Low Temperature Science

低温科学

2018 Vol.76 ISSN 1880-7593

巨大リザーバ:南大洋・南極氷床



北海道大学 低温科学研究所 編

Edited by Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

Cover and back cover:

All photos © Minoru Ikehara, Yusuke Suganuma, Takeshi Tamura, Hiroshi Sato, Kazuya Ono, Ayako Abe-Ohchi, Itsuki Suto & National Institute of Polar Research

はじめに

地球の氷の約90%を占める南極氷床は,海水準で約60mに相当する淡水リザーバ(貯 蔵庫)であり,過去の地球で起こった海水準変動のほとんどは氷床の拡大・縮小によるも のである.一方,南大洋では南極底層水という最も重い水が生成される.これは全海水の 30-40%を占める巨大な(負の)熱のリザーバであり,世界の海洋の底層に潜り込み,海洋 大循環(熱塩循環)のパターンや強度を規定する.その量や水温の変動は地球の熱の分配 に大きく影響し,数百年-数千年スケールの全球気候を左右する.さらに,南大洋はCO2 の最大のリザーバであり,氷期・間氷期サイクルにおけるCO2変動は南大洋が決めてきた という説が有力である.このように,熱・水・CO2の巨大リザーバである南極氷床と南大 洋は,全球気候や海水準を決定づける最重要コンポーネンツである.

近年,地球最大の淡水リザーバである南極氷床の融解や流出の加速が明らかになり,海 水準の大幅な上昇が懸念されている.また,氷床融解によって生じた淡水が海洋の成層を 強め,海洋大循環や CO₂ 吸収が変化することによって全球気候を激変させる可能性があ り,そうした海洋の変化が氷床融解をさらに促進することも考えられる.このように,南 極氷床と南大洋は一体となって全球環境に大変動をもたらす潜在力を秘めている.IPCC の第5次評価報告書でも,氷床融解の加速とともに南極底層水の生成量の顕著な減少が報 告されており,いずれは全球規模の熱塩循環が変化する恐れがある.過去の地球では,氷 床も海洋熱塩循環も数百年から数万年以上の時間スケールを持って変動してきたが,かつ てないスピードで CO₂ 濃度が上昇し温暖化が進んでいる現在,巨大リザーバである南極氷 床及び南大洋の変容を読み解くことは,地球システムの将来予測において不可欠かつ喫緊 の課題といえる.

一方で、南極氷床と南大洋は、その観測の困難さから現状で最もよく分かっていないコ ンポーネンツでもある。特に、未探査領域とも言える氷と海洋の境界域における観測には、 無人探査機等の新しい観測技術が必須である。さらに、現状の理解と将来の予測のために は、過去の理解が不可欠であり、アイスコア・海底コアや地形情報などによる古環境デー タの取得・分析が必須となる。南大洋の CO₂ (炭素) 収支やその変動には、生物活動が CO₂ を取り込み深層・海底へ隔離する、生物ポンプが重要な役割を担っている。数万年以上の 時間スケールをもって変動する氷床に対して地殻(固体地球)はすぐには adjust しない(平 衡にならない)ので、氷床変動に対する固体地球の粘弾性応答(GIA)の理解も重要となっ てくる。南大洋と南極氷床が一体となって全球環境変動を駆動するシステムの理解と将来 予測には, 観測や分析で得られる知見を取り入れた, 大気・氷床・海氷・海洋・固体地球 を結合させたモデル研究が必須となる.

このようなシステムの解明に向けて,まず,南極地域観測第 IX 期 6 か年計画「南極から 迫る地球システム変動」が 2016 年度より開始された.さらに,新学術領域研究「南大洋・ 南極氷床」が 2017 年度より開始された.なお,この領域研究の概要については,本巻でも, 領域代表を務める川村賢二氏による総説の「はじめに」に述べられている.

これらのシステムの理解とプロジェクトの遂行のためには,分野をまたがった様々な相 互作用の理解が本質的であるため,既存の学問分野を超えた研究アプローチが不可欠であ る.そのためには,各研究者が関係する他分野を広く理解し,異分野間での連携と議論を 深めていくことが鍵となる.しかしながら,他分野を理解する敷居は高く,効率的に理解 するための文献や教科書がほとんどないのが現状である.

そこで「低温科学」本巻(Vol.76)では,以上の背景のもと,南大洋・南極氷床をキー とする学際研究を大きく発展させる目的で,関係する広範な研究分野を網羅・横断する解 説・総説集を供することとした.具体的には,南大洋・南極氷床学際研究に関わる全ての 分野,気候力学,気象学,雪氷学,海洋物理学,海洋化学,生物学,計算科学,地球力学, 地質学,地形学,測地学,機械工学,の各分野の方々に御執筆を頂き,計20編となる総説 集を完成させた.

最後に,総説を執筆して頂いた全ての著者の方々に心より感謝申し上げる.執筆者の皆様の御足労が,研究分野を超越した視点を持つ研究者が育つことを含めて,真の"long term investment"となること,を信じてここに発刊するものである.

「低温科学」第76卷編集委員会

編集委員長:大島慶一郎(北大·低温研)

編集委員:須藤 斎(名古屋大学)

:北川 暁子(北大・低温研)



はじめに

南極底層水と全球海洋子午面循環勝又 月	勝郎 1
南極沿岸ポリニヤでの海氷生成と底層水形成	一郎 13
南大洋における観測からみた海洋長期変動	茂 25
棚氷と海洋の相互作用とそのモデリング 草原 ジ	和弥 33
海洋炭素循環モデルの考え方と基礎	顕 43
南大洋における人為起源二酸化炭素の取り込み	千代 57
南極海生態系研究の現状と展望―炭素循環と低次生産者の視点から 茂木 正人, 真壁 竜介, 高尾 信:	太郎 71
南極域環境変遷のさらなる理解に向けて — 珪藻および黄金色藻化石研究の現状と課題 — 	竜介 95
全球気候変動を駆動する南大洋海洋循環 — アガラスリーケージとウェッデルジャイヤ —	実 121
最終間氷期の南極氷床崩壊と海水準上昇	宰 135
南極のアイスコアから復元する過去の気候変動	賢二 145
アイスコアによる海氷面積変動の復元 飯塚	芳徳 153
南極氷床 — その変動と海洋との相互作用 — … 杉山	慎 169
氷床モデリングの基礎	ルフ 179
衛星観測による南極氷床質量収支福田 :	洋一 187
南極氷床変動と氷河性地殻均衡	淳一 205
最終氷期最盛期以降の南極氷床融氷史:地形地質学から見た現状と課題三浦 三	英樹 227
南大洋の形成	太一 243
自律型無人探査機(AUV)による未探査領域調査	弘 259
音波探査で海底を見る:海底地形に記録された地球環境変動	義史 269

地質年代区分表



~46.00

南極底層水と全球海洋子午面循環

勝又 勝郎

南極沿岸のポリニヤで冬季に冷却された海水は高密度水として周囲の海水と混合しながら大陸斜面 を下り南極底層水となる.低温・高溶存酸素で特徴づけられるこの水塊はインド洋・太平洋の底層を 中心に世界の海水の大きな割合を占める.この南極底層水を含む海洋の循環は乱流が卓越し,数年程 度の観測では熱や物質の輸送量を正確に見積もれていないことが分かってきた.数十年から百年程度 平均化した循環はしばしばその南北の輸送を強調して子午面循環とよばれる.この子午面循環は複雑 な三次元構造を持つ.この循環場は大気から風・熱・淡水による強制を受けるだけでなく潮汐による 混合や地熱の影響を受けて流れている.これらの外力と海洋循環との関係はよく分かっていないが, 南極底層水と周囲の海水との混合が全球の海洋循環に影響を与えている可能性が指摘されている.

Antarctic Bottom Water and global ocean meridional overturning circulation

K. Katsumata¹

Antarctic Bottom Water (AABW) originates from dense shelf water mixing with ambient water masses as it flows down the shelf slope. Dens shelf water is mainly produced by winter brine rejection in polynyas along the Antarctica coast. Cold and highly oxygenated AABW occupies a significant part of world oceans, mainly in the bottom layers in the Indian and Pacific oceans. It is recently recognised that ocean currents including the flow of AABW are turbulent and measurement with a duration of a few years is not appropriate for accurate transport estimate. Even after averaging for decadal or centennial time scales, the global system of ocean currents has a complicated three-dimensional structure. This circulation, often referred to as the meridional overturning circulation, is forced not only by wind, heat, and freshwater fluxes from the atmosphere but also gravitational tidal forces and geothermal heating. We do not fully understand quantitative relationships between these forcing and ocean circulation, but recent studies point out possible mechanisms where AABW mixing with ambient water masses can affect the global meridional overturning circulation.

キーワード: 乱流,気候変動,海水の混合 turbulence, climate change, sea water mixing

連絡先

勝又 勝郎

海洋研究開発機構 地球環境観測研究開発センター 〒237-0061 神奈川県横須賀市夏島町 2-15 Tel. 046-866-3811

e-mail:k.katsumata@jamstec.go.jp 1)海洋研究開発機構 地球環境観測研究開発センター

Research and Development Center for Global Change (RCGC), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka, Japan.

1. 南極底層水

1.1 水塊

海水は電波を通さない. それゆえ海洋観測はもっぱら 現場でセンサーを船から吊りおろすか自動観測ロボット などが潜水して行うことになる. 海洋物理学は大雑把に 言えば海流の学問である. だから海洋物理学者にとって 興味がある海水の性質は密度である. 密度は温度と塩分 と圧力から計算できる¹. 観測を行った場所は緯度・経

¹ 最新(2010年採用)の海水の状態方程式では温度・塩分・圧力 に加え栄養塩などほかの情報が必要になる。



図1:南大洋インド洋セクター東経 115度に沿って観測された温度・塩分. 観測線 I9 は図3に示した.点の色は右のカラーバーに即して観測深度を示 す.浅い部分(250 m 以浅)は大気の影響を受けてばらつくが,深くなるに つれ(緑色)ばらつきは小さくなる.特に2000 m 以深を拡大したのが右下 の拡大図で,水塊の構造を示す.水温1.9度くらいに見られる塩分の極大値 は北大西洋の高塩分水の名残.南大洋深層水は水温0度以下の部分.

度で指定されるから,一回の観測では緯度・経度・時刻・ 圧力²の四次元のデータとして温度や塩分が測られる. これらのデータを集めて目的に応じて,たとえば深さを 縦軸として塩分を線で描いた塩分プロファイル(断面図) を見たり,経度を横軸・緯度を縦軸として温度を色で描 いた地図を作成したりする.

海水の移動より海水の性質そのものに注目したいとき には緯度・経度・圧力・時刻は関係ないので縦軸を温度・ 横軸を塩分とすると具合がいい.別に縦軸を塩分にして もよさそうなものだが,大部分の海洋では表層が一番暖 かく海底が一番冷たいので温度を縦軸にして深さと関連 付けているのだと筆者は想像している.ある深さの海水 が海流に乗って異なる深さに移動すると,圧力の変化に よる仕事を受け温度がわずかながら変化する.深くなれ ば圧縮されて温度が上がるし,浅くなれば温度が下が る³.この効果を取り除いてやれば,ある海水が移動す るのを「同じ温度・塩分の海水」として追跡できるよう になる.「圧力の変化の効果を取り除いた水温」をポテ ンシャル水温と呼んで,以下の「水温」はすべてポテン シャル水温を指す.同様に「密度」とは海中で海水が力 を受けずに移動する方向として定義した中立密度 (McDougall, 1987) のことを指す.

海水の性質は水温を縦軸・塩分を横軸にした「温度塩 分図」の上に点で示される(図1).このような図を描く と、ある地域の海水が往々にして一本の線上に乗ること が知られている.海水の温度・塩分は表面で大気からの 強制によって海面で与えられ、海洋内部に入り込んだ後 はゆっくりと周囲と混合・拡散しながら移動するから、 温度塩分図の上の一本の線は「ある程度の大きさの海水 の塊が同じような履歴をたどってきて同じような大気か らの温度塩分の強制を受けてきた」と解釈される.この ような温度塩分図の特徴的な線を「水塊」と呼ぶ.

よく考えてみると「温度・塩分の異なる海水が混ざっ て一様になる」というプロセスでも温度塩分図の上で線 は一本(あるいは一点)になる.ところが、風や大気の 影響を直接受ける海洋表層数十メートルの境界層と、海 底近くの摩擦の影響を受ける海底境界層を除くと、海洋 の混合は小さい.実際に海中に染料を流してそこから鉛 直方向の拡散係数を推定するとせいぜい10⁻⁴ m²s⁻¹程 度である.これは100 m 鉛直に拡散するのに1000日程 度かかるという小ささである.季節変動あるいは数年程 度の変動を考える上では、表層・海底の両混合層を除く と、海水はほとんど周囲と熱や塩分のやり取りをせずに 移動する(断熱的 adiabatic)とみなせることが多い.

² 揺れる船上から正確に鉛直の深さを求めるよりは水圧を測る方 が簡単である.現場では圧力を鉛直方向の軸に用いてあとから これを深さに換算することが多い.

³ 圧力による塩分の変化はとても小さいので無視する.





1.2 南極底層水

では、南大洋の東経115度に沿って実際に観測された 温度・塩分の断面図を見てみよう(図2). 観測は2004 年 12 月から翌年 1 月に豪州 Aurora Australis 号をプ ラットフォームとして行われた.水温も塩分も全体的に 北向きに深くなる構造を示している。ある一定の深さの 断面を考えると北に行くほど水温は高くなる。暖かい水 は密度が低いから海面高度は北に行くほど高くなってい て、これは人工衛星から確認できる. このような状況で はある一定の深さでは北にいくほど圧力が高い4. 海洋 で数百キロメートル以上の広がりを持つ大規模な流れ場 は地衡流平衡していることが知られている. これは圧力 と地球回転に由来するコリオリ力が釣り合っている状態 である. 図2のような場合, 圧力は北から南に海水を押 しているのでコリオリ力は南から北に働いている. 南半 球ではコリオリカは海流の向きを向いて左手の直角方向 に働くから、西から東に流れる海流が存在することが分 かる.これが南極周極流である.南緯 53 度付近のよう に部分的に逆向きの傾きがみられるが、これは周極流が 蛇行していることで説明される.

水温(図2a)をみると、上層ほど暖かく下層ほど冷た いが、南極大陸(図左側)に向かう表層近くには冷たく (0度以下)軽い海水がみられる.これは冬季の海氷が融 解してできた海水である.この図の底層付近で水温0度 以下で青く塗られているのが南極底層水(AABW, Antarctic Bottom Water)である.塩分(図2b)も同じ ような形で分布する.表層の南極大陸方向には低塩分の 水が存在し上記の海氷融解水と理解される.中層に塩分 の高い水が存在するがこれは高塩分な大西洋に由来する 深層水の名残である.AABW はこれより低塩である. 図1で見たように,温度塩分図上では AABW は短い線 分に見える.なお,ここでは水温0度以下を AABW と 定義したが,密度 1028.27 kg m⁻³ より重い水を AABW と定義することも多い.これは Orsi et al. (1999) で用い られた基準で,この密度の水塊は南極周極流に沿って流 れるが,もっとも浅いドレーク海峡の「しきい」を超え ることが出来ないという物理的意味を持つ.

1.3 南極底層水の分布

前節で水塊を「同じ履歴」をもつ海水と定義したが、 AABW はどのような履歴を持っているのか. これは、 低温・高溶存酸素といった特徴と局地的な観測(たとえ ば Foster and Carmack, 1976)から「南極大陸周辺(ま れに沖合)のポリニヤで冷却された低温な高密度水 (DSW, Dens Shelf Water) が中層の周極深層水 (Circumpolar Deep Water) と混合しながら大陸斜面を 駆け降りて AABW となる」と推定されている(詳細は 本誌大島の記事). 溶存酸素は大気から飽和濃度で混合 されて、それ以降は海水中の微生物の働きで減少する一 方である.だから溶存酸素が高いという性質は大気に直 前まで接していた証拠である、逆に溶存酸素が低い海水 は表層から海中に潜り込んで長い時間がたったことを示 す。そこで南大洋の海底付近の溶存酸素データをプロッ トしてみる. 溶存酸素が高い「新しい」海水の分布を見 れば DSW が表層から沈み込んでくる経路を推定でき る.底層の溶存酸素(図3)を見ると、ウェッデル海から

⁴水圧はその点にかかる水(と空気)の重さに由来するから密度 の低い水は圧力を下げる働きもある。厳密には海面高度を上げ る効果と圧力を下げる効果の両者を計算する必要がある。南大 洋では一定の深さで北に行くほど高圧。



Depth: Bottom

図3:海底付近の溶存酸素濃度(Orsi et al., 2005). 濃い色ほど高い酸素濃度で海洋表面から沈み込んでからの時間が短いことを意味する.赤線で観測断面を示す.図1・図2ではインド洋セクターの観測線 I9 を示した.図6では加えて太平洋セクター S4P,大西洋セクター A12の図も示す. ©Southampton Oceanography Centre, 2005.

東経 60 度くらいまでに高い溶存酸素が海底付近に分布 していることが分かる.豪州南部とロス海にも高い値が 分布している.沿岸近くでは弱い大陸斜面海流が東から 西に流れているものの外洋では強い周極流が西から東に 流れていることを考えると,ウェッデル海,インド洋セ クター西部,豪州南部,そしてロス海に強い沈み込みが 存在することが示唆される.

余談になるが,この点に関して Jacobs の総説(2004, Fig.8)が興味深い指摘をしている.すなわち,1960年く らいまでは AABW は 100%ウェッデル海由来と推定さ れていたが,年とともにその比率は下がり,1977年には 80%程度(残りはロス海を含む太平洋セクター由来), 2002年にはせいぜい 50%程度(30%太平洋セクター, 20%はインド洋セクター)と観測数が増えるにつれて底 層水生成域がどんどん増えているのである.過去の観測

表1: 西から東に並べた代表的な沈み込み域における底層水 の性質. ウェッデル海は Orsi et al. (1999) Fig.3 に, ロス海・ アデリーランドの底層水は Johnson (2008) に, ケープダン レー底層水は Ohshima et al. (2013) による.

水塊	水温(℃)	塩分
ウェッデル海底層水	-0.8	34.63
ケープダンレー底層水	-0.65	34.635
アデリーランド底層水	-0.55	34.678
ロス海底層水	-0.24	34.702

がいかに大西洋セクターに偏在していて東南極が観測さ れていなかったかが分かる.現在ではウェッデル海・ロ ス海・アデリーランド沖・ケープダンレー沖で特徴的な 底層水が見つかっている(表1)⁵.ウェッデル海では比

⁵ 2014 年には、あらたに豪州南部のヴィンセネス湾で新たな沈み 込み域が報告されている(Kitade et al., 2014).

較的低温・低塩な DSW が生まれ,東に進むと比較的高 温・高塩になる様子が見られる.

沈み込んで海底に達した AABW は北上を始める. AABW は高溶存酸素とならんで低温という特徴を持つ ので,上記の溶存酸素と同じ原理で,全球の海底の水温 データを集めると AABW の流路が推定できる(Mantyla and Reid, 1983).また数値モデルを用いれば,より詳細 にどこで沈み込んだ DSW がどれくらいどの海盆に流れ ていくのか考察することができる.Kusahara et al. (2017)による数値モデルを使った AABW シミュレー ションの結果を図4に示す.ポリニヤで海中に注入され た高密度水が海底地形に沿って大西洋・インド洋・太平 洋の各海盆に向かう様子が詳細に捕らえられている.

これを一歩進めて Johnson (2008) は,船舶やアルゴフ ロート⁶によるデータを集めて世界中の海水の中に含ま れる AABW の割合を推定した(図5).世界の底層水は 大西洋北部の冬季の冷却に由来する北大西洋深層水と AABW が知られているが,両者の割合を温度・塩分・溶 存酸素などのデータから計算した.それによれば縁辺海 を除いた1.293×10⁹ km³の海水のうち,36%が AABW 21%が NADW と推定される.当然のことながら,北大 西洋深層水は大西洋で多く見られ,インド洋・太平洋で は AABW が多い.海底地形に接している水塊という観 点では,0.180×10⁹ km²の海底のうち26%が北大西洋 深層水に58%が AABW に接していた.前者が後者よ り若干密度が低いことを考えると納得のいく数値であ る.

1.4 AABW の数十年スケールの変動

子午面循環の話に移る前に,近年の観測から明らかに なった AABW の変動の話をしたい(本誌青木の記事も 参照). アルゴフロートは 2000 m 深までしか観測しな い. それ以深のデータは限られた船舶観測のものがほぼ すべてといえる. 1980 年代から 90 年代に行われた世界 海 洋 循 環 実 験(WOCE, World Ocean Circulation Experiment)では各国の船舶を用いて当時最高精度の 海洋断面観測が行われた. その際の観測点を 10 年ある いはそれ以上の間隔をおいて再観測することで,海洋の 十年スケールの変動を明らかする計画が全球海洋船舶ハ イドログラフィ調査プログラム(GO-SHIP, Global Ocean



図4:沿岸ポリニヤで注入された高密度水 DSW を 25 年間追 跡した分布(Kusahara et al., 2017).海洋循環数値モデルで シミュレートした結果を示す.相対濃度が対数スケールで示 されている.主な流出経路は以下の九か所.A1.アルゼンチ ン海盆西端,A2.スコシア海からアルゼンチン海盆東端に向 かうウェッデル深海平原,A3.アメリカ南極海嶺南斜面沿い, E1.南西インド海嶺とケルゲレン海台西岸を通るエンダー ビー深海平原,E2.ケルゲレン海台東岸,E3.豪州南極海盆 内南東インド海嶺超え,E4.東経 160度北上,P1.ニュージー ランド東岸北上,P2.ロス海から南東太平洋海盆経由太平洋 南極海嶺沿い.A1,A2,A3 は大西洋に,E1,E2,E3,E4 は インド洋に,P1,P2 は太平洋に向かう.大西洋・インド洋・ 太平洋はそれぞれ赤・緑・青の縁取りで表されている.

Ship-based Hydrographic Investigation Program)である.ここで得られた結果として、南大洋で統計的に有意なAABWの体積減少が挙げられる(図6).この減少の原因はわかっていない.仮説として「南極氷床の融解に伴い底層水生成量が減少」あるいは「生成される底層水の密度が軽くなった」の二点が考えられている.

AABW を含む深層水は体積が大きく海水の熱容量は 大気のそれより桁違いに大きいので、温暖化により地球 に増加した熱のほとんどが海洋に入っていると考えられ ている(Trenberth et al., 2014).海洋の中で熱の多くは 表層にとどまるが、無視できない量が深海に吸収されて いるという見積もりもあり、温暖化の正確な把握のため には深海の観測が急務となっている.地球表面のフラッ クスに換算した具体的な数字を挙げておくと、大気上端 における地球に入ってくる過剰な熱の見積もりは0.5~ 1 Wm⁻²で、このうち9割が海洋に入っていると考えら れる(Trenberth et al., 2014).一方 3000 m より深い海 洋には0.1 Wm⁻²(Kouketsu et al., 2011)程度となる. AABW に直接入るという意味で 0℃の等温度面を通っ てより深い海洋には0.027±0.009 Wm⁻²(Purkey and Johnson, 2013)程度の過剰な熱が入っていると推定され

⁶ アルゴプロジェクトで用いられる自動観測ロボット.このプロジェクトは世界34カ国が参加している国際プロジェクトで2000m以浅の海洋を自動観測する浮力調整機能付き衛星通信機能付きフロートを多数(3800台以上)展開している.国数・ 台数は2017年11月現在.



図5:北大西洋深層水(上)と南極底層水(下)の分布(Johnson, 2008). それぞれの水塊の 量をその点における「厚さ」として表している.大西洋では北大西洋深層水が多いが,イン ド洋太平洋では南極底層水が圧倒的に多い.

ている. これは面積をかけると 14±5 TW となる. Purkey and Johnson (2013) はさらに淡水流入や海面高度 への影響も評価していて AABW の寄与は一年あたり 99±56 Gt の淡水流入,一年あたり 0.52±0.18 mm の海 面上昇と見積もっている. 前者は例えば東南極の 2006 年の氷床融解量の見積もり一年あたり 132±60 Gt (Rignot et al., 2008) と同程度の数字で氷床融解が深層水 に影響を与えているという仮説に矛盾しない.

2. 全球海洋子午面循環

全球規模の海洋循環の話に移る.ひと昔前までは「熱 塩循環」や「海洋大循環」などと呼ばれていたが、海洋 循環の駆動力としては熱や塩だけでなく風が大きな役割 を果たしていること、気候システムの維持において海洋 が熱や物質を南北方向に運ぶ役割が重要であること、の 二点が近年明らかになるにつれて子午面循環(Meridional overturning circulation)と呼ばれることが多い.

数千年スケールで海洋循環が定常であるとすれば、南 極周辺から北上して行った AABW は、最終的にはまた 南極周辺に戻ってくるはずである。前節で溶存酸素や温 度といった海水とともに移動する目印を用いて海水の循 環を推定する手法を紹介したが、それを地球上のあちこ ちの海洋で行えば、だいたいの海水の循環を推定できる. このような大雑把な方法で1987年に描かれたのが、か の「コンベヤーベルト」である. この図は直感的に分か りやすいのだが、不正確な点が多い.たとえば、南極付 近で沈み込む AABW が含まれていない. ほかにも以下 に述べるような海洋循環の本質を欠いているのでここで は紹介しない. 図1で紹介した 1980 年代以降の世界海 洋循環実験をきっかけとして海洋物理観測は大きな進歩 を見せた、それに従って全球海洋循環像も大きく現実に 近づいた. ここでは昔の海洋循環像に見られた「大河の ような海流が一定速度で海洋を流れる」という単純な描 写をアップデートするかたちで現代的な海洋循環像を紹 介する.



図6:繰り返し横断観測(repeat hydrography)で明らかに なった AABW の減少(Purkey and Johnson, 2012). 上から 豪州南大洋海盆を通る I9線(ほぼ東経115度),ウェッデル・ エンダービー海盆を通る A12線(ほぼ東経・西経0度),アム ンゼン・ベリングスハウゼン海盆を通る S4P(ほぼ南緯67度, 太平洋セクター)に沿った等温線の変化. 観測線は図3に示 した. 図中右下の凡例は観測年を示す. 図中の色付きの線は 等温度線. 年を経るごとに等温度線が下がって、0℃以下の 水塊である AABW の体積が減少していることを意味する. ©American Meteorological Society. Used with permission.

2.1 海洋子午面循環の特徴

ベルトではない

ベルトの最大の問題点は連続であることである (Lozier, 2010). 一か所を引っ張ると全体が同じ速度で 移動する. 確かに,大規模な海流は地衡流バランスして おり非発散ではある. しかし局所的には定常ではない. 例えば,子午面循環のある場所はほかの場所より早く流 れることがある. 渦が発生することもあるし (Kawabe et al., 2005),数十日程度の振動現象 (Warren et al., 2002) なども報告されている.

ベルトと同種の誤解に北大西洋の深層水の沈み込みが 停止すれば全球の海洋循環が停止するかのような記述が なされることがある.実際の大西洋の観測では沈み込み 量と子午面循環の量に有意な関係は見られない(Lozier, 2012).後述するように子午面循環には風が与える運動 量の寄与も大きい.そのような場所では沈み込みがなく なっても風があれば循環は続く.

熱塩循環だけではない

古い教科書には海洋循環は「表層は風による風成循 環・中深層は温度と塩分のコントラストによる熱塩循環」 などと書かれていた.しかし数値シミュレーションを用 いた実験(たとえば Tsujino and Suginohara, 1999; Saenz et al., 2012)により,風による効果と温度塩分による効 果はそう簡単に分けられないことが分かってきた.別な 言い方をすれば,風だけで駆動した子午面循環と温度塩 分だけで駆動した子午面循環を足し合わせても実際の子 午面循環像は再現できない.両者が非線形に作用しあっ ているためである.

ジャイアではない

海洋表層は風によって駆動されている.前述したとお りそこでは大規模な海流は地衡流平衡していて圧力とコ リオリ力が釣り合っている.また地球が北から見て反時 計回りに回転している影響で,海洋の西側に南北に流れ る強い海流が生じやすい.実際,北太平洋には黒潮が, 北大西洋にはメキシコ湾流が,南太平洋には東オースト ラリア海流が,南大西洋にはブラジル海流が,南インド 洋にはモザンビーク海流がある.深海の観測がほとんど なかった時代には,深層もそのように流れていると考え られていた (Stommel, 1958).

冒頭に記したように海洋は電波を通さない. だから表 層ではなく深層の海流を測るために海水の密度と同じ浮 き(フロート)を海中に流しても, その場所が分からな い. しかしながら海洋は音波を通す. 観測網が比較的充



図7:大西洋の中深層の流れの軌跡(Bower et al, 2009). 北緯 50 度近辺の深さ700 m と 1500 m で音波探知位置測定装置が付いたフロートを40 本投入して二年間追跡した. 軌跡 は一日一点. 流れは乱れていて多くの方向に様々な速度で流れている. 右下の囲み図は投入地点と二年後の地点を直線で結んだ図. 赤色が700 m, 青色が1500 m. (色は温度アノマリ. 温度 T のアノマリは (T - Ti)/Tmaxで定義される. Ti は投入地点の水温, Tmaxは観測された最大の温度変化(700 m では 6.4 度, 1500 m では 1.8 度). 点線は測位失敗 で推定した軌跡.) Reprinted by permission from Macmillan Publishers Ltd: Nature (Bower, A. S., Lozier, M. S., Gary, S. F., & Böning, C. W. Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. 459(7244), 243–247), copyright 2009.

実している大西洋には,海中に音響測位システムが設置 されており,海中のフロートの位置を知ることが出来る. 図7はそのようなフロートにより観測された中層深層の 流れを記録したものである(Bower et al., 2009). 表層の 循環にあるメキシコ湾流に対応する北向きの深層西岸海 流があるかと思いきや,実際のフロートは西岸にとどま らず外洋内部にしみ出して北にも南にも東にも西にも移 動している. つまり,子午面循環を担う深層循環は単純 なジャイアではなく乱流に近い乱れた流れであることが 分かった.数値シミュレーションを用いた研究による と,数年程度では乱流に見えるこの流れも十年あるいは 百年程度平均すると一方向に海水を輸送している (Wunsch and Heimbach, 2006). 深層循環はこのように 長い時間平均してはじめて見えてくる流れなのである.

2.2 子午面循環の特徴

上述の通り数十年から数百年といった長時間平均した 循環を考えるとそこには海水・物質の一方向の輸送が存 在する.その長時間平均した海水の輸送を描いたのが 図8である(Marshall and Speer, 2012).注目したいの は矢印が一部途切れていることである.これは上で述べ た「ベルトではない」ことを表している.

この流れ場をむりやり東西方向に平均して表したのが 図9である(Talley, 2013). この程度簡単になると以下 のように子午面循環を言葉で説明できる.「南極周辺で 急冷されて沈み込んだ深層水は南極周極流を経由して一 部はインド洋・一部は太平洋・そして一部は大西洋の底 層を北上する.北上する過程で主に熱の拡散により密度 を減らし、一部は主に風によって南大洋で湧昇する深層 水に加わる、この深層水は大西洋北部で冷やされた沈み 込んだ水塊を含む. 南大洋で湧昇した水塊の一部は南極 沿岸付近に達し、循環を閉じる、同じ水塊の一部は太平 洋・インド洋の中層(正確には上部深層)に湧昇する. これら上部深層水の一部は前述の深層水と同様南大洋で 湧昇し、一部は太平洋・インド洋・大西洋の表層水(正 確にはモード水)やインドネシア通過流など複雑な表層 の循環を形成するが最終的には大西洋北部の冷却を受け 深層に戻って循環を閉じる.」

ベルトではない子午面循環という事実は以下の通り循 環の「速さ」にも幅があることを意味する. つまり 100 年間平均して海洋中のある点 A からほかの点 B に移動 すると分かっても、その所要時間は単なる「AB 間の距



図8:子午面循環の概略図 (Marshall and Speer, 2012). 矢印の色は底層 (青)・深層 (緑)・中層 (黄)・表層 (赤) を表す. Reprinted by permission from Macmillan Publishers Ltd: Nature Geoscience (Marshall, J., & Speer, K. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. Nature Geoscience, 5(3), 171-180), copyright 2012.



図9:東西平均した海洋循環像(子午面循環). 色は底層(青)・深層下部(緑)・深層上部 (橙)・中層(赤)・表層(紫)を表す. 数字は Sverdrup 単位であらわされた長時間平均し た時の流量(1 Sv = 10⁶ m³s⁻¹)で正が北向きまたは下向き.大西洋・インド洋・太平洋・南 大洋をそれぞれ Atl, Ind (I), Pac (P), Soと略記した. BS は太平洋からベーリング海峡を 抜けて大西洋に抜ける流れ. ©Copyright 2013 by The Oceanography Society.

離÷平均流速」ではなくて、非常に早く到達する水塊も、 あれこれ寄り道して非常に遅く到達する水塊も存在する ことになる. つまり所要時間も分布を持つのである. こ のような複雑な流れ場に対しては、海洋中の大気から注 入された放射壊変炭素をつかった推定をおこなえば、こ の分布のある意味での平均値が与えられる. それによれ ば、南大洋から北上する AABW が 1500 m 程度の中層 に達するのはこの意味で「平均して」太平洋で 595 年, インド洋で 335 年,大西洋で 275 年程度である (Stuiver et al., 1983).

3. 子午面循環と南極底層水

子午面循環はどのように駆動されているのか、という

質問は難問である、海洋循環の定量的な理解(どこにど れほどの強さの流れがあって、どのように変化している か)が不足しているのがそもそもの理由だが、よく考え てみると「駆動する」という言葉を物理的にどのように 解釈するかという点がはっきりしていない. 子午面循環 の「エネルギー源」という意味では風と大気からの熱と 淡水フラックスと潮汐とわすかながらの地熱と答えられ るが、それぞれの寄与を定量的に見積れるほどのデータ は存在しない. シミュレーションモデルで見積もること も可能だが、風と大気のエネルギーが鉛直混合を通じて 海水のポテンシャルエネルギーに変換される過程がよく 分かっていないので、シミュレーションモデルの結果を 鵜呑みにはできない.子午面循環の「運動量源」という 意味では、沈み込み域では浮力、湧昇域では風が「駆動 力」と考えられるが、圧力項の解釈が難しい(Marshall and Pillar, 2011).

ここではとくに AABW との関係に焦点を当てて、 「AABW は全球子午面循環を駆動するか」という問いを 「AABW に関連する物理量が変動したら全球子午面循 環はどれほど変動するか」という問いに置き換えて考察 する.

すぐに思いつくのが南極周辺の高密度水の生成が停止 したら全球子午面循環が変化するか、という問いである. 溶存フロン用いた Orsi et al. (1999) の見積もりによれば 2500 m より深くに沈み込んでいく AABW は 8 Sv 程度 である (Sverdrup は流量の単位で 1 Sv = 10⁶ m³s⁻¹). 一 方で南大洋の上を西から東に吹くジェット気流によって 南大洋で湧昇する周極深層水は 20 Sv 以上(例えば Sallée et al., 2010) である. 流量を見る限り南極周辺の 高密度水の沈み込み量は風によって湧昇する量の半分以 下である.風の寄与を考えるに、高密度水の沈み込みが 停止しても風による湧昇が停止しなければ全球の子午面 循環が停止することはなさそうである. ここでもう一度 図9に注目する.実はAABWの生成のための高密度水 の沈み込みは、風による深層水の湧昇のすぐ隣で生じて いる. つまり両水塊の間には強い混合が起こっている可 能性が高い. ここで極端な場合を思考実験してみる. す なわち、沈み込みと湧昇の間の運動量の混合が極端に強 ければ、下降する沈み込みと上昇する湧昇の運動量が相 殺して子午面循環が南大洋の沈み込みと湧昇だけで閉じ るという場合が考えられる.一方で密度の混合が極端に 強ければ、沈み込んで行った DSW の密度はすぐに周囲 の軽い密度と混合してしまうため冷却直後の高密度水と の密度コントラストが強化されて沈み込みが強くなる場 合も考えられる.

以上の思考実験の内容をより現実的な設定で定量的に 解析したのが Ito and Marshall (2008) である.海洋表面 で一定の密度と運動量を与えるという設定で AABW の 子午面循環を解析して, AABW 循環の強度は AABW と湧昇流の間の鉛直混合係数の1/2乗に比例することを 予測した. 異なった仮定を用いた Nikurashin and Vallis (2012)のモデルでは2/3乗であった。すなわち南大洋の 鉛直混合が強くなると全球の子午面循環も強くなる. Hughes and Griffiths (2006) は斜面を駆け降りる高密度 水を陽に取り込んだモデルを用いて AABW と全球子午 面循環の関係を考察した. このモデルでは子午面循環の 流速は. Ez0.45 に比例する. Ez は斜面を下る高密度水が 周囲の海水を混合する強さをあらわす係数で、重力流が 速度 Uで傾き Θの斜面を流れているとき,単位幅単位 時間当たりの混合量が Ez U sin Oとなる. つまりここで も高密度水の混合が強くなると子午面循環が強くなって いる.理想化した設定で考察すると以上のように, AABW 生成に伴う混合の強化は全球子午面循環を強化 することが予測される.

4. まとめ

南極底層水 AABW および全球海洋の子午面循環そし て両者の関係を駆け足で概観した.人口の多い大陸から 遠く厳しい環境の南大洋での観測量は不足していて,ま だ分かっていないことは数多い.一方で,各国の南極観 測活動・自動観測ロボット・バイオロギングなどの努力 でデータは少しずつ積み上げられている.どうしても簡 単な海洋循環像(「ベルトコンベヤ」「AABW はウェッ デル海のみで生成される」など)は魅力的でそれをもっ て複雑な現実の海洋を理解したい気持ちはある.一方, 観測データを積み上げれば積み上げるほど複雑な南極気 候システムは,その姿を複雑なまま見せつけてくる.そ の複雑なシステムの中から海洋とくに AABW にかかわ る疑問のうち,筆者が重要と考えるものを最後にまとめ る.

- ・ポリニヤにおける外力(温度,風)と沈み込む高密
 度水の性質(温度・塩分)との関係.
- ポリニヤにおける外力と沈み込む高密度水の量との
 関係.
- ・ポリニヤでの沈み込み量と AABW の生成量との関係.
- AABW の近年の体積減少の原因
- •AABW 生成量と子午面循環の関係
- 以上.

参考文献

- Bower, A. S., M. S. Lozier, S. F. Gary and C. W. Böning (2009) Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature*, **459**, 243–247, doi: 10.1038/ nature07979.
- Foster, T. D. and E. C. Carmack (1976) Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, 23, 301–317.
- Hughes, G. O. and R. W. Griffiths (2006) A simple convective model of the global overturning circulation, including effects of entrainment into sinking regions. *Ocean Model.*, 12, 46–79, doi: 10.1016/j.ocemod.2005.04.001.
- Ito, T. and J. Marshall (2008) Control of lower-limb overturning circulation in the Southern Ocean by diapycnal mixing and mesoscale eddy transfer. J. Phys. Oceanogr., 38, 2832– 2845, doi: 10.1175/2008JPO3878.1.
- Johnson, G. C. (2008) Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes. J. Geophys. Res., 113, C05027, doi: 10.1029/2007JC004477.
- Jacobs, S. S. (2004) Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. *Antarct. Sci.*, **16**, 427–437, doi: 10.1017/S095410200400224X.
- Kawabe, M., D. Yanagimoto, S. Kitagawa and Y. Kuroda (2005) Variations of the deep western boundary current in Wake Island Passage. *Deep Sea Res. I*, **52**, 1121–1137, doi: 10.1016/j.dsr.2004.12.009.
- Kitade, Y., K. Shimada, T. Tamura, G. D. Williams, S. Aoki, Y. Fukamachi, F. Roquet, M. Hindell, S. Ushio and K. I. Ohshima (2014) Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3528–3534, doi: 10.1002/2014GL059971.
- Kouketsu, S. et al. (2011) Deep ocean heat content changes estimated from observation and reanalysis product and their influence on sea level change. J. Geophys. Res., 116, C03012, doi: 10.1029/2010JC006464.
- Kusahara, K., G. D. Williams, T. Tamura, R. Massom and H. Hasumi (2017) Dense shelf water spreading from Antarctic coastal polynyas to the deep Southern Ocean: A regional circumpolar model study. J. Geophys. Res. Oceans, 122, doi: 10.1002/2017JC012911.
- Lozier, S. (2010) Deconstructing the Conveyor Belt. *Science*, **328**, 1507–1511, doi: 10.1126/science.1189250.
- Lozier, M. S. (2012) Overturning in the North Atlantic. Annu. Rev. Mar. Sci., 4, 291–315, doi: 10.1146/annurev-marine-120710–100740.
- Mantyla, A. W. and J. L. Reid (1983) Abyssal characteristics of the World Ocean waters. *Deep Sea Res. A*, **30**, 805–833.
- Marshall, D. P. and H. R. Pillar (2011) Momentum balance of the wind-driven and meridional overturning circulation. J. Phys. Oceanogr., 41, 960–978.

Marshall, J. and K. Speer (2012) Closure of the meridional

overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geosci.*, **5**, 171, doi: 10.1038/ngeo1391.

- McDougall, T. J. (1987) Neutral surfaces J. Phys. Oceanogr.,
 17, 1950–1964, doi: 10.1175/1520–0485(1987)017 (1950:NS)
 2.0.CO; 2.
- Nikurashin, M. and G. Vallis (2012) A theory of the interhemispheric meridional overturning circulation and associated stratification. J. Phys. Oceanogr., 42, 1652–1667, doi: 10.1175/JPO-D-11-0189.1.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet et al. (2013) Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nature Geosci.*, 6, 235–240, doi: 10.1038/NGE01738.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson and J. L. Bullister (1999) Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanogr.*, 43, 55–109.
- Orsi, A. H. and T. Whitworth III (2005) Volume 1: Southern Ocean. In: Sparrow, M., P. Chapman and J. Gould (eds.) *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Expedition (WOCE)*, WOCE Project Office, Southampton, U.K.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2012) Global Contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s. J. Climate, 25, 5830–5840, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00612.1.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2013) Antarctic Bottom Water warming and freshening: contribution to sea level rise, ocean freshwater budget, and global heat gain. J. *Climate*, 26, 6105–6122.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geosci.*, 1, 106–110, doi: 10.1038/ngeo102.
- Saenz, J. A., A. M. Hogg, G. O. Hughes and R. W. Griffiths (2012) Mechanical power input from buoyancy and wind to the circulation in an ocean model. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L13605, doi: 10.1029/2012GL052035.
- Sallée, J. B., K. Speer, S. Rintoul and S. Wijffels (2010) Southern Ocean thermocline ventilation. J. Phys. Oceanogr. 40, 509– 529.
- Stommel, H (1958) The abyssal circulation. *Deep Sea Res.* 5, 80–82.
- Stuiver, M., P. D. Quay and H. G. Ostlund (1983) Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the world oceans. *Science*, **219**, 849–851.
- Talley, L. D. (2013) Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports. *Oceanography*, 26, 80– 97, doi: 10.5670/oceanog.2013.07.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo and M. A. Balmaseda (2014) Earth's Energy Imbalance. *J. Climate*, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00294.1.
- Tsujino, H. and N. Suginohara (1999) Thermohaline

Circulation Enhanced by Wind Forcing. J. Phys. Oceanogr., **29**, 1506–1516, doi: 10.1175/1520–0485 (1999) 029(1506: TCEBWF)2.0.CO;2.

Warren, B., T. Whitworth III and J. H. LaCasce (2002) Forced resonant undulation in the deep Mascarene Basin. *Deep Sea*

Res. II, **49**, 1513–1526, doi: 10.1016/S0967–0645(01)00151–5. Wunsch, C. and P. Heimbach (2006) Estimated decadal changes in the North Atlantic meridional overturning circulation and heat flux 1993–2004. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 2012–2024, doi: 10.1175/JPO2957.1.

南極沿岸ポリニヤでの海氷生成と底層水形成

大島 慶一郎1)

世界の海洋の深層まで及ぶ最も大きな循環は、重い水が沈み込みそれが徐々に湧き上がってくる、 という密度差による循環である。沿岸ポリニヤでの大量の海氷生成が重い水のソースになっている。 衛星マイクロ波放射計データ等による海氷生産量マッピングからは、南極沿岸ポリニヤでは、非常に 高い海氷生産があることが示され、世界の深層に広がる南極底層水がここを起源として形成されるこ とと整合する。南大洋ではロス棚氷ポリニヤが最大の海氷生産を持つ。第2位の海氷生産量を持つの がケープダンレーポリニヤであることがわかり、日本の観測からここが第4(未知)の南極底層水生成 域であることが発見された。第3の南極底層水生成域であるメルツ氷河沖では、2000年初頭の氷河崩 壊後に海氷生産量が40%も減少し、その結果として、ここでの底層水生成も激減した。

Sea-ice production in Antarctic coastal polynyas and bottom water formation

Kay I. Ohshima¹

Global overturning circulation is driven by density differences. Saline water rejected by sea-ice production in coastal polynyas is the main source of dense water, and thus sea-ice production is a key factor in the overturning circulation. The mapping of sea-ice production derived from satellite microwave radiometer data demonstrates that ice production rate is high in Antarctic coastal polynyas, in contrast to Arctic coastal polynyas. This is consistent with the formation of Antarctic Bottom Water (AABW), the densest water mass which occupies the abyssal layer of the global ocean. The Ross Ice Shelf polynya has by far the highest ice production in the Southern Hemisphere. The Cape Darnley polynya is found to be the second highest production area, leading to the discovery of the missing (fourth) source of AABW in this region. In the region off the Mertz Glacier Tongue, the third source of AABW, sea-ice production in the Mertz polynya decreased by as much as 40 %, due to the glacier calving in early 2010, resulting in a significant decrease in AABW production.

キーワード:沿岸ポリニヤ、南極底層水、海氷生産、マイクロ波放射計、ケープダンレーポリニヤ coastal polynya, Antarctic Bottom Water, sea-ice production, microwave radiometer, Cape Darnley Polynya

1. 海洋深層循環

世界の海洋の深層まで及ぶ最も大きな循環は、重い水

連絡先
大島 慶一郎
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 北海道札幌市北区北 19 条西 8 丁目
Tel. 011-706-5481
e-mail:ohshima@lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

が沈み込みそれが徐々に湧き上がってくる,という密度 差による循環である.世界中の海の深層水(deep water) の元となる重い水は北大西洋(North Atlantic)の北部と 南大洋(Antarctic Ocean)の2箇所で潜り込み,それぞ れ北大西洋深層水(North Atlantic Deep Water: NADW),南極底層水(Antarctic Bottom Water:AABW) と呼ばれている.この深層への潜り込みが起点となり, 約1500-2000年で世界の海洋を一巡りするゆっくりした 循環,海洋深層循環(deep water circulation)が作られ る.このようにしてできる海洋の大循環を模式的に示し たのが図1で(本巻の勝又図8及び図9も参照),海洋の コンベアベルト(Ocean Conveyorbelt)と呼ばれる



図1:海洋のコンベアベルトと2つの深層水の形成域. 太平洋における南北断面図は南極底層水を起源とする海水の割合(Johnson, 2008より)を示 す. 奥野淳一氏(国立極地研究所)作成.

(Broecker, 2010). また, 海水の密度は温度(熱)と塩分 (salinity) で決まることから, この密度差による深層循 環は熱塩循環(thermohaline circulation) とも呼ばれる.

北大西洋深層水の場合, 冷やされるだけで深層まで沈 み込む重い水が作られるのに対し, 南極底層水は海氷生 成を伴って重い水が作られる. 海水が凍って海氷となる とき, できるだけ真水成分で凍ろうとする性質がある. 海水の塩分が 3.0-3.4% に対し, 海氷の塩分は 0.3-1.0%, すなわち, 海水の塩分の 7-9 割ははきだされ, 濃縮された高塩分水, ブライン (brine) が下の海へ排出 されることになる. そのため, 大量に海氷が作られる場 所では塩分の高い重い水ができ, それが元となって南極 底層水が生成される.

南大洋と北大西洋で生成される南極底層水と北大西洋 深層水は、それぞれ北上、南下して深層に拡がっていき、 全海洋の深層を占めることになる.図1の太平洋の南北 断面図は、海水の性質から、南極底層水を起源とする海 水の割合を示したものである(Johnson, 2008).この図 では、水温・塩分のほかに、溶存酸素(dissolved oxygen)、 リン、シリカ、硝酸、渦位など、海水の持つ様々な性質 から海水の起源を推定している.太平洋では 2000 m 以 深の水は 2℃以下であるが、この断面図から、そのかな りの部分は南極底層水起源の水で占められていることが わかる. 南極底層水起源の水は, 全海洋の 30-40%をも 占め, 北大西洋深層水起源の水の約2倍であると見積も られている (Johnson, 2008). 南極底層水は北大西洋深 層水より重く, 全世界の底層に広がっている(本巻の勝 又図5も参照).

さて、熱塩(深層)循環を閉じさせるためには、深層 で潜り込んだ海水が湧き上がる機構が必要となる.これ を担っているのが,主に潮流による鉛直乱流拡散である. 海洋は重い水ほど下方にあり成層しているが、鉛直拡散 により上方の軽い水が強制的に下方へ運ばれると、浮力 を得ることになる.ごく限られた海域で沈み込んだ海水 は、鉛直拡散によって得た浮力によって海洋全域で徐々 に湧き上がって、循環を閉じることになる.重い水の沈 み込みが弱くなったり、沈み込む場所が変わったりする と、海洋深層循環が変わることになる.そうすると、海 の持っている熱容量は非常に大きいので、地球上の気候 が激変することになる.実際に古い過去には深層循環が 今のものとは異なっている時期があり、そのために地球 の気候が大きく異なっていたことが示唆されている (Broecker, 2010).

なお、海洋の大循環は、このような密度差による鉛直



図2:「海氷の生産工場」沿岸ポリニヤでの海氷生成と南極底 層水生成の模式図.

循環である熱塩循環の他に,風の力によって駆動される 風成循環がある.海洋の表層から500-1000mくらいま での水平方向の循環は主にこの風成循環であり,この循 環による水平方向の流速は深層循環によるものよりずっ と大きい.一般に海流と呼ばれる流れは,この風成循環 によるものである.

2. 南極底層水の形成

南極底層水の形成には海氷生成による重い水の生成が 不可欠となるが、ここで重要になってくるのが、沿岸ポ リニヤ(coastal polynya)と呼ばれる場所での大量の海 氷生産である (図2). 沿岸ポリニヤとは、生成された海 氷が風や海流によって次々と沖へ運ばれ薄氷域が維持さ れる場所である.通常海氷は、ある程度厚くなると自ら の断熱効果の働きによって、それ以上は成長しない、し かし、沿岸ポリニヤでは、十分成長しないうちに海氷が 運びさられるため薄氷域が維持され、大量の熱が大気に よって奪わる. 奪われた熱に比例して海氷が生産される ので、ポリニヤでは海氷が大量に生産されることになる. 沿岸ポリニヤはいわば「海氷の生産工場: Sea Ice factory」と言える、南極大陸周辺の沿岸ポリニヤでは、大 陸からの寒気により大量の海氷が作られ、大陸棚上では 高密度陸棚水(dense shelf water)が生成される.この 高密度水が陸棚斜面を下りながら、 周りの海水と混合し 徐々に量を増しながら底層へと潜り込んで、南極底層水 が作られることになる.ただし、南極の陸棚のどこから でも底層水が作られるわけではない.

南極底層水がどこで生成され、どのように拡がってい るのかを調べるには、海水の性質、特に化学トレーサー (chemical tracer)が有効となる.図3は、南大洋の海底



図3:南大洋の海底付近におけるフロン(CFC-11)の濃度分布. 単位は pmol kg⁻¹. Orsi et al. (1999) を元に加筆した青木 (2011) より.

付近におけるフロン (CFC-11: chlorofluorocarbon)の濃 度分布を示したものである (Orsi et al., 1999).フロンは 人工的に作られた物質で 1930 年前後から大気中に存在 し,大気と接して間もない海水ほど高いフロン濃度を示 す.底層でフロン濃度が高いということは、表層から底 層に水が潜り込んでいること、つまり底層水の生成域に 近いことを意味する.図3で分かるように、フロン濃度 は南極の沿岸に近いほど高く、特にロス海 (Ross Sea)・ ウェッデル海 (Weddell Sea)・アデリーランド (Adélie Land)沖で高い値を示している (地名は図4を参照). 図4は、これまでの研究に基づいて南極底層水の生成域 とその流出経路を模式的に示したもので、ロス海・ウェッ デル海・アデリーランド沖が南極底層水の3大生成海域 とされており (Orsi et al., 1999)、フロン濃度分布ともよ く対応している.

南極底層水の起源水は、大陸棚上での高海氷生産によ る高密度陸棚水であるが、底層にまで沈み込むような重 い水になるには、重い水を溜めておく機構が必要となる. ロス海及びウェッデル海は、広大な大陸棚と棚氷(ice shelf)を持っており、沿岸ポリニヤでできた高密度陸棚 水は、広大な大陸棚を循環しながら、棚氷によってさら に冷却され、棚氷水(Ice Shelf Water: ISW)が作られ る. 両海では、陸棚水が溜め込まれながら冷却されるプ ロセスが底層水の形成には重要と考えられている. 一 方、アデリーランド沖は広大な大陸棚や棚氷を持たない 代わりに大きな窪地(depression)を持っており、沿岸



図4: 南極底層水の生成域と流出経路. Orsi et al. (1999) を参考に青木茂氏(北大低温研)が作成したものを加筆.

ポリニヤでできた高密度陸棚水を溜める機構を有している(Williams et al., 2010). このように, 南極底層水が形成されるためには, 広大な大陸棚や棚氷, あるいは大きな窪地の存在が重要な条件と考えられていた.

重い水が大陸棚上に十分溜まると,陸棚から斜面を降 下することになる.その際に,重い水は,まず地衡流バ ランス(地球の回転効果によるコリオリカと圧力傾度力 によるバランス:geostrophic balance)によって,斜面の 浅い方を左に見るようにして,ゆっくりと斜面を降下し ながら,西方に向かって流れることになる.しかし,峡 谷のような急激な地形変化にぶつかると,重い水は一気 に速度を増して谷を下る流れとなる(Baines and Condie, 1998).このようにして重い水は,峡谷などに集中する 形で,徐々に底層に広がっていく.その際には,上方や 周辺の海水を混合し取り込むことで,徐々に南極底層水 としての流量を増していくことになる.

フロンなどの観測から、南極陸棚上で表層から潜り込んで底層水となる高密度陸棚水の潜り込み流量は南極全体で5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 程度と見積もられている (Orsi et al., 2002). それが上層にある周極深層水 (Circumpolar Deep Water : CDW) などと混合すること

で流量を増し、南極底層水となった際には、その3倍程 度の15-20 Sv 程度の流量を持つことになる(周極深層 水については本巻の草原及び勝又も参考).フロンなど のデータから、このうちの約50-60%がウェッデル海で、約30-40%がロス海で、約10%がアデリーランド沖から の底層水と見積もられているが、これらは大雑把な見積 もりであるとともに、最終的な南極底層水としての流量 であり、元々どの海域からどの程度表層から底層へ潜り 込んでいるのか、という起源を同定するには至っていない.

3. 海氷生産量のマッピング

どこに薄氷域(ポリニヤ)があるかを検知し、そこで の海氷生産量がわかると、どこで重い水ができているか を推定することができる.しかし、冬季の沿岸ポリニヤ の現場観測は、沖に厚い海氷が広がっているため非常に 難しく、南大洋のどこでどのくらい海氷や重い水が生成 されているのかは全くわかっていなかった. 南極域のよ うな現場に行くことが困難な海域を広い範囲にわたって 計るには、人工衛星による観測しかない.ただし、南大



図5:南大洋における年間積算海氷生産量と定着氷のマッピング(2003-2011年で平均). 生産量は海氷の厚さで換算し,2m以上の海域を左下のカラースケールでシェードしてい る. 定着氷は青で示す. Ohshima et al. (2016)の図を,二橋創平氏(苫小牧高専)が加筆・ 修正. Nihashi and Ohshima (2015)のアルゴリズムによる.

洋は厚い雲に覆われている場合が多く,可視光や赤外線 での観測では難しい.海氷の観測に威力を発揮するのが マイクロ波(microwave)である.マイクロ波は可視光 や赤外線に比べ波長が長い(センチのオーダー)電磁波 で,雲があっても透り抜けることができる.

開水面か,厚い海氷か,薄い海氷かによって放射され るマイクロ波の強度(輝度温度)や偏波比は僅かながら 異なる.この地表面から雲を透り抜けて放射されるマイ クロ波を衛星に搭載されたマイクロ波放射計(microwave radiometer)でキャッチすることで,海氷分布や 薄氷域を検知することが可能となる.1973年に初めて 人工衛星によるマイクロ波放射計観測が行われるまで,

全球の海氷分布は正確にはわかっていなかった.現在で は、衛星マイクロ波放射計によって、毎日ほぼリアルタ イムで海氷分布を見ることができる.特に 2012 年から は、AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) という日本で開発され打ち上げられた最 高精度のマイクロ波放射計が、全球の海氷モニタリング を担っている.

そのような中, Tamura et al. (2007) は, マイクロ波放 射計 SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) データ を用いて, 偏波比 (垂直偏波と水平偏波の比) が厚い氷 と薄い氷では異なることを利用し, 薄氷域 (ポリニヤ) を検知し、そこでの氷厚を推定する、というアルゴリズ ムを南大洋において開発した.これによって、毎日天候 によらず、どこに薄氷域つまりポリニヤが出現している かがわかる.さらに、薄氷の厚さがわかると、大気より 奪われる熱を計算できる(氷が薄いほど多く熱を奪われ る).下層の海から熱の供給がないとすると(冬季の沿 岸ポリニヤでは概ねこの仮定が成り立つ)、この奪われ る熱量分、海氷が生産されることになる.このようにし て、Tamura et al. (2008) は、初めて南大洋での年積算の 海氷生産量の分布(マッピング)を示した.

図5には、SSM/Iより高分解能の AMSR を用いた最 新の海氷生産量マッピングの結果が暖色系カラーで示さ れている.海氷生産の大きい領域が沿岸ポリニヤである ことや、南極底層水の主生成域であるロス海のポリニヤ で最大の海氷生産量があることなどがよく表現されてい る.第3の底層水生成域であるアデリーランド沖(メル ツポリニヤ)も第3位の海氷生産量を持つ一方で、底層 水の主生成域であるウェッデル海は海氷生産量が小さ い.このことから、ウェッデル海では単純にローカルな 海氷生産だけで底層水が形成されているわけではないこ とが示唆される.

南極沿岸ポリニヤでの海氷生産量がいかに大きいかを 示す意味で,北半球での海氷生産量のマッピングの最新



図6:北半球における年間積算海氷生産量のマッピング (2002-2011年で平均).

生産量は海氷の厚さで換算し,2m以上の海域を右下のカ ラースケールでシェードしている. Ohshima et al. (2016) を 加筆・修正. Iwamoto et al. (2014) のアルゴリズムによる.

版 (Ohshima et al., 2016) を, 南半球のもの (図5) と同 じカラースケールで示す(図6). 北極海の沿岸ポリニヤ に比べると、南極沿岸ポリニヤは格段に高い海氷生産を 持つことがわかる.これは、南大洋は外洋に開かれた海 であるため、海氷が発散しやすくポリニヤができやすい ためである.これに対し、北極海は周りを陸に囲まれ、 海氷が発散しにくくポリニヤができにくいために海氷生 産量も小さくなる、同じ広大な海氷域でありながら、南 大洋では重い底層水ができるのに対し、北極海ではその ような重い水ができない理由となっている.因みに、北 半球で一番海氷生産量が大きいのはオホーツク海(Sea of Okhotsk)の北西陸棚ポリニヤであり、ここで北太平 洋表層では最も重い水が生成され、北太平洋全体の中層 (水深 200-1000 m の層) へ広がっていき, 北太平洋の中 層(鉛直)循環を作っている.なお、全球の海氷生産量 やそれを応用した熱塩フラックス(Tamura et al., 2011) のデータは以下のサイトに公開されている. http:// wwwod.lowtem.hokudai.ac.jp/polar-seaflux/

4. 未知の南極底層水生成域の発見

前節の海氷生産量のマッピング(図5)において、ひと つ注目されるのは、ロス海に次ぐ第2の海氷生産海域が、 南極昭和基地の東方約1200kmにあるケープダンレー (Cape Darnley) 沖のポリニヤであることがわかったこ とである、海氷生産が高いということは、重い水を作り うるということである. 南極底層水の生成域は, ロス 海・ウェッデル海・アデリーランド沖の3大生成域の他 に、底層での海水特性の分析から、東南極の 60-80° E 周 辺にも生成域があることが近年になって示唆されていた (Meredith et al., 2000). フロン濃度の分布からも東南極 沿岸域でフロンが高いことが見てとれる(図3).また, 海底付近の溶存酸素濃度の分布(本巻の勝又図3)から も、この海域を起点に酸素濃度の高い海域が西方に広 がっているようにみえる.底層水は、ロス海とウェッデ ル海に次ぐ棚氷を持つアメリー棚氷 (Amery Ice Shelf) から生成されるという推定はあったが、決定的な証拠は 得られていなかった.海氷生産量のマッピング(図5) は、この未知(第4)の南極底層水生成域は、アメリー棚 氷沖ではなく、そのすぐ西にある海氷生産量2位のケー プダンレーポリニヤ (Cape Darnley Polynya) 沖である 可能性を示唆している.

