

南大洋インド洋区及びリュツォ・ホルム湾沖の海水消長の特徴

牛尾収輝^{1*}On sea-ice advance and retreat in the Indian Ocean sector and
off Lützow-Holmbukta, AntarcticaShuki Ushio^{1*}

(2006年4月7日受付; 2006年5月18日受理)

Abstract: Characteristics of sea ice variations in the Indian Ocean sector and off Lützow-Holmbukta, Antarctica, have been described with satellite data archived since the 1970s. In the Indian Ocean sector, the period of maximum ice extent is generally reached in October, a month later than in other sectors. The probable reason for the delay is eastward sea-ice drift from the Weddell Sea sector west of the Indian Ocean sector. During the ice melt season, the highest rate of ice retreat from November to December appears in the Indian Ocean sector. Also, the ice edge along 40 degrees east longitude off Lützow-Holmbukta shows a remarkable delay pattern at the beginning of autumn ice extent season and rapid retreat of the ice edge in the spring melt season. These features are qualitatively explainable due to Cosmonaut Polynya formation.

要旨: 1970年代以降の衛星データを用いて、南大洋インド洋区及びその中のリュツォ・ホルム湾沖における海水消長の特徴を調べた。インド洋区で海水域面積が最大値に達する時期は10月で、他の海域と比べて1カ月遅い。この遅れの一因として、インド洋区の西に位置するウェッデル海区から沖合流氷が東に輸送されることが寄与していると考えられる。海水融解期の11-12月の面積減少率はインド洋区で最も大きいことも示された。リュツォ・ホルム湾沖の海水消長については、東経40度線上の海水縁位置の変化に着目した。その結果、秋～初冬の海水域拡大期には水縁の北上開始が他の海域よりも1-2カ月遅れること、春の海水域縮小期には急速に氷縁が後退する傾向が顕著であることがわかった。この東経40度付近の海水消長はインド洋区の中でも顕著な特徴であり、同海域におけるコスモノートポリニアの形成との関連が示唆される。

¹情報・システム研究機構国立極地研究所. National Institute of Polar Research, Research Organization of Information and Systems, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173-8515.

*E-mail: ushio@pmg.nipr.ac.jp

1. はじめに

1970年代半ば以降、マイクロ波センサーを搭載した衛星観測が実施され、得られたデータによる南大洋海水域の時間空間変動の研究が進められている(例えば, Parkinson, 1994, 2002). 衛星搭載のマイクロ波センサーによる観測データの空間分解能は12.5 km か 25.0 km で比較的粗いが、天候や昼夜に関わらず、南大洋全域をカバーする観測が毎日可能であることから、海水域の季節・年々変化の特徴を把握する上で有益なデータが蓄積されている。また、海水変動を気候学的観点から理解する研究も盛んであり(例えば, White and Peterson, 1996; Kwok and Comiso, 2002), 海水消長の実態把握は地球科学研究の中でも重要な課題の一つとなっている。

日本南極地域観測事業における昭和基地方面への人員・物資輸送は、南大洋インド洋区を航海する砕氷船によって実施されている。毎年12月中～下旬に昭和基地に接近し、翌年2月中～下旬に同基地沖の氷海を離脱する。この春～夏～初秋の季節は、融解の進行と風による漂流に伴って、海水状態が時間空間的に著しく変動する時期であり、砕氷航行の難易度に影響する場合もある(楠, 1975)。従って、海水域における研究観測の実施のみならず、砕氷航行を含めた観測オペレーション遂行のためには、インド洋区及び昭和基地沖の海水消長の実態把握が不可欠である。Worby *et al.* (1998) はインド洋区と太平洋区を合わせた東南極の東経20-160度の海域について、海水消長の特徴をレビューしている。しかし、彼らが氷縁位置の季節・年々変動の解析に用いたデータは1991-1995年に限られ、また東経20-160度の海域のうちインド洋区のみに関する海水変動の特徴は十分に示されていない。

海水に関する衛星観測データ公表は、初期の印刷体に加えて現在はCD-ROM やウェブサイトを通して1970年代以降のデータ公開の促進が図られている。本小論ではこれら約30年間のデータに見られる、インド洋区とその中のリュツォ・ホルム湾沖の海水変動特性について記し、種々の海水変動の特徴を示す物理的な要因に関しては初期的な考察にとどめた。しかし、得られた知見はインド洋区海水域を対象とする研究観測の計画立案を始め、船舶による南極観測オペレーションの今後の検討・実施のための参考資料になると考える。

