

修士論文

最近の日本南岸の黒潮大蛇行流路の変化  
On the variation in the recent Kuroshio  
Large Meander Path south of Japan

生物資源学研究科

共生環境学専攻

海洋気候学研究室

508M228

杉原 昂行

指導教員：関根 義彦

2009.3.2

# 要旨

最近の黒潮大蛇行流路が変化しつつあり、特に 1990 年以降は直進流路が卓越し、蛇行の東進が見られている。過去の研究では、大蛇行流路の期間では振り分け潮が発生しないといわれていたが、2008 年に大蛇行時にも振り分け潮が発生したことを確認し、これは黒潮流路特性が以前とは変わってきた可能性を示すものである。本研究では 2008 年に発生した大蛇行流路について以前の大蛇行流路との変化を調べた。この結果として、勢水丸観測では遠州灘沖に親潮中層水の存在が確認され、伊豆海嶺上で黒潮流路が南下し、多量の親潮中層水流入が大冷水塊を発達させ、黒潮を離岸させたことが推察される。また、串本―浦神の潮位差は、従来の大蛇行時には小さな値をとるのに対し、2008 年の大蛇行期間では潮位差は小さくならず、大蛇行期間でも黒潮流路が紀伊半島に接近していることが示唆された。



# 目次

第一章 序論	・・・	1
1-1 黒潮について	・・・	1
1-1-1 黒潮		
1-1-2 黒潮流路と流速		
1-2 振り分け潮について	・・・	6
1-2-1 振り分け潮(紀南分岐流)		
1-2-2 振り分け潮と黒潮流路		
1-3 研究目的	・・・	10
第二章 研究内容	・・・	12
2-1 使用データと研究方法	・・・	12
2-1-1 使用データ		
2-1-2 研究方法		
2-2 遠州灘観測(4月)	・・・	14
2-3 土佐藩観測(7月)	・・・	15
2-4 黒潮離岸距離解析	・・・	16
2-5 串本-浦神潮位差解析	・・・	17

## 第三章 結果と考察 … 18

### 3-1 遠州灘観測結果(4月) …18

3-1-1 CTD 観測 A-Line 結果

3-1-2 CTD 観測 B-Line 結果

3-1-3 考察

### 3-2 土佐湾観測結果(7月) …20

3-2-1 CTD 観測 A-Line 結果

3-2-2 CTD 観測 B-Line 結果

3-2-3 ADCP 土佐湾観測結果

3-2-4 地衡流計算結果

3-2-5 考察

### 3-3 07年から09年の黒潮流路変動 …25

3-3-1 07～09年の黒潮流路変動結果

3-3-2 考察

### 3-4 黒潮の離岸距離解析結果 …27

3-4-1 黒潮の離岸距離解析結果

3-4-2 考察

### 3-5 串本一浦神潮位差解析結果 …29

3-5-1 串本一浦神潮位差解析結果

3-5-2 考察

## 第四章 総括 … 30

— 第三章結果図表一覧 — …32

— 謝辞 — …59

— 引用・参考文献 — …60

— 引用・参考HP — …61

# 目次

- Fig.1 Typical stable paths of the Kuroshio south of Japan (Japan Coast Guard)
- Fig.2 The most southing latitude of the Kuroshio Current between 1960 and 2007 (Japan Meteorological Agency)
- Fig.3 The large water cold mass (Kanagwa Prefecture Fisheries Research Institute)
- Fig.4 IOW and NIPW (海洋物理学概論)
- Fig.5 The result of Yasuda et al. (1985)
- Fig.6 The result of Chao (1984)
- Fig.7 The result of Akitomo et al. (1991)
- Fig.8 The result of Sekine and Chen (2003)
- Fig.9 The patterns of Kinan shore current (Wakayama Prefecture Fisheries Research Institute)
- Fig.10 The ratio of each pattern of the Kii shore current (Wakayama Prefecture Fisheries Research Institute)
- Fig.11 Observational map (Takeuchi et al.1998)
- Fig.12 Distance of Main Kuroshio Path from Shiono-Misaki(Takeuchi et al.(1998))
- Fig.13 Yearly average of the emission value in the observation line (Takeuchi et al.(1998))
- Fig.14 The sea conditions news flash published on November 10, 2008 (Mie Prefecture Fisheries Research Institute)
- Fig.15 Example of Kanto Tokai sea conditions news flash (Kanagawa Prefecture Fisheries Research Institute)
- Fig.16 Observational Map (Ensyu-nada)
- Fig.17 Observational Map (Tosa-bae)
- Fig.18 Definition of the Distance of Main Kuroshio Path from Japanese coast. (Japan Meteorological Agency)
- Fig.19 Sea level deference between Kushimoto and Uragami. Periods of large meander path are shown by the black bands.(Sekine and Fujita1999)
- Fig.20 Observational result of A-Line of Ensyu-nada (surface-bottom)  
a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c) $\sigma T(g/m^3)$
- Fig.21 Observational result of A-Line of Ensyu-nada (surface-1000m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c) $\sigma T(g/m^3)$
- Fig.22 Observational result of A-Line of Ensyu-nada (surface-500m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c) $\sigma T(g/m^3)$
- Fig.23 Observational result of B-Line of Ensyu-nada (surface-bottom)  
a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c) $\sigma T(g/m^3)$

- Fig.24 Observational result of B-Line of Ensyu-nada (surface-1000m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.25 Observational result of B-Line of Ensyu-nada (surface-500m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.26 Consideration about Ensyu-nada observation
- Fig.27 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-bottom)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.28 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-2000m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.29 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-1000m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.30 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-500m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.31 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-250m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.32 Observational result of B-Line of Tosa-bae (surface-bottom)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.33 Observational result of B-Line of Tosa-bae (surface-1000m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.34 Observational result of B-Line of Tosa-bae (surface-500m)  
a)Salinity(psu) b)Temperature( $^{\circ}$ C) c) $\sigma$ T(g/m<sup>3</sup>)
- Fig.35 Observed ADCP velocity at surface(26m) of Tosa-Bae
- Fig.36 Observed ADCP velocity at 100m of Tosa-Bae
- Fig.37 Observed ADCP velocity at 200m of Tosa-Bae
- Fig.38 Observed ADCP velocity at 300m of Tosa-Bae
- Fig.39 Observed ADCP velocity at 600m of Tosa-Bae
- Fig.40 Geostrophic flow of A-Line (Reference level is 1000m depth)
- Fig.41 Geostrophic flow of B-Line (Reference level is 1000m depth)
- Fig.42 Consideration about Tosa-bae observation
- Fig.43 The ratio of each Kuroshio path patterns from 2007.2 to 2009.12
- Fig.44 The change of Kuroshio Path Patterns from 2007.2 to 2009.12
- Fig.45 Distance of Main Kuroshio Path from Japanese Coast (2004.1~2009.9).  
From the top sequentially, Ashizuri-Misaki, Muroto-misaki,  
Shiono-Misaki and Daio-Zaki
- Fig.46 Distance of Main Kuroshio Path from Japanese Coast (2004.1~2009.9).  
From the top sequentially, Omae-Saki, Irou-Saki and Nojima-Saki. The  
red bands are periods of large meander path.

**Fig.47** Sea level changes at Kushimoto (upper) and at Uragami (middle) and sea level difference between Kushimoto and Uragami (bottom) subtracting sea level at Uragami and Kushimoto. Black solid lines show the running mean of sea level over 6 months. Periods of large meander path are shown by the red bands at the bottom.

## 表目次

**Table.1** The period of the stable large meander path (Japan Meteorological Agency)



# 第一章 序論

## 1-1 黒潮について

### 1-1-1 黒潮

日本南岸には、北太平洋亜熱帯循環の西岸境界流である黒潮が流れている。黒潮は、常に同じ流路を通るのではなく、南岸をほぼ直線に通る「非大蛇行型」と南へ大きく蛇行して流れる「大蛇行型」の2つに分類でき、非大蛇行型はさらに「直進型」と「直進離岸型」に分類される。Fig.1に海上保安庁が定義づけしている黒潮流路パターンを示す。左図には主な流路パターンとしてABCDNの5本が示されており、Cについては右図のようにさらに3つのパターンに細分化され、流路パターンは計7パターンになる。このなかで「大蛇行流路」は左図Aと右図Cの大蛇行型の2本が該当する。また気象庁では、東経136°～140°間において黒潮の最南下点が北緯32°よりも南に位置する場合を大蛇行と判定している。

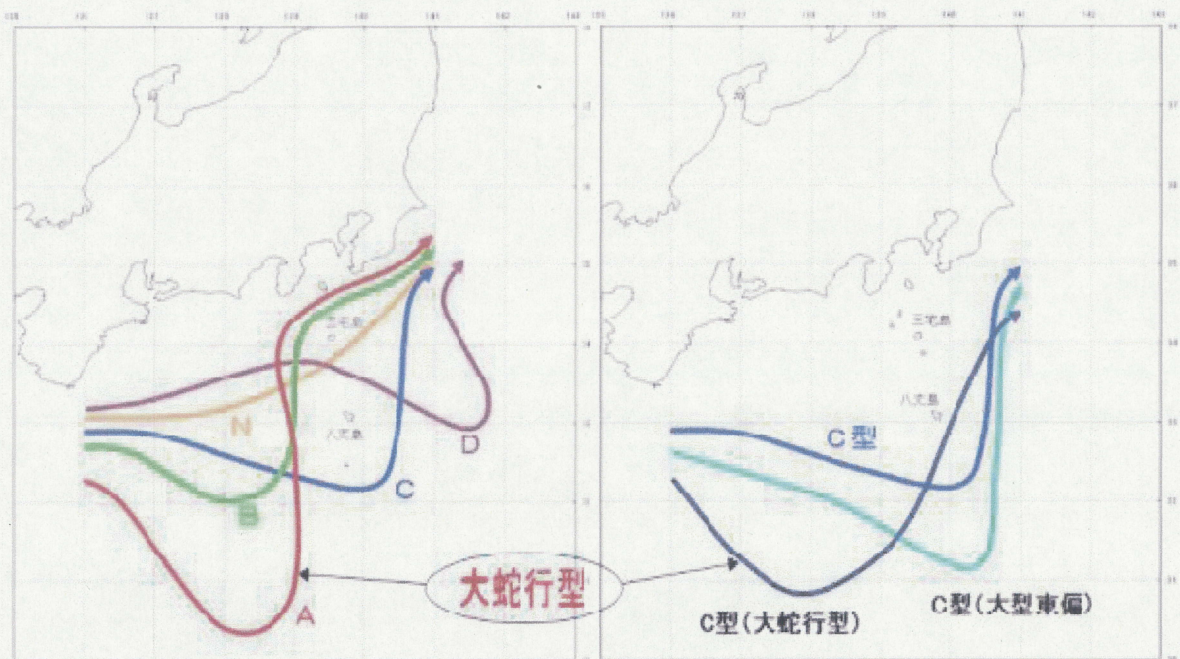


Fig.1 Typical stable paths of the Kuroshio south of Japan (JapanCoastGuard)



このような黒潮流路の変化は、漁業の好不漁、船舶による移動・輸送に対して大きな影響を与えるので、黒潮流路が人間生活にも関係しているといえる。特に黒潮が大蛇行する際には、大きな冷水塊が黒潮の陸側に存在する事が特徴であり、黒潮は冷水塊の外側に存在する。黒潮は低緯度から中高緯度に大量の熱輸送をするため、黒潮の変動を理解することは、環境変動を理解するためにも重要であると考えられる。

Fig.2に気象庁が選定した1960年から2007年までの黒潮の最南下緯度を示し、Table.1に安定した大蛇行型流路期間を示す。1965年から2007年の間に計5回、安定した大蛇行期が存在する。しかし、大蛇行期間が多かったのは1975年～1990年までであり、それ以降は2004年～2005年にかけての1年間の大蛇行期間を除いてほとんどが直進流路をとっている。また、2005年以降は2006年末までは直進流路をとっていたが、2007年から現在までは直進流路と大蛇行流路が混在しており不安定である。

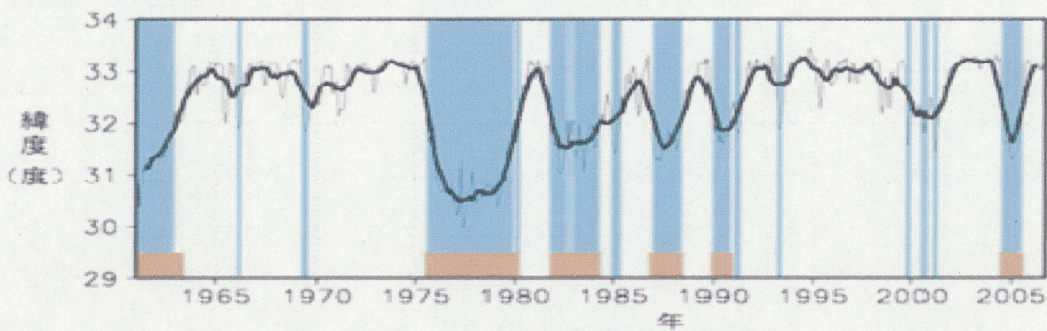


Fig.2 The most southing latitude of the Kuroshio Current between 1960 and 2007 (Japan Meteorological Agency)

安定した大蛇行型流路の期間	継続日数	期間中の最南下緯度	最南下点の平均経度
1975.8～1980.3	4年8か月	30.0°N	137.3°E
1981.11～1984.5	2年7か月	31.0°N	138.7°E
1986.12～1988.7	1年8か月	31.3°N	138.3°E
1989.12～1990.12	1年1か月	31.6°N	138.3°E
2004.7～2005.8	1年2か月	31.3°N	138.1°E

Table.1 The period of the stable large meander path (Japan Meteorological Agency)



黒潮大蛇行の特徴として蛇行の内側に大冷水塊が存在することが挙げられる[Fig.3]. この冷水塊が変動が黒潮流路の決定に大きな影響を与えているとも言われている(Japan Meteorological Agency). また、黒潮の両側では34.2psu以下の低塩分水が見られることもある. 北側では、房総半島と黒潮の間から遠州灘にかけて流入してくる、親潮中層水(IOW)が見られる. 南側では、水深300~800m付近に、北太平洋中層水と呼ばれる塩分の鉛直分布における極小層が広がっている(NPIW). この塩分極小層はほぼポテンシャル密度 ( $\sigma_\theta$ ) 26.8kg/m<sup>3</sup>面に沿って分布している[Fig.4](Japan Meteorological Agency).

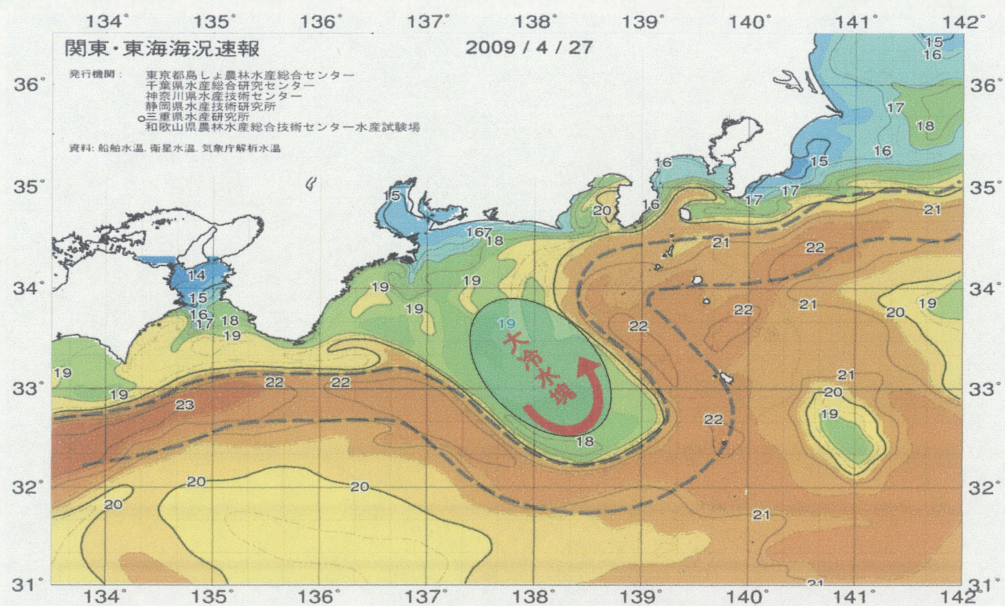


Fig.3 The large water cold mass (Kanagwa Prefecture Fisheries Research Institute)

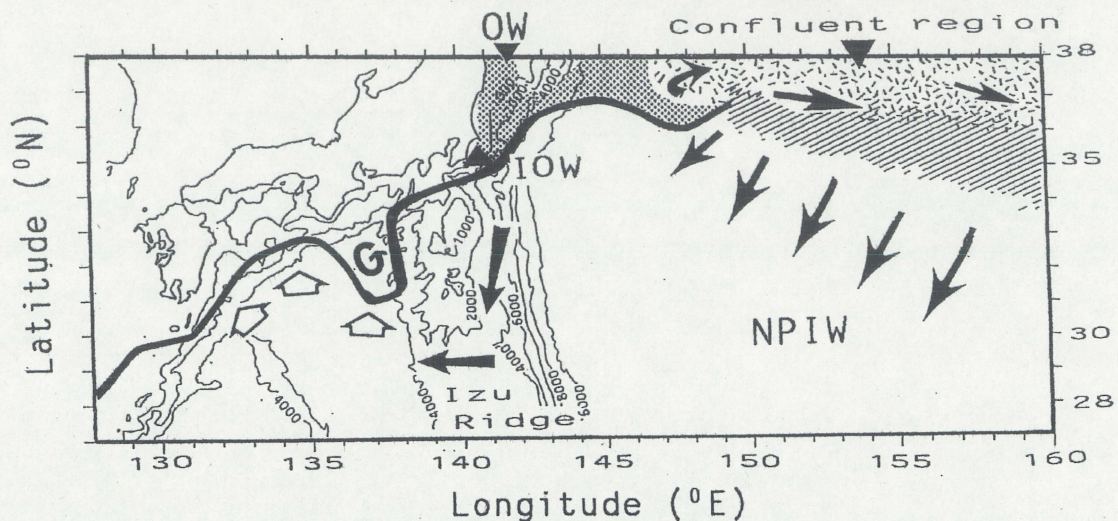


Fig.4 IOW and NPIW (海洋物理学概論)



## 1-1-2 黒潮流路変動の要因

黒潮流路変動の要因としては、流速、流量、海底地形効果など様々な要因が考えられているが、未だ明確な答えは出ていない。ここでは流速と海底地形効果と黒潮流路の関係を述べる。

黒潮流路と流速の関係については、<sup>1)</sup>Yasuda et al.(1985)によって、流速が大きいときは東向きの流れが強く蛇行が下流に流されることにより直進流路、流速の小さいときには定常ロスビー波の形成により大蛇行流路となる傾向が示された。また、流速 50cm/sec 付近では、直進流路になる場合と大蛇行流路になる場合の両方が存在する多重平衡域があることも示唆された[Fig.5]。 <sup>2)</sup>Chao.(1984)でも、非線形効果による多重平衡解の問題が黒潮流路に適応するとして多重平衡域の存在が示されている[Fig.6]。 <sup>3)</sup>Akitomo et al.(1991)の研究では、海底地形の詳しいモデルを使用することで、流速の大きいときに西岸強化(惑星 $\beta$ 効果)を上回る沖への移流効果によって大蛇行流路に、流速の小さいときには西岸強化が強く直進流路となることが示され、Yasuda et al.(1985)の結果と逆になった[Fig.7]。海底地形モデルの発達によって新しい結果が出されていたが、1989年の流路変化では、流速がさらに増加したにもかかわらず直進流路を取っており、Akitomo et al.(1991)の大蛇行流速依存性に矛盾が生じている。

また、黒潮流路と海底地形効果の関係については、1975年に形成された大蛇行は流路がうまく四国海盆にマッチして長期間存在したのに対し、1981年以降の大蛇行は流路が東の下流に形成されて伊豆海嶺上にかかり、大蛇行に伴う低気圧渦である大冷水塊の減衰により、比較的短期間で消滅したことが黒潮の離岸距離の解析から示されている<sup>4)</sup>(Sekine and Chen (2003)) [Fig.8]。

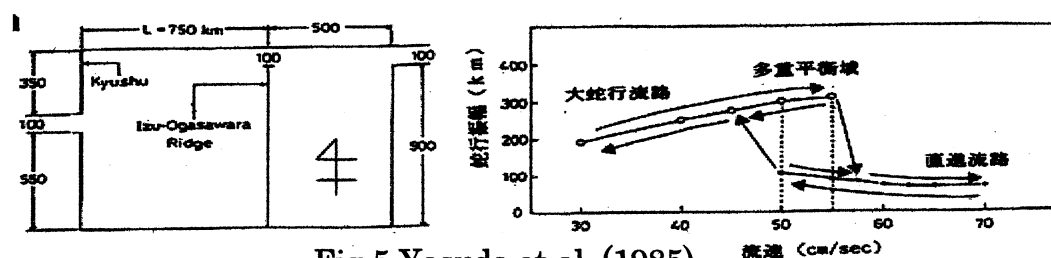


Fig.5 Yasuda et al. (1985)

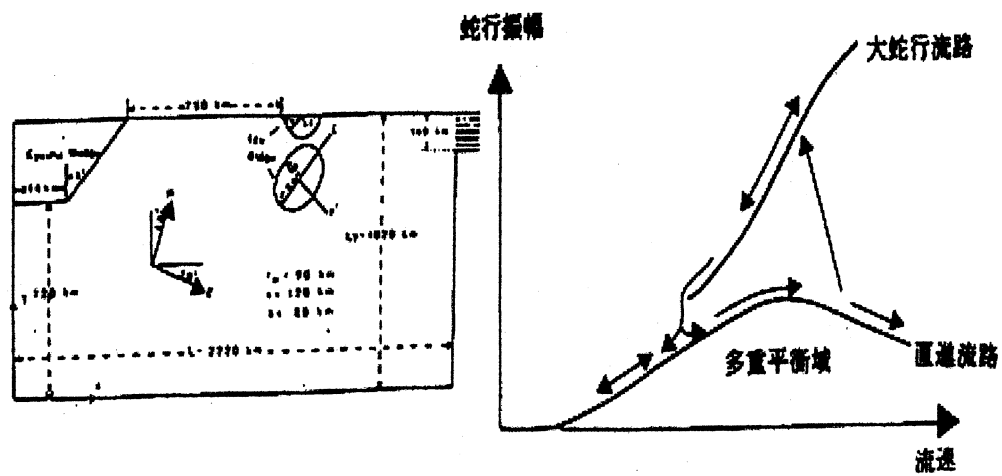


Fig.6 Chao (1984)

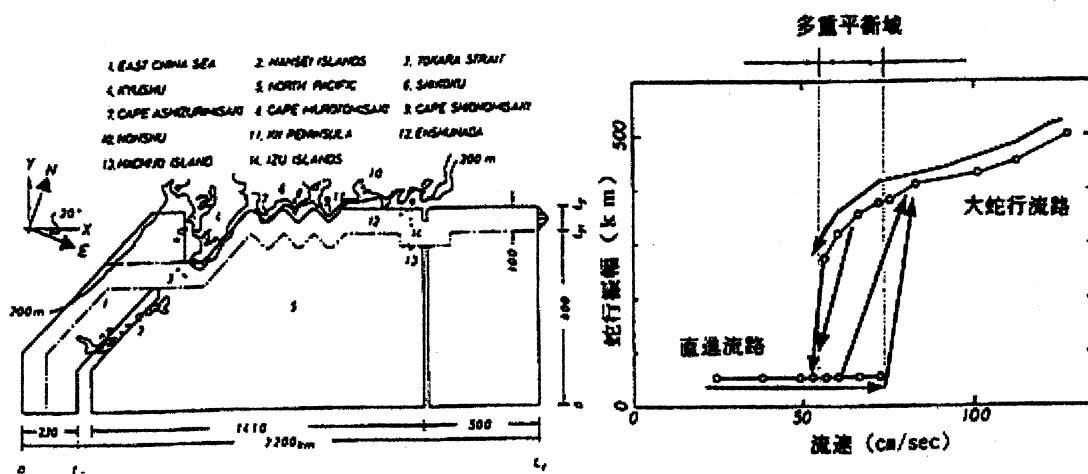


Fig.7 Akitomo et al. (1991)

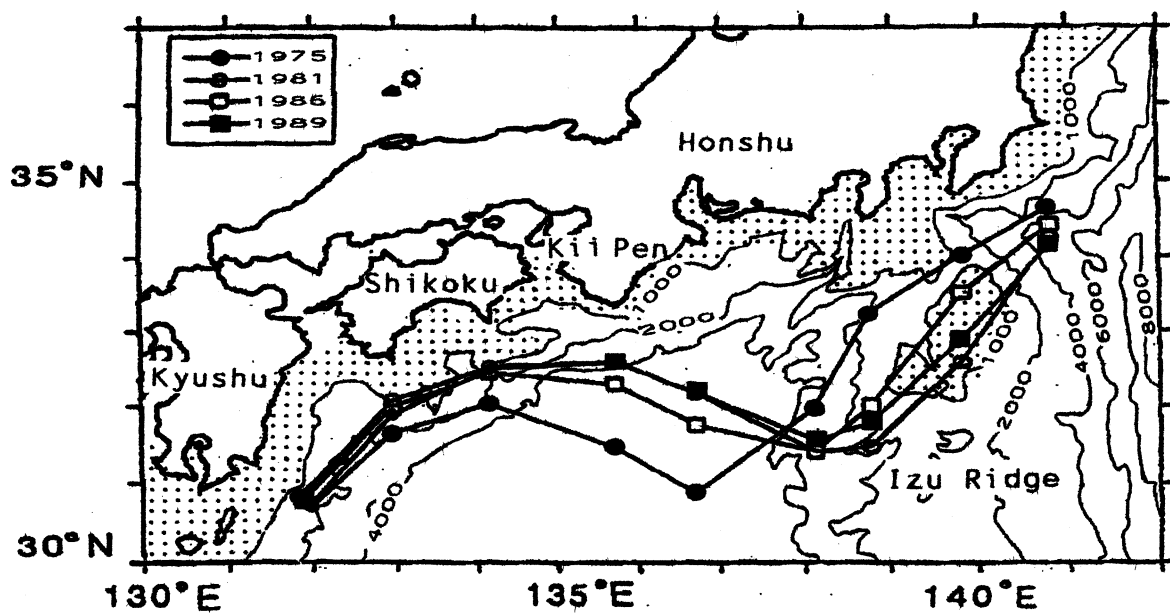


Fig.8 Sekine and Chen (2003)

## 1-2 振り分け潮について

### 1-2-1 振り分け潮（紀南分岐流）

振り分け潮は和歌山県沖の紀南沿岸流の一つであり紀南分岐流の呼び名である。振り分け潮は黒潮の流れが紀南海岸にぶつかり流れが東西に分岐することで発生する。分岐点は和歌山県のすさみ町付近といわれている。「振り分け潮」という名の由来は、昔、熊野山地で切り出した木材を上り潮・下り潮を利用して京都・江戸方面に輸送していたといわれており、「物を異なった場所に振り分ける潮」という意味だったと考えられている。紀南沿岸流は「振り分け潮」だけではなく、紀南海岸に沿って全体で北西方向に向かう「上り潮」、全体で南東方向に向かう「下り潮」、東西から紀南中央部に向かう「収束潮」、特に目立った大きな流れがない「不定流」の全部で5つのパターンに分類され、平安時代にはすでにその存在が知られていたと言われている[Fig.9].

