

衛星リモートセンシングデータを用いた  
南極海季節海氷域におけるクロロフィルの分布に関する研究

荒井 頼子

博士（理学）

総合研究大学院大学

複合科学研究科

極域科学専攻

平成 17 年度

(2005)

## 目 次

第1章 緒 言	頁
1-1. 海氷生態系研究における南極海生態系モニタリングの重要性	1
1-2. 南極海生態系モニタリングにおける衛星リモートセンシングの有効性	3
1-3. 目的	6
第2章 方 法	
2-1. 期間、海域および使用データ	7
2-2. 衛星データの取得・処理	
2-2-1. 海色	7
2-2-2. 表面水温	9
2-2-3. 海氷密接度	10
2-2-4. 海氷密接度の違いによる海域の区分	10
2-2-5. 海域区分したクロロフィル濃度の算出	12
2-3. 解析方法	
2-3-1. クロロフィル濃度の分布	13
2-3-2. 表面水温の分布	13
2-3-3. 海氷密接度の分布	13
第3章 結 果	
3-1. 南極海季節海氷域におけるクロロフィルの時空間分布	14
3-2. テストエリアにおけるクロロフィルの濃度および物理環境	18
3-3. 氷縁域におけるクロロフィルの濃度および物理環境の時系列変動	22
第4章 考 察	
4-1. 南極海季節海氷域におけるクロロフィルの分布変動要因	26
4-2. テストエリアにおけるクロロフィルの時間変動の要因	27
4-3. 氷縁域におけるクロロフィルの変動要因	33
摘 要	37
謝 辞	38
引用文献	40
図 表	50

## 第1章 緒言

### 1-1. 海氷生態系研究における南極海生態系モニタリングの重要性

地球規模の気候変動による影響は南北両極域で顕著に現れると予測されている。地球温暖化による海氷の消失は太陽放射の反射率を低下し、さらに温暖化を加速する正のフィードバックを引き起こす。一方、海氷の大きさと挙動は、南極海の生物にも大きな影響を与える (Arrigo *et al.*, 2003c)。海氷の消失は、太陽放射を直接海水中へ入射し、植物プランクトンの光合成に影響する光環境を変化させる。また、海氷の融解は、南極表層水に影響を与える低塩分濃度の海水を生成し、植物プランクトンの基礎生産を促進する成層構造を発達させる (Smith and Nelson, 1985)。

南極の海氷域では、植物プランクトンによる基礎生産が生態系を支え、数億トン以上の生物量と推定されるナンキョクオキアミが鍵種となり、魚、ペンギン、鯨類等により海氷圏生態系が形成されている (El-Sayed, 1984)。そのため、南極海氷域の生態系は、低緯度海域などの他の海域に比べ比較的単純で、基礎生産と生物活動が密接に関係したユニークな特徴を持つと考えられている。

南大洋における基礎生産力の水平分布は不均一な分布をしており (Fukuchi, 1980)、植物プランクトンの基礎生産を決める様々な要因が考えられる (Boyed, 2002)。南極海の季節海氷域では比較的高い基礎生産が観測されている (Smith and Nelson, 1985)。人工衛星を使った観測によると、南極海における植物プランクトンブルームは、主に夏季に海氷が衰退する際、氷縁近くで頻繁に見られる (Comiso *et al.*, 1990; Comiso *et al.*, 1993)。これは、海氷の衰退により生じた海氷の融解水が低塩分濃度の海水を生成し、氷縁近くに鉛直的に安定

した表層水が形成され、植物プランクトンが表層付近において光合成に必要な光を十分に受けることができるため、このブルームは発生すると考えられている (Alexander and Niebauer, 1981; El-Sayed and Taguchi, 1981; Sullivan *et al.*, 1988; Mitchell *et al.*, 1991)。また、融解水は海上風により水平方向へ拡散され、豊富な植物プランクトンを外洋域にももたらす効果もあることが報告されている (Fiala *et al.*, 2002)。さらに、海岸域ではパック状の海氷が移動して潜熱ポリアが生じ、春季から夏季において豊富な基礎生産が保持される (Arrigo and van Dijken, 2003a)。

一方、外洋域においては、南極周極流 (Antarctic Circumpolar Current; ACC) の湧昇域 (Tynan, 1998) や、南極極前線 (Polar Front; PF) 付近 (Abbott *et al.*, 2000) において、高い基礎生産が観測されている。ACC は高温、高塩分および貧酸素の厚い層からなり、約水深 200~500 m 付近には植物プランクトンの光合成に必要な多量要素を豊富に含む深層湧昇流 (Upper Circumpolar Deep Water; UCDW) が位置する。UCDW では風による対流や南極表層水への栄養塩の高い濃度の供給が行われる (Siever and Nowlin, 1984)。

ACC は、東経 20 度から東経 30 度の間の Southwest Indian Ridge で、急激に極方向へ移動し、東経 20 度から東経 60 度において時計回りの亜南極流として特徴付けられている (Orsi *et al.*, 1995)。東経 40 度に位置するリュツォ・ホルム湾沖のインド洋区では季節海氷の大きな発達と衰退が観測される (Comiso and Zwally, 1989)。東経 20 度から東経 60 度の海域は他の南極海域と比較すると、低いバイオマスを示し (Fukuchi, 1980)、リュツォ・ホルム湾近くのアデリーペンギンのコロニーは東部南極域において最も小さい。しかしながら、インド洋区の高緯度域におけるマッコウクジラは多く、リュツォ・ホルム湾沖の東経 20 度から東経 60 度において、ACC の極方向への流

れに沿って生息数は増加する (Tynan, 1998)。また、この海域のポリニア発生域において、基礎生産とアデリーペンギンコロニーのサイズに高い関係が見られる (Arrigo and van Dijken, 2003a)。これより、リュツォ・ホルム湾では、低い植物プランクトン分布にもかかわらず、生態系の構造は生物バイオマス、海氷、ACC の間に存在する関係に高く依存していると考えられる。

従って、海氷の大きな変動や ACC の南極方向への移動が特徴的なリュツォ・ホルム湾沖の季節海氷域において、物理環境と植物プランクトン分布の関係をモニタリングすることは、南極海の海氷生態系について明らかにする上で、重要である。

#### 1-2. 南極海生態系モニタリングにおける衛星リモートセンシングの有効性

海氷と海流が基礎生産過程へ影響を与えるメカニズムを解明するためには、時空間的に広範囲をカバーした観測を必要とする。人工衛星からのリモートセンシング技術は、長期間、広範囲の連続した海表面の情報の取得に有効な手段である (Robinson, 1985; Martin, 2004; Robinson, 2004)。

衛星リモートセンシングによる海氷分布モニタリングは、30年以上の長い歴史を持ち、Nimbus-5 衛星に搭載された電子走査型マイクロ波放射計 (Electrically Scanning Microwave Radiometer; ESMR) による 1973~76 年の南極の海氷分布が報告されている (Zwally *et al.*, 1993)。現在では、NOAA 主導による Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) シリーズに搭載された Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) (Comiso, 1995) と米国航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration; NASA) 主導による EOS シリーズの EOS-Aqua 衛星に搭載された、日本国産の改良型高性能マイクロ波放

射計 (Advanced microwave Scanning Radiometer for EOS; AMSR-E) により海水分布観測は継続されている (Robinson, 2004)。マイクロ波センサは、地上分解能は光学センサに劣るものの、昼/夜、曇天/晴天の区別なく地表を観測し、雲が多い極域において、海水分布抽出に威力を発揮する (Katsaros and Liu, 1995)。

海面水温分布モニタリングは、Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) が 1978 年、TIROS-N に搭載され、以降 NOAA 気象衛星シリーズに搭載されて、継続した観測が行われている。AVHRR データは高分解能画像伝送信号 (High Resolution Picture Transmission; HRPT) により、簡単は設備で受信可能であることから、多くの地上受信局により受信・利用されている。

一方で、植物プランクトンモニタリングに関する実利用の歴史は浅い。1978~1986 年に Nimbus-7 に搭載された海色センサ Coastal Zone Color Scanner (CZCS) により観測されたデータをもとに (Hovis *et al.*, 1980)、海色リモートセンシングの基礎が作られた。CZCS の運用停止から 10 年をおいて、1997 年に地球観測プラットフォーム技術衛星 (Advanced Earth Observing Satellite) に搭載された海色水温走査計 (Ocean Color and Temperature Scanner; OCTS) が観測を開始した (Kawamura, 1998)。OCTS は約 8 ヶ月の運用期間で停止したが、直ぐに SeaStar (打ち上げ後、Orbview-2 に改称) に搭載された海洋広域観測走査計 (Sea-viewing Wide Field of View Sensor; SeaWiFS) が NASA により打ち上げられ、観測を継続した (McClain *et al.*, 2004)。現在は、SeaWiFS と 1999 年打ち上げの EOS シリーズに搭載された多目的センサ中間解像度画像分光計 (Moderate Resolution Imaging Spectrometer; MODIS) が海色リモートセンシングの中心的な役割を担っている (Robinson, 2004)。

SeaWiFS は衛星内に搭載されたメモリによって通常約 4 km の地上

分解能で観測を行うが、直接受信することにより約 1 km の地上分解能で観測することが可能である。昭和基地には 2000 年に SeaWiFS の HRPT 受信局が設置され、現在まで、リュツォ・ホルム湾周辺において、約 1 km 分解能のデータが取得されている。

これらの衛星観測で得られた複数年にわたる広域の海氷・水温および海色データを解析することで、現場観測では捉えられない海氷分布、海洋循環および海洋構造の季節／年変動の特徴を捉え、海洋の物理環境の変動と植物プランクトン分布変動との関連を明らかにする手段の 1 つとなる。

これまで、南極海における衛星データを用いた海氷、水温および植物プランクトン分布に関する研究は、高い生産力を持つウェッデル海、ロス海およびフロント域、ならびにメソスケールでの解析を目的とした南極全域で行われてきた。

Comiso *et al.* (1990) は、CZCS を用いて、氷縁に沿う数 100 km の広がりをもつ植物プランクトンブルームを観測し、海流と海氷の移動とプランクトンブルームの空間分布に重要な関係があることを示した。ロス海の棚氷から分離した大きな氷山の分離が春から夏において高い海氷密接度をもたらした結果、通常の間と比較して 90%以上の基礎生産力の縮小があり、植物プランクトンブルームが減少したことが SeaWiFS のデータにより示された (Arrigo and van Dijken, 2003b)。SeaWiFS はフロント域における植物プランクトンの挙動 (Moore and Abbott, 2002) および南極半島における植物プランクトンの時空間変動の調査 (Korb *et al.*, 2004) にも使用された。OCTS は海氷とアイスアルジーの強い関係を示し、海氷密接度と表面水温データとの複合利用により、クロロフィルを含む海氷の移動が、融解水域におけるクロロフィル濃度の分布変動をもたらすことをメソスケールで示した (Meguro *et al.*, 2000)。しかしながら、インド洋区

およびリュツォ・ホルム湾沖におけるクロロフィル濃度分布の衛星モニタリングの解析報告、長期的・広域的な植物プランクトン分布と物理環境の関係に関する研究は殆ど報告されていない。

### 1-3. 目的

本研究では、衛星リモートセンシングデータを用いて、南極海季節海氷域における植物プランクトンブルームのメカニズムを明らかにすることを目的とする。

## 第2章 方法

### 2-1. 期間、海域および使用データ

本研究では、1997年から2004年の12月から4月、東経10度から60度、南緯60度以南における海域において、海色、表面水温、海水密度の衛星観測データを使用した。研究海域を図1および図2に示した。図2に示す海底深度はSmith and Sandwell (1997)により算出した。

### 2-2. 衛星データの取得・処理

#### 2-2-1. 海色

##### (1) 衛星データの取得

海色データとして、SeaWiFSのLevel 1A (L1A) - Local-area-coverage (LAC) データ、Level 2 (L2) - Global-area-coverage (GAC) データおよび大気補正用データをDistributed Active Archive Center (DAAC)からインターネット経由で取得した。また、Level 3 (L3)の8日平均データ(クロロフィル)および1ヶ月データ(クロロフィルおよび光合成有効放射量)を同様に取得した。L1A-LACデータはNASAのLevel 1A High Resolution Picture Transmission (HRPT) ground stationである昭和基地においてリアルタイム受信された8バンド(中心波長412、443、490、510、550、670、765、865 nm)の輝度データで、地表分解能1 km×1 kmの解像度を持つ。L2-GACデータはNASAにおいて受信された後に、センサ校正、大気補正、クロロフィル濃度を含む12種類の物理量換算が行われたデータで、地表分解能4 km×4 kmの解像度を持つ。

大気補正用データは気象およびオゾンデータで、National Center for Environmental Prediction (NCEP)による海上風、気圧、相対湿度

を含むデータ、および Earth Probe – Total Ozone Mapping Spectrometer (EP-TOMS) データをそれぞれ取得した。なお、EP-TOMS データの欠測時には、TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS) データを取得した。

#### (2) クロロフィル濃度換算処理

L1A LAC データは、SeaWiFS Data Analysis System (SeaDAS) (Baith *et al.*, 2001) Version 4.0 を使用し、SeaDAS 標準大気補正アルゴリズム (Gordon and Wang, 1994)、OC4V4 bio-optical アルゴリズム (O'Reilly *et al.*, 1998; O'Reilly *et al.*, 2000) を用いて L2 クロロフィル濃度に換算し、緯度・経度およびクロロフィル濃度を含む L2 クロロフィル濃度プロダクトを作成した。

#### (3) クロロフィル濃度の等緯度経度グリッド平均処理

地上分解能 1 km×1 km、4 km×4 km の解像度で表現されるクロロフィル濃度分布を緯度経度に対応したクロロフィル濃度分布へ変換するために、Interactive Data Language (IDL)、Research Systems Inc. を用いて、等緯度経度に対応したグリッドへの平均演算処理を行った。L2 クロロフィル濃度プロダクトの各ピクセル中心の緯度、経度が各グリッド内に含まれる時のクロロフィル濃度を幾何平均した結果を等緯度経度グリッドの平均値とした。グリッドサイズは解析目的に応じて異なる値とした。

#### (4) クロロフィル濃度の時間平均処理

衛星観測パス毎に処理されたクロロフィル濃度の等緯度経度グリッド平均データについて、各年 1 月 1 日を起点として、1 日毎、8 日毎、1 ヶ月毎および 3 ヶ月毎の時間平均処理を行った。対応す

る期間のデータについて、等緯度経度グリッド平均処理されたデータのピクセル毎にクロロフィル濃度を幾何平均した結果を時間平均値とした。なお、本研究海域においては、1日あたり衛星は1から8回の観測を行っている。

#### (5) クロロフィル濃度の地図投影

グリッド・時間平均処理前の L2 クロロフィル濃度プロダクトおよび L3 データを SeaDAS により、ランベルト図法で地図投影した。投影範囲は解析目的に応じて異なる範囲とした。

### 2-2-2. 表面水温

#### (1) 衛星データの取得

表面水温データとして、NOAA による AVHRR の Best-SST (Vazquez *et al.*, 1998) データを NASA の Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography -DAAC Pathfinder database からインターネット経由で取得した。Best-SST データは 1997 年から 1999 年は Version4.1 アルゴリズム、2000 年から 2003 年は interim Version4.1 アルゴリズムによる、9 km 解像度を持つ Descending の Daily、8-Days および Monthly のデータを用いた。なお、取得したデータは全て、等緯度経度グリッド平均済みデータである。

#### (2) Best-SST データから表面水温への換算処理

Best-SST データのデジタルナンバー (DN) から表面水温の値への換算処理を IDL により行った。換算式は NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder Sea Surface Temperature Data Set User's Reference Manual Version 4.0 に従い、次式により行った。

$$\text{SST} = 0.15 \times \text{DN} - 3.0$$

### (3) 表面水温の時間平均処理

Monthly データを用いて、3ヶ月間の時間平均処理を行った。対応する期間のデータについて、表面水温への換算処理済みデータのピクセル毎に表面水温を算術平均した結果を時間平均値とした。

### (4) 表面水温データの地図投影

表面水温への換算処理済みデータを SeaDAS により、ランベルト図法で地図投影した。投影範囲は解析目的に応じて異なる範囲とした。

## 2-2-3. 海氷密接度

### (1) 衛星データの取得

海氷密接度データとして、the Defense Metrological Satellite Program (DMSP) による the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) の Sea ice concentration データ (Comiso, 1990) を National Snow and Ice Data Center (NSIDC) からインターネット経由で取得した。データは 25 km 解像度を持つ 1 日毎の Bootstrap アルゴリズム (Comiso, 1986; Comiso and Sullivan, 1986) で処理されたデータとした。なお、取得したデータは全て、ポーラステレオ法でグリッド平均されたデータである。

### (2) 海氷密接度データの地図投影

海氷密接度データを IDL により、ランベルト図法で地図投影した。投影範囲は解析目的に応じて異なる範囲とした。

## 2-2-4. 海氷密接度の違いによる海域の区分

### (1) 氷縁ラインの決定

各年の 1 月 1 日を起点とした 8 日毎 (1 月 1 日、1 月 9 日、以下 8

日毎の意味)の海水密接度データは、IDLを用いて、東経20度から60度、南緯64度から72度の範囲を、シリンダリカル図法とニアレストネイバー法による抽出処理により、緯度方向(ライン方向)に420ピクセル、経度方向(サンプル方向)に900ピクセルのグリッドへ地図投影した。地図投影したデータから50%コンタラインを描画し、50%コンタライン上のピクセルの値を1、それ以外を0とした50%コンタラインデータを作成した。同一サンプル方向上に値1のピクセルが2つ以上ある場合には、Environment for Visualizing Images (ENVI)、Research Systems Inc.を用いて、最も南に位置するピクセル以外は0に修正した。50%コンタラインデータは、IDLを用いて、値が1であるピクセルを中心とした半径60ピクセルを描画し、円周上のピクセルの値を2とした。但し、円周上のピクセル値が1の場合は1のままとした。同一サンプル方向上に値2のピクセルが2つ以上ある場合には、ENVIを用いて、最も北に位置するピクセル以外は0に修正し、値が2であるピクセルを氷縁ラインとした。

## (2) 氷縁域の決定

(1)で作成したデータについて、50%コンタラインと氷縁ラインの間を氷縁域とし、IDLを用いて、ピクセルの値を3とした。

## (3) 外洋域の決定

(2)で作成したデータについて、氷縁ラインよりも北の範囲を外洋域とし、IDLを用いてピクセルの値を4とした。

## (4) パックアイス域の決定

IDLの海岸線データを用いて、東経20度から60度、南緯64度から72度の範囲を、シリンダリカル図法により、(2)で作成したデー

タに地図投影した。海岸線上のピクセルの値を5とし、同一サンプル方向上に値5のピクセルが2つ以上ある場合には、ENVIを用いて、最も南に位置するピクセル以外は0に修正し、値が5であるピクセルを海岸線ラインとした。海岸線ラインと50%コンタラインの間をパックアイス域とし、IDLを用いて、ピクセルの値を6とした。

(1) から (4) において作成した、ライン方向 420 ピクセル、サンプル方向 900 ピクセル、各ピクセルに 0 から 6 の値を持つデータを海域区分データとした。

## 2-2-5. 海域区分したクロロフィル濃度の算出

### (1) 8日平均クロロフィル濃度

8日平均処理を行ったクロロフィル濃度データは、IDLを用いて、東経20度から60度、南緯64度から72度の範囲を、シリンドリカル図法とバイリニア法による算術平均、抽出処理により、緯度方向(ライン方向)に420ピクセル、経度方向(サンプル方向)に900ピクセルのグリッドへ地図投影した。各海域区分データと海域区分データの観測日を含むクロロフィル濃度データを1組のデータセットとした。海域区分データの値が2と4を示すピクセルと等しい位置にある全ピクセルのクロロフィル濃度を幾何平均した値を外洋域のクロロフィル濃度とした。同様に、海域区分データの値が1と3を示す場合を氷縁域のクロロフィル濃度、6を示す場合をパックアイス域のクロロフィル濃度とした。

### (2) 3ヶ月平均クロロフィル濃度

(1) で求めた外洋域、氷縁域およびパックアイス域における96日分のクロロフィル濃度を幾何平均したデータを海域区分した3ヶ月

月平均クロロフィル濃度とした。

## 2-3. 解析方法

### 2-3-1. クロロフィル濃度の分布

クロロフィル濃度を観測する衛星センサは光学センサであり、被雲域では欠測値となる。本研究海域は雲の分布頻度が高いため、1日平均のデータでは研究海域のクロロフィル濃度分布を観測することがほとんど出来ない。従って、クロロフィル濃度の空間分布を解析するために、8日平均および1ヶ月平均したデータを用いて、クロロフィル濃度の時空間分布変動を解析した。

### 2-3-2. 表面水温の分布

本研究で用いた表面水温分布データは赤外チャンネルにより観測されたデータであり、被雲域では欠測値となる。クロロフィル濃度の分布と同様に1日平均のデータでは表面水温の分布を観測することがほとんど出来ない。従って、表面水温の空間分布を解析するために、8日平均および1ヶ月平均したデータを用いて、表面水温の分布変動を解析した。

### 2-3-3. 海氷密接度の分布

海氷密接度は雲を通過するマイクロ波センサを用いて観測されたデータであり、衛星通過時には常に観測することが可能である。従って、1日平均および1ヶ月平均したデータを用いて、海氷密接度の分布を解析した。

### 第3章 結 果

#### 3-1. 南極海季節海氷域におけるクロロフィルの時空間分布

##### (1) クロロフィル濃度

1997年12月から2004年4月の観測期間中、各年12月から4月の南緯60度から南緯70度、東経10度から東経50度の海域における月平均クロロフィル濃度の分布を図3に示す。月平均クロロフィル濃度分布は、2002年を除き、1月と2月に高いクロロフィル濃度を示す傾向が多くみられたが、2001年12月から2002年4月には海域全体で常に低いクロロフィル濃度を示した。1998年から2004年の各年の、東西方向に5度、南北方向に10度毎の8つの区分における、1月の月平均クロロフィル濃度を図4に示す。南緯60度から南緯65度、東経10度から東経50度において、1998年および2002年の経度方向におけるクロロフィル濃度の変動は小さかった（1998年： $0.08\sim 0.22\text{ mg m}^{-3}$ 、2002年： $0.10\sim 0.18\text{ mg m}^{-3}$ ）。その他の年では、クロロフィル濃度は西側で高く、1999年、2000年、2001年、2003年および2004年において、それぞれ、 $0.12\sim 0.79\text{ mg m}^{-3}$ 、 $0.27\sim 0.97\text{ mg m}^{-3}$ 、 $0.08\sim 0.45\text{ mg m}^{-3}$ 、 $0.12\sim 0.50\text{ mg m}^{-3}$ 、 $0.10\sim 1.23\text{ mg m}^{-3}$ を示した。また、同一海域におけるクロロフィル濃度の経年変動差は、東経10度から20度、東経20度から30度、東経30度から40度および東経40度から50度において、それぞれ $1.05\text{ mg m}^{-3}$ （ $0.18\sim 1.23\text{ mg m}^{-3}$ ）、 $0.44\text{ mg m}^{-3}$ （ $0.09\sim 0.53\text{ mg m}^{-3}$ ）、 $0.26\text{ mg m}^{-3}$ （ $0.08\sim 0.34\text{ mg m}^{-3}$ ）および $0.18\text{ mg m}^{-3}$ （ $0.10\sim 0.28\text{ mg m}^{-3}$ ）を示した。