2. 用いたデータ

衛星データから海水に関する物理量に演算され、広く公開されているデータのうち、以下のものを用いた。ウェブサイトで入手したものは、URL(2006年3月現在)を併記する。

- ① 米国雪氷データセンター(National Snow and Ice Data Center: NSIDC)による海水域面積データ(1978年11月～2004年12月の月ごと及び1988～2004年の各月平均値)

http://nsidc.org/data/smmr_ssmi_ancillary/area_extent.html

- ② NSIDCによる各月海水域面積の経度10度ごとの値(1973年1月～1990年8月)

<http://nsidc.org/data/g00917.html>

- ③ 米国立氷センター (National Ice Center: NIC) 及び Navy-NOAA Joint Ice Center による sea ice chart 海氷図 (1973 年 1 月～2006 年 3 月, 毎週か隔週)

<http://www.natice.noaa.gov/products/antarctic/index.htm> (1998 年 6 月以降)

- ④ NSIDC によるアーカイブ, 配布のマイクロ波衛星画像

“Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data, Volume 1-4” (CD-ROM)

3. 結果と考察

3.1. インド洋区の海氷消長

南大洋各海区における海氷域面積の季節変動 (月平均値) を図 1 に示す。ここで海氷域は海氷密接度 15%以上の海域であり, 着目したインド洋区は, 東経 20 度から東向きに東経 90 度までの経線で囲まれた海域を示す (Gloersen *et al.*, 1992)。海氷域面積が最大になる時期はインド洋区においてのみ 10 月で, 他のそれはすべて 9 月である。これは 1988-2004 年のデータに基づく平均像であり, 同様の傾向は 1978-1987 年の期間についても Gloersen *et al.* (1992) によって示されている。従って, インド洋区の見氷域面積の年間極大となる時期が他よりも 1 カ月遅い傾向は, 1978 年以降の 27 年間で一般的な特徴と言える。

一方, 海氷域面積が年間極小を示す時期は, 全海区とも 2 月である (図 1)。従って, 春

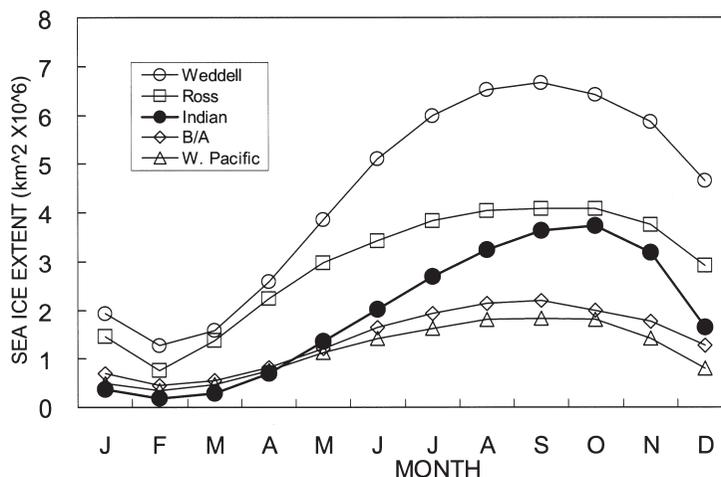


図 1 南大洋各海区における海氷域面積の月別変化。密接度 15%以上の海域で, 1988 年から 2004 年までの平均値。各海区は各経線間を東周りに囲む領域で以下の通り (Gloersen *et al.*, 1992 に基づく)。インド洋区 20°E-90°E; 西部太平洋区 90°E-160°E; ロス海区 160°E-130°W; ベリングスハウゼン-アムンセン海区 130°W-60°W; ウェッデル海区 60°W-20°E。

Fig. 1. Seasonal variation of sea ice extent above 15% ice concentration for each sector averaged in 1988-2004. The sectors are Indian Ocean, 20°E to 90°E; western Pacific Ocean, 90°E to 160°E; Ross Sea, 160°E to 130°W; Bellingshausen and Amundsen Seas (described 'B/A' for short), 130°W to 60°W; Weddell Sea, 60°W to 20°E (after Gloersen *et al.*, 1992).