また、振り分け潮の発生は沿岸漁業と深く関係しており、振り分け潮が発生すると沿岸水との間にフロントが形成されて紀伊水道に好漁場ができることが知られている<sup>5)</sup> (阪本(1991)).

<sup>6)</sup> Fukuda et al.(2002)では、「3層入れ子モデル」という太平洋の海流から沿岸のローカルな海流までを順番に3段階を追ってモデルの水平分解能を高めていくことによって解像するようになっているモデルを使用し、振り分け潮発生の数値モデル解析が行われた。その結果、実際の振り分け潮発生率が70%なのに対し、モデル解析では10%という低い数値を示し、実際と異なる部分が多い結果が示された。これは解像度が未だ十分ではなく、複雑な沿岸地形、特に潮岬の存在を解像できていないことが大きな要因だとしており、振り分け潮の頻度が過小評価になったのも、この原因からモデルの黒潮流軸が南下したためと推察されている。



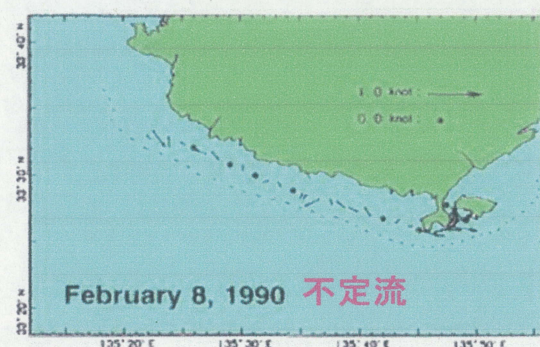
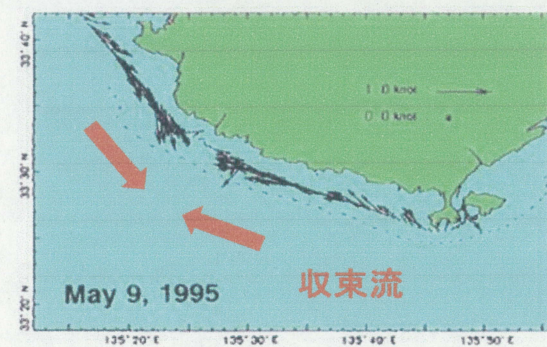
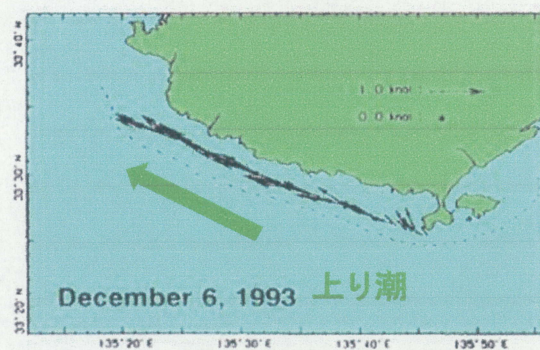
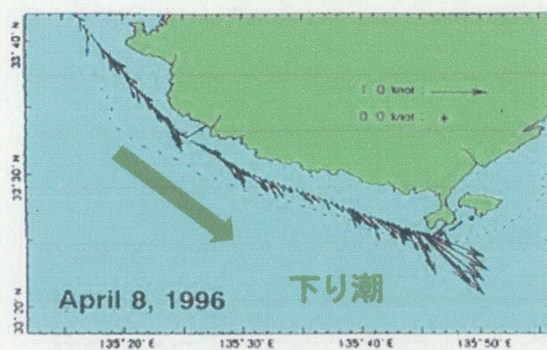
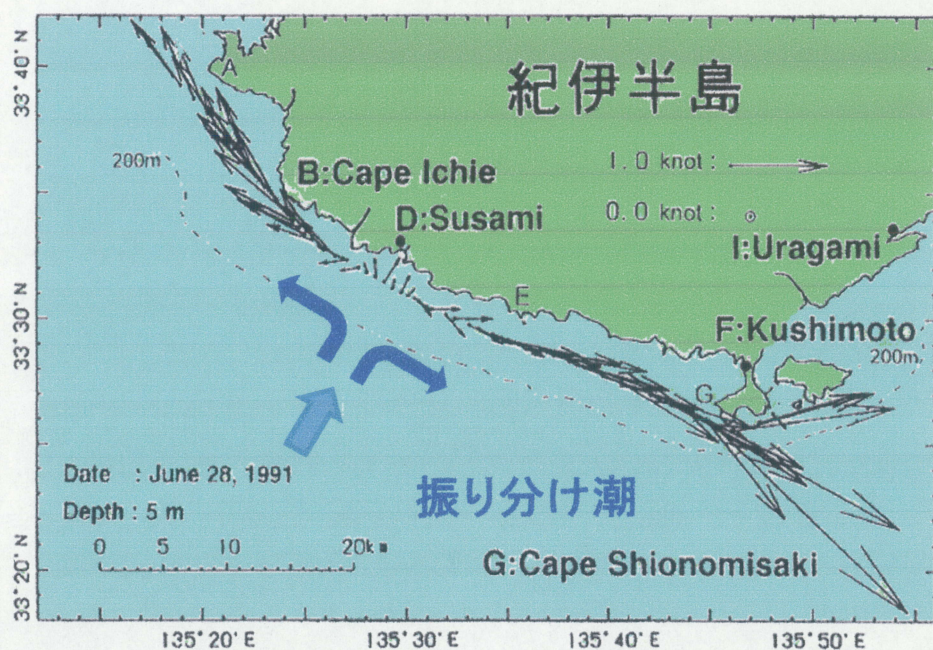


Fig.9 The patterns of Kii shore current (Wakayama Prefecture Fisheries Research Institute)



## 1-2-2 振り分け潮と黒潮流路

振り分け潮は黒潮が紀南海岸に接岸することで発生するので、黒潮の流路変動と振り分け潮は大きく関係しており過去にも様々な研究が行われている。

7) Takeuchi (1998)の研究では、1988年～1996年の振り分け潮の頻度調査が行われており、9年間に258例中177例(典型的パターンは76例)の振り分け潮が観測された[Fig.10]。また、紀南海岸と平行に観測点を取り[Fig.11]、観測ライン上の陸岸と平行な流れの発散値を計算した。その結果、全範囲の平均した発散値はふつう正であり、振り分け潮が発生時に高い正の値を示し、岸への流れが卓越していることが示唆された。また、1990年の黒潮大蛇行時には発散値は負の値を示し、振り分け潮は大蛇行時発生しにくいことが示唆された[Fig.12] [Fig.13]。

8) Uchida et al (2000)の研究では、黒潮大蛇行時と直進時に観測が行われ、黒潮大蛇行時は振り分け潮は発生せず、黒潮直進時には振り分け潮が安定して継続することが示唆された。また、紀伊水道内に発生する冷水渦が振り分け潮の発生に影響がある可能性も示唆されている9) (Tanaka et al.(2008))。

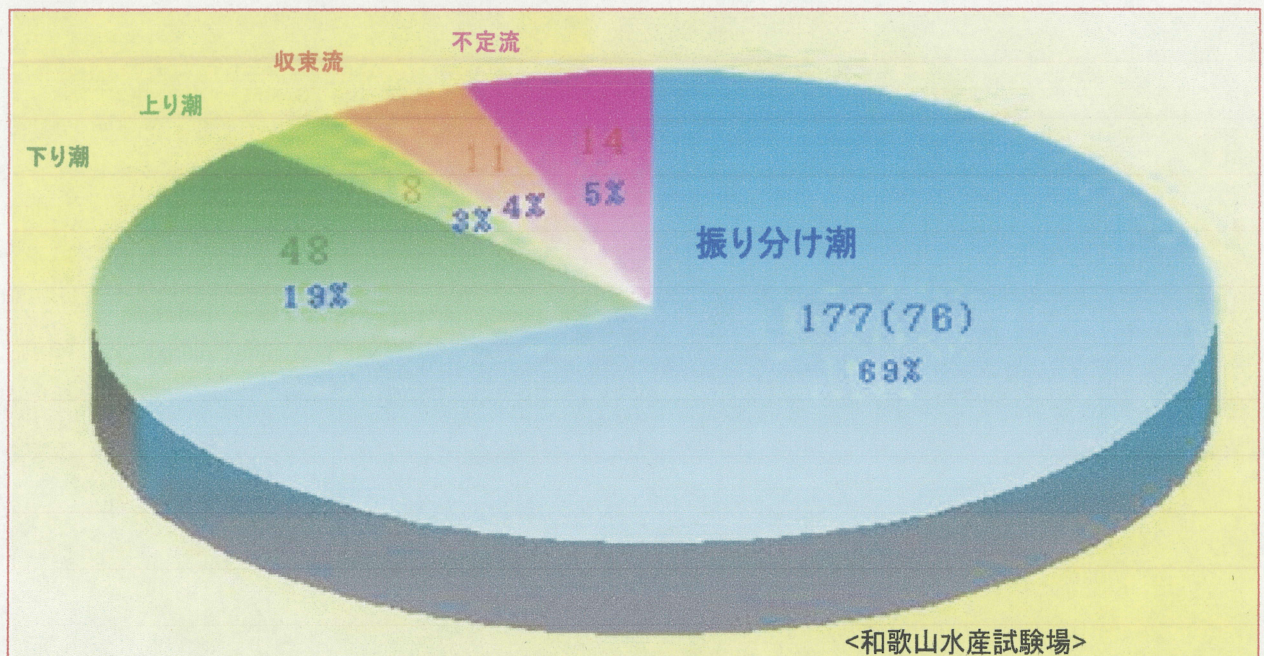


Fig.10 The ratio of each pattern of the Kii shore current (Wakayama Prefecture Fisheries Research Institute)



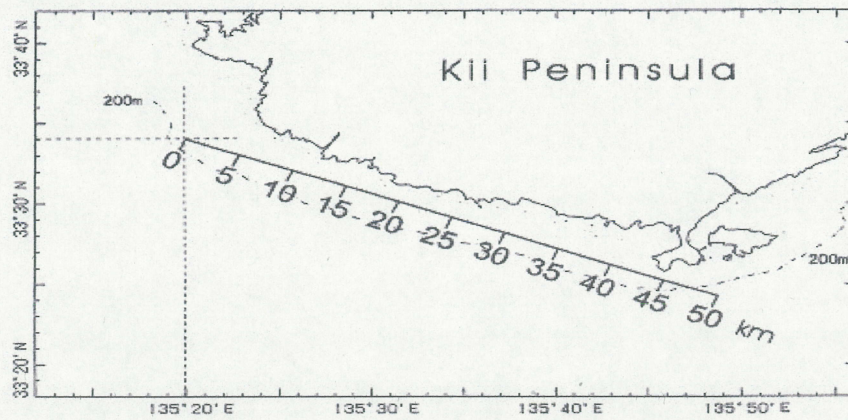


Fig.11 Observational map (Takeuchi et al.(1998))

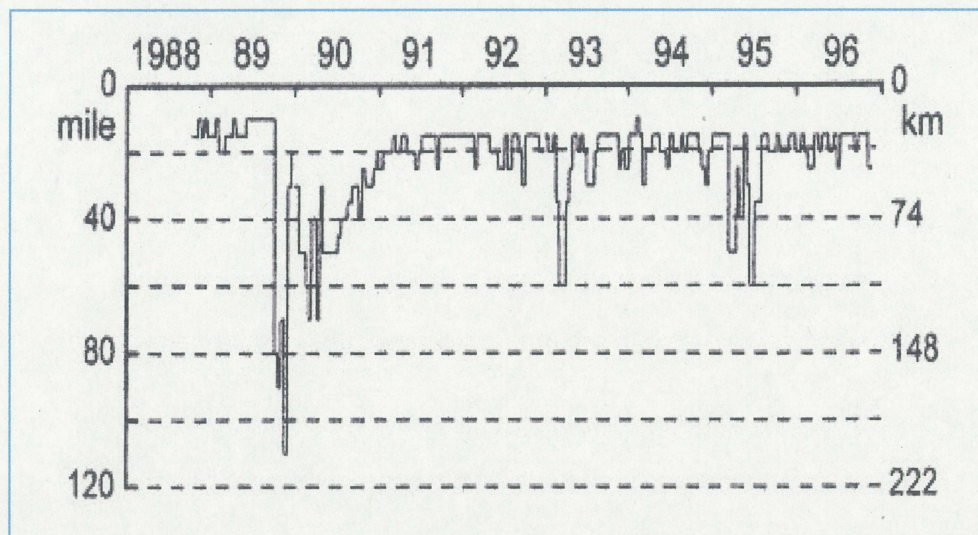


Fig.12 Distance of Main Kuroshio Path from Shiono-Misaki (Takeuchi et al.(1998))

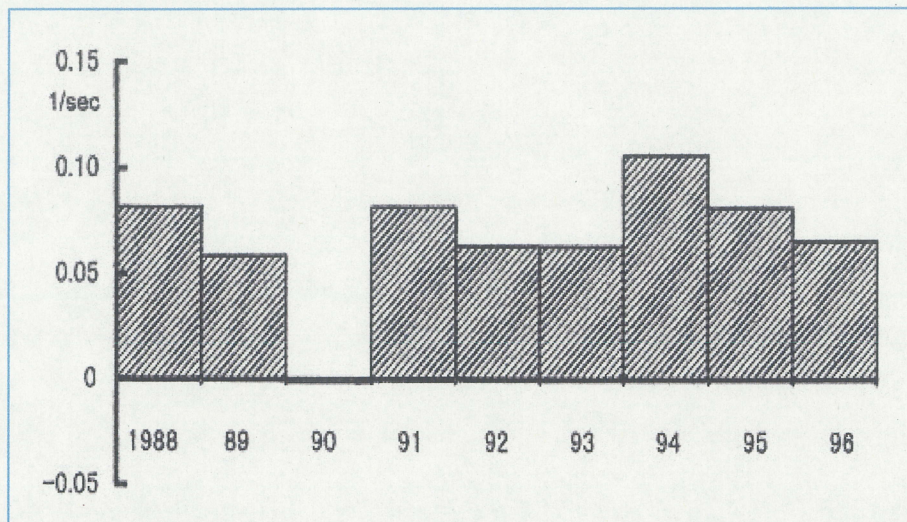


Fig.13 Yearly average of the emission value in the observation line  
(Takeuchi et al.(1998))

### 1-3 研究目的

2008年、黒潮大蛇行流路期間に振り分け潮が発生した[Fig14]. 今までは、流れが紀伊半島にぶつかり発生する振り分け潮は、黒潮の直進流路の期間にのみ生じることが示されていた<sup>7)</sup>(Takeuchi et al. 1998). 今回の大蛇行は紀伊半島沖では接岸しており、紀伊半島よりも下流でのみ離岸する特性があり、1975年に形成された大蛇行と比較して流路特性が大きく異なっている.

黒潮大蛇行期間になぜ振り分け潮が発生したのかという問題について、次の3点を考えた.

1つ目として、黒潮流速の変化を挙げる. 最近黒潮の流速が増加しており、その移流効果によって蛇行の東進が進んでいる. また、この流速の増加は、温暖化による中緯度偏西風の強化による黒潮の強化による可能性も指摘されている<sup>10)</sup>(Hanawa (2005)). 2つ目に、室戸岬沖の海山である土佐簪の海底地形効果を挙げる. 蛇行の東進によって、黒潮が土佐簪海域を通ることが多く、その影響で土佐簪の海底地形が紀伊半島への接岸効果を生むのではないかとということである. 3つ目に、静岡県沖の遠州灘に大蛇行期間に発生する冷水塊の構造の変化を挙げる. 蛇行の東進によって蛇行する場所が変わることにより、冷水渦の位置も変わり、海底地形の影響などから冷水渦の構造が変化してきたのではないかと推測である. 本研究では、上記の3つの推測をもとに、2008年に発生した振り分け潮を伴う大蛇行流路について、以前の大蛇行流路との変化を検証する.



# 人工衛星海況速報 (2008-130号)

三重県水産研究所

Tel: 0599-53-0016, Fax: 53-2225

H: 暖水 L: 冷水

矢印: 暖水の流入

数値: 水温(℃)

2008年11月10日(月) 発行

編集・発行機関: 共同発行機関:

千葉県水産総合研究センター

東京都品川区農林水産総合センター

神奈川県水産技術センター

静岡県水産技術研究所

◎三重県水産研究所

和歌山県農林水産総合技術センター水産試験場

海況図: 関東・東海海況速報(三重県版)

等温線は1℃毎が実線、0.5℃毎が破線

点線は200mと1,000mの等深線

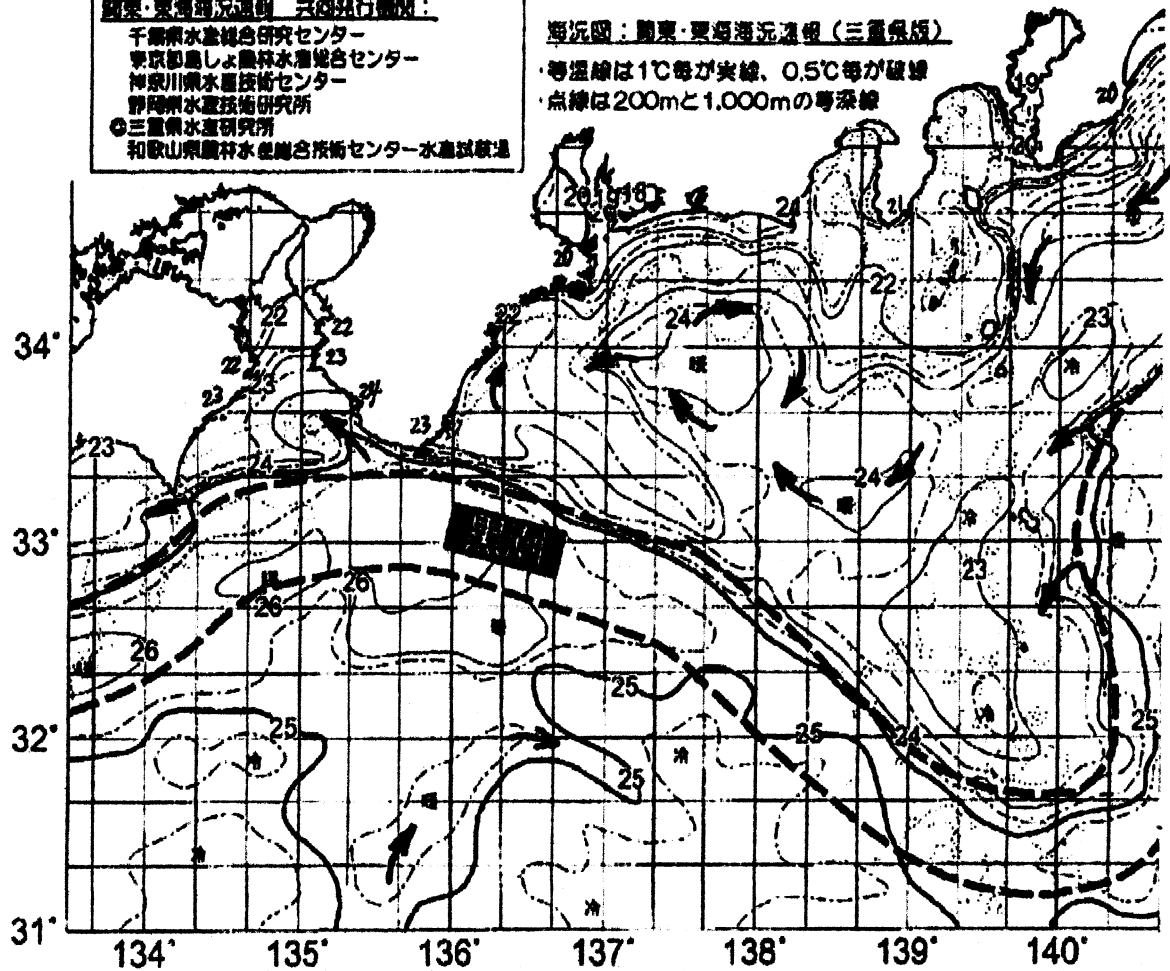


Fig.14 The sea conditions news flash published on November 10, 2008

(Mie Prefecture Fisheries Research Institute)

## 第二章 研究内容

### 2-1 使用データと研究方法

#### 2-1-1 使用データ

使用データは大きく分けて衛星画像データ，数値データ，実地観測生データの3種類を使用する．衛星画像データでは，神奈川水産試験場が発行している関東東海海況速報(2007.2～2009.12)を使用する．数値データは海上保安庁が掲載している黒潮離岸距離データ(2004.1～2009.9)の足摺岬・室戸岬・潮岬・大王崎・御前崎・石廊崎・野島崎の7地点と，気象庁が掲載している串本・浦神の各潮位データ(2002.1～2009.9)を使用した．実地観測生データは，三重大学練習船勢水丸による観測を行い，2009.04.06-10にかけての遠州灘観測(CTD・ADCP 観測)と，2009.07.02-06に行った土佐藩観測(CTD・ADCP 観測)の計2回のデータを使用した．

#### 2-1-2 研究方法

本研究では，前に述べたように，3つの視点から解析を進めていく．1つ目は，「最近の黒潮の動向」である．最近の黒潮の動向を詳しく知るには連続性のあるデータが必要である．そこで，2007年～2009年までの黒潮の動向を，関東・東海の水産研究所が発行している，関東東海海況速報[Fig.15]を使用し，視覚的に黒潮流路変動を捉えた．この海況速報はほぼ毎日発行されており(休日・年末年始など発行されない場合もある)，2007.2～2009.12までの合計886枚を使用した．



2 つ目は、過去と近年を比較することで変化をみる「比較解析」である。これには、昔から大蛇行の目安として使われてきた、黒潮の離岸距離データと串本―浦神潮位差データを使用する。過去の大蛇行と 2007 年以降の最近の大蛇行での値を比較することによって、黒潮大蛇行流路の変化を検証する。

3 つ目は、「構造解析」である。1-3 に記した推測から、大冷水塊の存在する遠州灘と海山である土佐渚海域を実際に現地調査することで、冷水塊の構造と土佐渚の地形効果が黒潮流路に与える影響を検証する。