南緯65度から南緯70度、東経10度から東経50度の海域において、2003年の経度方向におけるクロロフィル濃度の変動は小さかった（ $0.16\sim 0.22\text{ mg m}^{-3}$ ）。1998年、1999年、2001年および2004年において、クロロフィル濃度は西側で高く、それぞれ $0.34\sim 0.78\text{ mg m}^{-3}$ 、

0.27~1.83 mg m<sup>-3</sup>、0.14~0.84 mg m<sup>-3</sup> および 0.24~0.98 mg m<sup>-3</sup> を示した。一方、2000 年および 2002 年におけるクロロフィル濃度は東側で高く、それぞれ 0.18~0.59 mg m<sup>-3</sup> および 0.14~1.64 mg m<sup>-3</sup> を示した。また、同一海域におけるクロロフィル濃度の経年変動差は、東経 10 度から 20 度、東経 20 度から 30 度、東経 30 度から 40 度および東経 40 度から 50 度の海域において、それぞれ 1.62 mg m<sup>-3</sup> (0.21~1.83 mg m<sup>-3</sup>)、0.71 mg m<sup>-3</sup> (0.17~0.98 mg m<sup>-3</sup>)、0.84 mg m<sup>-3</sup> (0.14~0.98 mg m<sup>-3</sup>) および 0.49 mg m<sup>-3</sup> (0.14~0.63 mg m<sup>-3</sup>) を示した。

## (2) 海氷密接度

1997 年 11 月から 2004 年 2 月の期間中、各年 11 月から 2 月の南緯 60 度から南緯 70 度、東経 10 度から東経 50 度の海域における月平均の海氷密接度を図 5 に示す。全ての観測年において、11 月にはほぼ全域が海氷で覆われており、12 月から 1 月において、急激に衰退が見られた。1997 年、1998 年、2000 年および 2003 年の 11 月には東経 10 度、南緯 65 度近傍において、2000 年および 2002 年の 11 月には東経 35 度、南緯 65 度近傍において、周囲より低い密接度が見られた。2 月から 3 月には海氷は少なく、4 月には海氷域が増加する傾向が見られた。

1997 年から 2004 年の各年の、東西方向に 5 度、南北方向に 10 度毎の 8 つの区分における、12 月および 1 月の月平均表面水温を図 6 に示す。南緯 60 度から南緯 65 度、東経 10 度から東経 50 度の海域における、12 月の経度方向の海氷密接度は、西側で高い傾向を示した。1997 年、2000 年、2002 年および 2003 年においては、東経 10 度から東経 20 度で高く、それぞれ、7~31%、3~24%、0~49%、および 10~34%を示した。一方、1998 年、1999 年および 2001 年においては、東経 20 度から東経 30 度で高く、それぞれ、21~43%、12

～29%および23～53%を示した。

南緯65度から南緯70度、東経10度から東経50度の海域における、12月の経度方向の海水密接度は、1997年は殆ど変動が見られなかった(47～52%)。1998年、1999年、2002年においては、東側で高く、51～85%を示し、最大値は東経30度から東経40度で見られた。2000年、2002年および2003年においては、西側で高く、それぞれ、7～31%、3～24%、0～49%、および10～34%を示し、2000年および2002年においては、東経30度から東経40度で最小値が認められた。

### (3) 表面水温

1997年12月から2004年2月の期間中、各年12月から2月の南緯60度から南緯70度、東経10度から東経50度の海域における月平均表面水温の分布を図7に示す。月平均表面水温分布は、2002年は1月、その他の年においては、2月に高い値を示す傾向がみられたが、1998年、1999年および2001年には海域全体で常に低い値を示した。1998年から2004年の各年の、東西方向に5度、南北方向に10度毎の8つの区分における、1月の月平均表面水温を図8に示す。南緯60度から南緯65度、東経10度から東経50度の海域において、2002年および2003年の経度方向における表面水温の変動は小さかった(2002年:2.16～2.81℃、2003年:3.15～3.79℃)。2001年および2004年における表面水温は西側で高く、それぞれ、4.22～5.60℃および0.22～2.42℃を示した。一方、1998年、1999年および2000年における表面水温は東側で高く、それぞれ3.16～5.23℃、2.11～3.12℃および1.43～2.69℃を示した。また、同一海域における表面水温の経年変動差は、東経10度から20度、東経20度から30度、東経30度から40度および東経40度から50度の海域において、そ

れぞれ 3.42℃ (1.43~4.85℃)、3.92℃ (1.68~5.60℃)、4.33℃ (0.90~5.23℃) および 4.34℃ (0.22~4.56℃) を示した。

南緯 65 度から南緯 70 度、東経 10 度から東経 50 度の海域において、2000 年、2002 年および 2004 年の経度方向における変動は小さく、それぞれ 0.61~1.26℃、1.95~2.54℃ および -0.47~0.23℃ を示した。2001 年においては、中央で高い値を示した (2.72~4.18℃)。1999 年および 2002 年において、表面水温は西側で高く、それぞれ 0.95~2.79℃ および 0.73~2.04℃ を示した。一方、2003 年における表面水温は東側で高く、1.87~3.63℃ を示した。また、同一海域における表面水温の経年変動差は、東経 10 度から 20 度、東経 20 度から 30 度、東経 30 度から 40 度および東経 40 度から 50 度の海域において、それぞれ 3.26℃ (-0.36~2.90℃)、4.30℃ (-0.47~3.83℃)、4.01℃ (0.17~4.18℃) および 3.40℃ (0.23~3.63℃) を示した。

#### (4) 各海域区分による表面水温とクロロフィル濃度の関係

1998 年から 2004 年の 1 月における各海域区分の表面水温とクロロフィルの関係を図 9 に示す。南緯 65 度から南緯 70 度の東経 10 度から東経 30 度の海域およびクロロフィル濃度の経年変動が見られない南緯 60 度から南緯 65 度の東経 40 度から東経 50 度の海域以外では、表面水温が低い時にクロロフィルの濃度が高くなる現象が見られた。

#### (5) 各海域区分による表面水温と海氷密接度の関係

1998 年から 2004 年の 1 月の表面水温と、12 月の海氷密接度の関係を海域区分毎に図 10 に示す。多く場合において、海氷密接度が高い時、表面水温が低くなる現象が見られた。

### 3-2. テストエリアにおけるクロロフィルの濃度および物理環境

#### (1) クロロフィルの分布

南緯 60 度から南緯 65 度、東経 10 度から東経 20 度および南緯 65 度から南緯 70 度、東経 30 度から東経 40 度の 2 つの海域をテストエリアとし、それぞれ、低緯度海域および高緯度海域とした。低緯度海域および高緯度海域における、1997 年 12 月から 2004 年 2 月の期間中、各年 12 月から 2 月の 8 日平均クロロフィル濃度の時系列を図 11 および図 12 にそれぞれ示す。

低緯度海域の 8 日平均クロロフィル濃度の時系列では、1 月にクロロフィル濃度が増加して  $0.8 \text{ mg m}^{-3}$  以上の濃度を示し、その後減少する傾向が、1998 年から 1999 年、1999 年から 2000 年および 2003 年から 2004 年において見られた。また、2000 年から 2001 年および 2002 年から 2003 年においては、それぞれ 1 月と 2 月に 8 日平均クロロフィル濃度の増加が見られたが、増加量は少なく、 $0.5 \text{ mg m}^{-3}$  以下の濃度を示した。一方、1997 年から 1998 年および 2001 年から 2002 年においては、常に  $0.3 \text{ mg m}^{-3}$  以下の値を示し、変動は見られなかった。

高緯度海域の 8 日月平均クロロフィル濃度の時系列では、クロロフィル濃度の増加が、1999 年から 2000 年、2000 年から 2001 年および 2003 年から 2004 年において、それぞれ 2 月、12 月および 1 月に見られ、 $0.6 \text{ mg m}^{-3}$  以上の値を示した。また、1997 年から 1998 年および 1998 年から 1999 年においては、それぞれ 1 月と 2 月に 8 日平均クロロフィル濃度の増加が見られ、それぞれ、 $0.5 \text{ mg m}^{-3}$  および  $0.35 \text{ mg m}^{-3}$  の月平均クロロフィル濃度の値を示し、2002 年から 2003 年においては、11 月に最も高い月平均クロロフィル濃度を ( $0.37 \text{ mg m}^{-3}$ ) 示した。一方、2001 年から 2002 年においては、常に  $0.25 \text{ mg m}^{-3}$

以下の値を示し、変動は見られなかった。

## (2) 海氷

低緯度海域および高緯度海域における、1997年12月から2004年1月の期間中、各年12月から1月の海氷密接度の時系列を図13および図14にそれぞれ示す。

低緯度海域の12月の日平均海氷密接度は、2001年に最も衰退が遅く、1998年、2003年および1999年の月平均海氷密接度はそれぞれ33%、20%および26%を示した。また、衰退が早い1997年、2000年および2002年の月平均海氷密接度はそれぞれ9.6%、6.9%および8.3%を示した。

高緯度海域の1月の月平均海氷密接度は、2002年に最も高く(43%)、最も低い年の1998年には12%を示した。また、2月および3月の月平均海氷密接度はそれぞれ6%から25%および5%から29%で、1998年に最小値、2000年に最大値を示した。

## (3) 表面水温

低緯度海域および高緯度海域における、1997年12月から2004年2月の期間中、各年12月から2月の8日平均海面水温の時系列を図15および図16にそれぞれ示す。

低緯度海域では、常に12月から2月にかけて水温が上昇した。12月から12月において、1998年、1999年、2000年、2002年および2002年では、1℃以上の海面水温の上昇が見られ、12月の月平均の海面水温は、それぞれ、 $-0.1^{\circ}\text{C}$ 、 $0.1^{\circ}\text{C}$ 、 $0.9^{\circ}\text{C}$ 、 $0.9^{\circ}\text{C}$ および $1.37^{\circ}\text{C}$ を示した。一方、1997年および2001年の11月から12月の月平均海面水温およびその変動は少なく、それぞれ、 $-0.4^{\circ}\text{C}$  (11月)と $0.0^{\circ}\text{C}$  (12月) および $-0.3^{\circ}\text{C}$  (11月) および $-0.3^{\circ}\text{C}$  (12月)を示した。

また、1月には、1998年(3.2℃)、2001年(4.9℃)および2003年(3.5℃)、に3℃以上を、2月には、全ての年で3℃以上の水温を示した。

高緯度海域では、2001年の11月(0.0℃)から12月(-0.8℃)に水温の下降が見られた以外は、11月から2月にかけて水温が上昇した。12月の海面水温は1997年(1.5℃)、2000年(1.6℃)および2002年(1.6℃)に高い値を示した。1月には1998年、2001年および2003年に2℃以上を示し、2004年が最も低い値(0.2℃)を示した。また、2月には2000年に1.3℃を示した以外は、全て2℃以上を示した。

#### (4) 海上風速

1998年から2004年の各年1月と2月の南緯60度から南緯70度、東経10度から東経50度における月平均海上風速の分布を図17に示す。

低緯度海域において、2000年は1月で $7.6 \text{ m s}^{-1}$ 、2月に $6.4 \text{ m s}^{-1}$ と風速が減少していた。1月から2月の海上風速の変動は、1999年と2004年には、変動が小さく、それぞれ1月と2月で、 $7.3 \text{ m s}^{-1}$ と $7.8 \text{ m s}^{-1}$ 、 $7.5 \text{ m s}^{-1}$ と $7.7 \text{ m s}^{-1}$ の値を示した。また、2001年と2003年には、風速および風速の変動量は共に少ない値を示した(2001年1月： $5.9 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $6.7 \text{ m s}^{-1}$ 、2003年1月： $6.0 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $6.5 \text{ m s}^{-1}$ )一方、1998年と2002年にはその変動量が多く、2月には $8 \text{ m s}^{-1}$ 以上の値を示した。(1998年1月： $6.2 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $8.3 \text{ m s}^{-1}$ 、2002年1月： $6.9 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $8.8 \text{ m s}^{-1}$ )

高緯度海域では、2000年の1月( $5.8 \text{ m s}^{-1}$ )から2月( $8.5 \text{ m s}^{-1}$ )、2003年12月から2004年2月(12月： $6.1 \text{ m s}^{-1}$ 、1月： $8.1 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $9.3 \text{ m s}^{-1}$ )および1999年の1月( $7.2 \text{ m s}^{-1}$ )から2月( $8.8 \text{ m s}^{-1}$ )

において風速の上昇が見られた。2000年12月から2001年2月および1997年12月から1998年2月においては、1月に最小値を示した。

(2000年12月： $8.2 \text{ m s}^{-1}$ 、2001年1月： $6.7 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $8.0 \text{ m s}^{-1}$ 、および1997年12月： $8.1 \text{ m s}^{-1}$ 、1998年1月： $7.5 \text{ m s}^{-1}$ 、2月： $8.3 \text{ m s}^{-1}$ ) 一方、2002年12月から2003年2月においては、 $7.0 \text{ m s}^{-1}$ から $7.2 \text{ m s}^{-1}$ の間の値を示し、最も変動が少なかった。

#### (5) 表面水温とクロロフィル濃度の関係

海氷の衰退が遅い年を除く、1月の低緯度海域および高緯度海域における表面水温とクロロフィル濃度の関係をそれぞれ図18と図19に示す。低緯度海域では、表面水温とクロロフィル濃度の関係が明確ではなかったが、表面水温が高い年にはクロロフィル濃度が低い傾向が見られた。一方、高緯度海域において、表面水温とクロロフィル濃度間には負の関係が見られた。

#### (6) 海上風速と表面水温の関係

海氷の衰退が遅い年を除く、1月の低緯度海域および1月ならびに2月の高緯度海域における海上風速と表面水温の関係をそれぞれ図20と図21に示す。1月の低緯度海域および高緯度海域において、海上風速と表面水温の間には負の関係が見られた。一方、2月の高緯度海域では、海上風速と表面水温の関係が明確ではなかった。

#### (7) 光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係

1月の低緯度海域および1月ならびに2月の高緯度海域における光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係をそれぞれ図22と図23に示す。1月の低緯度海域および1月と2月の高緯度海域において、光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係は明確ではなかつ

た。

#### (8) 海上風速と光合成有効放射量の関係

1月の低緯度海域および1月ならびに2月の高緯度海域における光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係をそれぞれ図24と図25に示す。1月の低緯度海域および1月と2月の高緯度海域において、光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係は明確ではなかった。

#### (9) 高緯度海域における海水密接度とクロロフィル濃度の変動

高緯度海域において、 $1\text{mg m}^{-3}$ のクロロフィル濃度を示した1999年-2000年、2000年-2001年および2003年-2004年について、海水密接度とクロロフィル濃度の変動を図26に示す。クロロフィル濃度は、1999年-2000年、2000年-2001年および2003年および2004年において、海水密接度が40%以下を示す時期から4週間、1週間および2週間後に、それぞれ最大値を示した。

### 3-3. 氷縁域におけるクロロフィルの濃度および物理環境の時系列変動

#### (1) 海氷分布

南緯64度から南緯70度、東経20度から東経60度における1997年12月から2002年2月の期間中、6日(12月1日、12月20日、12月30日、1月10日、1月20日および2月20日)の海氷分布を図27に示す。海氷は12月から1月において、急激に衰退した後、2月末まで、ゆっくりと衰退した。この挙動は毎年同様に観測された。1998年、2001年および2002年の氷の衰退量は1999年および2000年より大きかった。ポリニア域が2000年12月の東経35度、南緯

66度近傍および、1997年と2001年の12月の東経20度、南緯66.5度近傍海域に出現した。

## (2) 表面水温

南緯64度から南緯70度、東経20度から東経60度における1998年1月から2002年3月の期間中、各1月から3月の月平均海面水温の分布を図28に示す。月平均の海面水温分布は、毎年2月に最も高い値を示した。海面水温の分布には2つのパターンが見られた。1つ目のパターンでは、対象海域の北西（南緯62度から64度、東経20度から東経30度）を除いた範囲で1℃以下の分布を示し、これらは1999年と2000年において、観測された。また、沿岸域では200～400 kmの幅を持つ0℃以下の冷水域が観測された。2つ目のパターンでは、対象海域の北部で1.5℃以上の水温分布を示し、これらは、1998年、2001年および2002年に観測された。0℃以下の100～200 kmの幅を持つ冷水域が沿岸域において観測された。

## (3) クロロフィル濃度

南緯64度から南緯70度、東経20度から東経60度における1998年1月から2002年3月の期間中、各1月から3月の月平均のクロロフィル濃度分布を図29に示す。5.0 mg m<sup>-3</sup>を超えるクロロフィル濃度が氷縁付近で観測された。しかしながら、これらの高濃度クロロフィル域は、出現する海域が年により異なっていた。1999年には東経20度から東経25度、2000年には東経30度から東経35度、2001年には東経25度から東経30度において観測された。0.5 mg m<sup>-3</sup>より高いクロロフィル濃度の分布海域は2つのパターンが見られた。1つ目のパターンは1998年、2001年および2002年に観測され、海岸域に狭い幅を持つ、高クロロフィル濃度域が存在した。一方で、1999

年と 2000 年に観測されたパターンは、1 つ目のパターンと比べて、広い範囲で高濃度域が観測された。

1998 年 1 月から 2002 年 3 月の期間中、各 1 月から 3 月の各区分におけるクロロフィル年平均濃度を図 30 に示す。1998 年から 2002 年において、対象海域全体クロロフィル濃度は  $0.15 \sim 0.25 \text{ mg m}^{-3}$  の値を示した。氷縁域、パックアイス域および外洋域におけるクロロフィル平均濃度は、それぞれ  $0.27 \sim 0.40 \text{ mg m}^{-3}$ 、 $0.22 \sim 0.34 \text{ mg m}^{-3}$  および  $0.11 \sim 0.19 \text{ mg m}^{-3}$  を示した。

1998 年 1 月から 2002 年 3 月の期間中、各 1 月から 3 月の各区分における 8 日平均クロロフィル濃度の時系変動を図 31 に示す。8 日平均クロロフィル濃度は、氷縁域、パックアイス域および外洋域で、それぞれ  $0.16 \sim 0.57 \text{ mg m}^{-3}$ 、 $0.11 \sim 0.46 \text{ mg m}^{-3}$  および  $0.06 \sim 0.42 \text{ mg m}^{-3}$  を示した。

クロロフィル濃度の変動の最も大きい変動は、1998 年の氷縁域で見られ、最大値は 1 月に  $0.57 \text{ mg m}^{-3}$ 、最小値は 3 月に  $0.20 \text{ mg m}^{-3}$  を示した。氷縁域では、高濃度のクロロフィルが観測され、またその変動も最も大きかった。氷縁域におけるクロロフィル濃度変動は 1999 年、2001 年および 2002 年で小さかった。

パックアイス域における高いクロロフィル濃度は、1999 年の 1 月から 2 月、2000 年の 2 月から 3 月において観測された。1998 年に観測されたパックアイス域のクロロフィル濃度は 1 月に高く、その後 3 月まで減少した。一方、2001 年と 2002 年においては、夏季期間中、常に安定した低い濃度を示した。

外洋域のクロロフィル濃度は 1 月から 3 月において、変動は小さく、1998 年、2001 年および 2002 年においては、他の海域よりも常に低い濃度を示した。一方で、1999 年と 2000 年には、外洋域のクロロフィル濃度に時系列変動が見られ、それぞれ、 $0.11 \sim 0.33 \text{ mg m}^{-3}$

および  $0.10\sim 0.42 \text{ mg m}^{-3}$  の変動幅を示した。また、1999 年と 2000 年の外洋域のクロロフィル濃度は、1 月から 2 月において、氷縁域およびパックアイス域におけるクロロフィル濃度よりも高い濃度を示した。

#### (4) クロロフィル濃度と表面水温の時間変動

南緯 64 度から南緯 70 度、東経 20 度から東経 60 度における 1998 年 1 月から 2002 年 3 月の期間中、各 1 月から 3 月の 8 日平均クロロフィル濃度と表面水温の時間変動を図 32 に示す。1999 年および 2000 年において、クロロフィル濃度が他の年より低く、表面水温が高い傾向が見られた。また、1998 年、2001 年および 2002 年において、表面水温は 1 月に高く、その後減少するのに対し、クロロフィル濃度は表面水温が低くなった時に高くなる傾向を示した。

#### (5) クロロフィル濃度

南緯 64 度から南緯 70 度、東経 20 度から東経 60 度における 1998 年 1 月から 2002 年 3 月の期間中、各 1 月から 3 月の 3 ヶ月平均クロロフィル濃度と表面水温の経年変動を図 33 に示す。 $1\text{mg m}^{-3}$  を越えるクロロフィル濃度は  $0^{\circ}\text{C}$  以上の表面水温を示す海域では見られなかった。

## 第4章 考察

### 4-1. 南極海季節海氷域におけるクロロフィルの分布変動要因

Comiso *et al.* (1993) は、夏季における数ヶ月を除き、海氷に覆われる東部南極海沿岸においては、海氷が全て後退した後に、大陸に沿ってブルームが生じ、重要なパラメータとして水深と関係することを報告している。また、Tynan (1998) は ACC の Southern boundary が東経 30 度付近において、西から東に南緯 50 度から南緯 65 度に急激に南下し、この ACC の南下とともに鯨やオキアミの分布が見られ、東経 40 度から東経 150 度において、高い植物プランクトン色素濃度が大陸に沿った狭い帯状に確認されることを報告している。本研究においては、2000 年に 1 月に東経 10 度、南緯 60 度から東経 40 度、南緯 70 度に斜めの帯状に、2000 年 2 月および 3 月に東経 30 度から東経 40 度の水深の浅い沿岸において、クロロフィル濃度の増加が見られた。一方で、東経 10 度から東経 35 度、南緯 57 度から南緯 65 度の海域において、季節海氷の融解域が広がり、表面水温が  $-2^{\circ}\text{C}$  から  $3.5^{\circ}\text{C}$ 、平均植物プランクトン濃度が  $0.47\text{ mg m}^{-3}$  を示し、これは高いクロロフィル濃度が大陸から離れた外洋域に見られる報告がある (Sullivan, 1988; Sullivan *et al.*, 1993)。本研究海域では、南緯 65 度から南緯 60 度の東経 10 度から東経 40 度の海域において、クロロフィル濃度および表面水温は  $0.08\text{ mg m}^{-3}\sim 1.23\text{ mg m}^{-3}$  および  $0.90^{\circ}\text{C}\sim 5.60^{\circ}\text{C}$  を示した。また、11 月から 12 月において、南緯 65 度に沿った、東経 10 度および東経 30 度に周囲と比較して低い海氷密接度が見られた。この場所は、Wakatsuchi *et al.* (1988) と Wakatsuchi *et al.* (1994) が報告したウェッデルポリニアとコスモナントポリニアの潜熱ポリニア域とほぼ一致する。海岸域ではパック状の海氷が移動して潜熱ポリニアが生じ、春季から夏季において豊富な基礎生産が