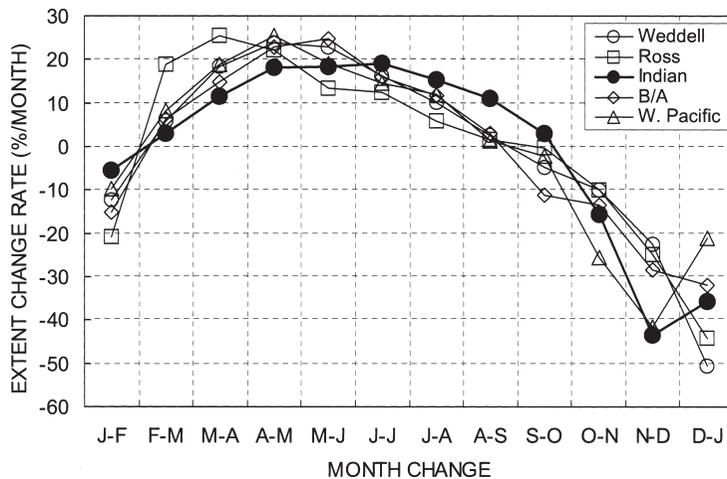


図2 各海区における海水域面積の月間増減率(±%/月)。図1で用いたデータから各月間差を年較差で規格化したもの。

Fig. 2. Monthly change rates (±% per month) of ice extent for each sector. Change rates are normalized in each annual range calculated from maximum and minimum data for each sector in Fig. 1.

～夏季に海水が融解して面積が減少する時期は、インド洋区における面積減少率(時間当たりの面積変化)が他の海区より大きいことを示唆する。このことは図1で11-12月の面積変化曲線の傾き(負値)がインド洋区で最大であることにも現れている。各海区の境界の間隔は経度にして70度または80度でほぼ均等であるが、大陸沿岸線の位置する緯度が海区によって異なる。従って、経線で区分された海区内に占める大陸の面積が異なり、海水の存在し得る海洋域の面積も海区ごとに異なる。そこで各海区の海水域面積の最大値と最小値の差(年較差)に対する月間の面積変化の割合(%)で比較した。図2に各海区の海水域面積変化率(%/月)を示す。この規格化した値による比較から、海水域面積の減少率が11-12月にインド洋区で最大となることがわかる。また、6-10月の間は海水域面積の増大率がインド洋区で最大である状態が持続している。この特徴も前述した海水域面積の年間極大時期がインド洋区で遅くなることに反映されていると言える。

従来、南極海水域は成長・拡大に約7カ月間、融解・縮小に約5カ月間かかることが一般的に述べられているが(Worby *et al.*, 1998)、インド洋区については前者に約8カ月間(3-10月)、後者に約4カ月間(11月～2月)かかり、海水域面積の季節変動における時間非対称性が他の海区よりも際立っていることがわかった。

3.2. リュツォ・ホルム湾沖、東経40度線上の水縁位置の変動

1973年1月～2006年3月のNIC海水図から読取った東経40度線上の水縁位置の時間

変化を図3に示す。ここで氷縁が40度線を横切る回数が複数となった場合は、高緯度側の位置を採用している。その理由は次の通りである。東経40度線上においては、局所的に氷縁が後退した結果、ポリニア（氷野内の開水面または疎水域）の形成に至った事例があり、このような場合には採用した高緯度側の氷縁の沖（北）側にも海水域が存在している。換言すれば、データとして採用した高緯度側の氷縁以南は、大陸沿岸に接して海水域が形成され、その沖においては東経40度線の周囲（東方あるいは西方）から帯状の流水域が、主として東西方向に伸びた形状を成して存在していた。このような事例は秋季から冬季にかけて氷縁が北上する時期（海水域拡大・成長期）、または春季から夏季にかけて氷縁が南下する時期（海水域縮小・融解期）に認められ、各年で氷縁位置が最北に達する極大期には認められなかった。このように東経40度線上周辺で生じる特異な氷縁の形状や位置の時間変化に反映された海水消長の特徴を抽出するために、図3の作成においては高緯度側の氷縁位置データを採用した。各年の厳冬期前後に氷縁が最も北に張出す極大値や、夏の融解期に氷縁が後退する極小値については、それらの発現時期・頻度の変化に明瞭な周期性は認められない。しかし、1980年代後半～1990年代前半と2000年代前半は張出しが比較的強く、1980年代中期と1990年代後半に張出しが弱い傾向にある。また、このような相対的な変動傾向の特徴は、インド洋区全体の海水域面積の変化（図4）における各年最大値の発現時期・頻度の変動傾向のそれとほぼ合っている。

