

南大洋における海洋フロントの南北シフト

— 現代および第四紀後期の海水分布, 南極前線, 南極周極流の
移動と気候変動のリンケージ —

池 原 実*

**North-south Shift of Oceanic Fronts in the Southern Ocean: Linkage between
Migration of Sea Ice Coverage, Antarctic Polar Front, Antarctic Circumpolar
Current, and Global Climate Change from the Present to Late Quaternary**

Minoru IKEHARA*

Abstract

The Southern Ocean plays an important role in the global climate system both at present and in the geologic past. To resolve the causes and processes of atmospheric CO₂ change, it is important to understand the mechanisms and processes of sub-systems in the Antarctic Cryosphere such as change of biological productivity, sea-surface temperature, surface water frontal system, sea ice distribution, and the Antarctic Ice Sheet during the glacial-interglacial climate cycle. A large number of float observations made recently suggest that mid-depth Southern Ocean temperatures rose 0.17°C between the 1950s and 1980s. The Southern Ocean is warming faster than the global oceans, and this is concentrated within the Antarctic Circumpolar Current (ACC). Warming is consistent with a poleward shift of the ACC, probably driven by long-term poleward shifts in the winds of the region, as represented by the southern annular mode. Changes to the extent of Antarctic sea ice are difficult to quantify for the pre-satellite observation era. However, a substantially larger set of proxy records based on whaling positions indicates that a larger southward shift of the summer sea ice edge occurred between the mid-1950s and early 1970s. In the glacial to interglacial cycle, ice-rafted debris (IRD) is an important proxy for reconstructing past iceberg discharges and sea ice expansions. However, it is necessary to specify the origin of IRD in the Southern Ocean, because IRD deposition on the pelagic seafloor is controlled not only by the dynamics of the Antarctic ice sheet but also by surface water conditions such as sea-surface temperature and oceanic front migrations. For example, several layers rich in volcanic tephra were deposited in the eastern Atlantic sector of the Southern Ocean. Deposition of the tephra-rich IRD layers was controlled by changes in sea-surface temperature and sea ice conditions in the Polar Frontal Zone of the South Atlantic, rather than Antarctic ice sheet dynamics. Thus, IRD deposition is a signal of the expansion of sea ice in the South Atlantic. According to IRD records, it seems that sea ice expansion events occurred suddenly in the Atlantic sector of the Southern Ocean during the last glacial period.

Key words: Southern Ocean, sea ice, Antarctic polar front, global climate change, Antarctic Circumpolar Current

キーワード: 南大洋, 海水, 南極前線, 気候変動, 南極周極流

* 高知大学海洋コア総合研究センター

* Center for Advanced Marine Core Research, Kochi University, Nankoku, 783-8502, Japan

I. はじめに

南大洋 (Southern Ocean) は、南極大陸の周囲を同心円状にとり囲むように存在する南半球の高緯度域を占める海洋であり、太平洋、大西洋、インド洋のそれぞれの最南部をつなぐ共通海域である。南大洋は、気候システムにおいて重要な役割を果たしていると考えられている。とくに、Martin らが 1990 年に「鉄仮説」(Martin, 1990) を提案して以来、高栄養塩・低クロロフィル (high-nutrient, low-chlorophyll: HNLC) 海域の一つとして注目され、南大洋における生物ポンプの駆動効率の変化を復元する研究が行われてきた (例えば, Ikehara *et al.*, 2000)。HNLC 海域は、表層混合層に栄養塩が豊富に存在しているにもかかわらず、植物プランクトンの一次生産量が制限されている海域のことであり、代表的な HNLC 海域としては、南大洋のほかに、東部赤道太平洋、北太平洋亜寒帯域があげられる。これらの HNLC 海域では、海水に溶存している鉄が不足しているために一次生産が抑制されていると考えられている。Martin が提唱した鉄仮説では、南大洋などの HNLC 海域では、氷期に陸域から大気経由のダストとして多量の鉄が海洋に供給されると、一次生産が増大して大気から海洋への二酸化炭素吸収が促進されていた可能性が指摘された。

氷期に約 100 ppm 低下した大気中の CO₂ がどこにどのようにして貯蔵されていたのか、また、それらがどのようにして大気に放出されてきたのか、そのメカニズムは完全には明らかになっていない。しかしながら、3つの大洋に接する巨大な寒冷海洋である南大洋がその謎を解く鍵を握っていると考えられる研究者は多く、南大洋におけるさまざまなプロセスに着目した大気 CO₂ 濃度変動機構が提案されている。例えば、生物ポンプ (biological pump) による深層への貯留 (Broecker, 1982; Martin, 1990)、アルカリポンプ (Boyle, 1988; Broecker and Peng, 1989)、ケイ酸塩漏出 (silicic acid leakage) 仮説 (Matsumoto and Sarmiento, 2008)、南大洋での成層化の強弱による大気への CO₂ 放出 (例えば, Haug and Sigman,

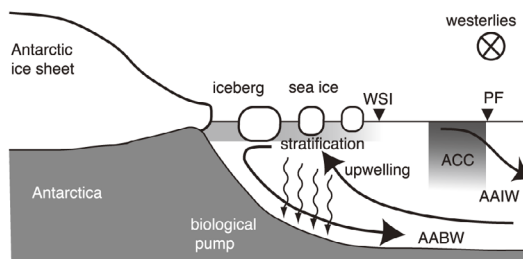


図 1 南極寒冷圏 (Antarctic Cryosphere) の概念図。南極寒冷圏は南極氷床、冰山、海水、南半球偏西風、表層水塊フロント、南極周極流、南極底層水、南極中層水などから構成される。WSI: 冬季海水氷縁、PF: 南極前線、ACC: 南極周極流、AABW: 南極底層水。

Fig. 1 A conceptual illustration of Antarctic Cryosphere. The Antarctic Cryosphere includes Antarctic ice sheet, icebergs, sea ice, Southern Hemisphere westerlies, surface oceanic fronts, Antarctic Circumpolar Current (ACC), Antarctic Bottom Water (AABW), and Antarctic Intermediate Water (AAIW). WSI: winter sea ice limit, PF: Polar front.

2009)、偏西風帯の移動 (Hodgson and Sime, 2010) などの仮説が提案されている。本稿では、いくつかの大気 CO₂ 濃度変動機構とも密接に関連する南大洋における海洋フロントと海水氷縁の南北シフトに着目し、現代と最終氷期に焦点を絞り、最近の研究動向をレビューすることを目的とした。なお、1990 年代における南大洋の古海洋変動の復元研究例は、池原 (2001) にまとめられているのであわせて参照されたい。

II. 南極寒冷圏

地球の南北極域を中心とした寒冷域を総称する言葉として Cryosphere がある。この Cryosphere は、ギリシャ語で icy cold や frost の意を表す Cryo-と、球、圏を表す -sphere を組み合わせた造語であり、南極大陸を中心とした南半球高緯度寒冷圏は「南極寒冷圏 (Antarctic Cryosphere)」と呼ばれる。南極寒冷圏を構成するサブシステムとしては、南極氷床、棚氷、冰山、海水、南極表層水、南極底層水、南極前線などの海洋フロント、そして表層海流系としての南極周極流などがあげられる (図 1)。これら南極寒冷圏サブシステムの変動を明

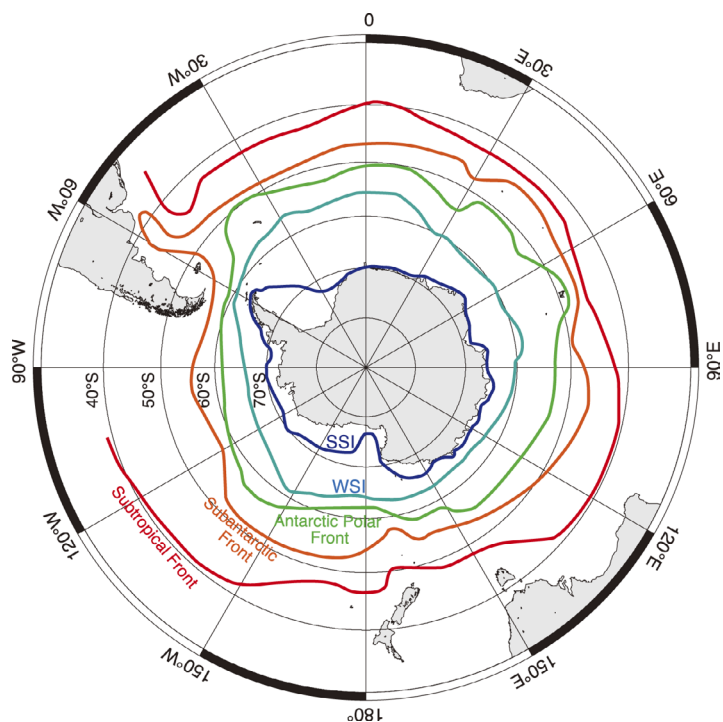


図 2 南大洋における現在の海洋フロントと夏季および冬季の海水分布線の分布図。フロントの位置は Belkin and Gordon (1996) に基づく。海水分布は Comiso (2003) に基づく。Subtropical Front (STF): 亜熱帯前線, Subantarctic Front (SAF): 亜南極前線, Antarctic Polar Front (APF): 南極前線, Winter Sea Ice limit (WSI): 冬季海水縁, Summer Sea Ice limit (SSI): 夏季海水縁。

Fig. 2 Location map showing oceanic fronts and sea ice distribution in the modern Southern Ocean. Locations of oceanic fronts according to Belkin and Gordon (1996). Sea ice distribution is from data of Comiso (2003). Subtropical Front: STF, Subantarctic Front: SAF, Antarctic Polar Front: APF, Winter Sea Ice limit: WSI, Summer Sea Ice limit: SSI.