保持され (Arrigo and van Dijken, 2003a)、これら海氷の影響は東西方向に一定ではなく、東南極においては生物活性が西側で高いと報告されている (Nicol *et al.*, 2000)。本研究において、季節海氷域におけるクロロフィル濃度は西側で高い傾向を示した。これらのことから、本研究海域全体の 1 月におけるクロロフィル濃度の増加は、殆どが季節海氷の融解の影響を強く受けていることが考えられる。季節海氷域における植物プランクトンブルームは、季節海氷の衰退により生じた海氷の融解水が低塩分濃度の海水を生成し、氷縁近くに鉛直的に安定した表層水が形成され、植物プランクトンが表層付近において光合成に必要な光を十分に受けることができるため、発生すると考えられている (Alexander and Niebauer, 1981; El-Sayed and Taguchi, 1981; Sullivan *et al.*, 1988; Mitchell *et al.*, 1991)。12 月の海氷密接度が高い時、1 月の海面水温が低い値を示す傾向が見られたことから、1 月の海面水温は海氷密接度の影響を受けていると考えられ、結氷温度に近い海面水温は融解水の影響をより強く受けていると推定できる。しかしながら、結氷温度付近においてもクロロフィル濃度が低い場合も多く見られた。以上より、本研究海域における主なクロロフィルブルームは、季節海氷の衰退による融解水による鉛直的に安定した表層水の形成に伴い発生するが、ACC および海底地形の影響を受ける場合もあり、さらに別な要因により、クロロフィルブルームが制限される可能性があるとし唆された。

#### 4-2. テストエリアにおけるクロロフィルの時間変動の要因

過去に報告された南極海の季節海氷域における植物プランクトンブルームの発生プロセスとして、Smith (1987) および Smith and Nelson (1986) が仮定した、アイスエッジブルームの発生過程を次に示す。

1. 植物プランクトンは季節海氷消長後の太陽光の入射および高栄養塩環境下において、季節海氷の融解水が与えた鉛直方向に安定な水塊で生長し、蓄積される。
2. 低密度の融解水は、海氷が存在しない海域において、風による鉛直方向および側面への流れにより退行し、密度ひやく植物プランクトンブルームも消長する。
3. 氷縁の後退時に、新しい融解水が生成され、その結果、成層化した海域と植物プランクトンブルームは氷縁と共に移動し、そして、海氷混合域内において、メソスケールに広がる。

Sullivan *et al.* (1988) は、この仮定を基にしたアイスエッジブルームの発生モデルを図式化し、海氷の後退は、植物プランクトンの生長と蓄積に必要な期間、融解水を生成し、鉛直的に安定な水塊をもたらすことを報告した。しかしながら、夏季の氷縁付近において、必ずしも植物プランクトンブルームが発生しているわけではない。

本研究海域は、他の南極海と比較して季節海氷域が広く、海氷の衰退域が広い海域では、融解水の影響を受けやすく、植物プランクトンブルームが発生しやすいと考えられるが、一方で、本研究海域は他の南極海よりも低い生産力を持つことが知られている (Fukuchi, 1980)。

低緯度海域の 12 月から 1 月、および高緯度海域の 12 月から 2 月に見られたクロロフィル濃度の増加は、氷の衰退による融解水の生成と季節変化に伴う太陽高度の増加が、水塊の成層化と植物プランクトンの光合成に必要な太陽放射量の増加を与え、夏季の植物プランクトンブルームが生じた結果であると考えられる。このことは、海氷域におけるアイスエッジブルームの発生スキームと一致する。

しかしながら、本研究では、海氷が後退しているのにも関わらず、クロロフィルの増加が見られない年が多く見られた。そこで、1mg

$\text{m}^{-3}$  以上のクロロフィル濃度を示した年とそれ以外の年における現象について考察する。

低緯度海域において、クロロフィル濃度が  $1\text{mg m}^{-3}$  以上を示す年（図 13：赤色）では、海氷密接度が低くなる時期が早いと考えられる。一つの目安として海氷密接度が 40%になる時期を見ると、クロロフィル濃度が  $1\text{mg m}^{-3}$  以上を示す年は、12月中旬までに40%以下になっており、12月の下旬には、海氷が全て融解しているのに対し、クロロフィル濃度の変動が殆どない、もしくはその変動量が小さい年（図 13：黒色）には、12月中旬を過ぎても海氷密接度は低くならず、海氷の融解が遅いと考えられる。これより、低緯度海域においてクロロフィル濃度の増加が起こるためには、12月前半までに海氷密接度が低くなる必要があり、12月後半まで海氷密接度が高いとクロロフィル濃度は増加しないと推測される。また、高緯度海域においてクロロフィル濃度の増加が起こるためには、1月上旬までに海氷密接度が低くなる必要がある（図 14：赤色と黒色は低緯度海域と同様）。つまり、海氷の消失は、海中への光合成有効放射量を増大させ、植物プランクトンの成長を促進するが、海氷の消失が遅れると、日照時間が減少するため植物プランクトン現存量の増加が抑えられると考えられる。ここで、低緯度海域と高緯度海域において、クロロフィル濃度の増加に影響する海氷の融解のタイミングが異なるのは、緯度による日照時間の違いによるものと考えられる。理論的に計算される緯度別の日照時間は、南緯 60 度と 70 度では、12月から1月において日照時間に違いがあり、70 度付近では 1 月後半から 2 月前半では、60 度付近の 12 月後半の日照時間が見込まれる。

しかしながら、海氷密接度が低くなる時期が十分な年においても、クロロフィル濃度の増加が見られる年とクロロフィル濃度の増加が見られない年がある（図 11・図 12）。クロロフィル濃度が高くなる 1

月において、光合成有光放射量とクロロフィル濃度に相関は見られなかった（図 23・図 25）。Rasmus *et al.* (2004) は南極海における植物プランクトンブルームの光制限要因として、光合成有光放射量は関係しない可能性を示唆している。また、植物プランクトンブルームの制限要因として、UV-B による成長阻害（Hernando and Ferreyra, 2005、Garde and Cailliau, 2000、Shinha and Hader, 2002、Skerratt *et al.*, 1998）が多く報告されているが、気象庁変動監視レポートによると、UV-B と負の相関にあるオゾン全量は 2001 年から 2004 年における 1 月の昭和基地で 300matm-cm 前後を示し、経年変動は報告されていない。

一方、クロロフィル濃度が高い年には、クロロフィル濃度の高くなる時期に、クロロフィル濃度が低い年よりも表面水温が低い値を示す（図 15・図 16・図 18・図 19）傾向が見られた。Uno (1983) は夏期南極海（東経 30 度から 85 度、南緯 60 度以南）において、クロロフィル濃度と水温の鉛直分布構造について、12 月には密度躍層と一致する水深 50m 以浅でクロロフィル濃度の最大値を示すが、1 月には密度躍層とは関係しない水深 75m 以深でクロロフィル濃度の最大値を示し、12 月と 1 月のクロロフィル濃度の最大値を示す両層では、 $-1.4^{\circ}\text{C}$  から  $-0.3^{\circ}\text{C}$  を示し、1 月に  $0^{\circ}\text{C}$  以上を示した上層では、水温が植物プランクトンバイオマスを制限していることを示唆した。本研究では、クロロフィル濃度の増加が見られない年の表面水温は、低緯度海域で  $3^{\circ}\text{C}$ 、高緯度海域で  $2^{\circ}\text{C}$  以上の値を示していた。絶対温度に違いは見られるが、水温がクロロフィル濃度の増加を制限している可能性がある。

本研究で用いられた表面水温は、表皮層の数 mm の水温であり、表面水温の結果は極表皮層の値を反映している。表面水温と海上風速の関係（図 20・図 21）より、海上風速が弱い年には、表面水温が

高い値を示す傾向が見られた。海氷の融解後の海域においては、海上風速が弱い時には表皮層は安定しており、太陽放射の影響を受けやすく、その結果、海上風が弱いほど水温が上昇しやすくなると考えられる。また、海上風の影響に加えて、低緯度海域においては、12月には融解水が及ぼす水温の低下への影響があり、高緯度海域では海氷が全て融解せず、常に融解水の影響を受けていると考えられる。

海上風は、表層を攪乱することで鉛直混合を引き起こすが、その時間と強度が少ない場合には、表皮層の水温の変動を左右する要因となると考えられる。夏季の短期間に広い海域で海氷の衰退と発生が生じる南極海季節海氷域においては、開放水面が数ヶ月である。その結果、風速の弱い年には融解水と表皮層との混合が不足することにより、海面水温が上昇し、アイスエッジブルームに代表される植物プランクトンに対して、熱阻害を与える環境となり、その結果、クロロフィルの増加が抑えられていると推測される。

このことは、1997年から1998年にクロロフィルの増加が殆ど見られないことにも関係していると考えられる。1997年の11月と12月の海氷密接度は低く、海上風速は他の年よりも比較的高い。また、11月から12月における水温の上昇は殆ど見られなかったが、1月には海上風速は弱くなり、海面水温は3℃以上に急上昇していた。これより、1997年から1998年にクロロフィルの増加が見られなかったのは、太陽高度が高くなる前の時期から、長期間に渡り融解水の影響を受けて成層安定化した表層の表皮層は、1月の海上風速が弱かったために、高温になり、ブルームが発生しなかったものと推測できる。

南極海は栄養塩が豊富であるにもかかわらずクロロフィル *a* (Chlorophyll-*a*; Chl-*a*) 濃度が低い海域 (High Nutrient Low

Chlorophyll; HNLC) として知られており、衛星観測から観測できる物理環境から、植物プランクトンの増殖を制限する要因を推測することは非常に有効であった。本研究では、季節海氷域における海洋物質の経年変動はないものと仮定したが、鉄 (Fitzwater *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1990; Martin, 1992、 Rollard and Read, 2002、 Boyed *et al.*, 2000; Boyed *et al.*, 2004; Gervais *et al.*, 2002; Sosik and Olson, 2002)、動物プランクトンによるグレージング (Lorenzo *et al.*, 2002)、バクテリアによる影響 (Sullivan and Palmisano, 1983) などの発生・制限要因の考慮や鉛直方向を含む全体の植物プランクトンバイオマスの変動を見積もるためには、今後、船舶同時観測データを使用して、本研究結果を更に検証する必要がある。

#### 4-3. 氷縁域におけるクロロフィルの変動要因

本海域は季節海氷域の衰退と発生が大きい海域である。植物プランクトンのブルームが氷の衰退域の広さと関係している報告がある。また、Comiso *et al.* (1993) は海氷衰退後の東部南極海沿岸において、大陸に沿ってブルームが生じ、重要なパラメータとして水深と関係することを報告している。一方で、東経 10 度から東経 35 度、南緯 57 度から南緯 65 度において、季節海氷の融解域が広がり、高いクロロフィル濃度が大陸から離れた外洋域に見られる報告もある (Sullivan, 1988; Sullivan *et al.*, 1993)。本研究において、夏季における氷縁域のクロロフィル濃度は外洋域よりも高い傾向を示した。しかしながら、8 日平均クロロフィル濃度の変動の結果より、氷縁域よりも外洋域で高い値を示すパターンが確認された。また、クロロフィルの高濃度域は氷の衰退が小さい時に広い範囲に分布することが示された。Wakatsuchi *et al.* (1984) は本研究の対象海域の水塊を、水深 50~400m の水質から 2 つのタイプに示した。1 つ目のタイプは、低塩分、高酸素で結氷温度近くの水塊で、冬季に形成され、海岸域に分布する。2 つ目のタイプは、暖かく、高塩分、貧酸素で、1 つ目のタイプの沖に広い幅で分布する。この水塊は北部インド洋区深層水と南東太平洋深層水の影響を受けている。また、南極発散線の海洋渦内では、暖かく、高塩分の周南極深層水が表層に湧昇する。この湧昇域にはポリニアが出現する報告がある (Enomoto and Ohmura, 1990; Wakatsuchi *et al.*, 1994)。1998 年、2001 年および 2002 年に観測された表面水温の分布は、Wakatsuchi *et al.* (1984) が示した、暖かく、沖に広い幅で分布するパターンと似ている。また、南極発散線も同様な分布を示す。本研究で見られた低い海氷密接度域はコスモナントポリニアとウェッデルポリニアの出現位置に近い (Wakatsuchi *et al.*, 1984)。

ポリニアの出現域を周南極深層水の域と仮定すると、1998年、2001年および2002年には南緯65度から南緯66度付近に南極発散域が存在すると推測出来る。

過去の観測より (Wakatsuchi *et al.*, 1984)、約1℃の表面水温域は南極環流の位置であると仮定すると、南極環流は1998年、2001年および2002年では1999年2000年と比較して、沿岸に近い位置にあると考えられる。東経30度近くで南極環流は極方向へ移動し、同時に周南極深層水は南極沿岸水に近い場所に移動する (Orsi *et al.*, 1993)。この結果、南極環流の南方向への移動が、沿岸に沿った冷水域の幅を狭くし、また、研究海域内に周南極深層水が出現することに関係していると考えられる。

海水の衰退による融解水の流入は、南極海の氷縁域における植物プランクトンの増殖に必要な鉛直方向の安定性をもたらす (Sullivan *et al.*, 1988)。本研究海域に存在すると考えられる暖水域と冷水域の表層に、融解水が供給される時、冷水域では、安定した鉛直方向の混合が生じたと考えられる。一方で、暖水域では融解水との混合は進まず、湧昇により、海岸方向へ押し流されたと推測される。

夏季全期間の水温分布とクロロフィル濃度分布間に相関は確認できないが、高濃度クロロフィル域は、水温0℃以下の海域でのみ観測されていた(図26および図27)。また、Watanabe and Nakajima (1981)は東経45度ライン上の夏季南極海において、クロロフィル最大値が最低水温層と一致し、この鉛直分布は水温と塩分の鉛直分布から南極還流と関係することを示唆している。南極環流が沿岸に近づくと、冬季に形成された南極沿岸水の幅は狭くなり、融解水も沿岸に押し流される。この時、植物プランクトンブルームは沿岸域の狭い範囲で生じる。一方、南極環流が沖に位置するときには、南極沿岸水は沿岸から離れた広い海域に存在し、融解水も広い範囲で混合する。

この結果、沿岸の広い冷水域において、植物プランクトンブルームが生じると考えられる。

また、クロロフィル濃度の高い分布は、水深約 2,000 m 以浅の海域で主に観測された。風による鉛直混合が生じ、植物プランクトンの再生産が行われている可能性がある (Comiso *et al.*, 1993)。

高濃度のクロロフィル分布が観測された東経 20 度から東経 30 度、南緯 70 度と東経 34 度、南緯 67 度から南緯 66 度の海域の海底地形は 2,000 m から 3,000 m の急勾配を示す (図 2)。また、東経 34 度、南緯 67 度から南緯 66 度の海域の海底深度は、海岸線から沖へ舌状に浅い。沖合 400 km までの海底深度は、他の海域の沿岸から 100 km 程度沖合の水深と同様の深度を示す。南極海の沿岸域では、西向きの冷水が流れており、この流れがリュツォ・ホルム湾を超えた後、海底地形に沿って湧昇し、東から流れる南極発散域の下に沈み込む。このような場所で、植物プランクトン濃度が高くなると考えられる。

また、沿岸域の夏季ブルームは海氷の衰退メカニズムと密接な関係を持つと考えられた。夏季における海氷の衰退は、南極発散域の温暖な湧昇水により発達する。そして、海氷の融解水は沿岸部へ押し流され、沿岸部を流れる南極冬季水も同時に狭められる。植物プランクトンブルームは南極冬季水と融解水が混合する海域で見られる。従って、本研究では、南極発散域の位置を左右する南極環流の南北振動が、氷縁域の植物プランクトン分布を支配する要因の 1 つであると考えられた。

本研究では、衛星観測データから、季節海氷域における植物プランクトンの分布に及ぼす南極海流の影響を示唆することができた。しかしながら、沿岸域および海底地形の異なる海域における氷縁域の植物プランクトンの分布については、陸域から供給される物質の変動による影響をも考えられ、4-2. と同様に船舶による同時観

測データを用い、また、南極還流の長期変動を南極域全体の長期間データセットを用いて解析し、南極海季節海氷域特有の植物プランクトン発生メカニズムをさらに追求する必要がある。

## 摘 要

本研究では、夏季南極海における7年分の衛星リモートセンシングデータを用いて、クロロフィル濃度、海面水温、海氷密接度および海上風速の空間分布と時間変動を解析した。その結果、南極海季節海氷域におけるクロロフィルの分布と植物プランクトンブルームの発生メカニズムの一部を明らかにすることができた。本研究では次の結論を得た。

1. 海氷の融解するタイミングが、氷縁ブルームの形成に重要な要因となる。クロロフィル濃度が増加するためには、南緯 60 度付近では 12 月前半に、南緯 70 度付近では 1 月前半に海氷密接度が低くなる必要がある。
2. 主な植物プランクトンブルームの発生要因は、海氷の後退による水中への太陽放射量の増加と融解水による成層化が関係していると推定される。これは、一般的な氷縁ブルームの発生モデルに従う。
3. 植物プランクトンブルームの制限要因は、海面水温の上昇である。海面水温の上昇は、海上風速に影響される。海上風速が弱いと、放射により暖められた表皮層と冷たい融解水の混合が起こりにくく、その結果、植物プランクトンは熱阻害を受け、ブルームが制限されると推測される。

## 謝 辞

本研究を取りまとめるにあたり、全ての過程に渡って、常に変わらぬご指導とご鞭撻を賜りました情報・システム研究機構国立極地研究所教授小達恒夫博士に謹んで御礼申し上げます。本研究の開始から論文をまとめるまでの全ての過程で、ご懇切丁寧なるご指導と激励を頂きました情報・システム研究機構国立極地研究所教授福地光男博士に厚く御礼申し上げます。本研究に関し、的確なご助言とご校閲を賜りました、東京大学大学院農学生命科学研究科教授古谷研博士、北海道大学大学院水産科学研究院教授齊藤誠一博士に心より御礼申し上げます。本研究を進めるにあたって多くのご助言・激励を頂きました、情報・システム研究機構国立極地研究所教授神田啓史博士および同研究所助教授渡辺研太郎博士に心より感謝いたします。情報・システム研究機構国立極地研究所助手平譚享博士には、社会人学生であるために研究時間が不規則な状況下においても、常に有益なご指導・ご助言と激励を頂きました。厚く御礼申し上げます。

独立行政法人海洋研究開発機構研究員笹岡晃征博士には本研究をまとめる際に議論の相手になって頂きました。財団法人リモート・センシング技術センター副主任研究員見富恭氏には、データ処理プログラム作成にあたりご指導を受けました。また、情報・システム研究機構国立極地研究所生物圏研究グループの教官、事務補佐員、並びに学生諸氏には日常の研究活動において、ご支援・激励を頂きました。財団法人リモート・センシングセンターの職員の皆様には、業務のフォローを快く引き受けて頂きました。

本研究で用いた Sea-viewing Wide Field of View Sensor :SeaWiFS データと SeaWiFS Data Analysis System :SeaDAS は、SeaWiFS プロ

プロジェクトである Distributed Active Archive Center:DAAC と National Aeronautics and Space Administration:NASA/Goddard Space Flight Center の SeaDAS グループから、Advanced Very High Resolution Radiometer データは NASA/Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography DAAC Pathfinder プロジェクトから、Special Sensor Microwave Imager による海氷密接度および海上風速データは National Snow and Ice Data Center から無料で配布されました。SeaWiFS データの一部は日本南極地域観測越冬隊第 40～43 次隊の衛星観測チームの方々によって取得されたデータから使用させて頂きました。

皆様に心より深く感謝の意を表します。

最後になりましたが、常に生活と精神面を支えてくれた夫に心から感謝いたしております。

## 引用文献

- Abbott, M.R., Richman, J.G., Letelier, R.M. and Bartlett, J.S. (2000): The spring bloom in the Antarctic Polar Frontal Zone as observed from a mesoscale array of bio-optical sensors. *Deep-Sea Research II*, 47, 3285-3314.
- Alexander, V. and Niebauer, H.J. (1981): Oceanography of the eastern Bering Sea ice-edge zone in spring. *Limnology and Oceanography*, 26, 1111-1125.
- Arrigo, K.R. and van Dijken, G.L. (2003a): Phytoplankton dynamics within 37 Antarctic coastal polynya systems. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C8), 3271, doi:10.1029/2002JC001739.
- Arrigo, K.R. and van Dijken, G.L. (2003b): Impact of iceberg C-19 on Ross Sea primary production. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (16), 1836, doi:10.1029/2003GL017721.
- Arrigo, K.R., Robinson, D.H., Dunbar, R., Leventer, A.R. and Lizotte, M.P. (2003c): Physical control of chlorophyll a, POC, and TPN distributions in the pack ice of the Ross Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 108, 3316 doi:10.1029/2001JC001138
- Arrigo, K.R., Worthen, D., Schnell, A. and Lizotte, M.,P. (1998): Primary production in Southern Ocean waters. *Journal of Geophysical Research*, 103, 15, 587-600.

- Baith, K., Lindsay, R. and Fu, G. (2001): Data analysis system developed for ocean color satellite sensors. *Eos, Transactions, American Geophysical Union* 82(18).
- Boyd, P.W., Watson, A.J., Law C.S., Abraham, E.R., Trull, T., Murdoch, R., Bakker, D.C.E., Bowle, A.R., Buesseler, K.O., Chang, H., Charette, M., Croot, P., Downing, K., Frew, R., Gall, M., Hadfield, M., Hall, J., Harvey, M., Jameson, G., LaRoche, J., Liddicoat, M., Ling, R., Maldonado, M.T., McKay, R.M., Nodder, S., Pickmere, S., Pridmore, R., Rintoul, S., Safi, K., Sutton, P., Strzepek, R., Tanneberger, K., Turner, S., Walte, A. and Zeldis, J. (2000): A mesoscale phytoplankton bloom in the polar Southern Ocean stimulated by iron fertilization. *Nature*, 407, 695-702.
- Boyd, P.W. (2002): Environmental factors controlling phytoplankton processes in the Southern Ocean. *Journal of Phycology*, 38, 844-861.
- Boyd, P.W., McTainsh, G., Sherlock, V., Richardson, K., Nichol, S., Ellwood, M. and Frew, R. (2004): Episodic enhancement of phytoplankton stocks in New Zealand subantarctic waters: Contribution of atmospheric and oceanic iron supply. *Global Biogeochemical Cycles*, 18, GB1029 doi:101029/2002GB002020.
- Comiso, J.C. (1986): Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *Journal of Geophysical Research*, 91, 975-994.