ケープダンレー沖では本当に南極底層水ができている のか? 北大低温研が中心となり,それを明らかにする ための観測プロジェクトが日本の国際極年 (International Polar Year: IPY)観測として展開された. 2008-2009年に海洋研究開発機構の白鳳丸と東京海洋大 の海鷹丸によって,ケープダンレー沖での集中海洋観測 が行なわれた.その結果、「予想通り,ここで底層水がで きている!」ことが実測から明らかにされ、この底層水 はケープダンレー底層水(Cape Darnley Bottom Water: CDBW)と名づけられた(Ohshima et al., 2013).

2009年1月(南極の夏)に行われた海鷹丸による観測 では、ケープダンレー沖周辺の多数の点で海底までの海 水の性質の詳細な観測が行われた.図7はその結果の一 つで、ケープダンレーポリニヤ沖の(重い水の通り道と 予想した)峡谷沿いでの水温と溶存酸素(海水中に溶け 込んでいる酸素濃度)の断面図である.表面で大気に接 している水は酸素が豊富にあるが、それが潜り込むと酸 素は生物活動に使われて減少していく.図7で海底斜面 に沿って底層に見られる低温で酸素濃度の高い水は、表 層から低温の水が潜り込んで間もないことを示してい る.この層の密度は南極底層水の密度に達しており、こ の海域周辺で潜り込みが生じ南極底層水が生成されてい



図7:ケープダンレーポリニヤ沖のWild Canyon(図9参照)沿いでの(左図)水温と(右図)溶存酸素の断面図. 2009年1月,海鷹丸で観測.赤棒は図8に観測結果を示す係留系の設置点.Ohshima et al. (2013)を平野大輔氏(北 大低温研)が加筆・修正.



ケーブダンレー沖の底層水が下り降りると予想した峡谷(水深約2,600 m) に設置された 係留系による(a)水温と(b)下り降りる方向の流速.青線が海底より約20 m,赤線が海 底より約225 m の地点でのデータ.海氷生成が盛んになって約2ヶ月後に,底層水の性質 を持つ低温で重い水が到来し(赤矢印),それと同期して海底付近ほど強い降下流が観測さ れた.この底層水を伴う降下流は4-5日周期をもって半年以上続いていた.Ohshima et al. (2013)を加筆・修正.

ることを示唆している.ただし,この水は他の海域から 移流されてきた可能性もある.

この観測プロジェクトでは、係留系観測によってさら に決定的な底層水生成の証拠を得ることができた.図8 は、ケープダンレー沖の峡谷沿い(図7の02赤棒の地点) に設置した係留系で得られた、底層での水温と流速の1 年間の時系列を示している(Ohshima et al., 2013).海氷 生産が盛んになってから2-3ヶ月後に、低温で高密度の 水が到来し、それに同期して峡谷を下る流れが一気に強 くなっていることがわかる(図8赤矢印).この流れは 下層(図8の青線)ほど強く,海底に捕捉(強化)され た流れであることもわかる.海氷生成によって重い水が 潜り込み,南極底層水として拡がっていく過程を直接捉 えた観測と言える.底層水を伴う降下流は,非常にきれ いな4-5日の周期性を持っており,地球流体力学的にも 興味深い現象である.底層に捕捉された重い水が周期 的・間歇的に流出するという特徴は,他の底層水形成域 でも見られる現象であり,ここで底層水が形成されてい



図 9: 衛星合成開口レーダー(SAR) で観測されたケープダンレーポリニヤ. 白いほど後方散乱係数が大きい. 白い筋状の列が新生氷(薄氷域)を示している. 緑で囲っ た領域は氷山舌(定着氷). ヨーロッパ宇宙機構の ENVISAT 衛星による ASAR 画像. 2008 年 8 月 7 日の画像. Ohshima et al. (2013) を加筆・修正.

ることをさらに裏付けるものでもある. また, バイオロ ギング (bio-logging) 観測によりゾウアザラシに取り付 けられた水温塩分計から, ケープダンレーポリニヤ下の 大陸棚上では非常に重い水が生成されることや, その重 い水が斜面を下る様子も示された (Ohshima et al., 2013).

ここで生成される底層水の流量については、1 点のみ の係留観測のため、大雑把な見積もりしかできないが、 衛星による海氷生産量を使った塩分収支からの見積もり と合わせ、全南大洋で沈み込む底層水のうちオーダーで 10%程度がこの海域から潜り込んでいると推定された (潜り込む流量は0.3-0.7 Sv). ケープダンレー底層水 は、徐々に周極深層水と混合しながら流量を増し西方へ 移流され、ウェッデル海(大西洋セクション)の深層水 に対して最大で 30%を占めると推定された (Ohshima et al., 2013). この底層水生成域発見をサポートする研 究は、その後他の国からも次々と出されており(Wong and Riser, 2013; Couldrey et al., 2013; Jullion et al., 2014), 日本でも、数値モデルによる CDBW の形成と周期流出 の再現 (Nakayama et al., 2014), CDBW 形成に至る混合 過程(Hirano et al., 2015) など, 第4の(4番目に発見さ れた)底層水の研究は大きな拡がりを見せている.

次に,なぜケープダンレー沖で,巨大なポリニヤが形成され,非常に高い海氷生産が生じるのか? 図5に示すようなマイクロ波放射計データからだけでは,分解能が粗すぎるため,ポリニヤの形成機構に迫ることは難しい.最新の AMSR2 の分解能は 89 GHz の場合約5 km

で、それまでのマイクロ波放射計 SSM/I(1988 年から現 在まで継続して運用)の分解能 12.5 km と比べて、ピク セル密度にすると 5 倍以上の分解能を持つ、それでも数 km から高々数十 km のスケールである沿岸ポリニヤを 捉えるには不十分である、高い分解能で海氷を観測する のに威力を発揮するのが合成開口レーダー(Synthetic Aperture Radar: SAR)で、おおよそ 10-100 m という 高い分解能を持っている、SAR は、放射計とは違い、自 らがマイクロ波を地表面に照射し、反射して返ってきた 信号から地表面の情報を得る、というものである、毎日 全球の観測が可能なマイクロ波放射計に対し、多くても 数日に1回程度しか観測できないのが難点である。

図9がケープダンレーポリニヤを捉えた SAR 画像の 1 例である. 白い筋状の列が出来たての新生氷 (new ice)を示しており,風によって新生氷が沖方向へ流され, 100 km×100 km に及ぶ巨大なポリニヤ (薄氷域) が形 成されているのがわかる. また,ポリニヤの東に黒い(散 乱係数小の)定着氷 (landfast ice:陸から続く動かない 海氷)域が存在することもわかる (緑線で囲った領域). これは座礁氷山群 (白いパッチ)がアンカーとなって, その間を埋める海氷が固定されて発達した定着氷で,氷 山舌 (iceberg tongue) という言い方もされる. この海 域は強い北西向きの風が卓越し, この風によって東から 運ばれてくる海氷は氷山舌によって堰き止められること になる. また,南極沿岸には西向きの南極沿岸流 (Antarctic Coastal Current)が存在するが, この海流に よって運ばれる海氷も氷山舌で堰き止められる. 氷山舌



図10:ケープダンレー底層水形成の模式図. 南極大陸から張り出す氷山舌の下流に,多量に海氷が生産される海域(沿岸ポリニヤ)が作られる.この高海氷生産によっ て重い水が作られ,その重い水が海の峡谷に沿って沈み込み, 周りの水と混合しながら南極底層水となって,南大洋さらに は全世界の海洋深層に拡がっていく.Ohshima et al. (2013) を加筆・修正.

を作る海氷の下は海水が通り抜けられるので,氷山舌の 東側では海氷のみが堰き止められ,氷山舌の西側では開 水面が作られやすくなる,という一種のフィルター効果 が働いていると考えられる.このようにして,氷山舌の 存在が,その西(風下・下流)側に巨大なポリニヤを形 成していると考えられる.

図10は、ケープダンレー底層水が形成される機構を 模式図で示したものである. 南極大陸から張り出す氷山 舌の下流に巨大沿岸ポリニヤが形成, ここでの高海氷生 産によって重い水が作られ, その重い水が海の峡谷に 沿って沈み込み, 周りの水と混合しながら底層水となっ ていく. このケープダンレー底層水は, その後ゆっくり と西方へ拡がっていき, ウェッデル海深層水(Weddell Sea Deep Water)の一部をなし, 南大洋から全世界の海 洋底層に拡がっていく. なお, ケープダンレー海域は, 南極昭和基地の東方 1200 km にあり(図5参照), 日本 南極地域観測隊「しらせ」の行き帰りの経路沿いにある. この新しく発見された底層水生成域は, 日本の観測隊の 絶好の研究ターゲット海域であり, 実際に観測プロジェ クトが進行中である.

5. 東南極での南極底層水形成と氷河・棚氷の関 係

図5には、開発したアルゴリズムを用いて定着氷 (landfast ice:陸から続く動かない海氷)の分布も青色で 示している.東南極(図の右半分)には海氷生産の高い



図 11:メルツポリニヤの年積算海氷生産量の時系列(1992-2015 年). 三角が SSM/I により,黒丸が AMSR により,見積もった年 積算海氷生産量. Nihashi et al. (2017)を加筆・修正.

多くの沿岸ポリニヤが存在していることや、その多くが 定着氷の西側(風下側または下流側)に形成されている ことがわかる. つまり, 定着氷の存在が, ポリニヤ形成 に重要な働きをすることを示している. 第3の底層水生 成域のアデリーランド沖では、メルツポリニヤ (Mertz Polynya) での高海氷生産が底層水の起源となっている. このポリニヤでは、大陸から突き出して発達しているメ ルツ氷河 (Mertz Glacier) とその先に存在する氷山舌の 両者が、東からの海氷を堰き止めることで巨大ポリニヤ が出現し高い海氷生産を生んでいる。ところが、このメ ルツ氷河が 2010 年 2 月に大崩壊 (カービング: calving) した. そこで, Tamura et al. (2012) は, この前後の海氷 生産量を調べ、氷河崩壊後に生産量が激減したことを明 らかにした. 図 11 は、3 種類のマイクロ波放射計から見 積もった海氷生産量を比較検討したうえで、長期 (1992-2015年)のメルツポリニヤの年積算海氷生産量の 時系列を示したものである (Nihashi et al., 2017). カー ビングが起こった 2010 年以降は海氷生産量が約半分に 激減したことがわかる.図12には、海氷生産の空間分 布を示しているが、カービングにより、海氷の堰き止め が一気に弱化し、海氷生産量が激減したことがわかる. さらに、それに伴って、南極底層水も昇温・低塩化、つ まり底層水生成量が減少していることも、日本の海鷹丸 等の観測でわかってきた(Aoki et al., 2013;本巻の青木 も参照).底層水生成の減少は海洋深層循環の弱化を引 き起こす可能性がある.これらの研究は、氷河・氷床の 変動が底層水の生成にも大きな影響を及ぼすことを初め て示した研究であり、氷床海洋相互作用の研究の重要性 を示すものでもある. 一方, 海氷生産量を見積もる手法 の開発は、底層水生成域の発見だけでなく、底層水の変 動の予見まで可能とすることも示された.

広い陸棚・窪地と棚氷が底層水形成には不可欠と今ま で考えられてきたが、ケープダンレー底層水の発見は、



図 12:メルツポリニヤの年積算海氷生産量の空間分布(2003-2015年). 生産量は海氷の厚さで換算し暖色カラーで示す(スケールは右下). 青色は定着氷を示す. Nihashi et al. (2017)を加筆・修正.

それらの条件がなくても海氷生成が非常に強力であれば 底層水が作られることを示唆している.海氷生産量マッ ピング(図5)からは、ケープダンレー沖ほどではない が、東南極に海氷生産量が大きいポリニヤ海域がいくつ もあることが示されており、これらの海域でも多量では なくとも底層水ができている可能性がある.実際に海鷹 丸での係留観測から、南極第6位の海氷生産域であるビ ンセネス湾ポリニヤ沖(位置は東経110°付近:図5参照) でも底層水生成のシグナルが観測されている(Kitade et al., 2014).

ケープダンレーの上流(東側)のアメリー棚氷沖プリッ ツ湾には3つのポリニヤが存在し、その3つを合わせる とケープダンレーポリニヤに匹敵する海氷生産量を持 つ. 今までに蓄積されたアザラシによる観測データか ら、これらのポリニヤでも衛星から見積もられる海氷生 産量とよく対応する塩分・密度の増加があり、底層水、 もしくはケープダンレー底層水の前駆水となるような高 密度水が生成されていることが明らかになった (Williams et al., 2016). しかし、 プリッツ湾の背後にあ るアメリー棚氷の融解により, 高密度水の生成が抑制さ れ、そのためケープダンレー沖ほどの大量の底層水形成 には至らないことも同時に示唆された.これは、ポリニ ヤ海氷生産による高塩化と棚氷融解による低塩化の兼ね 合いが底層水生成を決める重要なファクターであること も示唆している、現在、西南極で海洋による棚氷融解が 加速していることが大きな問題となっている(Paolo et al., 2015; 本巻の杉山, 福田, 草原を参照). 一方で, 世界 の深層水の変化(高温低塩化)が南極底層水を起点とし て生じ始めており (Purkey and Johnson, 2012; 本巻の青 木を参照)、南極底層水の生成量はこの40年で半減した という研究 (van Wijk and Rintoul, 2014) さえある. ポ リニヤ海氷生産と棚氷融解及びそれらの変動が、どう底 層水・深層循環の変動を引き起こしうるか、地球環境の 未来を予測するうえでも非常に重要なテーマとなってき ている.

謝辞

図作成等に協力頂いた二橋創平博士,北川暁子氏,お よび原稿への有益なコメントを頂いた須藤斎博士に深く 感謝いたします.

参考文献

- 青木茂 (2011) SUPER サイエンス 南極海ダイナミクスを めぐる地球の不思議. C & R 研究所, 新潟, 222pp.
- Aoki, S., Y. Kitade, K. Shimada, K. I. Ohshima, T. Tamura, C. C. Bajish, M. Moteki and S. R. Rintoul (2013) Widespread freshening in the seasonal ice zone near 140 E off the Adelie Land Coast, Antarctica, from 1994 to 2012. J. Geophys. Res., 118, 6046–6063, doi: 10.1002/2013JC009009.
- Baines, P. G. and S. Condie (1998) Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review. In: Jacobs, S. and R.
 Weiss (eds.) Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin, Antarct. Res. Ser., 75, 29–49.
 American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Broecker, W. (2010) The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Couldrey, M. P., L. Jullion, A. C. Naveira Garabato, C. Rye, L. Herráiz-Borreguero, P. J. Brown, M. P. Meredith and K. L. Speer (2013) Remotely induced warming of Antarctic Bottom Water in the eastern Weddell gyre. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2755–2760.
- Hirano, D., Y. Kitade, K. I. Ohshima and Y. Fukamachi (2015) The role of turbulent mixing in the modified Shelf Water overflows that produce Cape Darnley Bottom Water. J. Geophys. Res., 120, 910–922, doi: 10.1002/2014JC010059.
- Iwamoto, K., K. I. Ohshima and T. Tamura (2014) Improved mapping of sea ice production in the Arctic Ocean using AMSR-E thin ice thickness algorithm. J. Geophys. Res., 119, 3574–3594, doi: 10.1002/2013JC009749.
- Jacobs, S. S., A. F. Amos and P. M. Bruchhausen (1970) Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation. *Deep Sea Res.*, 17, 935–970.

- Johnson, G. C. (2008) Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes. J. Geophys. Res., 113, C05027, doi: 10.1029/2007JC004477.
- Jullion L, A. C. Naveira Garabato, S. Bacon, M. P. Meredith, P. J. Brown, S. Torres-Valdes, K. G, Speer, P. R. Holland, J. Dong, D. Bakker, M. Hoppema, B. Loose, H. J. Venables, W. J. Jenkins, M-J. Messias and E. Fahrbach (2014) The contribution of the Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation. J. Geophys. Res., 119, 3357–3377.
- Kitade, Y., K. Shimada, T. Tamura, G. D. Williams, S. Aoki, Y. Fukamachi, F. Roquet, M. Hindell, S. Ushio and K. I. Ohshima (2014) Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3528–3534, doi: 10.1002/2014GL059971.
- Meredith, M. P., R. A. Locarnini, K. A. Van Scoy, A. J. Watson, K. J. Heywood and B. A. King (2000) On the sources of Weddell Gyre Antarctic Bottom Water. *J. Geophys. Res.*, 105, 1093–1104.
- Nakayama, Y., K. I. Ohshima, Y. Matsumura, Y. Fukamachi and H. Hasumi (2014) A numerical investigation of formation and variability of Antarctic Bottom Water off Cape Darnley, East Antarctica. J. Phys. Oceanogr., 44, 2921–2937, doi: 10.1175/JPO-D-14-0069.1.
- Nihashi, S. and K. I. Ohshima (2015) Circumpolar mapping of Antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: relationship and variability. J. Climate, 28, 3650–3670, doi: 10.1175/ JCLI-D-14-00369.
- Nihashi, S., K. I. Ohshima and T. Tamura (2017) Sea-ice production in Antarctic coastal polynyas estimated from AMSR2 data and its validation using AMSR-E and SSM/I-SSMIS data. *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens.*, **10** (9), 3912–3922, doi: 10.1109/JSTARS. 2017.2731995.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet, Y. Kitade, T. Tamura, D. Hirano, L. Herraiz-Borreguero, I. Field, M. Hindell, S. Aoki and M. Wakatsuchi (2013) Antarctic Bottom Water production by intense seaice formation in the Cape Darnley Polynya. *Nature Geosci.*, 6, 235–240, doi: 10.1038/NGEO1738.
- Ohshima, K. I., S. Nihashi and K. Iwamoto (2016) Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geoscience Letters*, 3:13, doi: 10.1186/s40562-016-0045-4.

Orsi, A. H., G. C. Johnson and J. L. Bullister (1999) Circulation,

mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanogr.*, **43**, 55–109.

- Orsi, A. H., W. M. Smethie Jr. and J. L. Bullister (2002) On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. J. Geophys. Res., 107, 3122, doi: 10.1029/ 2001JC000976.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker and L. Padman (2015) Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, 348, 327–331, doi: 10.1126/science.aaa0940.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2012) Global contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s. J. *Climate*, 25, 5830–5844.
- Tamura, T, K. I. Ohshima, T. Markus, D. J. Cavalieri, S. Nihashi and N. Hirasawa (2007) Estimation of thin ice thickness and detection of fast ice from SSM/I data in the Antarctic Ocean. J. Atmos. Ocean. Tech., 24, 1757–1772.
- Tamura, T., K. I. Ohshima and S. Nihashi (2008) Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07606, doi: 10.1029/2007GL032903.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, S. Nihashi and H. Hasumi (2011) Estimation of surface heat/salt fluxes associated with sea ice growth/melt in the Southern Ocean. SOLA, 7, 17–20, doi: 10.2151/sola.2011-005.
- Tamura, T., G. D. Williams, A. D. Fraser and K. I. Ohshima (2012) Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving. *Nature Commun.*, 3: 826, doi: 10.1038/ncomms1820.
- van Wijk, E. M. and S. R. Rintoul (2014) Freshening drives contraction of Antarctic Bottom Water in the Australian Antarctic Basin. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1657–1664.
- Williams, G. D., S. Aoki, S. S. Jacobs, S. R. Rintoul, T. Tamura and N. L. Bindoff (2010) Antarctic bottom water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140– 149E). J. Geophys. Res., 115, C04027, doi: 10.1029/ 2009JC005812.
- Williams, G. D., L. Herraiz-Borreguero, F. Roquet, T. Tamura, K. I. Ohshima, Y. Fukamachi, A. D. Fraser, L. Gao, H. Chen, C. R. McMahon, R. Harcourt and M. Hindell (2016) The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay. *Nature Commun.*, 7: 12577, doi: 10.1038/ncomms12577.
- Wong, A. P. S. and S. C. Riser (2013) Modified shelf water on the continental slope north of Mac Robertson Land, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 6186–6190.

南大洋における観測からみた海洋長期変動

青木 茂

南大洋ではいたるところで海水特性の長期的な変化が生じている.ここ数十年間にわたる観測の蓄積から,南極底層水についてはその密度と体積の減少が明瞭になってきた.相対的に,ウェッデル-エンダービー海盆では暖水化傾向が強く,アムンゼン-ベリングスハウゼン海盆とオーストラリア-南極海盆では淡水化傾向が強い.沿岸大陸棚上では,ロス海やウェッデル海南西部の陸棚水に淡水化傾向が観測されている.沿岸高密度水の淡水化と底層水特性変化との関連性,暖水化・淡水化の定量的評価とメカニズムの理解が求められており,沿岸氷海域での持続的な観測の確立が望まれる.

Long-term oceanic variabilities observed in the Southern Ocean

Shigeru Aoki1

Long-term changes in sea water properties are ubiquitous in the Southern Ocean. From in situ hydrographic observations for the recent decades, decreases in density and volume in Antarctic Bottom Water are detected. Freshening of shelf waters are observed in some sectors. Hence it is of high priority to understand the oceanic property changes quantitatively to uncover their relationship and mechanism, with an effort in establishing the sustained observation network on the continental shelf region.

キーワード:南極底層水,高密度陸棚水,暖水化,淡水化 Antarctic Bottom Water, Dense Shelf Water, Warming, Freshening

1. はじめに

南大洋は,世界の海をつなぐ扇の要のようなユニーク な大洋である.その子午面循環の特性から表層と深・底 層とがつながり,さらにその周極性から三大洋とつな がっている.一方,南極大陸の大陸棚沿岸域は,局所的 には沿岸ポリニヤでの海氷生産にともなう高密度水の生 成が底層水の形成の基礎となると同時に,別の海域では 高温である深層水からの熱供給が棚氷や氷床の融解に寄

連絡先 青木 茂 北海道大学 低温科学研究所 〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目 Tel. 011-706-7430 e-mail:shigeru@lowtem.hokudai.ac.jp 1)北海道大学 低温科学研究所 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan 与する(本巻の杉山,草原を参照)(図1). こうした全体 的な特性から,南大洋は,大気や雪氷圏との関わりで生 じた特性変化が表層や深底層にもおよびやすく,全球規 模の変化の起点となりうる場所である(本巻の勝又を参 照).

南大洋は、人間生活域からの隔絶や氷をともなう過酷 な自然環境といった地理的な特性から、歴史的にも最も 観測の少ない大洋である.これに加え、その広大さが南 大洋の全体的な理解を困難にしている.19世紀末の チャレンジャー号や20世紀初頭のメテオール号といっ た歴史的な観測航海を皮切りに、深層水の湧昇、南極底 層水の供給をはじめとする南大洋の子午面循環像が確立 されていくが、初期の観測の空間的な分布は極めて限ら れている.それでも、1960年代にはじまるエルタニン号 を中心とする一連の観測(Gordon, 2012)は、南大洋広 域を現代的な観測精度で観測しており、現代の観測と直 接比較可能なベースラインとしての重要性をもってい る.さらに 1990年代からの WOCE (World Ocean Circulation Experiment、世界海洋循環実験)計画とその



図1:南極大陸沿岸部の氷況.棚氷(灰色)・定着氷(青色)・海氷生産量(暖色系カラー)の分布 を示す.黒矢印は亜寒帯循環の概略,赤矢印は南極周極流の概略を示す.Nihashi and Ohshima (2015)の原図に加筆.

後継計画,2000年代からの Argo 計画の進展により,時間的な変動の実態を捉えることのできる観測点の数が空間的にも増えてきた.その成果は気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の最新の報告書(Rhein et al., 2013)にも結実している.

南大洋の中でも、一年のほとんどを海氷に閉ざされ、 氷山が頻繁に漂流する大陸沿岸域では、海洋観測の展開 はさらに遅れている.アメリカの基地に面するロス海で は1957-58年の国際地球観測年以来の観測が断続的に実 施されてきているものの、それ以外の海域での観測は不 十分であった.それでも1980年代くらいから、幾つか の海域で観測の蓄積が増えてきた.

こうした現場海洋観測の進展や資料の蓄積により,南 大洋の底層や沿岸域が急激に変化している現状が徐々に 明らかになってきた.沿岸域でも,その地域的な特性が 明らかになるとともに,長期的な変化特性が分かりつつ ある.本稿では,南極大陸の周辺を中心として,近年の 現場観測から明らかになりつつある海洋の中・長期的な 変化を概観していきたい.

2. 海盆域の変化・沿岸域の変化

近年,南大洋ではいたるところで海水特性の変化が生 じていることが明らかになってきた.特に,IPCCの第 5次評価報告書では,底層水温の暖水化がクローズアッ プされた.WOCE/CLIVAR/GO-SHIPのここ 20-30年 の繰り返し観測の結果から,南極大陸をとりまく海盆域 では,おしなべて,暖水化し淡水化しつつある傾向がみ られている(Purkey and Johnson, 2010, 2013).暖水化 傾向はウェッデル-エンダービー海盆で強く,淡水化傾 向はアムンセン-ベリングスハウゼン海盆とオーストラ リア-南極海盆で強い(図2).より長期間のさまざまな 観測資料を統合した解析結果からも,底層では暖水化に ともなって密度が低下し,一定の密度で定義したときの 層の厚さが薄くなり,体積が減少したとされている (Azaneu et al., 2013).

表層でも変化がみられる. 歴史的なデータに近年の Argo データを加えてトレンドを求めた Durack and Wiffels (2010) は, 南緯 65 度以北の南大洋で, 南極表層



図2:塩分と水温の変化による密度変化が海水位に与える影響(mm/yr).挿入パネルの棒グラフ で、左から順に塩分,水温、両者の総和を示す.Purkey and Johnson (2013)に基づき、海盆ごと にみた 4000 m 以深について作図.WEB はウェッデル-エンダービー海盆、AAB はオーストラリ ア-南極海盆、ABB はアムンセン-ベリングスハウゼン海盆をそれぞれ示す.

水付近から南極中層水にかけての低塩化と周極深層水に 対応する亜表層の高塩化がどこでもほぼ一様にみられる ことを示した.

大陸沿岸域では、観測点の分布はさらに不十分なうえ に偏りがあるものの、平均としてみると淡水化し、低密 度化している(Azaneu et al., 2013). 塩分の変化率は -0.012(±0.007)/10年、密度の変化率は-0.014(±0.007)kg m⁻³/10年とされている. こうした変化傾 向はそれぞれ地域性をともなっており、地域的な海水の 挙動特性とともに変化の地域性を考えることは、変化の 原因を考える上での基礎となる.

2.1 ウェッデル-エンダービー海盆

西を南極半島,東をケルゲレン海台に区切られたこの 海盆には,南極の低気圧性循環の中で最も強いウェッデ ルジャイヤがあり、その北縁を南極周極流が東南進する. 南極半島の東岸はラーセン棚氷などがある大陸棚域が、 南西部沿岸域にはフィルヒナー-ロンネ棚氷を背後に擁 する広大な大陸棚が広がる.これらの大陸棚において形 成された高密度陸棚水が、南極底層水の重要な母海水と なっている.これより東側の沿岸は、グンネルスバンク まで棚氷が発達している.さらに東側、グンネルスバン クからケープダンレーの西側まではほぼその場で結氷し た定着氷が発達しており、海氷生産量としてはおしなべ て少ない(図1).一方で、ケープダンレー沖のポリニヤ では薄氷の連続的な形成と移送によって海氷生産量は大 きくなり、底層水の形成につながっている(本巻の大島 を参照).

ウェッデル海・ウェッデルジャイヤのグリニッジ子午 線上の観測線では、これまで観測が精力的になされてき ている. 1977 年から 2001 年まで, 温暖深層水(WDW, Warm Deep Water) は 0.032[°]/10 年で上昇している (Smerdsrud, 2005). その長期的な昇温傾向に加えて, 1980 年代後半と 90 年代後半には低温化する期間がある といった十年規模の変化もみられる. 90 年代後半の低 温化には,モードライズ・ポリニヤの形成との同時性が 指摘されている. 底層では, 1984 年から 2008 年までの データの解析から,ウェッデル海深層水(WSDW, Weddell Sea Deep Water)とウェッデル海底層水 (WSBW, Weddell Sea Bottom Water)が全般的な暖水傾 向を示していることが報告されている(Fahrbach et al., 2011)¹.

大陸棚斜面では、沿岸流が南西陸棚域へ流入する東側 と流出する西側で、1960年代から2005年にかけての時 系列からWDWのコアにあたる深さの水温の上昇(0.07 (±0.04) C/10年)とその深度の上昇が観測されている (Robertson et al., 2002; Robertson, 2010). ただし、この 水温時系列には1970年代中盤と1990年代中・終盤に低 温化した時期があり、この2つの低温化イベントにはさ まれた70年代から90年代だけで考えると、昇温傾向は より強まる(0.12C/10年)ことになる。前者の低温化 イベントのタイミングはウェッデル・ポリニヤの発生し た時期に対応している。WSDWも推定誤差の範囲内程 度での暖水化傾向を示す、暖水化傾向は、1980年代後半 以降に限ると、より明瞭である。

大陸棚上西部では、1970年代からのデータにより、陸 棚水は低塩化(-0.01(±0.07)/10年)および多少の低 温化(-0.05(±0.04)℃/10年)がみられる(Schmidtko et al., 2014). 北西部では1989年から2006年の17年間 にかけて-0.05/10年程度の低塩化がみられる(Hellmer et al., 2011). 低塩化の原因は定かではなく、トレンドも 考慮期間によって変化するが、Hellmer et al. (2011)はそ の原因として海氷生産の減少と降水の増加の可能性を挙 げている.

ウェッデルジャイヤの東側に位置する海域でも,変化 が観測されている.東経 30 度では,1990 年代中盤から 2000 年代後半にかけて,大陸棚斜面の下部にあたるとこ ろで,底層水の水温が約 0.1℃上昇し,密度は 0.0250.03 kg m⁻³ 軽くなった(Couldrey et al., 2013). この位置はケープダンレー沖周辺で新しく形成された底層水の通り道にあたり、ケープダンレー底層水(Ohshima et al., 2013)の変質の可能性も指摘されている.

コスモノート海近辺の陸棚上では、変化は激しいもの の、傾向としては低塩化している(Schmidtko et al., 2014). リュツオホルム湾のオングル海峡では、表層の 塩分に十年規模の変動があり 1982 年から 1991 年にかけ て 0.2-0.3 低下している(Ohshima et al., 1996). また、 1982 年から 1991 年までに比べて 1998 年の亜表層水温 は高い傾向にあった(Aoki and Hashida, 2000). 東から 西へ、南極周極流域からウェッデルジャイヤへの影響を 橋渡しする場所として、ウェッデル-エンダービー海盆 の東部にも注目が集まり始めている.

2.2 オーストラリア-南極海盆

ケルゲレン海台-ガウスベルク海嶺と南東インド洋海 嶺に挟まれたオーストラリア-南極海盆では,大陸沿岸 氷床が最も低緯度側に張り出している.ロス海から移流 してきた底層水に,アデリー海岸沖を筆頭とする幾つか の沿岸海域において産み出された高密度陸棚水の沈み込 みが加わることによって,その底層水の特性が形成され る.沿岸域には海氷生産量の高い沿岸ポリニヤが多く分 布している (図1; Tamura et al., 2008).

オーストラリア-南極海盆全体では,1960-71 年から 2008-2012 年にかけて南極底層水は低塩分化している (Aoki et al., 2005, 2013; Rintoul, 2007; Shimada et al., 2012; van Wijk and Rintoul, 2014). 低塩分化の傾向は, ロス海からの流入経路に沿って,上流側でもっとも強く, 下流へ向けて徐々に弱まっている.水温は全般に上昇傾 向を示しているが,こちらは流入経路にそって下流ほど 強いという結果が得られている.

沿岸域については,海氷生産の大きいメルツポリニヤ 近傍のアデリー海凹で,1969年から2008年までと比べ て,2010年以降陸棚水の塩分が急激に低下したことが分 かっている(Shadwick et al., 2013; Lacarra et al., 2014). この塩分の低下は,主な海氷生産域であったメルツ氷河 の氷河舌の西側にできるポリニヤの面積が,2010年の氷 河舌崩壊にともなって,15-40%減少したことが原因と 考えられる(Tamura et al., 2012; Nihashi and Ohshima, 2015). こうした陸棚水の変化は,底層水に影響を与え ることが考えられる(Aoki et al., 2013). やや下流側の デュルビル・トラフでは,1994年から2008年にかけて, 陸棚水が低塩化している.上流側の酸素同位体比の観測 では,2001年に比べ2015年では,塩分が高いものの酸

ウェッデル海では地理的な特性や歴史的な経緯もあり、水塊 に独自の名称が頻用されている. Circumpolar Deep Water は Warm Deep Water に対応し、Antarctic Bottom Water は Weddell Sea Deep Water (南極底層水の密度帯にある)と Weddell Sea Bottom Water (概ねウェッデル海盆に限定される より重い海水)とに分けられる.

素同位体比²の増加をともなっていない(Aoki et al, 2017). こうした底層水の形成スポットでは, 地域的・広 域的な陸氷・海氷の状況の両方が, 全球規模の海洋循環 に影響を及ぼし得ることを示している.

2.3 ロス海・アムンゼン-ベリングスハウゼン海盆

太平洋-南極海嶺の東に広がるこの海洋セクターでは, ロス海南西部にあたる陸棚域からの高密度水の沈み込み が底層水を形成する.ロス海の東側にあるアムンセン 海・ベリングスハウゼン海では,南極周極流が沿岸陸棚 域と近接しており,この熱による西南極氷床の融解が大 きな課題となっている(本巻の杉山,草原を参照).

ロス海の南極底層水は,観測されている期間の中でも, 非常に大きな変化を示している. 1974 年から 2004 年に かけて,太平洋-南極海嶺に近いある場所では,底層では 水温が+0.074℃上昇し,塩分は-0.020の減少,溶存酸 素も-5µmol/kgの減少を示した(Ozaki et al., 2009). オーストラリア-南極海盆へ向かう大陸棚斜面上の底層 水も,1950 年代から 2000 年代にかけて塩分が低下して いる(Jacobs et al., 2002; Jacobs and Giulivi, 2010; Budillon et al., 2011). この変化は,下流側のオーストラ リア-南極海盆で観測されている塩分変化の主要な部分 を占めていると考えられる(Shimada et al., 2012). ま た,1992 年と 2011 年に同じセクションで観測した結果, 底層に加えて,表層での低塩化・低密度化や周極深層水 の暖水化が報告されている(Swift and Orsi, 2012).

ロス海の大陸棚域は、南極の沿岸としては最も充実し た観測がなされてきた場所であるが、ここではさらに顕 著な低塩分化傾向が観測されている。1958年から2008 年までで、陸棚水には全体として-0.03/10年の塩分低 下がみられ (Jacobs and Giulivi, 2010)、酸素同位体比も 概ね低下しており、陸氷起源成分の増加を強く示唆して いる (Jacobs et al., 2002). こうした塩分低下の主要な原因として想定されている のは、隣接する西南極域での陸氷流出・融解である.主 として人工衛星観測などを基礎として、近年の氷質量の 流出の加速が指摘され(Rignot et al., 2008)、棚氷の融解 の加速も指摘されている(Paolo et al., 2015).しかしな がら、西南極氷床付近の海域では歴史的にほとんど観測 が行われてきておらず、本格的に海洋観測が始まったの は1990年代に入ってからである.パインランド氷河の 近傍では、底面付近で1994年から2009年にかけて水温 の上昇が観測されている(Jacobs et al., 2011).周辺の陸 棚斜面域においても周極深層水のコアでの水温が上昇 し、コアのある深度も上昇している(Schmidtko et al., 2014).アムンセン海では、現在韓国を中心として西南 極海域の観測が精力的に展開されている.

3. おわりに

南極底層水については、ここ数十年間にわたる観測の 蓄積から、その体積の減少が明瞭になってきた。南極底 層水の「生産量減少」仮説はこれまでにも提唱され論争 があったが (Worthington, 1977; Brocker et al., 1999; Orsi et al., 2001), またここへ来てその時間軸や妥当性・ 定量性、海盆ごとの違いについて、さらに議論が続く状 況 に なって きて い る (Johnson, 2008; Purkey and Johnson, 2013; van Wijk and Rintoul, 2014).

南大洋における淡水含有量の増加は,主として南極氷 床・棚氷の流出・融解増加と関連付けて議論されている. ただし現状では超過淡水ソースの見積もりも,Rignot et al. (2008)の140±90 Gt/yr (Purkey and Johnson, 2013) を採用したり,幾つかのリファレンスを組み合わせた 350±100 Gt/yr (Rye et al., 2014)を採用したりと,誤差 範囲まで考えると研究によって一桁近く異なっており, 表層から底層まで含めて,淡水流入超過量の見積もりと 海洋で増加した淡水貯蓄量の見積もりが収束している状 況にはない.今後は,酸素同位体比など海水中の淡水分 の起源特定のためのトレーサーの情報などもあわせて, 淡水増加量・流入量の見積もりとともに,その時間的な 推移も含めて,あらゆる角度から検討されるべきであろ う.

南極沿岸域における陸氷の融解に及ぼす海洋の影響を 正確に把握することがグローバルな観点からも重要に なってきており,陸棚-外洋間,海洋-氷床間の熱塩交換 過程の実態把握に注目が集まっている.氷海域での観測 において,船舶による船上観測に頼るのみでは今後も大 きな理解の加速は見込めないであろう.しかしながら,

² 酸素の安定同位体には¹⁶Oと¹⁷O, ¹⁸Oの3つが存在する.水 の中の酸素の安定同位体比として¹⁶Oに対する¹⁸Oの存在比を 考えることが多いが、観測や実験で用いられる酸素安定同位体 比の変数δ¹⁸Oは、サンプルの同位体比と基準となる国際標準 試料(ウィーン標準平均海水)の同位体比との比の偏差の千分 率として定義される.酸素(安定)同位体比といった場合には、 一般にこのδ¹⁸Oのことを指すことが多い.水は蒸発や降水と いった相変化に際してその中の酸素同位体比に偏りが起こるた め(同位体分別),地球上の水はその履歴を反映した特徴的な同 位体比を有することになる. 周極深層水のδ¹⁸O はほぼ0%で ある.一方,南極氷河・氷床を構成する水のδ¹⁸Oは-35~ -40%といった値を示すのに対し、海洋上の降雪の水は-17% 前後の値を示す. これらと比較すると、海氷形成過程では δ¹⁸O は低下し融解過程で増加するが、その変化の程度は小さ い、海水に対する淡水の起源のこのような顕著な違いにもとづ き、混合した淡水の起源を推定することに用いる.

近年,人工衛星を経由して観測データを伝送する通信技術の発展や海中での観測プラットフォームの挙動を制御 する技術の発達は,氷海域における観測に革命的な変化 を起こしつつある.アザラシなどの動物に取り付けたセ ンサーで動物の行動を知るとともに環境情報を取得する 手法—バイオロギング—の発展は,人間のアクセスの難 しい場所や行動の難しい冬期の観測を可能にした.自律 型無人潜水機,水中グライダーなどによる観測成果もあ がりつつある.このような技術を観測域の海況・氷況に 即して開発,活用することで,南極沿岸域の観測が充実 できるものと期待している.

参考文献

- Aoki, S. and G. Hashida (2000) Observations of water temperature and salinity in Ongul Strait, Antarctica, in 1998 and investigations of their intraseasonal, seasonal, and interannual variations. *Polar Meteorol. Glaciol.*, 14, 68–77.
- Aoki, S., S. R. Rintoul, S. Ushio, S. Watanabe and N. L. Bindoff (2005) Freshening of the Adélie Land Bottom Water near 140° E. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23601, doi:10.1029/ 2005GL024246.
- Aoki, S., Y. Kitade, K. Shimada, K. I. Ohshima, T. Tamura, C. C. Bajish, M. Moteki and S. R. Rintoul (2013) Widespread freshening in the seasonal ice zone near 140° E off the Adélie Land Coast, Antarctica, from 1994 to 2012. J. Geophys. Res., 118, 6046–6063.
- Aoki, S., R. Kobayashi, S. R. Rintoul, T. Tamura and K. Kusahara (2017) Changes in water properties and flow regime on the continental shelf off the Adélie/George V Land coast, East Antarctica, after glacier tongue calving. J. Geophys. Res., 122, 6277-6294.
- Azaneu et al. (2013) Trends in the deep Southern Ocean (1958–2010): Implications for Antarctic Bottom Water properties and volume export. *J. Geophys. Res.*, **118**, 4213–4227.
- Broecker, W. S., S. Sutherland and T. -H. Peng (1999) A possible 20th-century slowdown of Southern Ocean Deep Water formation. *Science*, 286, 1132–1135.
- Budillon, G., P. Castagno, S. Aliani, G. Spezie and L. Padman (2011) Thermohaline variability and Antarctic bottom water formation at the Ross Sea shelf break. *Deep Sea Res. I*, 58, 1002–1018.
- Couldrey, M. P., L. Jullion, A. C. Naveira Garabato, C. Rye, L. Herráiz-Borreguero, P. J. Brown, M. P. Meredith and K. L. Speer (2013) Remotely induced warming of Antarctic Bottom Water in the eastern Weddell gyre. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2755–2760.
- Durack, P. J. and S. E. Wijffels (2010) Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale

warming. J. Clim., 23, 4342-4362.

- Fahrbach, E., M. Hoppema, G. Rohardt, O. Boebel, O. Klatt and A. Wisotzki (2011) Warming of deep and abyssal watermasses along the Greenwich meridian on decadal time scales: The Weddell gyre as a heat buffer. *Deep-Sea Res. II*, 58, 2509–2523.
- Gordon, A. L. (2012) Circumpolar view of the Southern Ocean from 1962 to 1992. Oceanography, 25, 18–23.
- Hellmer, H. H., O. Huhn, D. Gomis and R. Timmermann (2011) On the freshening of the northwestern Weddell Sea continental shelf. *Ocean Sci.*, 7, 305–316.
- Jacobs, S. S., C. F. Giulivi and P. A. Mele (2002) Freshening of the Ross Sea during the late 20th century. *Science*, 297, 386–389.
- Jacobs, S. S. and C. F. Giulivi (2010) Large multidecadal salinity trends near the Pacific-Antarctic continental margin. J. Clim., 23, 4508–4523.
- Jacobs, S. S., A. Jenkins, C. F. Giulivi and P. Dutrieux (2011) Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf. *Nat. Geosci.*, 4, 519–523.
- Johnson, G. C. (2008) Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes. J. Geophys. Res., 113, C05027, doi:10.1029/2007JC004477.
- Lacarra, M., M. -N. Houssais, C. Herbaut, E. Sultan and M. Beauverger (2014) Dense shelf water production in the Adélie Depression, East Antarctica, 2004–2012: Impact of the Mertz Glacier calving. J. Geophy. Res., 119, 5203–5220.
- Nihashi, S. and K. I. Ohshima (2015) Circumpolar mapping of Antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: Relationship and variability. *J. Clim.*, **28**, 3650–3670.
- Ohshima, K. I., T. Takizawa, S. Ushio and T. Kawamura (1996) Seasonal variations of the Antarctic coastal ocean in the vicinity of Lützow-Holm Bay. J. Geophys. Res., 101, 20617– 20628.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet, Y. Kitade, T. Tamura, D. Hirano, L. Herraiz-Borreguero, I. Field, M. Hindell, S. Aoki and M. Wakatsuchi (2013) Antarctic Bottom Water production by intense seaice formation in the Cape Darnley Polynya. *Nat. Geosci.*, 6, 235–240.
- Orsi, A. H., S. S. Jacobs, A. L. Gordon and M. Visbeck (2001) Cooling and ventilating the abyssal ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2923–2926.
- Ozaki, H., H. Obata, M. Naganobu and T. Gamo (2009) Longterm bottom water warming in the North Ross Sea. J. Oceanogr., 65, 235-244.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker and L. Padman (2015) Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, 348, 327–331.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2010) Warming of global abyssal and deep Southern Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets. *J. Clim.*, **23**, 6336–6351.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2013) Global contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s. J. Clim., 26, 6105–6122.
- Rhein, M., S. R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R. A. Feely, S. Gulev, G. C. Johnson, S. A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L. D. Talley and F. Wang (2013) Observations: Ocean. In: Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 255–316. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nat. Geosci*, 1, 106–110.
- Rintoul, S. R. (2007) Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L06606. doi:10.1029/2006GL0285501.
- Robertson, R. (2010) Are the deep waters of the Weddell Sea still warming? In: You, Y. and A. Henderson-Sellers (eds.) *Climate Alert Climate Change Monitoring and Strategy*, 111-141. Sydney University Press, Sydney.
- Robertson, R., M. Visbeck, A. L. Gordon and E. Farbach (2002) Long-term temperature trends in the deep waters of the Weddell Sea. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 4791–4806.
- Rye, C. D., A. C. N. Garabato, P. R. Holland, M. P. Meredith, A. J. Nurser, J. George, C. W. Hughes, A. C. Coward and D. J. Webb (2014) Rapid sea-level rise along the Antarctic

margins in response to increased glacial discharge. *Nat. Geosci.*, **7**, 732-735.

- Schmidtko, S., K. J. Heywood, A. F. Thompson and S. Aoki (2014) Multi-decadal warming of Antarctic waters. *Science*, 346, 1227–1231.
- Shadwick, E. et al. (2013) Glacier tongue calving reduced dense water formation and enhanced carbon uptake. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 904–909.
- Shimada, K., S. Aoki, K. I. Ohshima and S. R. Rintoul (2012) Influence of Ross Sea Bottom Water changes on the warming and freshening of the Antarctic Bottom Water in the Australian-Antarctic Basin. *Ocean Sci.*, 8, 419–432.
- Smerdsrud, L. H. (2005) Warming of the deep water in the Weddell Sea along the Greenwich meridian: 1977–2001. *Deep-Sea Res. I*, **52**, 241–258.
- Swift, J. and A. H. Orsi, (2012) Sixty-four days of hydrography and storms: RVIB *Nathaniel B. Palmer's* 2011 S04P Cruise. *Oceanography*, 25, 54–55.
- Tamura, T., K. I. Ohshima and S. Nihashi (2008) Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07606, doi:10.1029/2007GL032903.
- Tamura, T., G. D. Williams, A. D. Fraser and K. I. Ohshima (2012) Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving. *Nat. Comm.*, 3: 826, doi:10.1038/ncomms1820.
- van Wijk, E. M. and S. R. Rintoul (2014) Freshening drives contraction of Antarctic Bottom Water in the Australian Antarctic Basin. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1657–1664.
- Worthington, L. V. (1977) The case for near-zero production of Antarctic Bottom Water. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 41, 1001–1006.

棚氷と海洋の相互作用とそのモデリング

草原 和弥

棚氷とは、氷床の末端で海に浮遊している部分である。南極棚氷の底面融解は南極氷床の質量収支 を考える上で重要な消耗過程である。南極棚氷底面融解は南極沿岸大陸棚上の三つ水塊によって引き 起こされる。一つ目は南極沿岸ポリニヤで形成される高密度陸棚水。二つ目は南極周極流域から大陸 棚上に流入する周極深層水。三つ目は夏季海氷融解によって形成される表層水である。この概説で は、これらの水塊が棚氷底面融解を引き起こすプロセスを説明し、さらに観測データと数値モデル結 果から、南極棚氷毎にその底面融解の熱源が大きく異なることを示す。

Ice shelf-ocean interaction and its numerical modeling

Kazuya Kusahara¹

Antarctic ice shelves are the floating part of Antarctic ice sheets, and its basal melting plays a major role in ablation mechanisms in the Antarctic ice sheets mass balance. There are three key water masses controlling the basal melt process over the Antarctic coastal margins: cold dense shelf water formed in Antarctic coastal polynyas, warm Circumpolar Deep Water originating from the Antarctic Circumpolar Current regions, and Antarctic Surface Water from sea-ice meltwater in summer. We briefly review roles of these water masses on basal melting of Antarctic ice shelves and show that heat sources for basal melting are largely different from one ice shelf to another, based on observational data and numerical model results.

キーワード:氷床/棚氷-海洋相互作用,棚氷底面融解,棚氷-海洋結合モデル ice self-ocean interaction, basal melting of ice shelves, coupled ice shelf-ocean models

1. はじめに

氷床とは大陸岩盤の上に存在する厚さ千m~数千m に達する巨大な氷の塊である.現在の気候状態では、グ リーンランドと南極大陸上の二か所に存在している.氷 床の一部で海にせり出した末端部分を棚氷と呼ぶ.ここ では、主に南極氷床・棚氷に着目して、海洋との相互作

連絡先

草原 和弥

Antarctic Climate & Ecosystems Cooperative Research Centre, Hobart, Tasmania, Australia

20 Castray Esplanade, Hobart Tasmania 7000, Australia Tel. + 61-4-8304-4555

e-mail: kazuya.kusahara@gmail.com

1) 南極気候学・生態システム学共同研究センター

Antarctic Climate & Ecosystems Cooperative Research Centre, Hobart, Tasmania, Australia 用について概説する. 南極沿岸域には大小様々な棚氷が 存在している(図1). 南極の棚氷は面積にして南極氷床 の11%, 南極大陸の海岸線の44%を占める(Drewry et al, 1982; Fox et al, 1994). その総面積は約1.6×10⁶ km² であり,これは日本の面積の約4倍である. 地球上で最 大の面積の棚氷はロス棚氷で,次いでウェッデル海南端 にあるフィルヒナー・ロンネ棚氷である. 棚氷の厚さは, 海洋側の末端で数十m~200m程度で,接地線(内部氷 床と棚氷の境界)付近では数百m~2000mにも達する. 分厚い氷によって大気から隔離された棚氷の下の海は, 地球上で極めて特異な環境であり,地球物理学的観点か らだけではなく,生物-化学的にも興味深い海域である といえる.

南極氷床・棚氷と南大洋との相互作用は気候システム を考える上で極めて重要である。南極氷床の体積は海水 準に換算すると約60mに相当し,地球表層に存在する 全淡水量の約90%に対応する。南極氷床は,正に淡水の



図1:南極棚氷の draft (海水面下の氷厚) の分布と海底でのポテンシャル水温の分布.1000 m と 3000 m の等深線は黒色のコンターで示してある.青,緑,赤線は南極周極流の南限境界 (Bdy),二 つの海洋フロント (SACCF と PF) を示す (詳しくは Orsi et al., (1995) を参照).海域の名称は以 下の通りである.WS (Weddell Sea, ウェッデル海), seIO (southeastern Indian Ocean,南東イン ド洋), wPO (western Pacific Ocean,西大西洋), RS (Ross Sea, ロス海), AS (Amundsen Sea, アムンゼン海), BS (Bellingshausen Sea, ベリングスハウゼン海). 棚氷の名称は以下の通りであ る.LIS (Larsen Ice Shelf, ラーセン棚氷), FRIS (Filchner-Ronne Ice Shelf, フィルヒナー・ロン ネ棚氷), FIS (Fimbul Ice Shelf, フィンブル棚氷), SG (Shirase Glacier, 白瀬氷河), AIS (Amery Ice Shelf, アメリー棚氷), TIS (Totten Ice Shelf, トッテン棚氷), MGT (Mertz Glacier Tongue, メルツ氷河舌), RIS (Ross Ice Shelf, ロス棚氷), GIS (Getz Ice Shelf, ゲッツ棚氷), PIG (Pine Island Glacier, パインアイランド氷河), AbIS (Abbot Ice Shelf, アボット棚氷).

巨大リザーバである.南極の氷床の質量収支を考える と、氷床は南極大陸上の積雪によって成長し、棚氷末端 での氷山形成と棚氷底面での融解の二つのプロセスに よって消耗する(本巻の杉山を参照).棚氷はすでに海 洋に浮いているために、氷山分離や棚氷底面融解そのも のは全球海面水位にほとんど影響を与えない(Jenkins and Holland, 2007).しかしながら、棚氷の形状の変化 は、氷床の力学を介して(本巻の齋藤を参照)、大陸氷床 内部に伝播する(Schoof, 2007).そのため、氷床末端で ある南極棚氷の損失や薄化は南極氷床からの氷の流出加 速を招き、海面水位上昇に寄与する.また、氷床融解水 の増加は、南極沿岸域の高密度水形成を弱めることから、 全球海洋子午面循環の底層セルの弱化を招く可能性があ る(Hellmer, 2004; Kusahara and Hasumi, 2013). 南極氷床から南大洋へ供給される氷の量(淡水量)は 一年間で2100-2300 Gt (1 Gt = 10¹² kg)と見積もられて いる(Rignot et al., 2008; Rignot et al., 2011). ごく最近 まで,氷山形成が主たる流出プロセスであると推測され ていたが(Jacobs et al., 1992; Jacobs et al., 1996; Hooke, 2005),最近の衛星データによる棚氷の流動収支解析か ら,棚氷底面での融解が南極氷床/棚氷の支配的な消耗 プロセスであることが明らかになってきた(Depoorter et al., 2013; Rignot et al., 2013). Rignot et al. (2013) によ ると,南極全体の棚氷底面融解量は約1325 Gt/yr と見 積もられている.棚氷およびその周辺の氷床の薄化,流 出速度の加速が報告されている(Payne et al., 2007; Rignot et al., 2008; Pritchard et al., 2012; Paolo et al., 2015). この主たる原因として,南大洋による棚氷底面



図2:棚氷-海洋相互作用の模式図.青は高塩分陸棚水を起源とする高密度陸棚水,赤は周極深層水, 緑は夏季表層水を示す.

融解の増加が指摘されている(Jacobs et al., 2011). 氷床 起源の淡水供給量の増加は南大洋の低塩化(Aoki et al., 2005; Rintoul, 2007; Purkey and Johnson, 2013) への寄与 も示唆されている(本巻の青木を参照).

本稿では、まず南極棚氷の底面を融解させる海洋熱源 について概説する.次に、棚氷-海洋の境界での定式化 について述べる.さらに、三次元海洋モデルの一例とし て、日本の海洋モデルの一つである COCO を使った研 究結果を示す.最後に、今後の南極氷床-南大洋研究の 期待される展開について簡単に述べる.

参考のため、棚氷-海洋相互作用に関する有用な英文 解説がいくつかあることをここで述べておく、Williams et al. (1998) は 1980 年代から 1990 年代後半までの棚氷-海洋間相互作用に関する様々な数値モデルを系統的に整 理している.それによると、南極棚氷底面融解に関する モデリング研究は、1980 年代の潮汐モデル、1990 年代の プルームモデル(一次元モデル)、1980 年代後半から 1990 年代にかけての鉛直二次元モデル、1990 年代後半 にかけての鉛直二次元モデル、1990 年代後半 降の 20 年間の棚氷-海洋結合モデルの発展については Dinniman et al. (2016) によって整理されている. Asay-Davis et al. (2017) は、最近の高解像度棚氷-海洋モデリ ング研究について整理している.

2. 南極棚氷底面融解の熱源

分厚い氷によって大気から隔離された棚氷底面は,海 洋の熱によってのみ融解する. 南極棚氷底面融解に寄与 する熱源は大きく三つの水塊に分類できる (Jacobs et al., 1992). Jacobs et al. (1992) は三つの水塊による融解を モード1, 2, 3として名付け,棚氷底面融解プロセスを 整理している. ここでは,その分類に習い,各モードの 棚氷底面融解への役割を定性的に説明する (図 2).

一つ目の水塊は,沿岸ポリニヤ域で形成される高塩分 陸棚水(High Salinity Shelf Water, HSSW)を起源とする 高密度陸棚水(Dense Shelf Water, DSW)である(モー ド1:図2の青色部分).まず,南極沿岸ポリニヤとそこ での海氷及び高密度水形成の関係について説明する(本 巻の大島及び勝又を参照).南極沿岸ポリニヤとは,風 や海流の影響によって,強制的に海岸線/棚氷境界に形 成される開水面・薄氷域である.そこでは南極大陸/氷 床からの冷たい大気が直接海洋に接触するために,海洋 から莫大な熱が奪われ,海水が凍って海氷を形成する. 海氷が凍る際,海氷内に留まることができない余剰塩分 が海洋に排出される.その結果,沿岸ポリニヤは海氷の 生産場であると同時に活発な高密度水形成場所となる. この高密度水は表層結氷水温(-1.8℃),高塩分(>34.6 psu)で特徴づけられ,高密度陸棚水と呼ばれる.高密 度陸棚水は海底付近に蓄積し、やがて大陸棚外縁を越え て、沖に流出する.大陸斜面に流出した高密度陸棚水は 南極底層水の源になる(本巻の大島を参照).一方,棚氷 の方向へ流れたものは、その底面を融解する熱源の一つ となる.棚氷下では結氷水温の圧力 / 水深依存性と断熱 圧縮による昇温より、たとえ水温が表層結氷点の水塊で あっても、棚氷底面を溶かす熱源となる. ポテンシャル 水温基準の結氷水温は 1000 m で約 0.76℃ 低下する (Jackett et al., 2006).

二つ目は, 周極深層水 (Circumpolar Deep Water, CDW) である (モード2: 図2の赤色部分). この水塊は 北大西洋深層水を起源とし、南極周極流の中層から下層 に大量に存在している(本巻の勝又を参照). 周極深層 水は南大洋において相対的に高温(1~2℃)・高塩分 (~34.7 psu) で特徴づけられる水塊である. 周極深層 水が大陸棚外縁を横切って大陸棚上に流入しやすい場所 がある、そのような場所で、周極深層水がほとんど水塊 変質を受けずに棚氷下に到達すると、非常に効率的に棚 氷底面を融解させる熱源となる.

三つ目は, 南極表層水 (Antarctic Surface Water, AASW)である(モード3:図2の緑色部分). この水塊 は夏季,海氷が溶けることによって海洋表層に形成され, 太陽放射等によって温められる水塊である. AASW は 低塩分・表層結氷点より少し高温で特徴づけられる。棚 氷周辺にこの表層水が多く存在すると、潮汐や風によっ て、棚氷下に強制的に押し込まれ、その結果棚氷末端部 分の底面を融解させる.

接地線 (groundling line) 付近の棚氷底面融解はモー ド1もしくはモード2によるものである.融解水の影響 を受けた棚氷下の水塊は低塩分低密度になることから. 浮力を得て棚氷底面に沿って上昇する(図2の棚氷下の 矢印). この棚氷下の熱力学プロセスによって駆動され る海洋循環をアイスポンプ (ice pump) と呼ぶ (Lewis and Perkin, 1986). アイスポンプによって上昇してきた 水塊の温度が、その深度での結氷水温より低くなると、 棚氷底面を結氷させる.

3. 棚氷底面融解率の定式化

前節では模式図を使って、三つのモードで分類される 棚氷底面融解について定性的に説明した. ここでは、よ り定量的な議論をするために、棚氷-海洋モデルでの底 面融解率の計算に利用される three-equation 方程式系を 紹介する (Hellmer and Olbers, 1989; Holland and Jenkins, 1999). また、その解と実際の南極沿岸域の水塊分布と



図3:棚氷底面での熱と塩分のやりとり. 左半分は熱フラッ クス, 右半分は塩分フラックスに関する模式図である. 矢印 は熱・塩分フラックスを示す. 丸印は水温と塩分の定義点. 黒丸は外部条件として与えられるものを示し、白丸は熱・塩 分の保存の式と海水の結氷温度の式を解くことによって診断 される値であることを示す.底面融解率 ($W_I = \frac{\rho_M}{\Omega} W_B$,正の 値は融解)はT_B,S_Bを求める際に同時に計算される。

の比較を行なう.

棚氷底面融解(もしくは結氷)とは、物理的に表現す ると、棚氷と海洋の熱・塩分のやり取りに付随する相変 化である.図3は棚氷底面での熱・塩分のやり取りの模 式図である.棚氷底面の深度(Z_B[m])において,海洋 のポテンシャル水温 (T_M [\mathbb{C}]) と塩分 (S_M [psu]) が 与えられた時,底面融解率を計算することを考える.一 般に、数値モデルでは TM, SMは棚氷下の最上層モデル グリッドセルの値を利用する.棚氷の下に薄い境界層を 考え, 未知数をそこでの水温 (T_B [℃]), 塩分 (S_B [psu]) として、相変化に伴う水位変化(W_B [m/s])を計算す る. 後で示すように、WBは棚氷の底面融解率(WI)に換 算できる. 解くべき式は, 結氷水温の式, 棚氷-海洋境界 層での温度と塩分の保存の式である. 海水の水温の結氷点の式は

$$T_B = a S_B + b + c Z_B$$

(1)で与える、ここでは、ポテンシャル水温の結氷点の式を 線形化したものを使う. この式によって、棚氷底面下の

熱力学パラメータの意味と値を示す. 次に、境界層における熱量の保存を考える.

$$Q_I^T - Q_M^T = Q_{latent}^T \tag{2}$$

境界層内での T_B と S_B が結び付けられている. 表1に

ここで、Q^T [W m⁻²] は棚氷内部に通過する熱量、Q^T [Wm⁻²] は海から境界層に流入する熱量である.また, 融解(結氷)に伴う潜熱 Q_{latent}^{T} [W m⁻²] は, 質量変化 $(\rho_M W_B)$ と融解潜熱 (L)の積で表わされる.