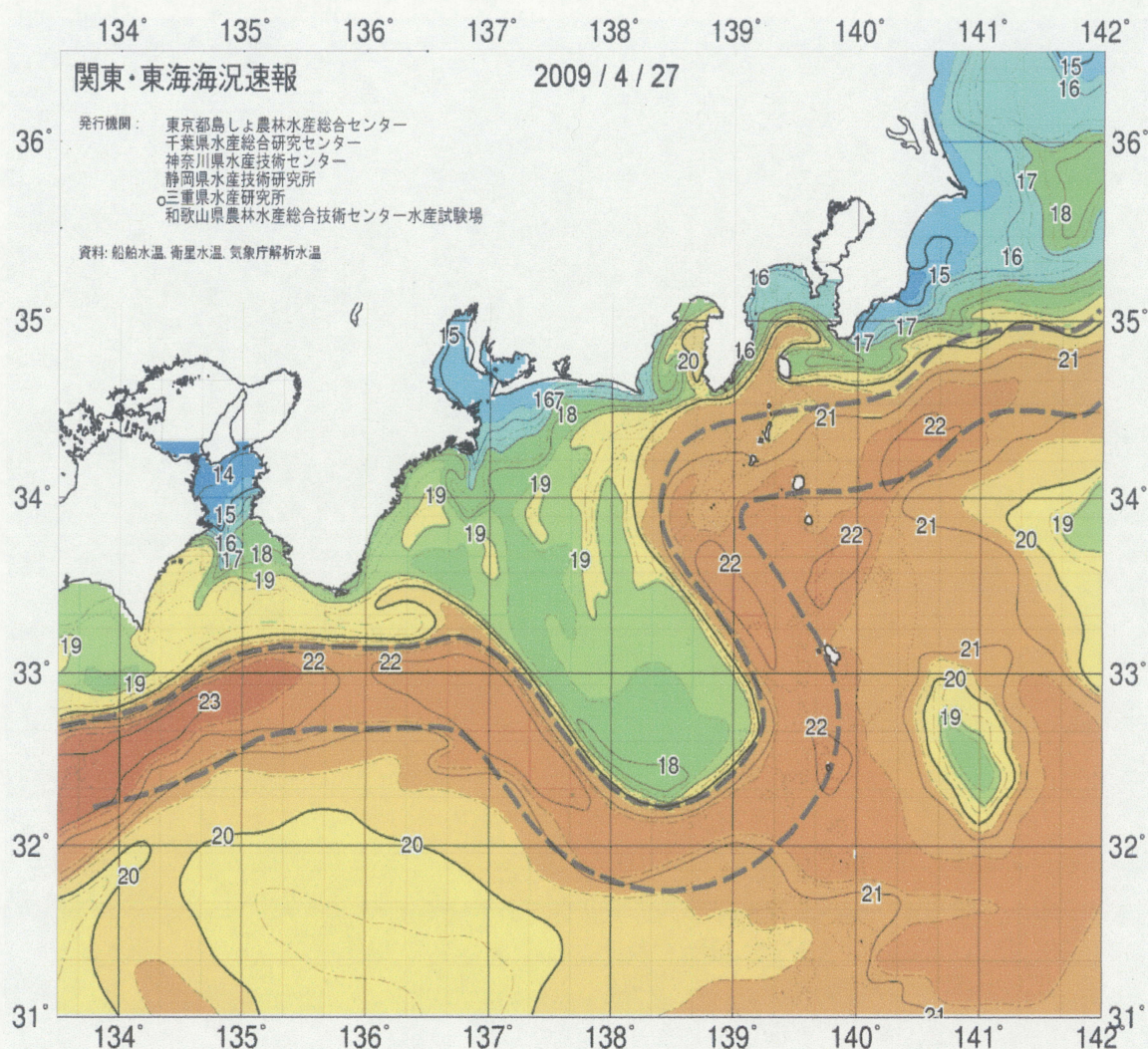


Fig.15 Example of Kanto Tokai sea conditions news flash  
 (Kanagawa Prefecture Fisheries Research Institute)



## 2-2 遠州灘観測(4月)

2009年4月、黒潮が潮岬～房総半島沖にかけて全体的に北緯 $33^{\circ}$ よりも南側だったため、黒潮と本州南岸の間、すなわち遠州灘に広く冷水が分布していた。そこで遠州灘を観測地に設定し、冷水渦の有無、親潮中層水の流入の有無を調査し、冷水の構造を知るために三重大学練習船「勢水丸」にて4月6日～10日にわたり5日間の観測航海を行った。Fig.16に観測点図を示す。観測はCTD観測2本(A-Line:南北14点, B-Line:東西5点)を設定し、A-Lineは北緯 $34.5^{\circ}$ ～ $31.5^{\circ}$ に本州南岸付近から黒潮の南側まで長い観測ラインをとった。B-Lineは遠州灘内の北緯 $34^{\circ}$ 上に観測ラインをとり、遠州灘全体を観測した。またSt.A4とSt.B4は同じ観測点である。St.A1は設定していたが、天候不良により欠測だったため、観測点図にも記入していない。

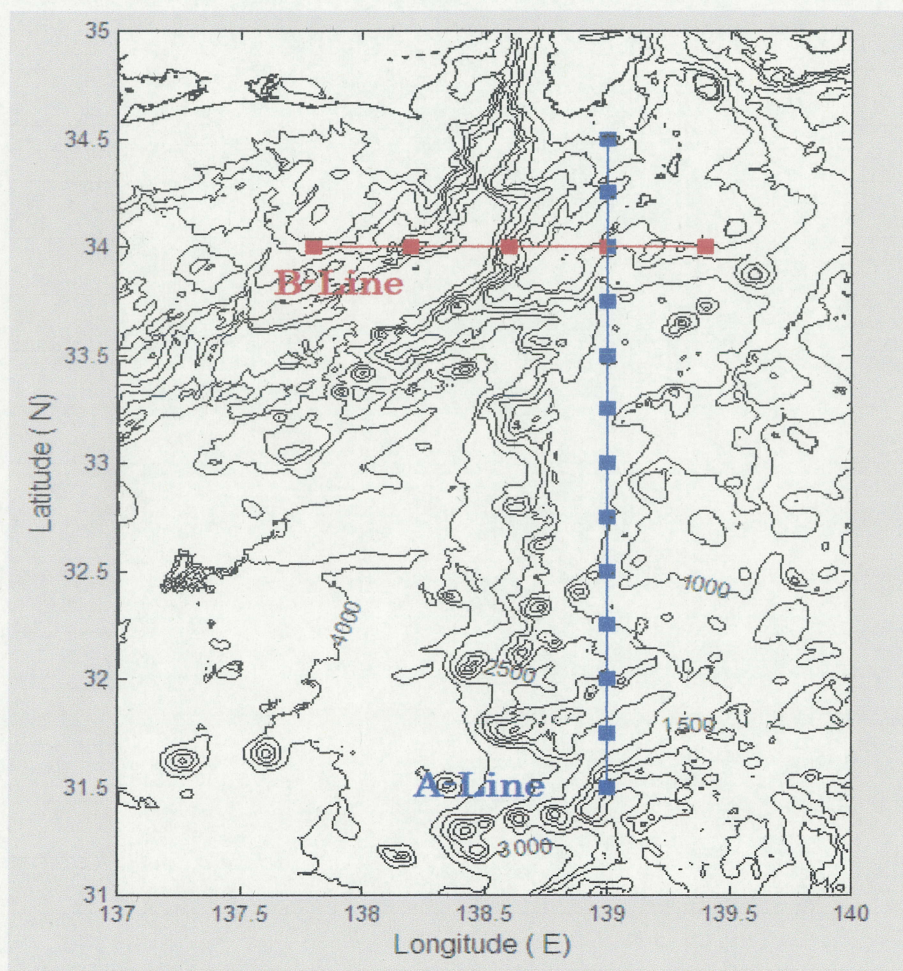


Fig.16 Observational Map (Ensyu-nada)



## 2-3 土佐湾・紀南海岸観測(7月)

2009年7月、黒潮が土佐湾上を通過していることが確認できたため、土佐湾の海底地形が黒潮に及ぼす影響を調査するために、7月2日～6日の5日間にわたり、三重大学練習船「勢水丸」にて土佐湾観測航海を行った。Fig17に観測点図を示す。観測ラインはA-Line: 13点(A13は天候不良により欠測)、B-Line: 10点を設定した。A-Lineは土佐湾の中央を通るように経度134.60.00上を南北にとり、土佐湾海山上は詳しく調査するため、測点間を密にした(St.A4～St.A9)。また、B-Lineは土佐湾の下流側、経度134.88.33上にラインをとり、A-Lineと同じく土佐湾中央の下流域は測点間を密にとり詳しく調査した。また、三重県松阪港出港から入港までの航海全日程においてADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)観測を行い、土佐湾付近の流れの構造を中心に水深1000mまでの流速・流行調査を行った。

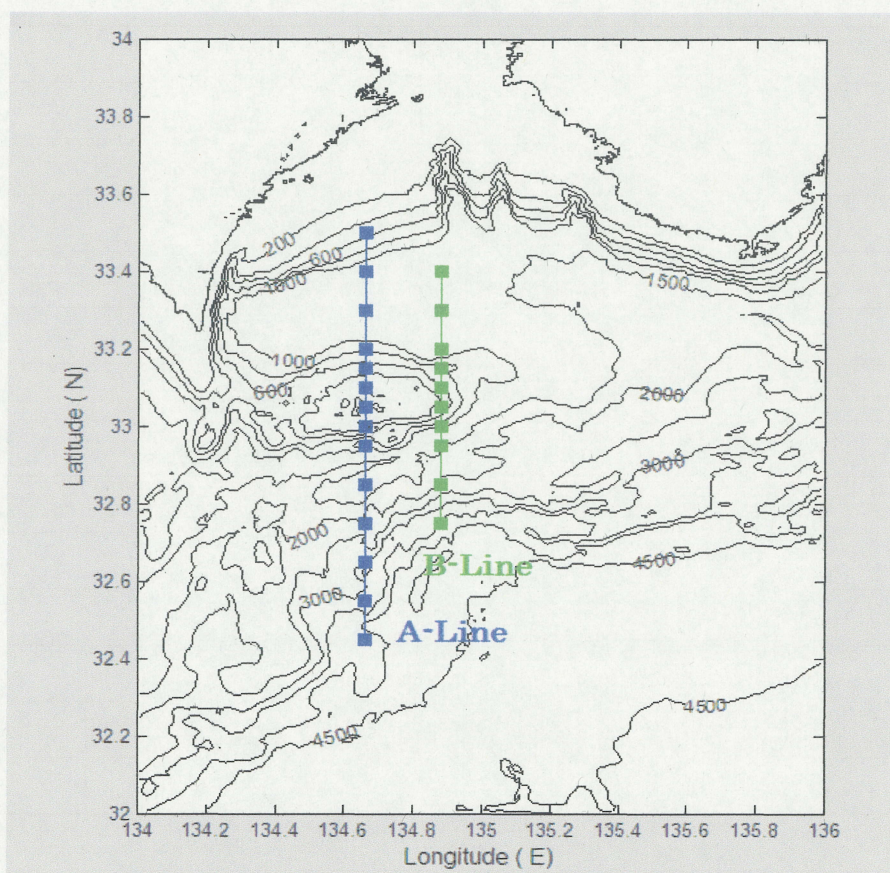


Fig.17 Observational Map (Tosa-bae)



## 2-4 黒潮離岸距離解析

黒潮の離岸距離は黒潮大蛇行流路の目安として使用されている 1 つである．ここで使用している黒潮流軸位置のデータは、「海洋大循環モデル」で解析した深さ 50m 付近の海流をもとに計算している．基準となる点(Fig18 中に赤丸で表示)から，黒潮の平均的な流路(Fig16 中に青太線で表示)におおよそ直交するようにラインを決め，そのライン上の深さ 50m 付近における海流が最も強い点を黒潮流軸としている．また，流軸までの距離は基準となる点から上記の黒潮流軸までのラインに沿った距離として定義している(Japan Meteorological Agency)．今回は，室戸岬－野島崎間の 2004.1～2009.12 のデータ(Fig16 青枠内)を使用し，2004 年に発生した 1 年間の安定した大蛇行と，2007 年以降に発生した散在する大蛇行の違いを検証する．

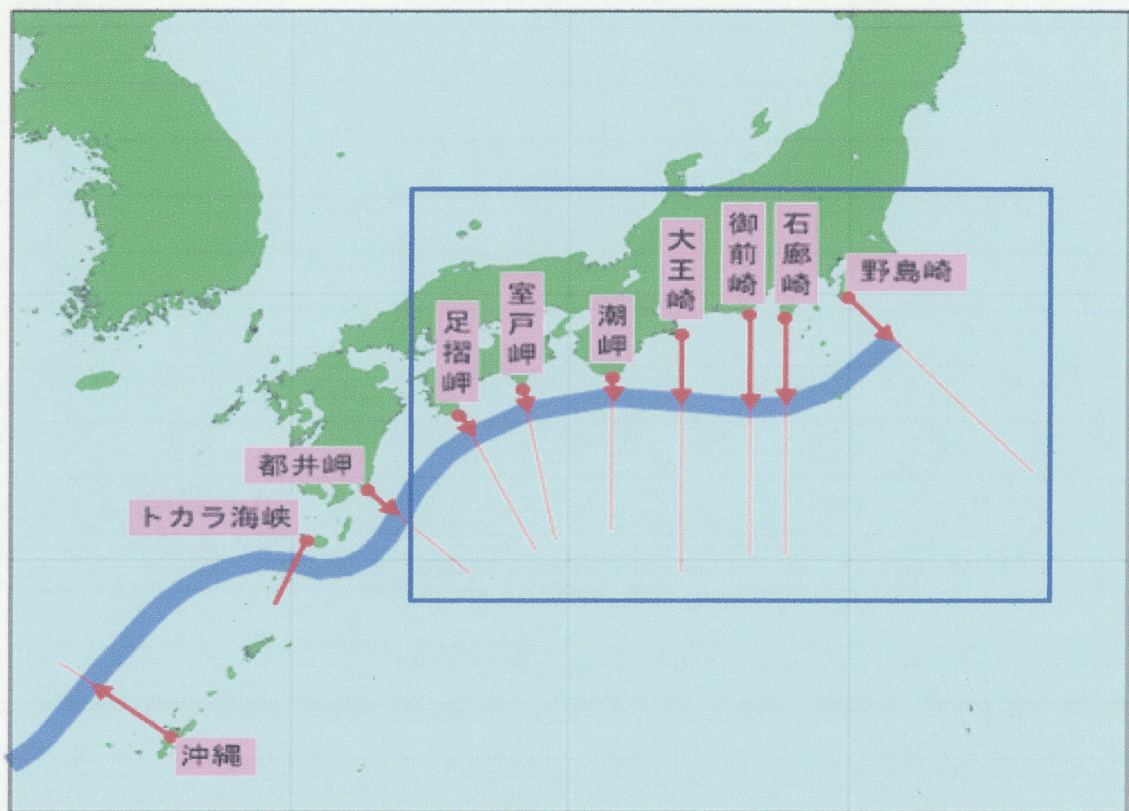


Fig.18 Definition of the Distance of Main Kuroshio Path from Japanese coast.

(Japan Meteorological Agency)



## 2-5 串本 - 浦神潮位差解析

串本－浦神の潮位差は、解析黒潮の最南下緯度と共に、黒潮大蛇行を判断する指標として用いられている。黒潮が潮岬から離れると串本と浦神の潮位差は小さく安定し、潮岬に接すると両者の潮位差は大きくなり激しく変動する。黒潮の流路によって串本と浦神の潮位差が変化する理由は、黒潮の幅100kmの間で、北から南に向かって海面が高くなっているためである。黒潮が潮岬に接して流れると、潮岬の先端の串本では、黒潮の影響を受け潮位が高くなり、黒潮の影響を受けにくい浦神との潮位差が大きくなるが、黒潮が離れると、串本、浦神とも黒潮の影響を受けなくなり、両者の潮位差は小さくなる(Japan Meteorological Agency)。

10) Sekine and Fujita(1999)では、1975年～1996年までの串本－浦神潮位差解析が行われ、大蛇行期間では潮位差が小さくなることが示唆されている[Fig19]。また、  
11)Fujita et al.(1997)では、大蛇行期間に入る直前に潮位差が極大になることが示唆されている。

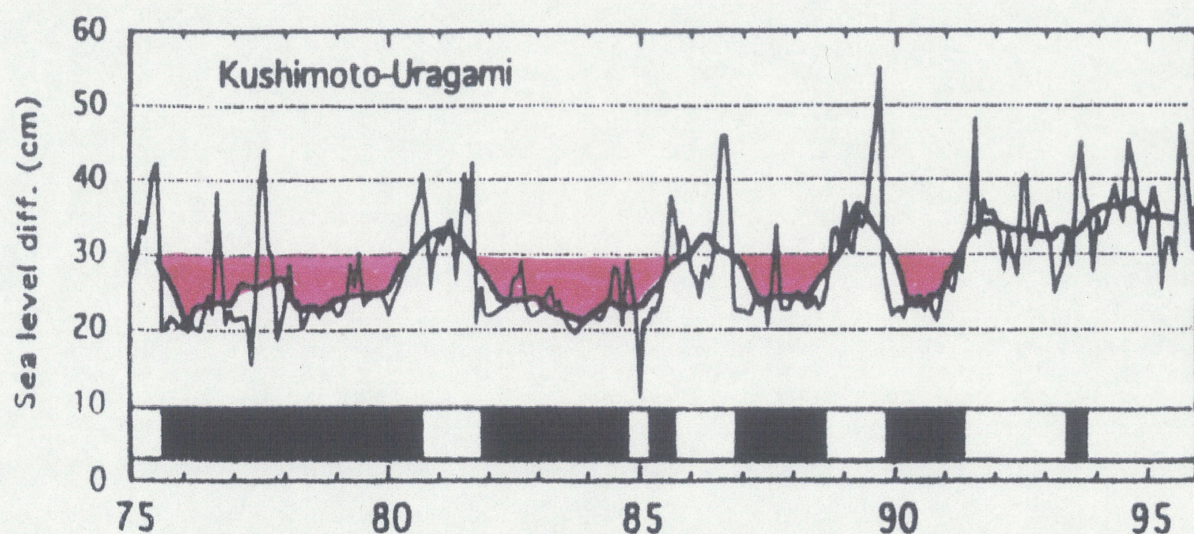


Fig.19 Sea level deference between Kushimoto and Uragami. Periods of large meander path are shown by the black bands.(Sekine and Fujita1999)



## 第三章 結果

### 3-1 遠州灘観測結果(4月)

#### 3-1-1 CTD 観測 A-Line 結果

観測ライン A-Line の鉛直断面図(塩分・水温・密度)の海面から海底までを Fig.20., 海面から水深 1000m, 500m までをそれぞれ Fig.21・Fig.22 にそれぞれ示す.

##### <塩分分布>

34.7 psu 線から 34.3psu 線は St.9~St.11 にかけて急勾配で下降している. これは St.9~St.11 間が黒潮本流境界域だと考えられる. 水深 400m 付近で St.2~St.6 にかけて 34.2psu 以下の低塩分水の存在が確認でき, 黒潮本流の北側であることから親潮中層水であると考えられる. また St.9~St.14 にかけても, 水深 600m 付近に同様の低塩分水が確認できる. これは, 黒潮本流の南側であることから, 北太平洋中層水と考えられる. 34.8psu 以上の高塩分水である亜熱帯モード水は確認されなかった.

##### <水温分布>

表層は St.2~St.8 までは約 18℃, St.8~St.14 は 20℃を超えている. St.10~St.14 の表層から 100m 付近までに水温の高い海水が分布している. また塩分図と同じく St.9~St.11 にかけて水温の急勾配がみられ, 黒潮の本流境界域であることが確認できる.

##### <密度分布>

ほぼ水温分布に沿うように分布しており, St.9~St.11 にかけて水温の急勾配がみられた. 表層は 24~25 の海水で推移しており St.9~St.14 間の表層に低密度の海水が見られた. 塩分分布でみられた, 黒潮の両側にそれぞれ存在する 34.2psu 以下の低塩分



水領域では、密度は 26.75～27 で推移しており、それぞれが親潮中層水、北太平洋中層水であることが更に確認できる。

### **3-1-2 CTD 観測 B-Line 結果**

観測ライン B-Line の鉛直断面図（塩分・水温・密度）の海面から海底までを Fig.23, 海面から水深 1000m・500m までをそれぞれ Fig.24・Fig.25 に示す。

#### **<塩分分布>**

表層は 34.55～34.6psu を示しているが水深 200m～700m まで 34.3psu 以下の低塩分水が広く分布している。特に、34.2psu 以下の低塩分水が St.1～St.5 の広範囲にわたり水深 500m 付近に多く見られた。これは親潮中層水であると考えられ、遠州灘全体に広がっていることが確認できた。水深 600m 付近には 34.15psu を切る低塩分水も見られた。

#### **<水温分布>**

A-Line とは異なり全体的に成層分布しており、表面水温は全体的に約 17℃である。しかし、St.3 での水深 600m 付近に周囲の海水温より高い 5℃の小さな暖水が見られた。これは塩分では 34.15psu 以下の低塩分水の範囲とほぼ一致しており、非常に興味深い結果が見られた。

#### **<密度分布>**

水温分布と同じく全体的に成層分布している。表層は 25～25.25 で全体は推移している。水温で見られた 5℃の小さい暖水域は、密度では変化は見られなかった。塩分分布で見られた 34.2 以下の低塩分水域では、26.75～27.10 で推移しており、親潮中層水の密度としておおよそ適している。

### 3-1-3 考察

今回遠州灘解析では神奈川県沖～浜松沖まで広範囲に親潮中層水が観測された。親潮中層水は房総半島と黒潮の間を流入してくるため、今回の分布は黒潮の蛇行が東進することによって、房総半島－黒潮間に大きく距離ができ、広くなった流入口から親潮中層水が遠州灘に流入したのではないかと考えられる[Fig.26]。また、多量の親潮中層水が流入したことによって、冷水塊が発達し、黒潮の南下を促進する働きがある可能性も示唆される。

親潮中層水の流入口である野島崎での黒潮離岸距離と大蛇行期間関係については 3-4 で述べる。

## 3-2 土佐藩観測結果(7月)

### 3-2-1 CTD 観測 A-Line 結果

観測ライン A-Line の鉛直断面図(塩分・水温・密度)の海面から海底までを Fig.27, 海面から水深 2000m までを Fig.28, 海面から水深 1000m までを Fig.29, 水深 500m までを Fig.30, 水深 250m までを Fig.31 にそれぞれ示す。

#### <塩分分布>

水深 30m までは、34.3psu 以下の低塩分水が全体的に広がっており、St.1～St.2, St.4～St.9 の表層は、34.0psu 以下という低い数値を示した。土佐藩の北側では、水深 450m, St.2～St.3 にかけて微小ながら 34.2psu 以下の海水が確認された。土佐藩の南側では、水深 120m～300m, St.10～St.14 にかけて 34.7psu 以上の高塩分水が大きく分布している。また、水深 500m～650m にかけて 34.2psu 以下の低塩分水が確認され、

St.14～St.8 まで分布している。これは北太平洋中層水だと考えられる。土佐礪山頂付近では、水深 100m に、34.6psu の低塩分の小さな海水が見られ、また、水深 50m, St.7～St.9 にかけては 34.4psu という低塩分水が確認され、非常に興味深い結果となった。

#### <水温分布>

表層は沖に行くほど水温が高く、St.10 より沖側では 26℃以上の海水が分布している。また、St.3～St.10 にかけて勾配が大きく、黒潮本流境界域とみられる。塩分分布と照らし合わせてみる限りでは、土佐礪海山上を黒潮が通っていると示唆される。塩分分布で示された 34.7psu 以上の高塩分水の範囲で、水温が約 19℃付近である、St.10～St.14, 水深 200m 付近には亜熱帯モード水が分布していると考えられる。また塩分分布で見られた、山頂付近の小さな低塩分水、高塩分水は水温分布をみる限り、特に特徴は見られない。

#### <密度分布>

おおよそ水温分布に類似した分布が見られた。また、塩分分布で確認された土佐礪南側の 34.2psu 以下の低塩分水域では密度は 26.75～27 で推移しており、北太平洋中層水の特徴と一致し、NIPW であると確認できた。

### 3-2-2 CTD 観測 B-Line 結果

観測ライン B-Line の鉛直断面図（塩分・水温・密度）の海面から海底までを Fig.32, 海面から水深 1000m までを Fig.33, 水深 500m までを Fig.34, にそれぞれ示す。

#### <塩分分布>

表層は、全体的に 34.1psu 以下の低塩分水が分布しており、St.1 には 33.6psu 以下という異常に塩分の低い海水が見られた。A-Line の土佐藩の北側で見られた 34.2psu 以下の微小の低塩分水は下流では確認できない。土佐藩の南側では、水深 100m～300m, St.7～St.10 にかけて 34.7psu 以上の高塩分水の分布が見られた。また、水深 500m～650m, St.8～St.10 には 34.2psu 以下の北太平洋中層水とみられる低塩分水が確認できた。

#### <水温分布>

表層は沖に行くほど水温が高く、St.10 より沖側では 26℃以上の海水が分布している。また、St.3～St.10 にかけて勾配が大きく、黒潮本流境界域とみられる。塩分分布と照らし合わせてみる限りでは、土佐藩海山上を黒潮が通っていると示唆される。塩分分布で示された 34.7psu 以上の高塩分水の範囲で、水温が約 19℃付近である、St.10～St.14, 水深 200m 付近には亜熱帯モード水が分布していると考えられる。また塩分分布で見られた、

#### <密度分布>

表層は 22～23 で推移し、およそ水温分布に類似した分布が見られた。

### 3-2-3 ADCP 観測結果

Fig.35～Fig.39 に、表層(26m)、水深 100m・200m・300m・600m における土佐瀬 ADCP 観測による、流速・流向図を示す。東経 134° 40' 上のラインが土佐瀬の中央ライン(A-Line)、その右側のラインが土佐瀬下流ライン(B-Line)を示す。

#### <100m Depth>

土佐瀬の北側～中央～南側にかけて、2～3knot の強流域が分布しており、黒潮が土佐瀬上を通過していることが分かる。また土佐瀬北側に、若干だが流れのない範囲が確認できる。

#### <200m Depth>

土佐瀬中央において流速ベクトルがないのは、土佐瀬山頂が水深 150m ほどであり、計測はできないからである。流速は約 2knot と 100m よりも小さくはなったが、依然として強流域が確認できる。下流の B-Line 上では山頂の下流である St.B4～St.B5 にかけては、両サイドよりも流速が小さくなっている。また、特別長い南西方向のベクトルは観測船の旋回によるエラーである。

#### <300m Depth>

流速は 1.5～2knot と 100m, 200m よりも小さくなった。下流 B-Line において St.B4～B6 にかけて、1knot ほどの西向流が確認できた。これは 100m, 200m では確認されておらず、黒潮強流域内の逆向流であるため、土佐瀬の地形効果が関連している可能性が高い。次の節で地衡流計算との比較を検証する。

ADCP は表層から水深 1000m まで計 60 層検証したが、水深 600m 付近で黒潮の流れは確認できなくなり、黒潮は表層～約 550m まで流れていたことが分かった。

### 3-2-4 地衡流計算結果

Fig.40・Fig.41 に A-Line, B-Line それぞれの観測値から計算した, 東西の地衡流分布(海面・2000m)を示す. 尚, A-Line・B-Line 共に無流面を 1000m と設定した.