- Comiso, J.C. (1990): Arctic multiyear ice classification and summer ice cover using passive microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 95(C8), 13411-13422.
- Comiso, J. C. (1990) (updated 2003): DMSP SSM/I daily polar gridded sea ice concentrations, edited by J. Maslanik and J. Stroeve, NSIDC, Boulder, CO, digital media.
- Comiso, J.C. (1995): Sea-ice geophysical parameters from SMMR and SSM/I data. In *Oceanographic Applications of Remote Sensing*. Edited by Ikeda, M. and Dobson, F. W., CRC Press, Tokyo, pp. 321-338.
- Comiso, J.C., Maynard, N.G., Smith Jr, W.O. and Sullivan, C.W. (1990): Satellite Ocean Color Studies of Antarctic Ice Edges in Summer and Autumn. *Journal of Geophysical Research*, 95 (C6), 9481-9496.
- Comiso, J.C., McClain, C.R., Sullivan, C.W., Ryan, J.P. and Leonard, C.L. (1993): Coastal Zone Color Scanner Pigment Concentrations in the Southern Ocean and Relationships Geophysical Surface Features. *Journal of Geophysical Research*, 98 (C2), 2419-2451.
- Comiso, J.C. and Sullivan, C.W. (1986): Satellite microwave and in situ observations of the Weddell sea ice cover and its marginal ice zone. *Journal of Geophysical Research*, 91, 9663-9681.
- Comiso, J.C. and Zwally, H.J. (1989): Polar microwave brightness temperatures from Nimbus-7 SMMR; time series of daily and

monthly maps from 1978 to 1987. NASA Ref. Publ., 1223, 82pp.

El-Sayed, S. (1984): Productivity of the Antarctic waters - A reappraisal. In Marine Phtoplankton and productivity. Edited by Holm-Hansen O., Bolis, L. and Gilles, R. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. pp 19-34.

El-Sayed, S.Z. and Taguchi, S. (1981): Primary production and standing crop of phytoplankton along the ice-edge in the Weddell Sea. Deep-Sea Research, 28A, 1017-1032.

Enomoto, H. and Ohmura, A. (1990): The influences of atmospheric half-yearly cycle on the sea ice extent in the Antarctic. Journal of Geophysical Research, 95 (C6), 9497-9511.

Fiala, M., Machado, M.-C. and Oriol, L. (2002): Phytoplankton distribution in the Indian sector of the Southern Ocean during spring. Deep-Sea Research II, 49, 1867-1880.

Fitzwater, S.E., Knauer, G.A. and Martin, J.H. (1982): Metal contamination and its effect on primary production measurements. Limnology and Oceanography, 27, 544-551.

Fukuchi, M. (1980): Phytoplankton Chlorophyll Stocks in the Antarctic Ocean. J. Oceanogr. Soc. Japan, 36, 73-84

Garde, K. and Cailliau, C. (2000): The impact of UV-B radiation and different PAR intensities on growth, uptake of  $^{14}\text{C}$ , excretion of DOC, cell volume and pigmentation in the marine prymnesiophyte, *Emiliana huxleyi*. Journal of Experimental

Marine Biology and Ecology, 247, 99-112.

Gervais, F., Riebesell, U. and Gorbunov, M.Y. (2002): Changes in primary productivity and chlorophyll a in response to iron fertilization in the Southern Polar Frontal Zone. *Limnology and Oceanography*, 47, 1324-1335.

Gordon, H.R. and Wang, M. (1994): Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33, 443-452.

Hernando, M.P. and Ferreyra, G.A. (2005): The effects of UV radiation on photosynthesis in an Antarctic diatom (*Thalassiosira* sp.): Does vertical mixing matter?. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 325, 35-45.

Hovis, W.A., Clark, D.K., Anderson, F., Austin, R.W., Wilson, W.H., Baker, E.T., Ball, D., Gordon, H.R., Mueller, J.L., El-Sayed, S.Z., Sturm, B., Wrigley, R.C. and Yentsch, C.S. (1980): Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner: System description and initial Imagery. *Science*, 210, 60-63.

Katsaros, K.B. and Liu, W.T. (1995): Microwave radiometers for studies of the ocean and the marine atmosphere. In *Oceanographic Applications of Remote Sensing*. Edited by Ikeda, M. and Dobson, F. W., CRC Press, Tokyo, pp.257-269.

Kawamura, H. and the OCTS Team (1998): OCTS mission overview. *Journal of Oceanography*, 54, 383-399.

Korb, R.E, Whitehouse, M.J. and Ward, P. (2004): SeaWiFS in the

southern ocean : spatial and temporal variability in phytoplankton biomass around South Georgia. *Deep-Sea Research II*, 51,99 -116.

Lorenzo, L.M., Arbones, B., Figueiras, F.G., Tilstone, G.H. and Figueroa, F.L. (2002): Photosynthesis, primary production and phytoplankton growth rates in Gerlache and Bransfield Straits during Austral summer: cruise FRUELA 95. *Deep-Sea Research II*, 49,707-721.

Martin, J.H., Gordon, R.M. and Fitzwater, S.E. (1990): Iron in Antarctic waters. *Nature*, 345, 156-158.

Martin, J.H. (1992): Iron as a limiting factor in oceanic productivity. In *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. Edited by Falkowski, P.G. and Woodhead, A.D. Plenum Press, New York and London. pp.123-138.

Martin, S. (2004): *An Introduction to Ocean Remote Sensing*. Cambridge University Press, Cambridge. pp 426.

McClain, C.R., Feldman, G.C. and Hooker, S.B. (2004): An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series. *Deep-Sea Research II*, 51, 5-42.

Meguro, H., Toba, Y., Murakami, H. and Kimura, N. (2004): Simultaneous remote sensing of chlorophyll, sea ice and sea surface temperature in the Antarctic waters with special reference to the primary production from ice algae. *Advances in*

Space Research, 33, 1168-1172.

Mitchell, B.G., Brody, E.A., Holm-Hansen, O., McClain, C. and Bishop, J. (1991): Light limitation of phytoplankton biomass and macronutrient utilization in the Southern Ocean. *Limnology and Oceanography*, 36, 1662-1677.

Moore, J.K. and Abbott, M.R. (2002): Surface chlorophyll concentrations in relation to the Antarctic Polar Front: seasonal and spatial patterns from satellite observations. *J. Mar. Sys.*, 37, 69-86.

Nicol, S., Pauly, T., Bindoff, N.L., Wright, S., Thiele, D., Hosie, G.W., Stutton, P.G. and Woehler, E. (2000): Ocean circulation off east Antarctica affects ecosystem structure and sea-ice extent. *Nature*, 496, 504-507.

O'Reilly J.E., Maritorena, S., Mitchell, B.G., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M. and McClain, C. (1998): Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research*, 103, 24937-24953.

O'Reilly, J. E., Maritorena, S., Siegel, D. A., O'brien, M. C., Toole, D., Mitchell, B. G., Kahru, M., Chavez, F. P., Strutton, P., Cota, G. F., Hooker, S. B., McClain, C. R., Carder, K. L., Müller-Karger, F., Harding, L., Magnuson, A., Phinney, D., Moore, G. F., Aiken, J., Arrigo, K. R., Letelier, R., Culver, M. (2000): Ocean color chlorophyll a algorithms for SeaWiFS, OC2, and OC4: version 4. NASA/TM-2000-206892, 11, SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses, part3, Goddard Space Flight Center, NASA, USA.

- Orsi, A.H., Whitworth III, T., and Nowlin Jr, W.D. (1995): On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research I*, 42, 641-673.
- Pollard, R.T., Lucas, M.I. and Read, J.F. (2002): Physical control on biogeochemical zonation in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, 49, 3289-3305.
- Rasmus, K.E., Graneli, W., Wangberg, S.-A. (2004): Optical studies in the Southern Ocean. *Deep-Sea Research II*, 51, 2583-2597.
- Robinson, I.S. (1985): *Satellite Oceanography: An introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*. Ellis Horwood Limited, Chichester. pp 455.
- Robinson, I.S. (2004): *Measuring the Oceans from Space: The principles and methods of satellite oceanography*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. pp 669.
- Sinha, R.P. and Hader, D.-P. (2002): Life under solar UV radiation in aquatic organisms, *Adv. Space Res.*, 30, 1547-1556
- Siever, H.A. and Nowlin Jr., W. D. (1984): The stratification and water masses at Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10489-10514.
- Skerratt, J.H., Davidson, A.D., Nichols, P.D. and McMeekin, T.A. (1998): Effect of UV-B on lipid content of three Antarctic marine phytoplankton. *Phytochemistry*, 49,999-1007.
- Smith, W.O.,Jr., (1987): Phytoplankton dynamics in marginal ice zone.

Oceanogr. Mar. Biol., 25, 11-38.

Smith, W.H.F. and Sandwell, D.T. (1997): Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277, 1956-1962.

Smith, W. O., Jr., and Nelson, D.M. (1985): Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea: Spatial coherence with the density field. *Science*, 227, 163-166, 1985.

Smith, W. O., Jr., and Nelson, D.M. (1986): Importance of ice edge phytoplankton production in the southern ocean. *BioScience*, 36, 251-257.

Sosik, H.M. and Olson, R.J. (2002): Phytoplankton and iron limitation of photosynthetic efficiency in the Southern Ocean during late summer. *Deep-Sea Research I*, 49, 1195-1216.

Sullivan, C.W., Arrigo, K.R., McClain, C.R., Comiso, J.C. and Firestone, J. (1993): Distributions of phytoplankton blooms in the southern ocean. *Science*, 262, 1832-1837

Sullivan, C.W., McClain, C.R., Comiso, J.C. and Smith, W.O., Jr. (1988): Phytoplankton standing crops within an Antarctic ice edge assessed by satellite remote sensing, *Journal of Geophysical Research*, 93 (C10), 12,487-12,498.

Sullivan, C.W. and Palmisano, A.C. (1983): Sea ice microbial communities (SIMCO), I, Distribution, abundance, and primary production of ice algae in McMurdo Sound, Antarctica in 1980. *Polar Biol.*, 2, 171-177.

- Tynan, Cynthia T. (1998): Ecological importance of the Southern Boundary of the Antarctic Circumpolar Current. *Nature*, 392, 708-710.
- Uno, S. (1983): The relation between phytoplankton standing stock and water temperature in the Antarctic ocean in summer, 1980-1981. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special issue 27, 37-49
- Vazquez *et al.*, "NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder Sea Surface Temperature Data Set User's Reference Manual Version 4.0", 10 April 1998, JPL Publication D-14070. Available on-line at <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>.
- Wakatsuchi, M., Motoi T. and Ono N. (1984): Characteristics of mid-depth water in summer off queen Maud-Enderby lands, Antarctica. *Polar Biol.*, x. 218-228
- Wakatsuchi, M., Ohshima, K.I., Hishida, M., Naganobu, M. (1994): Observations of a street of cyclonic eddies in the Indian Ocean sector of the Antarctic Divergence. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C10), 20,417-20,426.
- Watanabe, K. and Nakajima, Y. (1981): Vertical distribution of chlorophyll a along 45°E in the southern ocean, 1981. *Memoirs of National Institute of Polar Research*, Special issue 23, 73-86

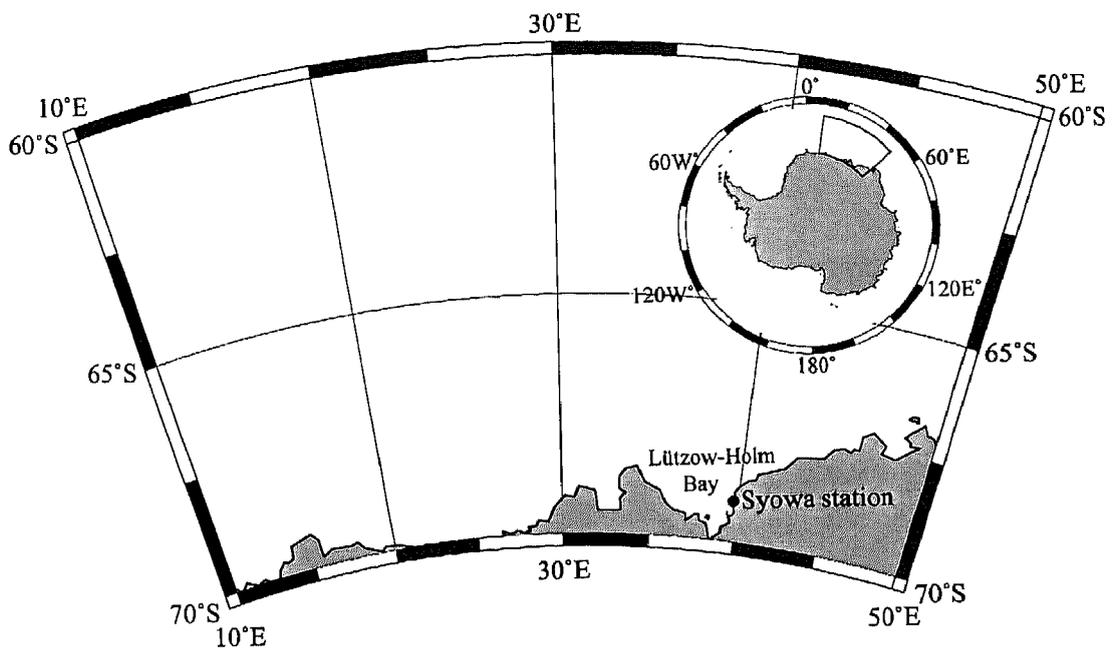


図 1 研究海域 (その 1)

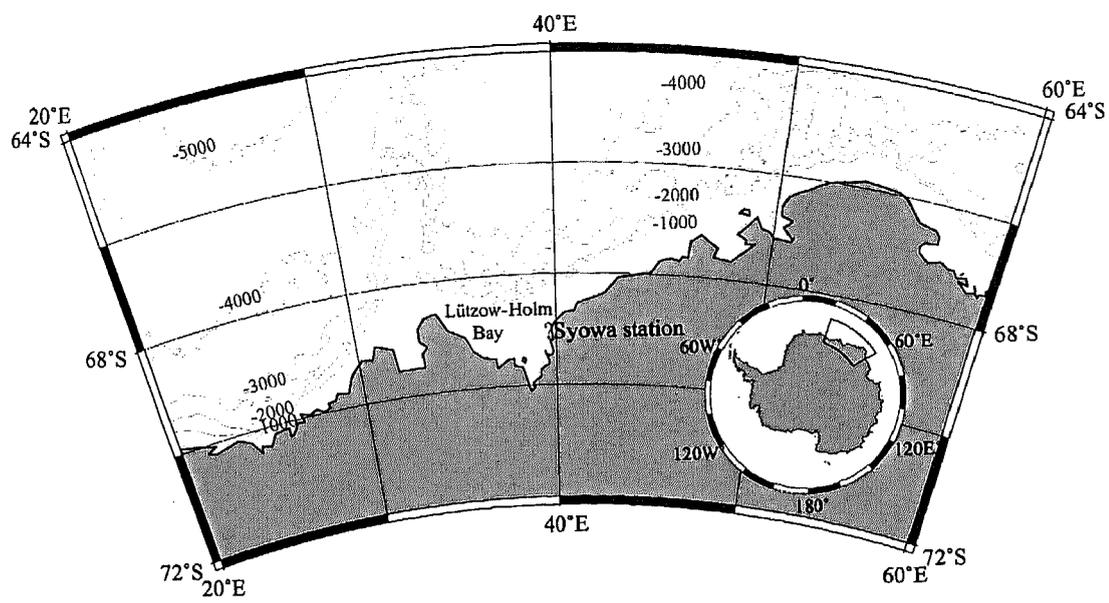


図2 研究海域 (その2)

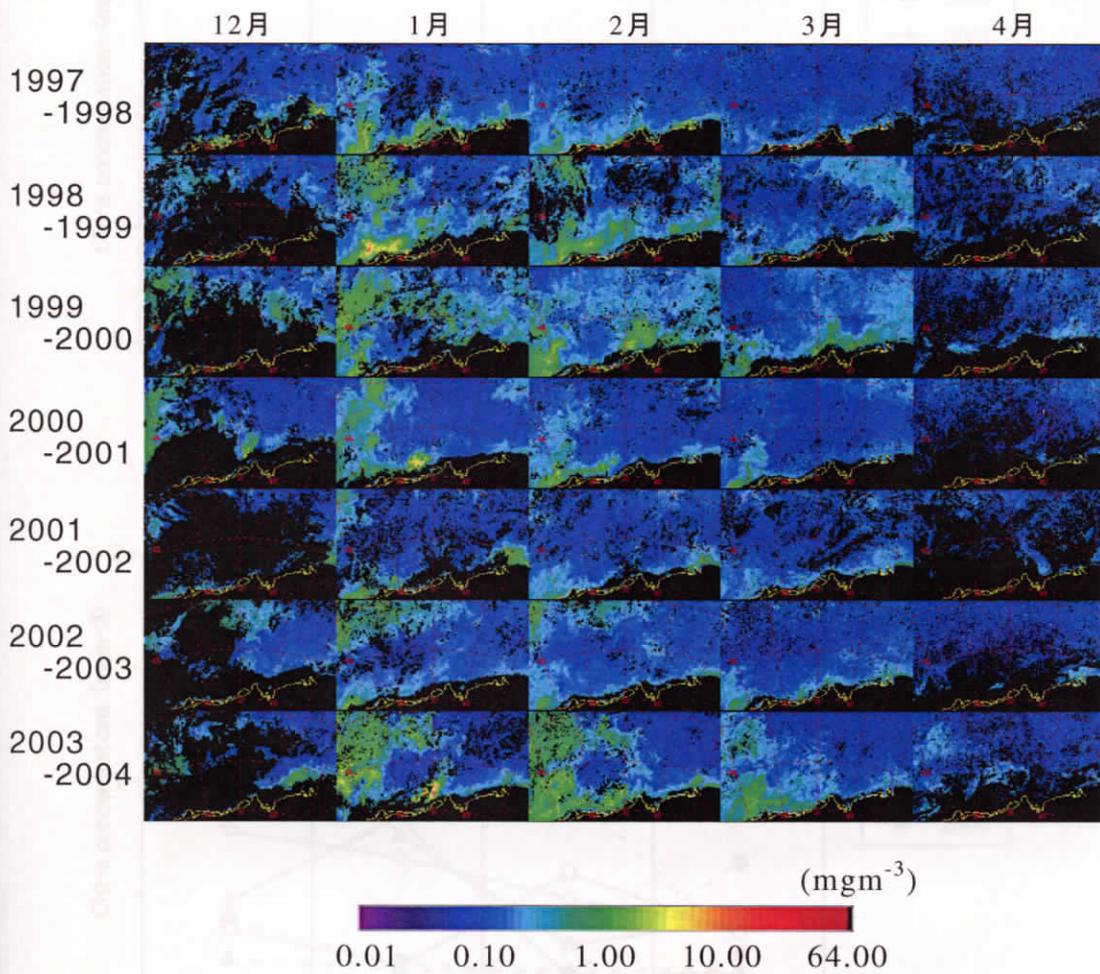


図3 月平均クロロフィル濃度（黒は陸、雲および海氷を示す）

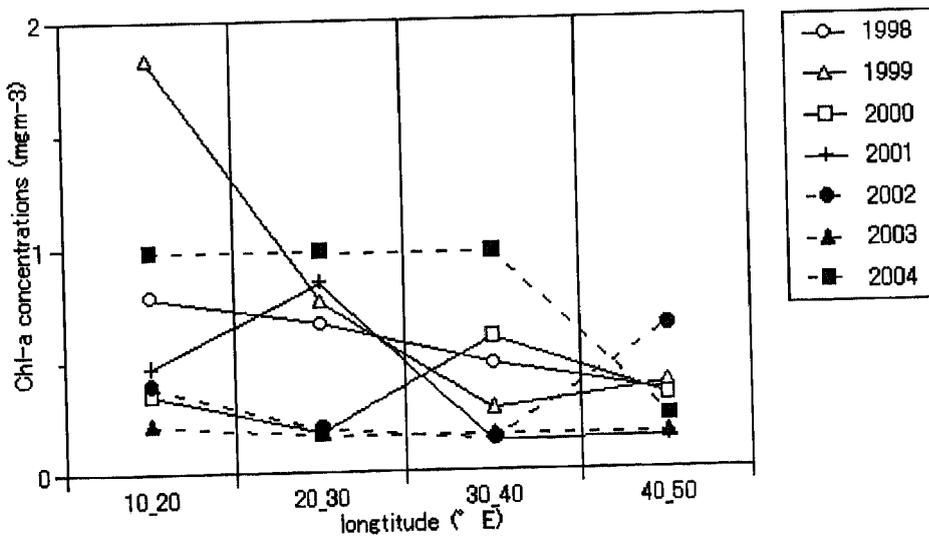
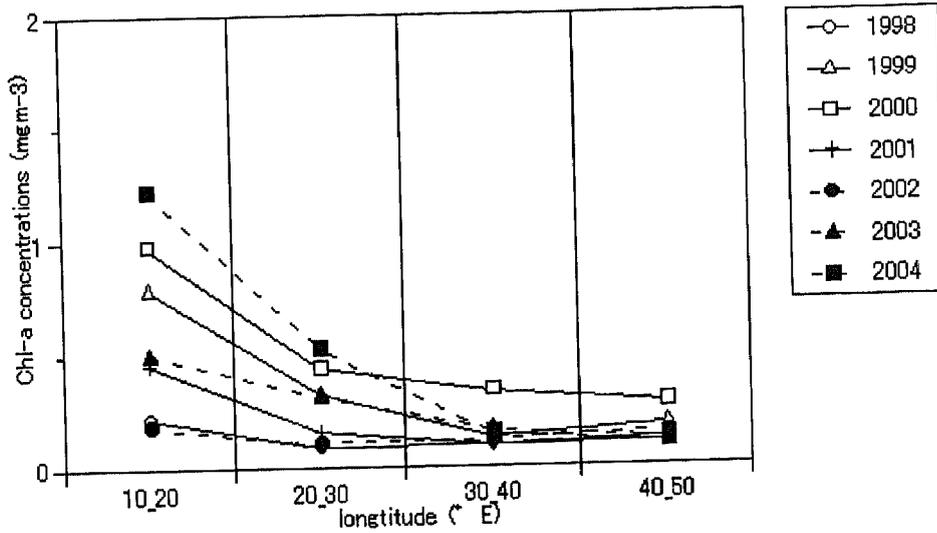