記号	説明	値	単位
а	(1)式の係数	-0.0575	℃ psu ⁻¹
b	(1)式の係数	0.0901	°C
С	(1)式の係数	-7.61×10^{-4}	°C m ⁻¹
γ_T	熱交換速度	1.0×10^{-4}	$m s^{-1}$
γ_S	塩分交換速度	5.05×10^{-7}	$m s^{-1}$
C_M	海水の比熱	3992	J kg ^{−1} ℃
L	融解潜熱	3.34×10^{5}	J kg ⁻¹
ρ_M	海水の密度	1027	kg m ⁻³
ρ_I	棚氷の密度	920	kg m ⁻³
Н	Ts の定義点	Z_B	m
T_{S}	棚氷の温度	- 20	C
C_{PI}	氷の比熱	2000	J kg ⁻¹ °C ⁻¹
κ_I^T	棚氷の熱伝導率	1.54×10^{-6}	$m^2 s^{-1}$

表1:棚氷底面融解に関する熱力学パラメータとその値.

$$Q_{latent}^{T} = -\rho_{M} W_{B} L \tag{3}$$

QM はバルク式で近似する.

 $Q_M^T = -\rho_M C_M \gamma_T (T_B - T_M) \tag{4}$

また,Q^Tは,棚氷内部の温度鉛直勾配によって決まる とし,ここでは温度勾配を線形と仮定して,

$$Q_I^T = -\rho_I C_{PI} \kappa_I^T \frac{dT_I}{dz} (z = Z_B) = -\rho_I C_{PI} \kappa_I^T \frac{(T_S - T_B)}{H}$$
(5)

で見積もることにする.ここで,H[m]は棚氷の温度 $T_{S}[\mathbb{C}]$ を定義する点の Z_{B} からの距離である.本解説で は, $H=Z_{B}$ とし,z=0mでの棚氷内部温度を指定するこ とにする.

同様にして、境界層における塩分の保存を考える.

$$Q_I^S - Q_M^S = Q_{brine}^S \tag{6}$$

 Q_{s}^{s} [psu m⁻¹s⁻¹]は棚氷内部への塩分フラックス, Q_{M}^{s} [psu m⁻¹s⁻¹] は境界層への塩分フラックスである. また, 融 解 (結氷) に伴う塩分フラックス Q_{brine}^{s} [psu m⁻¹s⁻¹] は, 質量変化 (ρ_{M} W_{B}) と棚氷底面での塩分 (S_{B}) の積で表わ される.

$$Q_{brine}^{S} = -\rho_{M} W_{B} S_{B} \tag{7}$$

Q^S もバルク式で近似する.

 $Q_M^{\rm S} = -\rho_M \gamma_{\rm S} (S_B - S_M) \tag{8}$

ここで、 $Q_I^s = 0$ とした.

本解説では, 熱および塩分交換速度(γ_t, γ_s)に一定値を 使用しているが, 流速依存の形にすることが多い (Jenkins et al., 2010). 式(3)-(5)を式(2)に,式(7)-(8)を式(6)に代入して,さらに式(1)を使って,SBについて整理すると,

$$\begin{bmatrix} a \left(\frac{\rho_I C_{PI} \kappa_I^T}{\rho_M H} + C_M \gamma_T \right) \end{bmatrix} S_B^2 + \left[(b + c Z_B) \left(\frac{\rho_I C_{PI} \kappa_I^T}{\rho_M H} + C_M \gamma_T \right) - \frac{\rho_I C_{PI} \kappa_I^T}{\rho_M H} T_S - C_M \gamma_T T_M - \gamma_S L \right] S_B + [\gamma_S L S_M] = 0$$
(9)

が得られる. S_B の二次の項,一次の項,定数項をそれぞれ,A,B,Cとし, $S_B>0$ であることに注意して解くと,

$$S_B = \frac{-B - \sqrt{B^2 - 4AC}}{2A} \tag{10}$$

が求める解となる. T_B は式(1)に代入して求められる. 相変化に伴う棚氷下の海面変化率は,式(7)(8)を式(6) に代入して得られる

$$W_B = -\frac{\gamma_S}{S_B} (S_B - S_M) \tag{11}$$

から計算される. 棚氷底面融解率は

$$W_I = \frac{\rho_M}{\rho_I} W_B \tag{12}$$

で求められる.

図4は、この解を使って、南極沿岸域の典型的な水温 塩分レンジにおける底面融解率 (m/yr) を計算したもの である (a:水深 100 m, b:水深 1000 m). 図には南極沿 岸域の典型的な水塊として,東南極アデリー海岸沖の水 温塩分プロファイルを重ねてある (Williams and Bindoff, 2003; Aoki et al., 2005; Williams et al., 2008). この図の底 面融解率は、もし T-S ダイアグラム上の海水がまった く変質を受けずに棚氷直下にくると、どれだけ融解 / 結 氷を引き起こし得るかという事を示している(現実や数 値モデルの棚氷の底面融解率は融解水と周囲の水が混合 した水の水温塩分場で決まる). 棚氷底面融解率は各深 度における結氷点からの温度差で決まり、同じ T-S プ ロファイルを持つ水塊でも、水深によって融解率が大き く異なることがわかる. 例えば、モード1に対応する高 密度陸棚水 (DSW) のうち特に高密度である高塩分陸棚 水(HSSW)をみると、水深100mでは非常に小さい融 解率 (<1 m/yr) であるのに対し, 1000 m では 10 m/yr の融解を引き起こす熱源となりうる.次に、同じ密度帯 に属する高密度陸棚水と周極深層水による底面融解率を 比べてみる.図4bは接地線付近の底面融解の指標にな る. (まったく変質がない) 周極深層水の底面融解率は 100 m/yr 以上となり、高密度陸棚水による融解率より ずっと大きくなる.



図 4: 南極沿岸の代表的な水温-塩分幅における棚氷底面融解率(m/yr,正は融解,負は結氷)を示す. 左は水深 100 m,右は水 深 1000 m での分布.赤,緑,青の点は東南極域アデリーランド付近海域(140-145°E) での観測された水温塩分(Williams and Bindoff, 2003; Aoki et al., 2005; Williams et al., 2008). 灰色の直線は表層結氷水温を示す. 灰色の破線はポテンシャル密度を示し,二本の黒線は 28.00 kg m⁻³ と 28.27 kg m⁻³ の中立密度を示す. 黒色の直線は図 6 で使用した水塊の境界を示す.

実際の南大洋の海底水温場 (図1)から. 各棚氷でどの モードの融解が支配的になるか推定してみる. 図1には 南極周極流のフロントの位置と南限境界を示している (Orsi et al., 1995). この図から, 南極周極流が大陸外縁 に最も接近するアムンゼン海やベリングスハウゼン海は 周極深層水起源が大陸棚上にまで流入しており、モード 2の棚氷底面融解が卓越しうる海域であることがわか る.一方、ウェッデル海やロス海では冷たい水塊が棚氷 前面の大陸棚上に存在し、モード1による底面融解が卓 越すると予測できる.東南極域(0°から東回りにロス海 までの領域)は両方が混在している.メルツ氷河やアメ リー棚氷ではモード1が、トッテン棚氷や白瀬氷河では モード2が卓越しそうに見える. 定性的にみると、モー ド2が卓越するのは時計回りの海洋循環場(ジャイヤ) の東側に位置する棚氷・氷河で、北からの暖かい水が流 入しやすい場所である.一方,モード1が卓越する場所 は、沿岸ポリニヤが発達する場所で、冷たい高密度陸棚 水が形成域である(本巻の大島の図5を参照).逆に言 えば、モード2による棚氷底面融解は、沿岸ポリニヤの 高密度水形成の影響がほとんどない海域でのみ卓越し得 る.

4. 南極棚氷底面融解の数値モデリング

三次元海洋モデルによる南極棚氷底面融解に関する研

究例を紹介する.図5は棚氷-海氷-海洋結合モデルに よって再現された南極棚氷底面の一年間の単位面積当た りの融解率の水平分布図である.この数値モデルは東京 大学大気海洋研究所及び海洋開発機構において共同で開 発・運用されている海氷海洋結合モデル(COCO, Hasumi, 2006)に棚氷要素を組み込んだものである(Kusahara and Hasumi, 2013).モデルの領域はおおよそ南緯 35°以 南の南大洋全域である.南極沿岸域の水平解像度は 10-20 km で,南極棚氷のほぼ全てを表現している.棚 氷底面融解率は three-equation 方程式系に基づいて計算 されている.

南極棚氷は正味融解しており、その全融解量は年間お よそ800 Gt 程度である.この融解量は衛星データから の見積 (Rignot et al., 2013)より小さく、数値モデルの棚 氷底面融解量は過少評価している可能性がある.モデル で表現された底面融解率の水平分布は一様でなく、また draft の分布 (図1)からだけでは容易に推測することは できない.これは高密度水形成などの沿岸プロセスや海 洋循環による大陸棚上の水塊の分布が棚氷底面融解を決 める上で重要であることを強く示唆している.南極の三 大棚氷であるフィルフィナー・ロンネ棚氷、アメリー棚 氷、ロス棚氷では結氷域も再現されており、海洋モデル 内でアイスポンプが表現されていることを意味する.こ れらの三大棚氷の面積は南極棚氷の総面積のおよそ6割 を占めているが、その融解量は全体の4割程度である.



図5:棚氷-海氷-海洋結合モデルによって表現された南極棚氷年間底面融解率(氷換算, m/yr)の 水平分布.正値が融解. A-Lのラベルは図6で使用した棚氷の区分を示す.

一方,南極沿岸域に細長くへばり付いた棚氷の融解量は, 南極棚氷の総融解量の半分以上寄与しており,小さな棚 氷の融解も南極氷床の質量収支を考える上で重要であ る.

前の二つのセクションでは、南極沿岸域における水塊 分布が棚氷底面融解に大きな役割を担っていること示し た.図6では、この数値モデルの各棚氷(図5のA-L) の下へ流入する水塊の比率を示す.ここで使用した各水 塊の境界は図4に示す.棚氷下の海洋に流入する水塊は 棚氷毎に大きく違っており、各棚氷の底面融解を引き起 こす熱源が異なっていることがわかる.図1と図4で推 察したように、西南極域に存在しているアムンゼン-ベ リングスハウゼン海の棚氷群(JKL)では、周極深層水 起源の水塊の流入が支配的であることが再現されてい る.また、小さい棚氷では、夏季表層水が棚氷下の海洋 にある程度流入していることがわかる.それに対し三大 棚氷域では、夏季表層水の流入はほとんどなく、表層結 氷水温の水塊の流入が支配的である.このように棚氷-海氷-海洋結合モデルを利用すれば、モデル内において どのように棚氷底面融解が引き起こされているかがわかる.

同様の棚氷-海洋結合モデルを使って、棚氷底面融解 量の将来予測に関する数値実験も実施されている (Hellmer et al., 2012; Kusahara and Hasumi, 2013; Timmermann and Hellmer, 2013; Obase et al., 2017). そ れらの数値実験によると、温暖化した気候状態では、現 在よりも暖かい水塊(周極深層水や夏季表層水)が棚氷 下の海洋に流入するようになり、棚氷底面融解が大幅に 上昇する. この棚氷底面融解の増加は南極氷床内部の流 動場も大きく変化させると推察される.

5. おわりに

本稿では、棚氷-海洋間の相互作用として南極棚氷底 面融解とその海洋熱源の概略を説明した. この 20 年間 で、いくつもの棚氷要素をもつ三次元海洋モデルが開発 され、南極氷床 / 棚氷-南大洋相互作用の研究が着実に 進展している(Dinniman et al., 2016; Asay-Davis et al.,



図 6:棚氷下の海洋に流入する水塊の割合. 各水塊の定義は以下に示す (図 4 参照). ISW (Ice Shelf Water): T (水 温) < -1.9°C, LSSW (Low Salinity Shelf Water): -1.9°C \leq T < -1.7°C かつ S (塩分) < 34.6 psu, HSSW (High Salinity Shelf Water): -1.9°C \leq T < -1.7°C かつ S (塩分) \geq 34.6 psu, AASW (Antarctic Surface Water): T \geq -1.7°C かつ S (\leq 34.4 psu, MSW (Modified Shelf Water): -1.7°C \leq T < -1.0°C かつ S \geq 34.4 psu, MCDW (Modified Circumpolar Deep Water): T \geq -1.0°C かつ S \geq 34.4 psu.

2017). 今後計算資源の増加に伴って、より高解像度の 棚氷-海洋相互作用モデリングが実施可能となっていく と思われる.現在の南大洋の棚氷-海洋モデリング研究 の多くは、特定の棚氷に注目した領域モデルが主流であ るが、高解像度南大洋周極モデルさらには全球海洋モデ ルへと展開が期待される. 南極沿岸域の地形, 流れ, 渦, それに伴う水温・塩分場を現実的に表現するためには、 数 km から 5 km の水平解像度が必要であるといわれて いる.いくつかの研究では海洋モデルの水平解像度の違 いによって周極深層水の流入の再現性が変わり、その結 果棚氷融解量が大きく変化することが示されている (Nakayama et al., 2014). また海洋モデルを高解像度化 した場合, Williams et al. (1998) が指摘しているように, 潮汐の棚氷融解への影響も重要となるであろう、潮汐は 棚氷下の流速場に大きく影響を与え熱・塩分交換速度 (Y_t, Y_s)を変化させること、棚氷外からの水を棚氷に引き 込めること、潮汐による海水の混合が加わる等から、現 在の棚氷-海洋モデリングの結果を大きく変える可能性 がある.

また,大気-海洋-海氷を結合した気候モデルへの棚氷 要素の導入が期待される.現在,気候研究によく利用さ れている1°程度(100 km 格子)の解像度では,南極棚氷 を表現することが難しい.気候モデルでの海洋モデルの 水平解像度が1/4°より細かくなれば,ある程度現実的に 棚氷およびその影響を気候モデルの中で表現できるであ ろう.このような棚氷要素を含む気候モデルを使って, 熱帯~中低緯度の大気海洋相互作用と南大洋・南極氷床 との相互作用の解明が期待される.

さらに、現在活発に議論されているのが、氷床モデル との結合である(Holland and Holland, 2015; Dinniman et al., 2016; Asay-Davis et al., 2017).氷床モデルについて は、本巻の齋藤の記事を参照されたい、現在のところ、 海洋モデルにおいて棚氷の境界を自由に水平/鉛直方向 に動かすことが困難であること、氷床と海洋の時間ス ケールが大きく異なること等から、氷床-棚氷-海洋の完 全結合はなかなか進展していない、しかしながら、将来 の海面予測をしていく上で、南極氷床からの寄与を予 測・評価するために、このような氷床-棚氷-海洋結合モ デルの開発が期待される.

参考文献

- Aoki, S., S. R. Rintoul, S. Ushio, S. Watanabe and N. L. Bindoff (2005) Freshening of the Adélie Land Bottom Water near 140° E. *Geophysical Research Letters*, **32**, L23601. doi: 10.1029/2005GL024246.
- Asay-Davis, X. S., N. C. Jourdain and Y. Nakayama (2017) Developments in Simulating and Parameterizing Interactions Between the Southern Ocean and the

Antarctic Ice Sheet. *Current Climate Change Reports*, **3**, 316–329. doi: 10.1007/s40641-017-0071-0.

- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Griggs, J. T. M. Lenaerts, S. R. M. Ligtenberg, M. R. van den Broeke and G. Moholdt (2013) Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves. *Nature*, **502**, 89–9, doi: 10.1038/nature12567.
- Dinniman, M., X. Asay-Davis, B. Galton-Fenzi, P. Holland, A. Jenkins and R. Timmermann (2016) Modeling Ice Shelf/ Ocean Interaction in Antarctica: A Review. *Oceanography*, 29, 144–153, doi: 10.5670/oceanog.2016.106.
- Drewry, D. J., S. R. Jordan and E. Jankowski (1982) Measured properties of the Antarctic ice sheet: surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics. *Annals* of *Glaciology*, **3**, 83–91.
- Fox, A. J., A. Paul and R. Cooper (1994) Measured Properties of the Antarctic Ice Sheet Derived from the Scar Antarctic Digital Database. *Polar Record*, **30**, 201–206, doi: 10.1017/ S0032247400024268.
- Hasumi, H. (2006) CCSR Ocean Component Model (COCO) Version 4.0. CCSR report No. 25, The University of Tokyo.
- Hellmer, H. H. (2004) Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties. *Geophysical Research Letters*, **31**, L10307, doi: 10.1029/2004GL019506.
- Hellmer, H. H. and D. J. Olbers (1989) A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf. *Antarctic Science*, 1, 325–336, doi: 10.1017/S0954102089 000490.
- Hellmer, H. H., F. Kauker, R. Timmermann, J. Determann and J. Rae (2012) Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, 485, 225–228, doi: 10.1038/nature11064.
- Holland, D. and D. Holland (2015) On the Rocks: The challenges of predicting sea level rise. EOS, 96, doi: 10.1029/2015EO036667.
- Holland, D. M. and A. Jenkins (1999) Modeling thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf. *Journal* of *Physical Oceanography*, 29, 1787-1800, doi: 10.1175/1520-0485(1999)029(1787:MTIOIA)2.0.CO;2.
- Hooke, R. L. (2005) *Principles of Glacier Mechanics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jackett, D. R., T. J. McDougall, R. Feistel, D. G. Wright and S. M. Griffies (2006) Algorithms for density, potential temperature, conservative temperature, and the freezing temperature of seawater. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23, 1709–1728. doi: 10.1175/JTECH1946.1.
- Jacobs, S. S., H. H. Hellmer, C. S. M. Doake, A. Jenkins and R. M. Frolich (1992) Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 38, 375–387, doi: 10.1038/228047a0.
- Jacobs, S. S., H. H. Hellmer and A. Jenkins (1996) Antarctic Ice Sheet melting in the southeast Pacific. *Geophysical Research Letters*, 23, 957–960, doi: 10.1029/96GL00723.

Jacobs, S. S., A. Jenkins, C. F. Giulivi and P. Dutrieux (2011)

Stronger ocean circulation and increased melting under Pine Island Glacier ice shelf. *Nature Geoscience*, **4**, 519–523, doi: 10.1038/ngeo1188.

- Jenkins, A. and D. Holland (2007) Melting of floating ice and sea level rise. *Geophysical Research Letters*, **34**, L16609, doi: 10.1029/2007GL030784.
- Jenkins, A., P. Dutrieux, S. S. Jacobs, S. D. McPhail, J. R. Perrett, A. T. Webb and D. White (2010) Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat. *Nature Geoscience*, 3, 468–472, doi: 10.1038/ngeo890.
- Kusahara, K. and H. Hasumi (2013) Modeling Antarctic ice shelf responses to future climate changes and impacts on the ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **118**, 2454–2475. doi: 10.1002/jgrc.20166.
- Lewis, E. L. and R. G. Perkin (1986) Ice pumps and their rates. Journal of Geophysical Research, **91**, 11756, doi: 10.1029/ JC091iC10p11756.
- Nakayama, Y., R. Timmermann, M. Schröder and H. H. Hellmer (2014) On the difficulty of modeling Circumpolar Deep Water intrusions onto the Amundsen Sea continental shelf. *Ocean Modelling*, 84, 26–34, doi: 10.1016/j.ocemod.2014.09.007.
- Obase, T., A. Abe-Ouchi, K. Kusahara, H. Hasumi and R. Ohgaito (2017) Responses of basal melting of Antarctic ice shelves to the climatic forcing of the Last Glacial Maximum and CO 2 doubling. *Journal of Climate*, **30**, 3473–3497, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0908.1.
- Orsi, A. H., T. Whitworth and N. D. J. Nowlin (1995) On the meridional extent and frontsof the Antartic Circumpolar Current. *Deep-Sea Research I*, 42, 641–673.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker and L. Padman (2015) Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, 348, 327–331, doi: 10.1126/science.aaa0940.
- Payne, A. J., P. R. Holland, A. P. Shepherd, I. C. Rutt, A. Jenkins and I. Joughin (2007) Numerical modeling of oceanice interactions under Pine Island Bay's ice shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **112**, C10019, doi: 10.1029/2006JC003733.
- Pritchard, H. D., S. R. M. Ligtenberg, H. A. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke and L. Padman (2012) Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, **484**, 502–505, doi: 10.1038/nature10968.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2013) Antarctic bottom water warming and freshening: Contributions to sea level rise, ocean freshwater budgets, and global heat gain. *Journal of Climate*, **26**, 6105–6122, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00834.1.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1, 106–110, doi: 10.1038/ngeo102.
- Rignot, E., I. Velicogna, M. R. Van Den Broeke, A. Monaghan

and J. Lenaerts (2011) Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, **38**, L05503, doi: 10.1029/ 2011GL046583.

- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot and B. Scheuchl (2013) Iceshelf melting around Antarctica. *Science*, **341**, 266–270, doi: 10.1126/science.1235798.
- Rintoul, S. R. (2007) Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophysical Research Letters*, 34, L06606, doi: 10.1029/2006GL028550.
- Schoof, C. (2007) Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F03S28, doi: 10.1029/2006JF000664.
- Timmermann, R. and H. H. Hellmer (2013) Southern Ocean warming and increased ice shelf basal melting in the twenty-first and twenty-second centuries based on coupled

ice-ocean finite-element modelling. Ocean Dynamics, 63, 1011-1026, doi: 10.1007/s10236-013-0642-0.

- Williams, G. D. and N. L. Bindoff (2003) Wintertime oceanography of the Adélie Depression. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **50**, 1373–1392, doi: 10.1016/S0967-0645(03)00074-2.
- Williams, G. D., N. L. Bindoff, S. J. Marsland and S. R. Rintoul (2008) Formation and export of dense shelf water from the Adélie Depression, East Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **113**, C04039, doi: 10.1029/2007JC004346.
- Williams, M. J. M., A. Jenkins and J. Determann (1998) Physical controls on ocean circulation beneath ice shelves revealed by numerical models. Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin, 75, 285–299, doi:10.1029/AR075p0285.

海洋炭素循環モデルの考え方と基礎

岡 顕1)

海洋は大気の 60 倍以上の炭素を含む巨大な炭素リザーバである.本稿では,海の中の炭素の流れ (海洋炭素循環)をコントロールするプロセスについて概観するとともに,海洋中の炭素濃度分布を再 現するための数値モデルである海洋炭素循環モデルについて紹介する.モデル作成の際の考え方など についても言及しながら基礎的な解説を行う.

Introduction to an ocean carbon cycle model

Akira Oka¹

The ocean contains 60 times more carbon than the atmosphere, and the ocean carbon cycle is important for controlling the atmospheric carbon dioxide concentration. Here, an introduction to the ocean carbon cycle modelling is provided for students and readers who are not familiar with the modelling.

キーワード:海洋炭素循環,海洋モデル ocean carbon cycle, ocean model

1. はじめに

二酸化炭素(CO₂)は温室効果ガスであり,大気中二 酸化炭素濃度は気候状態を決めるうえで最も重要な要素 のひとつである.氷河・無氷河時代などの数億年スケー ルで起こる地質学スケールでの気候変動,数万年スケー ルで起こる氷期・間氷期サイクル,そして近年の地球温 暖化など,大気中二酸化炭素濃度の変化と密接に関係す る気候変動がさまざまな時間スケールで存在する.大気 中二酸化炭素濃度の変化の要因が何かを調べることは, このような気候変動の仕組みを理解するうえで重要であ る.

大気中の二酸化炭素の存在量は、地球上の他のリザー バとの炭素交換の結果として決まる.図1は、大気・海

連絡先 岡 顕 東京大学 大気海洋研究所 〒277-8568 千葉県柏市柏の葉 5-1-5 Tel. 04-1736-4384 e-mail:akira@aori.u-tokyo.ac.jp 1)東京大学 大気海洋研究所 Atmosphere Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Kashiwa, Japan 洋・陸上に存在する炭素量および各リザーバ間の炭素交 換量(フラックス)を示した図である(IPCC, 2001; Sarmiento and Gruber, 2013). 産業革命前において、大 気中二酸化炭素濃度は約280 ppm であり、炭素量に換算 すると 590 PgC (1 ペタグラムカーボン=炭素質量 10¹⁵ g)に相当する量が大気中に存在していたことを示して いる. 大気は陸上および海洋との間で常に炭素を交換し ており、その交換により大気中二酸化炭素濃度が変化す る.陸上の植生・土壌には2300 PgC 相当の炭素が存在 し、大気中の二酸化炭素は陸上植生の光合成によって吸 収される一方、呼吸や自然発生する森林火災などにより 再び大気中に放出され、大気-陸上間のフラックス量は 年間 120 PgC と見積もられている。一方、海面でのガス 交換による大気-海洋間のフラックス量は年間 70 PgC と 見積もられているが、注目すべきなのは海洋に含まれる 炭素量である.海洋中には、大気に比べて65倍、陸上に 比べても 30 倍近くになる 38000 PgC 相当の炭素が存在 している.海洋で何かしらの変化が起こると、海洋に含 まれる大量の炭素の流れに変化が生じ、それは大気中二 酸化炭素濃度にも大きな影響を与える可能性を秘めてい ると言える. なかでも、海洋中の炭素のほとんどは深層 に含まれており、その深層と大気との炭素交換を考える 上で,南大洋が大きな役割を果たしている.実際,氷期・



図1: 大気・陸上・海洋における炭素量とそれらの間の炭素フ ラックス. 括弧の数字は炭素の貯蓄量 (PgC), 矢印は炭素フ ラックス (PgC/yr)を表す. 数値は IPCC (2001), Sarmiento and Gruber (2013) などに基づいた産業革命前における値.

間氷期サイクルに同調した大気二酸化炭素濃度変化の要因として、南大洋の変化に起因した海洋の炭素循環の変 化が重要視されている(Sigman et al., 2010; Kobayashi et al., 2015 など).また、近年の地球温暖化においても、南 大洋は人為起源二酸化炭素の吸収に重要な役割を果たし ていると考えられている(詳しくは本巻の川合を参照). このように、南大洋をはじめとする海洋の炭素循環の変 化は気候変動と密接に関わっている.

図2は、海洋中に溶存する炭素の濃度を示したもので ある.海洋中の炭素は一様に分布しているわけではな く、その分布には場所による偏りがある.最も顕著に見 られる特徴として、表層付近の炭素濃度は低く、深層に なるほど濃度が高くなっていることが挙げられる.大気 とのガス交換は海面で起こるので、このような海洋深層 への濃度分布の偏りは(海洋中に炭素が一様に分布して いる場合に比べると)大気中二酸化炭素濃度を低めに保 つ効果があることを意味する.深層への炭素の輸送を 担っているのは 「生物ポンプ」と呼ばれる機構である (本 巻の須藤他も参照).また、海洋中の炭素濃度は海盆間 での偏りも見られ、深層での炭素濃度は大西洋で最も低 く, 南大洋, 太平洋の順に高くなっている. この海盆間 の違いは、さきほどの「生物ポンプ」に加えて、深層で の海洋深層循環による炭素の輸送が働いていることを反 映している(図3はその輸送の様子を模式的に示したブ ロッカーのコンベヤーベルトと呼ばれる図である¹). さ らに,海面でのガス交換は,大気中二酸化炭素濃度へ影 響すると同時に、海洋の炭素濃度分布にも影響を与えて いる.以上のように、海洋中の炭素は一様に分布してい るわけではなく、図2で示したような濃度分布を持ち、 その空間分布は大気中二酸化炭素濃度を決めるうえでも 重要な意味をもつ、言い換えると、海洋中の炭素濃度分 布の変化は(たとえ海洋に含まれる全炭素量に変化がな くても),大気中二酸化炭素濃度を大きく変化させる可 能性がある.

本稿では、巨大な炭素リザーバである海洋の炭素循環 (海の中の炭素の流れ)をコントロールするプロセスに ついて概観するとともに、図2に見られるような海洋中 の炭素濃度分布を再現するための数値モデルである海洋 炭素循環モデルについて紹介する.海洋炭素循環につい ての定量的な議論をするために、海洋炭素循環モデルは 近年において欠かすことのできないツールとなってい る.本稿では、モデル作成の際の考え方などについても 言及し、モデルについてこれから学び始める学生、ある いは専門外であるがモデルの中身についてある程度詳し

¹ただし実際の深層循環の流れは、図3のような単純なものでは ない.詳しくは本巻の勝又・図8の解説を参照.



図2:海洋中の炭素濃度分布(単位は µmol/kg). 上地図の赤線で示した断面(左から西経 30 度, 南緯 60 度, 西経 150 度) における分布を GLODAP のデータ(Key et al., 2004)に基づき作成.



図3:海洋深層循環を模式的に示した図 (Broecker, 1991 に 基づき作成).

く知りたいという読者の方に向けての解説を意識した. 本稿をご覧になる読者の方にとって、少しでも参考とな る部分があれば幸いである².

2. 海洋炭素循環の数値モデル

2.1 海洋炭素循環モデルの概要

海洋中の炭素の分布がどのように決まっているのか, その定量的な議論を行うために強力な道具となるのが 「海洋炭素循環モデル」である、一般に、ある現象をコン ピュータの数値計算により模倣することを「数値シミュ レーション」と呼び、その数値シミュレーションを行う 際に使われるコンピュータプログラムのことを「数値モ デル」と呼ぶ. 例えば、地球の気候を模倣するために作 られたコンピュータプログラムは「気候モデル」と呼ば れ、地球温暖化に伴う気温上昇を数値的に計算する「地 球温暖化シミュレーション」もこの気候モデルを使って 実施することができる、数値モデルの実体はコンピュー タプログラムであり、現象を支配する方程式(数式)を 数値的に近似して計算する.気候モデルの場合は、風 速・気温・水蒸気量などを決める複数の数式を元にコン ピュータプログラムが作成されている³.海洋炭素循環 モデルも、そのような数値モデルであり、現実の海洋の 炭素循環(炭素の流れ)を模倣するために作られたコン ピュータプログラムである.海洋炭素循環モデルの元と なる数式は、気候モデルに比べるとそれほど難しくない 以下のような収支式である.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = A dv(C) + Dif(C) + S_c \tag{1}$$

海洋中の炭素濃度の時間変化(左辺の項)は、海洋の流 れ(右辺第1項),渦などによる混合(右辺第2項),海 面および海中でのソース・シンク項(右辺第3項)に従っ て決まっていることを表している. ソース・シンク項と は、海面では大気との CO2 ガス交換、海中では植物プラ ンクトンによる光合成などによって生じる物質交換に関 わる項である.本稿では、それぞれの項についてモデル 作成の際の考え方などにも触れながら解説していきた い. なお、右辺第1項と第2項については、海の流れや 渦によって輸送される効果であり、炭素に限らず、たと えば海洋中の温度や塩分の輸送についても同様の式で表 現される. つまり、これらの項は炭素循環シミュレー ションに限らず、海洋の物理モデルで温度や塩分をどの ようにシミュレーションするかという問題にも関わって いるので、それらの解説は本稿の趣旨からやや逸脱する かもしれない. しかしながら、モデリングそのものの考 え方など炭素循環シミュレーションを説明する際の参考 にもなるので、これらの項についてもここで解説するこ とにする. また. 海洋炭素循環モデルを特徴づける右辺 第3項のソース・シンク項については、生物生産に関わ るプロセスにどの程度踏み込んでモデル化するかによっ てモデルのタイプが分かれるが、ここでは比較的単純な 黎明期の海洋炭素循環モデル (Bacastow and Maier-Reimer, 1991; Yamanaka and Tajika, 1996 など)を想定 して解説することにする [日本語の解説記事としては, 山中(1997,2002)なども参照].

2.2 移流項

まず,第1項の「移流項」と呼ばれる項は,モデルの 解像度で直接表現することが可能な大規模な流れによっ て輸送される項である.一方,第2項の「拡散項」は, 第1項では直接表現できない比較的小規模な渦などの流 れによって起こる輸送を拡散の形で表現したものであ る.移流項は,流速と濃度勾配の掛け算の形として,次 のように表される.

$$Adv(C) = -u\frac{\partial C}{\partial x} - v\frac{\partial C}{\partial y} - w\frac{\partial C}{\partial z}$$
(2)

x, y, z は東西, 南北, 鉛直方向の座標値, u, v は水平 方向(u が東西, v が南北)の流れ, w は鉛直方向の流 れ, 偏微分は濃度勾配を示している.海洋は成層(重い 水が下, 軽い水が上にある)しており, 鉛直方向の流れ はこの成層によって抑えられるため, 鉛直方向の流れは 弱く, 海水の流れは主に水平方向に向くことになる(u,

²海洋炭素循環についての一般向けの書籍としては野崎(1994) などを参照.

³ 気候モデルについての一般向けの書籍としては江守(2008) な どを参照. また,氷床モデルについては本巻の齋藤,海洋・棚 氷モデリングについては本巻の草原を参照.

46

v>w). 一方,炭素濃度の分布は,表層で濃度が低く, 深層で濃度が高くなっており、水平方向は鉛直方向に比 べると比較的一様な分布をとる $\left(\frac{\partial C}{\partial x}, \frac{\partial C}{\partial y} < \frac{\partial C}{\partial z}\right)$. 移流項 のうち,水平移流 $\left(u\frac{\partial C}{\partial x}, v\frac{\partial C}{\partial y}\right)$ と鉛直移流 $\left(w\frac{\partial C}{\partial z}\right)$ のど ちらが重要となるかは、流れの大きさと濃度勾配の大き さの兼ね合いで決まることになる.外洋の多くの場所で は、鉛直の移流項がより重要となり、後述する第3項に 含まれる生物ポンプによる炭素の鉛直輸送とのバランス により、炭素の鉛直方向の濃度分布が概ね決定される. なお、式(1)の移流項を計算する際に必要な流速 u, v, w そのものについては、気候モデルあるいは海洋物理モデ ルにより計算された出力結果をそのまま利用することに なる⁴. また、炭素だけでなく海洋の溶存物質(トレー サー)の濃度分布を決定する式も式(1)と同様なものと なるが、気候モデルの出力を利用して別途トレーサー分 布のシミュレーションを行うことから、式(1)によりト レーサー計算を行うモデルを「オフラインモデル」と呼 ぶことがある.逆に,「オンラインモデル」あるいは「オ ンライン計算」という場合は、トレーサー計算を気候モ デルあるいは海洋物理モデルに直接組み込み、両者の計 算を並行して同時に計算することを指す.対象とするト レーサーが気候モデルと独立している(気候に影響を与 えない)場合は、オンライン計算をする必要はなく、(気 候モデルの計算を省略してその結果だけ使うという意味 で) 計算負荷が軽いオフライン計算を行うほうが効率的 である.本稿で解説する海洋炭素循環シミュレーション は、こちらのオフライン計算を想定しているが、オンラ イン計算が行われることもあることを追記しておきた い。海洋炭素循環は大気中の二酸化炭素濃度に影響を与 え,それを通じて気候にも影響を及ぼす.逆に,気候が 変わると海洋の温度・塩分・流速場が変わることになり、 海洋炭素循環に影響を及ぼす. そのような両者の相互作 用をモデルで直接表現するためには、オンライン計算が 必要となる.海洋炭素循環モデルのほか,陸上の植生モ デル、さらにはオゾン層生成に関わる大気の化学過程な どについても気候モデルに直接組み込んでオンライン計 算を行うモデルのことを地球システムモデルと呼んでい る5. 地球システムモデルでは、これまでの気候モデル においては境界条件として与えていた大気中二酸化炭素 濃度などについても、予報変数としてモデルで直接計算 することができる、より包括的な気候モデルである.

2.3 拡散項

次に、式(1)右辺第2項の「拡散項」についてである. この項も本来は「移流項」として表現すべきものである が、モデルの解像度では直接表現することができない小 規模な流れによる輸送の効果をモデルに取り入れること を目的として導入する項である。モデルで直接には表現 できない現象の効果をどのようにモデルに取り入れる か、という問題はさまざまな場面で直面する、気候モデ ルにおいて「パラメタリゼーション」あるいは「パラメ タ化」と呼ばれる手法が必要になるのも同様な問題があ るからである. 例えば、大気において積雲対流は熱や水 蒸気の輸送に重要な役割を持っているが、気候モデルの 解像度(水平方向 100 km 程度)で個々の積雲(水平1 km 程度)を直接表現することは不可能である。そこで、 個々の積雲を表現する代わりに、集団として積雲がどの ように熱や水蒸気を輸送するのか、その振る舞いを記述 するための積雲パラメタリゼーションが必要となる.気 候モデルには,積雲のほか,水蒸気の大規模凝結過程, 大気境界層などのさまざまな過程がパラメタ化されたう えで組み込まれている.海洋モデルにおいても,いくつ かのパラメタ化が導入されており、ここで取り上げる「拡 散項」もそのようなパラメタ化の一例である.「拡散項」 の具体的な表記として、最も簡便な形では次のような式 で表される.

$$Dif(C) = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (3)$$

*K*_H は水平方向の拡散係数, *K*_V は鉛直方向の拡散係数で ある. 拡散項の実体は小規模な流れによる移流項である から,ここでも成層の影響を考慮して水平方向と鉛直方 向の拡散係数を別々に用意し、流れが強い水平方向の拡 散係数は、鉛直方向よりも数オーダー大きな値に設定す る.式(3)では、拡散の方向を水平と鉛直に分けて表記 しているが、もっと工夫した表現として、拡散の方向を 水平と鉛直とに分けるのではなく、「成層に沿った方向 (等密度面に沿った方向)」と「成層を横切る方向(等密 度面を横切る方向)」に分けて表現する方法がある.前 者の拡散を「isopycnal diffusion (等密度面拡散)」,後者 の拡散を「diapycnal diffusion」と呼ぶ (Cox, 1987). こ のような工夫をする理由は、全球スケールの比較的荒い 解像度の海洋モデル(水平解像度 100 km 程度)で直接 表現することができない中規模渦による輸送を、この等 密度面拡散はより適切に表現することが出来るからであ る.というのは、それらの中規模渦は(水平方向という よりは)等密度面に沿って動くことが知られており、そ

⁴ 例えば、筆者は気候モデル MIROC (Hasumi and Emori, 2004) や海洋大循環モデル COCO (Hasumi, 2000) を利用している。

⁵ 例えば, MIROC をベースに開発された地球システムモデル MIROC-ESM (Watanabe et al., 2011) などがある.

の渦によって生じる温度・塩分・炭素などのトレーサー の輸送も等密度面に沿った方向になるので、拡散を(水 平方向と鉛直方向というよりは)等密度面に沿う向きと それを横切る向きに分けて,前者の拡散係数を後者の拡 散係数よりも大きく設定することで、渦の輸送の効果を より適切に表現することができるというわけである. さ らに、この中規模渦の成因は、大気において天気図で見 られる日々消えたり出来たりする高気圧・低気圧に伴う 渦と同様なもので、そのような渦が生成・消滅を繰り返 す結果として、温度勾配あるいは密度勾配を解消するよ うな輸送を生み出すという性質もある(つまり、渦は温 度勾配を解消するように熱を運ぶ). そのような効果を モデルに取り入れるために「thickness diffusion (層厚拡 散)」をさらに加えて考慮する (Gent and McWilliams. 1990). この層厚拡散は、東西方向に流れが卓越し南北 方向の移流が小さくなる南極周極流付近では、とくに重 要な役割を果たすと考えられる. 拡散項の計算に必要な 拡散係数は、温度や塩分を計算する際に海洋物理モデル で用いていた値と同じ値を、海洋炭素循環シミュレー ションの際にも用いることになる.

2.4 ソース・シンク項

海洋炭素循環モデルを特徴付けるのは,海面および海 中での炭素交換を表現する式(1)右辺第3項である.海 面では大気とのガス交換を通じて,海中では海洋の生物 活動の結果として炭素交換が生じる.以降の説明の都合 上,右辺第3項を前者と後者の項に分けて次のように表 記しておく.

$$S_C = S_{C(gas)} + S_{C(bio)} \tag{4}$$

まずは後者の海中での炭素交換について考えてみよう. 海中の炭素には,海洋に溶存している炭素(無機炭素) と、生物・有機物として存在している炭素(有機炭素) とがある.量としては,無機炭素のほうが有機炭素に比 べて圧倒的に多く,式(1)の炭素濃度Cは無機炭素の濃 度を想定している.よって,このまま大雑把に,無機炭 素のみを考えて,生物・有機物に含まれる有機炭素を無 視して考えたくなるが,存在量は小さくても炭素の輸送 に果たす(生物ポンプとしての)役割は大きい.海洋の 表層付近において,光合成により植物プランクトンが無 機炭素を取り込むことで,無機炭素は有機炭素に形を変 える.その植物プランクトンは光合成・呼吸などを繰り 返しながら,死亡あるいは動物プランクトンに捕食され る.その動物プランクトンも捕食・呼吸・排泄を繰り返 しながら,さらに大型の動物プランクトンなどに捕食さ れるなどして食物連鎖のなかで炭素が循環する. プラン クトンの死骸や排泄物となった炭素は海洋深部へ沈降し ながら, 徐々にバクテリアによる分解を受ける. その分 解が比較的効率良く起こる結果として, 海底までたどり 着く有機物はほとんどなく, 海中でほぼすべてが分解さ れることになる. この分解の過程で, 炭素は有機炭素か ら無機炭素に再び戻されることになる. 以上の結果とし て, 表層の無機炭素が有機物の形で深層に輸送されるこ とで, 無機炭素を運ぶ大きな鉛直輸送を生む⁶. このよ うな有機物の形で起こる鉛直輸送を「生物ポンプ」⁷と呼 び, 図2で示した炭素濃度分布を説明する上でも重要な 役割をもつ.

海洋炭素循環モデルを作成する場合、このような炭素 の流れをできるだけ忠実に再現するのが本来は望まし い. しかしながら、できるだけ忠実にというのにも限界 がある. 例えば、植物プランクトンや動物プランクトン にはさまざまな種類がいるので「できるだけ現実に忠実 にそれらをモデル化したい」ということであれば、現在 知られているプランクトンの全種類を考慮する必要があ る. それはちょっと難しそうだというのはモデルの専門 家でなくてもお分かりいただけるかと思う(仮にそのよ うなモデル化を試みたとしても、現実の海にはまだ見つ かっていない新種のプランクトンもたくさんいると思わ れるので、そのようにがんばって作ったモデルでも現実 の海とはやはり違うものになってしまう).数値モデル はどんなに高度なものであってもそれはあくまで模倣で あり、現実そのものを再現できるわけではない. このよ うな立場に立つと、考えられるプロセスをやみくもにモ デルに組み込むわけにはいかないことが分かる. モデル を作成する際には、模倣したい自然現象が想定されるべ きであり、そのような想定なしにモデルを作成すること は出来ない. モデルを作るには、対象とする現象(模倣 したい現象)について、それを再現するのに最低限必要 な要素は何かを見極め、本質となるプロセスを取り出し てモデルに組み込むことが重要となる。

⁶何と比較して「大きな」輸送量であるかというと、無機炭素の 移流・拡散に比べてという意味である、無機炭素は海水の流れ による移流と拡散のみで輸送される(式(1)の移流・拡散項で表 現)のに対し、それとは別にここで述べたような有機物として 運ばれる鉛直輸送が存在する。後者の効果は、前者の効果に比 べて無視することができないほどの大きな輸送量となるので、 その鉛直輸送の効果を(式(1)のソース・シンク項に取り入れて) 考慮する必要が出てくるわけである。

⁷広い意味では、後述する「アルカリポンプ」も「生物ポンプ」 のひとつであるので、ここで述べたポンプは「有機物ポンプ」 と呼ぶほうがより正確である.しかし、本稿での「生物ポンプ」 は「有機物ポンプ」のことを指すとする.

2.4.1 生物ポンプ

さて、話を海洋炭素循環に戻すと、この場合に模倣し たい現象は、図2に示したような全球スケールの炭素濃 度分布を説明するために必要な炭素循環(炭素の流れ) である.そのためには、複雑な食物連鎖のなかで炭素が どのように循環するかについては、その詳細までは立ち 入らないことにして、生物活動の結果として生じる炭素 の鉛直輸送(生物ポンプ)の効果のみをどうにか取り込 めないかという発想が必要になる.そのような発想のも と、黎明期の海洋炭素循環モデルでは、有光層(光が届 く層、海面から深さ100m程度までの層)における植物 プランクトンの栄養塩の取り込み速度(*Prod*)を次のよ うに表現した.

$$Prod = r_{(I, T)} N \frac{N}{N + N_o} \tag{5}$$

ここで*r_{I,T}*は光(I)と温度(T)の関数,Nは栄養塩濃 度,*N*。は半飽和定数である.この式は,光が多い,温度 が高い,あるいは栄養塩濃度が高いほど生物生産が高く なるという依存性を取り入れた式になっている.さらに この式を使って,生物ポンプの大きさ(正確には,輸出 生産と呼ばれる,有光層下部での下向きの有機物フラッ クス量)を次のように表現した.

$$EP = \int_0^{z_b} Prod \, dz \tag{6}$$

ここで EP は輸出生産 (Export Production), zb は有光 層の厚さである. 式(5)は植物プランクトンにより取り 込まれる栄養塩を表しているのに対し、式(6)は死骸や 排泄物として有光層下部へと下向きに輸送される有機物 フラックスを表したものとなっている.前述したとお り、実際には式(5)と式(6)の間を結ぶ、植物プランクト ンや動物プランクトンのライフサイクルに関連した一連 の栄養塩や炭素の流れが存在する、しかしながら、その ような流れは、海洋循環の時間スケールに比べると(第 1項の移流や第2項の拡散によって輸送されるよりも) 十分に早く起こっている.よって、本来は、植物プラン クトンに取り込まれる栄養塩が増えたことでプランクト ンの存在量が増えて、その結果として輸出生産が増える のであるが、ここではプランクトンの存在量を陽に考慮 することはせず、植物プランクトンに取り込まれた栄養 塩(式(5)で表される量)が、そのまま速やかに有光層下 部へ有機物として沈降している(式(6)のフラックスと なる)という表現になっているわけである.

有光層より深い場所では,有機物は分解しながら沈降 するため,鉛直下向きのフラックスは深さとともに徐々 に減少する.モデルでこのプロセスを表現するには,本 来は有機物の量を陽に考えて,生成・分解とともにその 量がどのように増減するかを直接表現できたほうが望ま しいと思われる.しかし,ここでも有機物の沈降する速 度が,海洋循環(移流や拡散)に比べて十分に速い場合 は,有機物が水平的に流される影響が十分小さくなり, 有機物の存在量を陽に考慮することなく,栄養塩の鉛直 輸送の効果を取り入れることが可能である.実際には, 水平方向へ輸送される効果は無視したうえで,鉛直下向 きの有機物フラックス(*F*_(z))を次のような経験式で表現 する.

$$F_{(z)} = \begin{cases} \int_{0}^{z} Prod \, dz, \, (z < z_{b}) \\ EP\left(\frac{z}{z_{b}}\right)^{b}, \, (z \ge z_{b}) \end{cases}$$
(7)

ここで, b はセディメントトラップのデータから決定さ れる経験定数である [Martin et al. (1987) による b= -0.858 が広く利用されている]. なぜ, 有機物フラック スが式(7)で表されるような分布になるのかという疑問 も湧いてくるが, これを観測データから得られた事実と してひとまず受け入れて先に進んでしまうのが, 地球規 模の現象に興味をもつモデラーの発想である.

以上を利用すると,式(1)の右辺第3項として用いる 式は次のように表現することができる(正確にはアルカ リポンプの寄与も加える必要があるが,それについては 後述する).

$$S_{C(bio)} = C_{C:N} \frac{\partial F_{(z)}}{\partial z} \tag{8}$$

ここで、*C*_{CN}は有機物を構成する栄養塩と炭素の構成比 を表す定数である(Redfield によると、この構成比はモ ル濃度でみてリン酸塩:硝酸塩:炭素=1:16:106とな る).式(8)を計算するには、式(5)が必要であるが、この 式(5)には(炭素濃度Cではなく)栄養塩濃度Nについ ての情報が必要となる、これは、炭素循環をモデル化す る場合には、式(8)を評価するために必要な栄養塩につ いても同時にモデル化する必要があることを意味する、 栄養塩の分布(図4)は、炭素濃度分布(図2)と良く似 た分布であるが、それは炭素循環が栄養塩循環と密接に 関連しているからである、栄養塩濃度を決める式は、式 (1)と同じ形で、次のように表される、

$$\frac{\partial N}{\partial t} = A dv(N) + Dif(N) + S_{N(bio)}$$
(9)

$$S_{N(bio)} = \frac{\partial F_{(z)}}{\partial z} \tag{10}$$

式(1)との違いは、栄養塩については大気とのガス交換 がないこと、および、有機物の構成比を反映してソース・



図 4:海洋中のリン酸塩濃度分布(単位は mmol/m³). 図 2 と同じ断面(左から西経 30 度, 南緯 60 度, 西 経 150 度)における分布を World Ocean Atlas のデータ(Conkright et al., 2002)に基づき作成.

シンク項に 1/Cc.N 倍の違いがあることである. 有機物 の構成比を定数として考えるなど、簡略化している今回 のようなモデルの場合、栄養塩としてはリン酸塩あるい は硝酸塩のどちらかひとつを陽に取り扱えば十分である [黎明期のモデル Bacastow and Maier-Reimer (1991) や Yamanaka and Tajika (1996) ではリン酸塩が使われてい る]. どちらかひとつの栄養塩分布が分かれば、その分 布に有機物の構成比をかけたものが、もうひとつの栄養 塩分布になるからである(式(9)に構成比をかけたもの は、もうひとつの栄養塩についての予報式になってい る)⁸. 有機物の構成比を定数とみなすのはかなり大胆な 仮定のようにも思えるが、実際の海洋でのリン酸塩と硝 酸塩の濃度比は深層ではほぼどこでも1:16となってお り、この仮定がおおむね正しいことを示している。ただ し、この比は生物ポンプとしての平均的な値として見る べき数値であり、実際の植物プランクトンの構成比その ものについては種による違いなどもあり、必ずしも一定 であるとは言えないことには注意が必要である.

以上のように、炭素循環は栄養塩循環と密接な関係が あり、炭素循環を扱うには栄養塩循環も合わせて考える 必要が出てくることになる.つまり、炭素循環にとって 重要な要素である生物ポンプは、炭素ではなくリン酸塩 もしくは硝酸塩によって律速されている(炭素は海洋中 に豊富に含まれているのに対して、栄養塩は枯渇するこ とがある)ため、式(1)で表される炭素循環モデルには、 式(9)で表される栄養塩についての式も加わったモデル となる.また、生物ポンプは植物プランクトンや動物プ ランクトンのライフサイクルに関わる複雑な食物連鎖の 結果として生じるものであるが、その詳細についてはこ こでは陽に表現することはせず、式(5)~(8)で表される ようにパラメタ化した形でその鉛直輸送に対する効果を 取り込んでいる.ある期間ある場所で見た個々の事象に ついては必ずしもこのようなパラメタ化が正確に成り立 つ保証はないが、気候モデルで用いられるパラメタ化と 同様に、様々に起こる食物連鎖の結果を統計的に平均し て見た場合の生物ポンプの効果が式(5)~(8)で表現され ていると考えるわけである.

2.4.2 大気とのガス交換

最後に、大気とのガス交換を取り入れれば、海洋炭素 循環モデルが完成する。海洋炭素循環は、このガス交換 を通じて大気中の二酸化炭素濃度を変化させ、それによ り気候に影響を与える。ここで考えるガス交換は、海洋 表層の炭素濃度分布に影響を与えると同時に、大気の二 酸化炭素濃度にも影響を及ぼすプロセスとして働くとい う意味で重要である。大気から海洋への二酸化炭素フ ラックス (Fgas) は、大気と海面での二酸化炭素分圧の差 に応じて決まり、式で書くと次のようになる。

$$F_{gas} = K_{w} \alpha \left(p CO_{2(atm)} - p CO_{2(ocn)} \right)$$
(11)

ここで、 K_w はガス交換の速度を決めるピストン速度、 α は溶解度、 $pCO_{2(atm)}$ は大気の二酸化炭素分圧、 $pCO_{2(ocn)}$ は海面での二酸化炭素濃度分圧である。このフラックス が分かれば、式(1)の右辺第3項として用いる式は次の ように表現することができる。

$$Sc_{(gas)} = \begin{cases} \frac{F_{gas}}{\Delta z_1}, (モデル 1 層目) \\ 0, (モデル 2 層目以降) \end{cases}$$
(12)

ここで、 Δz_1 はモデル第1層目の厚さであり、ガス交換 は海面でのみ起こるので、モデルの第1層目でのみ値を 持ち、海面以外での値は0となる.式(11)における K_w とαは、海面付近での風速や水温などによって計算する ことができる. $pCO_{2(atm)}$ についてはあらかじめ値を与 えるか、もしくは大気中の二酸化炭素濃度をガス交換に 応じて別途予報(計算)する.式(11)のなかで注意が必 要なのは、海洋の二酸化炭素分圧 $pCO_{2(acm)}$ である.

⁸ もちろん,これは近似である.窒素固定や脱窒などのプロセス を考えた場合には,硝酸塩とリン酸塩の予報式は同じにはなら ない.

岡 顕



図5:海洋中のアルカリ度濃度分布(単位は µmol/kg). 図2と同じ断面(左から西経 30 度, 南緯 60 度, 西経 150 度)における分布を GLODAP のデータ(Key et al., 2004)に基づき作成.

 $pCO_{2(ocn)}$ は水温や塩分に加えて、海水に溶存する二酸化 炭素(CO₂)の濃度に応じて決まる.一方,式(1)で考え ている無機炭素(C)は、重炭酸イオン(HCO₃⁻)、炭酸 イオン(CO₃²⁻)、遊離炭酸(H₂CO₃)、そして二酸化炭素 (CO₂)の4種の炭酸物質にあるすべての無機炭素を合 わせた濃度である(このことから、Cを全炭酸と呼ぶこ ともある).全球的に平均した場合のそれらの存在比は、 重炭酸イオン(HCO₃⁻)88.6%、炭酸イオン(CO₃²⁻) 10.9%、遊離炭酸(H₂CO₃)0.1%以下、二酸化炭素(CO₂) 0.5%であるが(Sarmiento and Gruber, 2013 など)、場 所によって値は異なるし、気候状態の変化によっても変 わりうるので、これらの比をそのまま利用するわけには いかない.つまり、式(11)の $pCO_{2(ocn)}$ は、全炭酸(C)の 濃度だけでは計算することができず、二酸化炭素(CO₂) として存在する炭素の量を正確に知る必要がでてくる.

結局,モデルでどのようにしているのかというと,こ こで「アルカリ度」というキーワードが登場する.アル カリ度とは「海洋中に溶解しているアルカリ性物質と酸 性物質の水素イオン換算量の差を表す量」である(詳細 は後述).このアルカリ度と,全炭酸,温度,塩分が分かっ ていれば、二酸化炭素濃度 CO₂ やその分圧 *pCO_{2(ocn})*を 計算することができる.このことを形式的に式で書くと 次のようになる.

$$pCO_{2(ocn)} = f(SST, SSS, C, ALK)$$
(13)

ここで,SST は海面水温,SSS は海面塩分,ALK はアル カリ度であり,f は pCO₂の SST,SSS,C,ALK への依 存性を形式的に示すための関数である.モデルでは,こ のアルカリ度についても予報変数として加えて計算を行 い,それにより二酸化炭素分圧やガス交換の計算を行な うことになる.アルカリ度は,より馴染みのある pH と も対応づけることができる量であり,アルカリ度が高い ほど pH は低くなる.pH ではなく,アルカリ度がモデ ルで使われるのは,pH が温度,塩分,圧力などの状態に よっても変化してしまうのに対し,アルカリ度は状態に よらず変化しない保存量であるという特性(利点)があ るからである.ちなみに,全炭酸Cも状態変化によって 変化しない保存量であるが,個々の炭酸物質 HCO₃⁻, CO₃²⁻, H₂CO₃, CO₂については pH と同様に保存量に はならず,状態によって変化する量となる.そのため, 炭素循環モデルでは CO₂ そのものを予報変数に採用す ることはせず,状態変化に影響されない全炭酸 C とアル カリ度 ALK を予報変数として採用する.この 2 つの量 と温度,塩分などの情報から,炭酸物質の化学平衡を解 くことができ,式(13)で表される海面での二酸化炭素濃 度分圧のほか, HCO₃⁻, CO₃²⁻, H₂CO₃, CO₂ それぞれ の濃度についても計算することが可能となる.

2.4.3 アルカリポンプ

ガス交換に必要な海面での二酸化炭素濃度分圧を求め るには、アルカリ度が必要となることを述べた.このア ルカリ度は、炭素と栄養塩に続き、モデルの3つ目の予 報変数として別途計算することになる.アルカリ度の分 布(図5)を決めるプロセスとそのモデル化について、 「アルカリポンプ」や「レイン比」などのキーワードを紹 介しながら解説する.

アルカリ度とは、炭酸系(HCO₃⁻, CO₃²⁻, H₂CO₃, CO₂の化学平衡)の反応に深く関わる水素イオンH⁺の ドナーとなる陽イオン(例えばH⁺自身)と、アクセプ ターとなる陰イオン(例えばOH⁻やHCO₃⁻など)とで、 どちらがより多いか(H⁺アクセプターとなる陰イオン がドナーとなる陽イオンよりどの程度多いか)で定義さ れる量である.これを具体的に表記すると、次のように なる.

 $Alk = [HCO_{3}^{-}] + 2[CO_{3}^{2-}] + [OH^{-}] + [B(OH)_{4}^{-}] - [H^{+}] \pm (minor \ ions)$ (14)

一方, すべてのイオンを合わせれば電気的に中立である という条件から, 炭酸系の反応に関与しないイオン (H⁺ とは常に解離している強酸・強塩基)を用いて, 式 (14) を次のように書き換えることもできる.

$$Alk = [Na^{+}] + [K^{+}] + 2[Mg^{2+}] + 2[Ca^{2+}] - [Cl^{-}] - 2[SO_{4}^{2-}] - [Br^{-}] - [NO_{3}^{-}] \pm (minor \ ions)$$
(15)

この式から、炭酸カルシウム(CaCO₃)の生成・融解に よってアルカリ度が変化すること(CaCO₃が1mol溶け ると、*Ca*²⁺の寄与によりアルカリ度が2molほど上昇す る)が分かる.また、CaCO₃に比べると効果は小さいが、 栄養塩である硝酸塩(*NO*₃)の生成・分解によってもア ルカリ度が変化することも分かる.アルカリ度の予報式 は、やはり炭素や栄養塩と似た式となり、次のようにな る.

$$\frac{\partial Alk}{\partial t} = Adv(Alk) + Dif(Alk) + S_{Alk(bio)}$$
(16)

SAlk(bio) はアルカリ度のソース・シンク項であり、先に述 べたように炭酸カルシウムの生成・融解(Scaco₃)、およ び硝酸塩の生成・分解により生じるとして次のように表 される。

$$S_{Alk(bio)} = 2S_{CaCO_3} + S_{N(bio)} \tag{17}$$

右辺の第2項は、栄養塩=硝酸塩として式(9)の S_{N(bio)} をそのまま持ってきている(リン酸塩を栄養塩とした場 合は S_{N(bio)} を 16 倍すれば良い). アルカリ度のソース・ シンク項でより重要になるのが、右辺第1項の炭酸カル シウムの生成・融解(Scaco₃)である。海洋中のプランク トンのなかには、円石藻類など炭酸カルシウム殻をもつ 生物も多い. 先に述べた生物ポンプが栄養塩の鉛直輸送 を担ったのと同様に、炭酸カルシウム殻をもつ生物につ いては栄養塩だけでなく、炭酸カルシウムも鉛直輸送す ることになる. 炭酸カルシウムがどれだけ輸送されるか は、炭酸カルシウム殻をもつ生物がどの程度存在するか に依存する.よって、本来ならばプランクトンを、炭酸 カルシウム殻をもつタイプともたないタイプとに分け て、それぞれをモデル化する必要が出てきそうであるが、 ここでもそれを陽に扱うことはせずに「レイン比(rain ratio)」という概念を導入して乗り切ることにする. レ イン比とは、炭酸カルシウム殻をもつ生物が含まれる割 合を示すもので、CaCO₃フラックスを有機物フラック スで割ったものとして定義する. レイン比の定義から, 次の関係を得る.

$$F_{CaCO_3(z=z_b)} = r_{rain} \cdot C_N \cdot EP \tag{18}$$

上式は有光層下部 ($z = z_b$) における炭酸カルシウムの下 向きフラックスを示しており、有機物として運ばれる炭 素 ($C_N \cdot EP$) にレイン比 r_{rain} を掛けることで得られる. なお、レイン比は無次元量であり、CaCO₃フラックスは、 CaCO₃に含まれる炭素フラックスと(1 mol の CaCO₃ には1 mol の C が含まれているので)mol 相当量で見る と等しくなることを追記しておく.レイン比の値につい ては、定数とする場合は0.08 程度が適当であることを Yamanaka and Tajika (1996)では示しているが、本来は プランクトン種の分布などを反映した空間分布を持つと 考えられる(Sarmiento et al., 2002 など).炭酸カルシウ ムは沈降する間に徐々に溶解するので、生物ポンプと同 様に炭酸カルシウムの鉛直フラックス分布を決める経験 的な式を導入することでソース・シンク項を決定する. 具体的には、例えば次のような式で鉛直フラックス分布 を決める.

$$F_{CaCO_3}(z) = \begin{cases} r_{rain} \int_0^z Prod \, dz, \, (z < z_b) \\ r_{rain} C_N \cdot EP \cdot e^{-\frac{z-z_b}{dcacO_3}}, \, (z \ge z_b) \end{cases}$$
(19)

ここで, *dcaco*₃ は炭酸カルシウム溶解の鉛直スケールを 決める定数である. 炭酸カルシウムは有機物よりも溶け にくいので,有機物の鉛直フラックス分布 (式(7))に比 べると,炭酸カルシウムのほうがより深くまで到達する ような分布となる. *dcaco*₃ の具体的な値としては, Yamanaka and Tajika (1996)では 3500 m を採用してい る. 有機物による鉛直フラックスを「生物ポンプ」と呼 ぶ一方, CaCO₃ による鉛直フラックスはアルカリ度に 大きく影響することから「アルカリポンプ」⁹と呼ぶこと もある. 式(19)を用いて,アルカリ度のソース・シンク 項となる炭酸カルシウムの生成・融解 (*Scaco*₃)を次のよ うに表すことができる.

$$S_{CaCO_3} = \frac{\partial F_{CaCO_3(z)}}{\partial z} \tag{20}$$

また, 炭酸カルシウムには炭素も含まれていることから, その生成・融解は炭素濃度分布にも影響を与える.式(8) では,その効果を含んでいなかったが,実際の炭素濃度 ソース・シンク項 (*Sc*(*bio*))にはそれを含めて次の式 (21) を利用する.

$$Sc_{(bio)} = C_{C:N} \frac{\partial F_{(z)}}{\partial z} + \frac{\partial F_{caco_3(z)}}{\partial z}$$
(21)

2.5 まとめ

以上で述べたように,海洋炭素循環モデルは炭素濃度 の分布を説明するためのモデルであるが,生物ポンプに

⁹「炭酸カルシウムポンプ」あるいは「CaCO₃ ポンプ」と呼ぶこ ともある.