次に氷縁の季節変動の特徴を見るために、各年の時間軸を揃えた氷縁位置の変化を図5に示す。東経40度線上における氷縁北上の開始時期は4月以降に顕著となることが一般的な特徴と言える。東経40度線上の氷縁位置が3月でも北上を開始しない特徴は、1970-1972年の砕氷船「ふじ」のデータからも示されている（楠，1975）。図1，2に見られるように、

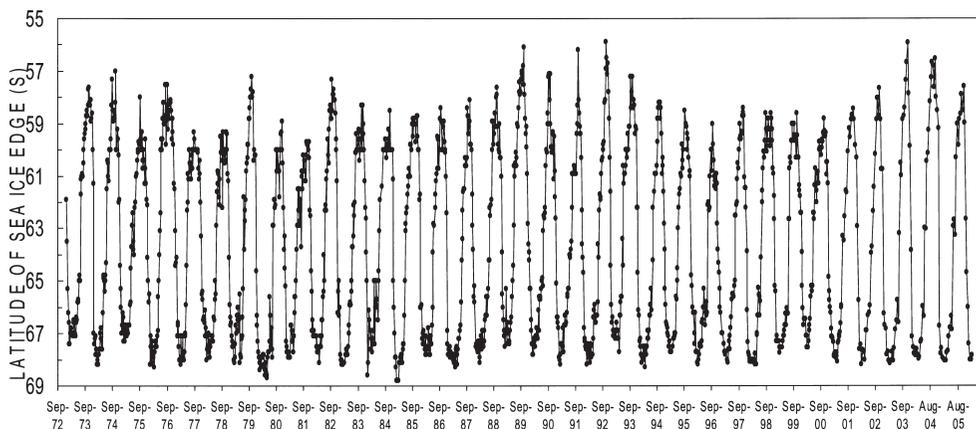


図3 東経40度線上の氷縁位置。NIC 海水図から読取った値に基づく。

Fig. 3. Seasonal and interannual variations of sea-ice edge location along 40 degrees east longitude read from the NIC sea ice charts from January 1973 to March 2006.

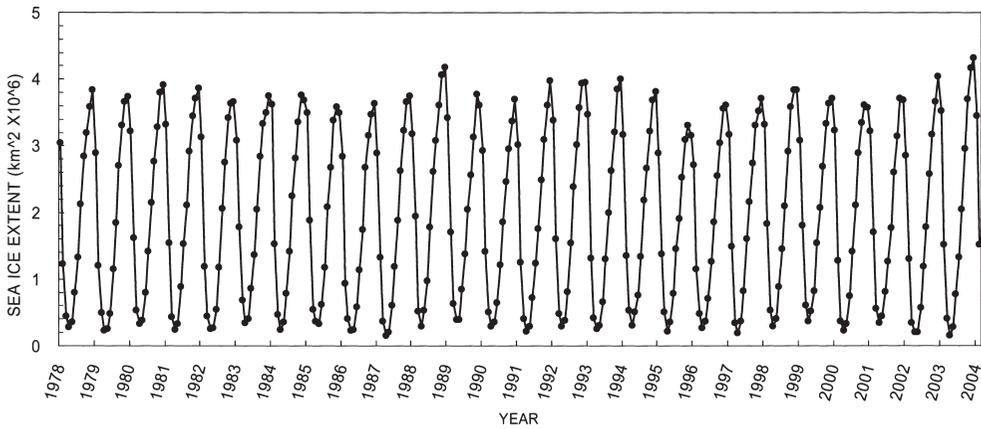


図4 インド洋区の海水域面積(密接度 15%以上)の変化。1978年11月～2004年12月の各月平均値に基づく。

Fig. 4. Seasonal and interannual variations of sea ice extent (>15% in ice concentration) for the Indian Ocean sector (20 to 90°E) from November 1978 to December 2004.