らかにすることは、第四紀の地球環境変動の実態、および、気候システム内での南大洋の役割を理解する上で非常に重要である。現在および過去の全球的な地球環境変動に対する南大洋の役割は重要視されており、なかでも氷期-間氷期サイクルと密接に関わっている二酸化炭素濃度を変動させた原因およびプロセスがどのようなものであるのか、また、それに対して南大洋の表層水塊や海水分布、生物生産などのサブシステムがどのように影響を及ぼしていたかを定量的に復元・解析することが近年の古気候・古海洋研究の大きな課題である。

III. 近年の温暖化にともなう南極周極流と海水分布の変化

南大洋における表層水塊は、南極大陸を中心として緯度方向に帯状構造をなして存在している複数の前線によって特徴づけられる (Belkin and Gordon, 1996) (図 2)。海洋表層における前線 (フロント) はある特定の性質を有する水塊と別の性質をもつ水塊との境界部のことを指す。南大洋には南緯 50°-55° 付近に南極前線 (Antarctic Polar Front: APF) があり、それより南の南極圏 (Antarctic Zone) と北側の亜南極圏 (Subantarctic Zone) とを分けている。南極前線は南極

収束線 (Antarctic Convergence) とも呼ばれる。亜南極圏の低緯度側の境界は亜熱帯前線 (Subtropical Front: STF) であり、南緯 40-45° 付近を多少南北に蛇行しながら南極大陸をとり巻いている。亜熱帯前線は表面流の弱い収束線であり、亜熱帯収束線 (Subtropical Convergence Zone: STC) とも呼ばれる。STF の北側は亜熱帯表層水 (Subtropical Surface Water: STSW) が存在し、STF と APF の間は亜南極表層水 (Subantarctic Surface Water: SASW) が、APF と南極発散域 (Antarctic Divergence: AD) の間には南極表層水 (Antarctic Surface Water: AASW) が存在している。AD では、南極大陸からの低気圧風により東向きに流れる南極周極流によって湧昇流が引き起こされている。この海域では、湧昇流によって栄養塩に富んだ中・深層水が表層に供給されるため、非常に基礎生産量が高い。これらの各前線は海洋表層の水温、塩分などの水塊特性の境界としてだけではなく、動・植物プランクトンなどの生物分布の規制要因ともなっている。

図 2 には夏季と冬季の海水分布の北縁 (Comiso, 2003) も示した。夏季海水縁の位置は、1979-1999 年の 2 月の平均海水密度が 15% を超える場所を示し、冬季海水縁は同様に 9 月の平均海水密度が 15% を超える場所である。夏季の海水縁はほぼ南極大陸縁に近接しており、一部の多年氷 (perennial ice) を残して大部分の海水が夏季には溶けている。ウェッデル海およびロス海を中心とした西南極周辺域で多年氷がみられる。一方、冬季の海水縁はおおよそ南緯 60° を中心とした同心円を示している。しかし、セクターによって冬季海水縁の緯度は異なり、ウェッデル海およびロス海の海水生成海域に近い経度帯では、海水縁がより低緯度側に張り出しているのが特徴である。これはウェッデル海とロス海に存在する極循環流であるウェッデル循環 (Weddell Gyre) とロス循環 (Ross Gyre) によって、より低温な海域が低緯度側へ張り出していることと、それぞれの循環流によって海水が盛んに運搬されているためである。冬季海水縁は、表層水温の急変帯である南極周極流の南限 (Southern ACC Front (SAC-

CF), or SB, Southern Boundary of the ACC) とほぼ一致する。

海水はおもにロス海、ウェッデル海、ウィルクスランド沖で生成されていると考えられていたが、最近、東南極プリッツ湾に近いダンレー岬沖のポリニア海域も活発に海水生成が行われていることが報告された (Tamura *et al.*, 2008)。Tamura *et al.* (2008) は、人工衛星データに現場観測および気象データも組み合わせることによって、南大洋における海水の年間生産量の空間分布を復元した。その結果、最も海水生産が高い海域はロス海であり、2 番目に高い海水生産海域がダンレー岬沖であった。南極大陸周辺海域において海水が生成される際には、海水の塩分の大半は氷から吐き出されるために塩分が高く密度の重い水 (ブライン) がつくられる。この時につくられる高密度水は、海底に沈みこみ、大陸斜面地形に沿って深海底へ潜り込み、世界で最も重い海水である南極底層水 (Antarctic Bottom Water: AABW) となる。よって、このような海水生成量の増減は南極底層水の生成率を支配することとなる。つまり、地球史における海水生成量の変動は、間接的に気候変動を制御している可能性がある。また、海水はアルベドを大きく変えるため、フィードバック機構によって地球環境を大きく変化させることに寄与する。例えば、アイスアルベドフィードバックとしてよく知られるプロセスは、何らかの影響で「地球上の雪氷面積が増加すると、太陽に対する地球の反射率 (アルベド) が増加し、その効果で地球が冷却し、ますます雪氷面積が増加する」という正のフィードバック機構である。しかしながら、過去の海水分布や海水生成量の変遷史を復元した研究例は少ないため、その実態は依然として不明である。

現代の北極海における海水面積は、過去 30 年間確実に減少していることが観測データから指摘されている (図 3) (例えば、Deser and Teng, 2008)。一方、気象庁の統計データによれば、1979-2010 年までの南極海域における海水面積の経年変化はわずかに増加している (気象庁, 2011) (図 3)。このような南大洋における海水分

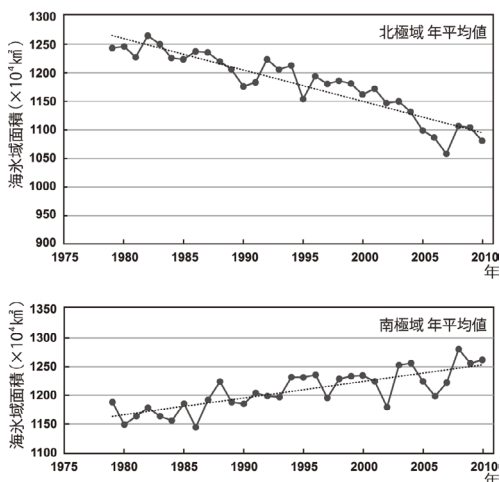


図 3 北極域と南極域における海水域面積の年平均値の経年変化 (1979-2010) (気象庁, 2011). 折れ線は海水域面積の経年変化を示し, 点線はそれぞれの長期変化傾向を示す.

Fig. 3 Variations of annual mean values of sea ice coverage in the Arctic Ocean and Antarctic Ocean from 1979 to 2010 (Japan Meteorological Agency, 2011). Solid lines show time-series variations of the annual mean value of sea ice coverage, and dotted lines show the long-term trends of those values.

布の増加はどのように考えればよいのだろうか？

近年, 精密な船舶海洋観測データの蓄積とフロートを用いた全球海洋観測網の発達によって, 南極周極流 (Antarctic Circumpolar Current: ACC) 付近の亜表層が明らかに暖水化と低塩化を示していることが明らかにされた (Gille, 2002, 2008) (図 4)。Gille (2002) は, 南大洋の水深 700-1100 m の夏季の水温が 1950 年代から 1980 年代に 0.17°C 上昇したことを示した。また, その後の観測データを加えた上で, 南大洋の水深 1000 m より浅い部分全体が 1930 年代から 1990 年代にかけて暖水化していたことが示された (Gille, 2008)。とくに, 南極周極流付近における暖水化が顕著に認められ, 40 年間で 0.2°C ほど暖水化しており全球平均の 2 倍近い。これらの傾向は, 南極周極流の位置が極側へ移動していることが原因だと考えられており, その移動は 1° 程度の南下であると見積もられている (Gille, 2008)。同様に, 南大

洋インド洋区における南極周極流付近の亜表層でも暖水化 ($0.004^{\circ}\text{C}/\text{年}$) が報告されており, その要因として南極周極流が極側にシフトしていたと解釈されている (Aoki *et al.*, 2003)。したがって, 全球的な地球温暖化の一つの現象として南極周極流が南下している, つまり南極寒冷圏が縮小している可能性が指摘できる。このような南極周極流のシフトは, 南極環状モード (南極振動: AAO) が強くなること, つまり南極点付近と中緯度帯の気圧偏差が大きくなることによって偏西風が強化されたことと強く関係しているといわれる。

一見すると整合性のない印象を受ける南大洋における温暖化と海水分布の拡大について, 最近全球気候モデルから新たな検討がなされている。Liu and Curry (2010) によれば, 過去 30 年間に観察された南大洋での海水増加は, 南大洋と大気との水循環が強化された結果であるようだ。つまり, 南大洋の温暖化によって蒸発が盛んになることで下層大気への水蒸気供給量が増加し, その水蒸気が中緯度帯の子午面循環 (フェレル循環) によって極域へ輸送される。その結果として, 南大洋高緯度域における降雪が増加し低塩化が起これると考えられる。これらの南大洋表層水の低塩化には, 南極氷床や氷山の融解が寄与していると考えられるが, 現時点でそれらの定量化は難しい。しかしながら, 衛星観測データに基づく, 1979 年から 1999 年にかけて南大洋高緯度域で明らかに降水量が増加していることが観察されている (Liu and Curry, 2010)。また, 同様に 20 世紀後半において東南極内陸部でも積雪量が増大している傾向が報告されている (Fujita *et al.*, 2011)。Fujita *et al.* (2011) では, 東南極ドロンニングモードランドの 2 地点の深層アイスコア (Dome Fuji と EPICA DML) を含む広域トラバース調査をもとに, 過去の火山噴火シグナルである硫酸エアロゾル層を鍵層として過去 722 年間および過去 7900 年間の年間平均積雪量と 20 世紀後半の年間平均積雪量を比較した。その結果, 20 世紀後半の年間平均積雪量は完新世のそれに比べて約 15% 増加していることが判明した。このような近年の東南極内陸部での積雪量の増加は, 地球