図4 1月におけるクロロフィル濃度の空間分布  
 (上図：南緯60度から65度、下図：南緯65度から70度)

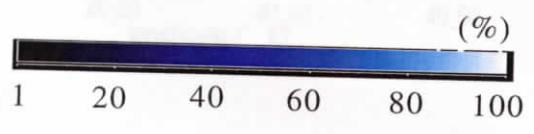
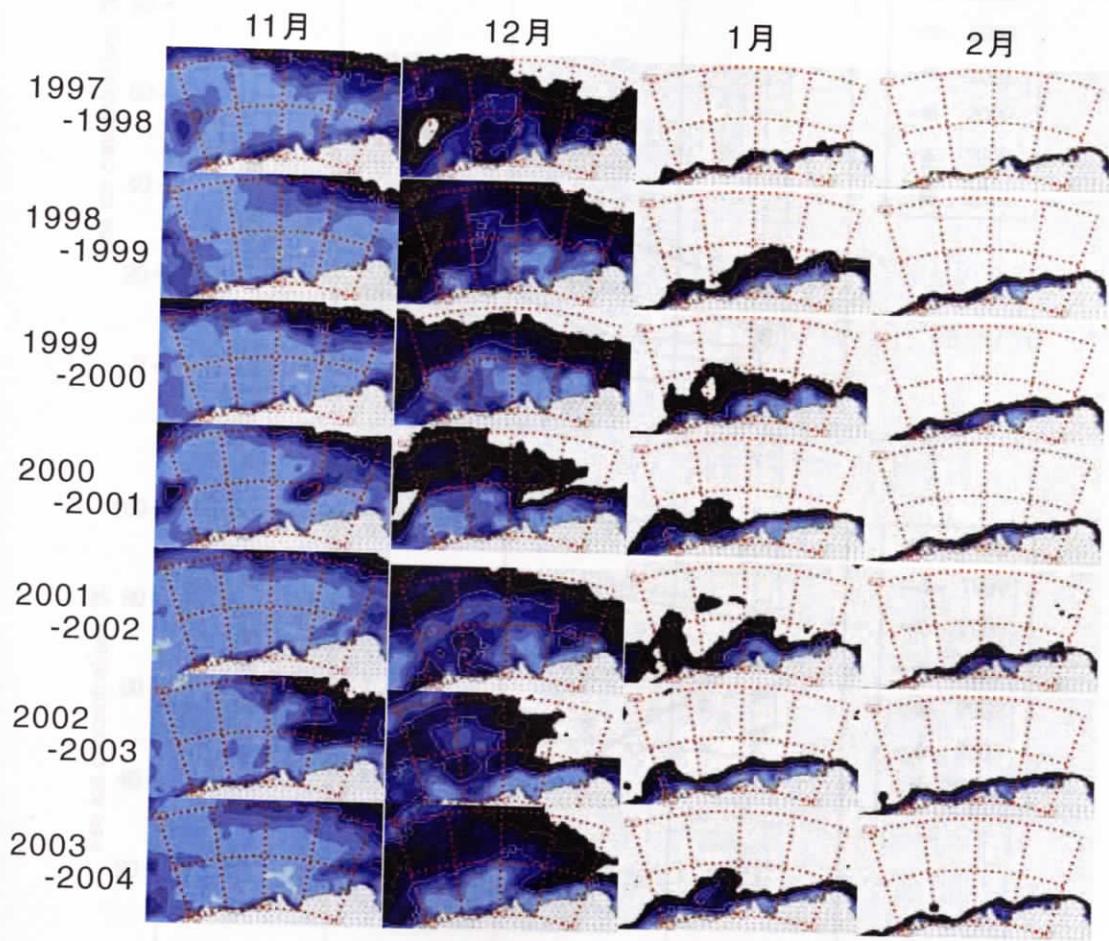


图 5 月平均海冰密接度

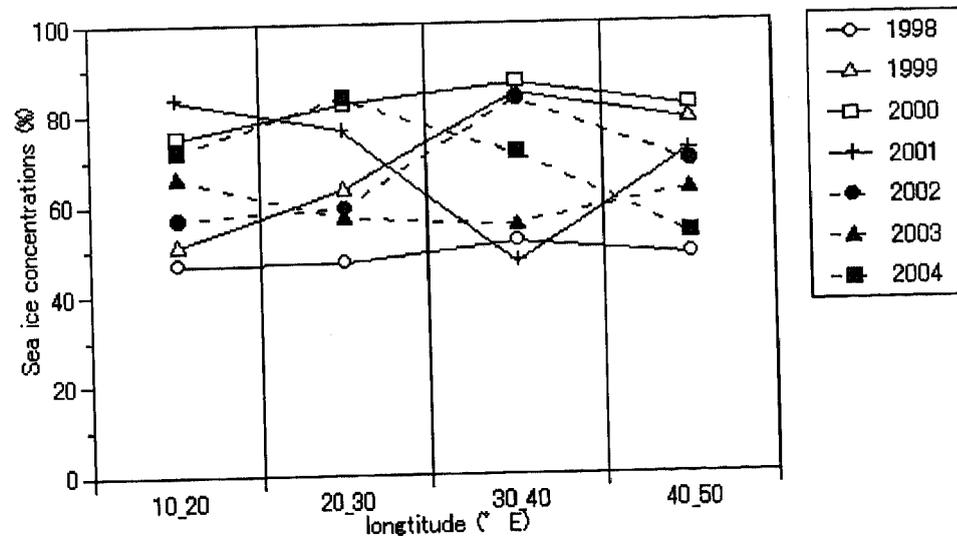
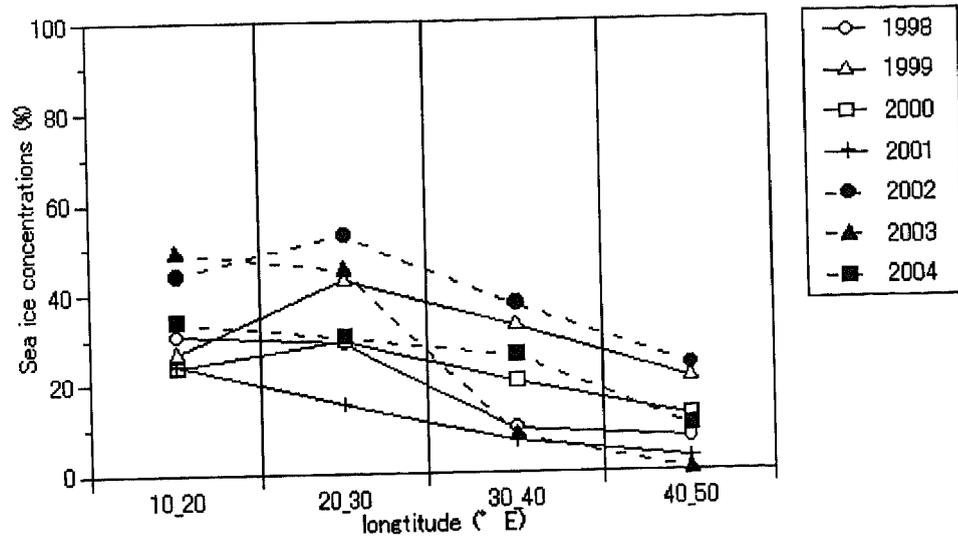


図 6 1月における海氷密接度の空間分布  
 (上図：南緯 60 度から 65 度、下図：南緯 65 度から 70 度)

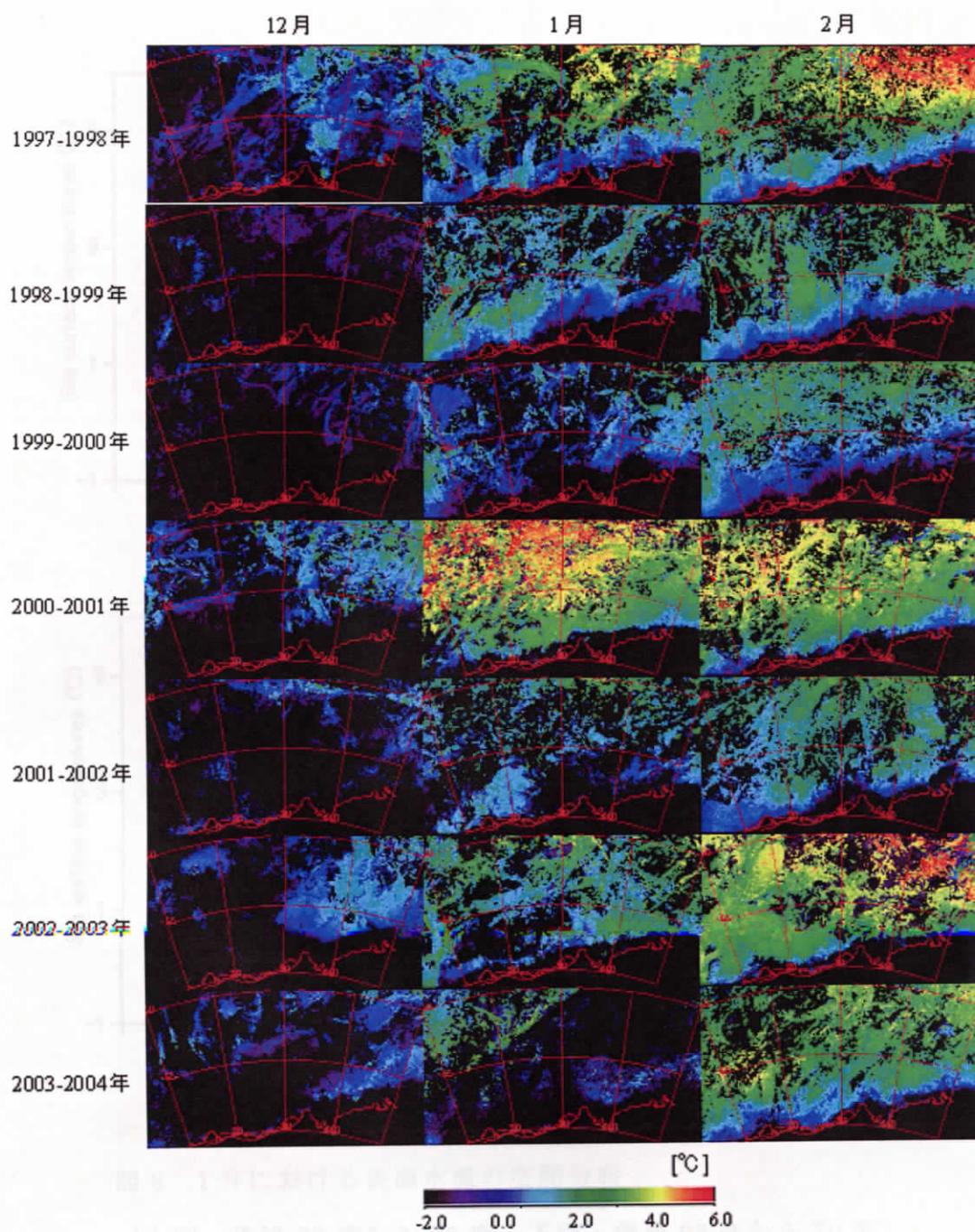


图 7 月平均表面水温

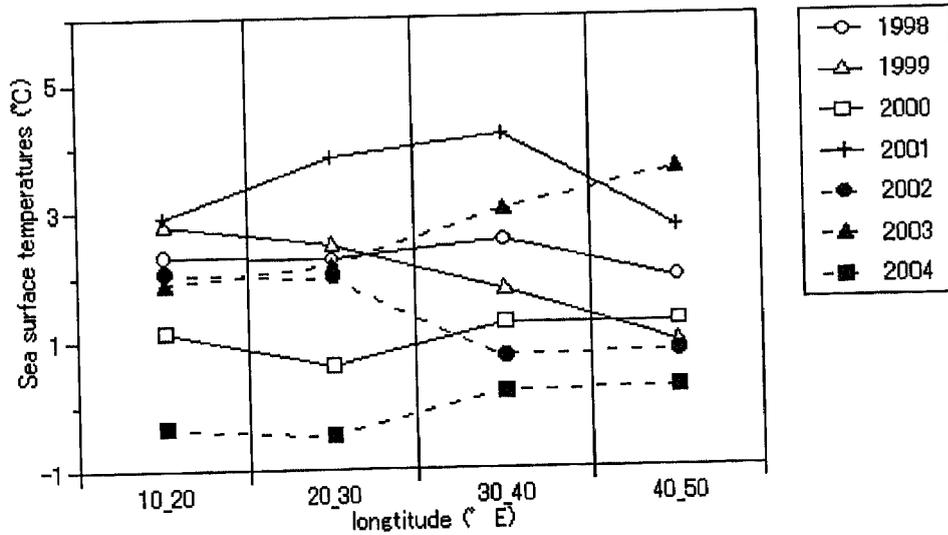
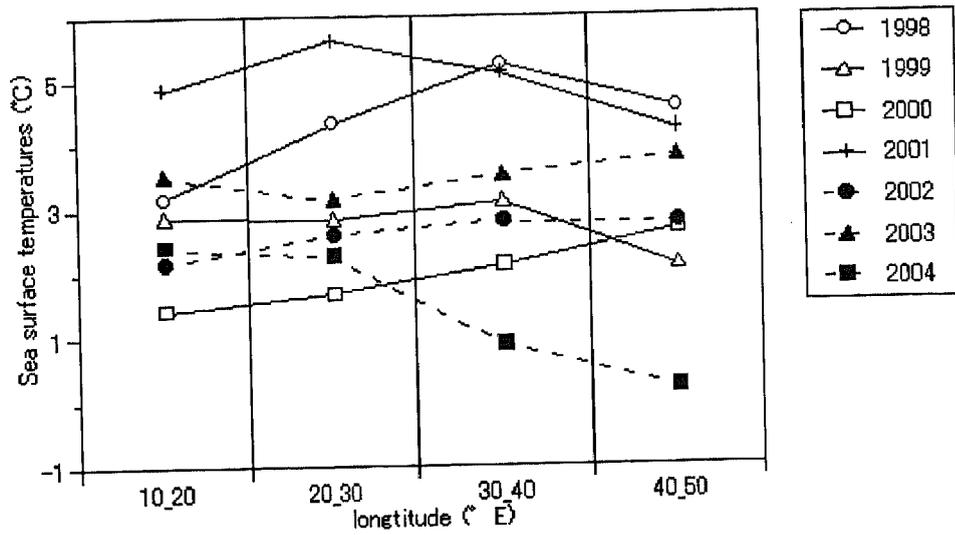


図 8 1月における表面水温の空間分布

(上図：南緯 60 度から 65 度、下図：南緯 65 度から 70 度)

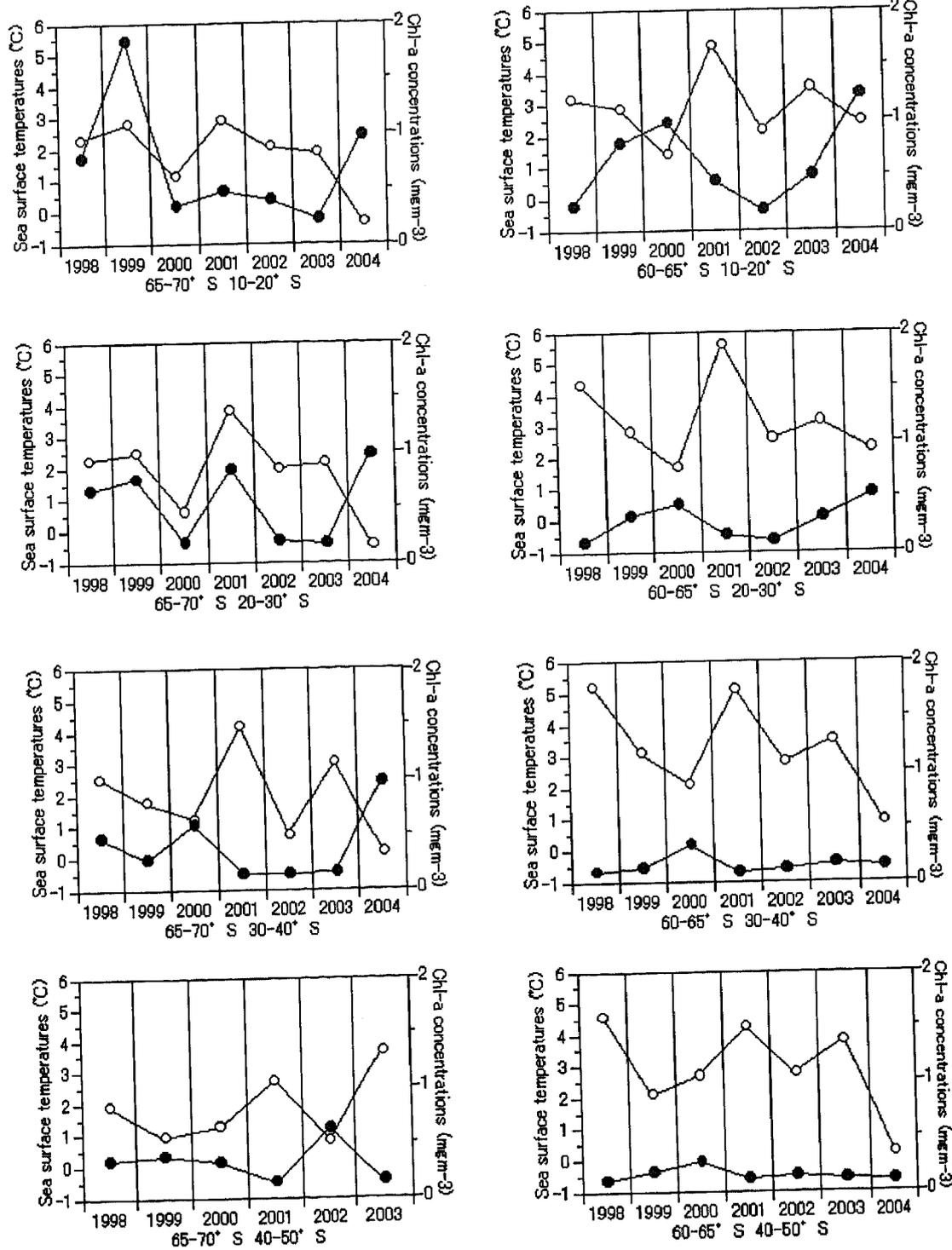


図9 各グリッド平均における月平均クロロフィル濃度と表面水温の年変動  
 (●がクロロフィル濃度、○が表面水温を示す)

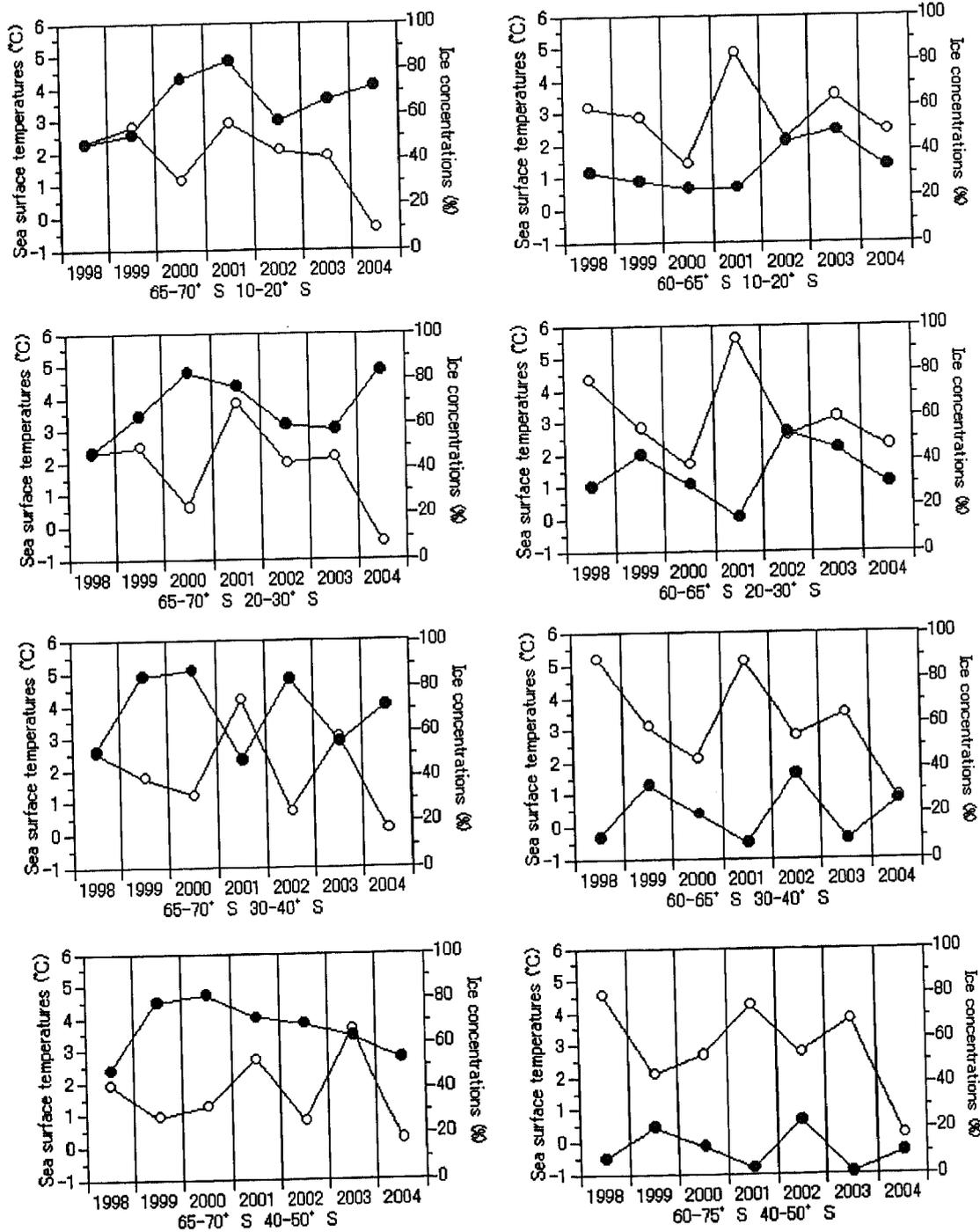


図 10 各グリッド平均における月平均海氷密接度と表面水温の年変動

(●が海氷密接度、○が表面水温を示す)