図6:海洋炭素循環モデルで扱うプロセスをまとめた模式図.

よる輸送を見積もるためには栄養塩が必要であり、大気 とのガス交換を計算する際にはアルカリ度の情報が必要 になる、よって、海洋炭素循環モデルでは、炭素濃度(C) に加え、栄養塩(N)とアルカリ度(Alk)の3つを予報 変数として扱うことになる、それらの予報式は、それぞ れ式(1), (9), (16)である. 移流項と拡散項は海水に含 まれる溶存物質が海流により輸送される効果を表現する ためのものであり、3つの変数すべてに関わる項である. それらに加えて、栄養塩の分布は式(7)及び(10)で表さ れる生物ポンプに大きな影響をうける。一方、アルカリ 度の分布には、式(19)及び(20)で表されるアルカリポン プが大きく影響する、炭素濃度は、式(21)で表されるよ うに、生物ポンプとアルカリポンプの両方の影響を受け る(効果としては、生物ポンプのほうが大きい).加えて、 式(11)で表される大気とのガス交換によって、海面にお ける炭素濃度が変化するとともに、大気中二酸化炭素濃 度に影響を与えることになる.図6は海洋炭素循環モデ ルで取り扱う過程を模式的にまとめた図である.

参考までに、本稿で述べた海洋炭素循環モデルを用い て筆者が計算した¹⁰炭素濃度、栄養塩、アルカリ度の分 布を図7に示す、モデル化に際して、いくつか大胆な仮 定も導入したが、モデル結果の分布(図7)は観測データ 分布(図1,3,4)の特徴を概ね再現できていることが分 かる.3つの変数に共通して見られる特徴として、表層 に比べ深層での濃度が高く11,大西洋に比べて太平洋で の濃度が高くなる分布¹²が挙げられる。また、どの変数 も北太平洋で最も濃度が高くなるが、そこでの濃度が最 大となる深さは栄養塩、炭素、アルカリ度の順に深くなっ ていること¹³なども、モデルが観測分布をうまく再現で きていることを示している. 観測分布の特徴をモデルで も再現できることが確認できれば、モデルの結果を詳し く解析することで、あるいは、モデルの設定を少し変え てみるなどの感度実験をするなどして、分布を決めるプ ロセスについての定量的な議論に踏み込むことができ る。さらに、現在における分布の再現のみならず、気候 変動とともに海洋炭素循環がどのように変化するかにつ いての定量的な議論を行うにあたっても、モデルによる 数値シミュレーションが強力な道具となる. 筆者らのグ ループでも、氷期の海洋炭素循環に関するシミュレー ションを中心に研究を進めており (Oka et al., 2011; Chikamoto et al., 2012; Kobayashi et al., 2015 など),南大 洋が氷期の大気二酸化炭素濃度変動を理解する上で非常 に重要な役割を果たしていたことを示す興味深い結果も 得られてきている(小林英貴氏博士論文).本稿の執筆 の機会を頂いた際、当初は、それらの研究についての内 容紹介をするつもりであったのだが、学生や専門外の読 者に向けての解説ということで書き進めているうちに, いつの間にかモデルの解説になってしまった.詳細は原 著論文を参照していただくか、また別途に紹介できる機 会があればそこにゆずりたい.

3. おわりに

本稿では、全球スケールの炭素循環に着目した海洋炭 素循環モデルについての解説を行なった.一方、同じ炭 素の流れでも、どのような現象に着目するのかでモデリ ングのアプローチは変わってくる.これまで述べたよう な全球的な炭素循環というよりは、海洋中の栄養塩や溶 存炭素が植物プランクトンによってどのように取り込ま

 ¹⁰ 海洋炭素循環モデルは Yamanaka and Tajika (1996) に基づき, 物理場(式(1)の移流・拡散項に必要な情報)は Oka and Niwa (2013) で得られた海洋大循環モデルの結果を利用した.パラ メータ値も Yamanaka and Tajika (1996) に従うが,いくつかの 値については再調整を行った(式(5)の r_{U,T})の最大効率を1 yr⁻¹,式(18)の r_{rain}の値を 0.06 とした).

¹¹ 生物ポンプ・アルカリポンプの効果で説明できる.

¹² 海洋深層循環(図3)による輸送の効果で説明できる.

¹³ 生物ポンプの鉛直スケール(式(7)のパラメータb)とアルカリ ポンプの鉛直スケール(式(19)のパラメータdcacos)との兼ね 合いで決まる.炭酸カルシウムは有機物に比べて溶けにくい (より深層で溶ける)ことを反映して、アルカリ度が最大になる 深さは栄養塩よりも深くなる.2つのポンプの影響を受ける炭 素濃度が最大となる深さは、それらの中間となる.



図7:海洋炭素循環モデルによる実験結果.上図:海洋中の炭素濃度分布(単位は µmol/kg).中図:海洋中のリン酸塩濃度分布(単位は mmol/m³).下図:海洋中のアルカリ度濃度分布(単位は µmol/kg).図2と同じ断面(左から西経 30 度,南緯 60 度,西経 150 度)における分布.

れ、食物連鎖の過程で動物プランクトンを経由してどの ように栄養塩・溶存炭素に戻ってくるのか、その過程を モデル化したい場合は、ここで述べた海洋炭素循環モデ ルでは陽に扱わなかった植物プランクトンや動物プラン クトンを予報変数として陽に考慮して取り扱う必要があ る. NPZD モデルと呼ばれるモデルは、栄養塩(N) に 加えて、植物プランクトン (P)、動物プランクトン (Z)、 プランクトンの死骸や排泄物などの有機物質を表すデト リタス(D)をモデルの予報変数として陽に扱い. それ らの間での物質のやり取りを表現するモデルである (Fasham et al., 1990; 重光・山中, 2011 など). NPZD モ デルそのものは、栄養塩の循環を扱うモデルであるが、 それに炭素循環を付け加えることも容易である. NPZD モデルでは、式(5)と式(6)の間をつなぐ海洋生態系にお ける食物連鎖のプロセスなどを陽に表現することができ る一方、予報変数の数が増える分だけ計算のコストは高 くなる. NPZD モデルは、計算される植物プランクトン の存在量と衛星観測によるクロロフィル量とを比較する ことで、モデル結果を直接検証できるという利点もあり、 全球スケールの海洋炭素循環を議論する場合にも広く用 いられている. 実際,近年発表された IPCC 第5次報告 書(IPCC, 2013)における地球システムモデルでは、 NPZD モデルをベースに植物プランクトンや動物プラ ンクトンの種類を増やすなどの改良を加えたモデルが用 いられている. このようなモデルでは、海洋炭素循環の みならず、海洋生態系の振る舞いについてもある程度表 現することが可能となり、地球温暖化の進行とともに海 洋生態系がどのような仕組みで変化するかをモデルシ ミュレーション結果に基づいて調べる研究なども行われ ている (Bopp et al., 2013; 中村有希氏修士論文など). より複雑な海洋生態系モデルの開発も進んでおり、日本 で開発された北太平洋の低次生態系モデル NEMURO (North pacific. Ecosystem Model for Understanding Regional Oceanography) などがある (Fujii et al., 2002 な ど). NEMURO では2種の植物プランクトンに加えて、 季節的に鉛直移動するカイアシ類を含む3種の動物プラ ンクトンを陽に扱っており、それらのプランクトンが海 洋の生物生産をどのように決めるのかなど、海洋生態系 のプロセスに関してより踏み込んだ議論ができるモデル になっている.世界各国で開発されたこのような複雑な

海洋生態系モデルを相互に比較するプロジェクト MAREMIP (MARine Ecosystem Model Intercomparison Project) などの試みも進められており,低次生態系につ いてのプロセスを理解するうえでの重要なツールとなっ てきている(Hashioka et al., 2013 など). さらには,そ のようなプランクトンを餌にして,魚類がどう成長・回 遊するかを扱うモデル(NEMURO.FISH) などにも発展 している(Kishi et al., 2011 など). また,海洋生態系の 多様性を理解するために,100 種類以上の植物プラント ンを含むモデルを使った研究なども進められている (Follows et al., 2007; Masuda et al., 2017). このようなモ デルの発展は、モデルの適用範囲を広げて、分野をまた ぐような研究の可能性を開くことにつながると考えら れ、今後もさまざまな形でモデルの発展が進むことを楽 しみにしたい.

一方で、モデルが複雑化するにつれて、それがあたか も万能でどんな問題にでも適用できるのではないかとい う錯覚を生む危険性もある。先にも述べた通り、モデル はあくまで現実のある部分の模倣にすぎず、現実のすべ てを再現できるモデルは存在し得ない。新しいプロセス をモデルに取り入れることで可能性が広がる研究がある 一方、対象とする現象に対して不釣り合いに複雑なモデ ルを使ってしまうと、本質となるプロセスが何であるか を見誤った研究になってしまう恐れもある。モデルの複 雑化・発展が進むなかでも、対象とする現象に対して本 質的なプロセスが何であるかを見極めながらモデリング 研究を進めることが大事であろう。

謝辞

適切な校正と丁寧なコメントを頂いた大島慶一郎編集 長,須藤斎編集委員,北川暁子さんに深く御礼申し上げ ます.原稿にコメント頂いた勝又勝郎さんにも感謝致し ます.

参考文献

- Bacastow, R. and E. Maier-Reimer (1991) Dissolved organic carbon in modeling oceanic new production. *Global Biogeochemical Cycles*, 5(1), 71–85.
- Bopp, L., L. Resplandy, J. C. Orr, S. C. Doney, J. P. Dunne, M. Gehlen, P. Halloran, C. Heinze, T. Ilyina, R. Séférian, J. Tjiputra and M. Vichi (2013) Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models. *Biogeosciences*, **10**, 6225–6245.

Broecker, W. S. (1991) The great ocean conveyor.

Oceanography, 4(2), 79-89.

- Chikamoto, M. O., A. Abe-Ouchi, A. Oka, R. Ohgaito and A. Timmermann (2012) Quantifying the ocean's role in glacial CO₂ reductions. *Climate of the Past*, **8**(2), 545–563.
- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens and J. I. Antonov (2002) World Ocean Atlas 2001: objective analyses, data statistics, and figures: CD-ROM documentation. *National Oceanographic Data Center Internal Report 17*, 1–21.
- Cox, M. D. (1987) Isopycnal diffusion in a z-coordinate ocean model. Ocean Modelling, 74, 1–5.
- 江守正多(2008)地球温暖化の予測は「正しい」か?:不確 かな未来に科学が挑む.化学同人,京都.
- Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow and S. M. McKelvie (1990) A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer. *Journal of Marine Research*, 48(3), 591–639.
- Follows, M. J., S. Dutkiewicz, S. Grant and S. W. Chisholm (2007) Emergent biogeography of microbial communities in a model ocean. *Science*, **315**, 1843–1846.
- Fujii, M., Y. Nojiri, Y. Yamanaka and M. J. Kishi (2002) A onedimensional ecosystem model applied to time-series Station KNOT. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 49(24–25), 5441–5461.
- Gent, P. R. and J. C. McWilliams (1990) Isopycnal mixing in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, 20(1), 150–155.
- Hashioka, T., M. Vogt, Y. Yamanaka, C. Le Quéré, E. T. Buitenhuis, M. N. Aita, S. Alvain, L. Bopp, T. Hirata, I. Lima, S. Sailley and S. C. Doney (2013) Phytoplankton competition during the spring bloom in four plankton functional type models. *Biogeosciences*, **10**, 6833–6850.
- Hasumi, H. (2000) CCSR ocean component model (COCO) Version 2.1. *CCSR Report*, No. 13.
- Hasumi, H. and S. Emori (2004) *Kl coupled model (MIROC) description. Technical Report 1.* University of Tokyo, Center for Climate System Research, Tokyo, Japan.
- IPCC (2001) Climate Change 2001: The Science Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Key, R. M., A. Kozyr, C. L. Sabine, K. Lee, R. Wanninkhof, J. L. Bullister, R. A. Feely, F. J. Millero, C. Mordy and T.-H. Peng (2004) A global ocean carbon climatology: results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global biogeochemical cycles*, **18**(4), GB4031. doi:10.1029/2004GB002247.
- Kishi, M. J., S. I. Ito, B. A. Megrey, K. A. Rose and F. E. Werner (2011) A review of the NEMURO and NEMURO. FISH

models and their application to marine ecosystem investigations. *Journal of Oceanography*, **67**(1), 3–16.

- 小林英貴 (2018) Role of ocean carbon cycle in glacial reduction of carbon dioxide concentration (氷期の大気中二 酸化炭素濃度低下における海洋炭素循環の役割).東京大 学博士論文.
- Kobayashi, H., A. Abe-Ouchi and A. Oka (2015) Role of Southern Ocean stratification in glacial atmospheric CO₂ reduction evaluated by a three-dimensional ocean general circulation model. *Paleoceanography*, **30**(9), 1202–1216.
- Masuda, Y., Y. Yamanaka, T. Hirata and H. Nakano (2017) Competition and community assemblage dynamics within a phytoplankton functional group: simulation using an eddy-resolving model to disentangle deterministic and random effects. *Ecological Modelling*, **343**, 1–14.
- Martin, J. H., G. A. Knauer, D. M. Karl and W. W. Broenkow (1987) VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research, Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(2), 267–285.
- 中村有希 (2018) CMIP5 モデル結果解析による地球温暖化が 海洋基礎生産に与える影響の定量的評価.東京大学修士 論文.
- 野崎義行(1994)地球温暖化と海:炭素の循環から探る.東 京大学出版会,東京.
- Oka, A. and Y. Niwa (2013) Pacific deep circulation and ventilation controlled by tidal mixing away from the sea bottom. *Nature communications*, **4**, 2419. doi: 10.1038/ ncomms3419.
- Oka, A., A. Abe-Ouchi, M. O. Chikamoto and T. Ide (2011) Mechanisms controlling export production at the LGM: effects of changes in oceanic physical fields and atmospheric dust deposition. *Global Biogeochemical Cycles*, **25** (2),

GB2009. doi:10.1029/2009GB003628.

- Sarmiento, J. L. and N. Gruber (2013) Ocean biogeochemical dynamics. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA.
- Sarmiento, J. L., J. Dunne, A. Gnanadesikan, R. M. Key, K. Matsumoto and R. Slater (2002) A new estimate of the CaCO₃ to organic carbon export ratio. *Global Biogeochemical Cycles*, **16** (4), 1107. doi:10.1029/ 2002GB001919.
- 重光雅仁,山中康裕(2011) 生態系モデルを用いた海洋にお ける物質循環解析.地球化学,45(1),1-28.
- Sigman, D. M., M. P. Hain and G. H. Haug (2010) The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 466(7302), 47–55.
- Watanabe, S., T. Hajima, K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Okajima, T. Nozawa, H. Kawase, M. Abe, T. Yokohata, T. Ise, H. Sato, E. Kato, K. Takata, S. Emori and M. Kawamiya (2011) MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 845–872.
- 山中康裕(1997)海洋の生物地球化学的サイクルのモデリン グ — 日本気象学会 1996 年度堀内基金奨励賞講演. 天気, 44, 835-845.
- 山中康裕(2002)物質循環としての陸域・海洋生態系との相 互作用(海洋). 天気, **49**(1), 36-42.
- Yamanaka, Y. and E. Tajika (1996) The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the oceanic carbon cycle: studies using an ocean biogeochemical general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles*, **10**(2), 361–382.

南大洋における人為起源二酸化炭素の取り込み

川合 美千代1)

海洋は、これまで大気中に排出されてきた人為起源 CO₂の約 30%を取り込み、温暖化の抑制に貢献 してきた. このうちの 40%は南大洋で吸収されたと見積もられている. 人為起源 CO₂ はどのように 海洋に取り込まれるのか,吸収量はどのように推定されているのか,南大洋はなぜ大きな吸収源となっ ているのか、その吸収量はどのように変動しているのか、といった疑問と現在の知見に関して、最近 の研究のレビューを含めて紹介する. 南大洋における吸収量の見積もりは用いる推定方法によって大 きく異なっており、このことは、南大洋の海洋循環と CO₂ 循環の理解が不十分であることを示してい る. これらの定量的解明が将来の CO₂ 収支の予測において重要である.

Uptake of anthropogenic CO₂ in the Southern Ocean

Michiyo Yamamoto-Kawai¹

The Ocean has taken up about 30% of anthropogenic CO_2 released into atmosphere. The Southern Ocean has played a major role in this uptake. Here I review current understanding of what determines the amount of anthropogenic CO_2 to enter into the Southern Ocean, how we can estimate storage of anthropogenic CO_2 in the ocean, and how the uptake has been changing with time. Large discrepancies between estimates of anthropogenic CO_2 in the Southern Ocean indicate the need of better quantification of physical and biogeochemical processes in this ocean.

キーワード: 人為起源 CO₂, 海による取り込み, ルベール係数, 南大洋, 酸性化 Anthropogenic Carbon, Oceanic uptake, Revelle Factor, Southern Ocean, Ocean acidification

1. 人為起源二酸化炭素

大気中の二酸化炭素 (CO₂) 濃度は, 2017 年 11 月現在, 405 ppm (0.0405%) である¹ (Tans and Keeling, 2017). 18 世紀後半, イギリスで産業革命が始まった頃はおよそ 280 ppm だったと見積もられているので,約1.45 倍に 増加したことになる.この増加の原因は,石炭,石油と いった化石燃料の燃焼の他,セメント製造,土地利用変 化 (森林破壊など) によって大気中に排出された人為起

連絡先

川合 美千代

東京海洋大学学術研究院 海洋環境科学部門

〒108-8477 東京都港区港南 4-5-7 Tel. 03-5463-0753

101.00 0400 0700

e-mail:michiyo@kaiyodai.ac.jp 1) 東京海洋大学 学術研究院

1) 米永海件八子 子州研究院

Department of Ocean Sciences, Tokyo University of Marine Science and Technology, Tokyo, Japan

源の CO₂であるとされている. その年間排出量は年々 増加する傾向にあり,近年では炭素重量に換算して毎年 約 10 PgC (100 憶トン)が排出されている². 産業革命開 始以降 (1750 年から)現在までの総排出量はおよそ 650 PgC (6500 億トン) にのぼるが,現在大気中に蓄積され ているのはこのうちの約 40%で,残りは海と陸が 30% ずつ吸収したと見積もられている (Le Quéré et al., 2017;図1に1870年以降の変化を示す). もし海や陸に よる吸収がなければ,現在の大気中 CO₂ 濃度はすでに 600 ppm に近く,地球の平均気温は今より 1℃以上高 かったことになる. つまり,陸や海は温暖化の緩和に重 要な役割を果たしてきたのである.

本稿では,海への人為起源 CO2 吸収のしくみについて 述べる.また,そのうちの 40%を吸収しているといわれ

¹ハワイ島マウナロア山にある気象観測所の測定値. 乾燥空気中 の濃度.

² PgC はペタ [10¹⁵] グラム炭素という単位で、1 ペタグラム (1× 10¹⁵ g) は 10 億トン (1×10⁹トン) あるいは 1 ギガトンと同じ.



図1:1870 年から 2016 年までの CO₂ 排出量と吸収量の経年変化. Le Quéré et al. (2016) を 改変.

る南大洋が他の海とどう違うのか,この40%はどのよう に見積もられたのか,吸収量はどう変化しているのかと いったことについて現在の知見をまとめて紹介する.な お,ここでいう「人為起源 CO₂」は,「産業革命以降,大 気中 CO₂ 濃度の上昇によって海水中に増えた CO₂」と し,産業革命以前にも同様に海水中に溶けていたであろ う CO₂ は自然由来 CO₂ として区別して扱う.

もう一つの重要な吸収源である陸については本稿の内 容から外れるため、ここでごく簡単に触れておく. 陸へ の人為起源 CO₂ の吸収は、大気中 CO₂ 増加、気温上昇、 人為起源窒素の供給などで植物の光合成が促進されるこ とでおこると考えられている(Fernández-Martinez et al., 2017). その一方、陸では人間による土地利用変化に よって CO₂ が排出されてきた. つまり、陸は人為起源 CO₂ の重要な排出源であり、同時に重要な吸収源でもあ る. 産業革命開始以降から 2015 年までの積算では、陸 (土地利用変化) は人為起源 CO₂ の 30%強を排出し、同 時に陸(陸上植物による炭素固定) は人為起源 CO₂ の 30%弱を吸収してきた. その結果、陸は正味 25 PgC の 排出源であったと見積もられている(Le Quéré et al., 2016). ただし、図1からわかるように、1940年頃から は年間の吸収量が排出量を上回っており、正味の吸収源 となっていることがうかがえる(Khatiwala et al., 2009). しかし、陸の人為起源 CO₂ 排出量と吸収量の見積もりは かなり大きな不確かさを持つことが指摘されており、こ れまでの排出・吸収量だけでなく、今後の役割について も様々な議論が行われているところである(例えば Arneth et al., 2017; Wang et al., 2017; Peñuelas et al., 2017).

2. 人為起源二酸化炭素の海への取り込み

2.1 ヘンリーの法則とルベール係数

図1によると、海は常に人為起源 CO₂ の吸収源として 働いてきた. どのような仕組みで吸収してきたのだろう か. 大気中に増加した CO₂ の一部は、表層での大気-海 洋間のガス交換によって海洋内部に溶け込む. このプロ セスは、高校の化学の教科書に出てくる「ヘンリーの法 則」にしたがって起こる.「一定温度で一定量の溶媒に 溶ける気体の物質量はその気体の圧力に比例する」とい う法則なので,大気中の CO₂ 濃度が高くなって CO₂分 圧³(濃度に気圧をかけたもので単位は µatm)が上がる と,海水に溶ける CO₂の量も比例して増加することにな る.それでは,大気中濃度が1.45倍になった現在,海に 溶けている CO₂の量も産業革命以前に比べて1.45倍に なったのだろうか.そんなことはない.理由は二つあ る.一つ目の理由としては,ヘンリーの法則に従って大 気と平衡になる(なろうとする)のは,海洋表面で大気 に接した海水だけだからである.二つ目の理由として は,海水に溶けた CO₂ は溶存 CO₂ としてだけではなく, 様々な化学種に変化して海水中に存在するが,直接ヘン リーの法則に従うのは溶存 CO₂ のみだからである.

一つ目の理由については、大気に接する海水が多けれ ば多いほど、より多量の人為起源 CO₂を海が取り込むこ とができるということである.このため、海の上下(上 層と下層)の水のかき混ぜ具合が鍵となる.これについ ては、海洋における実際の状況を踏まえながら後に示す. 二つ目の理由については、海水中の化学反応に関するも ので、わかりにくいプロセスなので、ここで詳しく説明 する.

CO₂が海水に溶けると,式(1)と(2)の反応が右向き におこり,溶存 CO₂に加えて,炭酸水素イオン(HCO₃⁻), 炭酸イオン(CO₃²⁻)の3つの化学種に分かれる⁴.

$$\mathrm{CO}_2 + \mathrm{H}_2\mathrm{O} \rightleftharpoons \mathrm{H}\mathrm{CO}_3^- + \mathrm{H}^+ \tag{1}$$

$$HCO_{3}^{-} \rightleftharpoons CO_{3}^{2-} + H^{+}$$
(2)

海水中のこれら3つの化学種の合計を全炭酸 (Dissolved Inorganic Carbon, DIC) と呼ぶ.全炭酸に占めるそれぞ れの化学種の割合は,水温,塩分,アルカリ度によって 変化し,表層海水平均では HCO₃⁻が 88.6%, CO₃²⁻が 10.9%, CO₂が 0.5%である (アルカリ度については本 巻の岡を参照,海水中の CO₂ 関連化学は Zeebe and Wolf-Gladrow (2001) に詳しい).

人為起源 CO₂ 増加により大気中 CO₂ 分圧が上がると, ヘンリーの法則に従って溶存 CO₂ 濃度([CO₂])が増加 する.[CO₂]が増加すると式(1)の反応が右に進み,水 素イオン(H⁺)が増える.すると,増えたH⁺を減らす 方向に平衡が動き,式(2)が左に進む⁵.これらの反応 を合わせると式(3)となる.

$$CO_2 + CO_3^{2-} + H_2O \rightarrow 2HCO_3^{-}$$
 (3)

式(3)から、 $[CO_2]$ が増えると、その一部は CO_3^{2-} を 消費して HCO_3^- に変えられることが分かる.このこと が、人為起源 CO_2 の吸収効率に関係している。例えば、 大気中 CO_2 が2倍になると、 $[CO_2]$ が2倍になるまで CO_2 を溶かすことができるが、増えた CO_2 がどんどん HCO_3^- に変換されれば、さらに多くの CO_2 を吸収する ことができ、結果として海水中の全炭酸を大きく増やす ことになる。そして、この増えた全炭酸の量が、「海水に 取り込まれた人為起源 CO_2 の量」となる。つまり、 $[CO_2]$ の増加に対して、海水中の全炭酸量の増加が大きいほど、 人為起源 CO_2 を効率よく吸収できたことになる。

この効率を表す指標として式(4)に示すルベール係数 (RF: Revelle factor)がある (Revelle and Suess, 1957; Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001).

$$RF = \frac{\partial [CO_2] / [CO_2]}{\partial DIC / DIC}$$
(4)

式(4)の分子は[CO₂]の変化率,分母は全炭酸濃度(DIC) の変化率をあらわしている.RF が小さいほど大気中 CO₂の増加に追従して海水の全炭酸濃度が増加すること を意味し,人為起源 CO₂吸収効率が高いことになる.現 在の表層海水の RF は 8~15 である(図 2).例えば CO₂ 分圧が 2 倍に上昇して [CO₂] が 2 倍(式(4)の分子が 1)になったとき,海水中の全炭酸量の増加率は $1/8 \sim 1/$ 15 である.CO₂ が 2 倍になっても,全炭酸は 10%ほど しか増えないこと,海域によって 12.5% (RF=8)から 6.7% (RF=15)と大きく異なることが分かる.10%の 変化というと小さく聞こえるが,そもそも海水中の全炭 酸は [CO₂] に比べて 200 倍ほど多い(海域毎に異なり 80~250 倍程度).その 10%ということは [CO₂]の 20 倍である.つまり,[CO₂]として増えた量の 20 倍もの 人為起源 CO₂ を吸収していることになる.

図2に明らかなように, RF は熱帯域で小さく, 極域 で大きい.実は本稿で注目しようとする南大洋は RF が 大きく, 化学的な観点からは人為起源 CO₂ 吸収効率が低 い海域なのである.「冷たい水は CO₂ をよく溶かす」と

³ CO₂ 分圧は大気圧 P (atm),水蒸気圧 e (atm),乾燥大気中 CO₂ 濃度 xCO₂ (ppm)から次の式で求める: pCO₂ = (P-e)×xCO₂.

⁴ 実際には溶存 CO₂ (CO₂aq), 遊離炭酸 (H₂CO₃), 炭酸水素イオン, 炭酸イオンの4種類だが,本稿では CO₂aq と H₂CO₃ をあわせたものを溶存 CO₂ と称する (CO₂*aq, H₂CO₃* などの名称でも呼ばれる).海水中の H₂CO₃ は CO₂aq の 0.3%以下である.

⁵ このように,海水は水素イオン濃度([H⁺])を一定に保とうと する働き(緩衝作用)を持つ緩衝溶液である.海水中では CO³²⁻の他にも様々な化学物質が緩衝作用に関与している.



図2:表層海水のルベール係数. GLODAP-v2.1 データセット (Olsen et al., 2016) に含まれる 1973-1999 年の観測データを用いて算出.

いうことを知っている人は混乱してしまうかもしれな い. 事実, 南大洋の海水は冷たくてしかも高アルカリ度 という CO₂をたくさん溶かすための条件を備えており、 そもそも産業革命以前の全炭酸濃度(自然由来の CO2 が 溶けている量)が他の海域に比べて高い(図 3a).しか し、海水に取り込まれる人為起源 CO2 の量は「大気中 CO2分圧上昇に伴う全炭酸の増加量」であり、南大洋と 北極海で小さく、熱帯域で大きいのである(図3b).こ れは次のように説明できる。水温が低い海水は自然由 来の CO2 を多く溶かしているので、全炭酸濃度が高い. すでに CO2 をたくさん溶かした海水は, CO2 分圧を上げ ても効率よく吸収できず、全炭酸の増加は小さい(RF が大きい)のである. また,同じように, CO2分圧上昇 によってより多くの CO2 を溶かすと、CO2 の吸収効率が 低下してくる (RF が大きくなる). このため, 今後 CO2 分圧が上がり続けると、海洋による人為起源 CO2 の吸収 効率はどんどん低下していく.図 3c に示したように、 もともと RFの大きい南大洋の海水は、この CO2 分圧に 対する RF の上昇率も大きい. 一方の熱帯域はもともと RF が小さいうえに、CO2分圧に対する上昇が緩やかな ため、長期にわたって比較的効率よく人為起源 CO2 を吸 収することができる (Fassbender et al., 2017). ここま でについてまとめると、「南大洋は低温・高アルカリ度な ため、自然由来の CO2 をたくさん溶かしているが、RF が高く人為起源 CO2 の吸収効率は低い. 今後この吸収

⁶より詳細に説明すると、[CO₃²⁻]が多い海水はCO₂をどんどん HCO₃⁻ に変えることができるため、RF が低い、[CO₃²⁻]はア ルカリ度と全炭酸の差(アルカリ度-全炭酸)で決まり、アル カリ度は海域による差は小さく、全炭酸は低温な海水で多い、 このため、低温な海水中には[CO₃²⁻]が少なく、RF が高く、 人為起源 CO₂ の吸収効率が低い。



図3:大気中 CO₂ 分圧を産業革命以前の値から上昇させたと きの(a)海水中全炭酸濃度の変化,(b)産業革命以前からの 全炭酸濃度の増加量,(c) RF の変化.青:北極海(31,0℃, 2100 µmol kg⁻¹),黒:北西太平洋(34,22℃,2300 µmol kg⁻¹), 赤:熱帯域(35,28℃,2300 µmol kg⁻¹),緑:南大洋(34, 0℃,2300µmol kg⁻¹).カッコ内に示した海域ごとの代表的 な塩分,水温,アルカリ度を用い,常に大気と平衡状態にあ ると仮定して計算.



図4:各海域における年間最大混合層深度(m). de Boyer Montégut et al. (2004) から改変.

効率はさらに低くなる.」となる.

2.2 海水の上下混合

南大洋は人為起源 CO2 の吸収において化学的には効 率が良くないことは上で述べた. それでは、海による人 為起源 CO2 吸収のうち,約40%が南大洋で起きている (Khatiwala et al., 2009; Frölicher et al., 2015) というのは なぜなのだろうか. そのカギになるのは前述の「海の上 下のかき混ぜ具合」である. 大気中に増えた人為起源 CO2と接することができるのは表層海水だけなので、よ り多くの海水が入れ代わり立ち代わり大気に接すること ができれば、吸収効率が低くても、たくさんの人為起源 CO2を吸収することができる。毎年、表層からどの深さ までの水がしっかりかき混ぜられているか(年間最大混 合層深度)を示したのが図4である.ほとんどの海域で は100m以下である。海の平均水深は3800mなので、 毎年大気に接することのできる海水は3%程度でしかな い.一方,北部北大西洋と南大洋の混合層深度は200m を超え,他の海域に比べて2倍以上である。南大洋はそ の面積も広いため、世界中で最も大量の海水が大気に接 し、人為起源 CO2 を吸収できる海だといえる、しかも、 南大洋で大気に接した海水は、中層や深層に沈みこみ、 長い間大気との接触から隔離される. 南大洋で沈み込ん だ南極底層水 (AABW) を起源とする水は、全海洋の 30-40%を占め、北大西洋深層水 (NADW) 起源の水の 約2倍にも及ぶ(本巻の大島を参照).南大洋では,

AABW の他にも南極中層水 (AAIW) や亜南極モード 水 (SAMW) といった水塊も形成され、世界の海の中層 や亜表層に広範囲に広がっている。これらの水塊は、沈 み込んで大気と隔離されてから数10年から1000年経た ないと表層に戻ってこない (Primeau and Holzer, 2006). つまり,南大洋では大量の海水が人為起源 CO2 を取り込 み、表層よりも下の層へ長期間隔離していることになる. このことは長期的観点からみて重要である。将来 CO2 排出規制や CO₂の回収・貯蔵(CCS)などにより大気中 CO2 濃度が減少し始めた場合,それまでに海洋に蓄えら れてきた人為起源 CO2 が逆に大気に放出されることに なると予想される.この際,人為起源 CO2 を多く含んで いるが常に大気に接している表層水からはすぐに放出が 始まると考えられる.しかし、AABW のように長い期 間表層に出てこない海水に隔離された人為起源 CO2 は, しばらく大気に戻されることがない. この点を考える と、現在海が人為起源 CO2 をどれだけ吸収しているかだ けではなく, 取り込まれた CO2 がどこに運ばれるかとい うことも重要なポイントとなる.

また、南大洋では沈み込む水を補うように大量の別の 水が下から上がってくる(湧昇).これは、主に NADW を起源とするもので、南大洋に来るまでに数 100 年以上 の時間を経ている。産業革命以前に沈み込んだ海水が初 めて人為起源 CO₂ に触れることになるため、人為起源 CO₂ を一気に吸収することができる。加えて、南大洋の 強い風も、素早い人為起源 CO₂ の取り込みを助けてい る.以上をまとめると,南大洋が人為起源 CO₂ を(化学 的な効率は良くないにもかかわらず)その他の海域より も多く吸収しているその主な原因は,大量の海水が表層 で大気に接することと,人為起源 CO₂ を含まない古い水 が表層に上がってくることであるといえる.

3. 人為起源 CO2 と自然由来 CO2

ここで改めて、人為起源 CO2 と自然由来 CO2 につい て説明しておく. 最初に述べた通り, 本稿では「人為起 源 CO2」を「産業革命以降の大気中 CO2 分圧の上昇に応 答して海水中に増えた CO₂」、「自然由来 CO₂」を「人為 起源 CO2 がなくても(産業革命以前の海でも)海水に溶 けているであろう CO₂」と定義する. 両者は同じ CO₂ で あり、区別して測定できるものではなく、後述のような 計算によって分離されるものである.現在の海水に溶け ている CO₂ の量(全炭酸濃度)は 2000~2500 μmol kg⁻¹ であるが(本巻の岡 図7を参照),そのうち人為起源 CO₂は多くて 70 µmol kg⁻¹ 程度, 3%以下でしかない. つまり全炭酸のうちのほとんどは、自然由来 CO2 であ る.このため、海洋における全炭酸の分布や大気-海洋 間の CO₂ 収支は、主に自然由来 CO₂ の挙動が決めてお り、人為起源 CO2 はそこに加わったほんの一部である. これらの海洋中での循環や大気-海洋間のやりとりにつ いては Heinze et al. (2015) や本巻の岡などに詳しくまと められているが、ここでは人為起源 CO2 の分布や挙動が 自然由来 CO₂ とどのように異なるのかという点に注目 して述べる.

まずは分布である. 自然由来 CO₂ の濃度は (全炭酸濃 度も)表層よりも中深層で高く, 沈み込んで大気と隔離 されてから長時間を経た古い水で高い. これは, 表層で の生物活動によって CO₂ が有機物や炭酸カルシウムに とりこまれ, やがて粒子 (死骸や排泄物)として沈降し, 中深層で微生物等による分解を受けて海水に溶けだすこ とによる (図 5). 古い水ほどこのプロセスを多く経験し ているため, 大量の自然由来 CO₂ をため込んでいる. 一 方, 人為起源 CO₂ は表層で多く, 近年大気に接した新し い水に多い. 人為起源 CO₂ は表層で大気に接した新水 だけに入り, 新しい水ほど人為起源 CO₂ をより多く含む 大気に接するためである.

次に大気-海洋間の CO₂ のやりとりについてである. 自然由来 CO₂ に関しては,大気から海に吸収される場合 もあれば,海から大気へ放出される場合もあり,海域や, 季節によって異なる (Takahashi et al., 2009). 表層海水 中 CO₂ 濃度が,大気と平衡にある場合の CO₂ 濃度 (平衡



図5:全炭酸の鉛直分布とその濃度を支配する要因(野崎, 1994 を参考に作図).南大洋(50°S,115°E)の例を示す.青 色は280 ppmの大気との平衡にあった時の全炭酸濃度で,水 温・塩分・アルカリ度によって変化する.灰色,緑色,橙色は それぞれ,炭酸カルシウムの溶解,有機物の分解,人為起源 CO2 によって増加した全炭酸.2005 年の観測データから算 出.

濃度)に比べて高ければ海からの放出,低ければ海への吸収となり,差が大きいほどより大量のCO2をやりとりすることができる。海から大気への放出が起きるのは、CO2を過剰に蓄えた古い水が表層に上がってきたときや、海水が暖められてCO2が過飽和状態になったとき(暖かくなると溶解度が下がる)である。逆に、海への吸収が起きるのは、海水が冷やされたときや光合成によってCO2が消費された時である。

一方の人為起源 CO₂ は、大気から海への一方通行であ る.大気中 CO₂ 分圧が上昇すると、自然由来の CO₂ を 吸収していた海域では、吸収量が増加し、逆に放出して いた海域では放出量が減少する.いずれにしても海水中 の CO₂ (全炭酸)が増える方向である.このときの「減っ た放出量」や「増えた吸収量」が大気中 CO₂ 増加によっ て海水中に増えた CO₂ 量であり、すなわち人為起源 CO₂ となる.

南大洋は、大量の古い水が表層に上がってくる(湧昇 する)ため、自然由来 CO₂の放出源となる、そして、大 気中 CO₂分圧上昇によってこの放出量が減少すること で、人為起源 CO₂ を海に蓄えている. さらに先述の通り、次から次へと古い水が CO₂ 分圧の上昇した大気に接するため、大量の人為起源 CO₂ の吸収海域となっているのである.

また、南大洋の中でも海域によっては大規模な生物生 産や冷却の影響が古い水の湧昇の影響を上回り、自然由 来 CO₂ の吸収源としてはたらくこともある.以前は南 大洋全体では正味の CO₂ 吸収域と考えられてきたが (Takahashi et al., 2009)、これまでの見積もりは放出量 を過小評価していた可能性が指摘されている(Williams et al., 2017).つまり南大洋全域での正味の CO₂ の吸収 量を過大評価していたことになる.いずれにしても南大 洋は、大気-海洋間の自然由来 CO₂ の交換についても重 要な海域であることは間違いない.

海洋中の人為起源二酸化炭素取り込み量の推 定

実際に南大洋を含む海洋にはどれほどの人為起源 CO₂ が吸収されているのだろうか.その推定方法をいくつか 紹介する.いずれも、南大洋が最も重要な人為起源 CO₂ 取り込み海域であると同時に、見積もりの不確かさが最 も大きい海域であることを示している.

4.1 モデルを用いた推定

海洋への人為起源 CO2 の取り込み量は, 化学的な吸収 効率と、海水の上下混合によって決まることを述べた. これらのプロセスを含むモデルを用いれば、海のどこで どれだけの人為起源 CO2 が取り込まれるかを見積もる ことができる. モデル内で, 産業革命以前の CO2 分圧の もとで行ったシミュレーションと CO2 分圧を徐々に高 めたシミュレーションを行い、モデル海洋中の全炭酸の 増加分を人為起源 CO2 吸収量として算出するのである. この際、温暖化に伴う水温や生物生産、海洋循環の変化 に由来する全炭酸の変化分を人為起源 CO2 吸収量に含 める場合がある (Frölicher et al., 2015). 一方, これらを 「自然由来 CO₂ の変化」として「人為起源 CO₂ の吸収」 とは別々に扱う場合もある (DeVries et al., 2017). また, 後で紹介する観測データを用いた方法では、水温や海洋 循環は変化しないという仮定の下,大気 CO2 増加の影響 のみを考えている.したがって、異なる見積もり結果を 比較する際には「人為起源 CO2」の定義に注意する必要 がある. 今のところ, 水温・海洋循環による全炭酸の変 化量は5PgC ほどと比較的小さいが、今世紀末までには 数十 PgC に増加すると見積もられている(Le Quéré et al., 2010; Majkut et al., 2014).

複数のモデルの結果をあわせて解析した研究によると (Frölicher et al., 2015), 1870 年から 1995 年までに海洋 に取り込まれた CO2 は 97 ±8 PgC で, そのうち 30°S 以 南の南大洋での吸収が 42 PgC で, 全体の 40%に相当す る. 人為起源 CO2 が表層で多く取り込まれているのは 40-60°Sで(図 6a),大量の古い水が表層に湧昇してき て人為起源 CO2 を吸収し,再び下層へ沈み込む場所に一 致する.30°S以南の南大洋に存在している人為起源 CO₂は 33 PgC で, 取り込んだ量 42 PgC に比べて少なく なっており、最も多く蓄積しているのは 20-50°S である (図 6b). これは、取り込まれた人為起源 CO2 が主に AAIW や SAMW として低緯度側に輸送されているこ とを示している(本巻の勝又図9を参照).モデルから は、南大洋における人為起源 CO2 の取り込みの重要性が 明らかとなったが、一方でモデル間の見積もり差が最も 大きいのも南大洋である. 30°S以南の南大洋での吸収 量はモデルによって 32~52 PgC と大きく異なり、その 幅は全海洋吸収量の 20% にも相当する. Frölicher et al. (2015) では, 全球規模の人為起源 CO₂ 収支の決定に重要 である南大洋において,人為起源 CO2 吸収量の不確かさ を軽減することが急務であり、そのためには、南大洋に おける人為起源 CO2 取り込み過程を詳細に理解する必 要があると結論付けている.

4.2 全炭酸観測値からの推定方法(逆算法)

次に、観測データを用いた推定方法を紹介する.数多 くの船舶観測と、そのデータのとりまとめにより、現在 の海洋における全炭酸の分布はずいぶん明らかとなって きた (Olsen et al., 2016). しかし, 産業革命以前の観測 値がないため、人為起源 CO2 による全炭酸の増加分を直 接算出することはできない. そこで用いられてきたの が, 逆算法と呼ばれる方法である. まず, 観測された全 炭酸濃度は、産業革命以前に表層にあったときに持つは ずの全炭酸濃度,表層で人為起源 CO2 を吸収したことに よる増加分(人為起源 CO₂),海洋内部での有機物分解や 炭酸カルシウム溶解による増加分の和であると考える (図5).海洋内部での有機物分解と炭酸カルシウム溶解 による増加分は、溶存酸素、栄養塩、アルカリ度のデー タからそれぞれ推定することができる. 産業革命以前に 表層にあったときに持つはずの全炭酸濃度は、当時の大 気 CO2 濃度 (280 ppm) とその海水の水温, 塩分, アルカ リ度(これらは産業革命以前から変化していないと仮定) を用いて算出することができる. 観測された全炭酸濃度 からこれら3つの値を差し引くことで、人為起源 CO2 を



図6: 人為起源 CO₂の(a) 表層での取り込み量と(b) 存在量(1970 年から 1995 年までの積算値). モデルシミュレーションの結果. 単位は mol m⁻². Frölicher et al. (2015) の図を改変.

見積もることができる.この方法は、もともとは Brewer (1978) や Chen and Millero (1979) によって提案 されたもので、Gruber et al. (1996) がその改良版を ΔC* 法として提唱した.ΔC* 法は、表層での大気-海洋間の 非平衡分 (大気-海洋間の CO₂ 交換は時間がかかるため、 実際の表層海水は大気と平衡に達していない場合が多 い)を考慮することでより確からしい人為起源 CO₂ の見 積もりを行えるものである.ΔC* 法を全球の観測デー タに適用して海洋全体の人為起源 CO₂ 量を初めて見積 もったのが Sabine (2004) である.ΔC* 法では、CO₂ 非 平衡分を計算する際、その海水が表層にあった年代を推 定する必要があり、これは時間の情報を持った化学成分 (時系列トレーサー)の情報から推定される.人為起源 気体であるフロン (フロンは商品名で、一般名はクロロ フルオロカーボン (CFC))を用いる場合が多い.この 年代推定の際に,異なる年代に表層にあった水塊の混合 を考慮していないことや,有機物分解の見積もりに誤差 があること,年代によって変化するであろう非平衡分を 一定としていることなどがΔC*法による人為起源 CO₂ 見積もりの不確かさの原因として指摘されている.南大 洋は異なる水塊の混合が盛んで,表層での気体の非平衡 分の変化が大きい(古い水の湧昇や水温の変化などによ る)ため,より大きな不確かさが含まれていることが予 想される.近年では,海域毎の詳細な水塊混合や,モデ ルから推定した非平衡分の変化などを考慮に加えた逆算 法改良版の見積もりなども行われているが(例えば,南 大洋では Pardo et al., 2014),複雑で,仮定が数多くなっ てしまっていることは否めない.

もう一つ,全炭酸の観測値を用いた人為起源 CO₂ 推定 方法として,TrOCA 法を紹介しておく.この方法は, 有機物分解や炭酸カルシウム溶解の際には全炭酸・酸 素・アルカリ度が一定の割合で増減することから、お互 いの増減を差し引きすれば変化は0になるという考え方 で、これらの和は保存性成分であり、TrOCA (Tracer combining Oxygen, inorganic Carbon, and total Alkalinity)として定義する.保存性成分とは,生物活動 によって変化せず、海水の混合によってのみ変化する成 分のことである. 塩分は代表的な保存性成分である. TrOCA も生物活動によって変化しないが、人為起源の CO₂が加わった場合には高くなる. Touratier and Goyet (2004) と Touratier et al. (2007) では, 産業革命以前の TrOCA(TrOCA^{PI})を水温とアルカリ度から推定する 式を提案し、現在の TrOCA との差から、人為起源 CO2 の量を見積もった.この方法のミソは TrOCA^{PI}である が、モデルを用いた検証研究によると、海域毎に水温・ アルカリ度と TrOCA^{PI}の関係が異なる可能性が指摘さ れている (Yool et al., 2010). TrOCA 法は計算が簡単 で、フロンなど特別な成分の測定値が不要であることか ら. 近年様々な海域の研究に使用されているが(南大洋 では Shadwick et al., 2014), 海域ごとの TrOCA^{PI}の式 の検討が必要なようである.

4.3 時系列トレーサー観測値からの推定方法

全炭酸の観測値を用いず、他の化学成分のデータから 海水中の人為起源 CO2 を見積もる方法がある.フロン などの時間軸を持つトレーサー(時系列トレーサー)の 観測値を用いて海水の年齢や履歴を推定し、その海水が 含むであろう人為起源 CO2 量を推定するもので、TTD (Transit Time Distribution) 法 (Waugh et al., 2006), あ るいはグリーン関数法(GF 法: Khatiwala et al., 2009) と呼ばれる.この方法では人為起源 CO2 もフロンのよ うな不活性気体と同様に、生物活動の影響を受けずに海 洋内部を移動する保存性成分として考える。ある観測点 のある時における各成分の濃度は、起源海域での濃度の 変遷と、そこから観測点に到着するまでの時間(海水の 年齢) で決まる. このとき, 観測される海水はある程度 の年齢の幅をもつ水の集合体であることを考慮したのが TTD 法である (Holzer and Hall, 2000). 年齢の頻度分 布と幅をグリーン関数と呼ばれる関数であらわし、海水 の平均年齢と年齢幅をフロンや六フッ化硫黄 (SF6) な どの時系列トレーサーの値から決定する.次に、その平 均年齢と年齢幅を持つ水の集合体が含むであろう人為起 源 CO₂ 濃度を推定する.全球のフロン 12(CFC-12)の 観測値を用いて TTD 法による人為起源 CO2の見積も りを行ったのが Waugh et al. (2006) である. TTD は年 齢の幅を考慮してはいるが,あくまでも同じ海域から来 た同じ水塊についての年齢幅である.また,表層での非 平衡分を一定としている.これらの仮定は,ΔC*と同 様に,南大洋での不確かさを高める原因となりうる. Waugh et al. (2006)では,モデル海洋内でTTD法の有 効性がチェックされており,その結果,南大洋では TTD 法による見積もりが 60%も過大評価となっている ことが示されている.

その後、Khatiwara et al. (2009) は、異なる海域を起源 とする複数の水塊の混合と、表層での CO₂ 非平衡分の時 間変化を考慮して、より正確と考えられる人為起源 CO₂ の見積もりを行った.水塊混合の推定には水温、塩分、 PO₄*(リン酸塩と酸素から算出する保存性成分)、年齢 幅の推定には2種類のフロン(CFC-11 と CFC-12)と放 射性炭素を用いた.Khatiwara et al. (2009)の見積もり 方法は、TTD 法と区別するためにグリーン関数法(GF 法)と呼ばれている.GF 法では、各水塊がどの海域か ら来たかを定量的に推定するため、人為起源 CO₂の存在 量だけでなく、海域毎の取り込み量も見積もることがで きる.ただし、この方法においても海域毎の非平衡分の 見積もりの妥当性などの検証が必要である.

4.4 見積もり結果の比較

△C* 法を用いて海洋全体の人為起源 CO2 量の見積も りを行った Sabine et al. (2004) によると、産業革命以前 から1994年までに海水中に取り込まれた人為起源 CO2 量は 118 ± 19 PgC であった. また, 北大西洋の NADW 形成域と、南大洋の AAIW や SAMW の形成域に人為 起源 CO2 量が多く, 14-50°S の範囲内に全人為起源 CO2 の 40%が存在しているという結果となった. Waugh et al. (2006) による TTD 法と Khatiwara et al. (2009) の GF 法の結果では、1994年までの海水中に取り込まれた人為 起源 CO₂ 量が, それぞれ 94~121 PgC, 114 ± 22 PgC と 見積もられた. なお、これら3つの見積もりに使用され た全球観測値データセット(GLODAPv1)には沿岸域, 北極海, 地中海などが含まれていなかったため, 6%程度 の過小評価となっている (Khatiwala et al., 2013; Frölicher et al., 2015). 各見積もりの結果は海洋全体の 人為起源 CO2 存在量としては一致しているが、海域毎の 分布には有意な差があり、特に差が大きいのが南大洋で ある (Wang et al., 2012; Pardo et al., 2014). 図7に南大 洋でΔC*法, TrOCA法, TTD法 (CFC-12) を用いて 人為起源 CO₂ を見積もった例を示す(橋本, 2018). ど の推定方法でも、表層から下層向けて濃度が低下してい ること、北側でより深くまで高いこと、50°S以南の底層



図7:南大洋オーストラリア南部(左下の観測ライン沿い)における観測ベースの人為起源 CO₂の見積もり例(橋本,2018:観測 データは GLODAP-v2.1 データセットから).右は上から Δ C*法,TrOCA法,TTD法(CFC-12)の結果.単位は μ mol kg⁻¹.左上は Carter et al. (2008)を参考に分類した水塊分布を示す(濃青:亜南極モード水(SAMW),薄青:南極表層水(AASW),緑: 南極中層水(AAIW),黄:周極深層水上部(UCDW),赤:周極深層水下部(LCDW)),桃:南極底層水(AABW).

でやや高いことについては同様な傾向を示している.水 塊分布と比べてみると、北部では SAMW と AAIW、南 部では AABW により人為起源 CO2 が中層や底層に運 ばれている様子がわかる.しかし、絶対値や詳細な分布 は推定方法によって異なり、表層では TrOCA 法が最も 高い値を示し、底層では△C*法が低い値を示す傾向に あることがわかる. TTD 法は表層ではΔC*, 底層では TrOCA 法に似た値となっているが、実は同じ TTD 法 でも用いる時系列トレーサーを CFC-12 から SF₆ に変え た場合には見積もり結果が変わってしまう(橋本,2018). また、図7には示していない GF 法の見積もり値は、南 大洋においてはΔC* 法と TTD 法の間の値をとる傾向 にあることが知られている(Wang et al., 2012). これら の方法間の差により、南大洋全体の人為起源 CO2 存在量 の見積もり結果は 30 PgC から 49 PgC と大きく異なる (Wang et al., 2012). 南大洋における人為起源 CO2 量を より正確に見積もるためには、やはり、異なる水塊の混 合と、CO2、フロンやSF6、溶存酸素などの異なる気体の 非平衡分に関する定量的理解が重要である.

Frölicher et al. (2015) のモデルシミュレーションを用 いた見積もりによると, 1995 年における海洋中人為起源 CO2量は97±8PgCであった. また, GLODAP データ に含まれる海域に限ると 90±7 PgC であった. この値 は観測ベースの見積もりよりも小さい. しかし近年の研 究によると、この差は「産業革命以前」に対する設定の 差であることが指摘されている (Bronselaer et al., 2017). Frölicher et al. (2015) では化石燃料起源の CO2 が増加した 1850 年以降の人為起源 CO2 を見積もった が、実際にはそれ以前にも土地利用変化による人為起源 CO2 排出があった. 観測ベースの見積もりでは 1850 年 以前の CO2 増加の影響も含まれており、このため、両者 に差が生じていたと考えられる.この点を修正した結 果、観測ベースとモデルシミュレーションの見積もりは よく一致した (Bronselaer et al., 2017). しかしながら, モデルは南大洋における人為起源 CO2 を過小評価する 傾向にあり、その原因は、南大洋における風の場がモデ ルでうまく再現できていないためであろうと推察されて いる.

4.5 その他の推定方法

観測値を用いた人為起源 CO2 取り込み量の推定には 他にもいくつかの方法がある.例えば、全球規模の表層
海水中 CO2 濃度データから、大気-海洋間の CO2 フラッ クスを見積もる方法(例えば Takahashi et al., 2009),同 じ海域における繰り返し観測の結果から全炭酸の増加分 を実測する方法 (例えば Murata et al., 2008; Wakita et al., 2010), その際に、測定頻度が高い他のパラメーターから 全炭酸の値を推定し、詳細な時空間分布を復元してより 詳細な見積もりを行う方法 (eMLR 法: Friis et al., 2005) などである. これらは本稿で紹介した産業革命以前から の総取り込み量でなく、人為起源 CO2の現在の取り込み 速度を見積もる方法である.各方法の詳細や比較につい ては, Sabine and Tanhua (2010) や Khatiwala et al. (2013) を参照していただきたい. また, 近年は観測値とモデル の融合 (インバース法, データ同化) により, モデルベー スと観測ベースの推定方法の欠点を補いあうような見積 もりも行われているが、それでも南大洋における不確か さはいまだ大きい (例えば Gerber and Joos, 2010; DeVries, 2014).

5. 南大洋における二酸化炭素取り込み量の変化 について

本稿では、海洋中の全炭酸のほんの一部でしかない人 為起源 CO2 について述べてきたが、大気中 CO2 増加に よらない自然由来の CO2 の変化も、大気-海洋間の CO2 収支と気候変動の関連を理解するうえでは大事である. 4.1 で述べたように、産業革命以降の人為起源 CO2 取り 込み総量に比べると、この変化は今のところ小さいとモ デルからは予想されている.しかし,海域によっては有 意な変化が観測されているし、短期間の CO2 収支の変動 を議論する場合には水温や海洋循環の変化を無視できな い. また, 温暖化によって自然由来 CO₂ の変化がより大 きくなるとも予想されている. 南大洋は、この自然由来 CO2の変化においても重要な海域であることは先述のと おりである. 実際, 1990年代に大気から海洋への CO2 吸収量が減少したことがモデルや観測の結果から示され たが、その原因は南大洋において風が強化され、下層の 古い水の湧昇が強まったことにより、海洋から大気への 自然由来 CO₂ 放出が増えたためと考えられている(Le Quéré et al., 2017). その後 2000 年代には南大洋への CO2 吸収量が増加していること明らかとなり、南大洋に おける CO₂ の吸収・放出は以前に考えられていたよりも 変化が激しいことが分かってきた(Landschützer et al., 2015). DeVries et al. (2017) によると、1980 年に比べて 1990年代には海洋上部 (0-1000 m)の循環が強化し,南 大洋での湧昇を40%も増加させたことで、海から大気へ の自然由来 CO₂ 放出量が増えた.一方,2000 年代には 逆に海洋上部の循環が弱まり,南大洋の湧昇を弱めると 同時に別の海域でも CO₂ フラックスを変化させ,全体と して大気から海洋への CO₂ 吸収を増加させていた.た だし,DeVries et al. (2017) は観測を説明するためのイン バースモデルを用いた解析であり,循環の強弱そのもの のメカニズムは明らかになっていない (Fletcher, 2017). また,DeVries et al. (2017) では,循環の変化による自然 由来 CO₂ の変化と,人為起源 CO₂ の取り込み量の変化 を別々に取り扱っている.1990 年代に海洋循環が強化 した際には,海への自然由来 CO₂ 吸収は減少したが,大 気に接してから沈みこむ SAMW や AAIW の量が増え たため,人為起源 CO₂ の取り込みは増加していた.その 後 2000 年代に循環が弱化した時には逆に人為起源 CO₂ の取り込みは減少したと見積もっている.

今後の南大洋では、気温の上昇、降水と氷床融解水の 増加とそれらに伴う成層の強化、一方で風の強化による 循環の強化などが予測されている. これらは自然由来と 人為起源の両方の CO2 収支に影響を及ぼすと考えられ るが、その正味の影響については不明である (Dufour et al. 2015). 南大洋における長期のモニタリングは、今後 の全球規模の自然由来と人為起源両方の CO2 収支を推 測するうえで必須の情報であるといえる.現在,南大洋 に200もの自動観測フロートを投入し、水温や塩分だけ でなく、CO2に関連する化学成分もモニタリングしよう というプロジェクトがアメリカで進められている (SOCCOM, https://soccom.princeton.edu/). 約半数の フロートがすでに投入されて観測を開始しており、冬季 に南大洋から大気へ放出される CO2 が以前に考えられ ていたより多いことが明らかになってきた(Williams et al., 2017). 今後の継続的なモニタリングと、得られた データを基にしたモデルの改善により, 南大洋における 大気-海洋間の CO₂ のやり取りとその変動が定量的に解 明されることが期待される.

6. 人為起源二酸化炭素の取り込みと海洋酸性化 問題

最後に、海洋酸性化問題について少しだけ言及してお く.式(1)~(3)に示されたように、海への CO₂の溶入 は、CO₂濃度と H⁺ 濃度の増加((1)より)と CO₃²⁻ 濃度 の減少((3)より)を伴う.人為起源 CO₂の増加やその 他の原因によって、長期間にわたって H⁺濃度が増加す ることを海洋酸性化と呼ぶ.また、このとき同時におこ る CO₂ 濃度の増加や CO₃²⁻ 濃度の減少その他の化学変 化とその影響を併せて総合的に「海洋酸性化問題」と呼 ぶ場合が多い. CO2 濃度は光合成に、H+ は様々な海洋 生物の代謝などに影響を及ぼし、CO32-の減少は石灰化 生物(サンゴ、貝類など)による炭酸カルシウムの殻や 骨格の形成を妨げる働きをする. 人為起源 CO2の海洋 への取り込みは、温暖化抑制という面からはありがたい ことであるが、海洋生物、特に石灰化生物にとっては負 の影響を与えてしまう可能性がある。海洋酸性化は全球 の海洋で進行しているが、そもそも大量の CO2 を溶かし ている南大洋においては、比較的早い時期に生物への影 響が表れるだろうと懸念されている.実際,南大洋に生 息する石灰化生物の代表である翼足類の殻の現場海水中 での溶解が確認されている(Bednarsek et al., 2012). ま た、温暖化と酸性化の影響を調べた培養実験では、翼足 類の死亡率の増加が観察されている(Gardner et al., 2018). 翼足類は、南大洋における主要な動物プランク トンであり、食物網において重要なだけでなく、表層か ら下層への有機物(炭素)の輸送においても重要な種で あることが知られている.このため、南大洋における人 為起源 CO2 の取り込みは海洋酸性化を引き起こし、生態 系の変化と海洋炭素循環の変化を引き起こすことが予想 される.