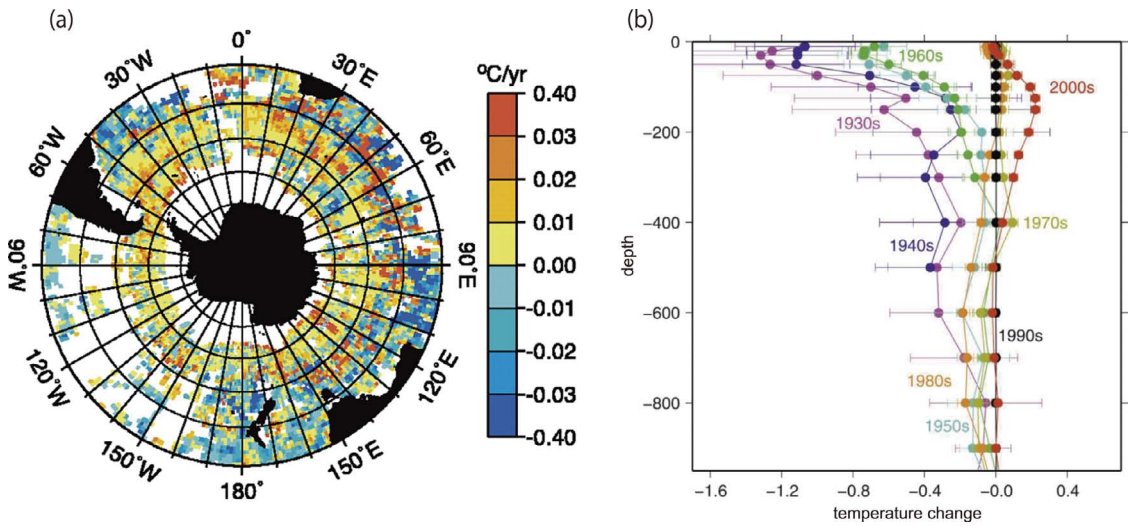


図 4 南大洋における 20 世紀後半での暖水化。(a) 1° 四方で平均化された中層域(水深 700–1100 m)での水温偏差マップ (Gille, 2002)。1990 年代に WOCE の一環として実施された中層フロート観測 (ALACE) と 1930 年代の海洋観測記録との水温偏差を示す。(b) 1990 年代の水温プロファイルを基準とした場合に示されるそれぞれの年代 (1930–2000 年代) における夏季 (11–3 月) の水温偏差の鉛直分布 (Gille, 2008)。

Fig. 4 Warming of the Southern Ocean during the second half of the 20th century. (a) Temperature trends computed from differences between mid-depth float observations (ALACE) in the 1990s and a hydrographical data set for the 1930s (Gille, 2002). (b) Profiles of summer (November through March) temperature differences between 1990s temperature profiles and hydrographic data sorted by decade (Gille, 2008). Differences are computed as 1990s reference temperatures minus historic temperature profiles sorted by decade.

温暖化によって南大洋における蒸発量が増加し南極内陸部へ大気輸送される水蒸気が増えたためであると解釈されている (Fujita *et al.*, 2011)。

このような南大洋高緯度域への降雪の増加は、表層の低塩化をもたらすとともに、南極中層水の低塩化も引き起こしているようだ (Wong *et al.*, 1999)。また、南大洋の低塩化は、表層での成層化をより安定的に維持し、亜表層との混合を弱める働きをする。そのため、海水を下層から融解するための海洋熱の上方フラックスを遮断することとなった。この遮断効果が海水の底面で起こる融解を減少させた。さらに海水上に降り積もる雪は、アルベドを高める効果をもつため海水表面の融解も減少したと考えられ、このことが海水の融解量よりも生産量が上回ることとなり、結果としてここ数十年間の南大洋における海水分布の増大現象が出現したと解釈される。したがって、温暖

化に伴う南極域の水循環の変化は正のフィードバック効果をもつことが予想される。しかし、Liu and Curry (2010) による気候モデリングによる将来予測によると、さらに温暖化が進行する 21 世紀末には、南大洋の海水がより速いペースで融解する可能性が指摘されている (図 5)。このような 21 世紀末の海水融解の増加は、大気温暖化によって海洋表層水温が上昇し、海水底面の融解が進行することが一因であると述べられている (Liu and Curry, 2010)。また、温暖化の進行によって高緯度域でも降雪ではなく液体の雨として水蒸気が高緯度域に供給されることになるため、アルベドの低下によって海水が太陽放射エネルギーを吸収しやすくなるため、より海水が融けやすい環境となることが予測されている (Liu and Curry, 2010)。

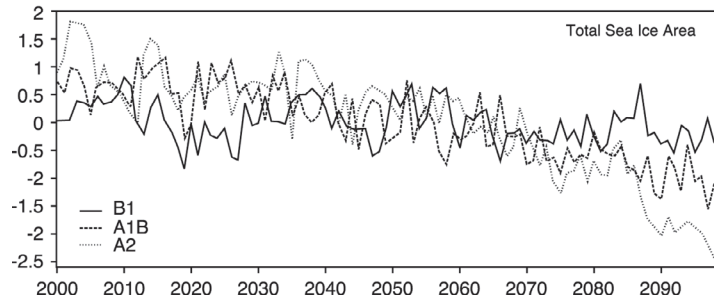


図 5 南大洋における海水面積 ($\times 10^5 \text{ km}^2$) の 21 世紀の変動予測 (Liu and Curry, 2010). IPCC 第四次評価報告書で示された地球温暖化モデルの 3 つのシナリオによるシミュレーション結果を示す. 各シナリオでの温室効果ガス放出量の程度は, B1 が小さく, A1B が中程度であり, A2 が大きい.

Fig. 5 Time series of total Antarctic sea ice area anomaly ($\times 10^5 \text{ km}^2$) for three scenarios during the 21st century (Liu and Curry, 2010). Each scenario is representing by low (B1), medium (A1B), and high (A2) increases of greenhouse gas emissions.

IV. 過去の海水分布変動をさぐる

1) 捕鯨記録からみた 20 世紀中頃での海水分布面積の急激な減少

前章で述べたように現在の極域海洋における海水分布域は, 人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測によって可視化されデータベース化されている。また, 衛星センサーによって取得されるデータに基づいてより精度よく海水密度や海水厚を解析するためのアルゴリズム開発も活発に行われている。このような衛星観測による海水分布データが利用できるようになったのは 1970 年代以降であり, わずか 40 年間のデータしか利用できない。それより前の海水分布範囲を特定することは, 直接海水分布を観測した海洋観測データが散点的で年代も限られているため非常に困難である。しかしながら, 次に紹介するように捕鯨記録から 20 世紀の南大洋における海水分布の変遷が復元されてきた。

現在は反捕鯨国である諸外国も以前は盛んに捕鯨を行ってきており, どこでどの種の鯨を捕獲したか膨大なデータが残されている。それらの捕鯨位置データは国際捕鯨統計局にて管理されている。de la Mare (1997) は, それら南大洋全域に広がる膨大な捕鯨記録に着目し, 1931 年以降の年ごとの捕鯨位置の南限を特定することで, 海水

縁の緯度の変動を復元した。その結果, 驚くべきことに, 1950 年代から 1970 年代の 20 年弱の間に夏季の海水縁が急激に南方へシフトしていたことが明らかとなった (de la Mare, 1997)。その海水縁の南下は緯度にして 2.8° に及び, 南大洋全体における海水面積の縮小率は約 25% に達すると試算された。しかしながら, de la Mare (1997) において捕鯨位置の南下傾向が図示されたのは, $20\text{--}30^\circ \text{ E}$ の 1 月 1-10 日の捕鯨記録に限定されていたため, 海水分布の経年変化や季節変化, 経度別の違い (地域性) による評価が不十分であること, また, 捕鯨の対象となった種がシロナガスクジラやナガスクジラからミンククジラに変わってきていることによって捕鯨の南限と海水縁との関係が不明確であるなどの指摘がなされ, 捕鯨記録から海水分布を復元する手法の妥当性に疑問が呈された (Ackley *et al.*, 2003)。例えば, Ackley *et al.* (2003) は, 1920 年代から 1930 年代にかけて海水分布を観測したデータをコンパイルした Mackintosh (1972) を経度方向で再度図化した上で, 1979 年から 1998 年の衛星データから復元される海水縁の平均的な緯度, 最大 (北限), 最小 (南限) を同時にプロットした (図 6)。その結果として Ackley らは, 季節変動が大きいロス海やウェッデル海付近を除いて, 1920-30 年代の海水分布が 1979-98 年の平均的な海水分布