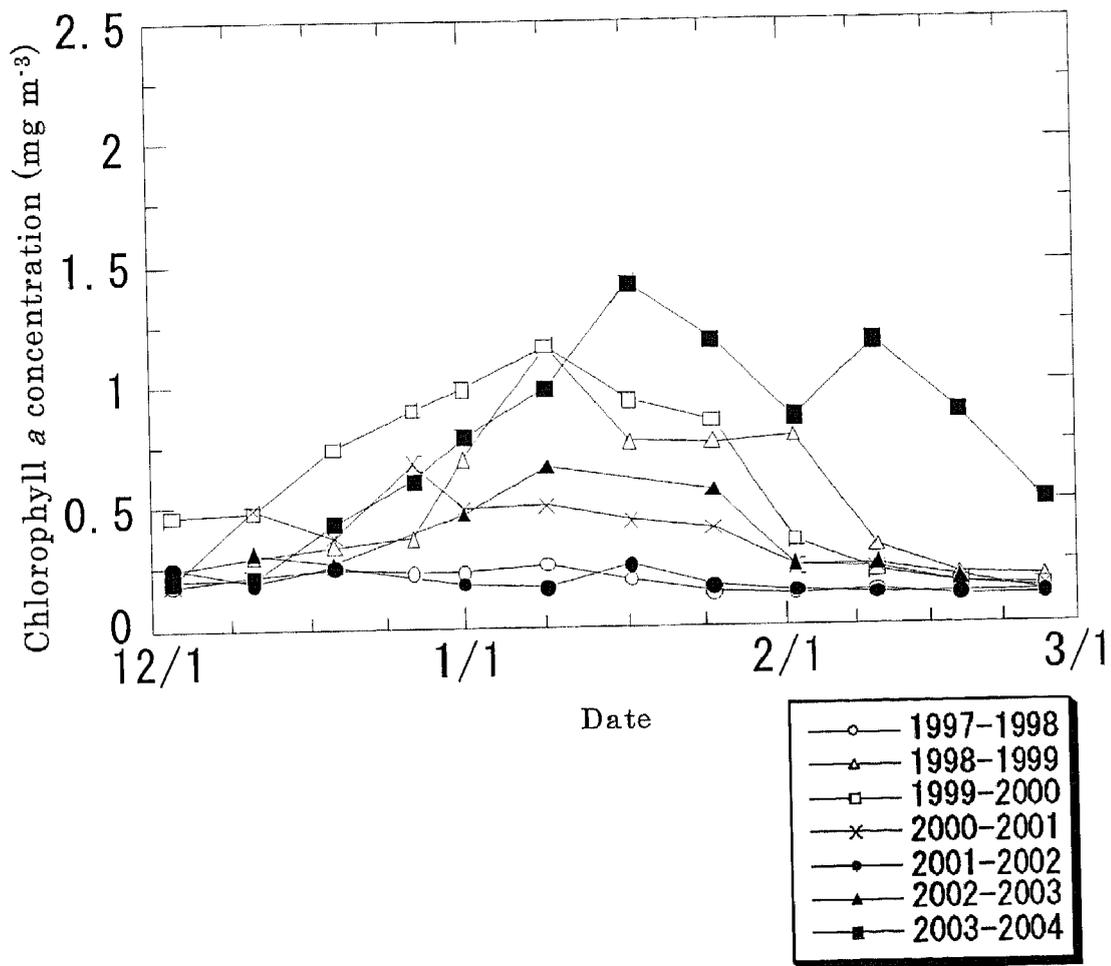


図 11 低緯度海域における 8 日平均クロロフィル濃度の時間変動

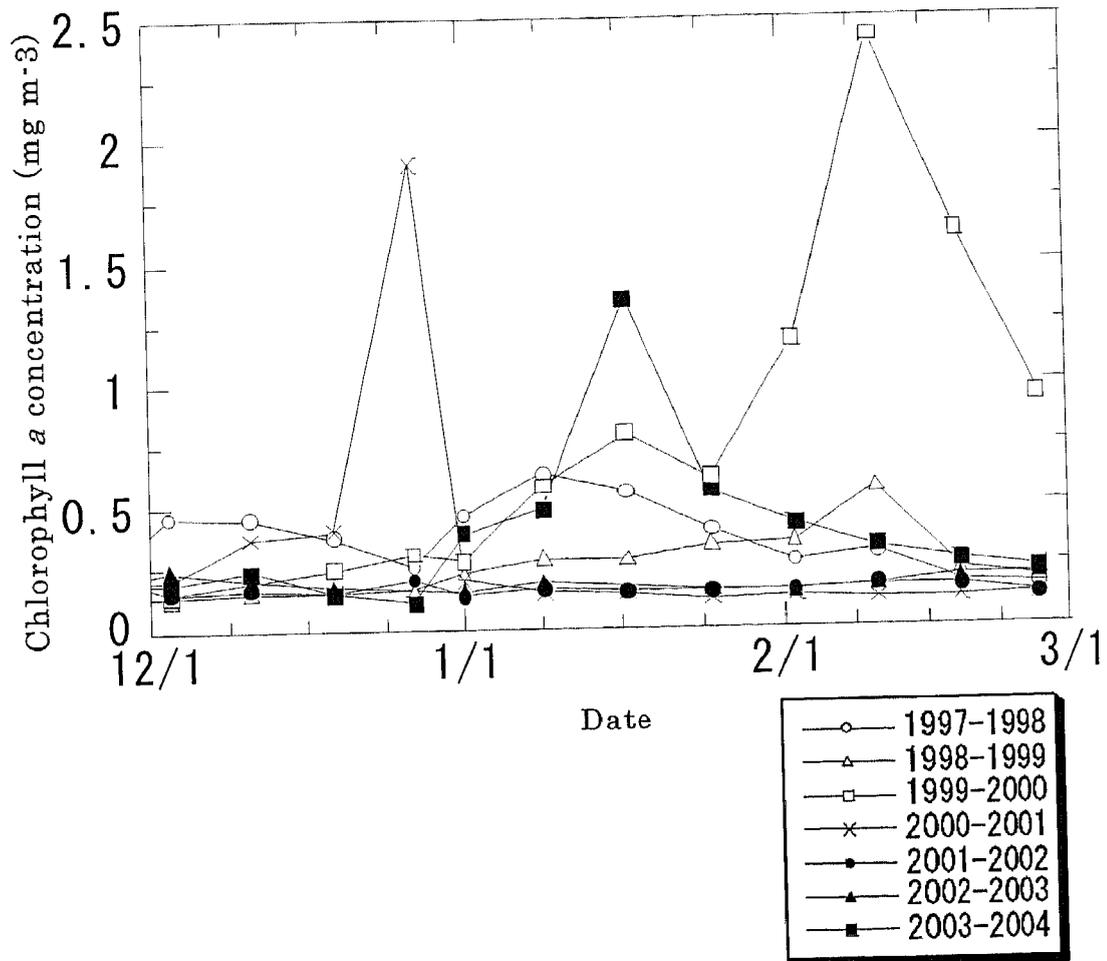


図 12 高緯度海域における 8 日平均クロロフィル濃度の時間変動

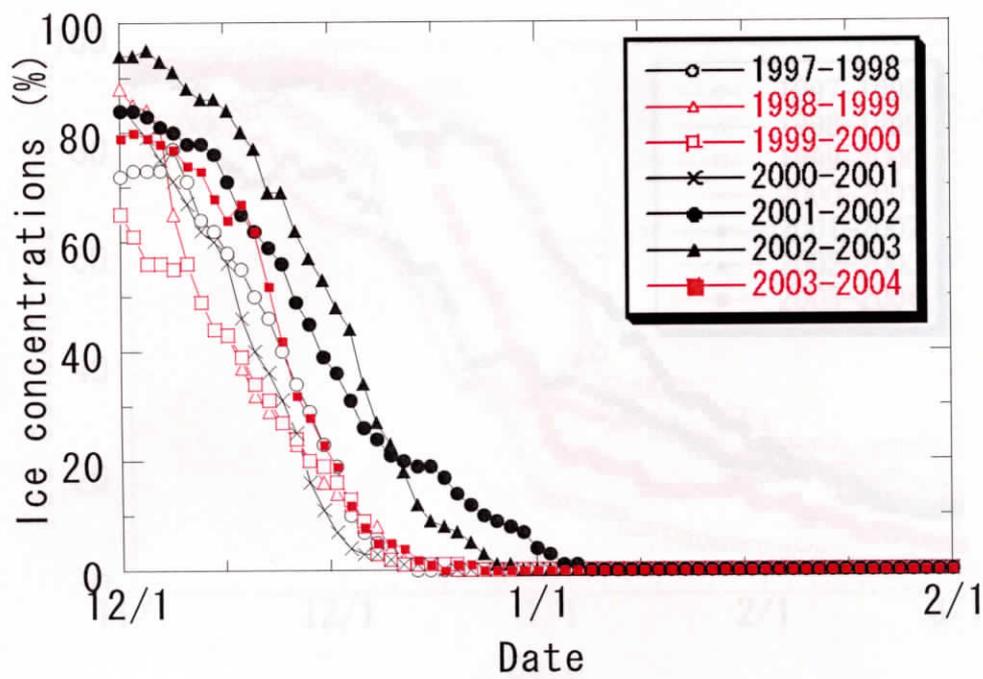


図 13 低緯度海域における日平均の海氷密接度の変動

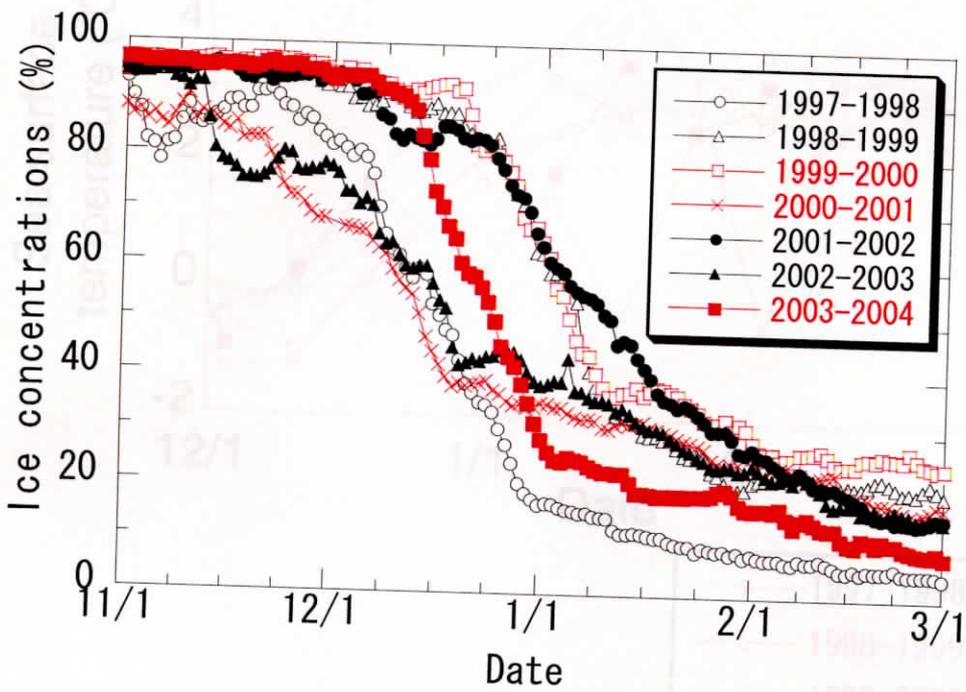


図 14 高緯度海域における日平均の海氷密接度の変動

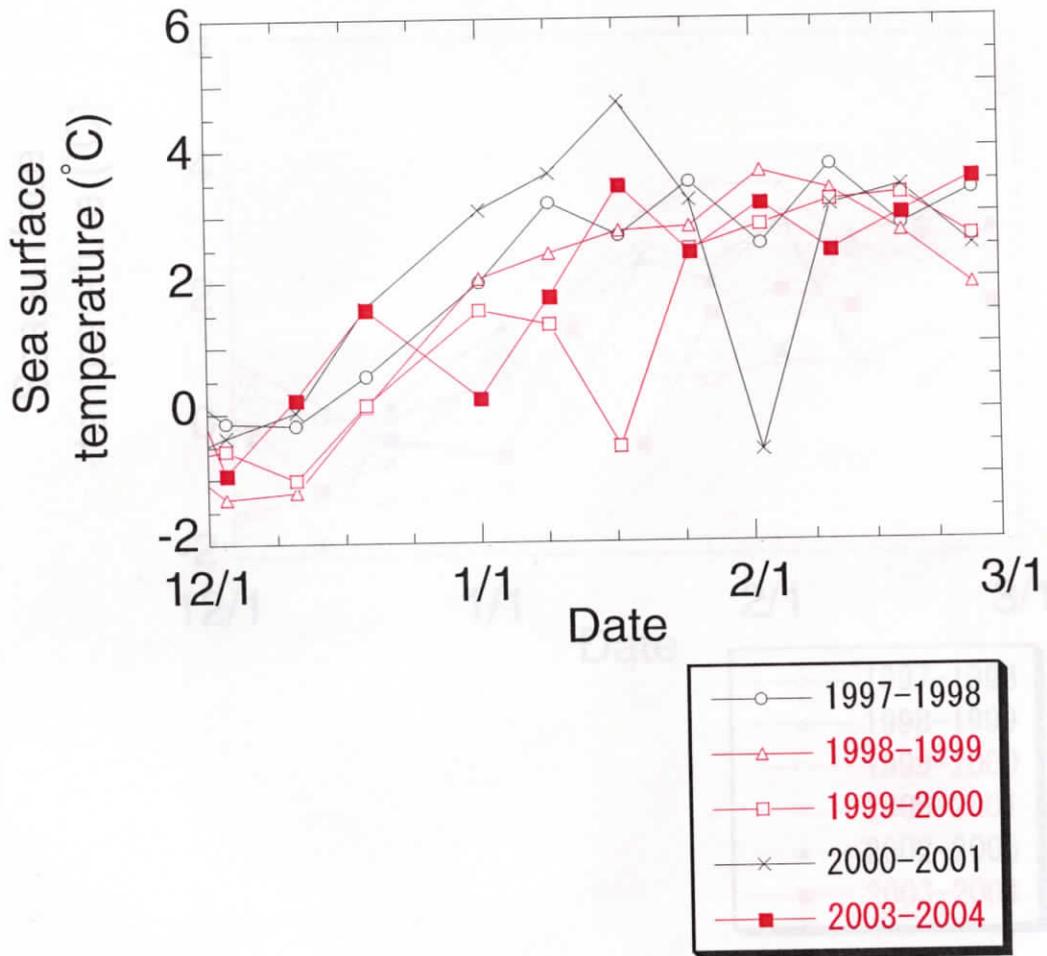


図 15 低緯度海域における 8 日平均表面水温の時間変動

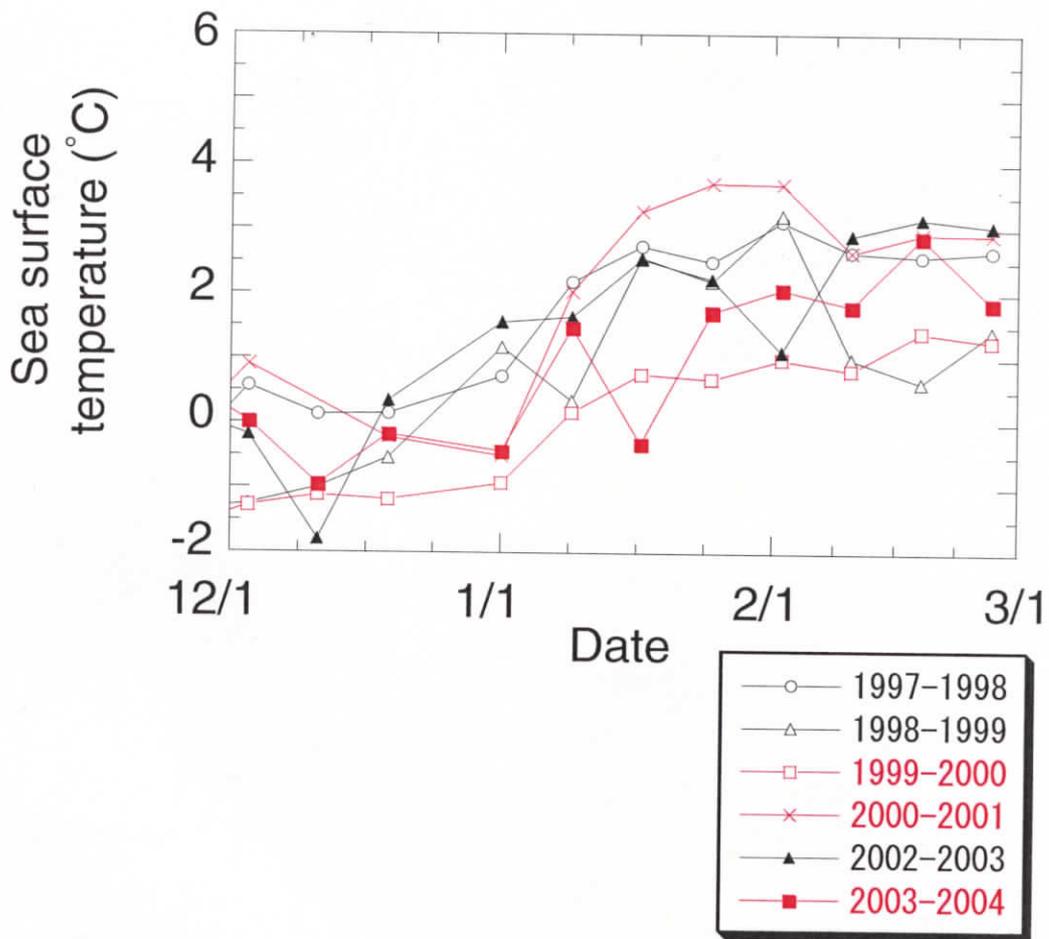


図 16 高緯度海域における月平均表面水温の時間変動

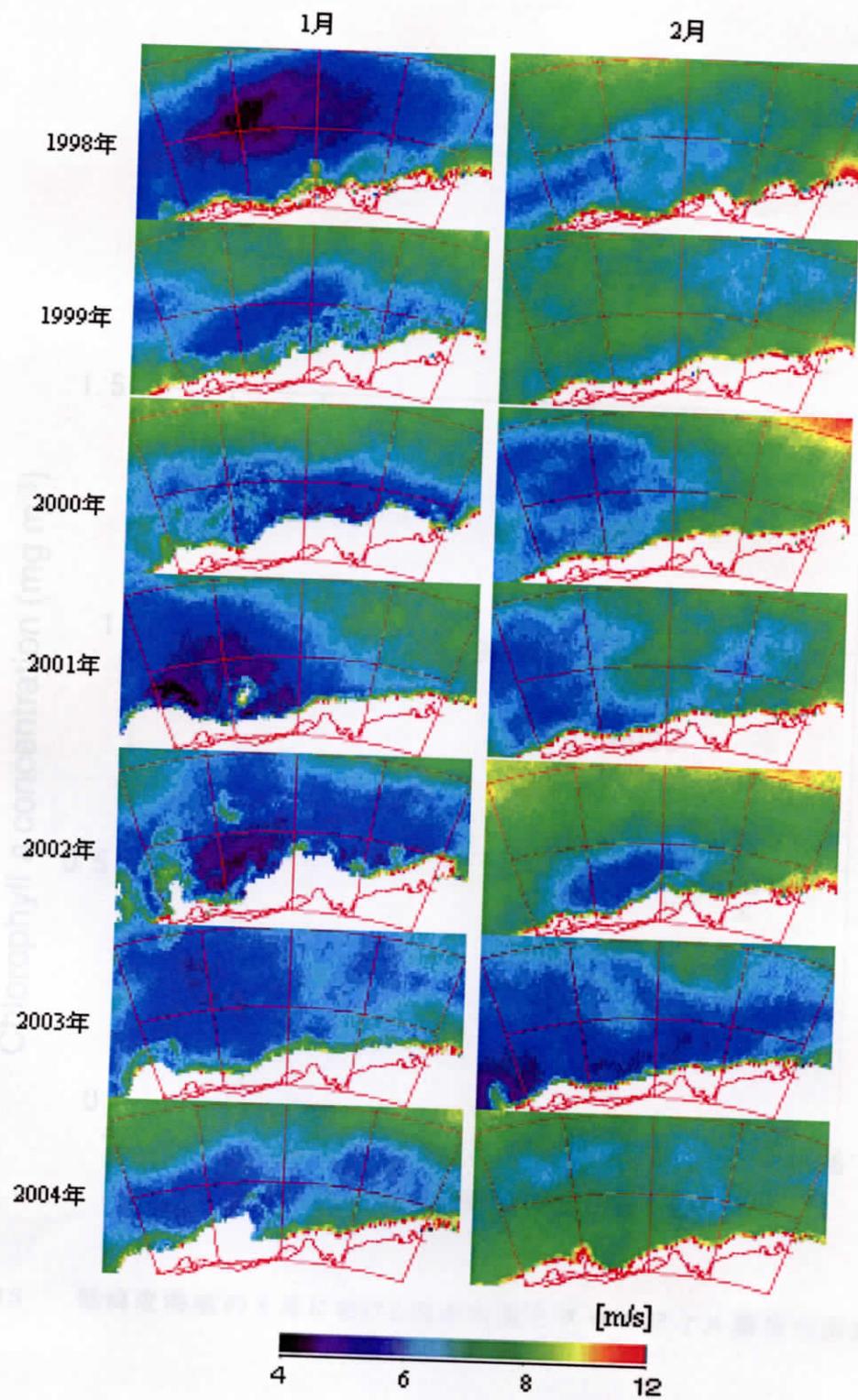


图 17 月平均海上风速

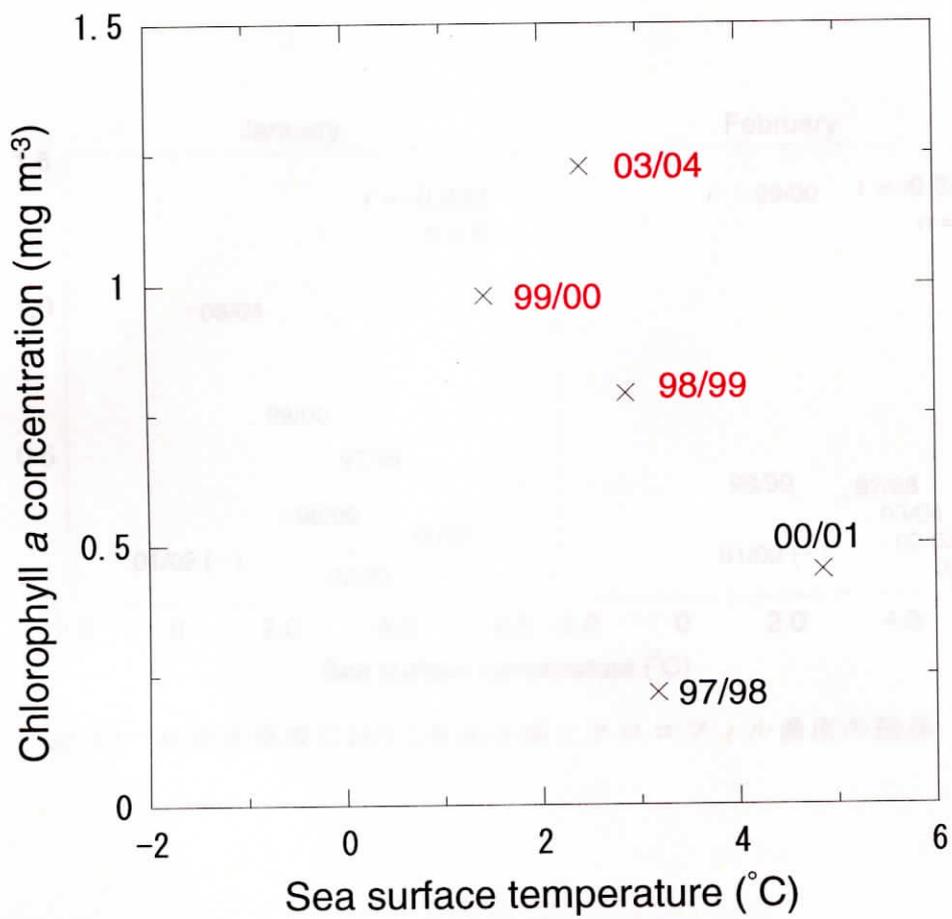


図 18 低緯度海域の 1 月における表面水温とクロロフィル濃度の関係