7. まとめ

南大洋は、大量の人為起源 CO2 を大気から吸収・除去 し、温暖化の抑制に貢献してきた、このことは、モデル シミュレーションからも観測の結果からも一致した認識 である.これは、大量の古い海水が表層で大気に接し、 人為起源 CO2 を大量に取り込んで中深層に隔離すると いう海洋循環システムの働きによる.一方,南大洋は, 化学的には人為起源 CO2 吸収効率が低く, 今後さらに低 下すると予想されている. 南大洋における人為起源 CO2 取り込み量は、用いるモデルや観測値からの推定方法の 違いによって見積もり値の差が大きい、このことは、南 大洋における海洋循環や CO2 循環の定量的理解が不十 分であることを示しており、将来の人為起源 CO2 の海洋 への取り込み、海洋の炭素循環、南大洋における海洋酸 性化の予測を不確実なものとしている. その改善のため には、広大な南大洋の観測データの充実、長期モニタリ ング観測、大規模な沈み込みの起きる時期でありながら 船舶観測が限られている冬季の観測などにより、南大洋 の CO₂ に関わる様々なメカニズムを定量的に解明する ことが必要である.また、水温や海洋循環の変化による CO2 収支の変化や、海洋酸性化による生物への影響がも

たらす CO₂ 循環へのフィードバックについての理解も ますます重要となるだろう.

謝辞

本稿の執筆に際し,海洋研究開発機構の村田昌彦博士 と脇田昌英博士,北海道大学の大島慶一郎博士,渡邉豊 博士,北川暁子氏,名古屋大学の須藤斎博士,東京海洋 大学の橋本大青氏から,専門家あるいは一般読者の視点 から数多くの有益なご意見を頂きました.心より感謝い たします.

参考文献

- Arneth et al. (2017) Historical carbon dioxide emissions caused by land-use changes are possibly larger than assumed. *Nature Geosci.*, **10**, 79–84.
- Bednarsek, N. et al. (2012) Description and quantification of pteropod shell dissolution: a sensitive bioindicator of ocean acidification. *Global Change Biol.*, 18(7), 2378–2388.
- Brewer, P. G. (1978) Direct observation of the oceanic CO₂ increase. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 997–1000.
- Bronselaer, B., M. Winton, J. Russell, C. L. Sabine and S. Khatiwala (2017) Agreement of CMIP5 simulated and observed ocean anthropogenic CO₂ uptake. *Geophys. Res. Lett.*, 44, doi:10.1002/2017GL074435.
- Carter, L., I. N. McCave and M. J. Williams (2008) Circulation and water masses of the Southern Ocean: A review. In: Florindo, F. and M. Siegert (eds.) *Developments in earth & environmental sciences*, 8, 85–114. Elsevier, Amsterdam.
- Chen, C. T. A. and F. J. Millero (1979) Gradual increase of oceanic CO₂. *Nature*, 277, 205–206.
- de Boyer Montégut, C., G. Madec, A. S. Fischer, A. Lazar and D. Iudicone (2004) Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. J. Geophys. Res., 109, C12003, doi:10.1029/ 2004JC002378.
- DeVries, T. (2014) The oceanic anthropogenic CO₂ sink: Storage, air - sea fluxes, and transports over the industrial era. *Global Biogeochem. Cy.*, **28**(7), 631–647.
- DeVries, T., M. Holzer and F. Primeau (2017) Recent increase in oceanic carbon uptake driven by weaker upper-ocean overturning. *Nature*, 542, 215–218.
- Dufour, C. O. et al. (2015) Anthropogenic carbon and heat uptake by the ocean: Will the Southern Ocean remain a major sink? *US Clivar Variations*, **13**(4), 1–7.
- Fletcher, S. E. M. (2017) Ocean circulation drove increase in CO₂ uptake. *Nature*, 542, 169–170.
- Fernández-Martinez, M. et al. (2017) Atmospheric deposition, CO₂, and change in the land carbon sink. Sci. Rep., 7, 9632,

doi:10.1038/s41598-017-08755-8.

- Fassbender, A. J., C. L. Sabine and H. I. Palevsky (2017) Nonuniform ocean acidification and attenuation of the ocean carbon sink. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 8404–8413.
- Friis, K., A. Körtzinger, J. Pätsch and D. W. R. Wallace (2005) On the temporal increase of anthropogenic CO₂ in the subpolar North Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, **52**(5), 681–698.
- Frölicher, T. L. et al. (2015) Dominance of the Southern Ocean in anthropogenic carbon and heat uptake in CMIP5 models. *J. Climate*, 28, 862–886.
- Gardner, J., C. Mannno, D. C. E. Bakker, V. L. Peck and G. A. Tarling (2018) Southern Ocean pteropods at risk from ocean warming and acidification. *Mar. Biol.*, 165:8, doi: 10.1007/s00227-017-3261-3.
- Gerber, M. and F. Joos (2010) Carbon sources and sinks from an Ensemble Kalman Filter ocean data assimilation. *Global Biogeochem. Cy.*, **24** (3), GB3004. doi: 10.1029/ 2009GB003531.
- Gruber, N., J. L. Sarmiento and T. F. Stocker (1996) An improved method for detecting anthropogenic CO₂ in the oceans. *Global Biogeochem. Cy.*, **10**(4), 809–837.
- 橋本大青(2018)東部南大洋における人為起源 CO₂の見積も り.東京海洋大学修士論文.
- Heinze, C. et al. (2015) The ocean carbon sink-impacts, vulnerabilities and challenges. *Earth Syst. Dynamics*, 6, 327–358.
- Holzer, M. and T. M. Hall (2000) Transit-time and tracer-age distributions in geophysical flows. J. Atmos. Sci., 57, 3539–3558.
- Khatiwala, S., F. Primeau and T. Hall (2009) Reconstruction of the history of anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. *Nature*, **462**, 346–349.
- Khatiwala, S. et al. (2013) Global ocean storage of anthropogenic carbon. *Biogeosciences*, **10**, 2169–2191.
- Landschützer, P. et al. (2015) The reinvigoration of the Southern Ocean carbon sink. *Science*, 349, 1221–1224.
- Le Quéré, C., T. Takahashi, E. T. Buitenhuis, C. Rödenbeck and S. C. Sutherland (2010) Impact of climate change and variability on the global oceanic sink of CO₂. *Global Biogeochem. Cy.*, 24, GB4007, doi:10.1029/2009GB003599.
- Le Quéré, C. et al. (2016) Global Carbon Budget 2016. *Earth Syst. Sci. Data*, **8**, 605–649.
- Le Quéré, C. et al. (2017) Global Carbon Budget 2017. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, doi:10.5194/essd-2017-123, in review.
- Majkut, J. D., B. R. Carter, T. L. Frölicher, C. O. Dufour, K. B. Rodgers and J. L. Sarmiento (2014) An observing system simulation for Southern Ocean carbon dioxide uptake. *Phil. Trans. R. Soc. A*, **372**, 20130046, doi:10.1098/rsta. 2013.0046.
- 野崎義行(1994)地球温暖化と海 炭素の循環から探る.東 京大学出版会,東京.
- Murata, A., Y. Kumamoto, K. Sasaki, S. Watanabe and M.

Fukasawa (2008) Decadal increases of anthropogenic CO₂ in the subtropical South Atlantic Ocean along 30° S. J. *Geophys. Res.*, **113**, C06007, doi:10.1029/2007JC004424.

- Olsen, A. et al. (2016) The Global Ocean Data Analysis Project version 2 (GLODAPv2) – an internally consistent data product for the world ocean. *Earth Syst. Sci. Data*, 8, 297–323.
- Pardo, P. C., F. F. Pére, S. Khatiwala and A. F. Ríos (2014) Anthropogenic CO₂ estimates in the Southern Ocean: Storage partitioning in the different water masses. *Progress in Oceanogr.*, **120**, 230–242.
- Peñuelas, J. et al (2017) Shifting from a fertilization-dominated to a warming-dominated period. *Nature Ecology & Evolution*, 1, 1438–1445.
- Primeau F. W. and M. Holzer (2006) The ocean's memory of the atmosphere: Residence-time and ventilation-rate distributions of water masses. J. Phys. Oceanogr., 36, 1439–1456.
- Revelle, R. and H. E. Suess (1957) Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades. *Tellus*, 9, 18–27.
- Sabine, C. L. et al. (2004) The ocean sink for anthropogenic CO₂. Science, **305**, 367–371.
- Sabine, C. L. and T. Tanhua (2010) Estimation of anthropogenic CO₂ inventories in the ocean. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2, 175–198.
- Shadwick, E. H., B. Tilbrook and G. D. Williams (2014) Carbonate chemistry in the Mertz Polynya (East Antarctica): Biological and physical modification of dense water outflows and the export of anthropogenic CO₂. J. Geophys. Res. Oceans, 119, 1–14.
- Tans, P. and R. Keeling (2017) Trends in atmospheric carbon dioxide, National Oceanic & Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (NOAA/PMEL) & Scripps Institution of Oceanography, available at: https: //www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/ and http:// scrippsco2.ucsd.edu (last access 14 December 2017).
- Takahashi, T. et al. (2009) Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, **56**, 554–577.
- Touratier, F. and C. Goyet (2004) Applying the new TrOCA approach to assess the distribution of anthropogenic CO₂ in the Atlantic Ocean. *J. Mar. Syst.*, **46**(1), 181–197.
- Touratier, F., L. Azouzi and C. Goyet (2007) CFC-11, Δ^{14} C and ³H tracers as a means to assess anthropogenic CO₂ concentrations in the ocean. *Tellus B*, **59**, 318–325.
- Wakita, M., S. Watanabe, A. Murata, N. Tsurushima and M. Honda (2010) Decadal change of dissolved inorganic carbon in the subarctic western North Pacific Ocean. *Tellus B*, 62 (5), 608–620.
- Wang, Z. et al. (2017) Human-induced erosion has offset onethird of carbon emissions from land cover change. *Nature*

Clim. Change, 7, 345-349.

- Wang, S., J. K. Moore, F. Primeau and S. Khatiwala (2012) Simulation of anthropogenic CO₂ uptake in the CCSM3.1 ocean circulation-biogeochemical model: Comparison with data-based estimates. *Biogeosciences*, 9, 1321–1336.
- Waugh, D. W., T. M. Hall, B. I. McNeil, R. M. Key and R. J. Matear (2006) Anthropogenic CO₂ in the oceans estimated using transit time distributions. *Tellus B*, 58, 376–389.

Williams, N. L., et al. (2017) Calculating surface ocean pCO₂

from biogeochemical Argo floats equipped with pH: An uncertainty analysis. *Global Biogeochem. Cy.*, **31**, 591-604.

- Yool, A., A. Oschlies, A. J. G. Nurser and N. Gruber (2010) A model based assessment of the TrOCA approach for estimating anthropogenic carbon in the ocean. *Biogeosciences*, 7, 723–751.
- Zeebe, R. E. and D. Wolf-Gladrow (2001) CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes. 65, Elsevier, Amsterdam.

南極海生態系研究の現状と展望 一炭素循環と低次生産者の視点から

茂木 正人^{1,2)}, 真壁 竜介^{2,3)}, 高尾 信太郎^{2,3)}

本稿では、南大洋における生態系研究の現状と課題を整理した。南大洋の生態系を論じるうえで最 も重要な種はナンキョクオキアミであるが、近年ハダカイワシ科魚類が注目されている。日本の生態 系研究チームはハダカイワシ科の中でも季節海氷域に分布する *Electrona antarctica*(ナンキョクダル マハダカ)をターゲットのひとつとして研究しているが、その繁殖生態や初期生活史については未解 明の部分が大きい。季節海氷域では海氷に含まれるアイスアルジーや海氷融解時におこる植物プラン クトンの大増殖を起点に始まる食物網が存在する。海氷と海氷下の生態系は密接な関係があり、温暖 化による海氷変動は生態系変動をもたらすことになる。

Research issues and vision in the Southern Ocean ecosystem

Masato Moteki^{1,2}, Ryosuke Makabe^{2,3} and Shintaro Takao^{2,3}

This paper reviewed research issues on the Southern Ocean (SO) ecosystem and proposed a vision for them. While the most important species to be addressed for understanding the ecosystem is Antarctic krill *Euphausia superba*, research articles on the myctophid (lanternfish) ecology in the SO have been frequently published in the last decade. Japanese research team determines Antarctic myctophid fish *Electrona antarctica* as a target species. However, only fragments of information have been available on the reproductive biology and early life history in the species. In the marginal ice zone, there is an energy pathway originating from ice algae as well as from phytoplankton bloom found near the ice edge in the ice melting season. Change in sea ice dynamics with climate changes is most likely to affect the ecosystem in the water column under sea ice.

キーワード:南大洋食物網,動物プランクトン,ナンキョクオキアミ,ハダカイワシ科魚類,仔魚,生物ポンプ Southern Ocean foodweb, zooplankton, *Euphausia superba*, myctophids, larval fish, biological carbon pump

1. はじめに

南大洋は冬季,およそ2000万m²の面積が海氷に覆われる.この面積は南極大陸よりも広く世界の海のおよそ10%を占める.一方夏季には、この面積の80%以上の海氷が融解し、海面が現れる.この毎年繰り返される季節変化は南大洋の生物の生活にとってきわめて重要なイベントである.氷縁域でしばしば見られるブルーム(植物

茂木 正人
東京海洋大学 海洋環境科学部門
〒108-8477 東京都港区港南 4-5-7
Tel. 03-5463-0527
e-mail:masato@kaiyodai.ac.jp
1)東京海洋大学 海洋環境科学部門
Department of Ocean Sciences, Tokyo University of

プランクトンの大増殖,氷緑ブルーム ice edge bloom と 呼ばれる)は、植物プランクトンを摂食する動物プラン クトン(二次生産者あるいは一次消費者)にとって重要 であるばかりでなく、そこから三次、四次の栄養段階へ 食物網が続く(Arrigo et al., 2010).また、海氷中や海氷 底面には Sea Ice Biota(SIB)と呼ばれる生物群集が存 在することが知られている(Garrison, 1991; Horner et al., 1992; Legendre et al., 1992; Bluhm et al., 2010). 定着氷

Marine Science and Technology, Tokyo, Japan 2) 国立極地研究所 生物圏研究グループ Bioscience Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan 3) 総合研究大学院大学 複合科学研究科 School of Multidisciplinary Sciences, The Graduate University of Advanced Studies, Tachikawa, Japan



Euphausia superba

Electrona antarctica

図1:大西洋セクター,スコシア海の食物網の概念図(Murphy et al., 2007 を改変).ナンキョクオキアミに依存する食物網(左, krill-dependent pathway)と依存しない食物網(右, krill-independent pathway). 左の図では,ナンキョクオキアミ(krill, *Euphausia superba*)が基礎生産者である植物プランクトンを摂食し,ナンキョクオキアミは鰭脚類(seals,ナンキョクオットセ イ,カニクイアザラシ,ウェッデルアザラシなど)やペンギンなどに食べられる.右はナンキョクオキアミが少ない場合の食物 網. 植物プランクトンはカイアシ類に摂食され,カイアシ類は端脚類(Amphipods)やハダカイワシ類(Myctophids)に食べられ る. 写真の *Electrona antarctica* は南大洋で最も生物量の大きいハダカイワシ科魚類. ハダカイワシ類は鰭脚類やペンギン,飛翔 性の海鳥類など(other predators)に捕食される.右の図ではコオリウオ類(Icefish)が高次捕食者の下に位置しているが,イン ド洋セクターではハダカイワシ類とコオリウオ類は同所的に分布しない(本文参照).本文中では,左右の食物網をそれぞれ適宜 krill-centered pathway, copepods-myctophids centered pathway と表記しているが同じ意味である.

の底面は想像以上に複雑な構造を呈し,珪藻類を中心と したアイスアルジー(海氷に生息する微細藻類)のみな らずその構造を利用してカイアシ類,端脚類,オキアミ 類,魚類など多様な動物も生息している(Bluhm et al., 2010).同様に、冬季に広大な面積を覆っている浮氷中 にも珪藻類などの基礎生産者,カイアシ類ノープリウス 幼生,有孔虫などからなる微小な SIB が高密度で含まれ ている(Swadling, 2014; Ojima et al., 2017).これらの SIB は春から夏の海氷融解期に海中に放出され、氷緑ブ ルームとは別に食物網の起点となる可能性もある(本巻 の須藤ほかも参照).

南大洋の食物網については Euphausia superba(ナン キョクオキアミ, krill)を抜きにして論じることはでき ない. E. superba(以下, オキアミ)の生物量は膨大で, 鯨類, 鰭脚類 (アザラシやオットセイ), ペンギン類や 飛翔性海鳥類など多くの捕食者の餌となっている (Trathan and Hill, 2016).一方, 近年ではハダカイワシ

類 (Myctophidae, myctophids) やカイアシ類 (Copepoda, copepods)を中心においた食物網の図も描かれるように なり (図1; Murphy et al., 2007), 特にハダカイワシ類に 着目した論文も頻繁に出版されている (Collins et al., 2008, 2012; Flynn and Williams, 2012; Saunders et al., 2014, 2015, 2017; Moteki et al., 2017a, 2017c). これらオ キアミとハダカイワシは、大陸棚斜面から外洋域にかけ て分布するキー・プレーヤーであるが、さらに長期間海 氷に覆われる大陸棚海域には Euphausia crystallorophias (コオリオキアミ, ice krill) や Pleuragramma antarcticum (コオリイワシ, silverfish) といったやはり 大きな生物量をもつ種が分布している(Hubold, 1985; Kock, 1992). これら2種はエネルギー量もオキアミに 匹敵するかそれ以上であることから(Hückstädt et al., 2012)、南大洋生態系変動を理解するうえで重要である (Ducklow et al., 2006, 2012; Smith et al., 2012). 同様に, 広大な外洋域をもつインド洋セクターでは Thysanoessa

spp. (オキアミ科の一種) についての研究も待たれる.

これらの食物網はいずれも季節海氷域を舞台としたも ので、海氷の存在・季節的消長と密接な関係をもつ、し かしその海氷の存在そのものが研究者のアクセスを阻 み、海氷下の生態系について多くの謎が残っており、周 年にわたる生物の動態や生活史の理解には程遠いのが現 状となっている.気候変動に伴う海氷変動は生態系の構 造を変貌させるだろうとの予測から、現在、日本の南大 洋生態系研究チームは、オーストラリアの研究者と連携 を取りながら、東京海洋大学練習船「海鷹丸」を観測プ ラットフォームの主力として観測を継続している(図2; Moteki et al., 2017b). ターゲット海域は、オーストラリ アの南側から昭和基地までをカバーする「南大洋インド 洋セクター」である.本稿は、最近のトピックを取り上 げながら南大洋の生態系を概説するとともに、食物網を 中心に研究課題を抽出・整理することを目的とした.特 に、近年注目されながらも未知の部分が大きいハダカイ ワシ科魚類について紙面を割いた.

プランクトンについては和名の無いものも多いが,魚 類の和名は岩見ほか(2001)によって,水産上重要な54 種について整理・提唱されている.研究者ではない方々 にとっては和名があるとイメージしやすいかもしれない が,逆に先入観を招いてしまうこともある.例えば,南 極海とその周辺海域でのみ進化した魚類の分類群ノトセ ニア亜目 Notothenioideiにはナンキョクカジカ亜目の和 名が当てられるが,日本にもいるカジカの仲間とは直接 の類縁性は無い.本稿では,読みにくくなることを避け るため頻出する重要な種にのみ和名と学名を表記したあ と和名を使用したが,頻出しない種は学名のみ使用した. ただし, Electrona antarctica については頻出するもの の,和名がナンキョクダルマハダカと長いため,学名を 短縮し E. antarctica として使用した.イメージをつか む参考に,いくつかの生物の写真を図3と4に示した.

2. 南大洋の食物網・エネルギー転送経路

南大洋の生態系を論じるとき、最も重要な種はオキア ミといって差し支えないであろう.オキアミは推定4億 トンの生物量を誇り(Siegel and Watkins, 2016), 鯨類, ペンギン類、オットセイなど大型動物の主要な餌となっ ており、その生物量の変動は彼ら高次捕食者の個体群変 動に影響を及ばす可能性をもっている(Trathan and Hill, 2016).南大洋の食物網は、しばしばこのオキアミを中 心に描かれる.実際に、Antarctic food web という言葉 でインターネット検索するといくつかの図を見つけるこ とができる. これらの図では, ひときわ大きいオキアミ の写真を中心として, エネルギー・炭素の流れが描かれ ている. オキアミは主として植物プランクトンを摂食 し, そのオキアミは上述の大型動物(高次あるいは頂点 捕食者)に食べられる. つまり食段階としては下から1 (植物プランクトン), 2(オキアミ), 3段階(捕食者)の みとなる. このように短い食段階を経て高次までつなが る食物網は, エネルギーの転送効率が高いため, 鯨類を 始めとした大型動物の莫大な生物量を支えることができ る.

南極海の生態系についての研究は、スコシア海 (Scotia Sea) や 南 極 半 島 の 西 側 海 域 (Western Antarctic Peninsula, WAP) を中心に盛んに行われてきた. この海 域は、 葛嶼が多く分布し海底地形が複雑で大陸棚域が散 在する. こういった地形に南極周極流がぶつかると湧昇 流が形成され、海底から植物プランクトンの増殖に必要 な栄養塩や鉄が表層 (有光層)に供給される (Murphy et al., 2012). そのためこれらの海域では一次生産が活発 で, 珪藻類を主食とするオキアミの生物量も大きい (Holm-Hansen et al., 2004; Murphy et al., 2012).

南極海は東向きの南極周極流が大陸周辺を回っている ことから、プランクトンなど海洋生物の分布は南極海全 体で概ね一様である、と長年考えられてきた.スコシア 海や南極半島西側海域において膨大な生物量をもつオキ アミについても、その他の海域でも同じレベルの生物量 が存在すると考えられていたわけである.ところが、近 年、各国の調査で得られたデータを統合することにより オキアミの分布パターンが明らかとなってきた結果 (KRILLBASE; https: //www.bas.ac.uk/project/krillbase/)、オキアミの全生物量の70%がスコシア海や南極 半島を含む0°から90°Eの25%くらいの海域に集中し ているということが分かった(Atkinson et al., 2004, 2008).

さらにはそのスコシア海でも、オキアミの生物量には 年変動や季節変動があることなどが分かってくるにつ れ、オキアミを介さないエネルギー経路・食物網が提唱 された. Murphy et al. (2007)は、スコシア海の食物網を シンプルな図で表した(図1). 左側はオキアミを中心と した栄養段階が3つの食物網 krill-centered (krilldependent) pathway で、右側はオキアミが少ない年の食 物網 copepods-fish centered (krill-independent) pathway である. これらの食物網では、端脚類 Amphipods やカ イアシ類 Copepods、コオリウオ科魚類 Icefish、ハダカ イワシ科魚類 Myctophids も含まれている. 端脚類のう ち Themisto gaudichaudii は詳細な分布様式や生態につ



図2:(上)東京海洋大学練習船「海鷹丸」、全長93 m,国内総トン数1886 トン、ベッド数107.日本の南大洋生態系研究のプラットフォームとなっている.砕氷船ではないが,船首を強化した耐氷船.コンピューター支援により船の位置・方角を一定に保つことが可能で,深海数千 m までの塩分・水温等の海洋環境データを取得することができる.(左下)RMT1+8の投入.開閉式のプランクトン採集システム.上部に網口1m²(目合 335 µm,白色)のネット、下部に8m²(4.5 mm,緑色)のネットを3 セット備えている.最上部のフレームで保護されたコントロールユニットは、ワイヤーケーブルを通じて船上のパソコンとされており、研究室でモニターを見ながら任意の深度で上下のネットの開閉が同時にできる.海鷹丸では2000 m の深度からの採集が可能.2ノット程度の速度で曳航し,ゆっくり巻き上げながら採集する.RMTは、ナンキョクオキアミの分布密度を把握するための世界標準となっている.(右下)IONESS(アイオネス)の投入.RMTと同様の開閉式プランクトン採集システムで、一度の曳網で8層からの層別採集ができる.短時間でプランクトンや魚類仔魚の鉛直分布データを得る強力な観測機器.



図3:南大洋の魚類と大型動物(魚類はすべて生鮮状態で撮影).A:ハダカエソ科 Notolepis coatsi;B:ハダカイワシ科 Protomyctophum bolini;C:ハダカイワシ科 Gymnoscopelus nicholsi;D:コオリイワシ(ノトセニア科) Pleuragramma antarcticum;E:ハダカイワシ科 Electrona antarctica の仔魚;F:コオリウオ科 Neopagetopsis ionah, 胃にオキアミ類が充満している;G:カニクイアザラシ Lobodon carcinophagus,海洋観測中に海鷹丸に集まってくることがある;H:アデリーペンギン Pygoscelis adeliae,近づく海鷹丸に驚いて逃げる後姿.海氷に描かれた赤い模様は彼らの糞.オキアミ類を食べたものと推測される.

いての知見は未だ乏しいが、南極海のあらゆる場所に多 く分布し、様々な生物の餌となっている種である (Bocher et al., 2001; Padovani et al., 2012). カイアシ類 は南極海のみならず世界の海で食物網をつないでいる. 南極海ではいくつかの大型の種について盛んに研究され てきた一方,小型の種は不遇の扱いを受けてきた.しか し,細かい目合(60-100 μm)のネットで採集すると小型 の種が数的に卓越し,生物量においても大型種のそれを 上回ることがあることなどが近年分かってきた (Makabe et al., 2012, 2017).コオリウオ類は,南極海の



図 4:南大洋の動物プランクトン. A:カイアシ類 Calanus propinquus, B:カイアシ類 Metridia gerlarchei, C:カイアシ類 Oithona similis, D:貝形類 Ostracoda sp., E:オキアミ類 Thysanoessa sp., F:サルパ Salpa thompsoni, G:端脚類 Themisto gaudichaudii.

極寒環境で進化したノトセニア亜目魚類を構成する科の ひとつである(川口, 2005). ノトセニア類はほぼ底生性 で大陸棚上に分布する. 中でもコオリウオ科魚類は比較 的大型の種が多く, しばしば大型動物にも食べられてい るが, krill-dependent pathway ではオキアミの捕食者と しても登場する. そして, ハダカイワシ科魚類である. 南大洋の外洋域には 35 種が知られているが, 生物量が 多 い 種 は Electrona antarctica, E. carlsbergi, Gymnoscopelus braueri, G. opisthopterus, Krefftichthys anderssoni, Protomyctophum bolini(図 3) などで, 彼ら は実際にキングペンギン, ナンキョクオットセイ, ミナ ミゾウアザラシなどの重要な餌となっている (Sabourenkov, 1990; Collins et al., 2008; Koubbi et al., 2011; Saunders et al., 2017).

窒素の安定同位体比 δ¹⁵N と炭素の安定同位体比 δ¹³C を組み合わせた食物網解析の手法は、現在では定番と いってもよい(富永・高井,2008). δ¹⁵N の値は食物段階 の目安、δ¹³C は炭素供給源を示す、縦軸に δ¹⁵N、横軸に δ¹³C を取ると、δ¹⁵N は食物段階が上がると上昇するが δ¹³C はあまり変化しないので、ひとつの経路であればグ ラフ上で縦に各分類群のプロットが並ぶ. 南大洋でも近 年盛んに安定同位体比を使った食物網の研究が行われて いる (Cherel et al., 2011; Hückstädt et al., 2012; Stowasser et al., 2012). スコシア海でも, 懸濁粒子食者 suspension feeder から魚類,海鳥類,オットセイまでの 38分類群について安定同位体分析を行った研究がある (Stowasser et al., 2012). この研究では図1の二つの食 物網の構成種を扱っているため、上述のようなグラフを 作成すると各分類群のプロットが不規則に散在しただけ のように見えるが、それぞれの食性を既往の知見に基づ いて検討すると、多くの分類群が植物食性の懸濁粒子食 者(つまりはオキアミ)の1-1.5段階上に位置すること が分かった. このことは、粒子状有機物 Particulate organic matter (POM, 植物プランクトン起源)→オキアミ →高次捕食者(脊椎動物)というエネルギーの流れがあ ることを意味し, krill-dependent pathway が安定同位体 比分析からも証明されたことを示している。さらに、ナ ンキョクオットセイやミナミオオフルマカモメなどが, その上の第4段階にあることは、カイアシ類-ハダカイ ワシ類を介した krill-independent pathway の存在をも 示している.

3. インド洋セクターの食物網

スコシア海で提唱されている二つの食物網について南 大洋インド洋セクターで検証していくことは、日本の生 態系研究チームの命題のひとつである. 我々が本格的な 南大洋生態系の研究を始めたとき、インド洋セクターに おけるプランクトンや魚類の分布様式を解明することを 当面の目標とした.一般に海洋では生産性の高い表層域 epipelagic zone (水深 0-200 m) の研究が先行する. 南 大洋インド洋セクターでも同様で、表層を研究対象とし た動物プランクトンの分布についての研究が、オースト ラリアによる大規模な研究プログラムによって行われて いた (Nicol et al., 2000, 2010b). 表層域の研究とは異な り、中·深層 meso- and bathypelagic zones (中層 200-1000 m, 深層 1000-3000 m) からの生物採集は、十分に 長いワイヤー(目標深度の2倍程度)を巻いたウィンチ が船舶に備えられていることが必要となる.また、どの 深度から生物が採集されたのかを知ることは重要な情報 となることから、開閉式ネットの装備も求められる. 当 然ながら、繰り出すワイヤーが長くなれば1地点当たり の観測時間も長くなるので、全体の観測点数は減らさな くてはならない、中・深層を含めた分布様式の解明のた めには、これらいくつかの条件を満たすことやデメリッ

トがあることも理解する必要がある。一方で、我々が研 究を始めた時期には、バイオテレメトリーの手法を使っ た研究により、ペンギン類やミナミゾウアザラシなどが 数百 m 以上の深度まで潜行することが明らかになり始 めており、その深度にどのような生物がどれくらい生息 しているのかということが、次の研究課題となっていた. 2000年になって、上述の条件を満たすネットやウィンチ 等の設備を装備した東京水産大学(現東京海洋大学)練 習船「海鷹丸」が建造された(図2). 海鷹丸では RMT1 +8(長方形中層トロール rectangular midwater trawl, 1m²と8m²のネットを備え、1回の曳網で3層から採 集ができる)など開閉式のネットを用いた深度 2000 m までの生物採集が可能となり, 2002 年 12 月から 2003 年 1月にかけて、新しい海鷹丸での南大洋観測航海が開始 された. その後, 南大洋航海は毎年のように継続され, この稿が出版される 2018 年に、インド洋セクターにお いて行われる航海が13回目となる (Moteki et al., 2017b).

海鷹丸を使った一連の研究から、インド洋セクターの 中・深層を含めた動物プランクトンや魚類の空間分布様 式が徐々に分かってきた.そのひとつは、魚類やカイア シ類、オキアミ類、浮遊性刺胞動物類が、大陸棚縁辺部 (水深約 1000 m)を境に南北で群集組成が変化すること である(Amakasu et al., 2011; Moteki et al., 2011; Ono et al., 2011; Toda et al., 2014; Tachibana et al., 2017).例え ば魚類では、北側ではノトセニア亜目魚類、南側では中 深層性魚類が優占する群集で構成される.オキアミ類に ついては、北側のナンキョクオキアミが、南側になると コオリオキアミ Euphausia crystallorophias が中心の群 集に切り替わる.このような大陸棚縁辺部で切り替わる 分布様式については、Van de Putte (2010)も指摘してい る.

Murphy et al. (2007)の右側の食物網に戻ると(図1), ハダカイワシと並ぶ位置にコオリウオ Icefish が入って いる.しかしインド洋セクターでは、ハダカイワシ類と コオリウオ類がほとんど同所的に分布しないことから、 この図からコオリウオ類を除外したものがインド洋セク ター外洋域の現実の食物網により近いと考えられる.し たがって、ハダカイワシ類の重要性はスコシア海より相 対的に高くなっているだろう.スコシア海で見られるこ の同所的分布は、この海域の複雑な海底地形に起因する 複雑なフロント構造と関係していると見るべきである (Holm-Hansen et al., 2004; Murphy et al., 2012).

4. 大陸棚域の食物網:コオリオキアミとコオリ ウオ

前述したように南大洋には、オキアミを中心とした食 物網 krill-centered pathway と、カイアシ類・ハダカイ ワシ類を中心とした食物網 copepod-myctophid centered pathway がある. そして、もうひとつ重要な食物網があ る. コオリオキアミ ice krill・コオリイワシ silverfish を 中心とした食物網である (Smith et al., 2012). krillcentered に倣って書けば ice krill/silverfish centered pathway ということになる. コオリオキアミもコオリ イワシも主として大陸棚域に分布する. これら2種は前 述の二つの食物網と同様に補完関係にあり、どちらかの 生物が少ないともう一つの食物網に依存するという構図 になっている. 例えば、アデリーペンギン (図3) は海氷 が少ないときにはコオリイワシ、多いときにはコオリオ キアミを食べる傾向にある (Ainley et al., 1998).

大陸棚域は当然のことながら海氷に覆われる期間が長 くなるか、もしくは周年に渡って覆われるため、コオリ オキアミとコオリウオ (図3)の生活は海氷と密接に関 係があると想像される、コオリオキアミは珪藻類やデト リタス detritus (生物由来の有機物粒子. プランクトン の遺骸そのものやそれらが凝集したもの、動物プランク トンの糞粒など、通常微生物群集を伴う)、小型の動物 プランクトンなどを摂食するため,海氷底面に繁茂する 珪藻類や、これらを主体とするデトリタスが重要な栄養 源と考えられる (Falk-Petersen et al., 1999). 海氷はま た、捕食者から身を守るシェルターの役割も持っている だろう. コオリイワシは,その卵が海氷底面で見つかる. この卵は海氷直下で産卵されるのか、中層で産卵された ものが浮上してくるのかは分かっていないが、孵化する までの間、海氷下面の複雑な構造が卵を守る役割を果た すことは想像に難くない(Vacchi et al., 2004, 2012).

このように、コオリオキアミとコオリウオが海氷に強 く依存する生活史を持っているということは、海氷量の 変動に生残率が影響を受けるということでもある (Mintenbeck and Torres, 2017).彼らはいずれもアデ リーペンギンやアザラシ、ミンククジラなど大型動物の 餌として重要であることが知られており、彼らの生残率 の変動はこれら大型動物の食性に直接影響をもたらすこ とになる、しかしながら、どちらの生物も海氷域に生活 の場を持つという特性から、研究者にとっては生態・生 活史のみならず生物量を見積もるための情報も乏しいの が現状である (O'Driscoll et al., 2017).

したがって、インド洋セクターには、外洋域 oceanic

zone にカイアシ類・ハダカイワシ類を中心とした食物 網,大陸棚斜面域 slope zone に沿った形で存在するオキ アミを中心とする食物網,そして,コオリオキアミ・コ オリイワシを中心とした大陸棚域 neritic zone の食物網 が比較的明瞭に分かれて存在すると考えられる.

5. ナンキョクオキアミについての課題

ナンキョクオキアミは世界で最も研究者から注目され ている海洋生物のひとつだが、その生活についてはまだ 分からないことも多い. 200mより浅い表層が彼らの主 要な生息域だが、比較的頻繁に200m以深の中層に鉛直 回遊を行い、海底付近でもカイアシ類やデトリタスを食 べていることが知られるようになった (Schmidt et al., 2011). さらには、水深 3000 m 以上の海底付近でも摂餌 の様子が遠隔操作型無人探査機 (Remotely Operated Vehicle, ROV) で観察されている [Clarke and Tyler, 2008; 関連して, 海底付近での交尾行動も ROV で観察さ れている (kawaguchi et al., 2011)]. これらの知見は, オキアミの生物量を見積もる際に表層のみならず中・深 層や海底近くの生物量についても検討する必要があるこ とを示しているだけでなく、海底付近の鉄がオキアミの 糞を介して表層に供給される可能性も示唆している.オ キアミは表層域で珪藻などの植物プランクトンに依存す る一方で, 鉛直移動によって表層の一次生産を促進して いる可能性がある [関連する論文として Nicol et al. (2010a)も参照されたい]. 季節海氷域の生物生産を明ら かにする上で、物質の沈降過程のみならず、生物が物質 を有光層(光強度が海面の1%になる深度)まで上昇さ せることによる生物生産に対する正の効果についても検 討する必要があるだろう.

水平的な分布についても課題が残されている(以下, 海洋前線の位置については図5を参照されたい). これ まで南極周極流南限境界 Southern Boundary of the Antarctic Circumpolar Current (SB-ACC)がオキアミの 分布を決める海洋前線とされてきた.オーストラリアが 実施した BROKE と BROKE-West は、オキアミを主要 な研究対象とした広い水域をカバーするプロジェクト だったが、SB-ACCを越えた最も北側の観測点でもオキ アミが採集され、分布の北限を特定することができな かった (Nicol, et al., 2010b; Nicol and Raymond, 2012). 最近では、南極周極流南限前線 Southern Antarctic Circumpolar Current Front (SACCF)を北限と考えると 南極海全体でオキアミの分布範囲が合理的に説明ができ るとされる一方、南極前線 Antarctic Polar Front (APF)



図 5: 南極を取り巻く海洋前線.STF: 亜熱帯前線 Sub-tropical Front, APF: 南極前線 Antarctic Polar Front, SACCF: 南極周極流 南限前線 Southern Antarctic Circumpolar Current Front, 南極周極 流南限境界 SB-ACC: Southern Boundary of Antarctic Circumpolar Current. Orsi et al. (1995) のデータを元に作成.

を北限とするモデルを使った研究もある(Nicol and Raymond, 2012; Cuzin-Roudy et al., 2014). オキアミが 出現しなくなる境界の北側では,ハダカイワシ科魚類が 高次捕食者の餌として優占するため,そこが copepodmyctophid centred pathway への転換ポイントとなる. この北限の見極めは,どのような環境要素がエネルギー の経路(食物網)を決めているのか知るうえで重要な課 題である.この北限は海洋前線の位置とリンクしている が,前線の位置が近年南下傾向にあることが知られるよ うになった(Sokolov and Rintoul, 2009; Gille, 2014).こ のことは,前線の南下が南大洋の生態系構造や生物過程 を経て物質循環に大きな変化をもたらすことを示唆して おり,注視すべき課題である.

オキアミの生物量は 5-6 年の周期で増減を繰り返すこ とが知られており (Atkinson et al., 2008; Ross et al., 2014; Saba et al., 2014), これは周期的な気候要素の変動 (エル ニーニョ現象, 南極振動 Southern Annular Mode, 植物 プランクトンの現存量,海氷に覆われた期間など)によっ て引き起こされるとされてきたが, 実際にはどのモデル もこのオキアミの増減をうまく説明できていなかった. 一方, Ryabov et al. (2017) は, これらの気候要素のよう ないわば外的要因によってこの変動が起こるのではな く, 種内で生じる餌の競合によって起こることを個体発 生と個体群動態を使ったモデルで示している.オキアミ は夏には植物プランクトン、冬はアイスアルジーにある 程度依存した生活史を持っているが、餌が切り替わる秋 に一時的に飢餓に見舞われる. オキアミの生物量が増大 すると、餌をめぐる競合によってこの飢餓の期間が長く なり、その結果、幼生の生き残りに影響が出る、個体群 の増大と秋に起こる飢餓による縮小が、5-6年の周期で 繰り返されることによって生物量の変動が起こる.この モデルは一方で、捕食者の生物量(捕食圧)の増大がむ しろオキアミの生物量の変動を安定させることも示して おり興味深い. Ryabov et al. (2007)はまた, 秋季におけ る植物プランクトンの生産力の強弱が若齢オキアミの加 入に大きな影響を与える可能性を示した. この研究の ベースは Palmer Long Term Ecological Research (Palmer LTER) という 1990 年代に南極半島西側海域 (WAP) で始まった長期観測プログラムであり (http:// pal.lternet.edu/),他にも大きな成果を挙げている.い うまでもなく、オキアミ個体群の増減は南大洋生態系に 大きな影響を及ぼす. 長期モニタリングは経費がかかる 上に研究成果も出にくいが、このような生物の変動プロ セスを理解するうえで避けては通れない.

6. ハダカイワシ類の生態

ハダカイワシ科魚類には約 250 種が含まれ, 北極海を 除く世界中の海に分布し, そのうち 35 種が南大洋の外 洋域に分布するとされている. 10 年くらい前から英国 南極観測局 (British Antarctic Survey, BAS) を始めと して, ハダカイワシ類に焦点を当てた論文が盛んに発表 されていることからも分かるとおり, ハダカイワシ類は 南大洋の生態系研究における重要なポジションを確立し たといってもよい(Collins et al., 2008; Shreeve et al., 2009; Saunders et al., 2014, 2015, 2017).

南大洋を北から南へ下がっていくと途中でいくつもの 海洋前線を通過する. なかでも南極前線 (APF) は生物 にとって重要な前線のひとつで、この前線を境に生物相 が大きく変わる. この北側には亜熱帯前線 Sub-tropical Front (STF) があり、ここから南側を南大洋と定義する ことが多い(図5).冬季にほぼ海氷で埋め尽くされる南 側の海域には南極周極流南縁 (SB-ACC) がある.この 前線も生物には重要な前線で、南北で生物相が変化する ことがある (Tanimura et al., 2008). SB-ACC は, 周極 深層水 Circumpolar Deep Water (CDW) が湧昇する発散 域であり、亜表層のポテンシャル水温極大が1.5℃の等 深線の位置として定義される. ハダカイワシ類の成魚 は、それぞれの種がある程度南北に広がる分布範囲を 持っている (Hulley et al., 1990; Duhamel et al., 2014). 例 えば *Electrona antarctica* は南極前線 (APF) より北側で 採集されることはほとんど無いが、同属の E. carlsbergi は SB-ACC より南で採集されることはない. 彼らはそ れぞれ広い分布域を持っているが、仔魚はどこでもいつ でも採集されるわけではなく、産卵はいくつかの条件を 満たした海域・時期に行われると考えるべきである (Saunder et al., 2014). E. antarctica は、大型の雌が SB-ACC より南側で見つかることや、仔魚が高緯度海域を 中心に多く見つかることなどから, SB-ACC 付近まで産 卵回遊を行っていると考えられている(Moteki et al., 2017a; Saunders et al., 2014, 2017). しかし, 成熟卵を 持った個体や卵はほとんど見つかっておらず、産卵場所 については推定の域を出ない. その他の種についても産 卵生態についてはほとんど分かっていない、スコシア海 での研究では、体長組成や成熟度などから E. antarctica と K. anderssoni が SB-ACC の南側で産卵している可能 性が指摘されているが、その他の種については APF 付 近が主要な産卵海域ではないかと推定されている (Saunders et al., 2017). 実際に我々の観測でも, 60°S 以南では E. antarctica 以外のハダカイワシ科仔魚はほ とんど採集されていない.彼らの成魚は,SB-ACCから APF までほぼ同所的に分布するが,産卵のためには比 較的大きな規模の南北回遊を行っているらしい (Saunders et al., 2017).ハダカイワシ類全体の生物量を 考えると,この回遊は炭素の大規模な季節的水平移動と 捉えることもでき,物質循環の視点からも重要である.

E. antarctica の産卵期についても定説がない. スコシ ア海では春や夏よりも秋に生殖腺の成熟度が高いことか ら,産卵期は秋から冬であると考えられているが (Saunders et al., 2014, 2017),インド洋セクターでは夏(1 月)でも仔魚が普通に採集されるし(Moteki et al., 2009, 2017a),WAP海域では冬(5月,6月)にも採集される (Kellermann and Schadwinkel, 1991).Efremenko (1986)は、スコシア海で卵と仔魚が5-8月に採集される ことを示している(この論文には後述するようにやや問 題もある).一年中産卵している可能性もあるが、生物 生産が大きく異なる高緯度海域の夏と冬で仔魚が適応戦 略を柔軟に変えることができるのだろうか.Moline et al. (2008)は、いくつかの文献情報をまとめて産卵期を 4-6月、孵化時期を12-3月としているが、産卵から孵化 まで8-9ヶ月かかるというのは、やや考えにくい.

食性は、その生物の生態を知る上で基本的な情報であ り、南極海のハダカイワシ類についてもよく調べられて いるが、近年はやはりスコシア海における研究が盛んで ある (Shreeve et al., 2009; Saunders et al., 2014, 2015). スコシア海では E. antarctica の他, E. carlsbergi, Gymnoscopelus braueri, Krefftichthys anderssoni, Protomyctophum bolini などが優占するが, ここでは個 体数が最も多い E. antarctica の食性を中心に述べる. スコシア海では, E. antarctica の主要な餌はオキアミ, Themisto gaudichaudii (端脚類, 図4), Metridia spp. (カイアシ類,図4)である (Shreeve et al., 2009; Saunders et al., 2014, 2015). オキアミはハダカイワシ科 魚類の餌としてはサイズが最も大きく, E. antarctica の 他には Gymnoscopelus nicholsi (図 3) という大型の種し か食べていない. 実際に E. antarctica も小型の個体は あまりオキアミを食べていない (Roweder, 1979). 結果 として, ハダカイワシ科全体ではオキアミの生産量/日 の約2%を消費しているにすぎないことから (Saunders et al., 2015), ハダカイワシ科魚類が krill-independent pathway に組み込まれることに無理はない (Saunders et al., 2015; Murphy et al., 2007; Shreeve et al., 2009). Murphy et al. (2007) が提唱した図は, 複雑な食物網・エ ネルギーの流れを二つの経路(選択肢)に大胆に単純化 して描いている. しかし, 最も生物量の大きな E. antarctica がスコシア海でオキアミを重要な餌としている ことは, *E. antarctica* が krill-dependent の経路において オキアミと高次捕食者の間に入っていることを意味す る. SB-ACC 以南に多く分布しているのは *E. antarctica*, *G. nicholsi*, *G. braueri* および *K. anderssoni* で (Saunders et al., 2017), その他の種は SB-ACC 以南には あまり出現しない. *G. braueri* と *K. anderssoni* の餌は カイアシ類が中心でオキアミをほとんど食べないが, オ キアミを食べる *E. antarctica* と *G. nicholsi* は SB-ACC 以南において, 他のハダカイワシ科魚類とは別のエネル ギーの流れにいると考えるべきであろう.

ハダカイワシ科魚類の餌としては、同じオキアミ類で も *Thysanoessa* spp.の方がオキアミよりも重要である (Saunders et al., 2015).オキアミが主に珪藻などの植物 プランクトンを食べるのに対し、*Thysanoessa* 属はより 雑食の傾向が強く、その食性はブルームの状況に比較的 制限されにくいと考えられている(Falk-Petersen et al., 1999; Donnelly et al., 2006).分布もオキアミより外洋 (北側)である(Ono et al., 2011).安定同位体比を用い た研究では、*Thysanoessa* spp.はカイアシ類などの suspension feeder に近い食段階にある(Stowasser et al., 2012).

上記の E. antarctica の食性はスコシア海についての 研究だが、その他の海域でも断片的ではあるが情報があ る(Kozlov and Tarverdiyeva, 1989; Kock, 1992). 多く の外洋性魚類は日和見食者 opportunistic feeder である ことから周りの生物相によって食性も変わる. E. antarctica も海域によってはスコシア海と食性が大きく異 なることを示唆しているが、インド洋セクターでは包括 的な食性の研究は行われていない.

7. ハダカイワシ類仔魚の研究

7.1 Electrona antarctica & E. carlsbergi

上述の研究はほぼすべてが成魚について行われたもの であり、その初期生活史に焦点を当てたものはほとんど なかった.最も重要な種のひとつである Electrona antarctica と Electrona carlsbergi については、仔魚を形態 で分けることすら現時点では難しい. E. antarctica につ いては仔魚から稚魚にかけてのシリーズ標本に基づいた 記載があるが (Rasoanarivo and Aboussouan, 1983; Moteki et al., 2017c), E. carlsbergi についての記載は乏 しい.しかし、Moser and Ahlstrom (1974)は、変態期の サイズに言及し、E. antarctica が 20 mm くらいなのに 対し、E. carlsbergi は 12-13 mm としている.しかし、 この論文は仔魚の形態に基づく総説的な記述の一部で, 論文から同定の根拠を検証することはできないし,仔魚 のサイズが小さい場合の同定形質についての記載も無 い. North and Kellermann (1989)は,暫定的な同定と 断った上で,10 mmの *E. carlsbergi* 仔魚のスケッチを 掲載している.我々の研究チームで *E. antarctica* につ いては,仔稚魚期の形態発育や仔魚の分布様式について の研究を行ったが (Moteki et al., 2007a, 2017c),仔魚の 同定については既往の論文や成魚の分布域を参考にした ものの,暫定的であることは否定できない.

Efremenko (1986)は、スコシア海において E. antarcticaと E. carlsbergi を含むハダカイワシ科魚類 10 種の卵 と仔魚の分布を記述しており、しばしば引用される. こ の論文はすべてが「真実ならば」重要な情報を含むが、 各種の同定の根拠が確認できない.根拠となる論文が示 されてはいるが、その多くがロシア語でしか出版されて おらず国内では入手困難である。同定は、シリーズ法で 行ったことが書かれている.シリーズ法とは、同定可能 な比較的大きな個体から、単独では同定不可能な発育初 期の個体を連続的に揃えたシリーズを基に、シリーズす べての同定・記載を行う方法である. 方法自体は仔稚魚 研究には一般的だが、これを卵にまで遡って同定したと いう記述をそのまま信用してよいものか悩ましい. 実際 に前述の North and Kellermann (1989) も E. carlsbergi の記述にこれらの論文を引用していない. 同定以外に も、鉛直分布や出現時期について述べているが、いっさ いのデータが示されていない. じつは、6章で引用した Moline et al. (2008) はこの論文を引用しているが、卵・仔 魚の出現時期については無視したふしが伺える.一方 で, Efremenko (1986) は出現時期をほぼ周年としている. Efremenko は南大洋の仔魚の形態記載や出現様式につ いて大きな貢献をしてきた研究者で、筆者は Efremenko (1986)も大部分は「真実」であると思っているが、未だ にそれを検証できないでいる.いずれにしても, E. antarctica と E. carlsbergi の仔魚の形態学的な判別方法の 確立は、初期生活史の研究を進めるうえで必須である. 余談だが、この論文は Journal of Ichthyology という英 文誌で読むことができるが、この雑誌は Voprosy Ikhtiologiiというロシア語の雑誌をイスラエルの会社が 英文に翻訳したものであり、オリジナルではない、 ロシ ア(旧ソ連)には魚類学の大きな蓄積があるが、その大 部分がロシア語なのが残念である. Journal of Ichthyology は高価で、現在日本では国立科学博物館の みが購入している.

これらの2種の分布域は, E. antarctica が APF 以南,

E. carlsbergi が APF 以北というイメージであるが, APF 付近ではオーバーラップする.実際に我々が研究 を行った 140°E トランセクトでも,わずかだが E. antarctica が 60°S 以南でも採集された.特にスコシア海で は、このイメージは怪しくなる.こちらでは同所的な分 布が普通に見られるといってもよい (Saunders et al, 2015).これは、すでに触れたハダカイワシとコオリウ オの同所的分布の原因と同様で、海洋フロント構造が複 雑に入り組んでいることに起因していると思われる. WAP においても E. antarctica が大陸棚海域に分布する ことが知られているが、これも上部周極深層水 Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) が大陸棚上に乗り上 げてくることと関係していると解釈されている (Donnely and Torres, 2008).

7.2 なぜ初期生活史の研究をするのか

魚類のみならず生物の死亡率は、体の発達が未熟な状 態で生まれて間もない時期に高い. この時期をうまく乗 り越えられれば (生き残れれば), 成体になれる確率は大 きく高まる. つまり生活史初期の生残率が, その生物の 個体群動態に大きな影響を及ぼす. この考え方は水産資 源学の分野において魚類資源の将来予測に応用されてい るものである. つまり, 仔魚や卵の分布・密度からその 年級群の資源予測を行うことができる. 仔魚の減耗要因 については餓死や捕食が考えられ、魚類はそれぞれの進 化の過程で,卵やふ化仔魚に対する捕食者の少ない場所, あるいは孵化した仔魚がすぐに餌にありつける場所を産 卵場所として選択するようになったはずである。した がって、卵や仔魚が多く採集される場所の環境条件や仔 魚の餌生物を始めとした初期生活史を知ることにより、 仔魚が生き残るために何が好ましい条件かを明らかにす ることができれば、地球温暖化によってその条件が変化 したときに、その種の個体群変動を予測することが可能 となる. ハダカイワシの個体群変動の影響は、食物網を 通して広範に及ぶことが想定されるため、ハダカイワシ 類の初期生活史を解明することは重要であるといえる.

このような背景と動機から我々は初期生活史の研究に 力を入れているが、実際にはハダカイワシ成魚の定量的 な採集が一般に困難であることも背景としてある.英国 南極観測局(British Antarctic Survey, BAS)はRMT25 (網口が25m²の開閉式ネット)という巨大なネットを用 いてマイクロネクトンの定量化に努力を払っているが、 海鷹丸では設備的に使用は困難である(Piatkowski et al., 1994).

仔稚魚研究の意義や、仔稚魚の一般的な生態について

は田中ほか(2009)によくまとめられている.より深く 学ばれる方にお勧めしたい.

7.3 *Electrona anratctica* 仔稚魚の形態発育と個体 発生的鉛直移動

E. antarctica は変態期 transformation stage を持つ (Moteki et al., 2017c). ハダカイワシ類は大きな眼を有 し、体や頭部の体側から腹面にかけて発光器を持つこと が大きな特徴であるが、仔魚期にはこれらの特徴はない. 仔魚は体表の色素が乏しく、ほぼ半透明である(ホルマ リン固定後は白色). 顎歯や咽頭歯などの口腔内の歯は わずかに見られるか出現していない。餌を濾しとるため の鰓耙を支える骨もまだ軟骨の状態である. 稚魚期は, 体制(細胞・組織・器官などの分化の程度やそれらの配 置の状態から見た生物体の基本構造)は成魚とほぼ同じ であるが成熟までにしばらくかかる発育段階である. 仔 魚は体長 19-21 mm の変態期を通して一気に稚魚期に入 る.「一気に」と書いたのは、極めて狭い体長範囲で体制 の変化が起こること、そして変化の経過が分かる変態期 の個体が極めて少ないことから、短期間のうちに不連続 的ともいえる変化が起きていると判断されるためであ る. 実際に Moteki et al. (2017c) では, 112 個体の仔稚魚 (6-37 mm) を調べたが変態期と定義できたのは6 個体 にすぎなかった.この変態期には、まず体表が色素に覆 われ、その後、眼径と上顎長が急速に増大し、発光器が 出現する. 顎や口腔内の歯は急速に増加, 骨格全体も軟 骨から硬骨へ発達(化骨)し, 摂餌関連・遊泳関連の機 能が完成する. このような体制の変化は、生息場所や食 性の変化と結びついたものであると考えられるが、実際 に分布深度も急速に変化する.

仔魚期にはほとんどの個体が 200 m 以浅で採集され るのに対し,変態期と稚魚期の個体は 200 m より深い深 度から採集される.ただし, *E. antarctica* の変態期以降 の個体は,他のハダカイワシ類と同様に日周鉛直移動 Diurnal (Diel) Vertical Migration (DVM;詳しくは後述) を行い夜間には 100 m 付近まで上昇してくる.しかし, 仔魚期については今のところ DVM を行うという積極的 な証拠は得られておらず,行ったとしても小規模である と考えられる.この鉛直移動を可能にするのは,稚魚期 の骨格や鰭の完成によるものと考えてよい.また,大き な眼や発光器の獲得は,急速に乏しくなる 200 m 以深の 光環境では必須であろう.上顎長の発達は,生物量が小 さくなる中・深層の餌環境への適応,つまり餌サイズの 選択肢を広げるためであると考えられる.このような個 体発生と形態発育に伴う鉛直分布の変化を個体発生的鉛 直移動 Ontogenetic Vertical Migration (OVM) とよぶ. *E. antarcitca* は,南大洋の高緯度域(SB-ACC 付近より 南,大陸棚縁辺部まで)において最も個体数・生物量の 大きい魚類である.他にも Notolepis coatsi(図 3), *Bathylagus antarcticus, Cyclothone microdon* などが多 く採集され,Lutzow-Holm Bay の北側海域では,これら 4種が,採集された魚類全体の個体数の 95%を占めるこ ともある(Moteki et al., 2009).この OVM は4種のう ち Notolepis coatsi と B. antarcticus でも認められてい る. C. microdon はおそらく秋から冬が産卵期と考えら れるが,仔魚期の個体が夏季には採集されていないため, OVM の有無は確認できていない(Gon, 1990; Moteki et al., 2009).

7.4 *Electrona antarctica* 仔魚の空間分布:なぜそこ にいるのか

海洋大のチームはそれまで主力としてきた RMT に加 え, IONESS (アイオネス Intelligent Operative Net and Environment Sensing System)を用いた観測を 2010/2011 の航海から始めた. この IONESS は海外では ほとんど知られていないギアであるが、MOCNESS(モ クネス Multiple Opening/Closing Net Environmental Sensing System) は海洋生物学研究者の間では有名なの で、海外で IONESS の説明をするときには MOCNESS と瓜二つだと言えばよい (Wiebe et al., 1985). IONESS は開閉式ネットで、1回の曳網で8層からの層別採集が 可能である. この IONESS を使って, 140°E と 110°E トランセクトで表層から 400 m までの E. antarctica 仔 魚の空間分布を調査した(Moteki et al., 2017a). これま で述べてきたように, 推定される生物量などから本種は 南大洋食物網における重要種のひとつと考えられている にも関わらず、水平分布パターンの詳細も分かっていな かったが、本研究から仔魚が一定の分布パターンを持っ ていることが明らかになった.夏季の南大洋では、大陸 棚海域から斜面にかけて-1℃以下の低水温の南極冬季 水(WW: Winter water)が分布するが、大陸棚斜面より やや北側に位置する SB-ACC とよばれる前線近傍では 1.5℃以上の周極深層水 (CDW: Circumpolar Deep Water)の湧昇がみられる. 仔魚は、140°Eトランセク トでは SB-ACC 付近に多く分布し、110°E では SB-ACC 付近からさらに北側の 60°S 付近まで分布域が広がって いた.ふたつのトランセクトでは分布パターンがやや異 なるように見えるが、水塊としてみると WW と CDW の混合水塊である変質周極深層水 Modified CDW (MCDW)を中心に分布しているといってよい.

では、この分布パターンが仔魚にとってどのようなメ リットがあるのだろうか. 仔魚にとってのメリットは, その水塊が保育所 nursery として適しているかどうか, 言いかえると餌場として適当か、捕食者から逃れるのに 適しているかどうか、という点であろう.多くの海産魚 の卵は、直径1mm 前後の分離浮性卵(岩や海藻などの 基質に産みつけられるのではなく、海中にばら撒かれ漂 いながら発生が進む)である. 孵化したばかりの仔魚は, 口がまだ開いていないが、大きな卵黄を持ちこれを栄養 源として発育する.卵黄(内部栄養)を使い切るころに は口が完成し, 仔魚は餌を摂る(外部栄養) ことができ るようになる.この内部栄養から外部栄養へのスムーズ な切り替えには、口に入る適当な大きさ、 遊泳能力の乏 しい仔魚でも捕らえることが可能な十分に遅い動き、十 分な栄養価、あまり泳ぎ回らなくても遭遇することが可 能な分布密度など、餌(生物)についてのいくつかの条 件が求められる。このタイミングでこれらの餌条件に出 くわさないと仔魚は飢餓になるであろうし,弱れば肉食 性のプランクトンに食われることになるだろう (Hunter, 1981;田中ほか, 2009).

これらの条件が、MCDW に揃っているのか、これを 検証することは環境変動と E. antarctica 仔魚の生残率 の変動を理解するうえで不可欠となりそうだが、仔魚が 何を餌としているのかを知ることから始める必要があ る. 餌生物を特定し、その餌生物の分布や動態を知るこ とができれば、環境変動が生態系に及ぼす影響を理解す るうえで大きな前進になる. MCDW は, CDW と WW の間に分布する混合水塊である。WW は冬季に冷やさ れた表層数十mから100mくらいまでの層が,夏季に なって表層部分だけが温められ、結果的に中層に残され た低水温の水塊である.夏季,140°Eトランセクトでは -1℃以下の水塊は 63°S-63.5°S くらいまで広がるが、 110°E トランセクトでは 60°S 以北まで深度 50-100 m の層に広がっている. これは 140°E に比べて 110°E の 方が、海氷が遅くまで残っていることと関係がありそう である.110°Eトランセクトの西側には水深の浅い海脚 (海底の大きな高まりから外の方へ突き出している小規 模な隆起部のこと)が北側に張り出しており、この海域 には CDW の影響が及びにくく、海氷が比較的遅い季節 まで残る傾向がある. E. antarctica の産卵・孵化の盛期 は不明であるが、我々が観測を行っている1月の観測で は卵や孵化直後の仔魚が得られていないことを考える と、1月には盛期を過ぎているのかもしれない。推定さ れている仔魚の期間(孵化から稚魚になるまでの日数) に 30-47 日を適用すると (Greely et al., 1999), 我々が採

集した仔魚は遅くとも12月には孵化していることになる. 仔魚が多く採集される海域は12月はまだ海氷に覆われており, *E. antarctica*は海氷下あるいは海氷縁の近傍で産卵・孵化している可能性を示唆している. この海氷の存在が,上述の餌条件を提供するうえで鍵となっているかもしれない.