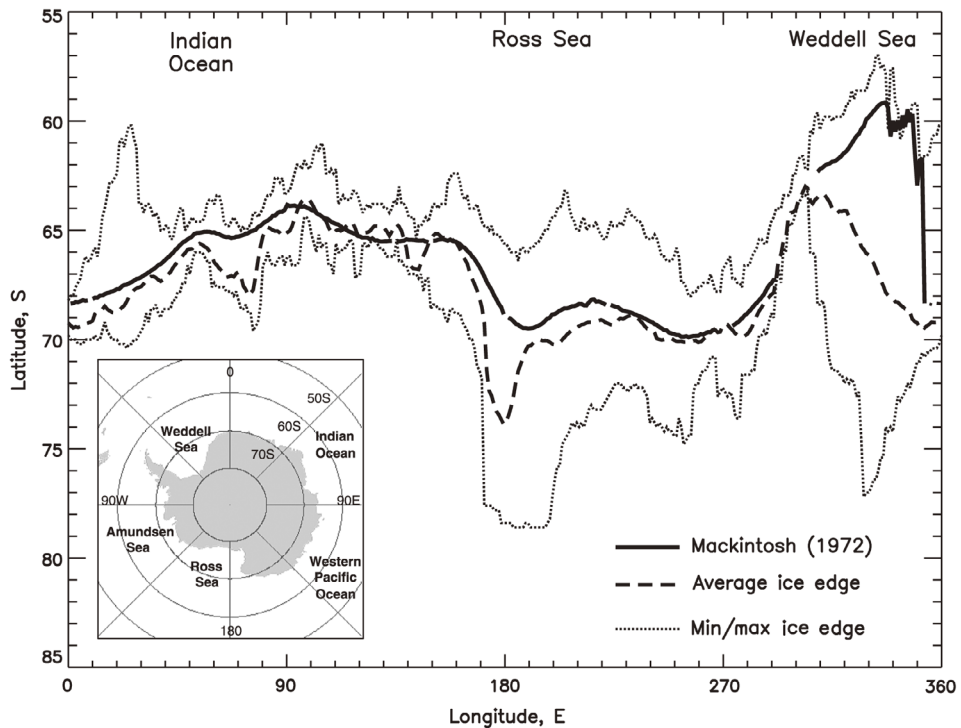


図 6 南大洋における海水縁の経度分布 (Ackley *et al.*, 2003). Mackintosh (1972) による海水縁は、1920年代から30年代の観測記録に基づく。平均、最小、最大の海水縁の位置は、1979-1998年の1月の衛星観測データに基づく。

Fig. 6 Longitudinal distribution of sea ice extent in the Southern Ocean (Ackley *et al.*, 2003). Data by Mackintosh (1972) compiled from direct sea ice observations in the 1920s and 1930s. Mean, maximum, and minimum sea ice extents are shown by satellite passive microwave data for January (1979-1998).

とほぼ同じ緯度に相当する、つまり20世紀中頃における海水縁の南下は実際には起こっていなかったと主張した (Ackley *et al.*, 2003)。その後、de la Mare は指摘されたいくつかの疑問に対して補強データを加えるとともに地域性の考慮やデータの統計解析を行った上で捕鯨記録を再解析し、海水縁の明瞭な南下が20世紀中頃に起こっていたこと (図7) を再度主張するとともに、南大洋全域での海水縁の南下が緯度にして平均 2.41° であること、最も変化が大きいのは南大西洋であるが、インド洋セクターからロス海に至る経度帯でも同様に海水分布の南下が認められることを示した (de la Mare, 2009)。

de la Mare (2009) は、このような20世紀中

頃の海水縁の南下、つまり海水分布面積の急激な減少は、南極大陸や南大洋において報告されているさまざまな環境変動と関連していると指摘している。例えば、南極半島では過去50年間に急激な温暖化 (例えば, Vaughan *et al.*, 2003) や棚氷の後退 (Vaughan and Doake, 1996; Cook *et al.*, 2005) が認められている。また、南極 Law Dome アイスコアのメタンスルホン酸 (MSA) と海水分布の相関に基づく解析から、1950年代以降南大洋 ($80-140^\circ \text{E}$) の海水分布が約20%減少していることが指摘されている (Curran *et al.*, 2003)。また、南極半島の沖合に位置しウェッデル海起源の海水の張り出しに大きく影響を受けるサウス・オークニー諸島 (シグニー島とローリー島; 後述

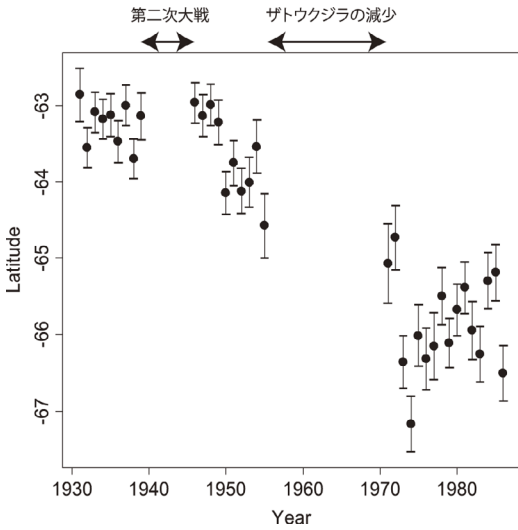


図 7 南大洋における 1930 年代から 1980 年代までの平均的な海水氷縁の変化 (de la Mare, 2009). データは、捕鯨記録 (シロナガスクジラとミンククジラ) から復元されたもので、1 月 1-10 日の 20-30° E の範囲で標準化されている。

Fig. 7 Sea ice edge latitude in the Southern Ocean from the 1930s to 1980s (de la Mare, 2009). The estimates are from a linear model fitted to whale-catch records, and are standardized to the first 10-day period of January and the longitudinal sector 20-30° E.

の図 10 参照) では、1 年間のうちで定着氷に覆われる期間が 1940-50 年代以降に明らかに減少している (Murphy *et al.*, 1995)。このようなウェッデル海周辺域における気温上昇とそれに伴う棚氷の後退や海水被覆期間の縮小などの諸現象は、20 世紀後半に顕著になってきた温暖化傾向と連動している可能性が高く、その一つの現象として南大洋の海水氷縁の南下が位置づけられるのかもしれない。しかしながら、前節で述べたとおり、衛星観測データによる過去 30 年間の南大洋の海水面積は微増傾向を示しており (図 3)、温暖化に伴う水循環の変化によって南極域での海水生成量と融解量のバランスが崩れてきている可能性が指摘されている。気候変動と海水の振る舞いには一筋縄では理解できない複雑なプロセスが関与しているようだ。今後も、現在進行中の南大洋でのさ

まざまな変化を注意深く観測しデータを蓄積していくことが、気候変動と海水分布の関係を解き明かすためには必要不可欠である。

2) 漂流岩屑 (IRD) による氷山・海水分布の復元：手法と注意点

過去の海洋における海水分布範囲を復元するための手法としては、(1) ドロップストーンや漂流岩屑 (ice-rafted debris: IRD)、(2) アイスアルジーがあげられる。アイスアルジーを含めた珪藻群集を用いた海水分布変動に関しては、香月 (2012) が詳しく解説している。よって、本稿ではドロップストーンおよび IRD に焦点を絞り、その意義と研究例をまとめる。

ドロップストーンは、基質となる遠洋性堆積物中から産する礫を指す。ドロップストーンの大きさには明確な定義はないが、おおむね肉眼で識別可能な中礫よりも大きな礫 (直径 4 mm 以上) を指すことが多い。ちなみに、ニューヨークのセントラルパークにあることで有名な迷子石 (巨礫サイズ) は、かつて北米大陸に存在したローレンタイド氷床が運んだものであり、過去の氷床の痕跡を示す一例である。このようなドロップストーンは、スノーボールアース仮説の証拠としても用いられている。一方、IRD は肉眼では明瞭に識別することはできないものの海洋コアなどの遠洋性堆積物中に認められる陸起源の粗粒な碎屑粒子のことを指す。一般的には、IRD のサイズは 150 μm 以上の碎屑粒子を指すことが多いが 63 μm 以上のサイズを使う研究者もいる。このように IRD を研究する際には、それらの定義に注意する必要がある。表 1 に南大洋の海底コアを用いた IRD 研究において利用された碎屑粒子の粒径を示した。例えば、南大洋における 1970 年代の IRD 研究では IRD の最小粒径を 62 μm としている (例えば、Blank and Margolis, 1975; Keany *et al.*, 1976)。この値は、風や海食を受けて発生した陸源物質の含有量を最小限にするためである。しかし、近年の多くの報告では、IRD を 150 μm 以上の碎屑粒子と定義しているものが多い (表 1)。これは風による運搬の影響を除去する値であると報告されている (Carter *et al.*, 2002;

表 1 南大洋における漂流岩屑 (IRD) 研究で使用された碎屑粒子の粒径と単位。

Table 1 Grain size of clastic sediments and its unit used as ice-rafted debris (IRD) in the Southern Ocean.