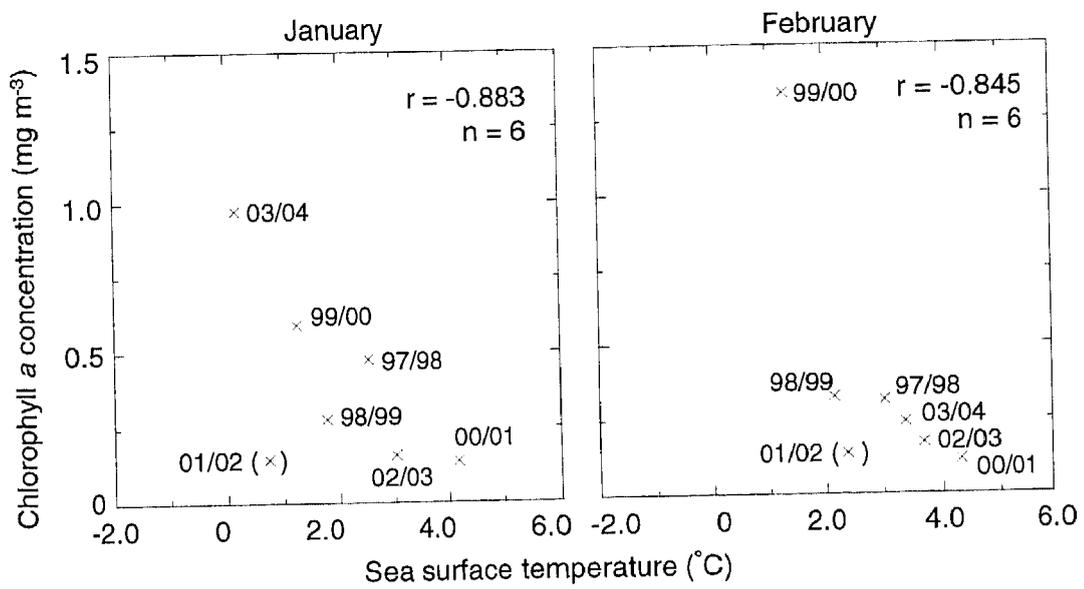


図 19 高緯度海域における表面水温とクロロフィル濃度の関係

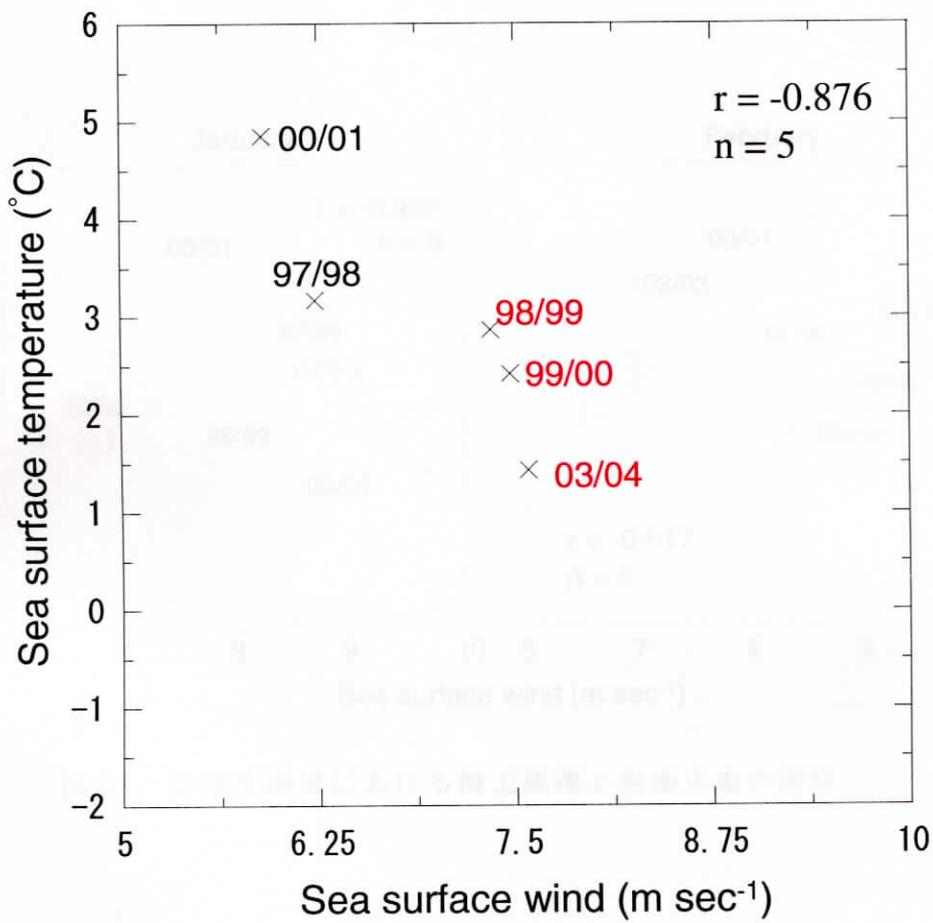


図 20 低緯度海域の 1 月における海上風速と表面水温の関係

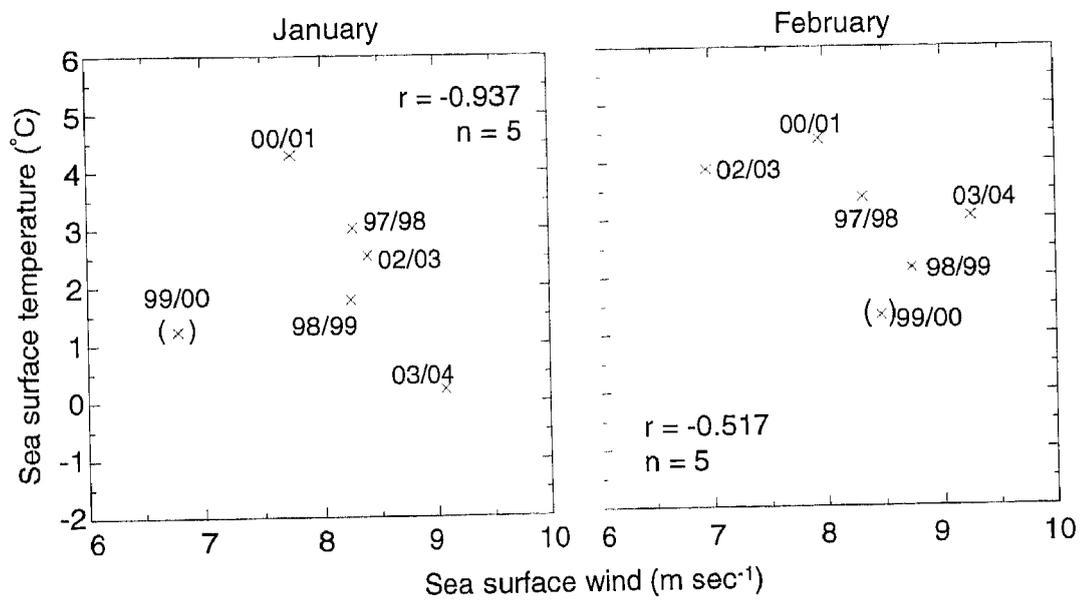


図 21 低緯度海域における海上風速と表面水温の関係

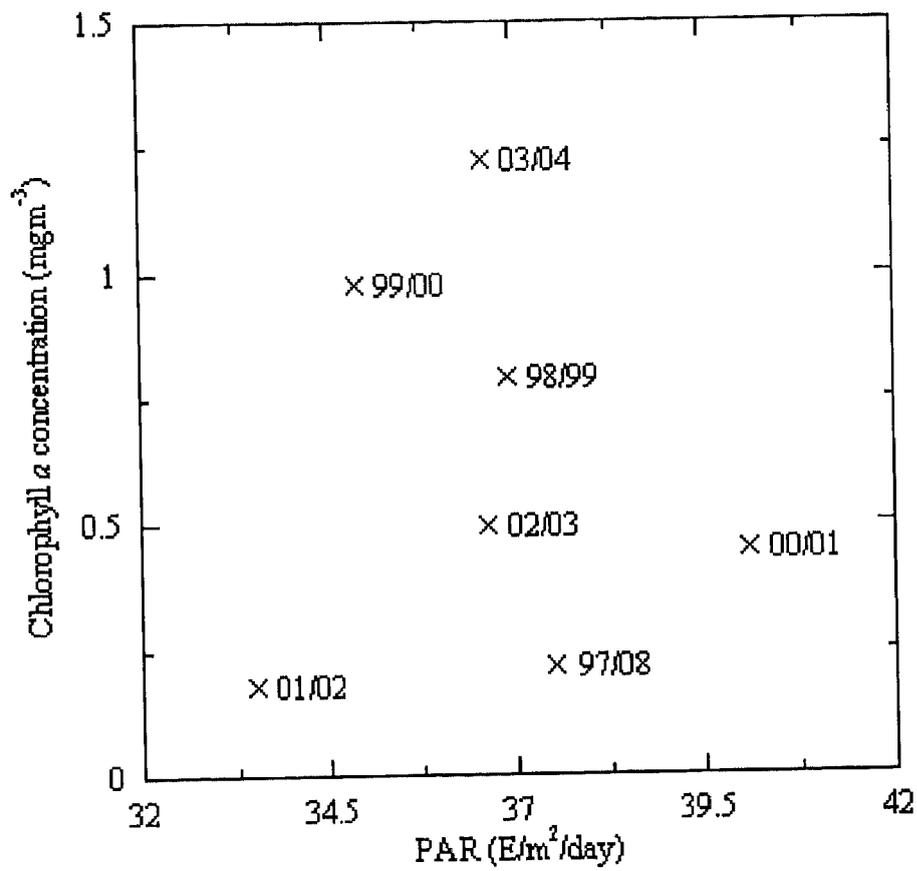


図 22 低緯度海域における光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係

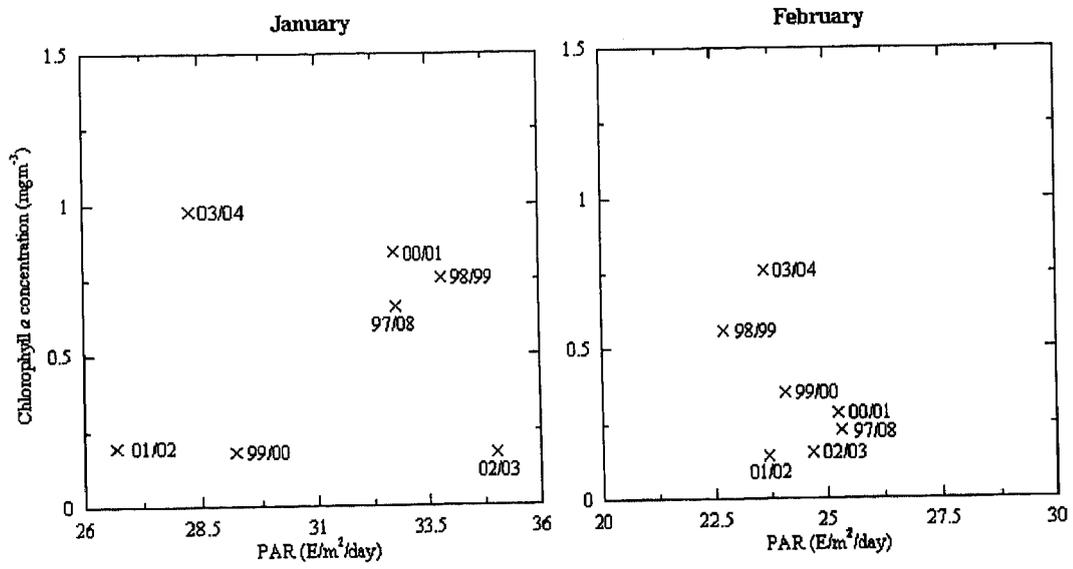


図 23 高緯度海域における光合成有効放射量とクロロフィル濃度の関係

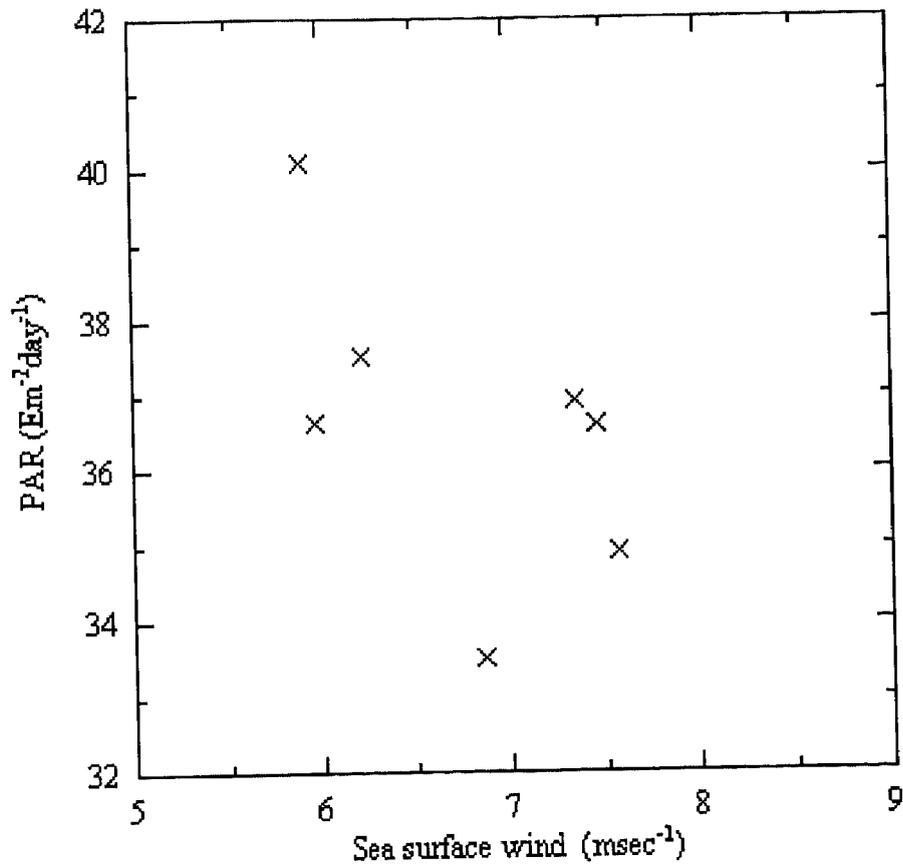


図 24 低緯度海域における海上風速と光合成有効放射量の関係

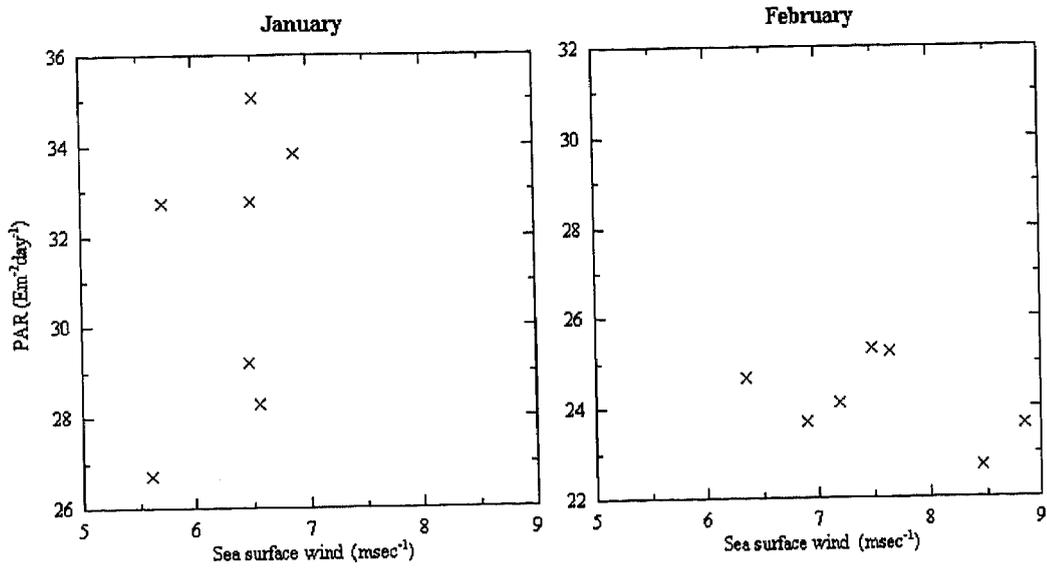