#### <A-Line>

土佐礬山頂の北側, St.A4~A6, 海面~250m にかけて, 最大 4m/s の強い東向流を確認し, St.A10~St.A12 にかけても, 1m/s の東向流が確認できる. また, 土佐礬南側, St.A8~9, 水深 300m~400m にかえて, 0.4m/s の西向流が存在した.

#### <B-Line>

土佐礬頂上~南側の下流域, St.B6~St.B8, 海面~600m にかけて, 最大 4m/s の強い西向き流が見られる. また St.2, St.9, 海面~200m, にかえて 1m/s の東向流の存在が確認された.

### 3-2-5 考察

今回の土佐礬観測では, 土佐礬南側に西向流が発見できたことは非常に興味深い結果となった. 黒潮が土佐礬上を通過していることを考えると, その中にある西向流は土佐礬の地形効果である可能性が高い. また, 土佐場礬北側では強い東向流も確認され, これは南側の西向流が土佐礬の西側に達し, 地形の等深線にそって土佐礬の北側に迂回しと北側の東向流を強化している可能性が示唆される[Fig.42]. 今後土佐礬の西側の調査も重要になると考えられる.

### 3-3 2007 年～2009 年の黒潮流路変動

#### 3-3-1 07 年～09 年の黒潮流路変動結果

Fig.43 に 2007.2～2009.12 までの黒潮流路の各パターンの頻度を示し、Fig.44 は、Fig.43 で分類した黒潮流路パターンを時系列で表したものを示した。分類するデータは、関東東海海況速報合計 886 枚を使用し、海況速報に描かれている黒潮流路幅(点線にて記入されている)を視覚的に分類したものである。黒潮流路のパターンは前に記したように海上保安庁の ABCDN パターンに気象庁が蛇行の目安としている東経  $136^{\circ}$  ～  $140^{\circ}$  間で黒潮の最南下域が北緯  $32^{\circ}$  以下という定義で分類した。ちなみに、大蛇行は A と C(蛇行型)、直進離岸は C(中型・大型東偏型)、直進は B・D・N 型に分類される。また、本来黒潮は八丈島の北側又は南側を通り、黒潮が八丈島付近を通ることは少ないとされており、海上保安庁分類には定義されていない。しかし、今回の分類によって、黒潮が八丈島を通過する流路パターンが多く見られたため、八丈島を通過する黒潮流路パターンは別で分類するとした(Fig.35 の八丈島通過)。結果としては、直進離岸が一番多く 36%、次に大蛇行 33%、直進 18%、八丈島通過 13%と続く。なお直進離岸では、C(大型東偏)の割合が多く、直進では N と D はほとんど見られなかった。

2007 年度は、6 月まで大蛇行が続いていたが、7～8 月は直進流路をとり、9 月が大蛇行、10 月が直進、11 月から直進離岸と 2007 年後半はめまぐるしく流路が変化した。

2008 年度は、1 月は八丈島付近を黒潮が通過していた。その後 2 月からは 4 月までは直進流路が多く、その後年末まで、は直進離岸と大蛇行と交互に変動した。

2009 年度は、2008 年後半に続き、9 月までは大蛇行と直進離岸が交互に変動し、10 月から 11 月までは直進、その後年末まで直進離岸をとった。

### 3-3-2 考察

Fig.44 から各パターンの変動を考察する。まずは、黒潮大蛇行が起こった後どのように変動していくのかというところに注目してみると、大蛇行→八丈島→直進と大蛇行消滅後八丈島の北に収束する北パターンと、大蛇行→直進離岸と八丈島の南側に広がる南パターンに分かれる。北パターンは、黒潮大蛇行が伊豆海嶺に衝突し、冷水塊が不安定になることで蛇行が消滅し、黒潮が伊豆海嶺上では水深が深い八丈島一本州間を通過すると考えられる。南パターンは、蛇行が伊豆海嶺に衝突した際、冷水塊が減衰する前に、蛇行が伊豆海嶺上に乗り上げてしまい、最終的には、伊豆海嶺の南側の水深がある程度深いところまで南下し蛇行しながら通過することが確認された。さらにその後も蛇行は東進を続け、限界に達するとまるで三日月湖のように冷水塊が南のほうに残り、一気に北側へ流路を変えることも確認された。これは、今までには例を見ない変動であり、黒潮流速の増加による、蛇行の伊豆海嶺への乗り上げが示唆された。

また、2004 年の大蛇行期間は約 1 年、2007 年以降の大蛇行は、期間とは言い難いほど短く推移している。これは蛇行の移動が速く、形成から消滅までが短くなったということが伺える。



### 3-4 黒潮離岸距離解析結果

#### 3-4-1 黒潮離岸距離解析結果

Fig.18 に示した足摺岬～野島崎での黒潮離岸距離の変動を Fig.45・Fig.46 に示す。今回の使用データでは 2004 年 7 月～2005 年 8 月にかけて安定した大蛇行期間（安定大蛇行期と記す），その後 2007 初めまでは直進流路，2007 年～2009 年は大蛇行が短期的に起こる不安定な期間である。安定した大蛇行期間と不安定期とを比較してみる。

2004 年の安定大蛇行期では足摺岬・室戸岬で 150km と大きく離岸している。そして蛇行が東に移動するにつれて紀伊半島に差し掛かると，潮岬で最高 150km，大王崎で 200km，と蛇行が進んでいく。さらに蛇行が遠州灘に移動していくと御前崎，石廊崎で 200km 超と大きく蛇行した。蛇行の移動時間に関しては室戸岬・足摺岬よりも，潮岬・大王崎・御前崎では蛇行の最大値が長く続いているため，この大蛇行は遠州灘沖で安定しているといえる。石廊崎では前記の 3 か所よりも蛇行の最大値期間が短いため蛇行が消滅する手前であり，野島崎ではおよそ 100km で期間も短く，ほぼ消滅してしまっている。これは石廊崎～野島崎にかえては伊豆海嶺が存在し，海底地形が大きく変わるため，蛇行の安定が失われたと推察される。

2007 年からの不安定期では，足摺岬ではいくつかの蛇行が見られるが離岸距離が 100km 以下であり，安定大蛇行期ほど小さくなく，室戸岬に達する時点で消えてしまっているものもある。また室戸岬に達した蛇行も小さくなっている場合がほとんどである。蛇行が紀伊半島に差し掛かるにつれて潮岬で 50～70km，大王崎でも 150km とさらに蛇行が小さくなり各岬での蛇行存在期間も安定大蛇行期よりも短い。しかし今回の不安定期ではこの先，遠州灘に進むにつれて蛇行が発達し，御前崎では 2007 年初めにおよそ 220km を記録するなど安定大蛇行期と同等，もしくは大きい時期も存在した。また，安定大蛇行期では，蛇行の末期であった石廊崎でも離岸距離・ピーク期間の両方で発達，蛇行は大きく南下した。野島崎ではおよそ 100km まで不安定な変化が続いて

いるが、離岸した際には、およそ 150km と安定大蛇行期よりも大きい値をとる結果となった。これは、蛇行が黒潮流速の強化によって伊豆海嶺にぶつかった際に大きく南下し、伊豆海嶺北部（八丈島－本州間）を通らずに、伊豆海嶺上での深いところである伊豆海嶺南部（八丈島以南）を迂回し通り越してしまったため、石廊崎・野島崎での離岸距離・ピーク期間が大きくなったのではないかと推察される。

### 3-4-2 考察

今回の 2004 年大蛇行期間での黒潮離岸距離の特徴は、室戸岬～御前崎にかけて離岸距離を大きく保った半面、石廊崎～野島崎では離岸距離が小さいことである。これは御前崎までに大きな大蛇行が作られ、遠州灘沖に移動し、伊豆海嶺にぶつかると同時に蛇行が消滅の方向に向かうからであると示唆され、75 年～85 年の大蛇行期間と同じである。しかし、2007 以降の大蛇行期間では、室戸岬～大王崎までは離岸距離が小さく、御前崎～石廊崎で離岸距離が大きくなり、野島崎では不安定に変動することが今回示された。これは、大王崎までは大きな蛇行は存在せず、遠州灘で西から進んできた小蛇行が急激に発達したと考えられる。その理由として、黒潮流速が増加したことで、蛇行が発達する場所も東にずれる蛇行発達場の東進も示唆される。また、野島崎沖でも不安定な変動も、前記した黒潮の八丈島南通過の増加が理由として推察される。さらに、3-3 で示された各黒潮の大蛇行期間の縮小化については、大王崎までは蛇行が発達せず、遠州灘に入って初めて蛇行が発達することも要因の一つであることが示唆される。

### 3-5 串本一浦神潮位差解析結果

#### 3-5-1 串本一浦神潮位差観測結果

2002.01～2009.9 串本と浦神の潮位とその差の変化を **Fig.47** に示す。串本と浦神の潮位には顕著な季節変化があり、夏季には季節水温躍層が形成されて海水が膨張するために潮位が高く、冬季では逆に低いという特性がある。2004 年～2005 年の大蛇行期間では、潮位差は 1 年間おおよそ 25cm を示した。また、大蛇行流路になる直前は 42cm と高い数値を記録し、Fujita et al.(1997)と同じ結果になった。

2007 年からの散在した大蛇行期間では、直進流路と大蛇行流路が混在するため、潮位差も不安定な数値となった。2009.2～6 までの大蛇行では 30cm で若干の安定度が見られるが、2004 年度の大蛇行に比べると劣る。また 2007 年からの大蛇行では潮位差が 25cm まで下がることはなく、最小値で 30cm 弱という結果となった。

#### 3-5-2 考察

大蛇行期間の潮位差は 2004 年の安定期よりも、2007 年の不安定期の大蛇行期のほうが潮位差が大きくなったが、これは、直進流路と大蛇行流路が混在しているため、月平均すると少し大きめに数値が出るのは妥当といえる。しかし、2004 年の大蛇行期の潮位差と、Sekine and Fujita(1999)が示した、1975 年～1985 年に発生した安定した大蛇行期の潮位差を比べても、2004 年の大蛇行時期の潮位差のほうが大きい数値をとっている。これは、30 年前と比べて、紀伊半島沖にできていた冷水塊が東へ移動し黒潮が大蛇行時も紀伊半島付近を通るため、潮位差が大きくなったのではと推察される。今後、黒潮の流速増加に伴う蛇行の東進が進行すれば、大蛇行時も紀伊半島に接近する可能性がますます高くなり、大蛇行時の振り分け潮発生もさらに多くなる可能性がある。

## 第四章 総括

本研究では、2つの大きな発見が得られた。1つ目は遠州灘への親潮中層水の多量の流入である。この親潮中層水の流入に関しては、野島崎の黒潮離岸距離との関連で、中層水の流入口が蛇行の東進によって大きくなったことが示唆される。また、流入した多量の親潮中層水が大蛇行内側の大冷水塊を発達させ、黒潮を離岸させる可能性も示唆される。2つ目は、串本一浦神の潮位差は、従来の大蛇行時では小さな値をとるのに対し、2008年の大蛇行期間では潮位差は小さくならなかったことである。このことから大蛇行期間でも黒潮流路が紀伊半島に接近していることが示唆され、2008年の大蛇行時での振り分け潮発生につながっている。

本研究では、これらの結果から、黒潮の大蛇行は以前と蛇行の本質が変化したと示唆される。その第一の理由としては黒潮の流速の増加が挙げられる。蛇行の東進、各黒潮大蛇行の期間の縮小化、大蛇行時の黒潮の紀伊半島接近・接岸のすべては流速の増加が関わっていると考えられるからだ。しかし、黒潮流路の変動は前に記したように流速だけでは決定されず、海底地形効果・長期変動など様々な効果が相互に働いて流路を決定している。そこで本研究のまとめとして、次のように考える。

1975年以前は黒潮の蛇行が東進するとはいわれておらず、流速も現在よりも小さかったことは事実である、そして、黒潮大蛇行が現在よりもゆっくりと東進していき、伊豆海嶺に蛇行が衝突した時、現在の黒潮流路変動に見られたような、伊豆海嶺を乗り越えるような流速ではなかったのではないだろうか。要するに、黒潮流路変動の要因として、黒潮流速よりも伊豆海嶺の海底地形効果の方が大きく作用していた。しかし、近年の黒潮流速の増加によって、「黒潮流速の影響の方が伊豆海嶺の地形効果よりも大きくなったのではないだろうか。黒潮流速が伊豆海嶺の海底地形効果の影響をも超える影響力を持ち、黒潮の流路を変えた可能性は、本研究の結果からあると考える。

また、黒潮の長期変動を視野に入れると、75～90年が大蛇行、90～05が直進と、約15年周期で変化していると考えられる。すると、05～20年は黒潮大蛇行期間となり、

黒潮は安定して大蛇行期間が存在していなければならない。しかし、2007～2009 の大蛇行割合は 30%程度である。ここで、もし、現在が長期的な大蛇行期間であったとするならば、2007～2009 年解析で分類された直進離岸流路は、流速が変わっていなければ大蛇行流路をとっていた可能性が高いと予想される。これは直進離岸型の大半が蛇行が東に流されすぎる大型東偏の割合が高いことも納得できる。

今後の黒潮がどのように変動していくのかは、実際にどうなるかはわからないが、もし、温暖化によってさらに黒潮の流速が増加していけば、蛇行の東進が強化され、ますます直進、直進離岸型の割合が高くなり、紀伊半島の接岸率も上昇する可能性が高い。また、大蛇行も時間に対する移動距離の増加により、大蛇行流路は以前や近年よりもさらに短くなると推測する。最終的には黒潮の長期変動をも変えるほどの流路変動が起こるかもしれない。

本研究では近年にしばって、海洋構造も踏まえて解析を行い、黒潮流路の要因である流速や、海底地形効果の関係を知ることができた。今後の課題としては、黒潮流路変動要因の優先順位、気象データの活用、温暖化との関係をさらに詳しく解析することが、黒潮流路変動のメカニズムとこれからの変動予測にとって重要になってくるのではないだろうか。



# 遠州灘観測 A-Line(Surface-Bottom)

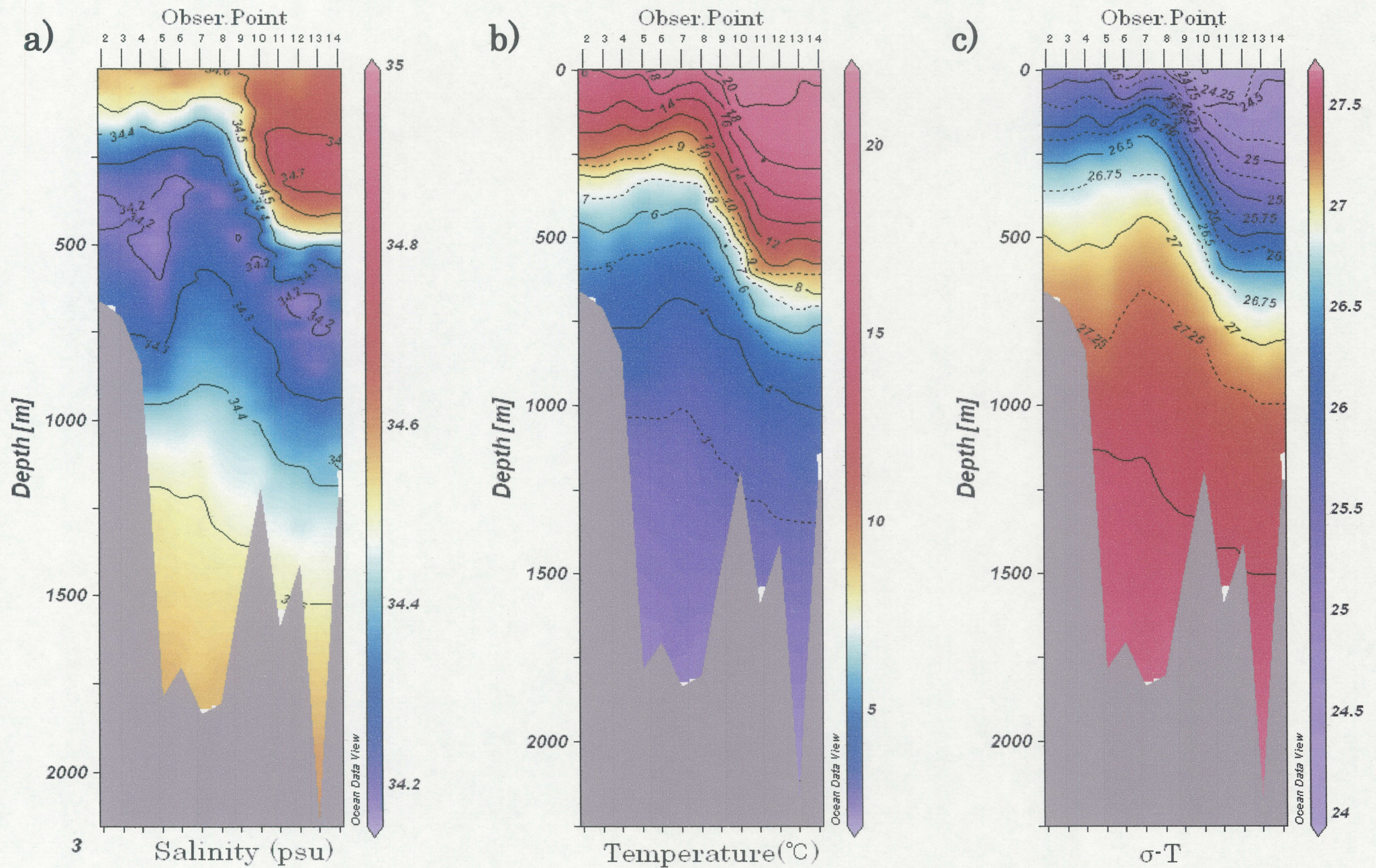


Fig.20 Observational result of A-Line of Ensyu-nada (surface-bottom) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma$  T(g/m³)



# 遠州灘観測考察 (Surface-1000m)

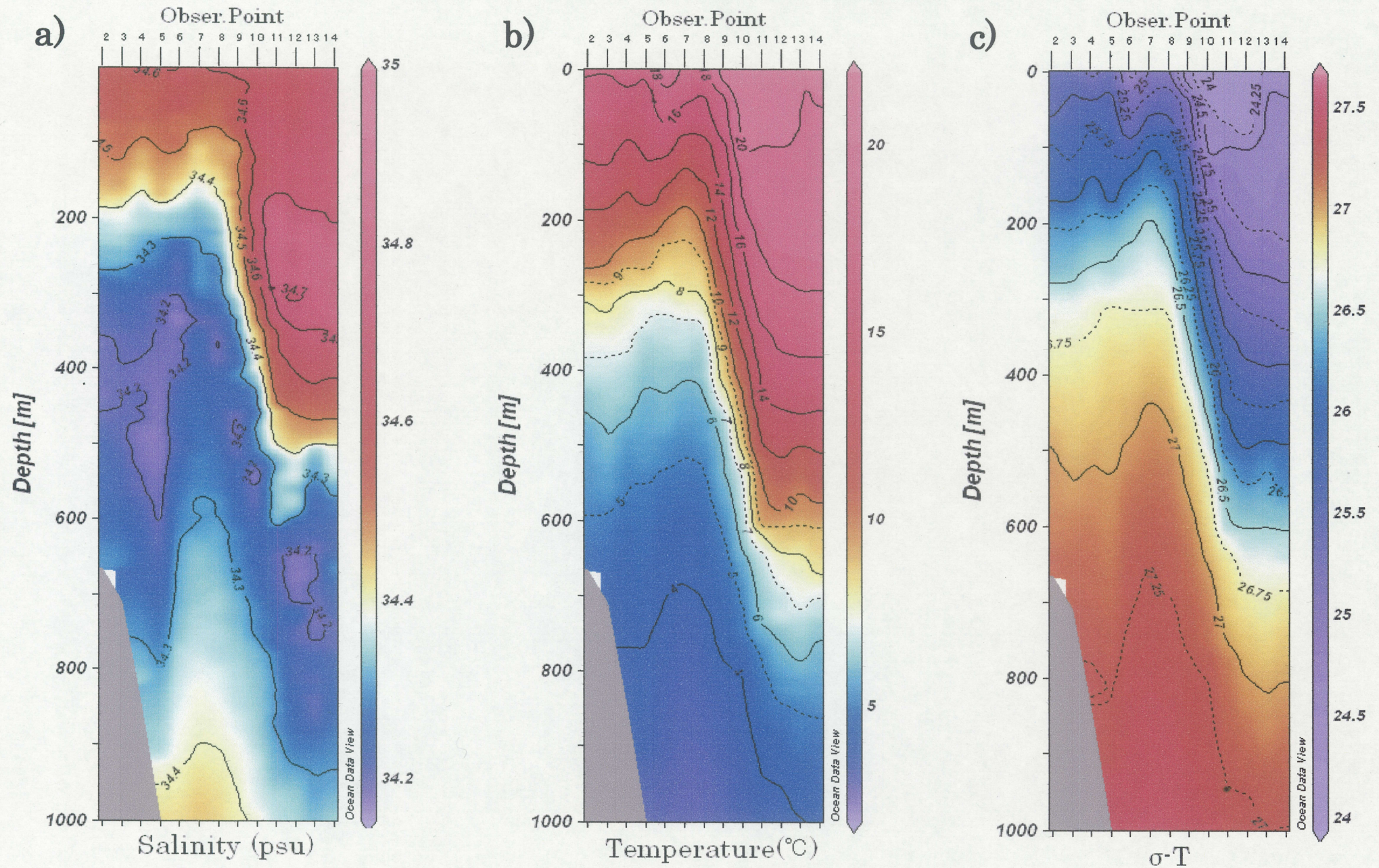


Fig.21 Observational result of A-Line of Ensyu-nada (surface-1000m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma\text{-T}$ (g/m³)