IRD size	Unit	Area (sector)	Sources
62 ~ 250 μm	mg/cm ² /kyr	Indian	Watkins <i>et al.</i> , 1974
> 62 μm	grains/cm ² /kyr	Australian	Blank and Margolis, 1975
62 ~ 250 μm	mg/cm ² /kyr	Indian	Keaney <i>et al.</i> , 1976
> 62.5 μm	mg/g, mg/cm ² /kyr	Atlantic	Bornhold, 1983
250 μm ~ 2 mm	mg/g, mg/cm ² /kyr	Atlantic	Allen and Warnke, 1991
250 μm ~ 2 mm	mg/g, mg/cm ² /kyr	Atlantic	Warnke and Allen, 1991
250 μm ~ 2 mm	mg/g	Atlantic	Warnke <i>et al.</i> , 1996
> 500 μm	weight %	Antarctic Peninsula	Pudsey, 2000
150 μm ~ 2 mm	mg/g	Atlantic	Murphy <i>et al.</i> , 2002
> 150 μm	mg/g	Pacific	Carter <i>et al.</i> , 2002
150 μm ~ 2 mm	grains/g	Atlantic	Kanfoush <i>et al.</i> , 2000
150 μm ~ 2 mm	grains/g, mg/g, mg/cm ² /kyr	Atlantic	Kanfoush <i>et al.</i> , 2002
> 2 mm	grains/cm ³	Atlantic	Kunz-Pirrung <i>et al.</i> , 2002
> 150 μm	weight %	Atlantic	Nielsen <i>et al.</i> , 2007
> 1 mm	count/cm ³	Atlantic	Nomi <i>et al.</i> , 2007
> 150 μm	count/cm ² /kyr	Atlantic	Nomi <i>et al.</i> , 2007
250 μm ~ 2 mm	grains/g, mg/g, AMAR*	Atlantic	Teitler <i>et al.</i> , 2010

* AMAR = MAR \times IRD ratio. MAR is total mass accumulation rate of all sediments, and IRD ratio is the ratio of the count of IRD to the count of all grains.

Nielsen *et al.*, 2007)。

これらのドロップストーンや IRD は、大陸氷床が流動する際に大陸地殻を削りとった碎屑物を氷のなかにとり込み、それらの碎屑物を包有したまま棚氷を経て氷山として海へ流れでる。そして、氷山が融けて氷にとり込まれていた岩屑が海底へ沈積したものである。したがって、深海堆積物中での IRD の多産は、その時代に IRD が堆積した地点まで大陸氷床由来の氷山が到達していたことを示すプロキシーであるといえる。しかしながら、海洋コアの IRD 量の増減が直接大陸氷床の拡大縮小を示しているかどうかは検討の余地がある。例えば、Sakamoto *et al.* (2006) では、オホーツク海西部のセディメントトラップ試料の粒度分析結果をもとに、冬季に増加する碎屑粒子はオホーツク海北部大陸棚で海水が形成される際に沿岸や海底の碎屑粒子を海水がとり込むプロセスが働いていると解釈した。つまり、近傍の大陸上に氷床や山岳氷河が存在しないオホーツク海や北部日本海では、IRD は海水のプロキシーであると

いえる (Ikehara, 2003; Sakamoto *et al.*, 2006)。

一方、南大洋や北大西洋では、一般的に IRD の増減は氷山の流出イベントを示すプロキシーとして使われてきている。とくに北大西洋における海洋コアの IRD 研究から、ローレタイド氷床の崩壊イベントであるハインリッヒイベントが報告され、最終氷期における短周期の氷床崩壊現象とグローバルな気候変動との関連が盛んに議論されている (例えば、Hemming, 2004)。ただし、南大洋においては、ある地点の海洋コアから南極大陸起源の IRD が産出することは、あくまで「南極氷床由来の氷山が漂流し、その地点まで到達して融解した」ことを示すことに注意すべきである。実際に、南大洋の表層堆積物中における IRD 含有量は、南極大陸近傍で多いわけではなく、南緯 60° よりも低緯度側で多い傾向を示す (Anderson, 1999)。その上で、IRD の増減を解釈する場合、次のようにいくつかの解釈が成り立つ (図 8)。①南極氷床由来の氷山流出量の増減、つまり、南極氷床の融解量を示す。②南極氷床そのものの拡大

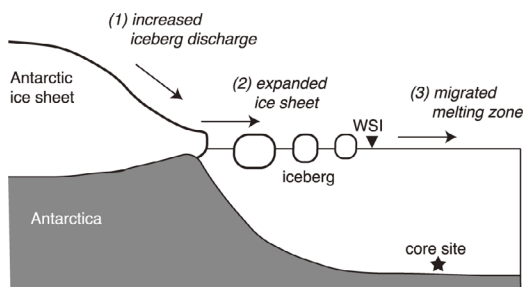


図 8 南大洋のある地点で IRD が増加した現象を解釈するための 3 つの考え方。Winter Sea Ice limit (WSI): 冬季海氷縁。

Fig. 8 Three views for interpreting the phenomenon whereby IRD increased at the site in the Southern Ocean. WSI, Winter Sea Ice limit.

と縮小を示す。③氷山が融解する場所の移動、つまり氷山が融けずにどこまで保持されるかを示す。

これまでも、南大西洋の海洋コアの IRD イベントを「SA イベント」として認識し、最終氷期から酸素同位体ステージ 3 にかけて複数回の南極氷床崩壊現象が起こっていたことが指摘された (図 9) (Kanfoush *et al.*, 2000)。それまで北大西洋において報告されていた氷山崩壊イベントであるハインリッヒイベントと同様の氷山崩壊イベントが南極氷床でも発生していたことを示したことで、この論文は非常に注目を浴びた。しかしながら、この SA イベントがハインリッヒイベントと同じように南極氷床の大規模崩壊現象を直接的に示しているのかどうか疑問が呈された (Clark and Pisias, 2000)。Clark and Pisias (2000) は、図 8 に示したように南大洋のある地点での IRD 量の増減にはいくつかのプロセスが関与していた可能性があることを指摘するとともに、IRD が遠方まで運搬されるための媒体が氷山であるのか海水であるのかという点についても不確定な要素として言及した。その後、同じ海域のコア (TN057-14PC4; 図 10 参照) の最終氷期層準から多数のテフラ層が観察され、また、それら火山灰の化学組成 (主要元素, 微量元素) および同位体比 (ストロンチウム同位体比, ネ

オジウム同位体比, 鉛同位体比) を用いた起源解析が行われた。その結果, TN057-14PC4 のテフラ層はおもにサウスサンドイッチ島 (およそ南緯 60°, 西経 28°) (図 10 参照) 起源であり, 一部 Bouvet Island 起源 (コア地点近傍) の火山灰も混在することが判明した (Nielsen *et al.*, 2007)。サウスサンドイッチ島はウェッデル海北方にあり, コア地点からは遠く離れていることから砂サイズの火山灰が直接降下することは考えにくい。一方で, サウスサンドイッチ島はウェッデルジャイアの影響を強く受けるため, ウェッデル海で生成された海水が南大西洋に流出していく経路に位置している (図 10)。そこで Nielsen *et al.* (2007) は, TN057-14PC4 のテフラ層は, サウスサンドイッチ島で噴出した火山灰が周辺の海水上にいったん air fall で堆積し, 海水の拡大や移動によってコア地点まで運搬され, 海水が融解することに伴って海底に堆積したと解釈した。したがって, Kanfoush *et al.* (2000) で指摘された南大西洋における IRD はサウスサンドイッチ島起源の火山灰の影響を大きく受けていることから, 南極氷床のダイナミクスを直接議論することはできない。しかしながら, テフラ起源 IRD の堆積という現象は, 海水分布域の拡大とそれらの融解が一時的に生じていたことを物語る記録であることは間違いないため, 南大西洋における海水分布を支配するおもな要因である極前線帯における表層水温の変動を復元することにつながる (Nielsen *et al.*, 2007)。いずれにしても, LGM から MIS 3 の南大洋で海水分布域が短期的に拡大する寒冷化イベントが周期的に起こっていた可能性はきわめて高いといえる。

一方で, IRD の供給源を化学分析から特定した上で, 南極氷床の安定性を議論する研究例が最近報告された。能美ほか (2007) は, 南極半島近傍から採取された 3 本のグラビティコアを用いて, 最終氷期以降の IRD 量の変化を復元するとともに, XRF 分析によって堆積物の K_2O/Na_2O 比を求めることで堆積物の供給源が南極半島起源かウェッデル海起源か識別することを試みた。その結果, 25-17 ka には, 南極半島西側起源の IRD