図 25 高緯度海域における海上風速と光合成有効放射量の関係

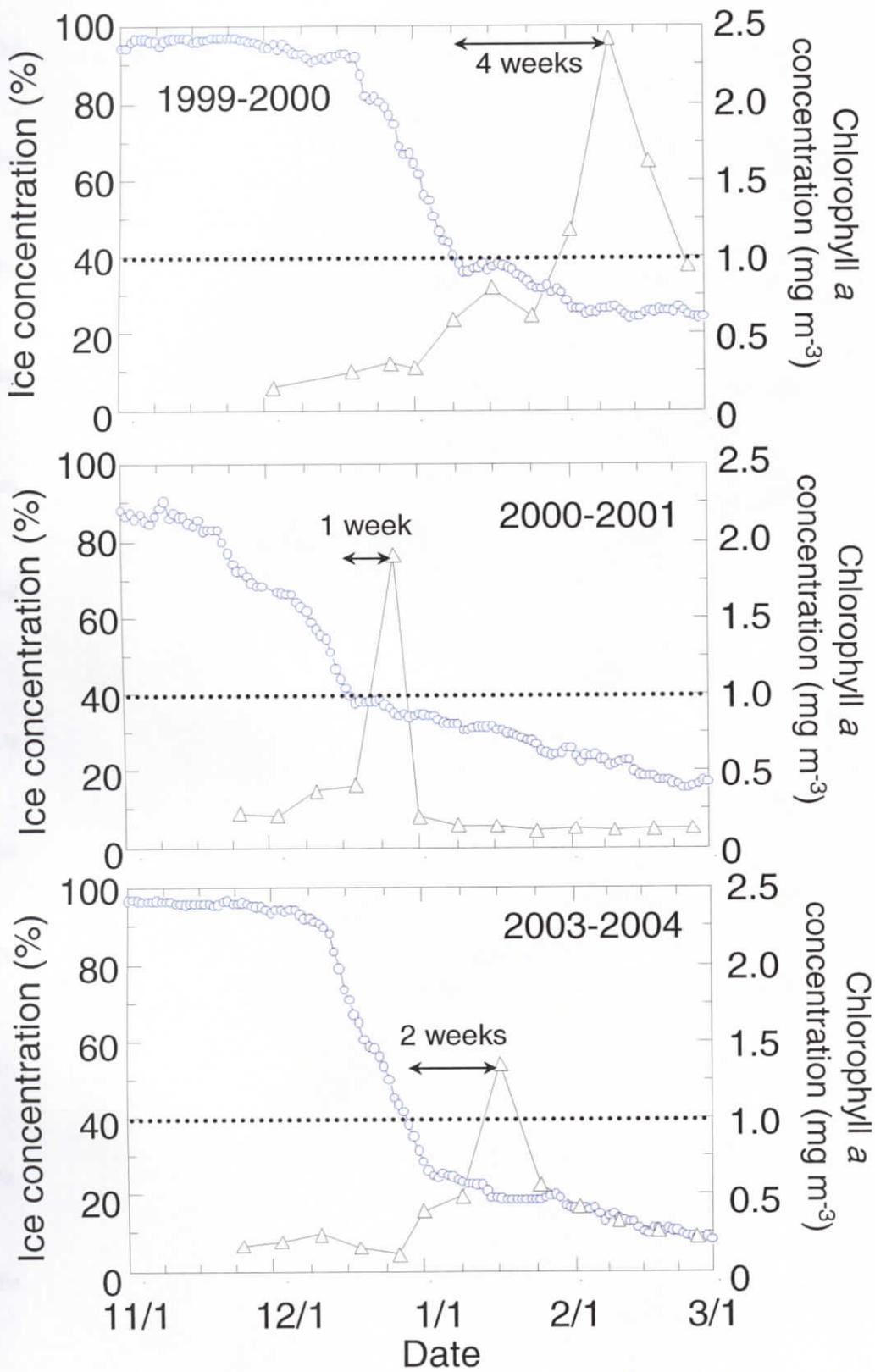


図 26 高緯度海域における海氷密接度に対するクロロフィル濃度ピーク

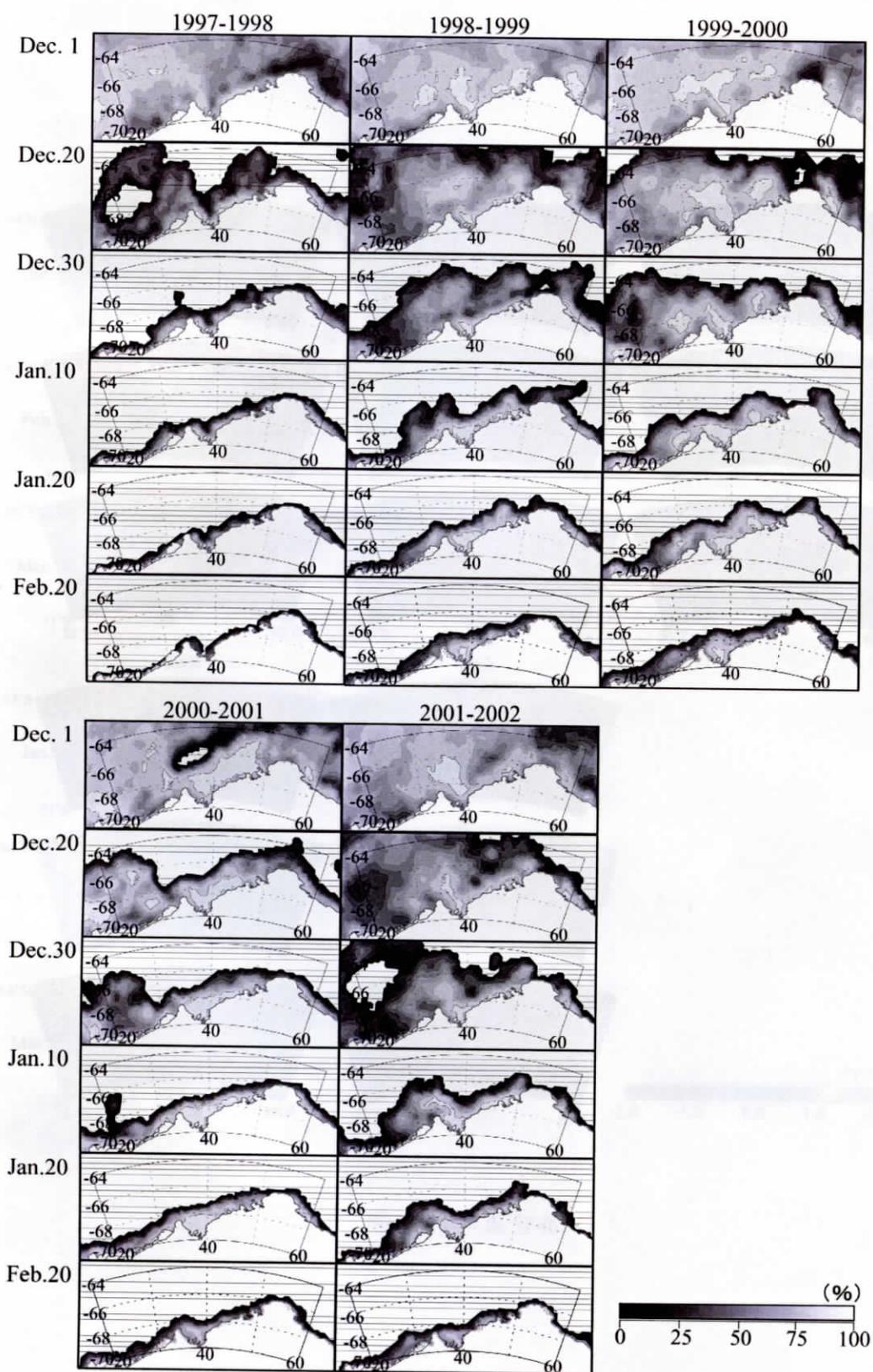


图 27 海水分布

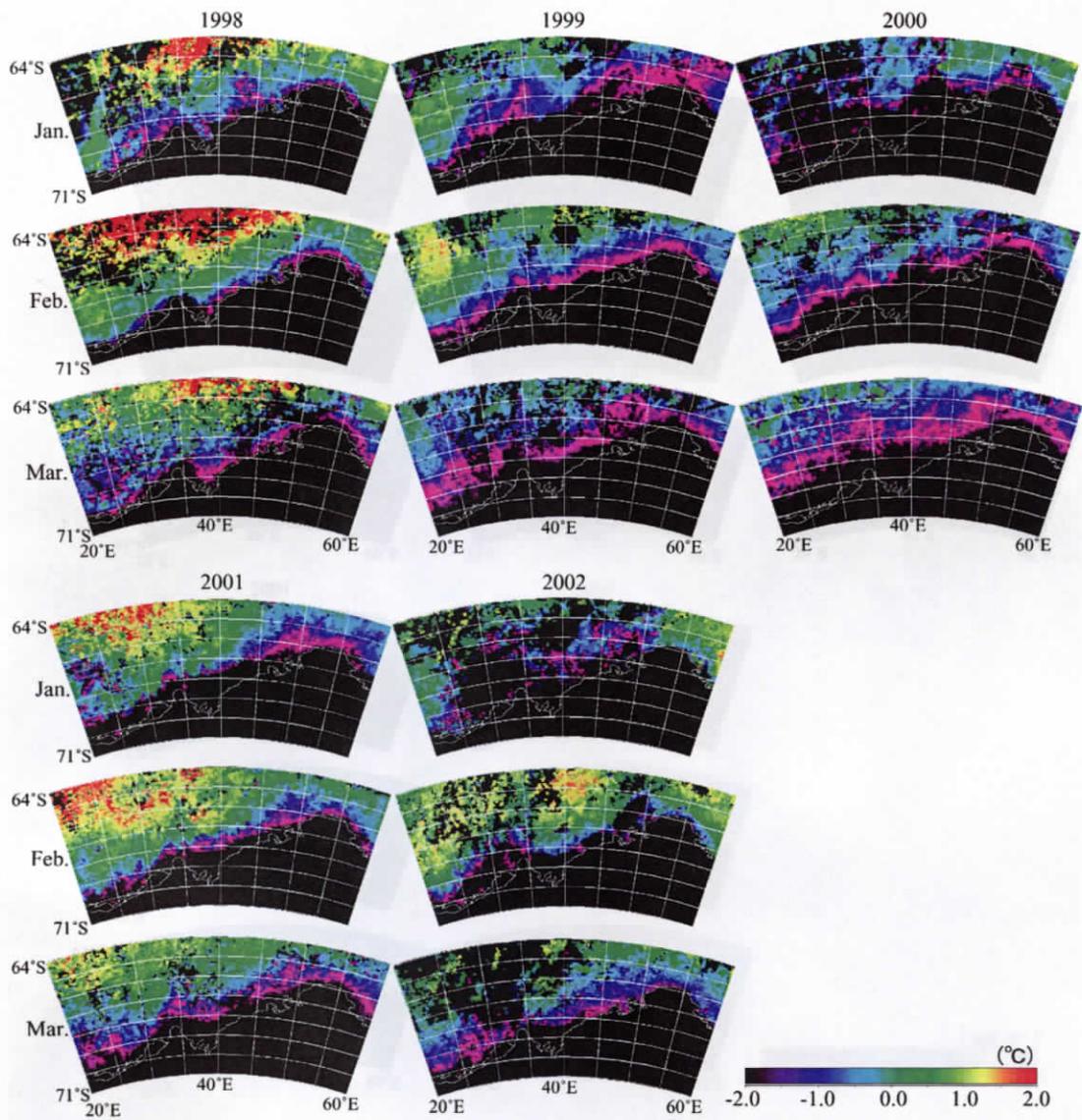


图 28 水温分布

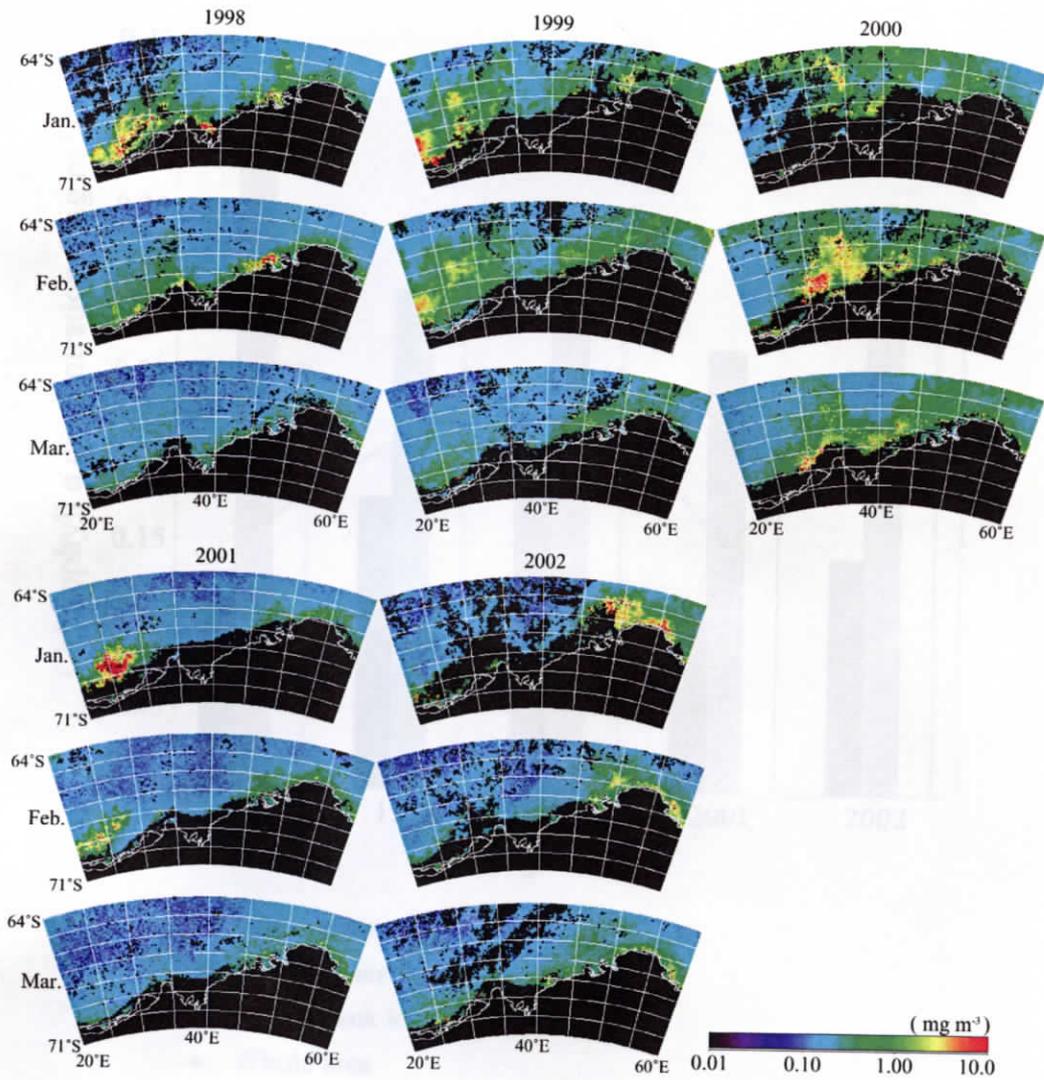


図 29 クロロフィル分布

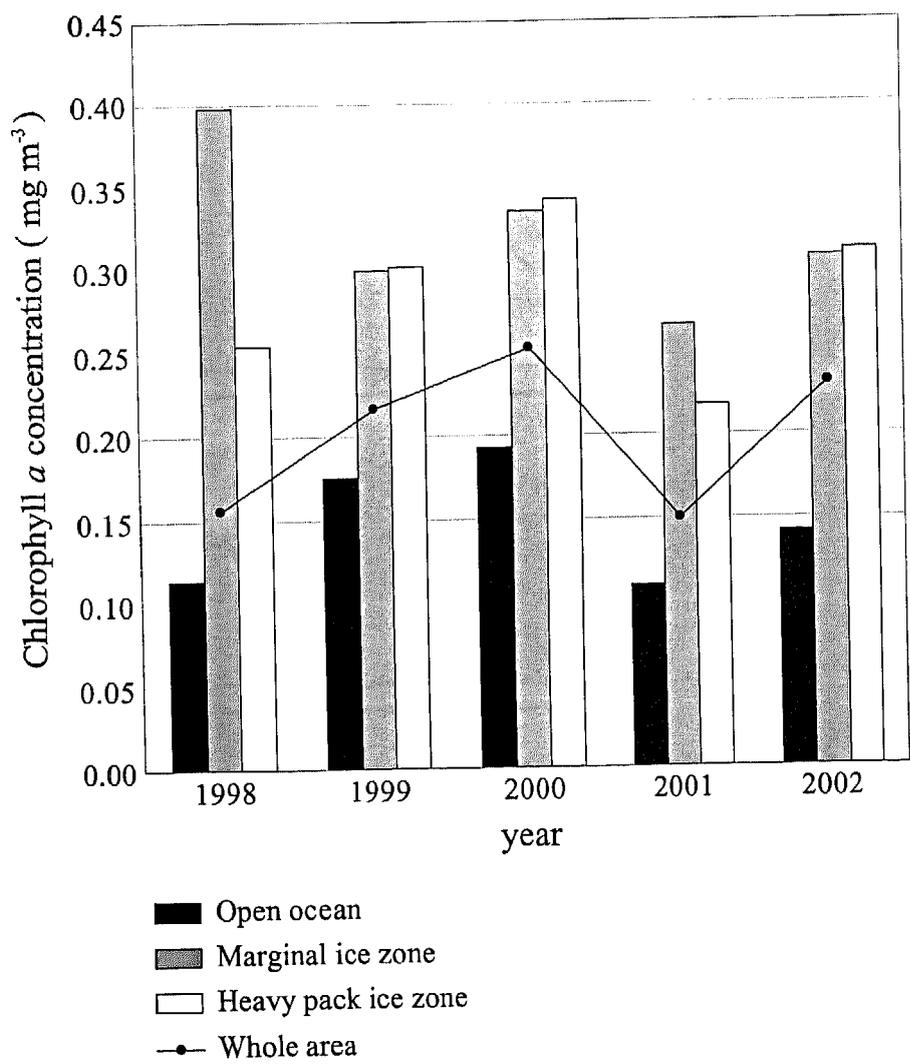


図 30 各区分におけるクロロフィル年平均濃度

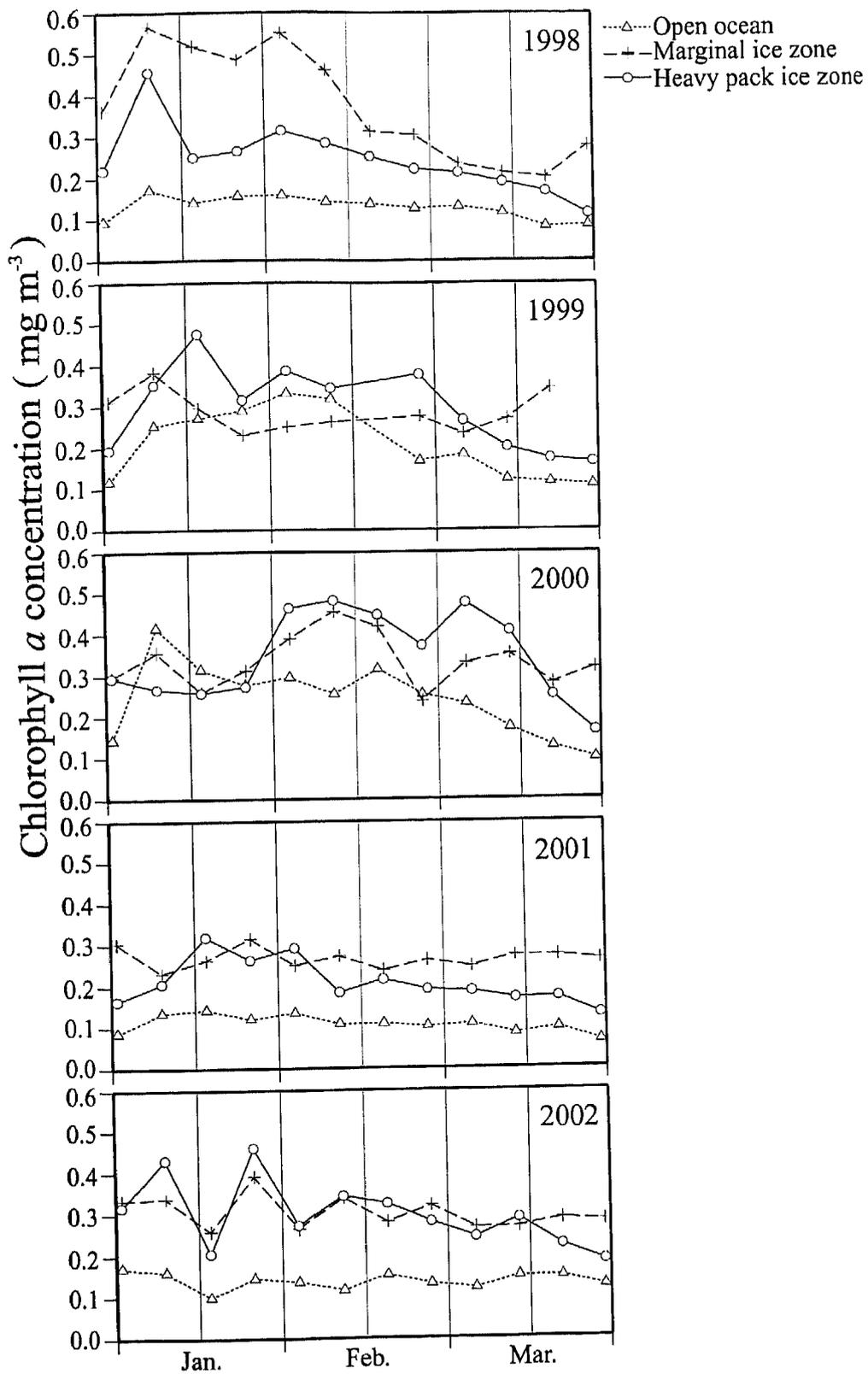
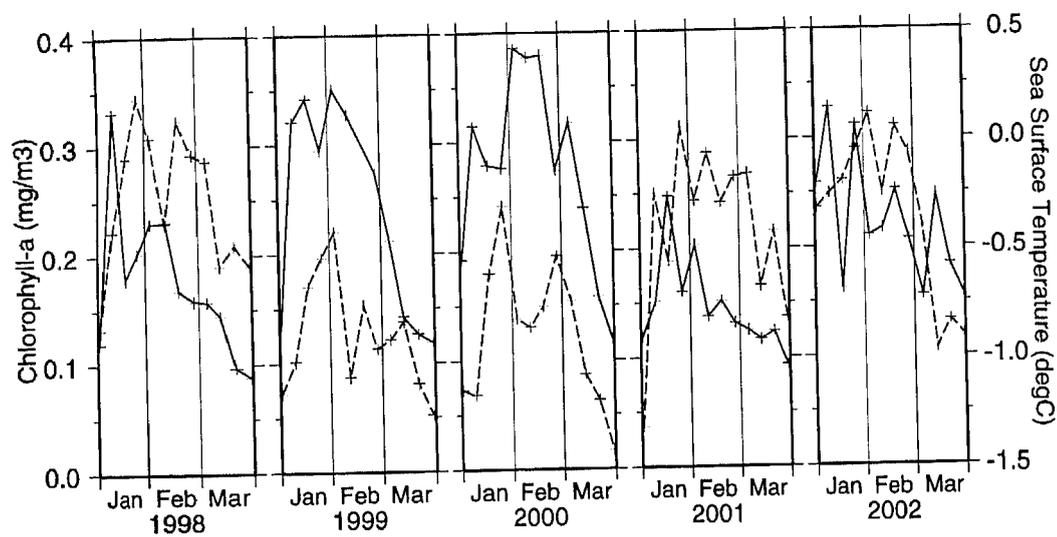


図 31 各区分のクロロフィル濃度の時系列変動



波線：表面水温 実線：クロロフィルa濃度

図 32 全海域のクロロフィル濃度と表面水温の時間変動

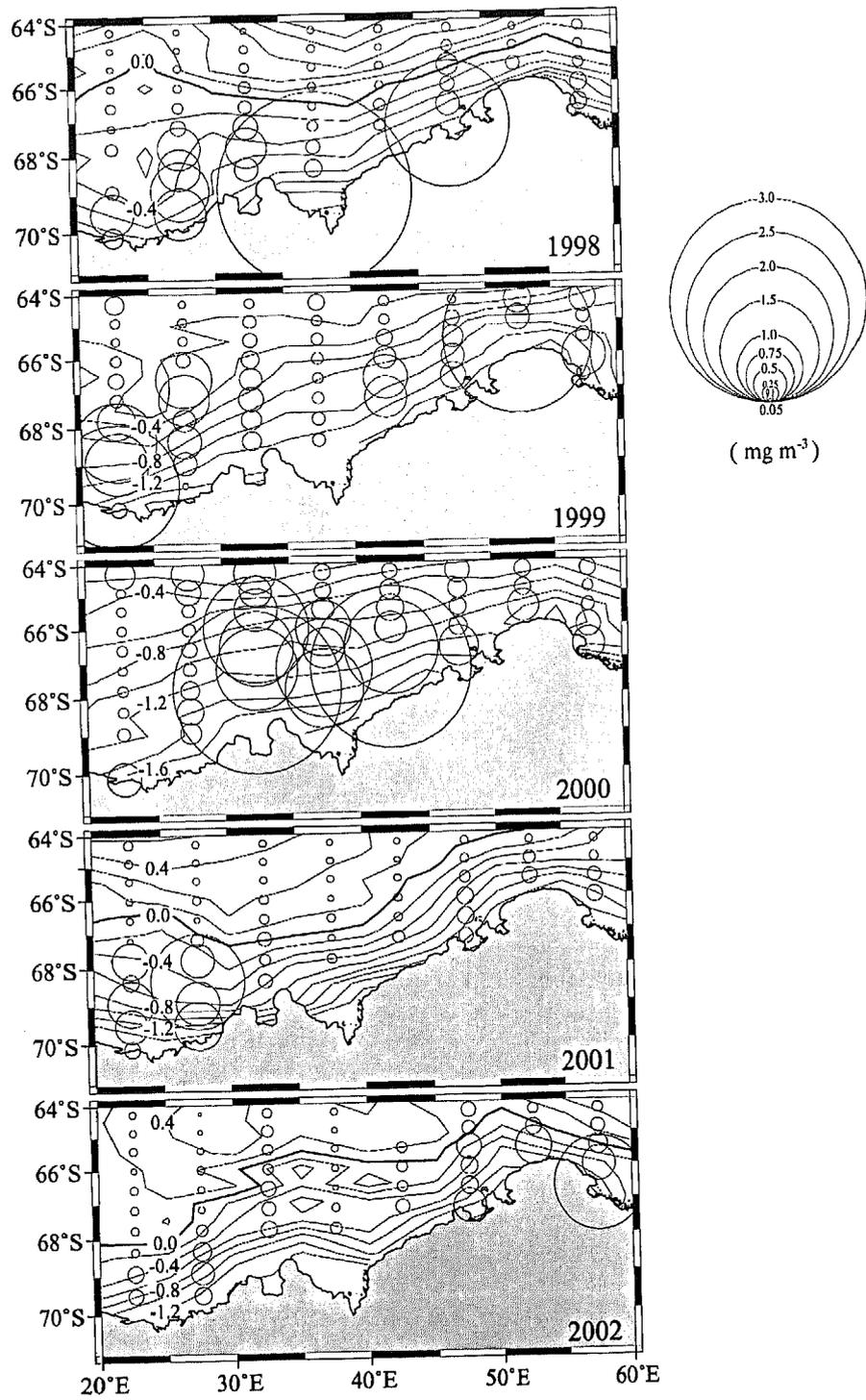


図 33 夏季における平均クロロフィル濃度と水温分布