# 遠州灘観測 A-Line (Surface-500m)

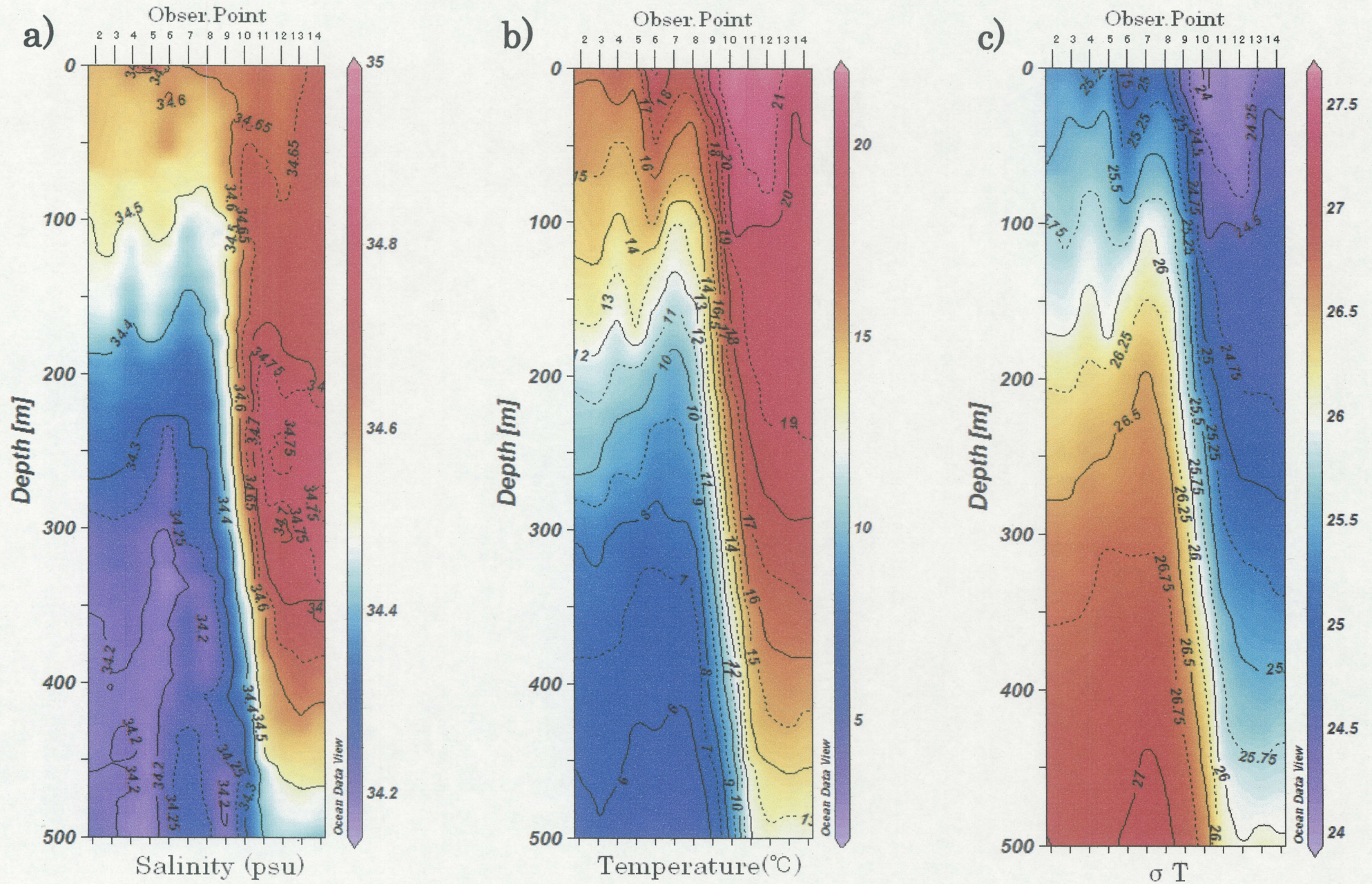


Fig.22 Observational result of A-Line of Ensyu-nada (surface-500m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma_T$ (g/m³)



# 遠州灘観測 B-Line(Surface-Bottom)

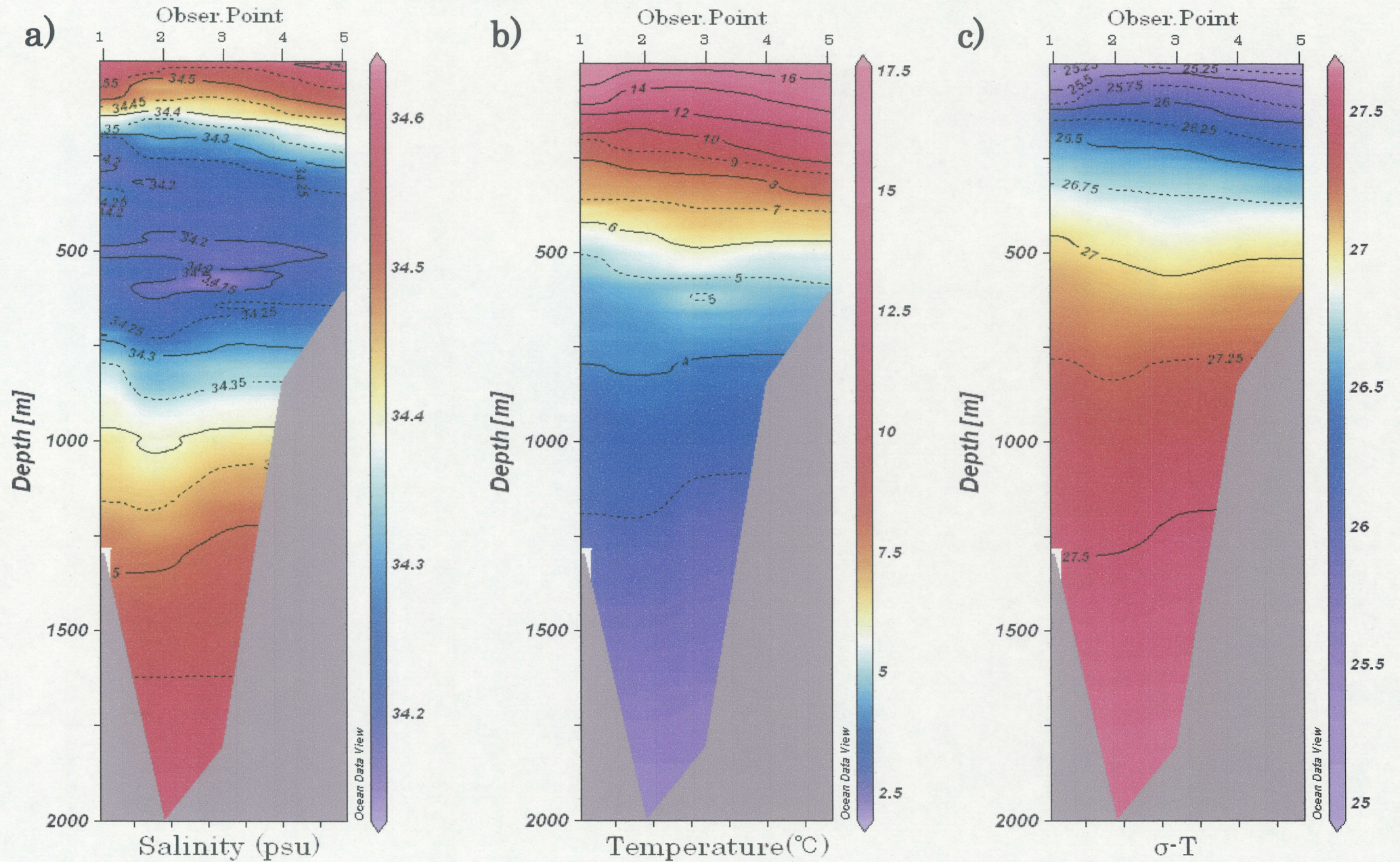


Fig.23 Observational result of B-Line of Ensyu-nada (surface-bottom) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma$  T(g/m³)



# 遠州灘観測 B-Line(Surface-1000m)

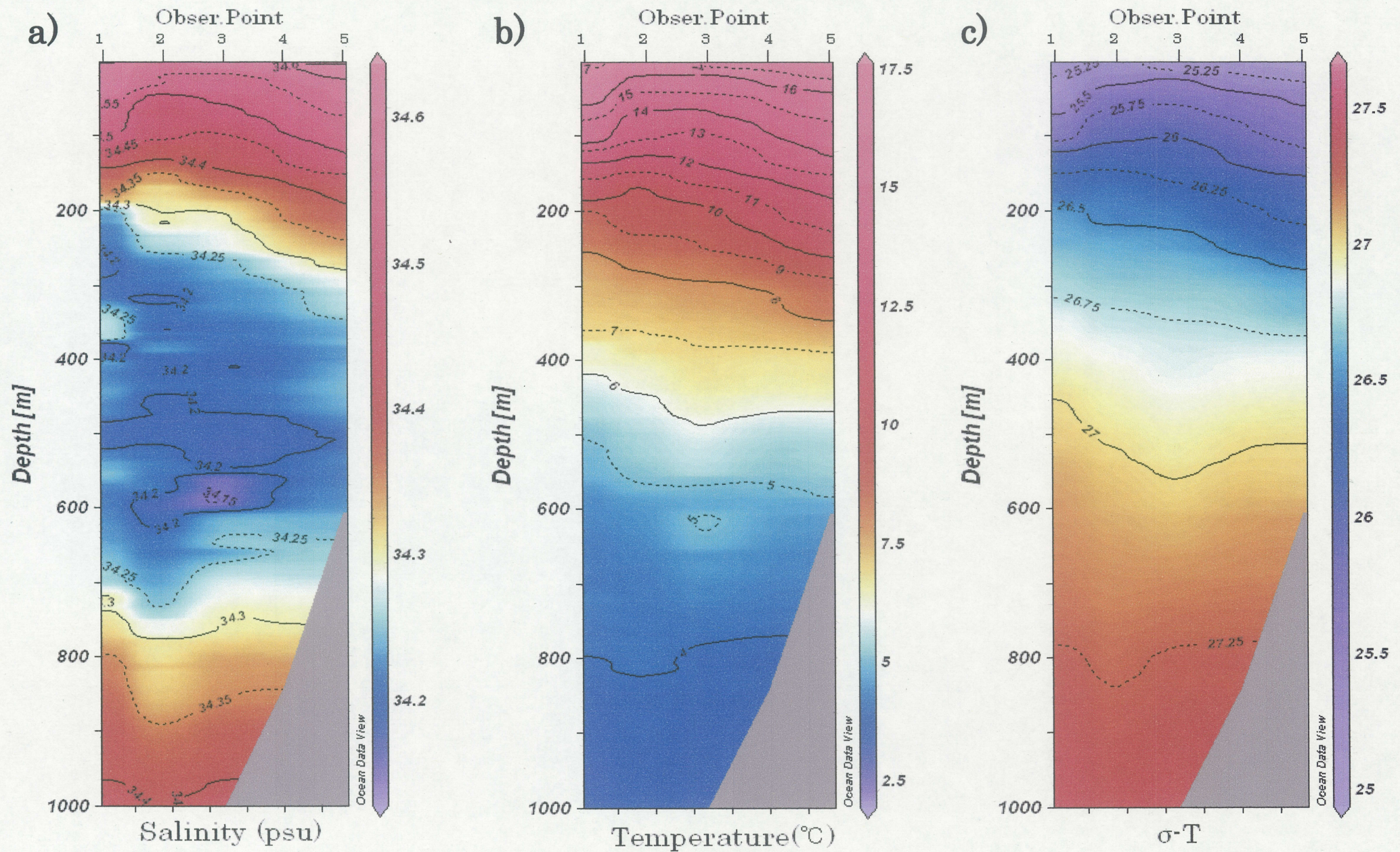


Fig.24 Observational result of B-Line of Ensyu-nada (surface-1000m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma$  T(g/m³)



# 遠州灘観測 B-Line (Surface-500m)

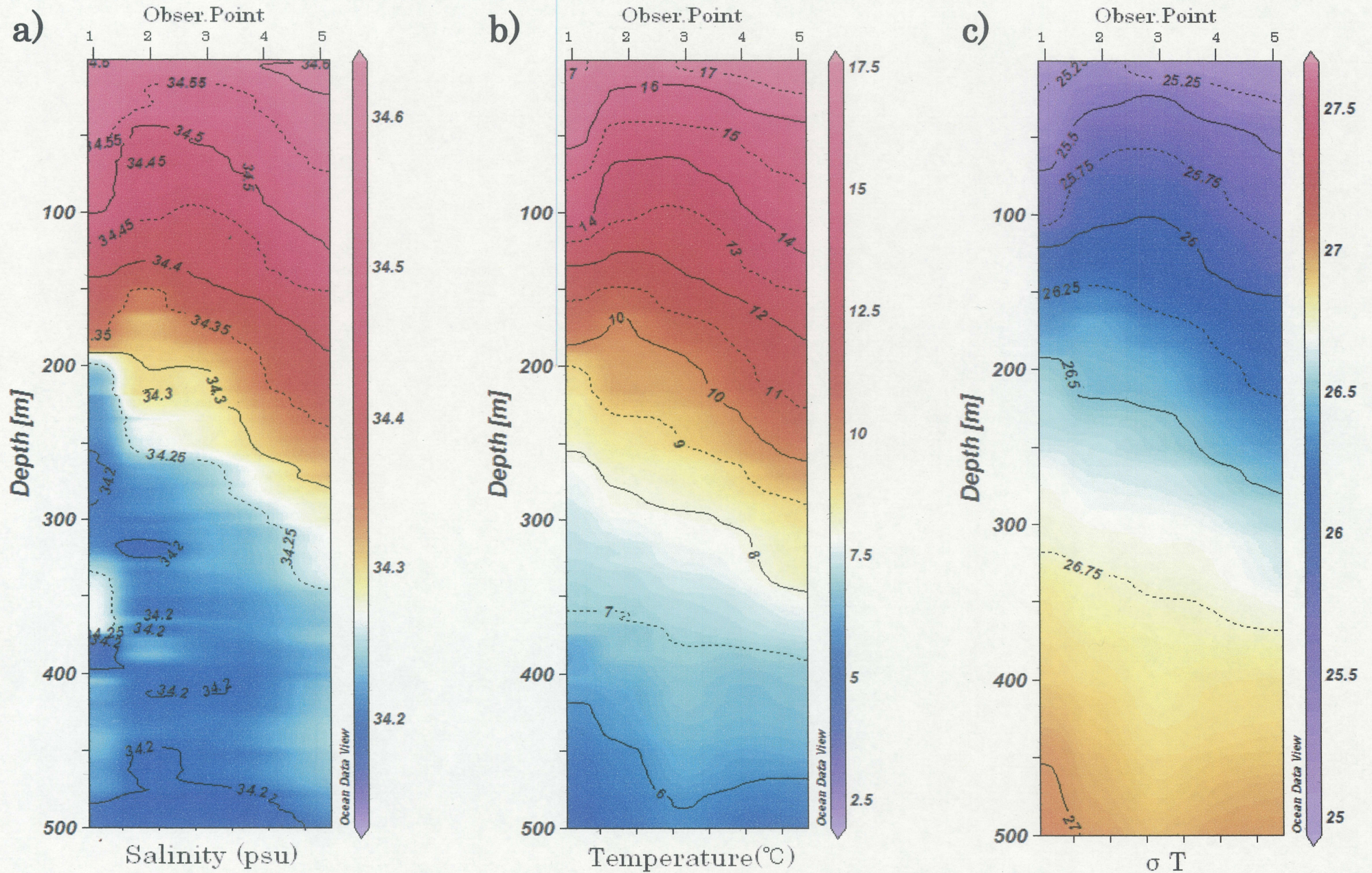


Fig.25 Observational result of B-Line of Ensyu-nada (surface-500m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma T$ (g/m<sup>3</sup>)



# 遠州灘観測 考察

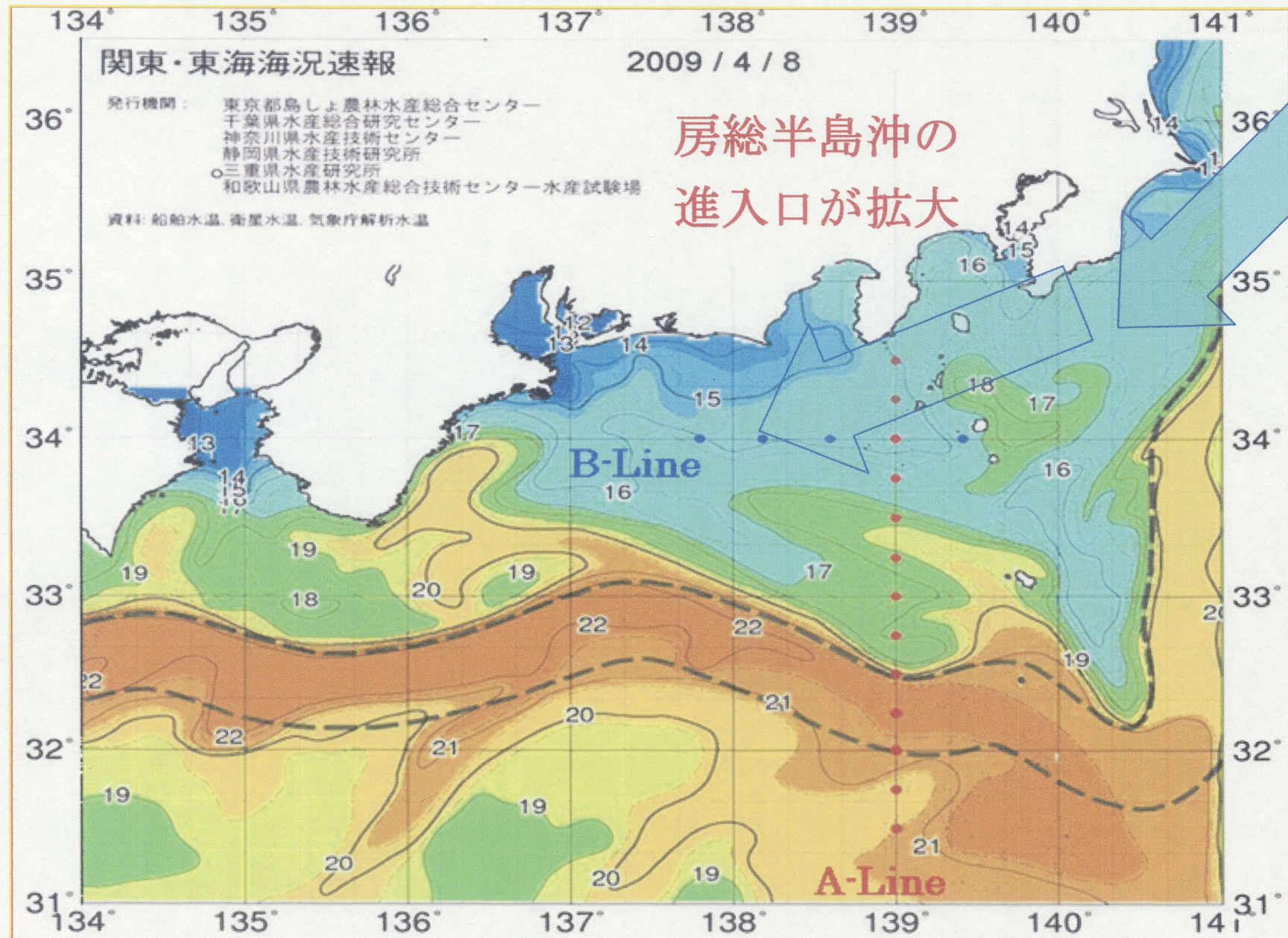


Fig.26 Consideration about Ensyu-nada observation



# 土佐湾観測 A-Line (Surface-Bottom)

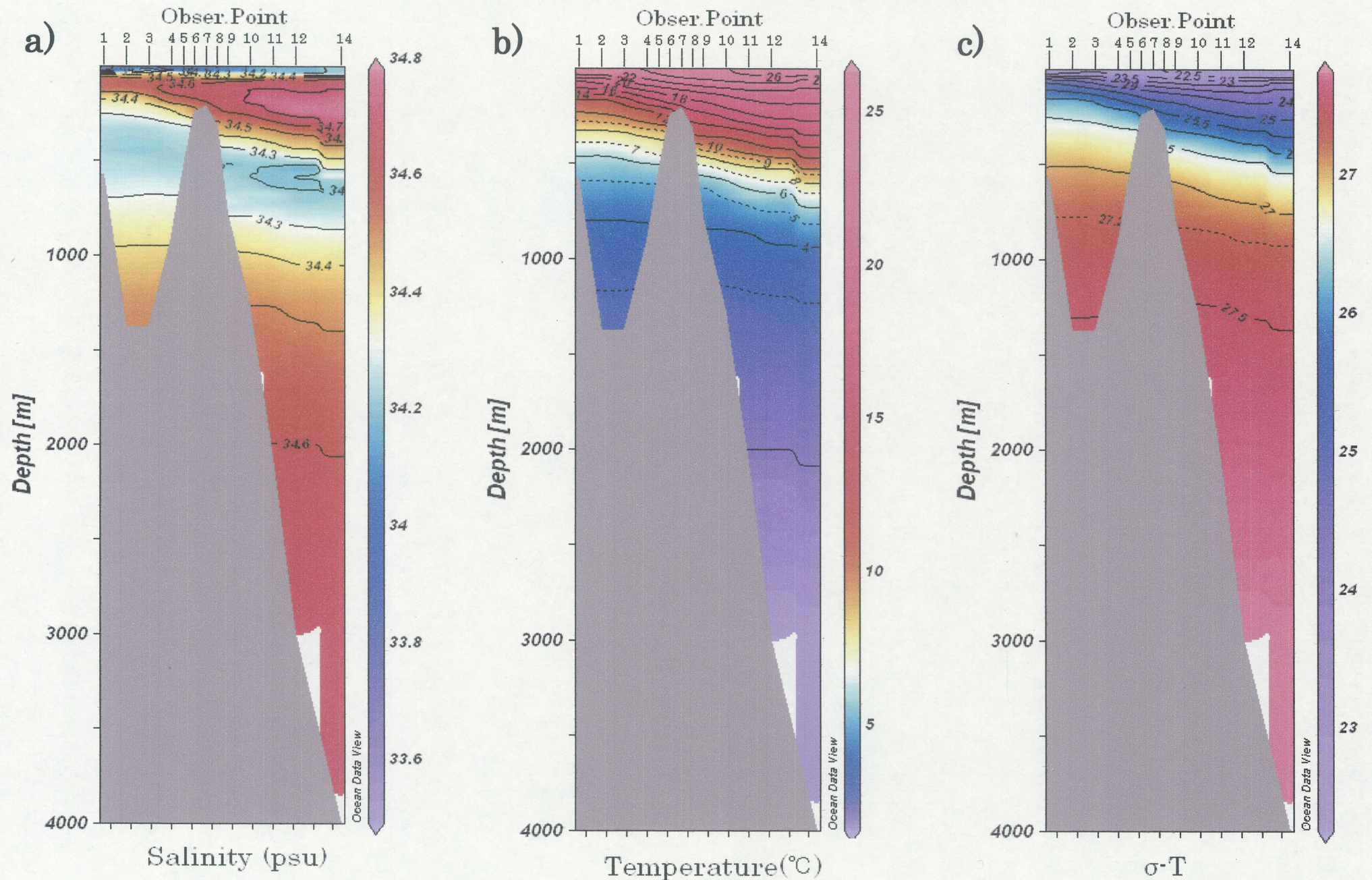
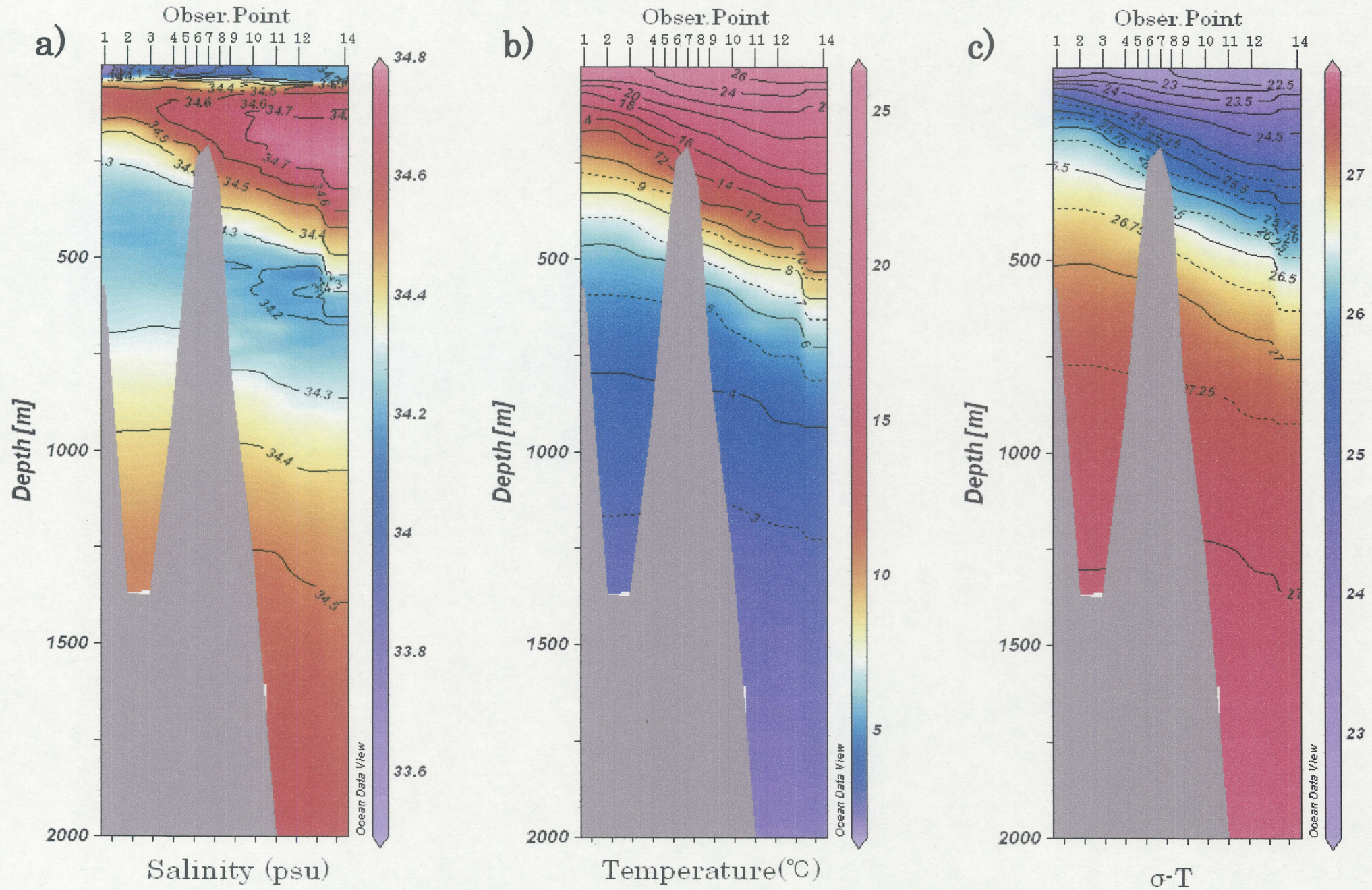