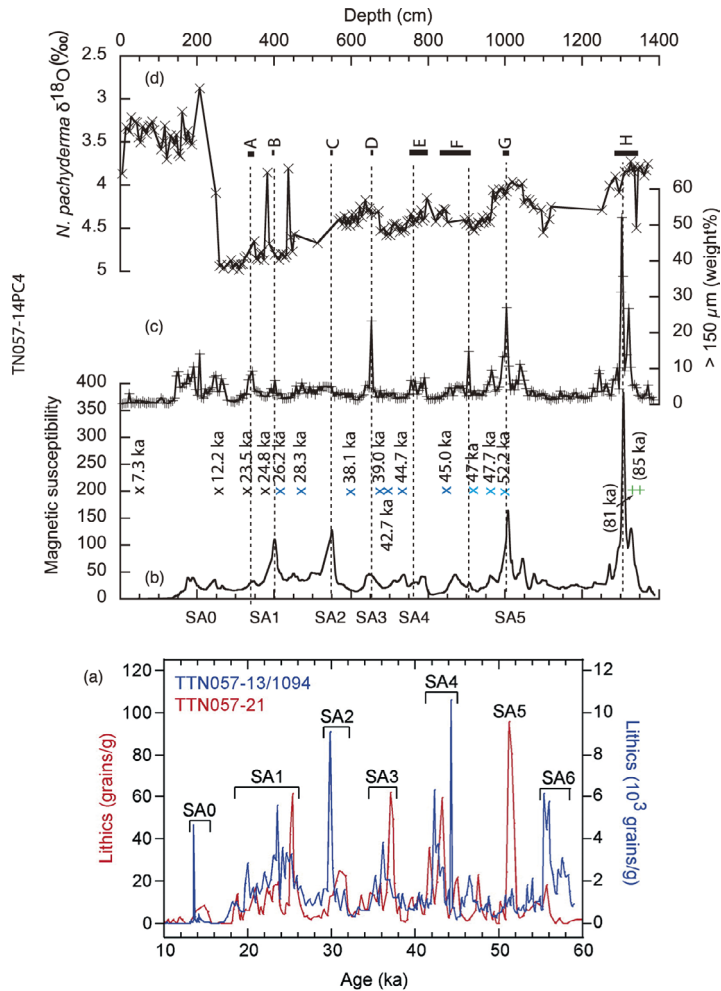


図 9 南大洋大西洋セクターにおける最終氷期の海水拡大イベント。(a) TTN057-21 (41°S) (赤) と TTN057-13/ODP Site 1094 (53°S) (青) における IRD 産出量 (Kanfoush *et al.*, 2000). TN057-14PC4 における (b) 帯磁率, (c) IRD (> 150 μm) 重量%, (d) 浮遊性有孔虫 (左巻き *N. pachyderma*) の酸素同位体比 (Nielsen *et al.*, 2007). X: 浮遊性有孔虫の ¹⁴C 年代 (カレンダー年代). 図中の A ~ H が IRD イベント. (b) の下には Kanfoush らが提案した IRD イベントに相当する層準に SA0 ~ SA5 を示した.

Fig. 9 Sea ice expansion in the Atlantic sector of the Southern Ocean during the last glaciation. (a) Comparison of total lithic peaks in cores TTN057-21 (41°S) (red) and TTN057-13/ODP Site 1094 (53°S) (blue) (Kanfoush *et al.*, 2000). (b) Magnetic susceptibility, (c) IRD (>150μm), and (d) oxygen isotope records in planktonic foraminifera *N. pachyderma* of core TN057-14PC4 (Nielsen *et al.*, 2007). X: ¹⁴C dates (calendar age) of planktonic foraminifera, A-H: IRD event. Prominent glacial IRD events are assigned the labels SA0 through SA5 below figure (b).

が卓越するが、ウェッデル海起源の IRD 供給量は少ないことが明らかとなった。また、最終融氷期の 15-12 ka には、南極半島西側およびウェッデル海沿岸の両方を起源とする IRD の極大が認め

られた。この IRD イベントは、グラビティコアの推定年代の誤差の範囲内で Meltwater Pulse-1a (mwp-1a; 14.7-13.7 ka) と関係することから、この時期に南極半島およびウェッデル海に存在し

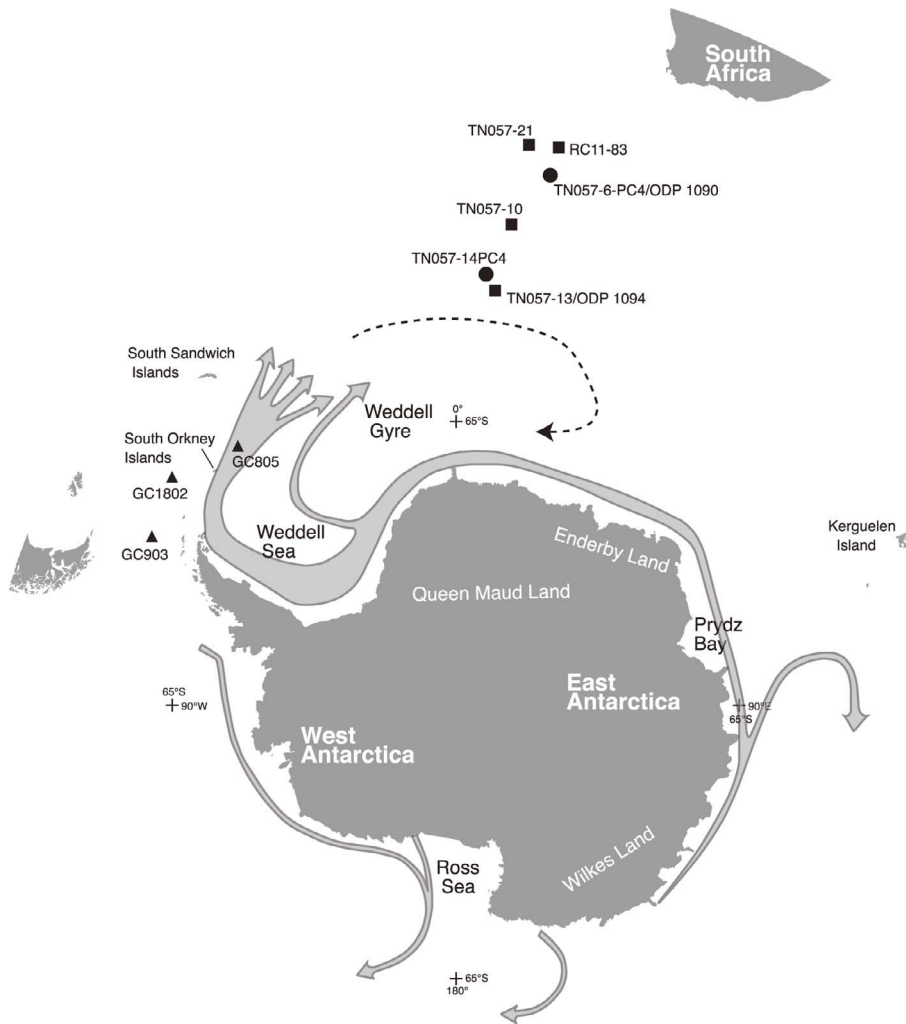


図 10 南大洋における氷山の移動ルートの概念図 (Anderson, 1999 を改変). 東南極氷床から流出する氷山は、南極大陸に沿って西向きに流れる沿岸流によってウェッデル海で収束し、ウェッデル循環流によって南大洋に流れでていく. IRD 分析の例として本文でとりあげたコア地点を示した. ■: Kanfoush *et al.* (2000), ▲: 能美ほか (2007), ●: Teitler *et al.* (2010).

Fig. 10 Generalized long-term iceberg drift trajectories (modified from Anderson, 1999). Icebergs originating from East Antarctica tend to be concentrated by the East Wind Drift in the Weddell Sea. Core sites described in the text shown by the each symbol. Squares: Kanfoush *et al.* (2000), triangles: Nomi *et al.* (2007), circles: Teitler *et al.* (2010).

ていた氷床が大規模に流出した可能性が指摘された (能美ほか, 2007)。

Teitler *et al.* (2010) は、南大洋大西洋区の ODP 1090 地点 (43°S, 9°E) (図 10 参照) の掘削コアとほぼ同じ地点のピストンコア (TN057-6-PC4)

において IRD を定量した結果、過去 50 万年間継続して IRD が産出することがわかった (図 11)。しかし、IRD 量はそれぞれの氷期で繰り返し増加する傾向を示し、その変動パターンは別途復元された古水温変動と関係が深い。また、IRD を

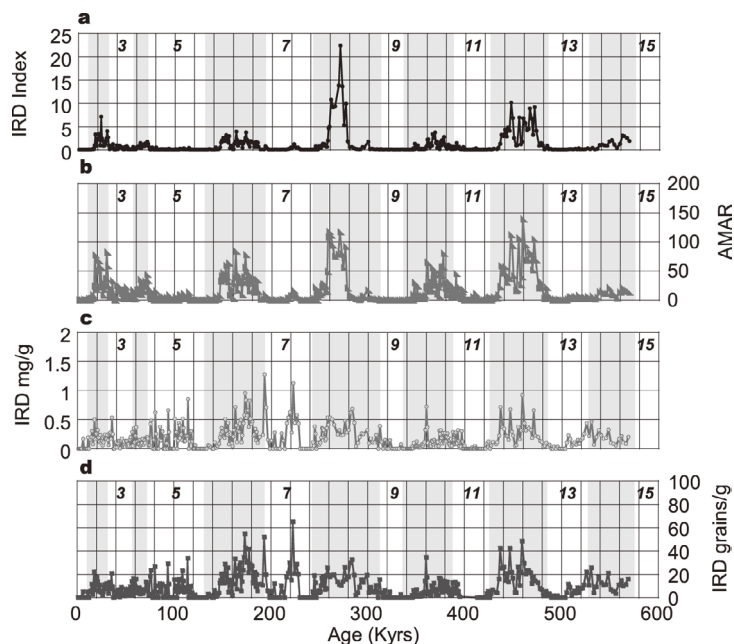


図 11 南大洋大西洋セクターのコア TN057-6-PC4/ODP 1090 における過去 60 万年間の IRD 変動 (Teitler *et al.*, 2010). 氷期を灰色で示し、数字は酸素同位体ステージを示す. a) IRD Index: 有孔虫軟泥に IRD が含有する場合に利用される方法で規格化された IRD 量で、単位はパーセント. 一定サイズの堆積物粒子を実体顕微鏡でカウントし、IRD 個数と浮遊性有孔虫殻数の総計に対する IRD 個数の割合を算出して求められる. b) AMAR: IRD の見かけの沈積流量. $AMAR = MAR \times IRD \text{ ratio}$. MAR: 堆積物の沈積流量, IRD ratio: カウントした全粒子中に含まれる IRD の相対頻度. c) 堆積物 1 g あたりの IRD 量 (mg/g), d) 堆積物 1 g あたりの IRD 産出数 (grains/g).