仔魚の生き残り条件を考える上でもうひとつ必要なこ とは捕食者の存在であるが、これについてはほとんど不 明である.捕食者には端脚類や肉食性のカイアシ類、浮 遊性刺胞動物(クラゲなど)、その他の魚類など多様な生 物が考えられる.これらから逃れるには暗い場所、つま り深い方に生息することが有効だが、彼らの生息場所は 比較的明るい表層 0-200 m である.彼らは捕食者から 見つからないために暗い場所に逃れるのではなく、半透 明の体を持つことによって、彼らから見つからないよう に進化してきたのかもしれない.

7.5 Electrona antarctica 仔魚の食性

E. antarctica 仔魚の食性についてはスコシア海での研 究がある (Gorelova and Efremenko, 1989). この研究で は体長10mm以下と10mm以上の仔魚とに分けて解析 している. 10 mm 以下では甲殻類の卵が消化管から多 く見出されている他、オヨギゴカイ類(多毛類)の剛毛 束 chaetae が高い頻度で出現している. 10 mm 以上の 仔魚では空消化管率が90-100%と高く,唯一見つかった のは剛毛束であった。剛毛束は我々の分析(未発表)に おいてもしばしば出現しているが、デトリタス塊の中に 見られることが多いことから、他の動物プランクトンや 魚類がオヨギゴカイ類を食べた後に排出した糞を仔魚が 食べているのではないかと考えている. 10 mm 以下の 仔魚でも空消化管率は高く(57-89%) Gorelova and Efremenko(1989) もこのことについて、他の研究(他の 種)でも仔魚の消化管からあまり餌が見つからないこと, そして、これはエネルギー要求の証拠 (evidence of their energetic requirements; 飢餓の指標という意味か?)か もしれない、とコメントしている.しかし、仔魚が皆飢 餓では生き残れない.

仔魚の食性を調べるには, Gorelova and Efremenko (1989)のように消化管内容物を調べれば分かるはずだ が,ネットに捕らわれてからはコッドエンド(網の末端 部,サンプルが溜まる部分)で他のプランクトンと一緒 に揉まれるうちに,食べたものを吐き出したり,他のプ ランクトンを飲み込んだりすることがあるといわれてい る.様々な種の仔魚でしばしば観察される高い空消化管 率は,消化管の通過時間の速さと関係があるのかもしれ

ないし、未発達な消化管の構造と関係しているのかもし れない. 安定同位体比や脂肪酸組成といったバイオマー カーの分析により過去数週間分の食べたものの履歴を知 る手法もあるが、正確な分析には一定の重量の試料が必 要である. したがって、体長数 mm の仔魚の分析にはあ る程度の個体数を集めることが必要であり、アクセスが 容易ではない南大洋での研究には忍耐が求められる。ま た、バイオマーカーによる分析も顕微鏡による観察を補 完するものに過ぎないので、消化管内容物の顕微鏡観察 は必須であり、こちらも忍耐の必要な作業となる、我々 も E. antarctica の消化管内容物の研究を始めたとき, 仔 魚の初期における高い空消化管率に遭遇し、課題を残し た.現在は、採集時にできるだけダメージを与えないこ とや、観察の手法を改善することなどの対応をしており、 近いうちにいくつかの新たな知見が得られるものと確信 している.

前述したとおり, 仔魚が生残するためには, いくつか の餌条件が必要なことを考えると, nurseryの海域・環 境や餌の組成はある程度安定していると考えられる. 一 方で親魚は, 産卵期以外はいくつかの海洋前線をもまた がって広く分布する. このことは, ある程度餌の選択性 に柔軟性があることを示し, 食べられる餌を食べている と考えられる(日和見食者 opportunistic feeder とよば れる). したがって, 親魚は餌環境が変化しても急に個 体群動態に影響を及ぼすことはないが, 仔魚にとって餌 環境の変化は重要であり, その変化は生残率の低下に直 結するだろう.

8. 日周鉛直移動

ハダカイワシ類のような中・深層性魚類を含めて、プ ランクトンや魚類の多くは夜間に浮上し日中は深い深度 に戻っていく日周鉛直移動 Diurnal (Diel) Vertical Migration (DVM)を行う. DVM は世界中の海や湖で毎 日繰り返される生物群集の移動としては最も大規模な移 動である.基本的には日出と日没に伴う光環境の変化と 密接に関係し、一般的には視覚的捕食者からの逃避 (visual predator avoidance)が最大の要因と考えられて いる(Lampert, 1993). 南極においても基本的には捕食 者からの逃避行動が重要な引き金となっていると認識さ れている(Robison, 2003). 生産性の高い表層にいれば 餌生物が豊富かもしれないが、視覚的捕食者には当然狙 われやすくなる.

このような普遍的とも思われる生物の移動も極域なら ではの例外がある. 真夏の高緯度域は太陽が沈まなくな る. この白夜に表層に上昇すれば捕食者に狙われやすく なるかもしれない.夏季に北から南へ向かって観測を進 めていくと、徐々に夜の時間が短くなる、エコーサウン ダー(計量魚群探知機)を用いた観測では, E. antarctica と推定される魚群が 60°S 以南で DVM を行うのが観 察されたが、南に行くにつれ(夜の時間が短くなるにつ れ), 60°Sでは魚群が表層近くまで上昇するのに対し, 64°S付近では深度150-250mまでしか上昇しなくなり、 65°Sでは上昇が見られなくなった (Moteki et al., 2017a). この南北方向の DVM 様式の差異はそのまま季 節変化(日照時間の変化)に現れるはずである.このE. antarctica の鉛直移動のパターンは、エコーサウンダー には映らない捕食者や餌生物の移動とも同期していると 考えるべきで、生物が関与する鉛直的な物質の移動パ ターンが季節によっても大きく変化することを示してい る、しかしながら、我々が知っているその実態は主に夏 についてであり、氷に覆われる季節についてはほとんど 何も知らない、ハダカイワシ類は、光の乏しい海氷域で は捕食者から見つかりにくくなるために表層近くまで上 昇しているかもしれない.しかし、海氷縁辺域 Marginal Ice Zone (MIZ) で、飛翔性の海鳥類が E. antarctica や Notolepis coatsi といった中・深層性魚類を 捕食していることも知られており、海氷分布と生態系の 関係性を調べる研究が必要である (Ainley et al., 1986).

9. Notolepis coatsiと N. anulata (ハダカエ ソ科)の分布

N. coatsi は、南大洋季節海氷域の大陸棚縁辺部から SB-ACC に分布する魚類としては, E. antarctica と並ん で個体数の多い中・深層性魚類である (Van de Putte et al., 2010; Moteki et al., 2011). エネルギー量も大きく, 高次捕食者の餌としても重要である(Van de Putte et al., 2010). しかし、なぜかハダカイワシ類ほど注目されて おらず,研究対象としても適当かもしれないと考え,我々 のチームでこっそり研究を始めている. E. antarctica と 同様に、まずは仔魚の分布について大学院生が解析を始 めたところ、早速興味深い発見があった.我々が主とし て研究対象としている 60°S 以南には、既往の知見では Notolepis 属のうち N. coatsi のみが分布すると考えられ ていたが,同属の N. annulata 仔魚が SB-ACC 以南(お よそ 63°S 以南)のサンプルに少なからず見出されたの である. N. annulata は, E. carlsbergi と同様に APF 以 北を主な分布域とする種である. さらに我々の調査では なぜか 60°S 以北では N. annulata 仔魚が採集されてい ない. さらなる広域の分布調査が必要であるが, N. annulata 仔魚の分布が APF 以南の季節海氷域の中でもか なり南側にあるということは,親魚による産卵のための 南下回遊が行われていることを意味する. APF 以北に 分布の中心をもつ種としては,海氷の影響を強く受ける 海域までわざわざやってくる意味を知ることは,海氷が 生態系にもつ意義を考える上で興味深い.

10. 魚類仔魚の同定に関する問題点

実は Notolepis coatsi と N. annulata の仔魚を見分ける のは簡単ではない.体長約20mm以上の個体では、腹 部の黒色素胞の位置で両種を判別することが可能である $\mathfrak{D}^{\mathfrak{S}}$ (Efremenko, 1979; Post, 1987; North and Kellermann, 1989), それより小さい個体では種同定は難しい. 結果 として本属についても仔魚の分布に関する研究はほとん ど行われてこなかった. これは Electrona 属についても 同様で, E. carlsbergi 仔魚については非常に簡単な記載 があるが、その仔魚を E. carlsbergi と同定した根拠が示 されていないうえに, E. antarctica との識別点も尾柄部 に黒色素胞があるかないかという一点にすぎない (North and Kellermann, 1989). したがって, 現時点で は採集場所以外に E. carlsbergi (APF 以北) と E. antarctica (APF 以南) を区別する材料はないが, E. carlsbergi が海氷近くまで産卵回遊する証拠でも出てきたら それもできなくなる(幸いにして今のところそういった 証拠はない). Notolepis 属にせよ Electrona 属にせよ, 2 種を分子生物学的手法により判別することは可能である が、分析のためには採集された仔魚をエタノール固定か 冷凍保存する必要がある.しかし、これらの固定・保存 方法では、標本が破壊されてしまうため、同定結果が得 られても同一標本の形態観察は不可能ということになっ てしまう. 例えば、冷凍標本を解凍した場合、筋肉や骨 格が未発達な仔魚では脱水などにより形態が大きく変 わってしまうため、その復元すら困難である、エタノー ル固定でも同様で、仔魚の重要な標徴形質となりうる黒 色素胞も消失してしまう. この問題を回避するために は、小さい個体から大きい個体まで連続的に何らかの形 質でつながる一連の標本群 (シリーズという) が必要で、 このシリーズの一部を DNA 分析用に保存し、残りを形 態観察用にホルマリン固定する. DNA 分析により種が 確定できれば、シリーズ全体が同種ということになるの で、そのシリーズを使って形態の記載が可能となる.し かし現実的には、採集直後に船上で、プランクトンサン プルの中から半透明の仔魚を抜き出し, 生鮮状態のまま

形態観察・体長測定等を行い、シリーズ標本を集めるの は至難の業である.しかし、*Electrona* 属については、 APF から南北に十分離れた海域で採集された仔魚は別 種である可能性が高く、これらの形態比較ができれば両 種を区別する形態形質を明らかにできると考えられる.

11. 生態系変動

11.1 ナンキョクオキアミ vs.サルパ

オキアミと並んで個体数・生物量において重要な動物 プランクトンに, サルパ Salpa thompsoni がいる (図 4). サルパは尾索類というグループに属する。 ゼラチン質の 管状の体をもったプランクトンである. ゼラチン質と いっても筋肉もあり、体を収縮させることによって体の 中に水を通してジェット推進で移動することができる. 個別に遊泳し無性生殖を行う段階(単独個体 solitary) と、鎖状につながり有性生殖を行う段階(連鎖個体 aggregate)を繰り返す生活環を持っている. サルパはオ キアミと同じ suspension feeder であり, 植物プランク トンを主な起源とする懸濁粒子をろ過摂食していること から、餌について両者は競合している可能性がある (Perissinotto and Pakhomov, 1998a, b). サルパは、特に 餌が多いときに大増殖し、植物プランクトンの増殖速度 を上回る勢いで摂食することがある.しかし、基本的に 分布の中心は異なっている (Nishikawa et al., 1995; Hosie et al., 2000; Pakhomov et al., 2002). オキアミは主 として SB-ACC より南側に分布するが、サルパはその北 側に分布の中心がある.ところが、1926年以降の信頼で きるデータを統合して解析したところ, 1970年代になっ てからオキアミの南極全体の個体数密度が大きく減少し ていることが分かってきた (Atkinson et al., 2004). オ キアミの個体数密度は前の冬の海氷面積(氷縁の緯度) と正の相関があることが知られている[一方で,1970年 代のオキアミ密度が周期的に起こる高密度の時期だった 可能性も指摘されている(Loeb and Santora, 2015)]. こ れは海氷の分布面積が,冬季に海氷を餌(アイスアル ジー)の供給元あるいはシェルター/nurseryとして利 用する幼生の生残率に影響を与えていることなど、オキ アミが、その生活史全般に渡って海氷に大きく異存して いるためである (Ross et al., 2004; Quetin et al., 2007; Meyer et al., 2017). また, 海氷の減少と関連して植物プ ランクトンが小型化していることも、オキアミの減少に つながっていると言われている (Moline et al., 2004, 2008). もともとオキアミが多い大西洋セクターでは温 暖化の進行が深刻で、このことが生物量の減少につな

がっていると考えることができる.

こういった背景のもと、一方でサルパは増加し、さら に分布域が南下しているらしい.上述したとおり、本来 SB-ACCの南側にはほとんど出現しないか、出現しても そこでは水温が低すぎて再生産できないとされていた が、成熟個体が安定的に見られるようになってきている (Ono et al., 2010; Pakhomov et al., 2011; Ono and Moteki, 2013, 2017). もともと比較的暖かい水を好むサルパに とっては、海水温の上昇は何も困ることではないだろう. サルパは、魚類や海鳥類によって捕食されるケースは知 られているが、栄養価が低く、特に海鳥類のような高エ ネルギーを要求する内温動物の主要な餌となっていると は考えにくい (Pakhomov et al., 2002; Dubischar et al., 2006; Saunders et al., 2015; Thiebot et al., 2017). つまり, 食物連鎖によって炭素を高次へとつなぐ役割をほとんど 担っていないことになる (Dubischar et al., 2006). しか し、サルパは生態系においては別の点で重要な役割があ る. 彼らは沈降速度が速い大きな糞粒を生産することが 知られ、南極のサルパとは別種だがその糞粒は理論的に は 2700 m/日の速さで沈むという (Bruland and Silver, 1981). 加えて、しばしば大増殖して短い世代をもつこ となどは、表層の炭素を海底に運搬・隔離するプロセス (生物ポンプ)や深海への有機物供給における貢献といっ た点において大きな役割を持っているはずである (Phillips et al., 2009). オキアミとともに, 役割は異なる が、サルパの個体群変動は大きな生態系変動の観点から も、もっと注目されてもよいだろう(生物ポンプについ ては本巻の須藤ほかも参照).

11.2 高次捕食者の餌としてのオキアミ類・魚類の質(エ ネルギー量)

多くの高次捕食者が依存しているオキアミ類の総脂質 量は、季節や海域によって大きく異なっている.例えば、 南極半島の西側海域(WAP)で得られた値は、インド洋 で得られた値よりざっと50%も高い(Färber-Lorda et al, 2009; Ruck et al, 2014).またWAPでは、同じ時期 でも水温の低い高緯度・岸寄り海域の方が、高い海域(低 緯度海域)よりも高くなることが知られている(Ruck et al, 2014).これらのデータは、温暖化による水温上昇等 によって、単純にオキアミの分布や生物量が変動するの みならず、餌としての質が変動することも示している. 同じオキアミを食べるにしても餌のエネルギー量が異な れば、捕食者は行動を変えなければならない.エネル ギーが低ければ多く食べる必要があるし、その他の餌を 食べることで補完する必要が生じるかもしれない.

WAP では, 上部 周極 深層 水 (Upper Circumpolar Deep Water, UCDW)が陸棚上に侵入することによって E. antarctica が陸棚上に分布すると考えられている (Donnely and Torres, 2008). また, E. antarctica の総脂 質量はオキアミよりも多いことが知られる(Ruck et al., 2014). 彼らは、本来の分布域である外洋域より Landbased の捕食者に利用されやすいと考えられ、実際にア ザラシやオットセイ,海鳥類に捕食されている(Barrera-Oro, 2002). 彼らは、年・海域・季節、あるいは大陸棚域 に UCDW が卓越するか否かによって、結果的にオキア ミか E. antarctica の食べやすい方を選択するのだろう. 一方. アデリーペンギンのヒナでは. より総脂肪量の多 いコオリイワシを選択した方が、コオリオキアミだけを 食べているときよりも成長や生残が良いという研究もあ り (Chapman et al., 2011), 環境変動が餌の質の変化を通 して大型捕食者の個体群変動に影響を与えると考えられ る.

著しい気候・環境変化が進行している南極半島西部で は、オキアミを主な餌としているカニクイアザラシ(図 3) も *E. antarctica* やコオリイワシなどの魚類に餌生物 をシフトしている可能性が、安定同位体比を使った研究 で示唆されている(Hückstädt et al., 2012).また、冬季 にはオキアミへの依存度が下がることも分かってきた. 彼らは柔軟に気候変動に対応していくと考えられるが、 餌そのもののシフトのみならず餌の質の変化が個体群変 動や食物網全体に与える影響についても注視していく必 要があるだろう.

12. 生態系構造が炭素隔離を制御する?

南大洋における炭素の循環は、植物プランクトンやア イスアルジーが光合成によって海水中に溶け込んでいる 二酸化炭素を吸収することから始まる.これらの光合成 活動によって合成された有機炭素は、オキアミをはじめ とする従属栄養生物に利用されることで食物連鎖が始ま る.これらの有機物は形を変えながら様々な過程を経て 一部は深層へ沈降するが、そのほとんどは表層で分解さ れて溶存有機物となり滞留するか、利用した生物の呼吸 によって二酸化炭素となり、再び大気-海洋間のガス交 換に寄与することとなる.全球的に見た場合、一般に光 合成生産のわずか10%程度が中層以深に沈降すると言 われているが (Martin et al., 1987)、実は海域や季節間で その程度には大きなバラツキがある.これらの生物活動 を介した深層への炭素隔離(生物ポンプ)には、生態系 の構造が大きな役割を果たしている.南大洋を代表する

二次生産者としてオキアミとサルパが重要であり、これ らが大型の糞粒 faecal pellet を排泄することで、炭素の 隔離効率は著しく高くなる. また, マリンスノー (1 mm 以上の不定形粒子)も炭素隔離のドライバーとなる.マ リンスノーの多くは粘性物質による植物プランクトンの 凝集, 尾虫類のハウス, 有殻翼足類の mucus web が元 になっていることが知られている (Alldredge and Silver, 1988). 植物プランクトンの凝集には植物プランクトン 自体の生理状態が関与しており、残りの二つは尾虫類、 有殻翼足類自体の量と摂餌活性が鍵となっていると考え られる.また、このような生物ポンプを促進する動物の ほとんどは、オキアミやサルパと同様に体サイズの割に 非常に小さな粒子を餌にできる特徴を持つことが多いこ とにも触れておきたい。例えば尾虫類は数 mm 以上の ものも少なくないが、1 µm 以下の粒子を捕食可能であ ることから、食物連鎖を大きくショートカットすると言 われている (Choe and Deibel, 2008). 摂餌を通して有機 物を大型化する動物群の機能と動態を把握することは, 表層生態系の構造と物質循環を把握する上で欠かすこと ができないが、南大洋においてオキアミ以外の動物に対 する我々の理解はあまりにも乏しい.

生物過程を経て沈降した粒子は、光合成が起こらない 中・深層生態系を支える重要な餌でもある. 言い換えれ ば、中層以深の生態系中で生じる沈降粒子の利用が炭素 隔離の量と期間を規定する可能性があるということであ る. 実際に多くの海域において、200-1000 m 深度にお ける沈降粒子量の減衰はバクテリアの分解速度から予想 されるよりも遥かに大きい. このギャップの原因は *Oithona* 属や *Oncaea* 属など,小型カイアシ類の沈降粒 子食であると考えられている (González and Smetacek, 1994; Turner, 2004). しかし、中層以深における動物の 摂餌生態と沈降粒子の関係に関する研究は依然として進 んでいない、小型カイアシ類の知見についても、現場レ ベルでは沈降粒子の大きな減衰が見られた深度で個体数 密度が多かったことくらいで、あとはごく限られた飼育 実験に基づく推測である場合がほとんどである、表層か ら沈降した有機物粒子を捕食し、沈降粒子フラックスの 減衰に寄与する動物は他にも多く存在するだろう.

ここで述べてきた炭素の隔離量とその変動を決定する 二つの生物過程に関する知見を蓄積し、定量的な理解を 深めることは、南大洋生態系の構造と気候変動との関係 を理解するとともに、二酸化炭素変動に対する南大洋生 態系からのフィードバックを評価する上でも重要であ る.

13. まとめ

ナンキョクオキアミや E. antarctica を抜きにして南 大洋の生態系研究は議論できないが、その他にも注目さ れるべきバイプレーヤーはいる. 例えばオキアミ類 Thysanoessa spp. (本属は南大洋に2種分布するが形態 的な分類は困難) であるが、その生物量や生態的意義は 十分に把握・議論されていない. 南大洋の生態系につい ては、いくつもの重要な総説や本が書かれているが Thysanoessa spp.をフォーカスした議論はオキアミに比 べて著しく少ない.彼らの総脂肪量がオキアミに匹敵す ること、オキアミのような大きな集団を形成しないもの の広大な分布域を持つこと、オキアミの脂質の組成が主 としてトリグリセリドなのに対して Thysanoessa spp.で はワックスエステルであることなどを考慮すると、 生態 系における役割は、両者で異なるものの、もう少し議論 されるべきであろう (Falk-Petersen et al., 1999, 2000; Lee et al., 2006; Haraldsson and Siegel, 2014).

本稿では、南大洋の生態系・食物網に関して、これま で得られた知見や研究課題について論じてきた. しか し、その多くがスコシア海や WAP で得られたものであ り、東南極(インド洋セクターが大部分を占める)の情 報は未だに乏しいのが現状である.スコシア海や WAP は生産性が高い海域で、オキアミを始めとして生物が多 い場所である.同様に、インド洋セクターでもプリッツ 湾からケルゲレン海台にかけての海域で高いクロロフィ ルa濃度(植物プランクトン現存量の指標)が観測され ている (Moore and Abbott, 2000). 言うまでもなく, 生 産性が高い海域を観測することは、南大洋全体の生物生 産の理解に欠かせない. このような海域には植物プラン クトン食性が強いオキアミが優占することになる.しか し、生産性が高いプリッツ湾からケルゲレンにかけての 海域を別にすれば、インド洋セクターの大部分は水深 4000-5000 m の海底地形の変化が乏しい海域が広がって いる. この広大なのっぺりした海域は生産性が相対的に 低いが、栄養段階がオキアミよりやや高い Thysanoessa spp.が優占し、複数種のハダカイワシ科魚類の生物量を 支えている (Stowasser et al., 2012; Saunders et al., 2015). 生産性の高い海域では相対的に少ない種ではあ るが、インド洋セクターでは一次・二次生産者を上位の 食段階につなぐ重要な担い手でもある. 南大洋生態系の 理解は、どうしてもオキアミに引っ張られがちで、オキ アミが少ないインド洋セクターでの研究は遅れる傾向に ある.我が国が対象とするインド洋セクターの大部分は 南大洋に散見される krill-independent pathway が優占

的な海域であり、この生態系構造と動態の解明なくして 南大洋全体の理解には到達できないと筆者らは考えてい る.

謝辞

2009年に東京海洋大学と国立極地研究所は連携協定 を締結し、それ以来、共同研究体制を維持・強化してき た、本稿に書かれた研究アイデアは、この間に多くの研 究者や学生と重ねてきた共同研究や議論を基にしてい る. 特に, 石丸隆博士(東京海洋大学), 福地光男博士(国 立極地研究所),小達恒夫博士 (国立極地研究所), Graham Hosie 博士 (Sir Alister Hardy Foundation for Ocean Science)には、我々の研究の基礎を築いていただ いた. Robert A. Massom 博士 (Australian Antarctic Division) との議論は, E. antarctica の初期生活史と海氷 との関係を研究するきっかけとなった. ここに記して感 謝したい. ナンキョクオキアミ (図1) とサルパ (図4-F)の写真は戸田亮二氏(東京大学)に提供していただい た.カニクイアザラシ(図3-G)は、東京海洋大学水産 専攻科の実習生が撮影したものである.お礼申し上げ る.

参考文献

- Ainley, D. G., W. R. Fraser, C. W. Sullivan, J. J. Torres, T. L. Hopkins and W. O. Smith (1986) Antarctic mesopelagic micronekton: evidence from seabirds that pack ice affects community structure. *Science*, 232, 847–849.
- Ainley D. G., P. R. Wilson, K. J. Barton, G. Ballard, N. Nur and B. Karl (1998) Diet and foraging effort of Adélie penguins in relation to pack-ice conditions in the southern Ross Sea. *Polar Biol.*, **20**, 311–319.
- Alldredge, A. L. and M. W. Silver (1988) Characteristics, dynamics and significance of marine snow. *Prog. Oceanogr.*, 20, 41–82.
- Amakasu, K., A. Ono, D. Hirano, M. Moteki and T. Ishimaru (2011) Distribution and density of Antarctic krill (*Euphausia superba*) and ice krill (*E. crystallorophias*) off Adélie Land in austral summer 2008 estimated by acoustical methods. *Polar Sci.*, 5, 187–194.
- Arrigo, K. R., T. Mock and M. P. Lizotte (2010) Primary producer and sea ice. In: Thomas, D. N. and G. S. Dieckmann (eds.) *Sea Ice, Second Edition*, 283–325. Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Atkinson, A., V. Siegel, V. E. Pakhomov and P. Rothery (2004) Long-term decline in krill stock and increase in salps within the Southern Ocean. *Nature*, **432**, 100–103.

- Atkinson, A., V. Siegel, V. E. Pakhomov, P. Rothery, V. Loeb, R. M. Ross, L. B. Quetin, K. Schmidt, P. Fretwell, E. J. Murphy, G. A. Tarling and A. H. Fleming (2008) Oceanic circumpolar habitats of Antarctic krill. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 362, 1–23.
- Barrera-Oro, E. (2002) The role of fish in the Antarctic marine food web: differences between inshore and offshore waters in the southern Scotia Arc and west Antarctic Peninsula. *Antarctic Sci.*, 14, 293–309.
- Bluhm, B. D., R. R. Gradinger and S. B. Schnack-Schiel (2010) Sea ice meio- and macrofauna. In: Thomas, D. N. and G. S. Dieckmann (eds.) *Sea Ice, Second Edition*, 357–393. Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Bocher, P., Y. Cherel, J. -P. Labat, P. Mayzaud, S. Razouls and P. Jouventin (2001) Amphipod-based food web: *Themisto* gaudichaudii caught in nets and by seabirds in Kerguelen waters, southern Indian Ocean. *Mar. Eco. Prog. Ser.*, 223, 261–276.
- Bruland, K. W. and M. W. Silver (1981) Sinking rates of fecal pellets from gelatinous zooplankton (Salps, Pteropods, Doliolids). *Mar. Biol.*, **63**, 295–300.
- Chapman, E. W., E. E. Hofmann, D. L. Patterson, C. A. Ribic and W. R. Fraser (2011) Marine and terrestrial factors affecting Adélie penguin *Pygoscelis adeliae* chick growth and recruitment off the western Antarctic Peninsula. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 436, 273–289.
- Cherel, Y., P. Koubbi, C. Giraldo, F. Penot, E. Tavernier, M. Moteki, C. Ozouf-Costaz, R. Causse, A. Chartier and G. Hosie (2011) Isotopic niches of fishes in coastal, neritic and oceanic waters off Adélie land, Antarctica. *Polar Sci.*, 5, 286–297.
- Choe, N. and D. Deibel (2008) Temporal and vertical distribution of three appendicularian species (Tunicata) in Conception Bay, Newfoundland. J. Plankton Res., 30, 969– 979.
- Clarke, A. and P. A. Tyler (2008) Adult Antarctic krill feeding at abyssal depths. *Curr. Biol.*, 18, 282–285.
- Collins, M. A., J. C. Xavier, N. M. Johnston, A. W. North, P. Enderlein, G. A. Tarling, C. M. Waluda, E. J. Hawker and N. J. Cunningham (2008) Patterns in the distribution of myctophid fish in the northern Scotia Sea ecosystem. *Polar Biol.*, **31**, 837–851.
- Collins, M. A., G. Stowasser, S. Fielding, R. Shreeve, J. C. Xavier, H. J. Venables, P. Enderlein, Y. Cherel and A. Van de Putte (2012) Latitudinal and bathymetric patterns in the distribution and abundance of mesopelagic fish in the Scotia Sea. *Deep-Sea Res. II*, **59–60**, 189–198.
- Cuzin-Roudy, J., J. -O. Irisson, F. Pinot, S. Kawaguchi and C. Vallet (2014) Southern Ocean euphausiids. In: De Broyer, C. et al. (eds.) *Biogeographic atlas of the Southern Ocean*, 309– 320. Scientific Committee of Antarctic Research, Cambridge.
- Donnelly J, T. T. Sutton and J. J. Torres (2006) Distribution

and abundance of micronekton and macrozooplankton in the NW Weddell Sea: relation to a spring ice-edge bloom. *Polar Biol.*, **29**, 280–293.

- Donnely, J. and J. J. Torres (2008) Pelagic fishes in the Marguerite Bay region of the West Antarctic Peninsula continental shelf. *Deep-Sea Res. II*, 55, 523–539.
- Dubischar, C. D., E. A. Pakhomov and U. V. Bathmann (2006) The tunicate *Salpa thompsoni* ecology in the Southern Ocean II. Proximate and elemental composition. *Mar. Biol.*, 149, 625–632.
- Ducklow, H. W., W. Fraser, D. M. Karl, L. B. Quetin, R. M. Ross, R. C. Smith, S. E. Stammerjohn, M. Vernet and R. M. Daniels (2006) Water-column processes in the West Antarctic Peninsula and the Ross Sea: interannual variations and foodweb structure. *Deep-Sea Res. II*, 53, 834–852.
- Ducklow, H., A. Clarke, R. Dickhut, S. C. Doney, H. Geisz, K. Huang, D. G. Martinson, M. P. Meredith, H. V. Moeller, M. Montes-Hugo, O. Schofield, S. E. Stammerjohn, D. Steinberg and W. Fraser (2012) The marine system of the western Antarctic Peninsula. In: Rogers, A. D., N. M. Johnston, E. J. Murphy and A. Clarke (eds.) Antarctic Ecosystems, An Extreme Environment In A Changing World, 121–159. Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Duhamel, G., Percy-Alexander Hulley, R. Causse, P. Koubbi, M. Vacchi, P. Pruvost, S. Vigetta, J. -O. Irisson, S. Mormède, M. Belchier, A. Dettai, H. W. Detrich, J. Gutt, C. D. Jones, K.-H. Kock, L. J. L. Abellan and A. Van de Putte (2014) Biogeographic patterns of fish. In: De Broyer, C. et al. (eds.) Biogeographic atlas of the Southern Ocean. 321–325. Scientific Committee of Antarctic Research, Cambridge.
- Efremenko, V. N. (1979) A description of the larvae of *Notolepis coatsi* (Paralepididae, Pisces). *J. Ichthyol.*, **18**, 500–503.
- Efremenko, V. N. (1986) Distribution of eggs and larvae of Myctophidae in the Southern Ocean. J. Ichthyol., 26, 141– 147.
- Falk-Petersen, S., J. R. Sargent, O. J. Lønne and S. Timofeev (1999) Functional biodiversity of lipids in Antarctic zooplankton: *Calanoides acutus*, *Calanus propinquus*, *Thysanoessa macrura* and *Euphausia crystallorophias*. *Polar Biol.*, **21**, 37–47.
- Falk-Petersen, S., W. Hagen, G. Kattner, A. Clarke and J. Sargent (2000) Lipids, trophic relationships, and biodiversity in Arctic and Antarctic krill. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 57 (Suppl. 3), 178–191.
- Färber-Lorda, J., R. Gaudy and P. Mayzaud (2009) Elemental composition, biochemical composition and caloric value of Antarctic krill: implications in Energetics and carbon balances. J. Mar. Syst., 78, 518–524.
- Flynn, A. J. and A. Williams (2012) Lanternfish (Pisces: Myctophidae) biomass distribution and oceanographictopographic associations at Macquarie Island, Southern Ocean. *Mar. Freshwater Res.*, **63**, 251–263.

- Garrison, D. L. (1991) Antarctic sea ice biota. *Amer. Zool.*, **31**, 17–33.
- Gille, S. T. (2014) Meridional displacement of the Antarctic Circumpolar Current. *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, **372**, 20130273, doi:10.1098/rsta.2013.0273.
- Gon, O. (1990) Gonostomatidae. In: Gon O. and P. C. Heemstra (eds.) Fishes of the Southern Ocean. 116–122. J. L. B. Smith Institute of Ichthyology, Grahamstown.
- González, H. E. and V. Smetacek (1994) The possible role of the cyclopoid copepod *Oithona* in retarding vertical flux of zooplankton faecal material. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 113, 233–246.
- Gorelova, T. A. and V. N. Efremenko (1989) On the food composition of the larvae of two species of lantern anchovies (Myctophidae) from the Scotia Sea. J. Ichthyol., 29, 106–109.
- Greely, T. M., J. V. Gartner Jr. and J. J. Torres (1999) Age and growth of *Electrona antarctica* (Pisces: Myctophidae), the dominant mesopelagic fish of the Southern Ocean. *Mar. Biol.*, **133**, 145–158.
- Haraldsson, M. and V. Siegel (2014) Seasonal distribution and life history of *Thysanoessa macrura* (Euphausiacea, Crustacea) in high latitude waters of the Lazarev Sea, Antarctica. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **495**, 105–118.
- Holm-Hansen, O., M. Naganobu, S. Kawaguchi, T. Kameda, I. Krasovski, P. Tchernyshkov, J. Priddle, R. Korb, M. Brandon, D. Demer, R. P. Hewitt, M. Kahru and C. D. Hewes (2004) Factors influencing the distribution, biomass, and productivity of phytoplankton in the Scotia Sea and adjoining waters. *Deep-Sea Res. II*, **51**, 1333–1350.
- Horner, R., S. F. Ackley, G. S. Dieckmann, B. Guiliksen, T. Hoshiai, L. Legendre, I. A. Melnikov, W. S. Reeburgh, M. Spindler and C. W. Sullivan (1992) Ecology of sea ice biota 1. Habitat, terminology, and methodology. *Polar Biol.*, 12, 417-427.
- Hosie G. W, M. B. Schultz, J. A. Kitchener, T. G. Cochran and K. Richards (2000) Macrozooplankton community structure of East Antarctica (80–150° E) during the Austral summer of 1995/1996. *Deep-Sea Res. II*, 47, 2437–2463.
- Hubold, G. (1985) The early life-history of the high-Antarctic silverfish, *Pleuragramma antarcticum*. In: Siegfried, W. R., P. R. Condy and R. M. Laws (eds.) *Antarctic Nutrient Cycles And Food Webs*, 445–451. Springer-Verlag, Berlin.
- Hücktstädt, L. A., J. M. Burns, P. L. Koch, B. I. McDonald, D. E. Crocker and D. P. Costa (2012) Diet of a specialist in a changing environment: the crabeater seal along the western Antarctic Peninsula. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 455, 287-301.
- Hulley, P. -A. (1990) Myctophidae. In: Gon O. and P. C.
 Heemstra (eds.) *Fishes of the Southern Ocean*, 146–178. J. L.
 B. Smith Institute of Ichthyology, Grahamstown.
- Hunter, H. R. (1981) Feeding ecology and predation of marine fish larvae. In: Lasker, R. (ed.) Marine Fish Larvae, 33–77.

Washington Sea Grant Program, University of Washington Press, Washington.

- 岩見哲夫,川口創,永延幹夫(2001)南極海およびその周辺 海域より報告のある魚類の標準和名のリストならびに新和 名の提唱.遠洋水研報,36,29-36.
- 川口弘一 (2005) 南極の自然史 ノトセニア魚類の世界から. 東海大学出版会,秦野.
- Kawaguchi, S., R. Kilpatrick, L. Roberts, R. A. King and S. Nicol (2011) Ocean-bottom krill sex. J. Plankt. Res., 33, 1134–1138.
- Kellermann, A. and S. Schadwinkel (1991) Winter aspects of the ichthyoplankton community in Antarctic Peninsula waters. *Polar Biol.*, **11**, 117–127.
- Kock, K. -H. (1992) Antarctic fish and fisheries. Cambridge University Press, New York.
- Koubbi, P., P. -A. Hulley, P. Pruvost, P. Henri, J. -P. Labat, V. Wadley, D. Hirano and M. Moteki (2011) Size distribution of meso- and bathypelagic fish in the Dumont d'Urville Sea (East Antarctica) during the CEAMARC surveys. *Polar Sci.*, 5, 195–210.
- Kozlov, A. N. and M. I. Tarverdiyeva (1989) Feeding of different species of Myctophidae in different parts of the Southern Ocean. J. Ichthyol., 29, 160–167.
- Lampert, W. (1993) Ultimate causes of diel vertical migration of zooplankton: new evidence for the predator-avoidance hypothesis. Archiv für Hydrobiologie Ergebnisse der Limnologie, 39, 79–88.
- Lee, R. F., W. Hagen, G. Kattner (2006) Lipid storage in marine zooplankton. Mar. Ecol. Prog. Ser., 307, 273–306.
- Legendre, L., S. F. Ackley, G. S. Dieckmann, B. Gulliksen, R. Horner, T. Hoshiai, I. A. Melnikov, W. S. Reeburgh, M. Spindler and C. W. Sullivan (1992) Ecology of sea ice biota. *Polar Biol.*, **12**, 429–444.
- Loeb, V. J. and J. A. Santora (2015) Climate variability and spatiotemporal dynamics of five Southern Ocean krill species. *Prog. Oceangr.*, 134, 93–122.
- Makabe R., A. Tanimura and M. Fukuchi (2012) Comparison of mesh size effects on mesozooplankton collection efficiency in the Southern Ocean. *J. Plankton Res.*, **34**, 432– 436.
- Makabe R, A. Tanimura, T. Tamura, D. Hirano, K. Shimada, F. Hashihama and M. Fukuchi (2017) Meso-zooplankton abundance and spatial distribution off Lützow-Holm Bay during austral summer 2007–2008. *Polar Sci.*, **12**, 25–33.
- Martin, J. H., G. A. Knauer, D. M. Karl and W. W. Broenkow (1987) VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res. II*, 34, 267–285.
- Meyer, B., U. Freier, V. Grimm, J. Groeneveld, B. P. V. Hunt, S. Kerwath, R. King, C. Klaas, E. Pakhomov, K. M. Meiners, J. Melbourne-Thomas, E. J. Murphy, S. E. Thorpe, S. Stammerjohn, D. Wolf-Gladrow, L. Auerswald, A. Gotz, L. Halbach, S. Jarman, S. Kawaguchi, T. Krumpen, G. Nehrke, R. Ricker, M. Sumner, M. Teschke, R. Trebilco and N. I.

Yilmaz (2017) The winter pack-ice zone provides a sheltered but food-poor habitat for larval Antarctic krill. *Nat. Ecol. Evol.*, **1**, 1853–1861.

- Mintenbeck, K. and J. J. Torres (2017) Impact of climate change on the Antarctic silverfish and its consequences for the Antarctic ecosystem. In: Vacchi, M., E. Pisano and L. Ghigliotti (eds.) The Antarctic Silverfish: A Keystone Species In A Changing Ecosystem, 253–286. Springer, Cham.
- Moline, M. A., H. Claustre, T. K. Frazer, O. Schofield and M. Vernet (2004) Alteration of the food web along the Antarctic Peninsula in response to a regional warming trend. *Glob. Change Biol.*, **10**, 1973–1980.
- Moline, M. A., N. J. Karnovsky, Z. Brown, G. J. Divoky, T. K. Frazer, C. A. Jacoby, J. J. Torres and W. R. Fraser (2008) High latitude changes in ice dynamics and their impact on polar marine ecosystems. *Ann. NY. Acad. Sci.*, **1134**, 267– 319.
- Moore, J. K. and M. R. Abbott (2000) Phytoplankton chlorophyll distributions and primary production in the Southern Ocean. J. Geophys. Res., 105, 28709–28722.
- Moser, H. G. and E. H. Ahlstrom (1974) Role of larval stages in systematic investigations of marine teleosts: the Myctophidae, a case study. *Fish. Bull.*, **72**, 391–413.
- Moteki, M., N. Horimoto, R. Nagaiwa, K. Amakasu, T. Ishimaru and Y. Yamaguchi (2009) Pelagic fish distribution and ontogenetic vertical migration in common mesopelagic species off Lützow-Holm Bay (Indian Ocean sector, Southern Ocean) during austral summer. *Polar Biol.*, 32, 1461–1472.
- Moteki, M., P. Koubbi, P. Pruvost, E. Tavernier and P. -A. Hulley (2011) Spatial distribution of pelagic fish off Adélie and George V Land, East Antarctica in the austral summer 2008. *Polar Sci.*, **5**, 211–224.
- Moteki, M., K. Fujii, K. Amakasu, K. Shimada, A. Tanimura and T. Odate (2017a) Distributions of larval and juvenile/ adult stages of the Antarctic myctophid fish, *Electrona antarctica*, off Wilkes Land in East Antarctica. *Polar Sci.*, 12, 99–108.
- Moteki, M., T. Odate, G. W. Hosie, K. T. Takahashi, K. Swadling and A. Tanimura (2017b) Ecosystem studies in the Indian Ocean sector of the Southern Ocean undertaken by the training vessel the *Umitaka-maru. Polar Sci.*, **12**, 1– 4.
- Moteki, M., E. Tsujimura and P. -A. Hulley (2017c) Developmental intervals during the larval and juvenile stages of the Antarctic myctophid fish *Electrona antarctica* in relation to changes in feeding and swimming functions. *Polar Sci.*, **12**, 88–98.
- Murphy, E. J., J. L. Watkins, P. N. Trathan, K. Reid, M. P. Meredith, S. E. Thorpe, N. M. Jonston, A. Clarke, G. A. Tarling, M. A. Collins, J. Forcada, R. S. Shreeve, A. Atkinson, R. Korb, M. J. Whitehouse, P. Ward, P. G.

Rodhouse, P. Enderlein, A. G. Hirst, A. R. Martin, S. L. Hill, I. J. Staniland, D. W. Pond, D. R. Briggs, N. J. Cunningham and A. H. Fleming (2007) Spatial and temporal operation of the Scotia Sea ecosystem: a review of large-scale links in a krill centred food web. *Phil. Trans. R. Soc. B*, **362**, 113–148.

- Murphy, E. J., J. L. Watkins, P. N. Trathan, K. Reid, M. P. Meredith, S. L. Hill, S. E. Thorpe, N. M. Jonston, A. Clarke, G. A Tarling, M. A. Collins, J. Forcada, A. Atkinson, P. Ward, I. J. Staniland, D. W. Pond, R. A. Cavanagh, R. S. Shreeve, R. Korb, M. J. Whitehouse, P. G. Rodhouse, P. Enderlein, A. G. Hirst, A. R. Martin, D. R. Briggs, N. J. Cunningham and A. H. Fleming (2012) Spatial and temporal operation of the Scotia Sea ecosystem. In: Rogers, A. D., N. M. Johnston, E. J. Murphy and A. Clarke (eds.) Antarctic Ecosystems, An Extreme Environment In A Changing World, 160–212. Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Nicol, S., T. Pauly, N. L. Bindoff and P. G. Strutton (2000) "BROKE" a biological/oceanographic survey of the coast of East Antarctica (80–150° E) carried out in January-March 1996. *Deep-Sea Res. II*, 47, 2281–2298.
- Nicol, S., A. Bowie, S. Jarman, D. Lannuzel, K. M. Meiners and P. van der Merwe (2010a) Southern Ocean iron fertilization by baleen whales and Antarctic krill. *Fish and Fisheries*, **11**, 203–209.
- Nicol, S., B. Raymond and K. Meiners (2010b) BROKE-West, a large ecosystem survey of the South West Indian Ocean sector of the Southern Ocean, 30° E-80° E (CCAMLR Division 58.4.2). *Deep-Sea Res. II*, 57, 693-700.
- Nicol, S. and B. Raymond (2012) Pelagic ecosystems in the waters off East Antarctica. In: Rogers, A. D., N. M. Johnson, E. J. Murphy and A. Clarke (eds.) Antarctic Ecosystems, An Extreme Environment In A Changing World, 243–254. Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Nishikawa, J., M. Naganobu. T. Ichii, H. Ishii, M. Terazaki and K. Kawaguchi (1995) Distribution of salps near the South Shetland Islands during austral summer, 1990–1991 with special reference to krill distribution. *Polar Biol.*, **15**, 31–39.
- North, A. W. and A. Kellermann (1989) Key to early stages of Antarctic fish. In: Kellermann, A. (ed.) *Identification Key and Catalogue of Larval Antarctic Fishes*, BIOMASS Sci. Ser. 10, 1–44. Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven.
- O'Driscoll, R. L., I. Leonori, A. De Felice and G. J. Macaulay (2017) Acoustic methods of monitoring Antarctic silverfish distribution and abundance. In: Vacchi, M., E. Pisano and L. Ghigliotti (eds.) *The Antarctic Silverfish: A Keystone Species In A Changing Ecosystem*, 237–252. Springer, Cham.
- Ojima, M., K. T. Takahashi, T. Iida, M. Moteki, N. Miyazaki, A. Tanimura and T. Odate (2017) Variability of the fauna within drifting sea ice floes in the seasonal ice zone of the Southern Ocean during the austral summer. *Polar Sci.*, **5**, 19–24.
- Ono, A., T. Ishimaru and Y. Tanaka (2010) Distribution and

population structure of salps off Adélie Land in the Southern Ocean during austral summer, 2003 and 2005. *La mer*, **48**, 55–70.

- Ono, A., M. Moteki, K. Amakasu, R. Toda, N. Horimoto, D. Hirano, T. Ishimaru and G. W. Hosie (2011) Euphausiid community structure and population structure of *Euphausia superba* off Adélie Land in the Southern Ocean during austral summer 2003, 2005 and 2008. *Polar Sci.*, 5, 146–165.
- Ono, A. and M. Moteki (2013) Spatial distributions and population dynamics of two salp species, *Ihlea racovitzai* and *Salpa thompsoni*, in the waters north of Lützow-Holm Bay (East Antarctica) during austral summers of 2005 and 2006. *Polar Biol.*, **36**, 807–817.
- Ono, A. and M. Moteki (2017) Spatial distribution of *Salpa thompsoni* in the high Antarctic area off Adélie Land, East Antarctica during the austral summer 2008. *Polar Sci.*, **12**, 69–78.
- Orsi, A. H., T. Whitworth III and W. D. Nowlin, Jr. (1995) On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res. I*, **42**, 641–673.
- Padovani, L. N., M. D. Viñas, F. Sánchez and H. Mianzan (2012) Amphipod-supported food web: *Themisto gaudichaudii*, a key food resource for fishes in the southern Patagonian Shelf. J. Sea Res., 67, 85–90.
- Pakhomov, E. A, P. W. Froneman and R. Perissinotto (2002) Salp/krill interactions in the Southern Ocean: spatial segregation and implications for the carbon flux. *Deep-Sea Res. II*, **49**, 1881–1907.
- Pakhomov, E. A., C. D. Dubischar, B. P. V. Hunt, V. Strass, B. Cisewski, V. Siegel, L. von Harbou, L. Gurney, J. Kitchener and U. Bathmann (2011) Biology and life cycles of pelagic tunicates in the Lazarev Sea, Southern Ocean. *Deep-Sea Res. II*, 58, 1677–1689.
- Perissinotto, R. and E. A. Pakhomov (1998a) Contribution of salps to carbon flux of marginal ice zone of the Lazarev Sea, southern ocean. *Mar. Biol.*, **131**, 25–32.
- Perissinotto, R. and E. A. Pakhomov (1998b) The trophic role of the tunicate *Salpa thompsoni* in the Antarctic marine ecosystem. *J. Mar. Syst.*, **17**, 361–374.
- Philipps, B., P. Kremer and L. Madin (2009) Defecation by Salpa thompsoni and its contribution to vertical flux in the Southern Ocean. *Mar. Biol.*, **156**, 455–467.
- Piatkowski, U., P. G. Rodhouse, M. G. White, D. G. Bone and C. Symon (1994) Nekton community of the Scotia Sea as sampled by the RMT 25 during austral summer. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **112**, 13–28.
- Post, A. (1987) Results of the research cruises of FRV "Walther Herwig" to Southe Africa. LXVII. Revision of the subfamily Paralepidinae (Pisces, Aulopiformes, Alepisauroidei, Paralepididae). I. Taxonomy, morphology and geographical distribution. Arch. FischWiss., 38, 75–131.

Quetin L. B., R. M. Ross, C. H. Fritensen and M. Vernet (2007)

Ecological responses of Antarctic krill to environmental variability: can we predict the future? *Antarctic Sci.*, **19**, 253–266.

- Rasoanarivo, R. and A. Aboussouan (1983) Larves de *Electrona antarctica* (Gunther, 1878) (Teleostei, Myctophidae) recoltees durant la campagne FIBEX-MD/25 dans le sud-ouest de l'Ocean Indien. *Cybium*, 7(2), 75–86.
- Robison, B. H. (2003) What drives the diel vertical migrations of Antarctic midwater fish? J. Mar. Biol. Ass. UK, 83, 639– 642.
- Ross, R. M., L. B. Quetin, T. Newberger and S. A. Oakes (2004) Growth and behavior of larval krill (*Euphausia superba*) under the ice in late winter 2001 west of the Antarctic Peninsula. *Deep-Sea Res. II*, **51**, 2169–2184.
- Ross R. M., L. B. Quetin, T. Newberger, C. T. Shaw, J. L. Jones, S. A. Oakes and K. J. Moore (2014) Trends, cycles, interannual variability for three pelagic species west of the Antarctic Peninsula 1993–2008. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 515, 11–32.
- Roweder, U. (1979) Feeding ecology of the Myctophid *Electrona antarctica* (Günter, 1878) (Teleostei). *Meereforsch.*, 27, 252–263.
- Ruck, K. E., D. K. Steinberg and E. A. Canuel (2014) Regional differences in quality of krill and fish as prey along the Western Antarctic Peninsula. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 509, 39–55.
- Ryabov, A. B., A. M. de Roos, B. Meyer, S. Kawaguchi and B. Blasius (2017) Competition-induced starvation drives largescale population cycles in Antarctic krill. *Nature Ecol. Evol.*, 1, 1–8.
- Saba, G. K., W. R. Fraser, V. S. Saba, R. A. Iannuzzi, K. E. Coleman, S. C. Doney, H. W. Ducklow, D. G. Martinson, T. N. Miles, D. L. Patterson-Fraser, S. E. Stammerjohn, D. K. Steinberg and O. M. Schofield (2014) Winter and spring controls on the summer food web of the coastal West Antarctic Peninsula. *Nat. Commun.*, 5, 4318, doi:10.1038/ ncomms5318.
- Sabourenkov, E. N. (1990) Myctophids in the diet of Antarctic predators. *Selected Scientific Papers (SC-CAMLR-SSP/8)*, 335–368. CCAMLR, Hobart.
- Saunders, R. A., M. A. Collins, E. Foster, R. Shreeve, G. Stowasser, P. Ward and G. A. Tarling (2014) The trophodynamics of Southern Ocean *Electrona* (Myctophidae) in the Scotia Sea. *Polar Biol.*, **37**, 789–807.
- Saunders, R. A, M. A. Collins, P. Ward, G. Stowasser, S. L. Hill, R. Shreeve and G. A. Tarling (2015) Predatory impact of the myctophid fish community on zooplankton in the Scotia Sea (Southern Ocean). *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **541**, 45–64.
- Saunders, R. A., M. A. Collins, P. Ward, G. Stowasser and G. A. Tarling (2017) Southern Ocean mesopelagic fish communities in the Scotia Sea are sustained by mass immigration. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 569, 173–185.

- Schmidt, K., A. Atkinson, S. Steigenberger, S. Fielding, M. C. M. Lindsay, D. W. Pond, G. A. Tarling, T. A. Klevjer, C. S. Allen, S. Nicol and E. P. Achterberg (2011) Seabed foraging by Antarctic krill: implications for stock assessment, bentho-pelagic coupling, and the vertical transfer of iron. *Limnol. Oceangr.*, 56, 1411–1428.
- Shreeve R. S., M. A. Collins, G. A. Tarling, C. E. Main, P. Ward and N. M. Johnston (2009) Feeding ecology of myctophid fishes in the northern Scotia Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 386, 221–236.
- Siegel, V. and J. L. Watkins (2016) Distribution, biomass and demography of Antarctic krill, *Euphausia superba*. In: Siegel V. (ed.) *Biology and Ecology of Antarctic Krill*, 21– 100. Springer, Cham.
- Smith, Jr., W. O., D. G. Ainley, R. Cattaneo-Vietti and E. E. Hofmann (2012) The Ross Sea continental shelf: regional biogeochemical cycles, trophic interactions, and potential future changes. In: Rogers, A. D., N. M. Johnston, E. J. Murphy and A. Clarke (eds.) Antarctic Ecosystems, An Extreme Environment In A Changing World, 160–212. Wiley-Blackwell, West Sussex.
- Sokolov, S. and S. R. Rintoul (2009) Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 2. Variability and relationship to sea surface height. J. Geophys. Res., 114, C11019, doi:10.1029/2008JC005248.
- Stowasser, G., A. Atkinson, R. A. R. McGill, R. A. Phillips, M. A. Collins and D. W. Pond (2012) Food web dynamics in the Scotia Sea in summer: a stable isotope study. *Deep-Sea Res. II*, **59–60**, 208–221.
- Swadling, K. M. (2014) Sea-ice metazoans. In: De Broyer, C. et al. (eds.) *Biogeographic Atlas Of The Southern Ocean*, 321– 325. Scientific Committee of Antarctic Research, Cambridge.
- Tachibana, A., Y. Watanabe, M. Moteki, G. W. Hosie and T. Ishimaru (2017) Community structure of copepods in the oceanic and neritic waters off Adélie and George V Land, East Antarctica, during the austral summer of 2008. *Polar Sci.*, **12**, 34-45.
- 田中克,田川正朋,中山耕至(2009)稚魚 生残と変態の生 理生態学.京都大学出版会,京都.
- Tanimura, A., S. Kawaguchi, N. Okai, J. Nishikawa, S. Toczko,

K. T. Takahashi, M. Terazaki, T. Odate, M. Fukuchi and G. Hosie (2008) Abundance and grazing impacts of krill, salps and copepods along the 140° E meridian in the Southern Ocean during summer. *Antarctic Sci.*, **20**, 365–379.

- Thiebot, J.-B., J. P. Y. Arnould, A. Gómez-Laich, K. Ito, A. Kato, T. Mattern, H. Mitamura, T. Noda, T. Poupart, F. Quintana, T. Raclot, Y. Ropert-Coudert, J. E. Sala, P. J. Seddon, G. J. Sutton, K. Yoda and A. Takahashi (2017) Jellyfish and other gelata as food for four penguin species - insights from predator-borne videos. *Front. Ecol. Environ.*, **15**, 437–441.
- Toda, R., D. J. Lindsay, V. L. Fuentes and M. Moteki (2014) Community structure of pelagic cnidarians off Adélie Land, East Antarctica, during austral summer 2008. *Polar Biol.*, 37, 269–289.
- 富永修,高井則之(2008)安定同位体スコープで覗く海洋生物の生態.恒星者社厚生閣,東京.
- Trathan, P. N. and S. L. Hill (2016) The importance of krill predation in the Southern Ocean. In: Siegel, V. (ed.) *Biology* and Ecology of Antarctic Krill, 21–100. Springer, Cham.
- Turner, J. T. (2004) The importance of small planktonic copepods and their roles in pelagic marine food web. Zool. Stud., 43, 255–266.
- Vacchi, M, M. La Mesa, M. Dalu and J. Macdnald (2004) Early life stages in the life cycle of Antarctic silverfish, *Pleuragramma antarcticum* in Terra Nova Bay, Ross Sea. *Antarctic Sci.*, 16, 299–305.
- Vacchi, M., P. Koubbi, L. Ghigliotti and E. Pisano (2012) Sea-ice interactions with polar fish: focus on the Antarctic silverfish life history. In: di Prisco, G. and C. Verde (eds.) Adaptation and Evolution in Marine Environments, Volume 1, 51–73. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg.
- Van de Putte, A. P., G. D. Jackson, E. Pakhomov, H. Flores and F. A. M. Volckaert (2010) Distribution of squid and fish in the pelagic zone of the Cosmonaut Sea and Prydz Bay region during the BROKE-West campaign. *Deep-Sea Res. II*, **57**, 956–967.
- Wiebe, P. H., A. W. Morton, A. M. Bradley, R. H. Backus, J. E. Craddock, V. Barber, T. J. Cowles and G. R. Flier (1985) New developments in the MOCNESS, an apparatus for sampling zooplankton and micronekton. *Mar. Biol.*, 87, 313–323.

南極域環境変遷のさらなる理解に向けて — 珪藻および黄金色藻化石研究の現状と課題 —

須藤 斎¹⁾, 加藤 悠爾¹⁾, 石野 沙季¹⁾, 服部 圭治¹⁾, 高橋 啓伍², 真壁 竜介^{3,4)}

有孔虫や珪藻をはじめとする動植物プランクトンの遺骸は様々な堆積物中から化石として発見され る.これらは微化石と呼ばれ,地層が堆積した年代や過去の環境を知る手掛かりとなり,南大洋域に おいても,海底堆積物から産出する微化石を用いた古海洋学的研究が続けられてきた.しかし,その アクセスの困難さから,海洋プランクトンの詳細な生態は完全には分かっておらず,古環境復元を行 うための情報は不足している.また,化石化過程や,堆積中・堆積後にどのような影響を周りの環境 から被るのかについての情報は乏しい.さらに,示相化石として用いられている微化石は現生種にほ ぼ限られており,絶滅種に関する生態情報は皆無に等しい.本稿では,珪藻および黄金色藻化石を用 いた南大洋の古環境復元の研究例を中心に紹介しながら,これらの問題点とその解決への糸口を議論 する.

For better understanding of the Southern Ocean history using fossil diatoms and chrysophytes

Itsuki Suto¹, Yuji Kato¹, Saki Ishino¹, Keiji Hattori¹, Keigo Takahashi² and Ryosuke Makabe^{3,4}

The hard parts, such as calcareous shell and siliceous valve, of the zoo- and phytoplankton including foraminifers and diatoms are preserved in sediments as microfossil. They have been used to know the sedimentary ages and paleoenvironment. In the Southern Ocean, several paleoceanographic studies have been continued using microfossils from the sediments. However, detailed ecological preference of the marine plankton, which is essential for paleoenvironmental reconstruction, has not completely clarified yet, due to the difficulty of gaining access to the Southern Ocean. In addition, their taphonomy (i.e., what kind of influence suffers them during sedimentation and fossilization) is still poorly understood. Furthermore, there is little ecological information on the extinct species, which preclude their use as facies fossils. In this paper, we review recent results of the paleoenvironmental reconstruction in the Southern Ocean using fossil diatoms and chrysophytes, and then discuss several problems of paleontological/paleoceanographic studies.

キーワード:植物プランクトン,珪藻,黄金色藻,化石,古海洋復元,南大洋,生態系 phytoplankton, diatom, chrysophyte, fossil, paleoceanographic reconstruction, Southern Ocean, ecosystem

連絡先 2) 東京海洋大学 海洋科学技術研究科 須藤 斎 Graduate School of Marine Science and Technology, Tokyo 名古屋大学 環境学研究科 University of Marine Science and Technology, Tokyo, 〒464-8601 愛知県名古屋市千種区不老町 D2-2 E-430 Japan 3) 国立極地研究所 生物圏研究グループ 室 Tel. 052-789-2535 Bioscience Group, National Institute of Polar Research, e-mail: suto.itsuki@a.mbox.nagoya-u.ac.jp Tachikawa, Japan 1) 名古屋大学 環境学研究科 4) 総合研究大学院大学 複合科学研究科 Graduate School of Environmental Studies, Nagova School of Multidisciplinary Sciences, The Graduate University, Nagoya, Japan University for Advanced Studies, Tachikawa, Japan

1. はじめに

世界中の水域には多種かつ大量の動植物プランクトン が生息しており、これらは生態系の根幹を担っている. 地球表面の約7割の面積を占める海洋のうち、南大洋は インド洋、大西洋、太平洋とつながっている、これらの 海域と南大洋を分ける明確な地理的境界は存在しない が、生物分布の観点からは、南極前線(図1中の Polar Front) 以北にその境界があるとされている。南大洋は、 南極前線以北の海域に比べて低温(約2~3℃)・高塩分 であり, 光合成をする植物プランクトンや浅海に生息す る生物は行き来ができないことから、南大洋には独自の 生態系が形成されてきた.

南極大陸や南大洋の周辺では、氷床からの強い寒気に よって強風が吹き荒れ,冬には降雪・結氷が発達し,長 い夜に閉ざされる.陸上の気温も昭和基地では冬季と夏 季で平均 20℃近く, 日照時間は月平均で 350 時間以上も 異なる.このように(人間が生息するには)非常に厳し い環境である印象が強い一方で、南大洋の水温は冬季で

も0℃近くあり、陸上に比べてはるかに暖かい.また、 夏季には多くの海域で海氷が融解し、季節変化にも富ん でいる。そのため他の海域と同様に、南大洋でも、その 季節変化に合わせて動植物プランクトンが増減し、それ を起点とした豊かな生態系が存在している.