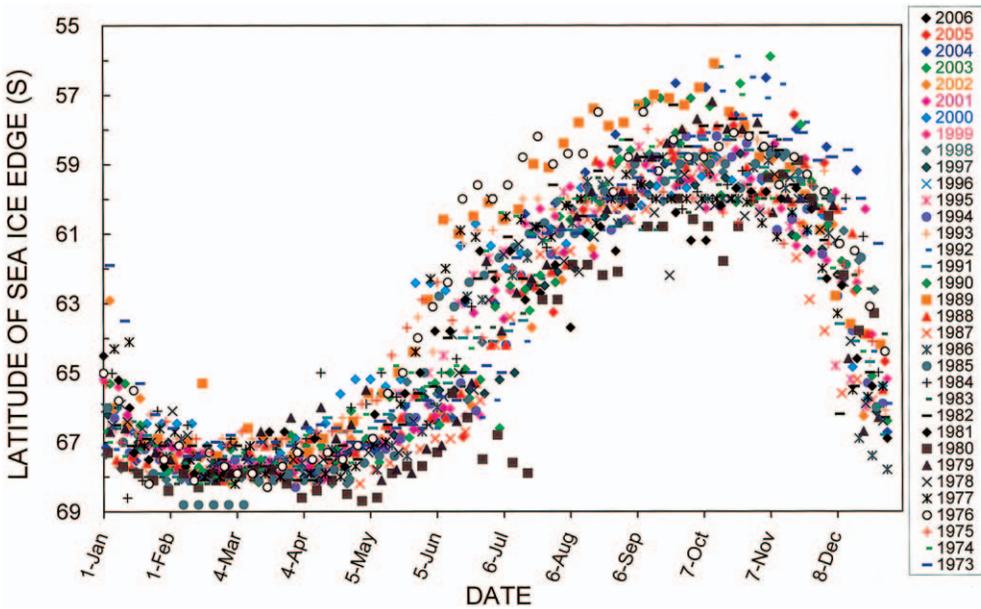


図5 東経40度線上の氷縁位置の季節変動。1973年1月～2006年3月の氷縁位置を一つの日付軸に揃えて重ね合わせた。

Fig. 5. Seasonal variation of ice edge location along 40 degrees east longitude. All data from January 1973 to March 2006 are superimposed at the same day for each year.

インド洋区全体の海水域面積としては2月に最小となり、3月から増大に転じている。しかし、東経40度線を含む東経30-50度の海域における海水域面積の季節変動では、面積増大

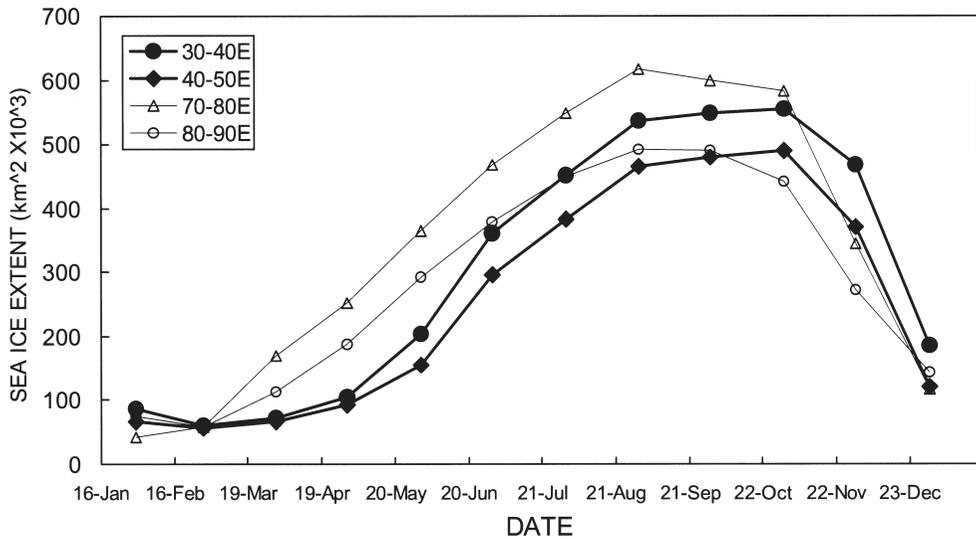


図6 東経30-50度及び70-90度における海水域面積の季節変動。1973-1990年の平均。

Fig. 6. Seasonal variations of sea ice extent in 30-50°E and in 70-90°E averaged in 1973-1990.