Fig. 11 Variations of IRD normalization parameters from TN057-6-PC4/ODP 1090 in the Atlantic sector of the Southern Ocean during the past 600 ka (Teitler *et al.*, 2010). Glacials are shaded; numbers indicate interglacials. a) IRD Index: This index was normalized using a method for foraminiferal ooze. It is defined as a percentage. This method normalizes the count of IRD relative to the count of planktonic foraminifers. b) AMAR is the apparent mass accumulation rate. $AMAR = MAR \times IRD \text{ ratio}$. MAR is the total mass accumulation rate of all sediments, and IRD ratio is the ratio of the count of IRD to the count of all grains. c) Concentration of IRD in milligrams of IRD per gram of sediment (mg/g). d) Number of IRD grains per gram for each sample (grains/g).

構成する粒子にはざくろ石が多く含まれることから、それらの IRD の起源は東南極大陸であると考えられている (Teitler *et al.*, 2010)。南極大陸から遠方の海域まで IRD が運搬されるためには、表層水温が最も強く影響している因子であり、氷期における低温な表層水環境が氷山の低緯度側への移動にとって重要な役割を果たしていると述べている (Teitler *et al.*, 2010)。つまり、ODP 1090 地点の IRD 量の増減が意味する現象は、南極氷床の融解量ではなく、氷山がその地点まで到達できる環境かどうかを示していると考えることがで

きる。

南極の氷山は南極氷床周辺の氷流 (ice stream) や棚氷から生じ、時には巨大なテーブル型氷山が現れる。氷山の北限は南極前線とほぼ一致することが知られている (国立極地研究所, 1989)。したがって、ドロップストーンや IRD の存在から過去の海洋環境を復元する際は、氷山もしくは海水の供給源の解析も必要不可欠ではあるが、それらの氷が融解して包有する砕屑粒子を深海底に堆積させるというプロセスが重要視されるべきである。その意味では、IRD は氷山もしくは海水が

コア地点に到達して融解したことを示す指標としてとらえる必要がある。そこで重要となるのは、氷を融解させるかどうかを支配する水温、つまり南極前線の位置が重要となるであろう。よって、南大洋の海洋コアから IRD が産出することは、その地点よりも北側に南極前線が存在したことを示すプロキシとして位置づけるべきである。

さらには、海水は Nielson らの指摘のように大気降下物（ダスト）や栄養塩を一時的に貯蔵し、遠方へ運搬する役割をも担っているとの指摘もある（例えば、Abelmann *et al.*, 2006）。また、海水はアルベドを高める効果をもつことから、南大洋における海水分布の変動はグローバルな気候変動や生物地球化学サイクルにとってきわめて重要な位置づけにあるといえるであろう。

V. まとめ

本稿では、20 世紀以降の南大洋における環境変化、とくに海洋フロントとしての南極前線や南極周極流のシフトや海水分布の変化についてまとめた。また、海洋コアを用いた古海洋学的な研究を例として、南大洋における IRD 産出の意義と最終氷期の南大洋における海水分布変動についてまとめた。現時点での南大洋における海洋フロントの移動と気候変動との関わりについては以下のようにまとめることができる。

- (1) 過去 30 年間の南大洋の海水分布面積は微増する傾向を示している。これは、南大洋の温暖化とそれに伴う高緯度域の水循環の変化によって生じているようだ。
- (2) 南極周極流付近の表層から亜表層が 20 世紀中頃以降に明らかに暖水化および低塩化している。これは南極周極流の位置が南下していることに起因すると考えられている。そのため南極寒冷圏が数十年の時間スケールで縮小している可能性が高い。
- (3) 20 世紀中頃には海水分布の北限が顕著に南下していた。これは、南極域で観測されている温暖化による諸現象（南極半島での温暖化、定着氷被覆期間の縮小、棚氷の後退など）とも整合的である。

(4) 地質時代の氷山・海水分布は堆積物中の IRD の産出状況から復元することができる。しかし、研究対象とする海洋コアの地点によって、IRD の産出から読みとることができる現象が異なるため、IRD データを利用する際には注意が必要である。とくに、南大洋には南極大陸起源の IRD だけではなく火山島から噴出した火山灰起源の IRD が混在する。よって、IRD の起源を化学組成や同位体比から特定することが肝要である。

(5) IRD の供給源を特定することができれば、過去の南極氷床のダイナミクスを復元することが可能である。とくに、ウェッデル海や南極半島などの氷山が流出する可能性が高い海域においては、IRD は南極氷床の安定・不安定性を復元するための強力なプロキシとなる。一方で、南極大陸から遠く離れた海域においては、IRD の産出は氷山もしくは海水がその地点まで融けずに漂流し、かつ、融解したことを示す証拠となる。よって、南極大陸から離れた海域における IRD の有無は、表層水温分布の境界である南極周極流の南縁や南極前線の位置を復元するためのプロキシとなる。

(6) 南大洋大西洋セクターでは、最終氷期から最終融氷期にかけて、海水分布が短期的に拡大する寒冷イベントが繰り返し発生していた可能性が高い。

南大洋は、Martin の鉄仮説提唱以来、生物ポンプの駆動効率に関する研究が盛んに行われてくると同時に、海洋フロントの移動や表層の成層化の程度が大気 CO₂ 濃度変動の駆動要因としていくつかの仮説が提唱されてきている。そのような観点からも、南大洋はグローバルな気候変動を駆動・伝播させるための重要な海洋の一つであることは間違いない。しかしながら、南大洋におけるさまざまな環境変動の全貌が解明され、それらの気候システムへの影響が定量的に明らかにされたとはいいがたい。その原因の一つは古海洋記録の地域的な偏りである。南大洋のインド洋セクターや太平洋セクターは大西洋セクターに比べて水深が深いために、詳細な年代コントロールをするこ

とが可能な炭酸塩堆積物を得られる海域がきわめて限られている。また、南極前線より南の南極圏における古海洋記録が圧倒的に不足しているため、夏季海水分布や南極圏における生物ポンプの実態、表層成層化の強弱とそれに伴う生物地球化学サイクルなどの実態は不透明である。したがって、今後は南極大陸近傍を含めた緯度トランセクトで海洋コアセットを構築し、海洋フロントや海水縁の南北シフトや古環境変動を総合的に復元解析していく努力が必要である。また、古海洋プロキシの精度も問題である。本稿では南大洋における IRD 産出の意味を再検討した。今後も高緯度海洋で応用可能なプロキシの開発と高精度化を進めながら、複数のプロキシを複合的に利用することで、より精度よく過去の南大洋の古環境変動を復元していく必要があるだろう。

謝 辞

本総説で扱った南大洋における極前線、海水分布の南北シフトと気候変動に関しては、高知大学の池原研究室に属する学生諸氏との議論が大いに役立った。横山祐典博士および三浦英樹博士による査読コメントによって、粗稿が大きく改善された。ここに謝意を表す。本稿を準備するにあたり、日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究 (B)「第四紀の東南極氷床・南極環流変動史の高精度復元: 氷床・陸棚・深海底トランセクト」(課題番号: 19340156, 代表者: 池原 実), および、基盤研究 (A)「南極寒冷圏変動史の解説: 第四紀の全球気候システムにおける南大洋の役割を評価する」(課題番号: 23244102, 代表者: 池原 実)の研究費を使用した。

文 献

- Abelmann, A., Gersonde, R., Cortese, G., Kuhn, G. and Smetacek, V. (2006): Extensive phytoplankton blooms in the Atlantic sector of the glacial Southern Ocean. *Paleoceanography*, **21**, PA1013, doi: 10.1029/2005PA001199.
- Ackley, S., Wadhams, P., Comiso, J.C. and Worby, A.P. (2003): Decadal decrease of Antarctic sea ice extent inferred from whaling records revisited on the basis of historical and modern sea ice records. *Polar Research*, **22**, 19–25.
- Allen, C.P. and Warnke, D.A. (1991): History of ice rafting at Leg 114 sites, subantarctic/South Atlantic. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 114* edited by Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., et al., College Station, TX, 599–607.
- Anderson, J.B. (1999): *Antarctic Marine Geology*. Cambridge University Press.
- Aoki, S., Yoritaka, M. and Masuyama, A. (2003): Multidecadal warming of subsurface temperature in the Indian sector of the Southern Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **108**(C4), 8081. doi:10.1029/2000JC000307.
- Belkin, I.M. and Gordon, A.L. (1996): Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research*, **101**(C2), 3675–3696.
- Blank, R.G. and Margolis, S.V. (1975): Pliocene climatic and glacial history of Antarctica as revealed by Southeast Indian Ocean deep-sea cores. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 1058–1066.
- Bornhold, B.D. (1983): Ice-rafted debris in sediments from Leg 71, Southwest Atlantic Ocean. in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program 71* edited by Ludwig, W.J., Krashennikov, V.A., et al., U.S. Government Printing Office, Washington, 307–316.
- Boyle, E.A. (1988): Vertical oceanic nutrient fractionation and glacial/interglacial CO₂ cycles. *Nature*, **331**(6151), 55–56.
- Broecker, W.S. (1982): Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. *Progress in Oceanography*, **11**, 151–197.
- Broecker, W.S. and Peng, T.-H. (1989): The cause of the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change: A Polar Alkalinity Hypothesis. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**, 215–239.
- Carter, L., Neil, H.L. and Northcote, L. (2002): Late Quaternary ice-rafting event in the SW Pacific off eastern New Zealand. *Marine Geology*, **191**, 19–35.
- Clark, P.U. and Pisias, N.G. (2000): Interpreting iceberg deposits in the deep sea. *Science*, **290**(5489), 51–52.
- Comiso, J.C. (2003): Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover. in *Sea Ice an Introduction to its Physics, Chemistry, Biology and Geology* edited by Thomas, D.N. and Diekmann, G.S., Blackwell, Oxford, 112–142.
- Cook, A.J., Fox, A.J., Vaughan, D.G. and Ferrigno, J.G. (2005): Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, **308**(5721), 541–544.
- Curran, M.A.J., van Ommen, T.D., Morgan, V.I., Phillips, K.L. and Palmer, A.S. (2003): Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s. *Science*, **302**(5648), 1203–1206.
- de la Mare, W.K. (1997): Abrupt mid-twentieth-century decline in Antarctic sea-ice extent from whaling records. *Nature*, **389**, 57–60.
- de la Mare, W.K. (2009): Changes in Antarctic sea-ice extent from direct historical observations and whal-