Fig.27 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-bottom) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma\text{-T}$ (g/m³)



# 土佐湾観測 A-Line (Surface-2000m)





# 土佐湾観測 A-Line (Surface-1000m)

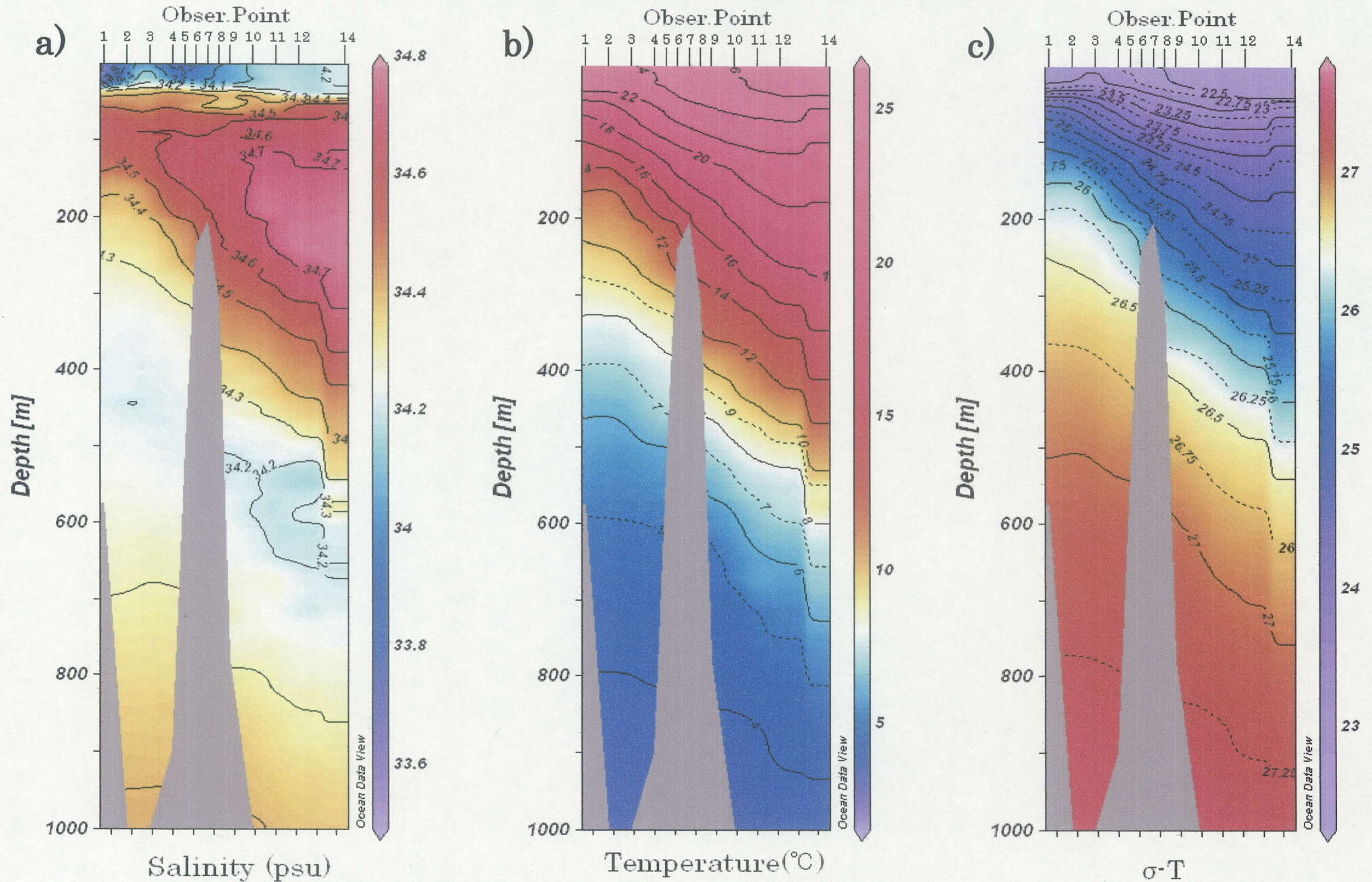


Fig.29 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-1000m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma$  T(g/m³)



# 土佐湾観測 A-Line (Surface-500m)

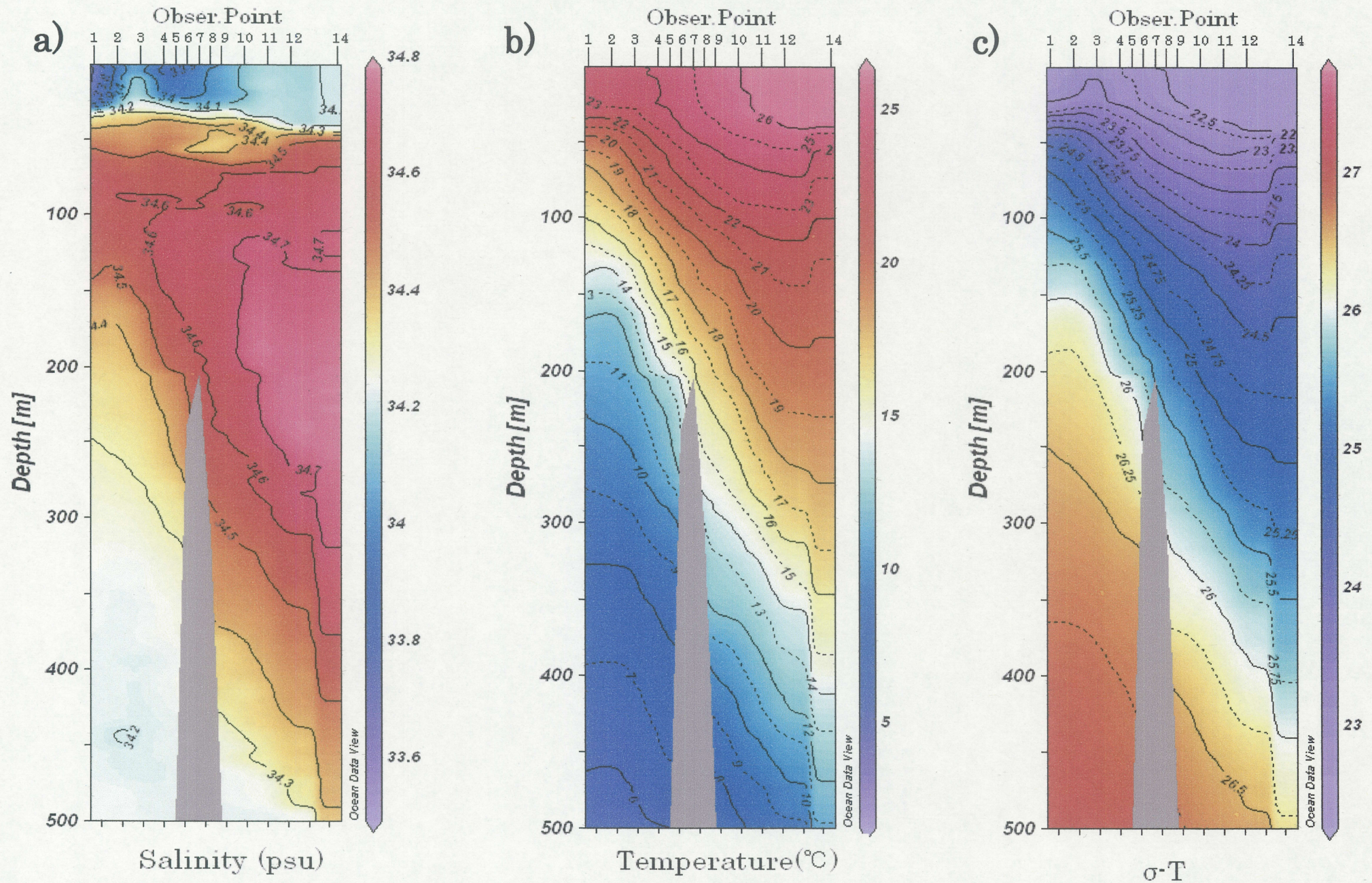


Fig.30 Observational result of A-Line of Tosa-bae (surface-500m) a) Salinity(psu) b) Temperature(°C) c)  $\sigma\text{-}T$ (g/m³)



# 土佐湾観測 A-Line (Surface-250m)

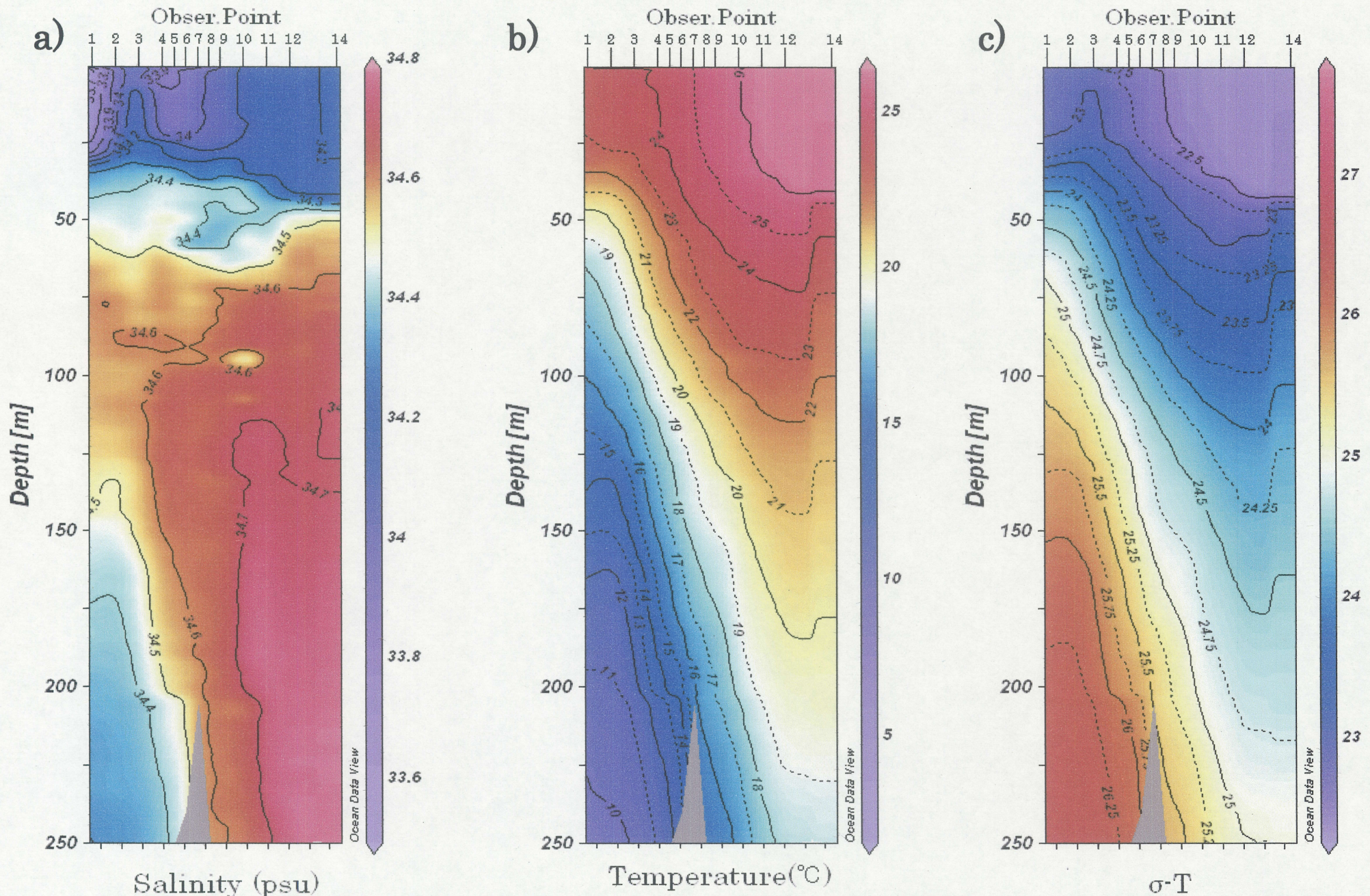


Fig.31 Observational result of A-Line of Tosa-bay (surface-250m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma$  T(g/m<sup>3</sup>)



# 土佐湾観測 B-Line (Surface-Bottom)

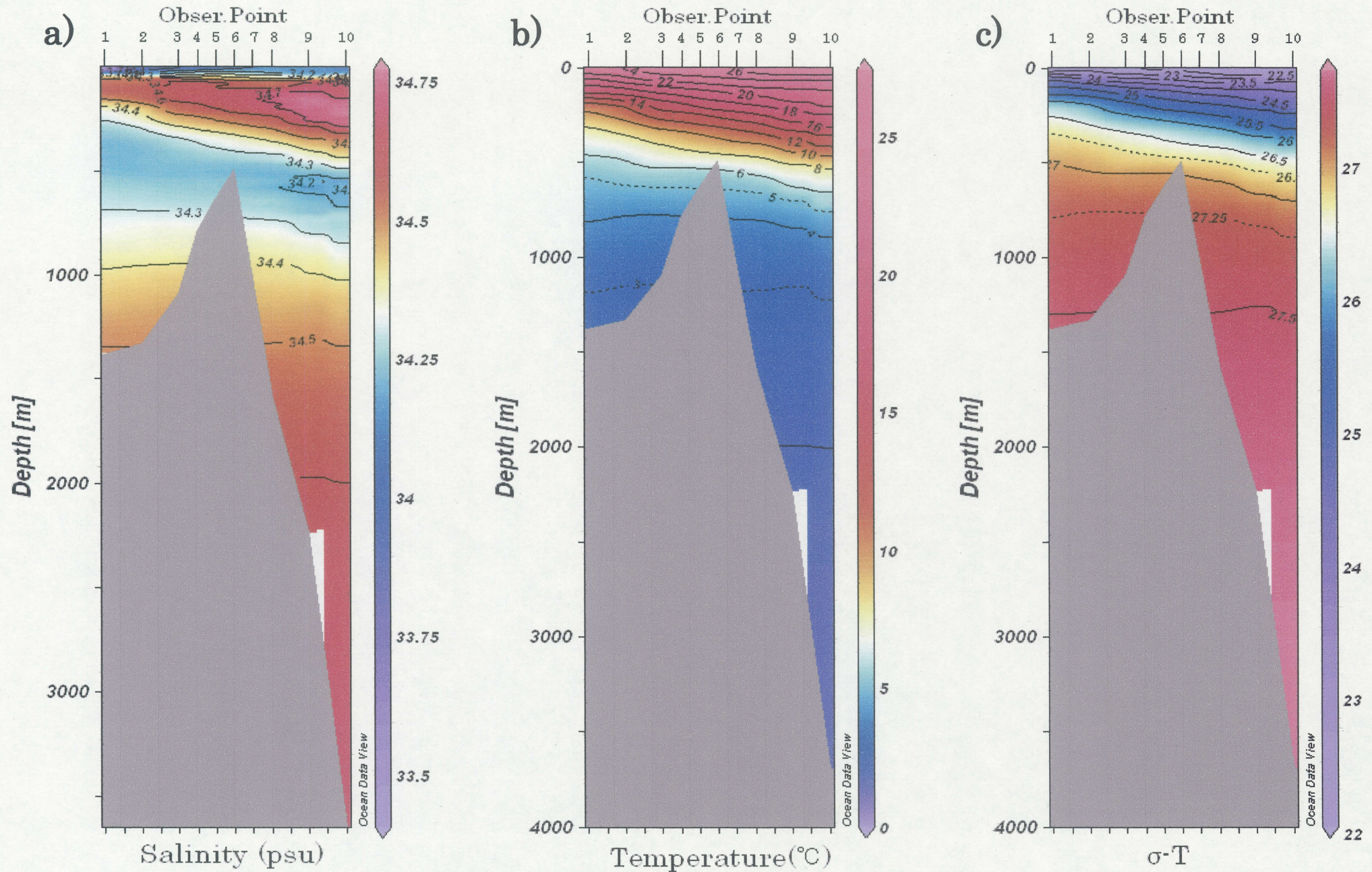


Fig.32 Observational result of B-Line of Tosa-bae (surface-bottom) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma\text{-T}$ (g/m³)



# 土佐湾観測 B-Line (Surface-1000m)

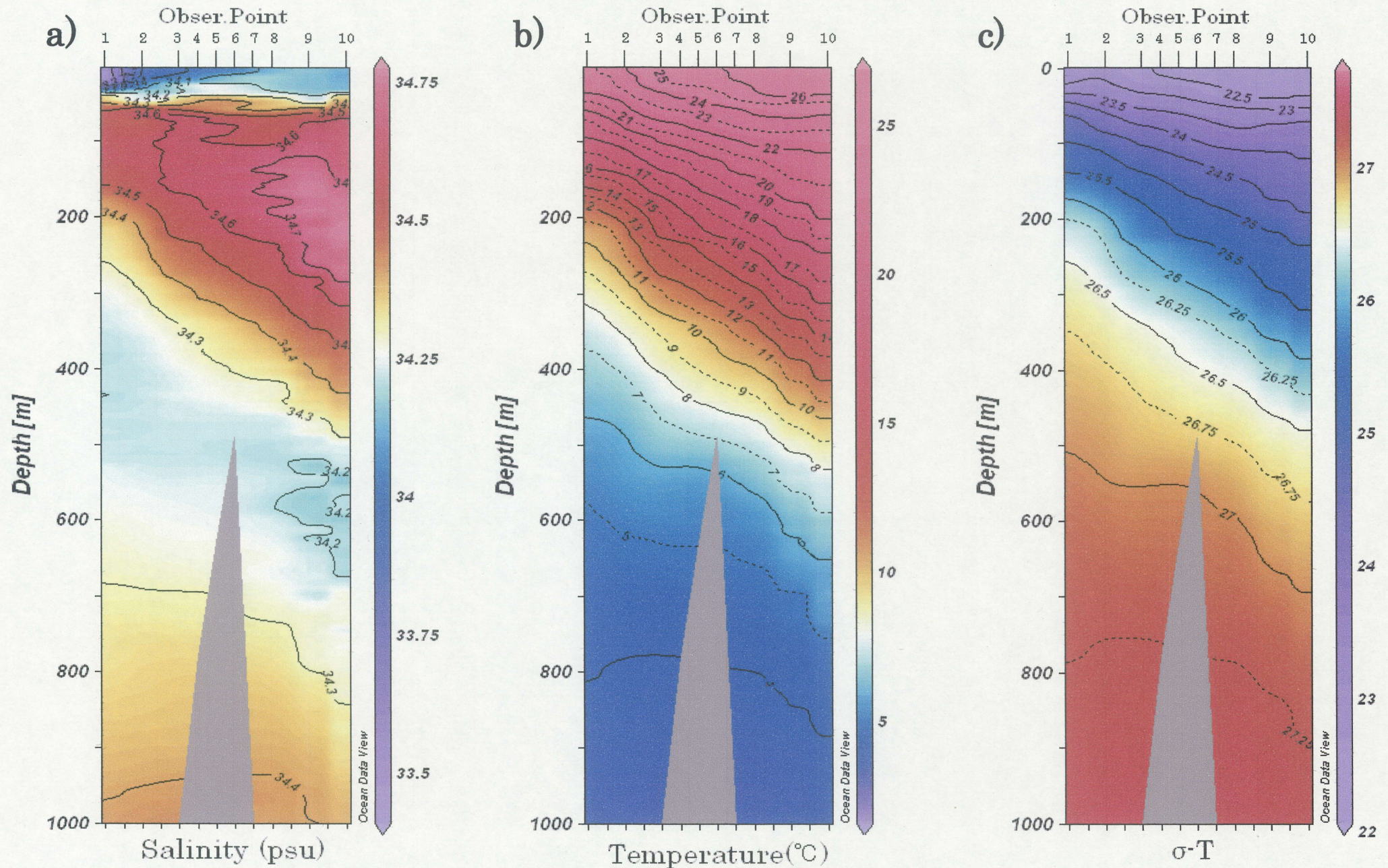


Fig.33 Observational result of B-Line of Tosa-bae (surface-1000m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma\text{-T}$ (g/m<sup>3</sup>)



# 土佐湾観測 B-Line (Surface-500m)

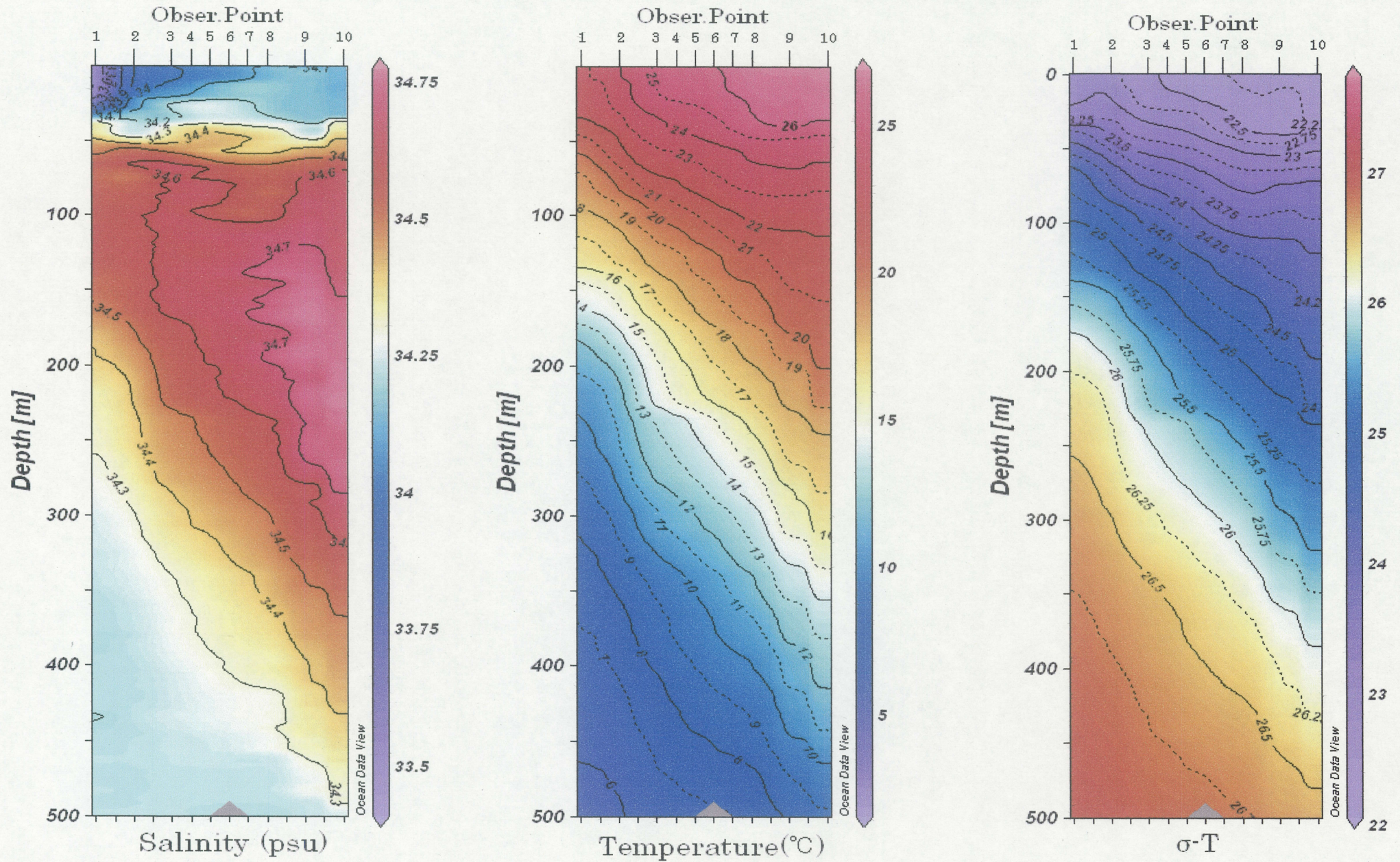


Fig.34 Observational result of B-Line of Tosa-bay (surface-500m) a)Salinity(psu) b)Temperature(°C) c)  $\sigma$  T(g/m<sup>3</sup>)