が顕著になる時期が4-5月であり、インド洋区内の他の海域である東経70-90度では、2-3月に顕著な面積増大が認められる(図6)。従って、東経40度周辺はインド洋区の中でも秋季の海水域拡大開始が遅い特徴を示すことがわかった。このように、氷縁の北上開始・海水域拡大の遅れの一因として、大陸沿岸線の緯度差による大気冷却の季節進行の違いが考えられる。しかし、インド洋区内では大陸沿岸線の位置はほぼ等しく、東経80-90度海域の沿岸線は南緯66-67度で、東経40度の海域(南緯68-70度)よりもむしろ低緯度に位置している。従って、海域が位置する緯度の違いからは海水域拡大開始の遅れの要因を説明できない。海水の成長・融解及び運動に寄与する大気・海洋場の相違点をもとに解析することが今後の課題である。

3.3. 特異な海水消長をもたらす要因の一考察

1) 海水域面積が年間極大に達する時期の遅れ

この一因として、ウェッデル海区からの海水の輸送が考えられる。インド洋区の西に位置するウェッデル海区の海水が、東向き南極周極流によってインド洋区側へ輸送される(例えば, Emery *et al.*, 1997)。この効果の強弱が年によって異なることを示唆する結果が両海域の海水域面積の変動に見られる。図7に海水域面積の時間変化についてインド洋区とウェッデル海区との比較を示す。ここで海水域面積偏差は、平年差を標準偏差で規格化し、季節変動の特徴を除くために12カ月の移動平均を取った。両者はほぼ逆相関を持って年々変化していることがわかる。つまり、海水の東への輸送傾向が強い(弱い)年に、イ

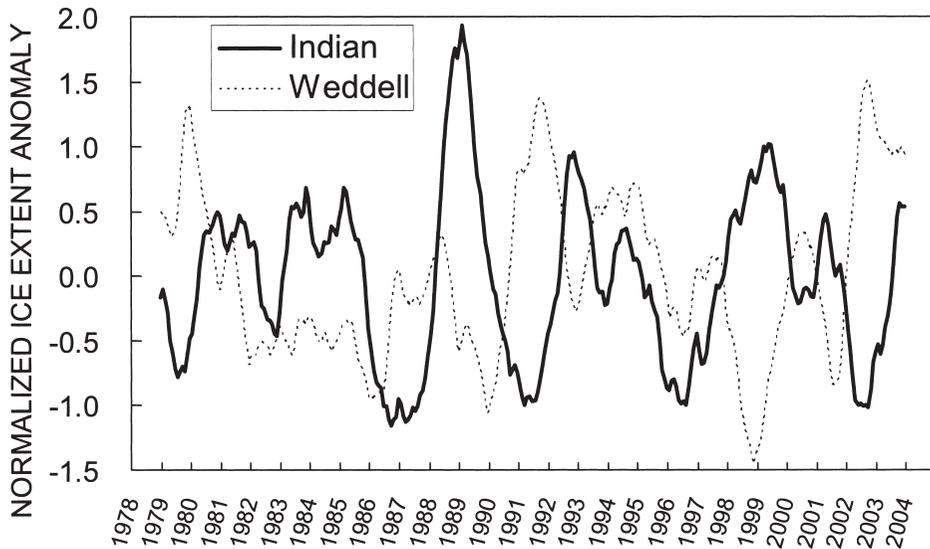


図7 海水域面積の偏差の推移についてのインド洋区とウェッデル海区との比較(年々変化)。1979-2004年の月別平均を平年値として算出した各年各月の平年差を標準偏差で規格化し、12カ月の移動平均を施した。

Fig. 7. Time series of sea ice extent anomaly between the Indian Ocean and Weddell Sea sectors. Here, values of the vertical axis are 12 month running mean of anomalies by normalization of anomalies (deviation from normal divided by standard deviation). The normal values are calculated by averaging values from 1979 to 2004.