水中に生息するプランクトンと言われると、どのよう な生物なのか、あまり見たことが無い読者が多いかもし れない、英文ではあるが学生にも手に取りやすい南大洋 に生息する現生動植物プランクトンの図鑑として、 Scott and Marchant (2005) の「Antarctic Marine Protists」がお薦めである. これには, 珪藻 (diatom) や 渦鞭毛藻, 珪質鞭毛藻, ハプト藻, 黄金色藻, プラシノ 藻,緑藻,クリプト藻,ユーグレナ藻,藍藻,襟鞭毛虫, 繊毛虫の精微なイラストや光学・電子顕微鏡写真が数多 く掲載されている.

様々な微小プランクトンのうち、殻や骨格を有するも のはしばしば化石として堆積物中に保存される. これら は、顕微鏡を用いないと観察が困難であるそのサイズの 小ささから「微化石(microfossil)」と呼ばれる、微化石



図1:現在の南極大陸周辺の海洋環境と、これまで南大洋と南極大陸で掘削された地点(今 後掘削が予定されている海域については赤四角でおよその範囲を示している). Cody et al.

は、ときに堆積物中に大量に含まれ、南大洋においては 20 世紀初頭の南極探検時代から研究が進められている [例えば、放散虫は Popofsky (1917), 貝形虫は Müller (1908), 珪藻は Heiden and Kolbe (1928) など].

南大洋では海氷が活発に形成され,高密度・高塩分で はあるが炭酸イオンに不飽和である海水(ブライン, brine)が沈み込む底層水の形成場所であるため(本巻の 大島,勝又を参照),南大洋には,有孔虫や石灰質ナンノ プランクトンなどの石灰質微化石を含まない地層が多い (図2).一方,珪藻や放散虫に代表される珪質の微化石 は,南大洋周辺の堆積物に豊富に含まれるため,これら は堆積物が堆積した年代を決定する示準化石(年代指標) として,また過去の環境を復元する示相化石(環境指標) として様々な研究に用いられてきた.本章では,まず著 者らが主に研究している珪藻類に関して,その生態的特 徴を簡単に述べた後,珪藻化石がどのような研究に用い られてきたのか,南大洋域での研究成果の歴史の概要と ともに紹介する.

1.1 珪藻の生態

南大洋堆積物や海水中から豊富に見つかる珪藻類は, 珪質の殻を有する植物プランクトンである. 珪藻類の分 布は広く,陸上湖沼や海洋だけでなく,海氷や氷床の表 面・内部,高酸性の温泉中,岩についたコケの上など, 光と水が供給される様々な環境に生息している(Round et al., 1990) (図 3).

珪藻類は海水中の栄養塩を使い, 春季から夏季にかけ て分裂によって速やかにその数を増やす(図4). 南大洋 でも生態系の中心を担う生物であり, 有機物や珪素を海 底に運ぶ生物ポンプ(biological pump)としての重要な 役割を果たしている. 化石として残る珪藻の珪質殻は, 珪藻を食べた動物プランクトンや, それらの動物プラン クトンをエサとする捕食者, さらに上位の高次捕食者の 糞粒(pellet)として海底に運ばれると考えられている (Schrader, 1971 など, 本巻の茂木も参照).

1.2 珪藻化石を用いた地質学的研究例

南大洋の海底には,珪藻化石が大量に堆積しているた め,様々な海域においてピストンコアなどで得られた堆 積物試料中に含まれる珪藻化石を用いた研究が行われて きた.その中でも,堆積物の回収率を高める掘削技術の 向上や,1968年に始まった深海掘削計画(Deep Sea Drilling Project:DSDP),それを引き継ぐ国際深海掘削 計画(Ocean Drilling Program:ODP)と国際深海科学掘 削計画(International Ocean Discovery Program:IODP) の実施などによって,より長尺の掘削試料,つまりより 古い時代の堆積物試料を得ることが可能になったため, 第四紀(約258万年前~現在)や鮮新世(約533.3万年 前~258万年前)だけでなく,白亜紀(約1億4500万年 前~6600万年前),始新世(約5600万年前~3390万年前)



図2:現在の海洋堆積物の分布.南大洋に珪質堆積物(珪藻・放散虫・珪質鞭毛藻などの珪質殻を持つ微化石が大量に含まれる) が分布していることが分かる.Berger (1974)を改編.



図3:現在の南大洋によく見られる珪藻種. スケールバーは全て10 µm. 1,2. Fragilariopsis kerguelensis, 3. Thalassiosira gracilis, 4. Odontella weissflogii, 5. Actinocyclus actinochilus, 6. 不明, 7. 糞粒として観察される多量の F. cylindrus.



図4: 珪藻の生活環.分裂によりその数を増やすが、ガラス質の殻を持つという特性から、分裂するほどにサイズが基本的に小さくなる.ある時点で有性生殖を行い、増大胞子を形成してそのサイズを回復させる.

などといった時代に生息していた珪藻化石の種分類や生 層序学・古環境学的研究も発展していった(McCollum, 1975; Schrader, 1976; Weaver and Gombos, 1981; Harwood and Maruyama, 1992 など,本巻の池原も参 照).

ここで述べた生層序(biostratigraphy)とは、堆積物 中に見つかる様々な微化石種の出現・絶滅イベントに基 づいて堆積物の堆積年代を決定することである。生層序 学は、現生・化石種の出現・絶滅イベントが確認された 層準と、その周辺の層準から得られる具体的な年代値(地 磁気逆転イベントや有孔虫化石殻から得られた酸素同位 体比変動などによる相対年代値、放射壊変をする物質が 含まれている火山灰や火山岩から決定された絶対年代値 など)と比較することによって発展してきた[南大洋域 では Abbot (1974) など、詳細は後述. 図5も参照のこ と]、生層序学の歴史や手法に関しては、谷村・辻(2012) や尾田・佐藤(2013)が分かりやすい.

これらの国際掘削計画を通して, 珪藻化石生層序の研 究が加速度的に進み(Akiba, 1986; Yanagisawa and Akiba, 1998), 決定できる年代値の精度もここ十数年で 顕著に向上している(Bohaty et al., 1998, 2003; Winter and Iwai, 2002; Zielinski and Gersonde, 2002 など). また,新たな掘削試料の採取(IODP Expedition 318; Cook et al., 2013)や過去の掘削試料の再検討(Cortese and Gersonde, 2008),それらの総括(Cody et al., 2008)も行 われている.2018年以降も複数の国際掘削計画や研究 航海が計画されており(ロス海での IODP Expedition 374やアムンゼン海における Expedition 379,アデリー 海岸近傍での Expedition 373 など;図1),堆積物の年代 決定は古海洋学研究の根幹を担っていることからも,南 大洋域の珪藻生層序学がさらに発展していくことは間違 いない.

一方で, 珪藻化石を示相化石として用いることにより, 過去の南大洋の姿を復元しようとする研究も近年続々と 発表されている.例えば, Cortese and Gersonde (2007) は南大洋に卓越する珪藻の1種である Fragilariopsis kerguelensis (図 3-1, 3-2)の海域・季節ごとの形態差を 用いて,古海洋環境変動の復元を試みている.また, Cortese et al. (2012)は、風成塵(陸上から運ばれる微小 なほこりや砂など、ダストとも呼ばれる)が植物プラン



図5:生層序における示準化石の年代値を決定する方法の概念図.まず,二層以上の火山灰 層などに含まれる放射性物質からそれぞれの放射年代を測定する(図中太線).本図だと,20 万年前と10万年前に噴火した火山の火山灰層と分かるため,それらと同層準にあるC種が 出現・絶滅した時代は20万年前と10万年前であると決定される.さらに,C種が生存して いたのは10万年間であり,地層の厚さは100 cm であることから,1万年に10 cm 堆積した 地層であることが分かるので,C種の下位(より古い時代)と上位(より新しい時代)に確認 されるA・B種やD・E種の生息した年代も決定することができる(図中破線).本来は複数 の地層で,同様の事象が起きているか確認されたものを示準化石として用いていることに注 意.また放射年代を測れる層が多いほど,その年代値の信頼度は上がる.

クトンの増殖に必須である鉄分の供給源であることに着 目し, F. kerguelensis の氷期・間氷期における殻サイズ の変化と堆積物中の風成塵含有量変動との間に関連性が あることや, 乾燥期である氷期における鉄供給量の復元 につながる可能性があることなどを指摘した. このほか にも,海底表層堆積物中の珪藻遺骸殻群集と海洋環境と の関係性の検証 (Crosta et al., 1997, 1998a, b) や, セジメ ントトラップを用いた珪藻種(群)沈降量の季節変動解析 (Gersonde and Zielinski, 2000), 珪藻の生態情報を基に した海洋フロントや水塊構造の復元 (Crosta et al., 1998a, b; Gersonde et al., 2005), 珪藻の地理分布を基にした海 氷関連種 (sea ice related species), 外洋関連種 (open ocean related species), 熱帯/亜熱帯性種 (tropical/ subtropical species)の提唱 (Armand et al., 2005; Crosta et al., 2005; Romero et al., 2005) 及びこれらの環境指標種 を用いた古環境復元(McKay et al., 2012) などが行われ ている. さらに, Armand and Leventer (2003, 2010) は、現在の海氷分布の衛星データやアイスコア分析の結 果と、これまで様々な場所で採取された海底堆積物試料 から得られた有孔虫, 珪藻, 渦鞭毛藻などの微化石群集, 漂流岩屑 (Ice Rafted Debris : IRD, 漂流してきた氷山の 中に取り込まれていた陸上起源の砂や礫のこと. 泥しか 堆積しないような遠洋の海底堆積物中に砂礫が見つかる 場合、それらは寒冷期に氷山によって運ばれてきたと考 えられるため、寒冷な環境の指標となる)などの氷河性 堆積物、各種ミネラルやバイオマーカー、安定同位体な どのデータと比較し、両極域での過去数万年間の海氷分 布変動復元を試みている.

これまで、南大洋で行われてきた海底掘削計画の成果 は本山(2012)と鈴木(2012)に、最終氷期以降の研究 に限定されるが、珪藻化石群集を用いた南大洋環境変動 に関する研究の成果は香月(2012)に詳細に述べられて いる、そこで本稿では、珪藻化石研究によって分かるこ ととその問題点、現生珪藻の生態学的研究に求めること、 そして、それらの情報を統合したときにどのような新し い知見が得られる可能性があるのか、南大洋における珪 藻研究の成果を紹介しながら議論していきたい。

2. 化石という証拠を用いて研究するときの問題 と注意点

珪藻の被殻はシリカ(SiO2・nH2O)でできており,堆 積物中に化石として残りやすいことから,堆積物の堆積 年代や過去の環境を知るための手がかりとして珪藻化石 群集が広く用いられている(Stoermer and Smol, 1999 な ど). 同様に, 珪藻以外の様々な生物の化石も示準・示相 化石として用いられている.しかし, 生物が化石になる までには様々な物理学的, 化学的, 生物学的な影響を受 けるため, 実際に生息していた生物群集の構成要素と化 石群集のそれとは大きく異なることが多い.本章では, 生物化石を用いた研究に親しくない分野の読者のため に, まず化石化過程 [taphonomy あるいは taphonomic process; 珪藻の化石化過程については, 千葉 (2014) が 詳しい]においてどのような事象が起き, 最終的に生物 遺骸がどのように化石になるのか, さらに, 化石を用い た分析方法や分析結果の解釈への留意点について述べて いく.

2.1 沈降中のふるい分け

海洋や陸域に生息する生物の一部は,死後に流されて 堆積物に覆われる.死後に完全に分解されて堆積物中に 骨格や殻の外形,皮膚痕などが残ったり(印象化石),低 温・無酸素などの特殊な条件下で軟体部が別の鉱物に置 換されたり(置換化石),比較的新しい生物化石の骨格中 などで細胞組織が残ったりする場合があるが,微化石に なるような生物では,その細胞組織が化石として保存さ れることはほとんどない.そのため,珪質の殻を持つ珪 藻や放散虫,珪質鞭毛藻,炭酸塩殻を持つ有孔虫や石灰 質ナンノプランクトン,貝形虫,有機質の殻を持つ渦鞭 毛藻などの丈夫な組織を持つ微小生物や,骨格や歯を持 っ大型生物の一部分だけが化石(体化石)として保存さ れる.

海洋の沿岸域や外洋域に生息するプランクトンは、食 物連鎖の中で動物プランクトンや魚類に食べられ、一部 は消化され一部は生きたまま糞粒(フィーカルペレッ ト:図3-7)として、一部は死骸のかけらとして、海底に 速やかに沈降する.潜水調査船により撮影された深海の 映像を見ると分かるように、雪が降っているように見え ることから、これらはマリンスノーと呼ばれている.ま た、このような生物由来の微細な有機物粒子のことをデ トリタスと呼ぶこともある.深海には太陽光が届かず、 浅海に比べると栄養源となる生物が少ないことから、深 海に生息する生物にとって、これらは貴重な栄養源に なっている.

微小プランクトン単体では、水流の渦運動などの影響 を受けて沈降速度は極めて遅いが、体積と重量がともに 大きい糞粒の場合、一日あたり数百 m 以上のスピード で海底へと沈降することが知られている(Schrader, 1971; Takahashi, 1986, 1989 など)、糞粒として海棲プラ ンクトンが沈降する過程では、粘性物に包まれているた めに溶解から免れるものが多いようであるが,海底まで 沈降し化石として堆積物に保存されるのはわずか数%程 度と見積もられている(高橋, 1993; Takahashi, 1995 な ど).

2.2 堆積過程における生物群集のふるい分け

微小生物が海底へ沈降しているときや堆積物中に化石 として保存されるときには、殻などの微細構造や骨格が 分解されることも多い. 捕食によって一つの殻や骨がバ ラバラに破壊されたり、一つの生物が持つ複数の殻や骨 格が分離したりすることもある.後者に関して例を挙げ ると、珪藻類のうち、上下の殻の形状が大きく異なる種 では2枚の殻が離れてしまうことによって、その組み合 わせが分からなくなる、ほかにも、成長段階や生活環の ある段階において異なった形態を持つ種では、殻の厚さ や構造が違うために、より丈夫なものだけが化石として 残る場合がある、つまり、化石化過程で全身が産出しな いと、各部位が別種として命名されてしまう(本来一つ の種であった生物が複数の種として認識される)可能性 が生じることになる. そのため、今後の分類学的研究に よって、現在の種数よりも少なくなる、あるいは多い種 数に変更される可能性があることも認識しておくことが 重要である.

さらに,扱っている化石が,その生物が生息していた 場所で化石化した現地性のものなのか,それとも遺骸が 別の場所に運搬された異地性のものなのかを考慮する必 要もある.また,化石化後に再堆積する際,水流,波浪, 重力流などによって物理的に破壊・運搬されたり,淘汰 を受けて同じようなサイズの遺骸だけが集合・再配列さ れたりすることもある.これらのような物理的作用に よっても,生物群集に含まれていた情報が歪められる.

2.3 堆積後の続成作用

堆積物が固結して堆積岩になる作用のことを「続成作 用(diagenesis)」と呼ぶが、堆積物と同じように、遺骸 群集も化石として保存されるまでに様々な続成作用の影 響を被る。例えば、上に重なってくる堆積物の圧力で「圧 密(compaction)」が生じ、化石の形状が変形する。大型 生物遺骸が受ける作用よりは影響が小さいものの、微化 石のような小さな遺骸においても、正確な種の分類を行 うために本来の形状を復元する必要が生じる。また、間 隙水の影響で殻や骨が溶ける「溶解(dissolution)」もあ り、同じ堆積物中に含まれていても殻の厚さ、骨の大き さ、成分、構造、形状の違いによって溶解具合に違いが 生じる。さらに、遺骸全体または一部が黄鉄鉱(pyrite) やオパール (opal) などの別の鉱物に置き換わる「交代 作用 (replacement)」も起こる(堀坂ほか, 1993; 柳沢, 1993a など). この交代作用は,場合によっては遺骸の破 壊の進行を妨げ,保存を助ける方向にも働くが,種同定 を困難にすることもある.

このような続成作用による影響をくぐり抜けたものだけが、最終的に化石として堆積物中に保存される. そのため、これらの過程で生物群集が持っていた情報量はさらに減少することになり、産出した化石群から当時の生物群集を完全に復元することは難しく、どこまでが妥当であるかを熟慮する必要がある.

また、堆積後にどのくらい化石として保存され続ける のかを調査する必要がある.堆積後の経過時間によって 保存率が下がっていくのであれば、それは同一堆積物コ ア試料のより古い堆積物と新しい堆積物を比較すること によってある程度分かるかもしれない.しかし、水中に 生息している生物の量や数は季節や年間を通して変動し ており、さらにコア試料は数千年分の平均値を見ている ことになるため、化石保存率の経年変化を調べるのは困 難であろう.南大洋堆積物における生物源シリカの溶解 量の見積もりに関しては、Pichon et al. (1992b) などで も試みられている.

2.4 生息当時の生物群集と化石として残った生物遺骸 群集の違い

上述のように、化石化過程において遺骸群集は様々な 作用を受けることから、次のような点に注意を要する. (1)産出する化石はその形質情報のみから分類されたも のであり、現生生物における形質・遺伝的情報による区 分とは必ずしも一致しない、(2)ある場所から産出した 様々な化石は、当時そこで生きていた全ての生物を含ん でおらず、他所から運搬されてきた(異地性の)生物化 石も含まれている可能性がある、(3)ある生物化石が淘 汰によって堆積物中に集積した可能性がある、という3 点である.さらに、堆積物が堆積していくスピードは海 域や時代によっても異なり、同質量の試料を扱っている 場合でも、数百年から数万年間に堆積した生物群集の「平 均」を見ているという点も忘れてはならない.これらを 念頭におきながら、化石生物のデータ活用を進めていく ことが重要である.

したがって,産出した化石がどのような情報を有し, その化石の保存状態や化石群集の種(属)構成の変化から 古環境変遷が「どこまで」復元できるのかを熟慮する必 要があるが,これに関して確立された手法はいまだにな い.しかし,生物群集がその生息域の環境変動に大きな 影響を受けていることは自明であり,場合によっては生 物群集そのものが地球環境を変動させることもあること から,残された化石記録の変動は過去の環境変動そのも のであるとも言える.つまり,その保存性に関しての議 論を行う必要はあるが,古生物学的なアプローチによっ て,完全ではないものの過去の地球環境変動を明らかに することは可能であるし,生物進化に関する重要な情報 を得ることもできる.また,現生生物を用いた模擬実験 などを行い,化石となる部位の保存性を調査することに よって,化石情報の有用性が高まるであろう.

2.5 「最古」の種がいた時代に関する問題

現在,様々な生物の遺伝子解析が進み,現生生物の進 化系統が明らかになってきている[例えば,珪藻では Medlin et al. (2000), Sims et al. (2006), クジラ類では McGowen et al. (2009)]. これらの研究で推定されてい る生物種の分岐年代には,化石として見つかった最古の ものが含まれていた堆積物の堆積年代を用いている.こ れは,より古い時代の堆積物からその種の化石が発見さ れると分岐年代が(場合によっては大きく)変更されて しまうこと,また,化石が見つからない種の分岐年代は 見積もれないといった問題も含んでいることを意味す る.さらに,このような化石記録に基づく分岐年代は,

系統樹全体のうち多くても数点のみであり,化石記録が 無い種の分岐年代は、そこから外挿されて年代が推定さ れている.そのため、化石記録に基づくキャリブレー ションポイントから離れているものは信頼性が低い可能 性が高い.しかし、はっきりしているのは、化石のみが その種が出現(または絶滅)したという直接的な情報を 持つということである.そのような意味で、生物の進化 とその原因を探っていくためには、古生物学的研究や現 生生物を用いた遺伝学的研究、さらに進化に重要な影響 を与えたであろう地球環境変動を探る地質学的研究を組 み合わせることが重要である.

3. 堆積年代決定種となる珪藻化石と両極共通種の謎の解明

過去の環境を復元するとき,最も大切なことの一つは, 分析している堆積物試料や化石がいつの時代のものかを 決定することである.年代値を決めることができる示準 化石には,次のような条件を満たす生物化石が適してい る.(1)地層中から多産する,(2)短い地質学的時間で出 現・絶滅する(生息期間が短い),(3)広範囲に分布する. 特に微化石は,少量の堆積物試料から大量の標本を集め られること, プランクトンとして海流により遠方まで広 く運搬され, 広範囲に生息しているものが多いことなど から, 示準化石として有用なものが非常に多い. かつて は, いくつかの種を組み合わせて, その群集組成からお およその堆積年代が決定されてきたが, 単一種の生層序 イベント(出現・絶滅・急多産出など)を用いて, 珪藻 化石では Yanagisawa and Akiba (1998) や Cody et al. (2008), 放散虫化石では Kamikuri et al. (2004) などによ り, 10 万年以下の精度で年代値が決定されるようになっ てきた.

微化石による堆積年代値は、その多くが確認しやすい、 急激な(大量の)出現と絶滅を基準としているものがほ とんどであり、少しずつ増え、少しずつ絶滅していくよ うな種はあまり採用されていない.また、生層序年代決 定に利用される微化石になった生物は、その多くが海棲、 特に遠洋域に生息していたと考えられる種である.これ は、海洋が広い範囲で類似した環境であること、種が海 流により広範囲に素早く運搬され、分布域が拡大されや すいこと、広範囲で環境変動が起きた場合、ある程度の 短い期間で種が絶滅すると考えられることに起因する. 一方で、湖や沼などの淡水域に生息している種は、湖沼 ごとの環境が大きく異なることや、湖沼の寿命が海洋よ りも相対的に短いことなどから、生息する種群そのもの や種が絶滅するタイミングが異なるため、年代決定には 利用できない(しにくい)と考えられている.

第2章では、個々の生物で続成作用などに対する耐久 性が異なるために、化石群集の種構成はオリジナルの生 物群集のそれとは異なるという問題を提示した.しか し、珪藻化石生層序においては、堆積環境が大きく変化 (急激な陸化で海棲生物化石が産出しなくなるなど)し ない限り、それほど大きな問題とはならない.なぜなら、 示準化石として用いられている珪藻種は、すでに保存さ れやすく、かつ多量に産出する(より多くの研究者の目 に留まった)種が選定されているからである.そのため、 年代決定のための作業では、堆積物を古い時代のものか ら顕微鏡で観察していき、年代指標種が確認できるか、 それともできないのかが重要となる.これを踏まえて、 次節では、南大洋における生層序学的研究の問題点とそ の発展性に関して議論をする.

3.1 南大洋域に適応される珪藻化石生層序の問題

南大洋域における珪藻化石生層序は、「はじめに」の章 で述べた通り、多くの分類学的研究を基にして発展して きた.特に Cody et al. (2008)は、それまでの研究の集 大成とも言えるものであるが、いくつかの問題点がある.
示準化石が出現・絶滅した年代は、その周辺の堆積物 に含まれる火山灰層などから得られた放射年代値や古地 磁気逆転イベントの年代値を外挿することによって相対 的に決定されるが(図5),分析手法や精度の向上,新規 データの追加などによって、これらの年代値は修正・変 更される[例えば、Gradstein et al. (2004, 2012)]. この 修正・変更により、出現・絶滅した年代の値も変更され る. 化石含有層周辺に年代値を決められる火山灰層が存 在しない場合も多々あり、また、古地磁気の測定ができ ないこともある. そのような場合、確認された微化石の 出現・絶滅の年代値は、その周辺域で決定された年代値 が採用されることになる.

Cody et al. (2008) によってまとめられた多くの海底 掘削コア試料データの中には,報告されてから 30 年以 上経っているものもあるため,分類学的に別種になって いたり,出現・絶滅の年代値の改訂が成されていなかっ たりしている可能性がある.膨大な作業となるが,各掘 削コア試料を見直し,最新の分類学的な見地から各年代 指標種の年代値を新たに決定する作業が必要である.

また, Cody et al. (2008) では,南大洋全域をひとまと めにして各珪藻種の出現・絶滅の年代値を示しているが, それぞれの掘削コア試料での出現・絶滅の年代値をよく 見ると,数十万年から百万年近い年代差がある種がいく つも見つかる.また,コア間(掘削地点間)でなぜ出現 や絶滅の年代値が異なるのか,という問題も研究対象と なり得る.現在の南大洋は大西洋・インド洋・太平洋セ クターと分けられているが,海域ごとに年代指標種が出 現・絶滅した年代が異なっている可能性もあり,「南大洋」 珪藻化石生層序とひとくくりにしない方が,より正確な 年代値の決定につながるかもしれない.

3.2 時代・海域によって異なる生層序が利用される

始新世-漸新世境界(約3390万年前)以前の堆積物に 適用される珪藻生層序は,年代指標種が海域ごとに大き く異ならないのに対し(Fenner,1985),それ以後は緯度 や海域ごとに示準化石種が全く違うという特徴がある (Barron, 1985).これには様々な見解があるが,南極周 極流(Antarctic Circumpolar Current: ACC)が成立し た結果,それまでの温室地球から,全球が寒冷化(氷室 地球)し(Zachos et al., 2008; Huck et al., 2017),両極が 隔離されて南北の緯度に沿った温度勾配が大きくなった ために,珪藻の生産スタイルが温室地球における成層型 から氷室地球における湧昇型に変わったためであると指 摘されている(Jordan and Stickley, 2010).Suto et al. (2012)も,湧昇域に多産する珪藻 Chaetoceros 属の休眠 胞子化石(詳細は後述)の量と殻サイズの時空分布から, この時代における湧昇活動の変化を示唆する報告をして いる.

また,珪藻類の殻のサイズを見ると,始新世-漸新世境 界以降、小型化・脆弱化しているとの報告もある (Finkel et al., 2005). 実際に南大洋に生息する現生の珪藻類 (図3)と漸新世(約3390万年前~2303万年前)のもの (図6)を比較すると、一見して漸新世の方が明らかに大 型で分厚い殻を持っていることが分かる. これに関して は、単に分厚い殻が化石として残りやすいという化石の 保存における選択効果が古い時代ほど強く効いているだ けである可能性もあるが、一方で、Stikley et al. (2009) が指摘しているように、海水中のシリカ濃度が高い方が 珪藻殻は化学的に融解しづらいため、その効果が化石化 過程で働いたのかもしれない.これらのことから、シリ カリッチな南大洋とそのほかの海域の海底堆積物から産 出する珪藻化石殻の保存状態を調査して比較すること は、過去の海洋のシリカ濃度(シリカに富んだ海洋の存 在の有無)を確認する手段になる可能性がある. 海棲珪 藻の多様化と地理的分布に関しては Finlay (2002), Barron (2003), Cermeño and Falkowski (2009) などで 詳細に議論されている.

一方で、南極周極流の成立から 3000 万年以上経た現 在, 南極域と北極域の両方に生息する共通種 (bipolar species)が生物全体のうち数百種いると明らかにされて いる (Gutt et al., 2010). これらの中には長距離移動で きる生物も含まれているが、クリオネなどの移動能力が 著しく低い生物も含まれており、なぜ両極に生息する種 が存在しているのか(または、なぜ同じ生物種が赤道を 超えて二つの極地に分かれたのか)を明らかにするため の分類学的・分子系統学的研究が進められている. 珪藻 類でも同様の研究は行われており、両極の外洋と海氷中 に生息する Fragilariopsis cylindrus (図 3-7) と F. nana に関して,形態的には両極間での違いは見いだされず, 分子系統解析からも両極種であることを否定できない. という結果が得られている (Lundholm and Hasle, 2008). これらの両極種と言われている生物を詳しく解 析することによって, 始新世以前・以後の地球環境変動 史のみならず, それに対応した生物の移動・進化史, 海 流や海域の成立の歴史などを解明できるだろう.

さらに、年代決定に有用な海洋生物種は、海流によっ て広範囲に素早く運搬された、ということを考えると、 逆に、Weddell Gyre や Ross Sea Gyre などのような環流 によって閉じ込められ、ある範囲・時代に分布が限定さ れた種が存在している可能性もある.さらに、これらの



図6:漸新世(約3390万年前~2303万年前)の堆積物(DSDP Site 274)から見出された様々な種類の珪藻化石. 現生で多産する珪藻(図3を参照)に比べ,非常に大きく殻も厚いものが多く見つかることが特徴.最下段の 3つは珪藻休眠胞子の化石.スケールバーは全て10 μm.

環流が弱まったり、つながったりしたときに、これらの 種が分布を広げたということも考えられる.従って、南 大洋周辺の掘削コア試料ごとの、珪藻化石年代指標種の 出現・絶滅年代値を細かく調べることによって、それら が運ばれた海流の流路やその強度の歴史を明らかにする ことができるかもしれない.

4. 生態情報を古環境研究につなげるために

ここまで,動植物プランクトンが沈降し,堆積してい く過程や,堆積後に発見される珪藻示準化石を利用した 研究での諸問題などについて議論してきた.本章では, 詳細は分かっていないが,もし解明されれば化石を用い た研究にも有効になりそうな生物作用や事柄について述 べる.

4.1 生物ポンプとしての役割

海洋表層,特に有光層には大量の植物プランクトンが 生息しているが,有光層に生息している理由は,光合成 を行うため,の一言でそのほとんどが説明できる.植物 プランクトンは,有光層に留まるために小型化して表面 積を大きくすることで,水の摩擦抵抗を増やして沈みに くくし,かつ栄養の摂取面を増す,という進化を遂げて きた.従って,多くの海棲植物プランクトンが微小であ るのは必然であり,それを食する動物プランクトンも捕 食のための器官を微細なものにし,小型粒子を摂食でき る機能を有したものが繁栄してきたと言える.

一方で、様々なプランクトンは、細胞外に粘液を伸ば す,群体を形成する、トゲや枝のような形質を持つ,油 分を体内に貯蔵して比重を軽くするなどの様々な戦略で 浮力を増して沈まないようにしている. 上位の生物に捕 食されて糞粒になる前、つまり単体・群体で生息してい るときは、ほとんど沈んでいない、ということになる. 捕食されずに一生を終えるプランクトンが海洋表層に実 際にどれだけいるのか,また,1980年代から加速した微 生物ループの研究(Azam et al., 1983, 1991)やカイアシ 類の Oithona 属や Oncaea 属などの沈降粒子を捕食する 動物の研究 (González and Smetacek, 1994), Free living でないタイプのバクテリアの働きなどの研究(Karner and Herndl, 1992; DeLong et al., 1993) はあるが, 沈まな いことによって、海底への有機物輸送の役割を果たす生 物ポンプ(biological pump)から外れ,表層で死骸が分 解されて生じた栄養塩がどの程度、どのような生物に再 利用されているのか、どのくらいの時間で分解されるの かなどに関しての研究はほとんどない.これに加え、糞 粒として沈降している間にどのくらい分解され、どのよ うに再利用されているのか、に関しても分かっていない し、現場における沈降粒子フラックスの減衰メカニズム についてはまだ明確でない(推測の域を出ない).これ らに関しては、まず海面付近の波によって生じる乱流を 再現する装置を用いた単体・群体プランクトンや糞粒の 沈降実験を行い, どのくらいの時間, 海面・水中に留まっ ていられるのかを知る必要がある.そのうえで、限定さ れた時間の中で、水中の単体プランクトンやその遺骸・ 糞粒の分解過程を明らかにする実験、それらを用いて栄 養塩の行き来を確認する実験など、培養・飼育を含めた 生化学的な研究が必要となる.

赤道太平洋や大西洋において,海流がぶつかり合うと ころで珪藻が物理的に掃き寄せられてまとめて沈殿す る,という現象が観察されている(Yoder et al., 1994; Kemp et al., 2006).南大洋においても南極前線周辺で南 大洋の特徴種である Fragilariopsis kerguelensis と Corethron spp.の濃集などが報告されている(Kemp et al., 2006).このような珪藻が濃集した地層の形成過程を 海洋環境と関連付けて Leventer et al. (2010)がまとめ ている.南大洋には複雑な海流系が存在し、また春季に は様々な海域で急激なブルームが発生していることか ら、これまで提唱されている海洋フロントでの濃集・沈 殿とは異なるメカニズムで、大量の植物プランクトンが 短時間のうちに沈殿する場所がある可能性もある。今 後、珪藻殻の沈殿・堆積メカニズムを様々な手法を用い て解明していく必要がある。

4.2 生態系の基礎としての珪藻

南大洋における生態系は, 珪藻-オキアミ-魚類・海 鳥類・哺乳類と示されることが多いように, 珪藻類がそ の基礎となっている.一方で, オキアミ類が多くない海 域では, 端脚類やハダカイワシが高次生物の栄養源と なっている可能性が指摘されている (Murphy et al., 2007; Moteki et al., 2011, 本巻の茂木も参照).しかし, 南大洋の食物網の詳細な構造やメカニズムは定量的な理 解に至っていない.

動物プランクトンのエサとなる珪藻類には、海底から の湧昇流によって豊富な栄養塩が表層に供給されるまで 休眠胞子と呼ばれる特殊な細胞を作り、ブルーム後の貧 栄養環境を海底で生き延びるという戦略をとっているグ ループが存在する(後述.図10も参照).このような戦 略は Seed Stock と呼ばれ、栄養環境が好転したときに、 ほかのグループに先駆けて栄養塩を独占し増殖すること ができる (McQuoid and Hobson, 1995, 1996). このよう な戦略をとる珪藻の Chaetoceros 属は、海洋の1%以下 の面積しかない沿岸域において、全珪藻の一次生産量の 数割を担うほどに多数生息している(Tréguer et al., 1995; Falkowski et al., 2004). 南大洋周辺では, Crosta et al. (1997) が、珪藻および Chaetoceros 属休眠胞子の 堆積物中における乾燥重量当たりの殻の産出頻度を示し ている.これらの休眠胞子は、 湧昇によって海底から巻 き上げられ、海面に近づき光に反応して発芽・増殖する と言われているが、実際にどの程度の水深から、どの程 度の強さの湧昇があれば海面に到達できるのかという研 究は行われていない. 糞粒になっても生きたまま海底に 沈降するものもあるかもしれないが、相当に深いところ に沈殿してしまったものが水面に再び運ばれるとは考え にくい. 沈殿せずに単体で海面付近を浮き続けているも のが、その後のブルームに重要な役割を果たしている可 能性もある. 生物が豊富な湧昇域で重要な生態系の基礎 となっている珪藻の挙動を知ることは、その生態系をよ り詳しく知るためにも必須である.

珪藻のブルームの規模は非常に大きく、クロロフィル 量の変化として衛星からも観察することができる。例え ば、Takao et al. (2012) では南大洋インド洋セクターに おける一次生産量の季節変動が、Takao et al. (2014) で は東経110度と140度における珪藻やハプト藻などの植 物プランクトン群集のクロロフィル量変動が示されてい る.しかし、衛星から得られる情報はあくまでも色素量 の変動であり、どの種の植物プランクトンが増加してい るのか特定できないし、同じ海域・季節に起きるブルー ムが毎年同じ生物種によって構成されているのかも明ら かにできない. 例えば、リモートセンシングを用いた一 次生産量の観測によれば、南極大陸沿岸域と南極周極流 上で特に高い値が示されている(Hirawake et al., 2011). 沿岸域では Chaetoceros 属の休眠胞子が Seed Stock の 役割を果たしてブルームを起こしているかもしれない が、南極周極流が存在する水域の水深は非常に深いため、 南極周極流上でのブルームでは南極外洋浮遊棲種の Fragilariopsis kerguelensis などの別の種が増加している 可能性が高い.従って、ブルーミングのメカニズムや、 それに寄与している種などを知るためには、現地で毎年 (可能であれば季節・週ごとに) サンプリングすることが 必要となる.

4.3 生態系における生物間のつながり

ブルームを起こす植物プランクトンを基礎として成り 立っている南大洋の生態系であるが、それらの一次生産 者が、捕食者たちとどのようにつながっているのかにつ いては分かっていないことが多い. 生態系内での生物同 士のつながりについての知識を深めるには、それぞれの 海域に生息している生物を、サイズを問わずに採取・観 察するのが効果的である.例えば、現場で確認した海水 中の珪藻生息量とオキアミの胃や糞の内容物を比較すれ ば、どのような珪藻種がどのくらい捕食されているのか、 糞の中で生き延びて Seed Stock となり得る珪藻・休眠 胞子がどのくらいあるのかなどを知ることができる. た だし、現場で生きている珪藻と死んでいる珪藻を正確に 判別する必要がある [SYTOX® Green などの蛍光染色 により生死判別は可能であるが,研究例も少なく (Veldhuis et al., 2001; Znachor et al., 2015), 種によって 感受性が異なるなどの問題点もある(Venkatnarayanan et al., 2016). 蛍光を利用しない方法として, 死細胞のみ を染色する Evans Blue もある (Crippen and Perrier, 1974).処理が簡単で、染色後も一定期間その状態を維 持できる (Garrison and Tang, 2014) などの利点がある ことから船上での利用が検討されている.しかし、極域 の珪藻で試した例は少なく (Raymond and Knight, 2003),厚い細胞膜を持つ藻類によっては染色されにく いために(Da Luz et al., 2016) 生細胞の割合を過大評価 するおそれがある (Li and Song, 2007). そのため

SYTOX[®] Green 等と併用して手法の妥当性を検証する 必要がある].同様に、オキアミを含む動物プランクト ンやハダカイワシ、ヒゲクジラの胃・糞内容物を調べる ことにより、それぞれの食性を明らかにできるし、これ らの情報を組み合わせることによって、南大洋生態系で 必要とされる一次生産者の総量を実測値として見積もる ことも可能になるかもしれない.また、これらの生物間 の情報と亜表層や中層での沈降粒子減衰メカニズム、マ リンスノー中における珪藻殻残存率や、それらの海底で の堆積後における化石になる割合、さらに数千年レベル での化石として保存される割合などの情報がそろえば、 千年当たりの堆積物単位重量中に含まれる珪藻殻量か ら、当時の有光層に生息した珪藻の存在量を見積もるこ とができる可能性がある.

5. 過去の環境を復元できる珪藻の探索と高精度 化

珪藻化石による過去の海洋環境の復元を目的とした研 究は、珪藻温度指数を用いた表層水温の復元 (Barron, 1992; Pichon et al., 1992a; 柳沢, 1993b; Koizumi et al., 2004), 珪藻水深指数を用いた古水深の復元 (Yanagisawa, 1996), 海氷の消長や広がりの歴史の推定(Abelmann et al., 2006; Olney et al., 2009), 珪藻の生産量や海底への 沈積量の時空分布復元(Cortese et al., 2004) などが行わ れてきた. 古環境を復元するために化石から得られる情 報は、特に絶滅してしまった種に対しては非常に少ない し、示相化石となる種も生物群集全体から見れば少数で ある.しかし、絶滅種に関しても、現生生物の生態・形 態と詳細に比較することで、これまで分からなかったよ うな過去の環境を復元できる示相化石として活用できる 可能性はある. 古海洋環境指標種としての珪藻化石や環 境変動に関しては, Jordan and Stickley (2010) や Leventer et al. (2010), 千葉·澤井 (2014), 谷村 (2014) に網羅的に紹介されている.

5.1 底層流によって失われた記録

始新世-漸新世境界以後にタスマニア海峡とドレイク 海峡が開いたことにより形成された南極周極流(ACC) は,流速は10-50 cm/s,流幅が広い海流であり,海底下 約 3000 m の堆積物を削剥することもある(Barker and Thomas, 2004; Lyle et al., 2007). ACC の強い流れに影 響を受けている間, ACC 直下の沈降物や堆積物は海流 によって流される. そのため, ACC の影響が弱まって 再び堆積が始まるまでの期間に堆積物の間隙(年代指標 となる生物化石の欠落などから確認できる.ハイエイタ スと呼ばれることもある)が生じることになる.実際に, 漸新世前期の海底堆積物の分布は少なく,急激な全球環 境変動(特に南極大陸の寒冷化と氷床形成,Coxall et al, 2005)が起きたこの時代の詳細を知るうえで大きな障害 となっている.これまで,この堆積間隙の地理分布など を根拠として ACC 流路の復元が行われてきた(Lyle et al, 2007)が,そもそも堆積物が保存されないため,堆積 間隙が存在する時代の分析は困難であり,ACC の連続 的な長期変動史は完全には明らかになっていない.

上記の問題を解決する方法として,堆積物が連続して 存在している場所,つまりACC 流路の北部もしくは南 部の堆積物で得られる情報を利用することが考えられ る. Tanimura et al. (2007)は,世界中で掘削されたコア の海底表層堆積物試料中(つまり,ほとんど現在の生態 情報を有している)に含まれる,外洋に多く生息する珪 藻 *Thalassionema* 属に属する複数種の殻産出量を詳細 に明らかにしている.同様に,Armand et al. (2005), Crosta et al. (2005), Romero et al. (2005)は,南極大陸 周辺から得られた表層堆積物中に含まれる様々な海棲珪 藻種の分布と頻度を示している(図7).これらの種のう ち,急激に水温が変化するACC 流路の外側(北部),ま たは内側(南部)に特異的に多産する種を限定できれば, その種はすなわちACC 流路の変動史復元のための指標 種となり得る.これらの現生種の中から,化石としても 多産する、もしくは近縁の絶滅種を限定し、その時代ご との産出頻度や分布の変遷を探れば、過去に ACC がど のあたりを流れていたのかを知ることができるかもしれ ない.

5.2 風成塵は一次生産に役立っているのか?

風成塵は,海洋表層,特に HNLC 海域 [High Nutrient (または High Nitrate) Low Chlorophyll 海域:表層に栄 養塩(硝酸塩・リン酸塩・ケイ酸塩)が高濃度で存在す るにもかかわらず,植物プランクトンの生物量が比較的 低い状態が維持されている海域のこと]への鉄供給源の 一つと考えられている(Martin, 1990; Pollard et al., 2009; Sigman et al., 2010).高緯度域における風成塵の地球環 境システムへの役割については,Bullard et al. (2016) に よりまとめられている.

水中の鉄は、有機物と複雑に反応して無機イオン、無 機・有機錯体、無機・有機コロイド、生物・非生物粒子 などといった様々な形態で存在している(Bruland and Rue, 2001).鉄不足環境下に生息する多くの生物は鉄粒 子を直接利用できないことから、これらの溶存態である イオンや錯体の形で取り込むため、様々な鉄利用機構を 発達させてきた(内藤, 2006).また、植物プランクトン 種ごとに、鉄の化学形態による利用効率が異なることも 明らかになっている(Naito et al., 2005a, b, 2008; Fukuzaki et al., 2016).近年、外洋海水中の鉄濃度の測定方法が



図7:南極大陸周辺の表層堆積物から得られた珪藻種の産出地点と産出量(ここでは,環境指標種になると考えられている珪藻の 一種である Fragilariopsis sublinearis と Thalassiothrix spp. が,珪藻群集全体のうちそれぞれ何%含まれていたか)を示した一例. 水色の線と紺色の破線は、それぞれ冬季と夏季の海氷分布域北端を示している. 左図の種は海氷域の内部に多産しているため海 氷関連種と考えられ、同様に、右図の種は海氷の無い海域から多産するため、外洋域の指標種とされている. 左図は Armand et al. (2005)、右図は Crosta et al. (2005)を改編.

急速に発達しているが,化学形態ごとの鉄の存在量を現 場で測定する方法は未確立であり,それらの存在量・挙 動・植物プランクトンごとの利用能などの知見も十分で はない(西岡, 2006).

上述のように風成塵は海洋一次生産に重要な役割を果 たしているとされるが、固体としての鉄粒子は海底に短 時間で沈降してしまうため、植物プランクトンが利用し やすいイオンなどの形態に変化する時間はほとんどない 可能性がある、そのため、植物プランクトン増殖量の変 動が本当に天然の鉄の供給量に依存しているのかについ て様々な議論が続けられてきた(西岡, 2006 など). 植 物プランクトン増殖のための鉄の重要性は海洋学におい ても注目を浴びているが、陸域での研究によって、植物 プランクトンが利用できる溶存鉄生成の場として、森林 や湿地帯の重要性が示されている(Matsunaga et al., 1998).陸域から海域への鉄の供給や生態系とのつなが りについての研究成果は、夏池ほか(2016)に詳細に記 されている.海洋では、同じ環境である(ニッチが競合 していると思われる)にも関わらず複数種の珪藻が生息 しているが、異なる供給源・化学形態の鉄や、ほかの微 量元素を利用することによって棲み分けをしているのか もしれない、これらを明らかにするために、現場での正 確な観測および培養実験などの実験室での分析結果を統 合した研究が必須である.

一方, 古海洋学的研究例に目を向けると, 堆積物中の 風成塵含有量の変動は, 環境変動と一次生産量の増減に 関連づけられて述べられてきた (Rea et al., 1998; Lamy et al., 2014). また近年では, 南大洋における一次生産 は, 巨大氷山によって運搬される鉄に大きな影響を受け ているという報告もある (Duprat et al., 2016; Wu and Hou, 2017).

したがって、南大洋などの高緯度域における風成塵や 溶存態鉄の供給量変動と一次生産量の変動の解釈には、 様々な要因を考慮する必要がある。例えば、寒冷化すれ ば大気が乾燥化し、季節風の強化が起こり、陸地から風 成塵(鉄)が多く供給されて一次生産量が増える、という シナリオがある。しかし、寒冷化が起きた場合、表層水 が重くなったり、沿岸の風が強まったりして海洋沿岸の 湧昇が強化されるということも考えられる。すると、そ のような湧昇によって、海底に沈降した後に溶存態と なった鉄が、海底堆積物からにじみ出た栄養塩とともに 再び海面付近に運搬され、植物プランクトンの増殖につ ながることになる。また、寒冷化すれば、氷山によって 運ばれる鉄を豊富に含んだ陸起源の堆積物の量も増加す るだろう。このように、一次生産量の増加(CO2 量の低 下)が,風成塵や氷山の増加に起因しているのか,もし くは湧昇の活発化による溶存鉄供給量の増加に起因して いるのかは,はっきりしていない (Bopp et al., 2003).

また、湧昇によってどの程度の深さから栄養塩が上昇 できるのかなど、湧昇強度と栄養塩濃度の関係性も分 かっていない.さらに、氷山によってある程度の時間を かけて生成される溶存態鉄を利用してブルームが起きる 可能性もある.したがって、ブルームを起こす鉄利用生 物に関して、陸水や海水の分析、海底での栄養塩湧出メ カニズムの解明、プランクトンの飼育・培養実験や生理 生態学的研究なども含めた総合的な研究を進めていく必 要がある.実際にどのような生物種が増減しているかな ど、詳細なデータはほとんど報告されていないため、海 水中の鉄の化学態や濃度などを観測しながら、現生種の 挙動を明らかにすることが、より詳細な古海洋環境復元 につながると思われる.

5.3 海氷とその周辺に生息する珪藻

定着氷や流氷を含む海氷の分布面積の変動は、太陽光 の反射による寒冷化の作用や生物ポンプによる炭素の循 環など、地球環境に大きな影響を与えている.それだけ でなく、上述のように、海氷や氷山は風成塵と同様に海 洋表層への鉄供給源の一つと考えられているため (Martin, 1990; Sigman et al., 2010),生態系の基礎である 一次生産者の増殖にも重要な影響を与えている.した がって、南大洋の歴史を知るうえで、ある時代に海氷が どの程度広がっていたのかを明らかにすることは重要で あり、様々な方法で海氷分布の変遷史を明らかにしよう とする試みが行われてきた(本巻の大島、飯塚も参照). 珪藻化石を用いた海氷分布復元の手法に関しては Armand and Leventer (2010) に詳しく述べられている.

海氷下面に付着, もしくは間隙 [海氷中でブラインが 存在していた隙間: ブラインチャネル (brine channel)] や表面に生息している藻類はアイスアルジー (ice algae) と呼ばれ, 珪藻類がその代表である (Thomas and Dieckmann, 2002; 2010; Caron and Gast, 2010). 珪藻類 をはじめとするアイスアルジーは動物プランクトンのエ サとなって南大洋の生態系を支える役目を果たしている (Tynan et al., 2010; Soppa et al., 2016). 季節海氷域で も, 周年を通じて海氷が分布することのない海域でも, 植物プランクトンバイオマスの多くを珪藻が占めている が (Garrison et al., 1986, 2005; Tréguer et al., 1995; Lizotte et al., 1998), どのようなプロセスを経て,海氷中 に珪藻などが取り込まれるかについては, Arrigo et al. (2010) が詳細に紹介している. また, Ligowski et el. (2012)は、ブラインチャネル内と海水中の両方で生活す る代表的な種である珪藻 Chaetoceros dichaeta の海氷内 と融氷後の海水中での形態差(sea ice form と planktonic form として分けている)や、それぞれの環境下での生 存戦略について議論している。

一般的に、海氷内の藻類の成長を支配する第一要因は 栄養塩の利用量と考えられている (Thomas et al., 2010). 海氷上の積雪量が多くない限り、海氷下面においても春 季から夏季にかけて光合成に必要な光量は充分にあるが (Grossi et al., 1987), 海氷周辺では温度や塩分, 海氷の 空隙率などによって栄養塩の利用効率は制限されてい る。そのため、海氷に生息する珪藻類は一般に殻が薄い ことが多いと考えられる。ただし、珪化作用は細胞成長 率や Si(OH)4 の濃度、細胞内外の栄養塩や温度などに影 響を受け,低温ほど珪化度は高くなる(Thomas et al., 2010). また、鉄制限も一部の珪藻種の殻を厚くする (Hutchins and Bruland, 1998; De La Rocha et al., 2000) が、両極域の海氷環境下の多くで高い鉄濃度は測定され ない (Grotti et al., 2005; Lannuzel et al., 2007). つまり, 海氷棲珪藻の殻は厚く珪化することになる (Smith and Nelson, 1985: Nelson et al., 1989)が. ここでも鉄分が珪 藻類の繁栄だけでなく、殻形成の規制要因になっている 可能性がある.

まれに保存の良い海氷棲珪藻化石殻が堆積物中から見 つかることがあるが [Stickley et al. (2009) では北極海 において始新世の深海堆積物中から報告],そのほとん どの種は薄い珪質殻を持ち,容易に溶解してしまうため に化石として保存されない (Ligowski et al., 1992; Barron and Baldauf, 1995; Armand and Leventer, 2010). そのため,海氷近辺に生息している殻が厚く化石として 残りやすい種が海氷関連種(sea ice related species)と して扱われ,過去の海氷分布の変遷を知るための手がか りになっている(図7).南大洋における海氷関連種は, Armand et al. (2005)が,南極大陸周辺の海底堆積物の 228 表層試料から得られた主要な珪藻化石 14 種の産出 量分布を,現在の海氷分布と比較することでまとめてい る.これらのデータにより,長期的な海氷分布の変遷史 を知ることができると考えられるが,より詳細に海氷関 連種各種の生態学的特徴を吟味することで,海氷の季節 変動なども復元できるかもしれない(図8 はその概念 図).なにより重要なのは,どのような種がどのような 場所にどれくらい生息しており,季節や年数を経るごと にどのように群集組成が変化するのか,という現在の海 氷分布域における珪藻種の生態情報である.

また、他の環境指標種においても言えることであるが、 絶滅種に関しては、そのほとんどの生態が不明であるた め、環境指標種として利用することは難しい.しかし、 Olney et al. (2009) のように、漸新世堆積物から見つか る絶滅種を環境指標種として用いようとする試みも行わ れている. 絶滅種を信用に足る古環境指標種として立証 することは容易ではないが、例えば、有孔虫殻から復元 される酸素同位体比変動(過去の水温変動の指標となる) とある特定の珪藻種の産出量の変動が相関(逆相関)的 であれば、寒冷(温暖)種である可能性は高い、また、 近年、珪藻殻そのものから酸素同位体比を計測する技術 が発達したことで、珪藻殻から直接に海洋環境を復元す る試みもされており(Leng and Swann, 2010; Snelling et al., 2014), 将来的には珪藻化石殻そのものから, その化 石種が生息していた水温などを復元できるようになる可 能性もある.



図8:海底堆積物中の珪藻化石を用いた海氷分布域復元の方法(概念図).

6. 未解明の生物種

様々な時空間スケールで環境が変動する海洋生態系に おいて、環境変動の影響を強く受けながら、植物プラン クトンは多様な群集を形成・維持し、一次生産者として 生態系全体を支えている.これは、海洋環境変動下にお いて、植物プランクトン群集内の各々の種が、環境が好 適な局面では生産・増殖をする一方で、環境が不適な局 面では耐久・休眠などといった別の生態戦略をとって個 体群を維持・活動している結果でもある。例えば、一部 の渦鞭毛藻類や珪藻類、黄金色藻などは、それらの生活 史の中で栄養増殖に不適な環境になると、休眠シスト・ 胞子を形成する(Hargraves, 1976; Dale, 1983; Sandgren, 1983). 珪藻類 Chaetoceros 属などでは内部形態に違い のある休眠細胞も報告されている (Hargraves, 1979; Ishii et al., 2012). 海洋の一次生産力の変動メカニズムや 古環境の解明において、藻類の個体群維持活動における 休眠シスト・胞子の機能の定量的評価は不可欠であるが, 現生種の生態や化石種の分類学的研究などを含めて、南 大洋での研究例は未だ少ない.

本章では、南極域に生息しており、化石でも報告され てきてはいるが、これまでほとんど研究されてこなかっ た植物プランクトンの2つの分類群を紹介する.これら は双方とも生息環境の変化を乗り越えるための休眠細胞 を形成するが、現生種の生態と化石種の分類を解明・確 立することで、新たな南極環境変動史を解明する鍵とな りうる.

6.1 南大洋の現生・化石 Chaetoceros 属休眠胞子

休眠胞子が化石として堆積物中から頻繁に確認されて いるが,現生種も含めて休眠胞子の分類学的研究がほと んど行われてこなかったグループに,海棲浮遊性珪藻 *Chaetoceros* 属がある(図9). *Chaetoceros* 属は,海洋全 一次生産量の20~25%の生産を行い,特に,沿岸湧昇流 域では90%以上の一次生産を担っている(Nelson et al., 1995). 生態系の底辺という観点からも,また漁業・養殖 業などにおいても非常に重要な生物であり,生態学的な 観点から研究が行われてきた(Rines and Theriot, 2003).

本属の亜属の一つである Hyalochaete 亜属の多くの種 は、海水中の栄養塩が豊富なときは1日に数回の分裂を 繰り返し、鎖状の群体を形成し他の珪藻類と同様に大量 に増殖する(図10).一方で、栄養塩が枯渇した環境下 になると、栄養細胞時よりも殻が厚く丈夫な「休眠胞子」 と呼ばれる特殊な細胞を形成し(McQuoid and Hobson, 1996; Suto, 2003)、栄養環境が好転するまで海底に沈降・



図 9:南大洋の海水から得られた現生 *Chaetoceros* 属栄養細胞 (1,2) と休眠胞子 (3). スケールバーは全て 10 µm. 1. *Chaetoceros dichaeta*, 2. *C. bulbosus*, 3. 不明.



図10: 珪藻の一属, *Chaetoceros* 属の生活環. 他の多くの珪藻類と異なり, 貧栄養状態に なると, 休眠胞子と呼ばれる殻の厚い特殊な細胞を形成して, 環境が好転するまで海底で 耐え忍ぶという戦略をとる.

堆積し,一時期を過ごすという特殊な生活史を持つ(板 倉,2000).休眠胞子の一部は,湧昇などのイベントに よって海底の栄養塩とともに表層に運ばれ,発芽して栄 養細胞となり再び分裂を開始する.栄養供給が長期間起 こらない場合,本亜属以外の珪藻はその多くが死滅して いる(海底に堆積した休眠胞子は,栄養供給が無くても 約20年間生息することができる)ため,1回の湧昇によ り有光層まで運ばれた休眠胞子は,発芽後に他の珪藻に 先んじて栄養を独占し分裂を進めることができる.この ような環境が続くと,休眠胞子の形成と栄養細胞の分裂 が繰り返され,珪藻群集の中で優占種となっていく.

Chaetoceros 属の栄養細胞殻は非常に薄く,細胞の死 後に溶解してしまうが,厚く珪化した休眠胞子の殻はし ばしば他の珪藻と共に堆積物(主に細粒堆積物や石灰質 団塊)の中に化石として保存される(Akiba, 1986).そ のため,休眠胞子化石の増減は,上記のような長期間(季 節的に,もしくは数年~数十年間)栄養が枯渇し,その 後湧昇によって栄養が豊富に供給される海洋,特に湧昇 が起こりやすい沿岸域の環境を示す環境指標として利用 されてきた(Suto et al., 2012 など).また,Baldauf(1992) が指摘した始新世-漸新世での珪藻群集の大きな入れ替 わり(turnover)とともに,未研究域である南大洋を除 く様々な海域で休眠胞子の多様度や産出頻度が上昇して いることも明らかになっている(Suto, 2006; Suto et al., 2012).

これまで須藤らの研究により、北太平洋や大西洋域の 休眠胞子化石の分類が進められてきたが、南大洋の堆積 物中からは、その存在の報告 (McColumn, 1975; Harwood et al., 2000) があるものの, 分類学的研究はほ とんどされておらず, さらにそれらがどのように分布し, 地質学的な時間スケールで消長を繰り返してきたかなど といった情報は無い. また, 湧昇の強度や頻度, 栄養状 態の変動などによって、どのようにその生息分布が変化 するのかといった情報もない. これらの情報は、南大洋 海底堆積物中の休眠胞子化石の分類や群集組成変動を分 析すること、また、現世海洋の海水を汲み上げて、本属 栄養細胞・休眠胞子や他の珪藻類の群集組成、栄養塩組 成、それらの季節変動などを調べることにより明らかに できるであろう.このような情報を蓄積することで、休 眠胞子化石を湧昇強度や栄養塩変遷の指標として用いる ことができるようになる.

6.2 南極域の現生・化石黄金色藻類シスト

黄金色藻(chrysophyte)は主に淡水環境に生息する 微細藻類で,分類学的には,不等毛植物門の1綱である 黄金色藻綱(Chrysophyceae)に分類される(Duff et al., 1995).休眠期には,上述の*Chaetoceros*属のように,珪 質の殻を持つ球体あるいは楕円体のシストを形成する (Duff et al., 1995)(図11).黄金色藻シスト化石は珪藻 化石と共産することが多く,化石として保存されやすい.



図 11: 南極域から見つかった黄金色藻シスト.1-12.化石.13-15.現生. スケールバーは全て5µm.

特に北半球高緯度域の淡水湖沼において, 珪質湖底堆積 物から黄金色藻シスト化石の産出報告が多くなされてお り,その成果は Duff et al. (1995) や Wilkinson et al. (2001) にまとめられている.南大洋の海底堆積物にも,珪藻化 石とともに黄金色藻シスト化石が多産する場合がある が,これに関する研究例はほぼ皆無であり,DSDP や ODP の船上リポート中に,シスト化石の図版(顕微鏡写 真)がわずかに示されている程度である (Perch-Nielsen, 1975; Harwood and Gersonde, 1990).

黄金色藻類の大半は淡水棲であるため,南大洋の海底 堆積物における黄金色藻シスト化石の産出は,南極氷床 や海氷の融け水からの流れ込みに由来すると考えられ る.このことから,海底堆積物中に含まれるシスト化石 の産出量変動を地質時代に遡って調べることで,連続的 な南極氷床変動(氷床融解イベントや,融氷水の流路・ 流量など)を復元するための有用な指標になり得る(南 極氷床とその変動に関しては,本巻の関,福田,杉山, 草原も参照のこと).

しかし、黄金色藻の中には、少ないながらも海棲種も 知られており、海氷中からも Archaeomonads と総称さ れる黄金色藻シストが報告されている (Mitchell and Silver, 1982, 1986; Takahashi et al., 1986) (図 11-11). し たがって、南大洋で産出する黄金色藻シスト化石の全て が陸の淡水由来であるとは言い切れない。黄金色藻シス ト化石を古環境指標として確立するためには、海底コア 中に産出する黄金色藻シスト化石の分類学的研究や産出 量変動の調査のみならず、現在の南極域における海水・ 淡水中の黄金色藻類の栄養細胞・シストの分類を行い、 それらの季節変動などの生態を明らかにすることが必要 である。

7. 分かっていること、分かっていないこと

堆積物中の化石を用いて過去の環境や年代に関する 様々な情報を取り出すことができるが,化石化過程その ものや,化石化の間やその後に化石群集や形態がどのよ うに変化したのかを確実に知る方法はいまだに確立して いない.また,現生種に関しても,特に南大洋域へのア クセスの困難さなどの要因から,一年~数年を通した詳 細な生態が分かっている生物種は多くない.

微化石を使って古環境をより正確に復元するために は、現生種であれば現在の海洋環境のデータを基に、絶 滅種であれば現生の近縁種の情報を基に、より再現性の 高い情報を集めるほかない.また、海洋や植物プランク トンの研究者のみならず、地球環境そのものや様々な生 物群、さらには地球物理学・化学分野の研究者を巻き込 んだ共同研究が望まれる.本稿で挙げた微化石を用いた 研究に関する様々な問題とそれらの解決案は、南大洋に 限られたものではなく、全海洋において共通する問題で もあるが、人的な影響が少ない南大洋でこれらの研究を 実施することへの優位性はとても高い.一方で、個人や 一研究機関、限られた期間で実施することが困難な研究 が多いのも認めざるを得ない、複数の研究者や各国の研 究機関が、分野・国境の垣根を超えて研究を遂行するこ とができれば、より正確な古環境の復元を行えるだけで なく、より確実な将来予測へとつなげることができるか もしれない.