- ing records. *Climatic Change*, **92**(3-4), 461-493.
- Deser, C. and Teng, H. (2008): Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979-2007. *Geophysical Research Letters*, **35**, L02504, doi:10.1029/2007GL032023.
- Fujita, S., Holmlund, P., Andersson, I., Brown, I., Enomoto, H., Fujii, Y., Fujita, K., Fukui, K., Furukawa, T., Hansson, M., Hara K., Hoshina, Y., Igarashi, M., Iizuka, Y., Imura, S., Ingvander, S., Kameda, T., Karlin, T., Motoyama, H., Nakazawa, F., Oerter, H., Sjöberg, L., Sugiyama, S., Surdyk, S., Ström, J. Uemura, R. and Wilhelms, F. (2011): Spatial and temporal variability of snow accumulation rate on the East Antarctic ice divide between Dome Fuji and EPICA DML. *The Cryosphere Discussions*, **5**, 2061-2114.
- Gille, S.T. (2002): Warming of the Southern Ocean since the 1950s. *Science*, **295**(5558), 1275-1277.
- Gille, S.T. (2008): Decadal-scale temperature trends in the Southern Hemisphere Ocean. *Journal of Climate*, **21**, 4749-4765.
- Haug G.H. and Sigman, D.M. (2009): Polar twins. *Nature Geoscience*, **2**, 91-92.
- Hemming, S.R. (2004): Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics*, **42**, RG1005, doi:10.1029/2003RG000128.
- Hodgson, D.A. and Sime, L.C. (2010): Palaeoclimate: Southern westerlies and CO₂. *Nature Geoscience*, **3**, 666-667.
- Ikehara, K. (2003): Late Quaternary seasonal sea-ice history of the northeastern Japan Sea. *Journal of Oceanography*, **59**, 585-593.
- 池原 実 (2001): 南大洋古海洋学—第四紀後期における表層水塊と生物生産量の時系列変動—。地質学雑誌, **107**, 46-63. [Ikehara, M. (2001): Southern Ocean Paleooceanography—Late Quaternary variations in the hydrographic systems and marine productivity—. *Journal of the Geological Society of Japan*, **107**, 46-63. (in Japanese with English abstract)]
- Ikehara, M., Kawamura, K., Ohkouchi, N., Murayama, M., Nakamura, T. and Taira, A. (2000): Variations of terrestrial input and marine productivity in the Southern Ocean (48°S) during the last two deglaciations. *Paleoceanography*, **15**, 170-180.
- Kanfoush, S.L., Hodell, D.A., Charles, C.D., Guilderson, T.P., Mortyn, P.G. and Ninnemann, U.S. (2000): Millennial-scale instability of the Antarctic ice sheet during the last glaciation. *Science*, **288**, doi:10.1126/science.288.5472.1815.
- Kanfoush, S.L., Hodell, D.A., Charles, C.D., Janecek, T.R., Rack, F.R. (2002): Comparison of ice-rafted debris and physical properties in ODP Site 1094 (South Atlantic) with the Vostok ice core over the last four climatic cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **182**, 329-349.
- 香月興太 (2012): 珪藻化石群集に基づく最終氷期極大期以降の南大洋における海水と基礎生産力の変動史。地学雑誌, **121**, 536-554. [Katsuki, K. (2012): History of sea-ice and productivity in the Southern Ocean since the Last Glacial Maximum based on diatom assemblage changes. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, **121**, 536-554.]
- Keany, J., Ledbetter, M., Watkins, N. and Huang, T.-C. (1976): Diachronous deposition of ice-rafted debris in sub-Antarctic deep-sea sediments. *Geological Society of America Bulletin*, **87**, 873-882.
- 気象庁 (2011): 海水域面積の長期変化傾向。[Japan Meteorological Agency (2011): Long-term variation of sea ice coverage. (in Japanese)*] http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html [Cited 2011/11/21].
- 国立極地研究所編 (1989): 南極の科学 8 海洋。古今書院。[National Institute of Polar Research ed. (1989): *Science in Antarctica 8 Oceanography*. Kokin Shoin. (in Japanese)]
- Kunz-Pirrung, M., Gersonde, R. and Hodell, D.A. (2002): Mid-Brunhes century-scale diatom sea surface temperature and sea ice records from the Atlantic sector of the Southern Ocean (ODP Leg 177, sites 1093, 1094 and core PS2089-2). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **182**, 305-328.
- Liu, J. and Curry, J.A. (2010): Accelerated warming of the Southern Ocean and its impacts on the hydrological cycle and sea ice. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **107**, 14987-14992.
- Mackintosh, N.A. (1972): Sea ice limits. *Discovery Report*, **36**, 13.
- Martin, J.H. (1990): Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1-13.
- Matsumoto, K. and Sarmiento, J.L. (2008): A corollary to the silicic acid leakage hypothesis. *Paleoceanography*, **23**, PA2203, doi:10.1029/2007PA001515.
- Murphy, E.J., Clarke, A., Symon, C. and Priddle, J. (1995): Temporal variation in Antarctic sea-ice: Analysis of a long term fast-ice record from the South Orkney Islands. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **42**, 1045-1062.
- Murphy, L., Warnke, D.A., Andersson, C., Channell, J. and Stoner, J. (2002): History of ice rafting at South Atlantic ODP Site 177-1092 during the Gauss and Late Gilbert Chrons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **182**, 183-196.
- Nielsen, S.H.H., Hodell, D.A., Kamenov, G., Guilderson, T. and Perfit, M.R. (2007): Origin and significance of ice-rafted detritus in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **8**, Q12005, doi:10.1029/2007GC001618.
- 能美仁博・横山祐典・三浦英樹・大河内直彦 (2007): 深海底堆積物の解析による最終氷期以降の南極半島周辺氷床の消長。第四紀研究, **46**, 103-117. [Nomi, M., Yokoyama, Y., Miura, H. and Ohkouchi, N.

- (2007): Melting history of the Antarctic ice sheet since the last glacial maximum based on the analysis of sediment cores around the Antarctic Peninsula, Southern Ocean. *The Quaternary Research (Daiyonki Kenkyu)*, **46**, 103-117. (in Japanese with English abstract)]
- Pudsey, C.J. (2000): Sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula over the last three glacial cycles. *Marine Geology*, **167**, 313-338.
- Sakamoto, T., Ikehara, M., Uchida, M., Aoki, K., Shibata, Y., Kanamatsu, T., Harada, N., Iijima, K., Katsuki, K., Asahi, H., Takahashi, K., Sakai, H. and Kawahata, H. (2006): Millennial-scale variations of sea-ice expansion in the southwestern part of the Okhotsk Sea during 120 kyr: Age model, and ice-rafted debris in IMAGES Core MD01-2412. *Global and Planetary Change*, **53**, 58-77.
- Tamura, T., Ohshima, K.I. and Nihashi, S. (2008): Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas. *Geophysical Research Letters*, **35**, L07606, doi:10.1029/2007GL032903.
- Teitler, L., Warnke, D.A., Venz, K.A., Hodell, D.A., Becquey, S., Gersonde, R. and Teitler, W. (2010): Determination of Antarctic Ice Sheet stability over the last ~ 500 ka through a study of iceberg-rafted debris. *Paleoceanography*, **25**, PA1202, doi:10.1029/2008PA001691.
- Vaughan, D.G. and Doake, C.S.M. (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, **379**(6563), 328-331.
- Vaughan, D.G., Marshall, G.J., Connolley, W.M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D.A., King, J.C., Pudsey, C.J. and Turner, J. (2003): Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, **60**, 243-274.
- Warnke, D.A. and Allen, C.P. (1991): Ice rafting, glacial-marine sediments, and siliceous oozes: South Atlantic/subantarctic ocean. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 114* edited by Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., *et al.*, College Station, TX, 589-598.
- Warnke, D.A., Marzo, B. and Hodell, D.A. (1996): Major deglaciation of east Antarctica during the early Late Pliocene? Not likely from a marine perspective. *Marine Micropaleontology*, **27**, 237-251.
- Watkins, N.D., Keany, J., Ledbetter, M.T. and Huang, T.-C. (1974): Antarctic glacial history from analyses of ice-rafted deposits in marine sediments: New model and initial tests. *Science*, **186**, 533-536.
- Wong, A.P.S., Bindoff, N.L. and Church, J.A. (1999): Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian oceans. *Nature*, **400**(6743), 440-443.
- * Title etc. translated by M.I.

(2011年11月21日受付, 2012年4月5日受理)