インド洋区では正(負)の偏差となり、ウェッデル海区ではその逆となることが定性的に理解できる。この過程、特に年々変化の要因を定量的に解釈するためには、海上気象・海水運動のデータを解析する必要がある。

2) 東経40度線上の水縁北上開始の遅れ、インド洋区の海水域面積の春季急減

これらの要因としては、リュツォ・ホルム湾沖のコスモノートポリニアの形成(Comiso and Gordon, 1996; Takizawa *et al.*, 1994)が寄与していると考えられる。図8にポリニア出現時の海水分布画像を例示する。このような秋季のポリニア形成が沖合流水域の拡大(水縁位置の北上)を抑制し、また、11-12月の春季に海水域面積の急減をもたらしていると考えられる(図2)。さらに、ポリニア形成による水縁の局所的な後退が、外洋から沿岸域へのうねりの進入を助長し、その結果、リュツォ・ホルム湾定着水の崩壊・流出につながる可能性をUshio(2006)は指摘している。このような関係は秋季に同湾定着水が崩壊し始める傾向が顕著であること(牛尾, 2003)の解釈においても妥当と言える。

4. 終わりに

南大洋インド洋区とリュツォ・ホルム湾沖に着目して、衛星データから海水消長の特徴を調べた。その結果、海水域面積の極大期や水縁北上開始の遅れ、融解期の水縁の速い後

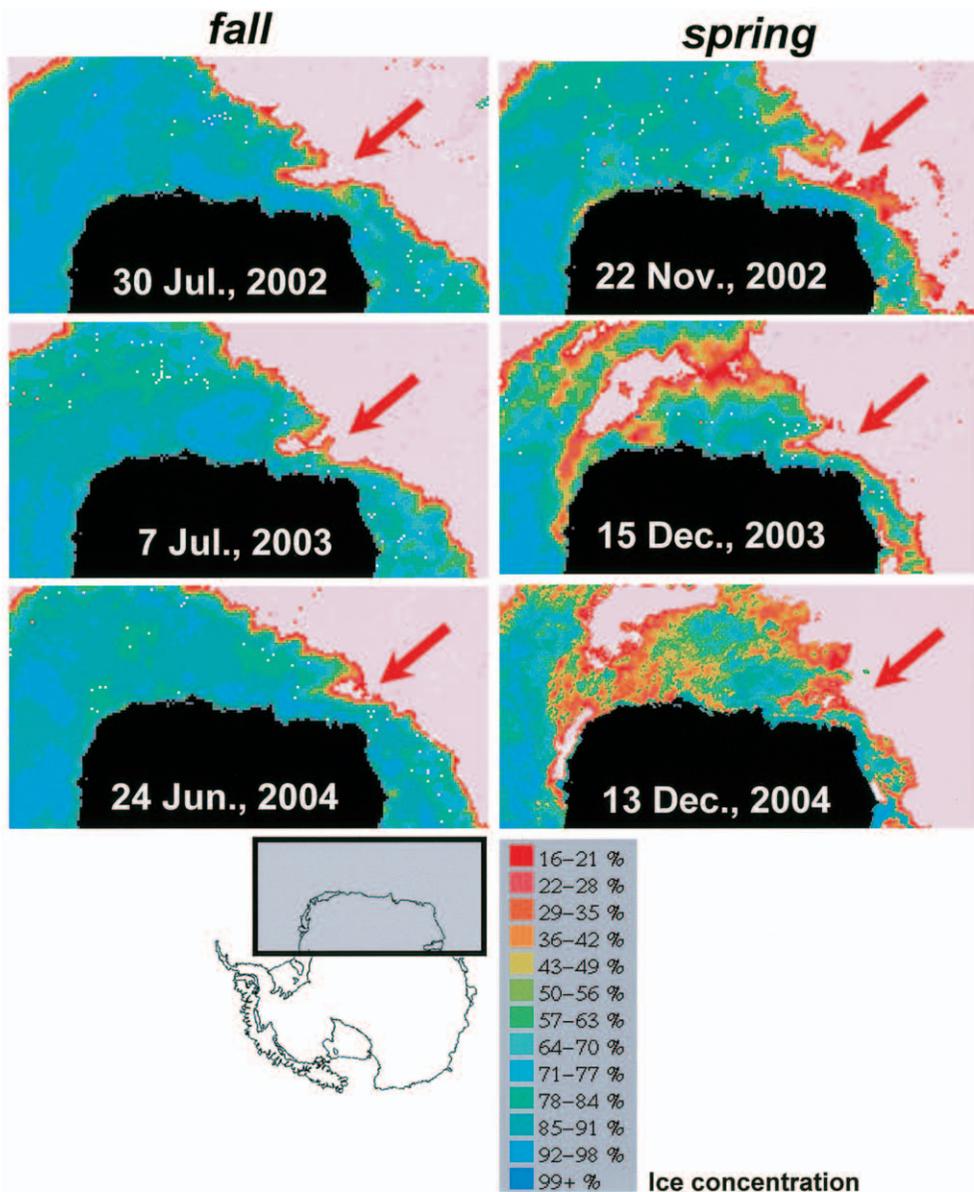


図8 コスモノートポリニアの形成が認められた時の海水分布画像。矢印がポリニアの位置を示す。

Fig. 8. Typical patterns of ice concentration around 40°E when the Cosmonaut polynya formed. Arrows indicate the polynya location and the color bar the ice concentration scale.

退、インド洋区とウェッデル海区との海水域面積変動の相関について知見を得た。このような衛星データに基づく海水変動の特徴形成を海洋・大気科学及び気候学的な観点から考察することが今後の課題である。また、大陸沿岸域の海水状態、特にリュツォ・ホルム湾内の海水状態と沖合流水の分布との関連を理解することは、昭和基地方面における南極観測オペレーションにおいて有益である。既存データの解析をさらに進めると共に、昭和基地周辺からリュツォ・ホルム湾沖、更にはインド洋区や南大洋全域にわたる様々な時間空間スケールの海水変動現象に着目した効果的な海水監視が望まれる。取得される海水現況の情報を過去の氷状変化事例と共に活用することも重要である。

本報告で用いたデータの一部は、長田和雄博士（名古屋大学）から提供された整理データを参考にさせていただいた。また、本データ整理作業の一部は、国立極地研究所研究プロジェクト萌芽研究「南極昭和基地周辺域の海水データベース化」（平成16-17年度）及び財団法人住友財団2005年度環境研究助成（助成番号053299）の一環として行ったものである。

文 献

- Comiso, J.C. and Gordon, A.L. (1996): Cosmonaut polynya in the Southern Ocean: Structure and variability. *J. Geophys. Res.*, **101**, 18297-18313.
- Emery, W.J., Fowler, C.W. and Maslanik, J.A. (1997): Satellite-derived maps of Arctic and Antarctic sea ice motion: 1988 to 1994. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 897-900.