# 土佐湾 ADCP 観測 (Depth:Surface(26m))

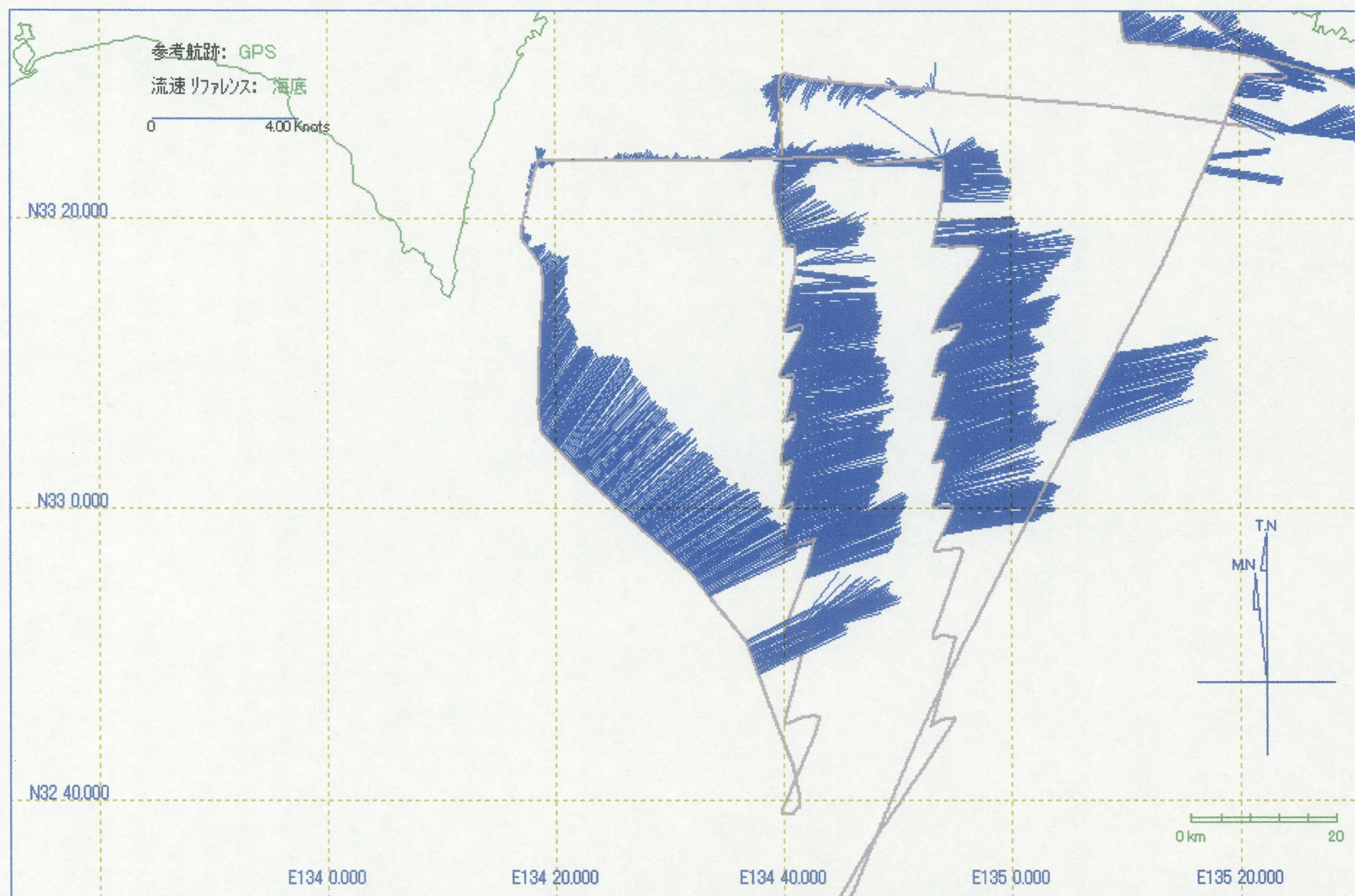


Fig.35 Observed ADCP velocity at surface(26m) of Tosa-Bae



# 土佐湾 ADCP 観測 (Depth:100m)

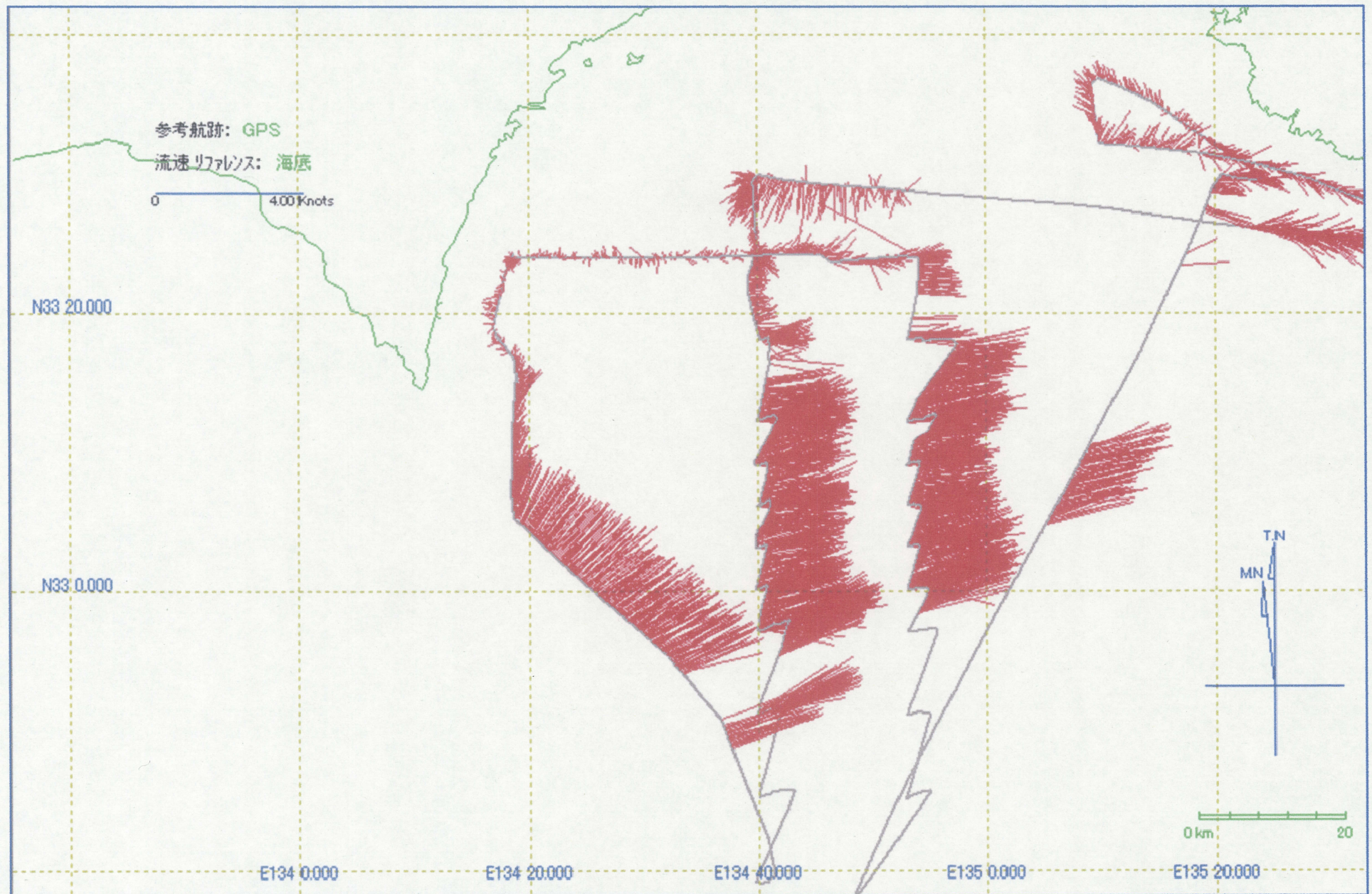


Fig.36 Observed ADCP velocity at 100m of Tosa-Bae



# 土佐湾 ADCP 観測 (Depth:200m)

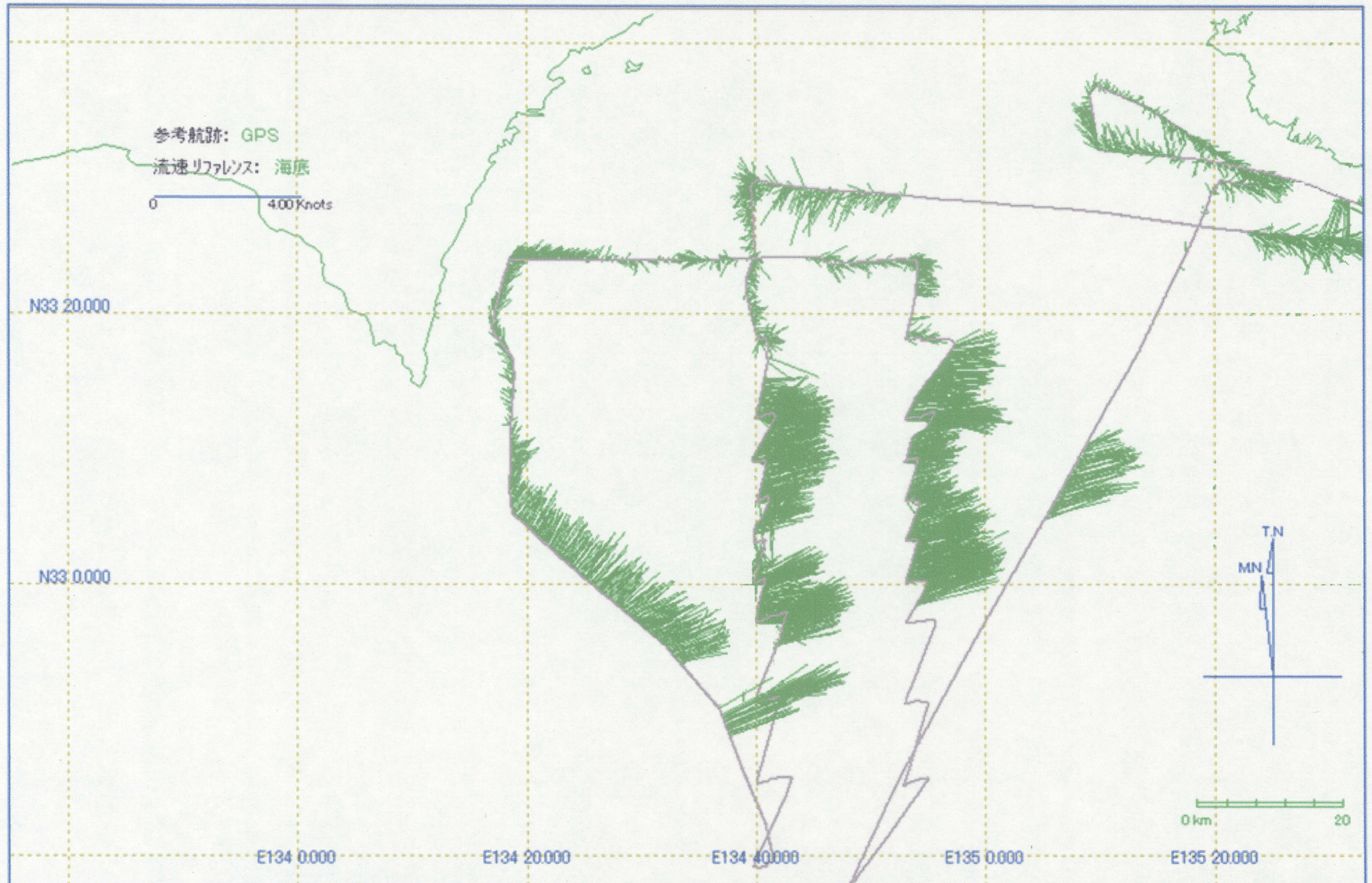


Fig.37 Observed ADCP velocity at 200m of Tosa-Bae



# 土佐湾 ADCP 観測 (Depth:300m)

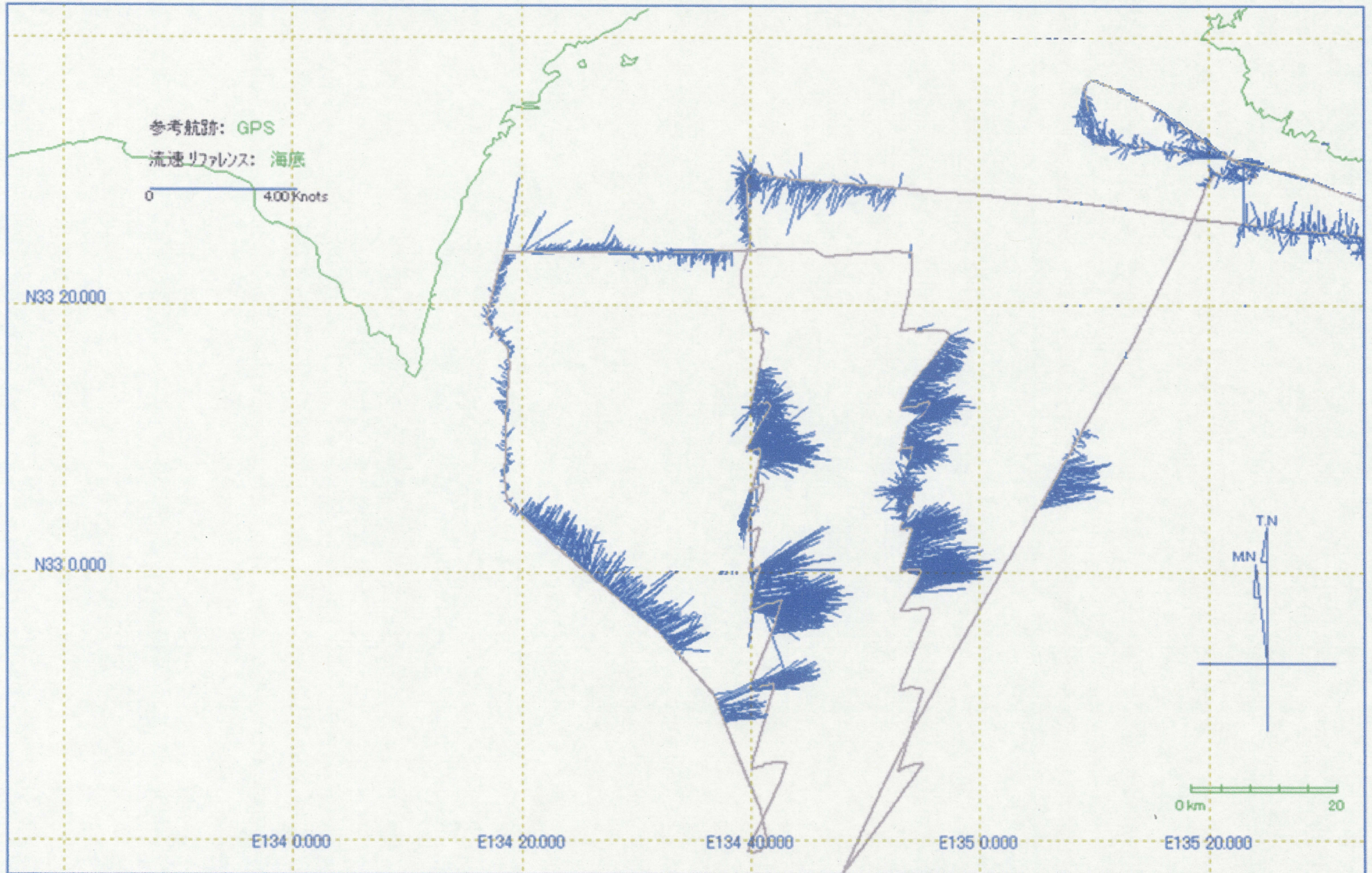


Fig.38 Observed ADCP velocity at 300m of Tosa-Bae



# 土佐湾 ADCP 観測 (Depth:600m)

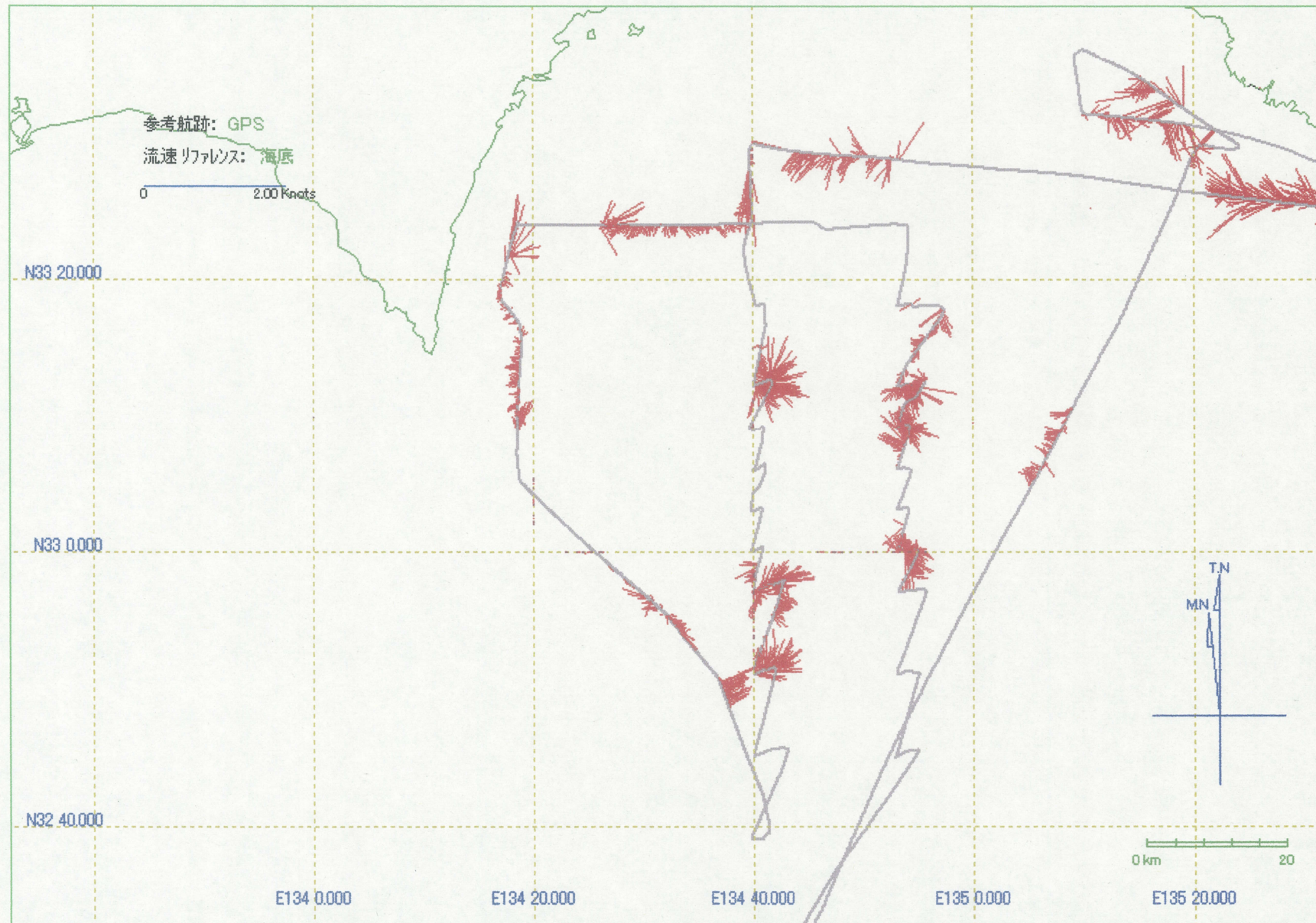


Fig.39 Observed ADCP velocity at 300m of Tosa-Bae



# 土佐礪 A-Line 地衡流計算(無流面:1000m)

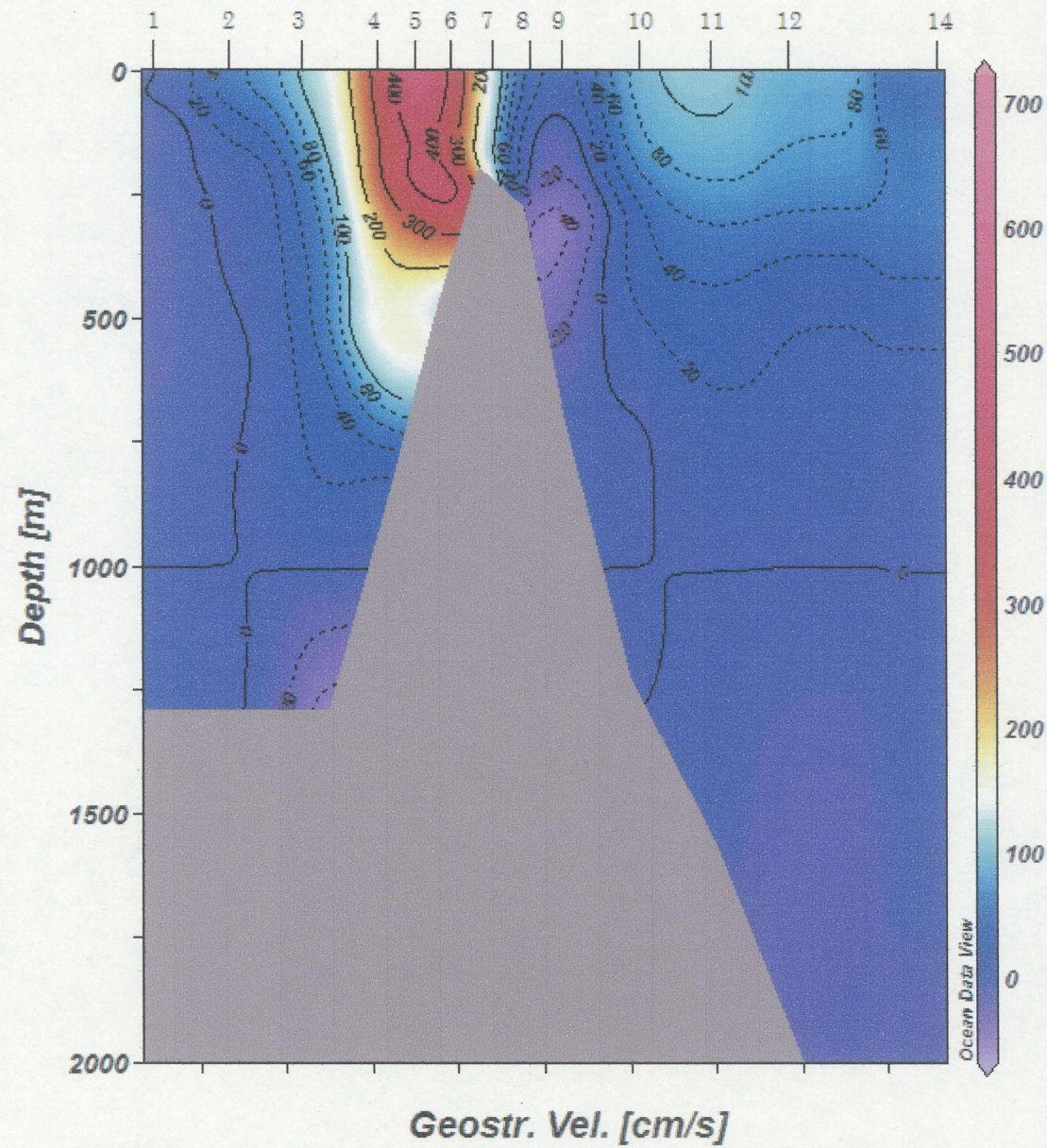


Fig.40 Geostrophic flow of A-Line (Reference level is 1000m depth)



