) に沿った再現実験での塩分の東西断面図  
点線は観測ブイの位置を示す。



第17図 観測ブイ設置位置の緯度 (35.57°N) に沿った再現実験での流れの東西断面図

点線は観測ブイの位置を示す。正は東向き成分を示す。第12図, 第13図と緯度が0.01°異なるのは, モデルの水温, 塩分と流れが半グリッド異なっているため。



第 18 図 御崎沖（左）と酒津沖（右）の経度に沿った再現実験での水温と流れの東西成分の南北断面図  
等値線は流れの東西成分，陰影は水温を示す．流れの東西成分の正は東向き成分を示す．点線は観測ブイの位置を示す．

駆動したケース MSM の結果であり，海況は実際の 2012 年 9 月とは大きく異なっていることに注意が必要である．ここでは，2012 年 9 月 13 日 9 時から 20 日 9 時までの外力，主に海上風によりモデル内で湧昇や強い流れに対応した内部変動が現れていることを確認した．

### 6. まとめ

2012 年 9 月の台風第 16 号について，気象研究所海洋・地球化学研究部で開発中の MRI.COM-JPN による再現実験結果と観測との比較から，山陰から近畿北部での高潮位偏差の伝播，及び山陰

沿岸における潮位偏差に対応した強い流れがモデルにおいて再現されていることが確認できた．

高潮位偏差の伝播の再現については，東の検潮所ほど観測との潮位偏差の差が大きくなっているという課題がある．これは，水平粘性等のモデルの散逸を強く設定していることによる可能性が考えられるため，今後開発が進められる中での調整が期待される．

山陰沿岸での約 80cm/s に達する強い流れが再現されたことについては，MRI.COM-JPN の開発が急潮に関する防災情報の高度化に貢献しうること示唆する．今後は急潮や潮位振動が多く報告

されている能登半島北岸から富山湾においても、高潮位偏差の伝播や強い流れが再現されるかなど事例検証を継続する必要がある。

今回の実験設定では、海況データによる初期化を行っていないために、水温、塩分場を観測と直接比較することができず、大気強制力に対する観測ブイ付近での変動の考察が主であった。今後は、海況データで初期化されたモデルが、観測と同様の水温や塩分の変動を再現できるかを検証することが重要と考える。例えば、山陰沿岸では、湧昇により、4から5日間で6～7℃の水温が急低下することが報告されている（千手・渡辺，1999）。このような湧昇は、現業運用されている MOVE/MRI.COM-WNP では十分表現できていない可能性が指摘されている（石崎ほか，2010）。したがって、モデルがこうした湧昇に伴うプロセスを再現することができれば、沿岸域の水温の予測精度向上につながると考えられる。

#### 謝辞

今回の研究にあたり、気象庁海洋気象課、気象庁海洋気象情報室、及び気象研究所海洋・地球化学研究部の方々には有益な助言をいただいた。特に、気象研究所海洋・地球化学研究部の坂本圭氏には、再現実験を行った結果を提供いただき、結果の解釈等ご教示いただいた。鳥取県水産試験場漁場開発室には沿岸潮流観測ブイデータを提供していただいた。ここに深く感謝の意を表します。

#### 参 考 文 献

- 石崎士郎・大森正雄・伊藤渉・吉岡典哉（2010）：北西太平洋版新海洋データ同化システム（MOVE/MRI.COM-WNP）における予測結果の検証。測候時報，77，特別号，S59-S69。
- Isozaki, I. (1968) : An Investigation on the Variations of Sea Level due to Meteorological Disturbances on the Coast of Japanese Islands (II) Storms Surges on the Coast of the Japan Sea. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, **24**, 178-190.
- 熊木豊・上野陽一郎・傍島直樹・松山優治（2005）：台風 0406 号通過に伴い発生した京都府沿岸の急潮。海の研究，14，653-664。

Large, W.G. and S.G. Yeager (2009) : The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. *Climate Dynamics*, **33**, 341-364.

坂本圭・山中吾郎・辻野博之・中野英之・平原幹俊（2014）：水平解像度 2km の瀬戸内海モデル MRI.COM-Seto 及び日本沿岸モデル MRI.COM-JPN の開発。測候時報，81，特別号，S63-S75。

千手智晴・大慶則之（2014）：沿岸密度流としての日本海の急潮。九州大学応用力学研究所所報，146，115-122。

千手智晴・渡辺俊輝（1999）：台風によって引き起こされた山陰沿岸水温の急低下現象。海と空，75，1-8。