- Gloersen, P., Campbell, J.W., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L. and Zwally, H.J. (1992): Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987: satellite passive-microwave observations and analysis. NASA SP-511, 290 p.
- 楠 宏 (1975): 南極昭和基地周辺の海水縁の変動. 雪氷, **37**(4), 32-40.
- Kwok, R. and Comiso, J.C. (2002): Southern ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **15**, 487-501.
- Parkinson, C.L. (1994): Spatial patterns in the length of the sea ice season in the Southern Ocean, 1979-1986. *J. Geophys. Res.*, **99**, 16327-16339.
- Parkinson, C.L. (2002): Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99. *Ann. Glaciol.*, **34**, 435-440.
- Takizawa, T., Ohshima, K.I., Ushio, S., Kawamura, T. and Enomoto, H. (1994): Temperature structure and characteristics appearing on SSM/I images of the Cosmonaut Sea, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **20**, 298-306.
- 牛尾収輝 (2003): 頻発する南極リュツォ・ホルム湾の海水流出—1980年～2003年の海水状況から—。南極資料, **47**, 338-348.
- Ushio, S. (2006): Factors affecting fast-ice breakup frequency in Lützow-Holmbukta, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **44**, (in press)
- White, W.B. and Peterson, R.G. (1996): An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, **380**, 699-702.
- Worby, A.P., Massom, R.A., Allison, I., Lytle, V.I. and Heil, P. (1998): East Antarctic sea ice: a review of its structure, properties and drift. *Antarctic Sea Ice: Physical Processes, Interactions and Variability*, ed. by M.O. Jeffries. Washington, D.C., Am. Geophys. Union, 41-67 (Antarct. Res. Seri., Vol. 74).