# 土佐藩 B-Line 地衡流計算(無流面:1000m)

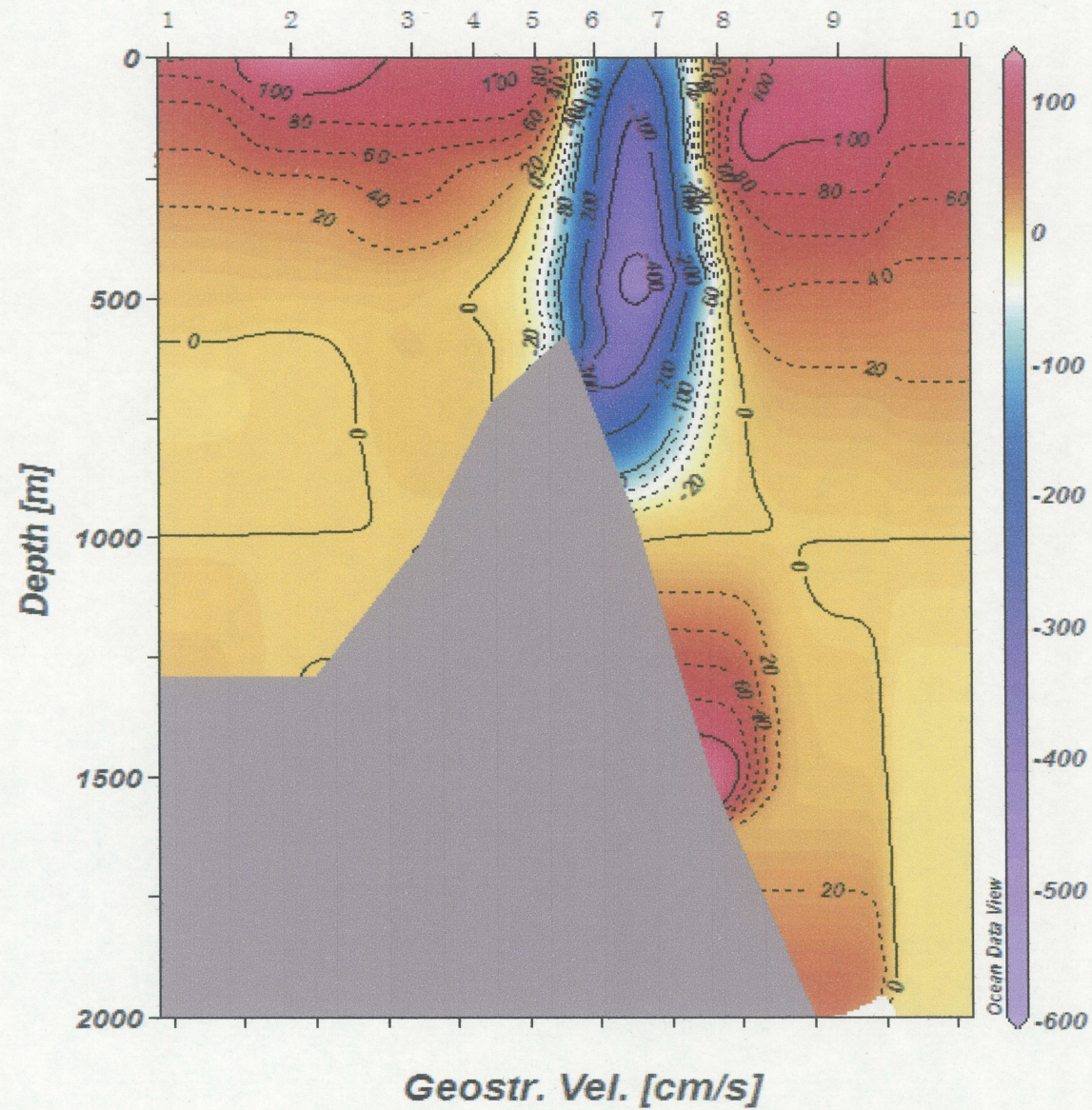


Fig.41 Geostrophic flow of B-Line (Reference level is 1000m depth)



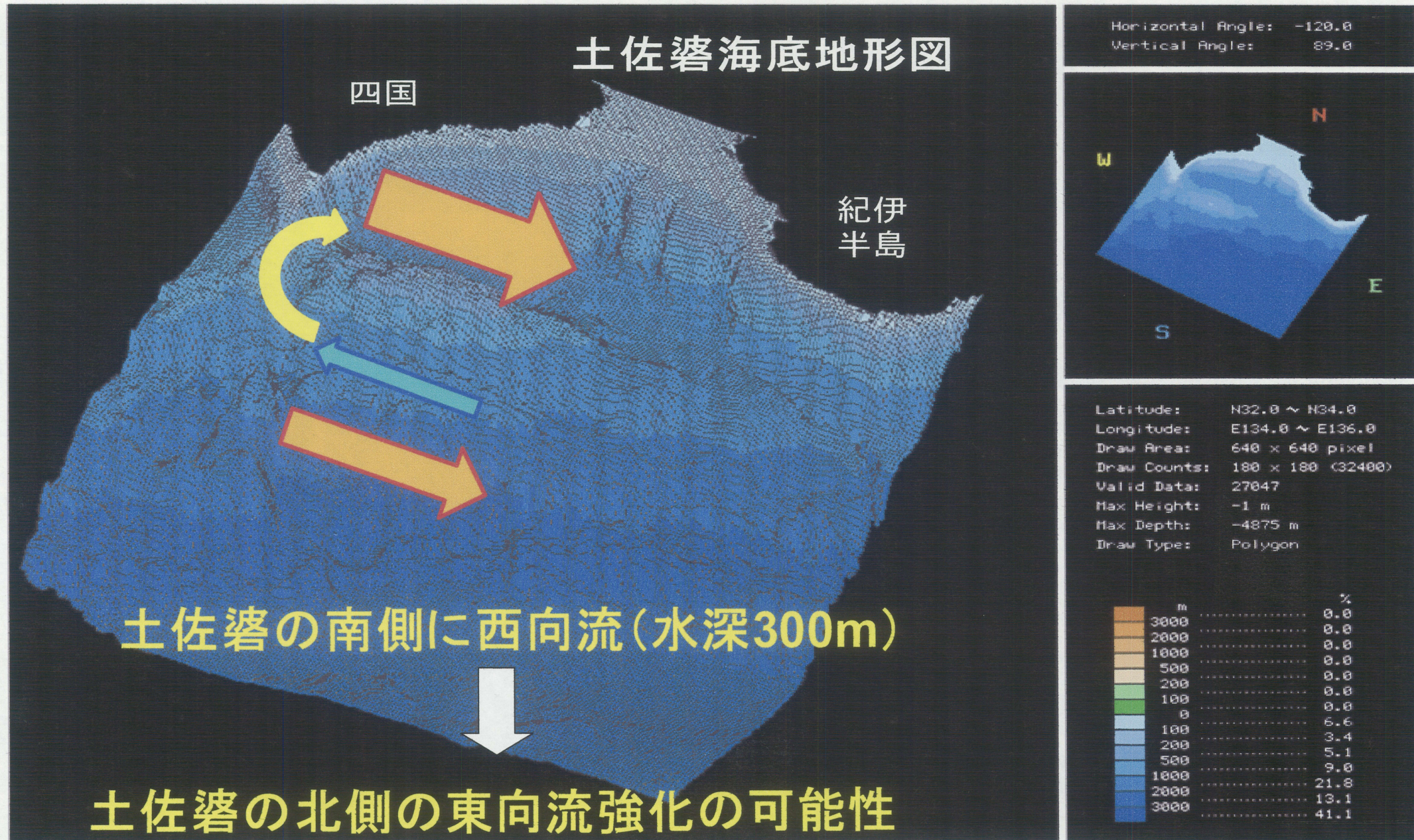


Fig.42 Consideration about Tosa-bae observation



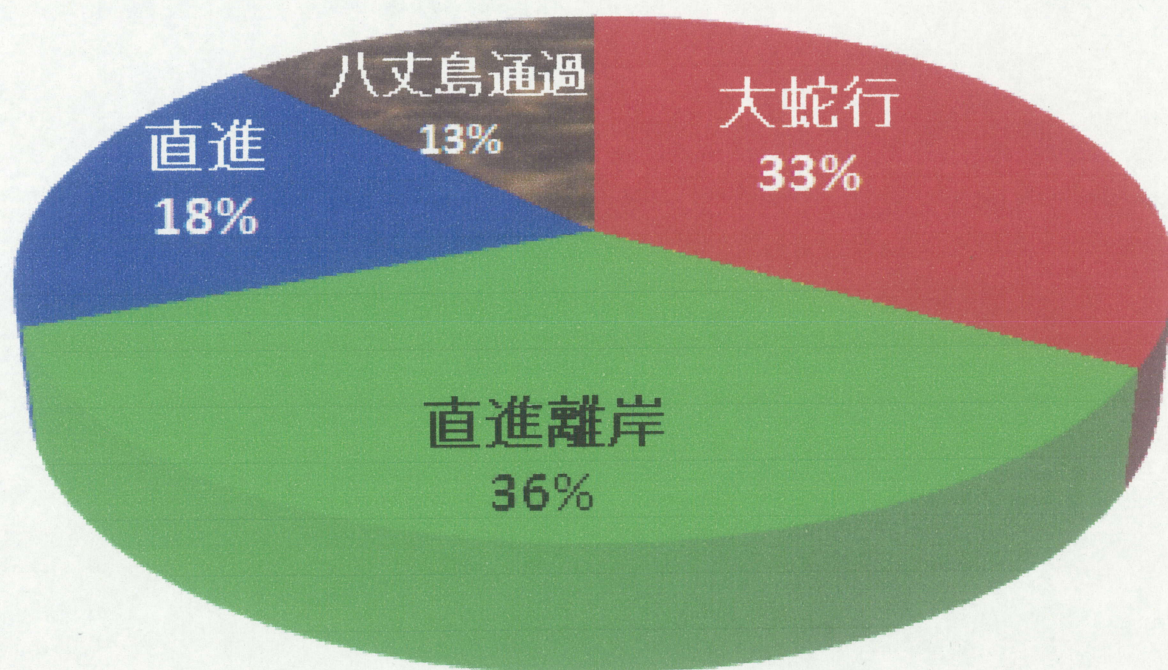


Fig.43 The ratio of each Kuroshio path patterns from 2007.2 to 2009.12



Fig.44 The change of Kuroshio path patterns from 2007.2 to 2009.12



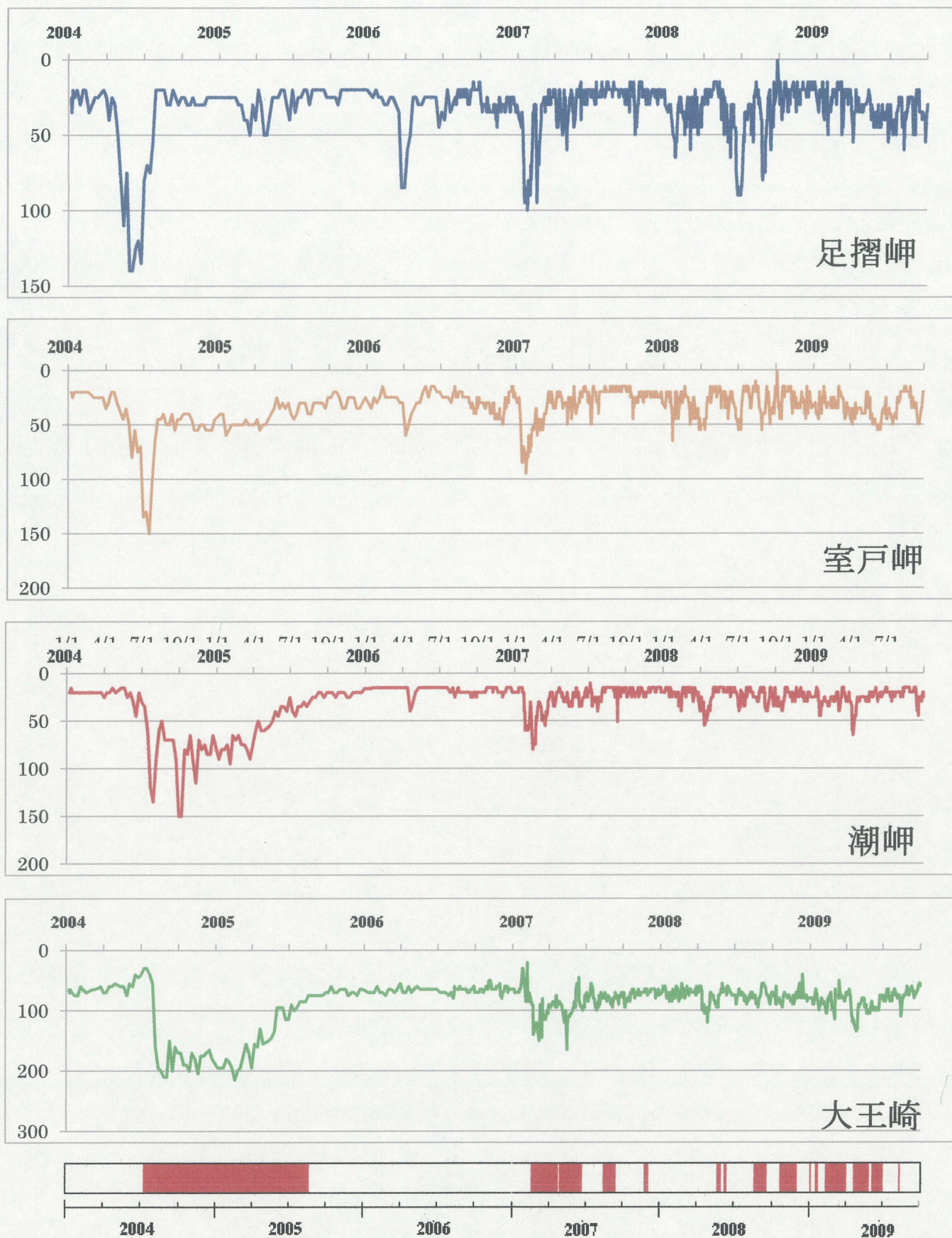


Fig.45 Distance of Main Kuroshio Path from Japanese Coast (2004.1~2009.9). From the top sequentially, Ashizuri-Misaki, Muroto-misaki, Shiono-Misaki and Daio-Saki. The red bands are Periods of large meander path.



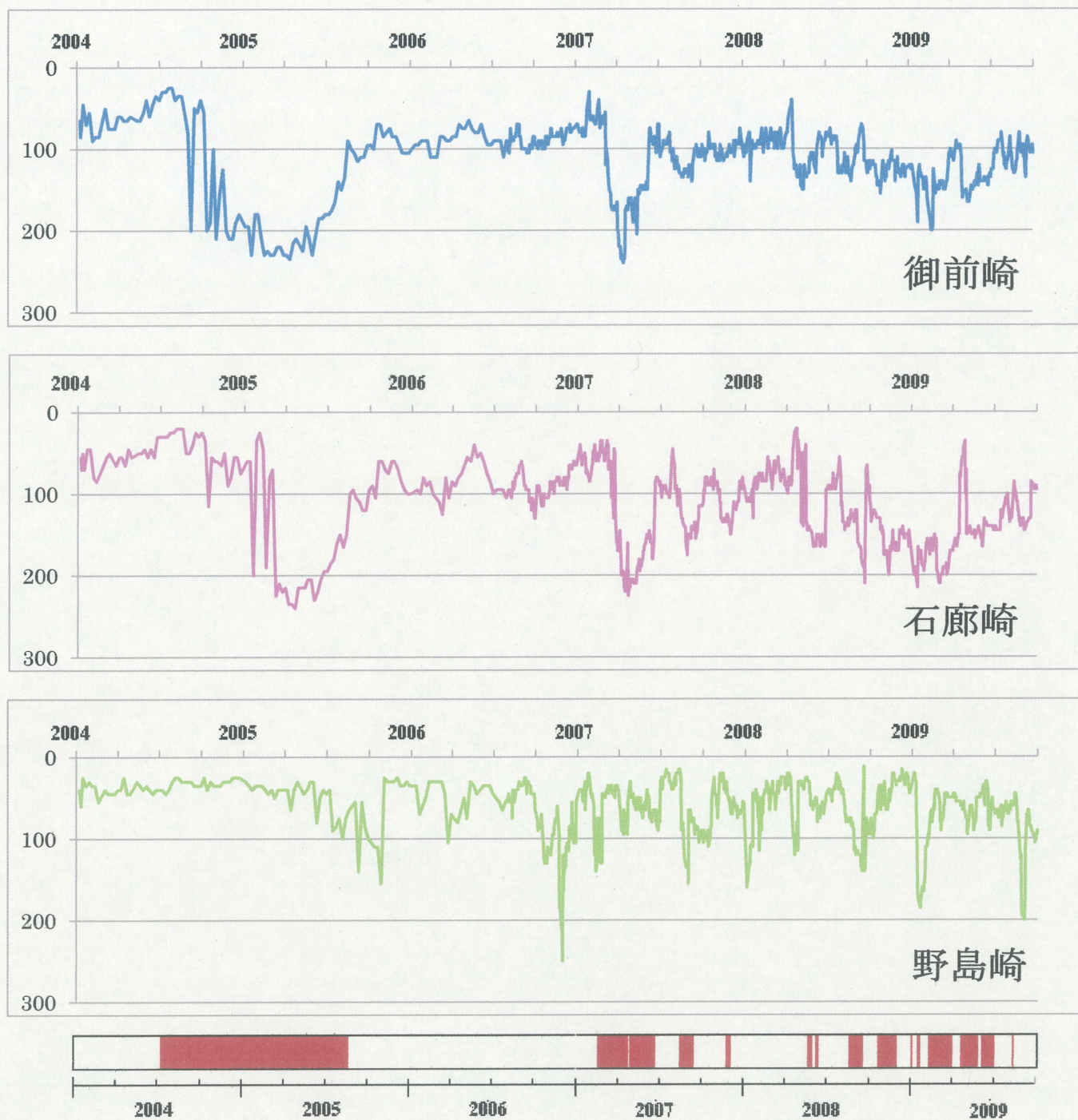


Fig.46 Distance of Main Kuroshio Path from Japanese Coast (2004.1~2009.9). From the top sequentially, Omae-Saki, Irou-Saki and Nojima-Saki. The red bands are periods of large meander path.



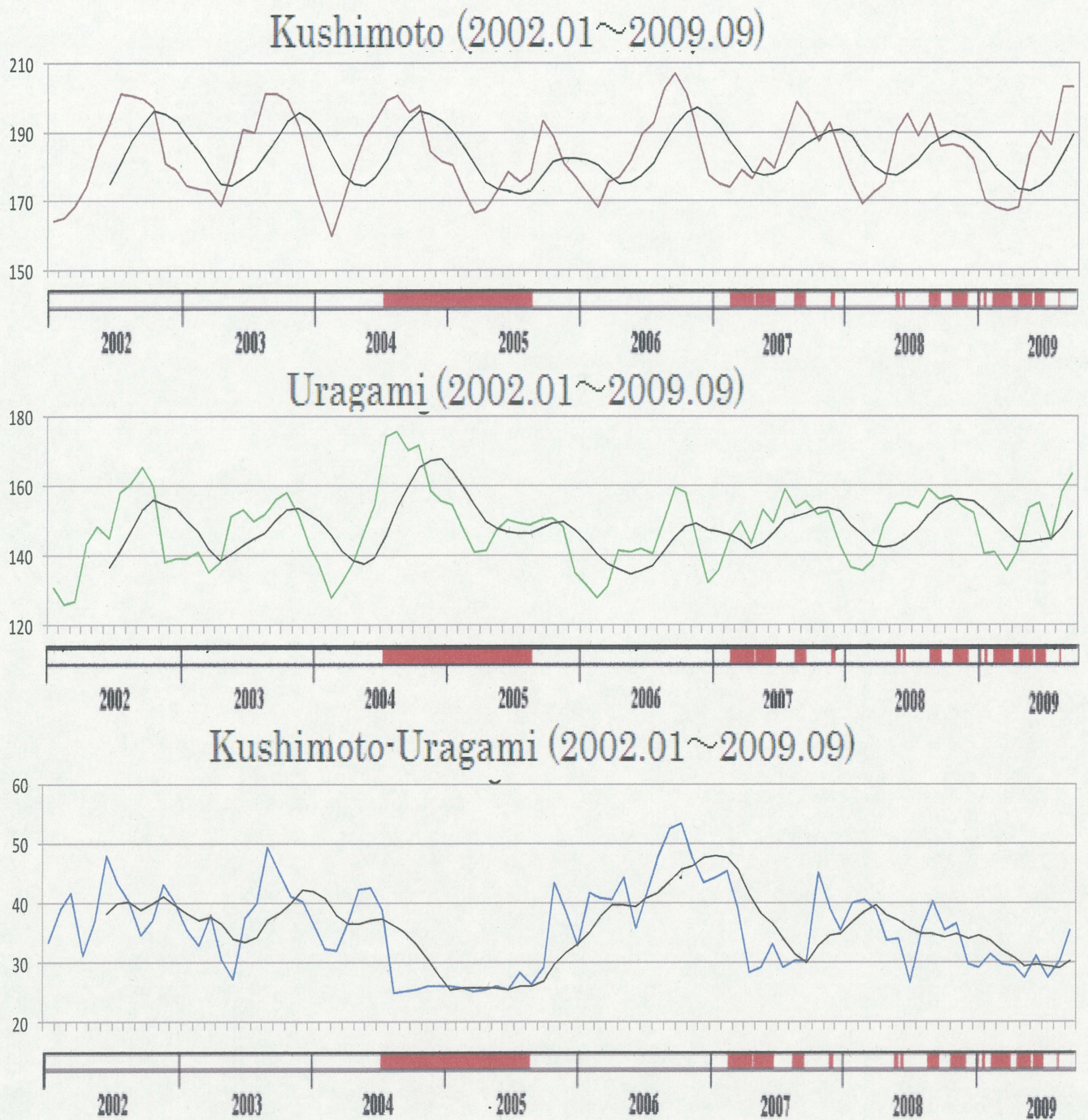


Fig.47 Sea level changes at Kushimoto (upper) and at Uragami (middle) and sea level difference between Kushimoto and Uragami (bottom), subtracting sea level at Uragami and Kushimoto. Black solid lines show the running mean of sea level over 6 months. Periods of large meander path are shown by the red bands at the bottom.



## 一謝辞一

本研究に取り組むに当たり、終始懇切丁寧なる御指導御助言を与えてくださった指導教官の関根義彦教授に深く感謝の意を表し、御礼申し上げます。また、副査として論文の審査・推敲を行っていただいた、環境解析学研究室の福山薫教授、地球環境気候学研究室の立花義裕教授に深く感謝の意を表し、御礼申し上げます。合同ゼミにて、様々なアドバイスを与えてくださった自然環境システム学講座の教員の皆様に深く感謝の意を表し、御礼申し上げます。また、観測にて多大なる協力をいただいた練習船勢水丸船長である内田誠氏をはじめ、同船乗組員の方々、観測補助をしてくださった多くの学生に深く感謝いたします。さらに本論文を書くにあたり、ソフトウェアのアドバイス、本論作成指導をしてくださった、地球環境気候学博士3年の吉川沙耶花氏、修士1年の小松謙介氏、名古屋大学環境学研究科修士1年の伊藤雅氏に深く感謝いたします。



## —引用・参考文献—

- 1) Yasuda, I.(1985) : Dynamics of the Kuroshio large meander barotropic model-.  
J.Oceanogr., 41,259-273
- 2) Chao(1984) : Bimodality of the Kuroshio. J.Phys.Oceanogr., 14, 92-103
- 3) Akitomo, K.(1991) : Kuroshio pass variation south of Japan:1.Barotropic  
inflow-outflow model. J.Geophys.Res., 96, 2549-2560
- 4) 関根義彦, 陳 苗陽 (2003): 離岸距離の解析による日本南岸の黒潮流路の変動特性.海の研  
究, 12, 277-289.
- 5) 阪本 俊雄 (1991): 和歌山県沿岸域の漁海況. 海と空, 66 (特別号), 347-366
- 6) 福田久, 郭新宇, 山形俊男(2002): 紀南分岐流(振り分け潮)の数値モデル研究, 海の研究,  
11(5), 513-527, 2002
- 7) Takeuchi, J. N. Honda, Y. Morikawa, Y. Maekawa, O.Momose, T. Koike, and  
Y.Nagata (1998) : Bifurcation Current along the Southeast Coast of the Kii  
Peninsula. J.Oceanogr., 54, 45-52
- 8) Uchida, H., J. Takeuchi, Y. Morikawa, O. Momose, T. Koike, and Y. Nagata  
(2000) : On structure and temporal variation of the bifurcation current of the Kii  
Peninsula. J. Oceanogr., 56, 17-30
- 9) 田中・中村・前川・内田・小池・中地・竹内・石田・永田 (2008) : 振り分け潮  
と紀伊水道内の冷水渦. 海の研究, 17 (3), 193-204, 2008
- 10) 花輪公雄(2005) : 地球温暖化で大気と海洋の相互作用はどうなるの?海と空,  
81(3~4 合併号),
- 11) Sekine, Y. and K. Fujita(1999) : Why does the Sea Level Difference between  
Kushimoto and Urugami Show periods of Large Meander and Non-Large Meander  
Paths of the Kuroshio South of Japan. J.Oceanogr., 55, 43-51
- 12) Fujita, K., Y. Morikawa and Y.Sekine(1997) : Sea level difference between  
Kushimoto and Urugami associated with the Variation in Main Kuroshio Path  
South of Japan. 海と空, 72(3), 103-108



## －引用・参考 HP－

－和歌山県水産試験場 HP : <http://www.pref.wakayama.lg.jp/prefg/071001/index.html>

－気象庁 HP : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

－海上保安庁 HP : <http://www.kaiho.mlit.go.jp/>

－神奈川県水産技術センターHP : <http://www.kaiho.mlit.go.jp/>

－日本海洋データセンターHP: [http://www.jodc.go.jp/index\\_j.html](http://www.jodc.go.jp/index_j.html)