謝辞

南大洋域の調査を行ったことが無い筆頭著者に本稿を 執筆する機会を与えてくださった北海道大学低温科学研 究所の大島慶一郎教授,また,新学術領域「熱一水一物 質の巨大リザーバ:全球環境変動を駆動する南大洋・南 極氷床」代表者川村賢二博士,および共同研究者の皆さ まに感謝いたします.

参考文献

- Abbott, W. H. (1974) Temporal and spatial distribution of Pleistocene diatoms from the Southeast Indian Ocean. *Beihefte zur Nova Hedwigia*, **25**, 291–346.
- Abelmann, A., R. Gersonde, G. Cortese, G. Kuhn and V. Smetacek (2006) Extensive phytoplankton blooms in the Atlantic sector of the glacial Southern Ocean. *Paleoceanography* 21, PA1013. doi:10.1029/2005PA001199.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. In: Kagami, H. et al. (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 87, 393-481. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Armand, L. K. and A. Leventer (2003) Palaeo sea ice distribution — Reconstruction and palaeoclimatic significance. In: Thomas, D. N. and G. S. Diekmann (eds.) Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry, Biology and Geology, 333–372. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Armand, L. K. and A. Leventer (2010) Palaeo sea ice distribution and reconstruction derived from the geological record. In: Thomas, D. N. and G. S. Diekmann (eds.) Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry and Biology, Second Edition, 469–529. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Armand, L. K., X. Crosta, O. Romero and J. -J. Pichon (2005) The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 1. Sea ice related species. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **223**, 93–126.
- Arrigo, K. R., T. Mock and M. P. Lizotte, (2010) Primary producers and sea ice. In: Thomas, D. N. and G. S. Diekmann (eds.) Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry and Biology, Second Edition, 283–325. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Azam, F., T. Fenchel, J. G. Field, J. S. Gray, L. A. Meyer-Reil and F. Thingstad (1983) The ecological role of watercolumn microbes in the sea. *Marine Ecology-Progress Series*, 10, 257–263.
- Azam, F., D. C. Smith and J. T. Hollibaugh (1991) The role of the microbial loop in Antarctic pelagic ecosystems. *Polar Research*, 10, 239–244.
- Barker, P. F. and E. Thomas (2004) Origin, signature and palaeoclimatic influence of the Antarctic Circumpolar Current. *Earth Science Reviews*, **66**, 143–162.
- Baldauf, J. G. (1992) Middle Eocene through early Miocene diatom floral turnover. In: Prothero, D. R. and W. A. Berggren (eds.) *Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*, 310–326. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Barron, J. A. (1985) Miocene to Holocene planktic diatoms. In: Bolli, H. M. et al. (eds.) *Plankton Stratigraphy*, 763-809. Cambridge University Press, Cambridge.

- Barron, J. A. (1992) Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms. *Marine Micropaleontology*, 20, 23–44.
- Barron, J. A. (2003) Planktonic marine diatom record of the past 18 M.Y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans. *Diatom Research*, 18, 203–224.
- Barron, J. A. and J. G. Baldauf (1995) Cenozoic marine diatom biostratigraphy and applications to paleoclimatology and paleoceanography. In: Blome, C. D. et al. (eds.) Siliceous Microfossils, Paleontological Society Short Courses in Paleontology, 8, 107–118.
- Berger, W. H. (1974) Deep-sea sedimentation. In: Burk, C. A. and C. L. Drake (eds.) *The Geology of Continental Margins*. 213–241. Springer, Heidelberg.
- Bohaty, S. M., R. P. Scherer and D. M. Harwood (1998) Quaternary diatom biostratigraphy and palaeoenvironments of the CRP-1 drillcore, Ross Sea, Antarctica. *Terra Antartica*, 5, 431–453.
- Bohaty, S. M., S. W., Jr. Wise, R. A. Duncan, C. L. Moore and P. J. Wallace (2003) Neogene diatom biostratigraphy, tephra stratigraphy, and chronology of ODP Hole 1138A, Kerguelen Plateau. In: Frey, F. A. et al. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 183, 1–53. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Bopp, L., K. E. Kohfeld, C. Le Quéré and O. Aumont (2003) Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods. *Paleoceanography*, **18**, 1046. doi:10.1029/ 2002PA000810,2.
- Bruland, K. W. and E. L. Rue (2001) Analytical methods for the determination of concentrations and speciation of iron. In: Turner, D. R. and K. A. Hunter (eds.) *The Biogeochemistry* of *Iron in Seawater*, 255–289. Juhn Wiley & Sons LTD., Chichester.
- Bullard, J. E., M. Baddock, T. Bradwell, J. Crusius, E. Darlington, D. Gaiero, S. Gassó, G. Gisladottir, R. Hodgkins, R. McCulloch, C. McKenna-Neuman, T. Mockford, H. Stewart and T. Thorsteinsson (2016) High-latitude dust in the Earth system. *Reviews of Geophysics*, 54, 447–485.
- Caron, D. A. and R. J. Gast (2010) Heterotrophic protists associated with sea ice. In: Thomas, D. N. and G. S. Diekmann (eds.) Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry and Biology, Second Edition, 327–356. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Cermeño, P. and P. G. Falkowski (2009) Controls on diatom biogeography in the ocean. *Science*, **325**, 1539–1541.
- 千葉崇(2014) 珪藻のタフォノミーと珪藻化石群集による古 沿岸環境復元を行う上での問題点. Diatom, **30**, 86-103.
- 千葉崇,澤井祐紀 (2014) 環境指標種群の再検討と更新. Diatom, **30**, 17-30.
- Cody, R. D., R. H. Levy, D. M. Harwood and P. M. Sadler (2008) Thinking outside the zone: high-resolution quantitative diatom biochronology for the Antarctic Neogene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260,

92-121.

- Cook, C. P., T. van de Flierdt, T. Williams, S. R. Hemming, M. Iwai, M. Kobayashi, F. J. Jimenez-Espejo, C. Escutia, J. J. González, B. -K. Khim, R. M. McKay, S. Passchier, S. M. Bohaty, C. R. Riesselman, L. Tauxe, S. Sugisaki, A. Lopez Galindo, M. O. Patterson, F. Sangiorgi, E. L. Pierce, H. Brinkhuis, A. Klaus, A. Fehr, J. A. P. Bendle, P. K. Bijl, S. A. Carr, R. B. Dunbar, J. A. Flores, T. G. Hayden, K. Katsuki, G. S. Kong, M. Nakai, M. P. Olney, S. F. Pekar, J. Pross, U. Röhl, T. Sakai, P. K. Shrivastava, C. E. Stickley, S. Tuo, K. Welsh and M. Yamane (2013) Dynamic behaviour of the East Antarctic ice sheet during Pliocene warmth. *Nature Geoscience*, 6, 765–769.
- Cortese, G. and R. Gersonde (2007) Morphometric variability in the diatom *Fragilariopsis kerguelensis*: implications for Southern Ocean paleoceanography. *Earth and Planet Science Letter*, **257**, 526–544.
- Cortese, G. and R. Gersonde (2008) Plio/Pleistocene changes in the main biogenic silica carrier in the Southern Ocean, Atlantic sector. *Marine Geology*, **252**, 100–110.
- Cortese, G., R. Gersonde, C. -D. Hillenbrand and G. Kuhn (2004) Opal sedimentation shifts in the world ocean over the last 15 Myr. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 509–527.
- Cortese, G., R. Gersonde, K. Maschner and P. Medley (2012) Glacial-interglacial size variability in the diatom *Fragilariopsis kerguelensis*: possible iron/dust controls?. *Paleoceanography*, 27, PA1208. doi:10.1029/2011PA002187.
- Coxall, H. K., P. A. Wilson, H. Pälike, C. H. Lear and J. Backman (2005) Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433, 53–57.
- Crippen, R. W. and J. L. Perrier (1974) The use of neutral red and Evans blue for live-dead determinations of marine plankton (with comments on the use of rotenone for inhibition of grazing). *Stain Technology*, **49**, 97–104.
- Crosta, X., J. -J. Pichon and L. H. Burckle (1998a) Application of the modern analog technique to marine Antarctic diatoms: reconstruction of maximum sea-ice extent at the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, **13**, 284–297.
- Crosta, X., J. -J. Pichon and L. H. Burckle (1998b) Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the last glacial maximum. *Geophysical Research Letters*, **25**, 2703–2706.
- Crosta, X., J. -J. Pichon and M. Labracherie (1997) Distribution of *Chaetoceros* resting spores in modern peri-Antarctic sediments. *Marine Micropaleontology*, **29**, 283–299.
- Crosta, X., O. Romero, L. K. Armand and J. -J. Pichon (2005) The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 2. Open ocean related species. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 223, 66–92.
- Da Luz, D. S., D. G. Da Silva, M. M. Souza, D. Giroldo and C. D. M. G. Martins (2016) Efficiency of Neutral Red, Evans Blue and MTT to assess viability of the freshwater microalgae *Desmodesmus communis* and *Pediastrum boryanum*.

Phycological research, **64**, 56-60.

- Dale, B. (1983) Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton". In: Fryxell, G. A. (ed.) Survival Strategies of the Algae, 69–136. Cambridge University Press, Cambridge.
- De La Rocha, C. L., D. A. Hutchins and M. A. Brzezinski (2000) Effects of iron and zinc deficiency on elemental composition and silica production by diatoms. *Marine Ecology Progress Series*, **195**, 71–79.
- DeLong, E. F., D. G. Franks and A. L. Alldredge (1993) Phylogenetic diversity of aggregate-attached vs. freeliving marine bacterial assemblages. *Limnology and Oceanography*, 38, 924–934.
- Duff, K. E., B. A. Zeeb and J. P. Smol (1995) *Atlas of Chrysophycean Cysts.* Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Duprat, L. P. A. M., G. R. Bigg and D. J. Wilton (2016) Enhanced Southern Ocean marine productivity due to fertilization by giant icebergs. *Nature Geoscience*, 9, 219– 221.
- Falkowski, P. G., M. E. Katz, A. H. Knoll, A. Quigg, J. A. Raven, O. Schofield and F. J. R. Taylor (2004) The evolution of modern eukaryotic phytoplankton. *Science*, **305**, 354–360.
- Fenner, J. (1985) Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms. In: Bolli, H. M. et al. (eds.) *Plankton Stratigraphy*, 713–762. Cambridge University Press, Cambridge.
- Finkel, Z. V., M. E. Katz, J. D. Wright, O. M. E. Schofield and P. G. Falkowski (2005) Climatically driven macroevolutionary patterns in the size of marine diatoms in the Cenozoic. *Proceeding of the National Academy of Sciences of the* United States of America (PNAS), **102**, 8927–8932.
- Finlay, B. J. (2002) Global dispersal of free-living microbial eukaryote species. *Science*, **296**, 1061–1063.
- Fukuzaki, K., T. Yoshioka, S. Sawayama and I. Imai (2016) Iron requirements of *Heterosigma akashiwo* (Raphidophyceae), *Heterocapsa circularisquama* (Dinophyceae) and two common centric diatoms. *Bulletin of Fisheries Sciences, Hokkaido University*, **66**, 121–128.
- Garrison, H. S. and K. W. Tang (2014) Effects of episodic turbulence on diatom mortality and physiology, with a protocol for the use of Evans Blue stain for live-dead determinations. *Hydrobiologia*, **738**, 155–170.
- Garrison, D. L., C. W. Sullivan and S. F. Ackley (1986) Sea ice microbial communities in Antarctica. *BioScience*, **36**, 243– 250.
- Garrison, D. L., A. Gibson, S. L. Coale, M. M. Gowing, Y. B. Okolodkov, C. H. Fritsen and M. O. Jeffries (2005). Sea-ice microbial communities in the Ross Sea: autumn and summer biota. *Marine Ecology Progress Series*, **300**, 39–52.
- Gersonde, R. and U. Zielinski (2000) The reconstruction of late Quaternary Antarctic sea-ice distribution — The use of diatoms as a proxy for sea-ice. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **162**, 263–286.

Gersonde, R., X. Crosta, A. Abelmann and L. Armand (2005)

Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum — A circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 869–896.

- González, H. E. and V. Smetacek (1994) The possible role of the cyclopoid copepod *Oithona* in retarding vertical flux of zooplankton faecal material. *Marine Ecology-Progress Series*, 113, 233–246.
- Gradstein, F., J. G. Ogg and A. G. Smith (eds.) (2004) *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge University Press, New York.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz and G. Ogg (eds.) (2012) *The Geologic Time Scale 2012.* Elsevier Science Ltd, Amsterdam.
- Grossi, S. M., S. T. Kottmeier, R. L. Moe, G. T. Taylor and C. W. Sullivan (1987) Sea ice microbial communities. VI. Growth and primary production in bottom ice under graded snow cover. *Marine Ecology Progress Series*, **35**, 153–164.
- Grotti, M., F. Soggia, C. Ianni and R. Frache (2005) Trace metals distributions in coastal sea ice of Terra Nova Bay, Ross, Sea, Antarctica. *Antarctic Science*, **17**, 289–300.
- Gutt, J., G. Hosie and M. Stoddart (2010) Marine life in the Antarctic. In: McIntyre, A. D. (ed.) Life in the World's Oceans: Diversity, Distribution, and Abundance. 203–220. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Hargraves, P. E. (1976) Studies on marine plankton diatoms. II. Resting spore morphology. *Journal of Phycology*, **12**, 118–128.
- Hargraves, P. E. (1979) Studies on marine plankton diatoms IV. Morphology of *Chaetoceros* resting spores. In: Simonsen, R. (ed.) *Proceedings of the Fifth Symposium on Recent and Fossil Diatoms, Beihefte zur Nova Hedwigia*, 64, 99–120.
- Harwood, D. M. and R. Gersonde (1990) Lower Cretaceous diatoms from ODP Leg 113 Site 693 (Weddell Sea). Part 2: resting spores, chrysophycean cysts, an endoskeletal dinoflagellate, and notes on the origin of diatoms. In: Barker, P. F. et al. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **113**, 403–425. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Harwood, D. M. and T. Maruyama (1992) Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120. In: Wise, S. W., Jr. et al. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **120**, 683-733. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Harwood, D. M., A. McMinn and P. G. Quilty (2000) Diatom biostratigraphy and age of the Pliocene Sørsdal Formation, Vestfold Hills, East Antarctica. *Antarctic Science*, **12**, 443– 462.
- Heiden, H. and R. W. Kolbe (1928) Die marinen Diatomeen der Deutschen Südpolar-Expedition 1901–1903. In: von Drygalsky, E. (ed.) Deutsche Südpolar-Expedition 1901–

1903 im Auftrage des Reichsministeriums des Innern, 8, Bot. 5, 447-715. Walter de Gruyter & CO., Berlin und Leipzig.

- Hirawake, T., S. Takao, N. Horimoto, T. Ishimaru, Y. Yamaguchi and M. Fukuchi (2011) A phytoplankton absorption-based primary productivity model for remote sensing in the Southern Ocean. *Polar Biology*, **34**, 291–302.
- 堀坂明生,田崎和江,野田修司(1993)生体鉱物化作用によるパイライトの生成 ── ケイ藻中に生成したパイライト
 一.粘土科学, 33, 36-43.
- Huck, C. E., T. van de Flierdt, S. M. Bohaty and S. J. Hammond (2017) Antarctic climate, Southern Ocean circulation patterns, and deep water formation during the Eocene. *Paleoceanography*, **32**, 674-691.
- Hutchins, D. A. and K. W. Bruland (1998) Iron-limited diatom growth and Si: N uptake ratios in a coastal upwelling regime. *Nature*, **393**, 561–564.
- Ishii, K., A. Ishikawa and I. Imai (2012) Newly identified resting stage cells of diatoms from sediments collected in Ago Bay, central part of Japan. *Plankton & Benthos Research*, 7, 1–7.
- 板倉茂(2000)沿岸性浮遊珪藻類の休眠期細胞に関する生理 生態学的研究.瀬戸内海区水産研究所研究報告,2,67-130.
- Jordan, R. W. and C. E. Stickley (2010) Diatoms as indicators of paleoceanographic events. In: Smol, J. P. and E. F. Stoermer (eds.) *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences, 2nd Edition*, 424–453. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kamikuri, S., H. Nishi, I. Motoyama and S. Saito (2004) Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific, Ocean Drilling Program Leg 186. *The Island Arc*, 13, 191–226.
- Karner, M. and G. J. Herndl (1992) Extracellular enzymatic activity and secondary production in free-living and marine-snow-associated bacteria. *Marine Biology*, **113**, 341–347.
- 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氷と基礎生産力の変動史. 地学雑誌, 121, 536-554.
- Kemp, A. E. S., R. B. Pearce, I. Grigorov, J. Rance, C. B. Lange, P. Quilty and I. Salter (2006) Production of giant marine diatoms and their export at oceanic frontal zones: implications for Si and C flux from stratified oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, **20**, GB4S04. doi:10.1029/2006GB 002698.
- Koizumi, I., T. Irino and T. Oba (2004) Paleoceanography during the last 150 kyr off central Japan based on diatom floras. *Marine Micropaleontology*, 53, 293–365.
- Lamy, F., R. Gersonde, G. Winckler, O. Esper, A. Jaeschke, G. Kuhn, J. Ullermann, A. Martinez-Garcia, F. Lambert and R. Kilian (2014) Increased dust deposition in the Pacific Southern Ocean during glacial periods. *Science*, 343, 403– 407.

- Lannuzel, D., V. Schoemann, J. de Jong, J. -L. Tison and L. Chou (2007) Distribution and biogeochemical behavior of iron in the East Antarctic sea ice. *Marine Chemistry* 106, 18–32.
- Leng, M. J. and G. A. Swann (2010) Stable isotopes from diatom silica. In: Smol, J. P. and E. F. Stoermer (eds.) The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences, 2nd Edition, 575-589. Cambridge University Press, Cambridge.
- Leventer, A., X. Crosta and J. Pike (2010) Holocene marine diatom records of environmental change. In: Smol, J. P. and E. F. Stoermer (eds.) *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences, 2nd Edition*, 401–423. Cambridge University Press, Cambridge.
- Li, J. and L. Song (2007) Applicability of the MTT assay for measuring viability of cyanobacteria and algae, specifically for *Microcystis aeruginosa* (Chroococcales, Cyanobacteria). *Phycologia*, **46**, 593–599.
- Ligowski, R., M. Godlewski and A. Łukowski (1992) Sea ice diatoms and ice edge planktonic diatoms at the northern limit of the Weddell Sea pack ice. *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biology*, **5**, 9–20.
- Ligowski, R., R.W. Jordan and P. Assmy (2012) Morphological adaptation of a planktonic diatom to growth in Antarctic sea ice. *Marine Biology*, **159**, 817–827.
- Lizotte, M. P., D. H. Robinson and C. W. Sullivan (1998) Algal pigment signatures in Antarctic sea ice. In: Lizotte, M. P. and K. R. Arrigo (eds.) Antarctic Sea Ice: Biological Processes, Interactions and Variability, Antarctic Research Series, 73, 93-106. American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Lundholm, N. and G. R. Hasle (2008) Are Fragilariopsis cylindrus and Fragilariopsis nana bipolar diatoms? -Morphological and molecular analyses of two sympatric species. Beihefte zur Nova Hedwigia, 133, 231-250.
- Lyle, M., S. Gibbs, T. C. Moore and D. K. Rea (2007) Late Oligocene initiation of the Antarctic Circumpolar Current: evidence from the South Pacific. *Geology*, **35**, 691–694.
- Martin, J. H. (1990) Glacial-interglacial CO₂ change: the iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1–13.
- Matsunaga, K., K. Kuma and K. Toya (1998) Riverine input of bioavailable iron supporting phytoplankton growth in Kesennuma Bay. *Water Research*, **32**, 3436–3442.
- McKay, R., T. Naish, L. Carter, C. Riesselman, R. Dunbar, C. Sjunneskog, D. Winter, F. Sangiorgi, C. Warren, M. Pagani, S. Schouten, V. Willmott, R. Levy, R. DeConto and R. D. Powell (2012) Antarctic and Southern Ocean influences on Late Pliocene global cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 6423–6428.
- McCollum, D. W. (1975) Diatom stratigraphy of the Southern Ocean. In: Hayes, D. E. et al. (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 28, 515–571. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

- McGowen, M. R., M. Spaulding and J. Gatesy (2009) Divergence date estimation and a comprehensive molecular tree of extant cetaceans. *Molecular Phylogenetics and Evolution*, 53, 891–906.
- McQuoid, M. R. and L. A. Hobson (1995) Importance of resting stages in diatom seasonal succession. *Journal of Phycology*, 31, 44–50.
- McQuoid, M. R. and L. A. Hobson (1996) Diatom resting stages. *Journal of Phycology*, **32**, 889–902.
- Medlin, L. K., W. H. C. F. Kooistra and A. -M. M. Schmid (2000) A review of the evolution of the diatoms - a total approach using molecules, morphology and geology. In: Witkowski, W. and J. Sieminska (eds.) *The Origin and Early Evolution* of the Diatoms: Fossil, Molecular and Biogeographical Approaches, 13–35. W. Szafer Institute of Botany, Polich Academy of Sciences, Cracow.
- Mitchell, J. G. and M. W. Silver (1982) Modern archaeomonads indicate sea-ice environments. *Nature*, **296**, 437–439.
- Mitchell, J. G. and M. W. Silver (1986) Archaeomonad (Chrysophyta) cysts: ecological and paleoecological significance. *BioSystems*, 19, 289–298.
- Moteki, M., P. Koubbi, P. Pruvost, E. Tavernier and P. -A. Hulley (2011) Spatial distribution of pelagic fish off Adélie and George V Land, East Antarctica in the austral summer 2008. *Polar Science*, 5, 211–224.
- 本山功(2012)南大西洋ベンゲラ海流系の古海洋学 沿岸 湧昇史とグローバル気候変動への応答(ODP Leg 175 の総 括) — . 地学雑誌, 121, 478-492.
- Müller, G. W. (1908) Die Ostracoden der Deutschen Südpolar-Expedition 1901–1903. In: von Drygalsky, E. (ed.). *Deutsche Südpolar-Expedition* 1901–1903 im Auftrage des Reichsministeriums des Innern, 10, Zool. 2, 58–181. Walter de Gruyter & Co, Berlin und Leipzig.
- Murphy, E. J., J. L. Watkins, P. N. Trathan, K. Reid, M. P. Meradith, S. E. Thorp, N. M. Johnston, A. Clarke, G. A. Tarling, M. A. Collins, S. E. Forcada, R. S. Shreeve, A. Atkinson, R. Korb, M. J. Whitehouse, P. Ward, P. G. Rodhouse, P. Enderlein, A. G. Hirst, A. R. Martin, S. L. Hill, I. J. Staniland, D. W. Pond, D. R. Briggs, N. J. Cunningham and A. H. Fleming (2007) Spatial and temporal operation of the Scotia Sea ecosystem: a review of large-scale links in a krill centred food web. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 362, 113–148.
- 内藤佳奈子(2006)海洋微細藻類に果たす微量鉄の役割 赤潮発生から地球環境問題まで.藻類,54,177-180.
- Naito, K., M. Matsui and I. Imai (2005a) Ability of marine eukaryotic red tide microalgae to utilize insoluble iron. *Harmful Algae*, 4, 1021–1032.
- Naito, K., M. Matsui and I. Imai (2005b) Influence of iron chelation with organic ligands on the growth of red tide phytoplankton. *Plankton Biology & Ecology*, **52**, 14–26.
- Naito, K., I. Imai and H. Nakahara (2008) Complexation of iron by microbial siderophores and effects of iron chelates on

the growth of marine microalgae causing red tides. *Phycological Research*, **56**, 58–67.

- 夏池真史,菊地哲郎,L.Y.Ping,伊藤紘晃,藤井学,吉村千洋,渡部徹(2016)自然水中における鉄の化学種と生物利用性 鉄と有機物の動態からみる森・川・海のつながり —. 水環境学会誌, 39, 197-210.
- Nelson, D., P. Tréguer, M. Brzezinski, A. Leynaert and B. Quéguiner (1995) Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 359–372.
- Nelson, D. M., W. O. Smith, R. D. Muench, L. I. Gordon, C. W. Sullivan and D. M. Husby (1989) Particulate matter and nutrient distribution in the ice-edge zone of the Weddell Sea: relationship to hydrography during late summer. *Deep-Sea Research Part I*, **36**, 191–209.
- 西岡純(2006)北太平洋における鉄の存在状態と鉄が生物生 産におよぼす影響に関する研究.海の研究, 15, 19-36.
- 尾田太良,佐藤時幸(編) (2013) 新版微化石研究マニュアル. 朝倉書店,東京.
- Olney, M., R. Scherer, R. P. Bohaty and D. M. Harwood (2009) *Creania lacyae* gen. et sp. nov. and *Synedropsis cheethamii* sp. nov.: fossil indicators of Antarctic sea ice?. *Diatom Research*, 24, 357–375.
- Perch-Nielsen, K. (1975) Late Cretaceous to Pleistocene archaeomonads, ebridians, endoskeletal dinoflagellates, and other siliceous microfossils from the subantarctic Southwest Pacific, DSDP, Leg 29. In: Kennett, J. P. et al. (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 29, 873–908. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Pichon, J. -J., L. D. Labeyrie, G. Bareille, M. Labracherie, J. Duprat and J. Jouzel (1992a) Surface water temperature changes in the high latitudes of the Southern Hemisphere over the last glacial-interglacial cycle. *Paleoceanography*, 7, 289–318.
- Pichon, J. -J., G. Bareille, M. Labracherie, L. D. Labeyrie, A. Baudrimont and J. -L. Turon (1992b) Quantification of the biogenic silica dissolution in Southern Ocean sediments. *Quaternary Research*, **37**, 361–378.
- Pollard, R. T., I. Salter, R. J. Sanders, M. I. Lucas, C. M. Moore, R. A. Mills, P. J. Statham, J. T. Allen, A. R. Baker, D. C. E. Bakker, M. A. Charette, S. Fielding, G. R. Fones, M. French, A. E. Hickman, R. J. Holland, J. A. Hughes, T. D. Jickells, R. S. Lampitt, P. J. Morris, F. H. Nédélec, M. Nielsdóttir, H. Planquette, E. E. Popova, A. J. Poulton, J. F. Read, S. Seeyave, T. Smith, M. Stinchcombe, S. Taylor, S. Thomalla, H. J. Venables, R. Williamson and M. V. Zubkov (2009) Southern Ocean deep-water carbon export enhanced by natural iron fertilization. *Nature*, 457, 577–581.
- Popofsky, A. (1917) Die Collosphaeriden, mit Nachtrag zu den Spumellarien und Nasselarien. In: von Drygalsky, E. (ed.), *Deutsche Südpolar-Expedition 1901*–1903 im Auftrage des Reichsministeriums des Innern, 16, Zool. 18 (3), 235–278.

Walter de Gruyter & Co, Berlin und Leipzig.

- Raymond, J. A. and C. A. Knight (2003) Ice binding, recrystallization inhibition, and cryoprotective properties of ice-active substances associated with Antarctic sea ice diatoms. *Cryobiology*, 46, 174-181.
- Rea, D. K., H. Snoeckx and L. H. Joseph (1998) Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography*, 13, 215–224.
- Rines, J. E. B. and E. C. Theriot (2003) Systematics of Chaetocerotaceae (Bacillariophyceae). I. A phylogenetic analysis of the family. *Phycological Research*, **51**, 83–98.
- Romero, O. E., L. K. Armand, X. Crosta and J. -J. Pichon (2005) The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/subtropical species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 49–65.
- Round, F. E., R. M. Crawford and Mann D. G. (1990) The Diatoms. Biology & Morphology of the Genera. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sandgren, C. D. (1983) Survival strategies of chrysophycean flagellates: reproduction and the formation of resistant resting cysts. In: Fryxell, G. A. (ed.) Survival Strategies of the Algae, 23-48. Cambridge University Press, Cambridge.
- Schrader, H. -J. (1971) Fecal pellets: role in sedimentation of pelagic diatoms. *Science*, **174**, 55–57.
- Schrader, H. -J. (1976) Cenozoic planktonic diatom biostratigraphy of the southern Pacific Ocean. In: Hollister, C. D. et al. (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 35, 605–671. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Scott, F. J. and H. M. Marchant (eds.) (2005) Antarctic Marine Protists. ABRS & AAD, Canberra.
- Sigman, D. M., M. P. Hain and G. H. Haug (2010) The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 466, 47–55.
- Sims, P. A., D. G. Mann and L. K. Medlin (2006) Evolution of the diatoms: insights from fossil, biological and molecular data. *Phycologia*, 45, 361–402.
- Smith, W. O. and D. M. Nelson (1985) Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea: spatial coherence with the density field. *Science*, 227, 163–166.
- Snelling, A. M., G. E. A. Swann, J. Pike and M. J. Leng (2014) Pliocene diatom and sponge spicule oxygen isotope ratios from the Bering Sea: isotopic offsets and future directions. *Climate of the Past*, **10**, 1837–1842.
- Soppa, M. A., C. Völker and A. Bracher (2016) Diatom phenology in the Southern Ocean: mean patterns, trends and the role of climate oscillations. *Remote Sensing*, 8, 420. doi:10.3390/rs8050420.
- Stickley, C. E., K. St. John, N. Koç, R. W. Jordan, S. Passchier, R. B. Pearce and L. E. Kearns (2009) Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*, 460, 376–379.

- Stoermer, E. F. and J. P. Smol (1999) *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences.* Cambridge University Press, Cambridge.
- Suto, I. (2003) Taxonomy of the marine diatom resting spore genera *Dicladia* Ehrenberg, *Monocladia* gen. nov. and *Syndendrium* Ehrenberg and their stratigraphic significance in Miocene strata. *Diatom Research*, 18, 331–356.
- Suto, I. (2006) The explosive diversification of the diatom genus *Chaetoceros* across the Eocene/Oligocene and Oligocene/Miocene boundaries in the Norwegian Sea. *Marine Micropaleontology*, 58, 259–269.
- Suto, I., K. Kawamura, S. Hagimoto, A. Teraishi and Y. Tanaka (2012) Changes in upwelling mechanisms drove the evolution of marine organisms. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **339-341**, 39-51.
- 鈴木紀毅(2012)オーストラリア・タスマニア島南方海域の 古海洋 ── 白亜紀末期から第四紀まで: ODP Leg 189 の成 果 ──. 地学雑誌, 121, 493-517.
- Takahashi, E., K. Watanabe and H. Satoh (1986) Siliceous cysts from Kita-no-seto Strait, north of Syowa Station, Antarctica. *Memoirs of National Institute of Polar Research, Special Issue*, 40, 84–95.
- Takahashi, K. (1986) Seasonal fluxes of pelagic diatoms in the subarctic Pacific, 1982–1983. Deep-Sea Research, 33, 1225– 1251.
- Takahashi, K. (1989) Silicoflagellates as productivity indicators: evidence from long temporal and spatial flux variability responding to hydrography in the northeastern Pacific. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**, 43–61.
- 高橋孝三(1993) プランクトン殻フラックスと海洋環境・古 環境解明の手掛かり.月刊海洋,25,321-329.
- Takahashi, K. (1995) Opal particle flux in the subarctic Pacific and Bering Sea and sidocoenosis preservation hypothesis.
 In: Tsunogai, S. et al. (eds.) Global Fluxes of Carbon and Its Related Substances in the Coastal Sea-Ocean-Atmosphere System, Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP Symposium. 458-466. M & J. International, Yokohama, Japan.
- Takao, S., T. Hirawake, S. W. Wright and K. Suzuki (2012) Variations of net primary productivity and phytoplankton community composition in the Indian sector of the Southern Ocean as estimated from ocean color remote sensing data. *Biogeosciences*, 9, 3875–3890.
- Takao, S., T. Hirawake, G. Hashida, H. Sasaki, H. Hattori and K. Suzuki (2014) Phytoplankton community composition and photosynthetic physiology in the Australian sector of the Southern Ocean during the austral summer of 2010/ 2011. *Polar Biology*, **37**, 1563–1578.
- 谷村好洋 (2014) 海洋環境の指標としての珪藻化石. Diatom, 30, 41-56.
- 谷村好洋, 辻彰洋(編) (2012) 微化石 顕微鏡で見るプラン クトン化石の世界. 東海大学出版会, 神奈川.
- Tanimura, Y., C. Shimada and M. Iwai (2007) Modern

distribution of *Thalassionema* species (Bacillariophyceae) in the Pacific Ocean. *Bulletin of the National Science Museum, Tokyo, Series C*, **33**, 27-51.

- Thomas, D. N. and G. S. Dieckmann (2002) Antarctic sea ice a habitat for extremophiles. *Science*, **295**, 641–644.
- Thomas, D. N. and G. S. Dieckmann (eds.) (2010) Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry and Biology, Second Edition. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Thomas, D. N., S. Papadimitriou and C. Michel (2010) Biogeochemistry of sea ice. In: Thomas, D. N. and G. S. Diekmann (eds.) *Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry and Biology, Second Edition*, 425-467. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Tréguer, P., D. M. Nelson, A. J. Van Bennekom, D. J. DeMaster, A. Leynaert and B. Queguiner (1995) The silica balance in the world ocean: a reestimate. *Science*, 268, 375– 379.
- Tynan, C. T., D. G. Ainley and I. Stirling (2010) Sea ice: a critical habitat for polar marine mammals and birds. In: Thomas, D. N. and G. S. Diekmann (eds.) Sea Ice An Introduction to Its: Physics, Chemistry and Biology, Second Edition, 395–423. Wiley-Blackwell, Oxford.
- Veldhuis, M., G. Kraay and K. Timmermans (2001) Cell death in phytoplankton: correlation between changes in membrane permeability, photosynthetic activity, pigmentation and growth. *European Journal of Phycology*, **36**, 167–177.
- Venkatnarayanan, S., P. Sriyutha Murthy, Y. V. Nancharaiah, R. Kirubagaran and V. P. Venugopalan (2016) Chlorination induced damage and recovery in marine diatoms: Assay by SYTOX[®] Green staining. *Marine Pollution Bulletin*. doi: 10.1016/j.marpolbul.2016.12.059.
- Weaver, F. M. and A. M. Gombos (1981) Southern highlatitude diatom biostratigraphy. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 32, 445-470.
- Wilkinson, A. N., B. A. Zeeb and J. P. Smol (2001) Atlas of

Chrysophycean cysts Volume II. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

- Winter, D. M. and M. Iwai (2002) Data report: Neogene diatom biostratigraphy, Antarctic Peninsula Pacific margin, ODP Leg 178 Rise Sites. In: Barker, P. F. et al. (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results, 178, 1–25. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Wu, S. -Y. and S. Hou (2017) Impact of icebergs on net primary productivity in the Southern Ocean. *The Cryosphere*, 11, 707–722.
- 柳沢幸夫(1993a)新潟堆積盆地の七谷層および寺泊層相当層 の炭酸塩団塊から産出した中期中新世珪藻化石群. Diatom, 8, 51-62.
- 柳沢幸夫(1993b)珪藻温度指数 Td 値の特性について. 化石, 55, 1-8.
- Yanagisawa, Y. (1996) Diatom assemblage as an indicator of bathymetry. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*, 43, 59-67.
- Yanagisawa, Y. and F. Akiba (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Journal of the Geological Society of Japan*, **104**, 395–414.
- Yoder, J. A., S. G., Ackleson, R. T. Barber, P. Flament and W. M. Balch (1994) A line in the sea. *Nature*, **371**, 689–692.
- Zachos, J. C., G. R. Dickens and R. E. Zeebe (2008) An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carboncycle dynamics. *Nature*, 451, 279–283.
- Zielinski, U. and R. Gersonde (2002) Plio-Pleistocene diatom biostratigraphy from ODP Leg 177, Atlantic sector of the Southern Ocean. *Marine Micropaleontology*, 45, 225–268.
- Znachor, P., P. Rychtecký, J. Nedoma and V. Visocká (2015) Factors affecting growth and viability of natural diatom populations in the meso-eutrophic Římov Reservoir (Czech Re-public). *Hydrobiologia*, **762**, 253–265.

全球気候変動を駆動する南大洋海洋循環 ── アガラスリーケージとウェッデルジャイヤ ──

池原 実1)

南大洋は全球気候変動にとって重要な役割をもっている. 巨大な物質リザーバである南大洋における諸現象(生物ポンプ,海洋フロント,海氷分布,表層成層化,湧昇等)の変化の理解が大気 CO2 濃度変動の原因とプロセスを解き明かすために重要である.南大洋での海洋フロントの移動は,アガラスリーケージの変化を介して大西洋子午面循環の強弱に影響する.また,ウェッデルジャイヤの拡大・縮小は,南極周極流の移動とともに海氷分布域やそれらの融解スポットを変化させることから,南大洋における成層化の程度や生物ポンプの地理的多様性とそれらの変化をもたらしている.

Ocean circulation in the Southern Ocean driving global climate change — Agulhas leakage and Weddell gyre —

Minoru Ikehara¹

The Southern Ocean plays a very important role in the global climate change on the present and 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 a change of biological productivity, surface water frontal system, sea-ice distribution, surface stratification, and wind-driven upwelling. Migration of the Southern Ocean fronts affects the intensity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) through changes in the Agulhas leakage. In addition, expansion and reduction of the Weddell gyre changes the geographical variability and its changes of surface stratification and biological pump. These changes are derived from changing the sea ice distribution and their melting spots with migration of the Antarctic Circumpolar Current.

キーワード:南大洋, アガラスリーケージ, ウェッデルジャイヤ, 海氷, 南極周極流 Southern Ocean, Agulhas leakage, Weddell gyre, sea ice, Antarctic Circumpolar Current

1. はじめに

南大洋(Southern Ocean) は負の熱とCO₂等の物質の 巨大なリザーバであり、全球気候変動の鍵を握る. Martin らが提唱した「鉄仮説」(Martin, 1990)以来,南 大洋は高栄養塩・低クロロフィル(high-nutrient, lowchlorophyll: HNLC)海域の代表的な海洋として注目され

連絡先 池原 実 高知大学 海洋コア総合研究センター 〒783-8502 高知県南国市物部乙 200 Tel. 088-864-6719 e-mail:ikehara@kochi-u.ac.jp 1)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, Japan てきた. HNLC 海域は,表層混合層に栄養塩が豊富に存 在しているにも関わらず,海水に溶存している鉄が不足 しているために植物プランクトンの一次生産が制限され ている海域のことである.鉄仮説では,南大洋のHNLC 海域において,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と考え られている.このような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様々な古環境代理指標 (プロキシ)を用いて行われてきた(例えば,Ikehara et al, 2000).

南大洋を特徴付ける南極周極流(Antarctic Circumpolar Current: ACC)(図1)は水深3000m程度 の厚みを持つ世界最大級の表層循環流であり、ドレーク 海峡での流量は黒潮流量の4倍以上の最大135Sv(10⁶ m³/s)に達する. ACC や海氷分布,表層水温,塩分など



図1:南半球における海洋循環とアガラスシステムの概念図.背景のカラーは Ocean Data View (Schlitzer, 2013) と World Ocean Atlas Data 2013 (Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013) を用いた海洋表層における (a) 年平均水温と (b) 年平均塩分の分布を示す. 矢印 (黒と白) は主要な表層循環パターンを示す. 海洋フロントの位置は Belkin and Gordon (1996) に基づいた. 海氷分布は Comiso (2003) に基づいており,冬季海氷縁 (WSI) は 9 月の平均海氷密接度 (1979-1999) が>15%の位置を示しており,夏季海氷縁 (SSI) は 2 月の平均海氷密接度 (1979-1999) が>15%の位置を示す. 南大洋 は風成循環である南極周極流によって複数のゾーンに分けられ,各ゾーンは異なる水温と塩分で特徴づけられる. 図中 の略号は次の通り.アガラス海流 (Agulhas Current: AC),アガラスリーケージ (Agulhas leakage: AL;渦で示されてい る),アガラスリターン海流 (Agulhas Return Current: ARC), 亜熱帯前線 (Subtropical Front: STF),亜南極前線 (Subantarctic Front: SAF),極前線 (Polar Front: PF),南極周極流 (Antarctic Circumpolar Current: ACC),冬季海氷 縁 (winter sea ice limit: WSI),夏季海氷縁 (summer sea ice limit: SSI), ウェッデルジャイヤ (Weddell gyre: WG).

の変動は、南大洋の海洋循環とそれに伴う深層から大気 への CO2放出の強さや南極氷床に作用し、炭素循環や海 水準変動を介して全球気候変動を駆動していると考えら れている (例えば, Sigman et al., 2004). 実際に, 南大洋 における現場観測データの蓄積によって、ACC 付近の 表層から亜表層において暖水化と低塩化が進行しており (Gille, 2008), ACC が極側ヘシフトしていることが推察 されている (Aoki et al., 2003). このような全球気候変 動と南大洋変動との相互作用の実態解明のために、過去 に CO2 濃度が大きく変動した時代の実態を明らかにす ることは有力なアプローチである.本稿では、南大洋に おける海洋循環と全球気候変動の関係の一端を、南極周 極流、アガラスリーケージ、ウェッデルジャイヤに着目 しながらレビューする. 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氷縁の南 北シフトに関しては、池原(2012)にまとめられている. また, 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)に詳述されている。本稿とあわせて2 つの総説を参照されたい.

アガラスリーケージと大西洋子午面循環 (AMOC)

アガラス海流(Agulhas Current)はインド洋の西岸境 界流である.このような西岸境界流は熱帯の熱と塩を高 緯度へ運搬する媒体であり、全球気候を和らげるととも に、中緯度域のストーム(台風やハリケーン)の経路に エネルギーを供給している(Hu et al., 2015; Palter, 2015). 西岸境界流は、人為起源の温暖化に反応してさ らに温暖化を助長し、極端気象を発現させることが予測 されている.南アフリカ南端部において、アガラス海流 の大部分はアガラスリターン海流(Agulhas Return Current)としてインド洋に戻る(図1).アガラス海流 の一部分がアガラスリーケージ(Agulhas leakage)を経 由してインド洋一大西洋ゲートウェイを超えてインド洋 の熱と塩分を大西洋に供給している.

大西洋子午面循環(Atlantic Meridional Overturning Circulation: AMOC) は、北半球の中緯度域における熱と 炭素の輸送の大半を担う主要な子午面循環であり(図 2)、その循環の強さや北向きの熱輸送の長期変化は、全 球的な熱塩分配を介して気候を変化させる. アガラス海 流は、インド洋から南大西洋への熱塩移流としてのアガ ラスリーケージを支配することで AMOC に影響し(図 1),結果として全球海洋循環に関わっている (Beal et al., 2011). このようにそれぞれの大洋間での海水のやりと りが行われる特定の海域をゲートウェイと呼び、テクト ニックな時間スケールにおける海洋循環と気候変動を支 配する因子としても重要である(詳細は本巻の佐藤ほか を参照).例えば、オーストラリア大陸と南極大陸に挟 まれたタスマニアゲートウェイや南米と南極の間のド レークゲートウェイは、大陸移動に伴って、いつ開裂し て南極周極流が成立したのかが新生代の気候変動と南極



図2:全球の海洋循環の概念図(Talley, 2013).紫:表層および水温躍層,赤:水温躍層下部および中層水,オレンジ:インド洋深層水(Indian Deep Water: IDW)と太平洋深層水(Pacific Deep Water: PDW),緑:北大西洋深層水(North Atlantic Deep Water: NADW),青:南極底層水(Antarctic Bottom Water: AABW),灰色:ベーリング海峡通過流,地中海と紅海への流入.

氷床発達史を検討する上で決定的に重要である. タスマ ニアゲートウェイの変遷史については,鈴木(2012)に 詳しくまとめられている.

アガラスリーケージと気候変動の関連に関しては、こ れまで多くの研究がなされてきた. 例えば、アガラス リーケージは南半球偏西風帯 (Southern Hemisphere westerly winds)の位置、つまり南極周極流から亜熱帯 ジャイヤを隔離する亜熱帯前線 (Subtropical Front: STF) と関係していると考えられている (de Ruijter et al., 1999; Biastoch et al., 2009; Rouault et al., 2009). この 概念に基づくと,近年の温暖化に伴って偏西風帯が南下 した場合、アフリカ大陸とSTF との間のゲートウェイ が拡がるためインド洋から大西洋への熱塩移流が増える ことになる (Beal et al., 2011). 逆に, 氷期で想定されて いるように偏西風帯が北上すれば、アガラスリーケージ は縮小することになる (Bard and Rickaby, 2009). この ようなアガラスシステムの変化が AMOC を介して全球 気候変動のトリガーやフィードバック機構となっている 可能性が指摘され注目されている (Beal et al., 2011). 例 えば、温暖期に偏西風帯の南下によって熱塩移流が強化 されたとしたら,南大西洋の塩分総量が増加し,北大西 洋深層水 (NADW) 形成域への塩分輸送量が増大するた め、結果として AMOC が強まることとなり、さらに温 暖化が加速されることが考えられる(正のフィードバッ ク).

しかしながら、その後アガラス海流の位置や流量など に関する現場観測研究が進展した結果, 1990 年初頭以降 アガラス海流が強化しているのではなく、渦活動(eddy activity)が活発化したことによってアガラス海流の影 響範囲が拡大していたことが最近報告された(Beal and Elipot, 2016). 黒潮やアガラス海流などの強い海流であ る西岸境界流周辺では、同時に数百 km 程度のスケール を持つ渦活動も非常に活発となる。例えば、日本近海で も渦活動と黒潮大蛇行の関連などが議論されている(鹿 島ほか、2008)、アガラス海流のような西岸境界流にお ける渦活動の増加は、極側への熱の移動を増加させ、か つ,海洋フロントを超えて水塊相互に栄養塩を交換する ことに寄与する.このような渦の効果については、同様 の西岸境界流である黒潮, 東オーストラリア海流, メキ シコ湾流でも指摘されており (Hu et al., 2015; Palter, 2015),温暖化の進行に伴う海流系の変化予測について 重要な視点を提供している.

アガラスリーケージの変動が AMOC に影響を与える ことがモデル実験からも指摘されている. リーケージの 強さの変化は大西洋の成層化の程度と深層水の沈み込み 強度を変え, AMOC を数百年スケールで異なる安定状 態に導くことが示唆された(Weijer et al., 2001, 2002). つまり, アガラスリーケージが強まると, 大西洋が相対 的に高塩分化し, AMOC がより安定的に循環すること となる(図 3).



図3:現在の大西洋子午面循環(AMOC)の概念図(Buizert and Schmittner, 2015). 原図は Talley (2013) による. 図中の略号は次の通り. 南極底層水(Antarctic Bottom Water: AABW),下部周極深層水(Lower Circumpolar Deep Water: LCDW),南極中層水(Antarctic Intermediate Water: AAIW), 亜南極モード水 (Subantarctic Mode Water: SAMW),太平洋深層水(Pacific Deep Water: PDW), インド洋深層水(Indian Deep Water: IDW),北大西洋深層水(North Atlantic Deep Water: NADW).南大洋では,相対的に密度が小さく溶存酸素の少ない IDW と PDW が,密度が大きく高塩分の NADW の北側で湧昇している(Talley, 2013).

氷期・間氷期スケールでのアガラスリーケージの変動 は、南アフリカ沖の海底コアの解析から復元されている. 例えば, Martínez-Méndez et al. (2010) は、アフリカ大陸 最南端の喜望峰沖で採取された2地点の海底コアから浮 遊性有孔虫化石殻を抽出し,酸素同位体比(δ18O)と Mg/Ca 古水温,浮遊性有孔虫群集組成の変動を過去 35 万年間にわたり復元するとともに、δ¹⁸OとMg/Ca比か ら海水の δ¹⁸O (つまり表層塩分)の変動を復元した.こ れらの解析結果は、単純に氷期に表層水温が低下すると いう変動パターンではなく、過去3回の氷期の最寒期と、 それらに引き続く融氷期に表層水温が高くなる傾向を示 し、氷期の海洋表層の塩分が間氷期に比べて有意に高 かったことを示した.このことから、氷期のアガラス海 流が温暖で高塩分化していたことが推定される (Martínez-Méndez et al., 2010) が, その具体的な要因と メカニズムはよくわかっていない.また、アガラスリー ケージの影響が及ぶ海域、つまり渦として熱塩を運ぶア ガラスリングが西進する南アフリカ西方沖における海底 コアの解析からは、アガラスリーケージが氷期から間氷 期への移行期(融氷期)に最も強くなることが推測され ている (Peeters et al., 2004; Beal et al., 2011). このこと は、融氷期のアガラスリーケージの強化が AMOC を間 氷期モードに移行させる強制力として働いていたことを

示唆している (Peeters et al., 2004).

Simon et al. (2013) は、南アフリカ東方沖の海底コア (CD154 17-17 K)を用いて過去 10 万年間の浮遊性有孔 虫の d¹⁸O と Mg/Ca 古水温を復元し、アガラス海流自体 の変動を明らかにした、また、浮遊性有孔虫群集の変化 も並行して求めることで、アガラスリーケージ群集と呼 ばれる種群に着目した解析も行い,アガラス海流の上流 側の変動パターンも示した. その結果, アガラスリター ン海流における渦活動の増加が、亜熱帯前線より南方の 亜南極表層水を一部巻き込む南西インド洋ジャイヤとの 混合を引き起こすことを見いだした. このことは、アガ ラス海流自体がアガラスリターン海流と南西インド洋 ジャイヤのダイナミクスと強くリンクしており、南大西 洋におけるリーケージ下流域の変動はアガラス海流の地 域的な変化を反映している可能性があることを示してい る (Simon et al., 2013). 2016 年には国際深海科学掘削 計画(International Ocean Discovery Program: IODP) による南アフリカ沖掘削(IODP Exp. 361)が実施され ており、今後、更新世〜鮮新世のアガラスリーケージ変 動に関する研究成果が次々に公開されることが期待され る

3. ウェッデルジャイヤの変動

南大洋を特徴づける東向きの南極周極流は世界最長の 海流であり、その流量は約135Svと非常に大きい。南 極周極流は水温と塩分が急激に変化するいくつかの前線 を伴って流れており、亜南極前線(Subantarctic Front: SAF), 極前線(Polar Front: PF), 南周極流前線(Southern ACC Front) などがある。南極周極流の赤道側には亜熱 帯ジャイヤが存在し、その極側には主要な海盆に対応し てウェッデルジャイヤ (Weddell gyre) とロスジャイヤ (Ross gyre) と呼ばれる時計回りの亜寒帯循環が存在す る(図1).西南極氷床から張り出す巨大な棚氷(フィッ シャーロンネ棚氷)からは絶えず氷山が流出し、南極半 島東岸のラーセン棚氷からは度々巨大氷山が流出するた め,温暖化の象徴として各種メディアに取り上げられる. また、ウェッデル海は南極底層水と海氷の主要な生成場 でもある. それゆえ、ウェッデル海は現在進行形の環境 変化の実態や過去に起こっていた古海洋変動ダイナミク スを解き明かす要となる海である.

南大洋における海氷分布域は冬季に拡大し、夏季に縮 小するという大きな季節変動を示す。南大洋の海氷分布 域は一様ではなく、ウェッデルジャイヤが存在する南大 西洋やロスジャイヤが存在する南太平洋では、より低緯 度側へ張りだしている (図1). そのため, 南極大陸を取 り囲む南大洋では、太平洋、大西洋、インド洋の各セク ターや亜寒帯循環の有無によって、海氷分布域の北限や 海洋フロントの位置、水温、塩分分布などに経度ごとの 多様性が生まれる。特に、南大西洋においては、ウェッ デルジャイヤが存在するために冬季海氷縁がより低緯度 側へ張り出し、ドレーク海峡を通過した南極周極流も南 緯60度付近を中心として東進する.ウェッデルジャイ ヤの東端は東経20-30度付近にあると考えられている が、それより東方のインド洋セクターでは冬季海氷縁と それとほぼ同義である南極周極流南方境界(southern boundary of ACC) は、より高緯度(南極) 側へ南下する (図1). よって, 東経 20-30 度付近のウェッデルジャイ ヤ東端には同じ緯度帯でも表層水温が変わる境界が生じ る (図 4). Geibert et al. (2010) は,相対的に表層水温の 高い水塊と接するウェッデルジャイヤ北東端を「氷融解 ホットスポット (ice melting hot spot)」という概念で表 現した.ウェッデル海で生成された海氷がウェッデル ジャイヤによって運ばれ、ジャイヤ北東端域で相対的に 水温の高い水塊と接することで、局所的に大きな海氷融 解が生ずることになり、海氷の上に降り積もったダスト 由来の鉄などの親生物元素が供給されることによって.



図4: 氷融解ホットスポット (ice melting hot spot) を示す南 大洋大西洋セクターの海底地形と水温分布図 (Geibert et al., 2010). (a) 海底地形図の上に海洋フロントを示してある. 南極周極流 (ACC) とウェッデルジャイヤの境界 (WG/ACC) は Orsi et al. (1995) に基づく. 破線で囲まれた楕円部分が氷 融解ホットスポット. (b) 表層水温分布から認められる ウェッデルジャイヤ. 実線は 0.5℃の等温線. 東経 25 度付 近に東西の表層水温境界が位置する.

鉄制限下の南大洋において生物生産が活発化するホット スポットが形成されていると主張した(Geibert et al., 2010). このウェッデルジャイヤ北東端の生物生産ホッ トスポットはアフリカ大陸西岸沖の湧昇流海域に匹敵す るサイズであり、今後の海水分布の変化と南大洋におけ る CO₂ 隔離の将来予測にとって見逃すことは出来ない と指摘されている(Geibert et al., 2010).

このような氷融解ホットスポットは、過去の気候変動 においてどのように変化をしてきたのだろうか。南大洋 において氷(海氷もしくは氷山)が存在した地質学的証 拠の一つとして漂流若層(ice-rafted debris: IRD)がある (池原, 2012).池原(2012)が、南大洋における IRD の 有効性と注意点をまとめているので、その詳細について は別稿に譲る。また、過去の海氷分布の復元には珪藻群 集解析が有効である(例えば、Gersonde et al., 2005).残 念ながら、現時点において氷融解ホットスポットや ウェッデルジャイヤの変動史に関する知見はほとんど蓄 積されていない。しかしながら、現在は海氷の影響が皆 無である南西インド洋の海底コアの解析から、氷期には



氷山の平均体積 (Gt/month)

年平均淡水フラックス (mm/yr)

図 5:南大洋における 2002 年から 2010 年の(a) 氷山の体積分布と(b) 年平均淡水インプットの 分布. Tournadre et al. (2012) を一部改変.(a) には, AMSR-E センサーによる海氷データに基づ いて, 夏季海氷縁が黒線で, 冬季海氷縁が赤線で示されている.

その海域が海氷に被覆され,現代(完新世末)とは明ら かに異なる海洋環境であったことが報告されている (Manoj et al., 2012, 2013).さらに,この南西インド洋海 域では,日本主導でデルカノライズとコンラッドライズ において海底コアが採取されており,これらを用いた古 環境変動研究による進展が期待される.

上述の通り、ウェッデル海は西南極氷床由来の氷山が 多量に流出する現場である.最近の人工衛星センサーの 発達により小規模(100~2800 m)な氷山の検出技術が 進み、南大洋における氷山分布をより定量的に把握する ことができるようになってきた. Tournadre et al. (2012) は、2002年から2010年における南大洋の氷山をデータ ベース化し、そのサイズや存在量等を描画することで、 南極氷床からの氷山の流出と南大洋での氷山の融解に明 瞭な季節サイクルがあることを明らかにした. 南大洋に 存在する氷山の大部分は小型の氷山であるが、それらは 大型(>5km)の氷山の分布と密接に関係していること も明らかとなった。また、特筆すべき点は氷山の定量的 推定である. 南大洋に存在する氷には海氷と氷山がある が、そのうちの約40%が氷山であり、それら氷山全体の 年平均体積はおよそ400Gt(25-30%の誤差を含む)で あることから、南極氷床からの氷山の流出と融解によっ て南大洋に莫大な量の淡水がインプットされていること になる (Tournadre et al., 2012; 図 5). 氷山の半減期は 約 200 日と見積もられていることから(Jacka and Giles. 2007), 大部分の氷山は南極大陸から流出してから1年 程度で融解すると考えてよい. ウェッデル海から流出し た氷山は、ウェッデルジャイヤに乗って南極半島沿いに 流れ、スコシア海付近で南極周極流によって東へ流され ていく.よって、基本的にはウェッデルジャイヤに沿う

形で氷山が流下して拡散し,それらが融解することで多 量の淡水が南大洋に供給されているのである (Tournadre et al., 2012;図5).

ウェッデルジャイヤは活発な鉛直循環のために深海と 大気が直接接することができる世界最大の海であり、大 気 CO2の吸収場(生物ポンプ)としての役割だけでなく、 南大西洋の亜熱帯水と南極大陸を隔てる熱的緩衝材とし ても重要であり、その変動(拡大/縮小)は全球的な気 候変動に大きなインパクトを与える. また, その北側を 流れる南極周極流においても,表層から亜表層(水深 1000 m 位まで)が明らかに暖水化と低塩化を示してい ることがわかっており、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いる. アガラスリー ケージやアガラスリターン海流のダイナミクスもインド 洋から大西洋への熱塩移流を支配していることから. ウェッデルジャイヤの拡大/縮小やアガラスリーケージ の弱化/強化は、南大洋成層化や南極中層水などを介し て全球気候変動に大きなインパクトを与える。しかしな がら、ウェッデルジャイヤの挙動を復元するのに適した 位置の海底コアが欠落しているため、それらの変動の実 態は不明であり、今後の研究課題として重要である.

4. 南大洋の基礎生産変動

南大洋やベーリング海などの極域海洋では,一般的に 海洋表層における基礎生産量が大きい.これは極域の海 洋表層に栄養塩が豊富に存在することに起因する.豊富 な栄養塩は,冬季の暴風による海水の混合や湧昇流に よって中深層から表層に供給されている.しかし,海洋 表層に栄養塩が高濃度で存在するにも関わらず,植物プ ランクトンの生産量が比較的低い状態が維持されている 高栄養塩・低クロロフィル(HNLC)海域が,南大洋,北 太平洋亜寒帯域,東赤道太平洋に存在する.HNLC海域 における基礎生産量変動は,大気中の CO2 濃度の変動機 構としても重要視されており,その極域海洋における基 礎生産量変遷史は,光環境や栄養塩供給,マイクロ栄養 塩としての鉄の供給量の変動に支配されていると考えら れている.特に,John Martin による鉄仮説(Iron Hypothesis; Martin, 1990)の提唱以来,HNLC海域にお ける鉄供給と生物ポンプ(biological pump)の駆動効率 の変化が CO2 濃度を変化させるプロセスとして注目さ れ,現場海洋での鉄散布実験や HNLC 海域における古 海洋研究が盛んに行われてきている.

南大洋は地球規模の気候システム変動において極めて 重要な役割を持っている.図6に、南大洋における海洋 循環と炭素循環を示す概念図 (Sigman and Boyle, 2000 を改変)を示す.南大洋の場合,亜南極前線や南極前線 などの表層フロントと栄養塩濃度は密接な関係があり、 周極深層水(Circumpolar Deep Water: CDW)の湧昇に よって南極前線より南の南極表層水に栄養塩が豊富に供 給される状態が常に維持されている(図 6a).しかし. 現在では鉄律速によって南大洋は典型的な HNLC 海域 となっている.氷床コアや海底コアの記録から,氷期に は南米や豪州からのダスト供給量が増大していたことが わかっている (例えば, Ikehara et al., 2000; Martínez-Garcia et al., 2009). このような氷期のダスト供給の増 加によって、南大洋の基礎生産が増大し生物ポンプが効 率的に働いていたと考えられている(図 6b).しかし、 南大洋全体で氷期に基礎生産量が増加していたわけでは なく, 完新世に比べて氷期に有意に基礎生産量が増加し ていた海域は南極前線より北側に限定されている (Kohfeld et al., 2013; 図7). 南極前線より南では、氷期 に冬季海氷分布域が拡大するとともに、氷山の流出と融



図6:南大洋における海洋循環と炭素循環を示す概念図. Sigman and Boyle (2000)を改変. (a) 間氷期, (b) 氷期. STF:亜熱帯前線, PF:極前線, SAMW:亜南極モード水, AAIW:南極中層水, CDW:周極深層水, AABW:南極底層 水

解の効果も大きくなって表層の成層化が強化され,その 結果,CDWの湧昇が制限されて基礎生産量が低下して いた(図6b).このような南大洋の成層化は,南大洋の 中深層水から大気への二酸化炭素の放出を制限すること にも寄与していたと考えられる(Anderson et al., 2009).

近年,南大洋の成層化の変動や偏西風帯での湧昇流の 強弱が,氷期・間氷期スケール,および,より短い時間 スケールでの大気-海洋間の炭素循環を支配しているプ



図7:南半球における輸出生産(export production:海水中の生物生産が海洋底へと輸送される量) の分布図. Kohfeld et al. (2013)を一部改変. 完新世後期を基準としたときの最終氷期最寒期 (LGM)の輸出生産の差で表されている.赤はLGMに輸出生産が増加し,青は逆にLGMに輸出 生産が減少したことを示す.



図8:南大洋の3地点における極前線の南側での湧昇の強度を示すプロキシ である生物源オパールフラックス(Opal Flux)の変動(Anderson et al., 2009).南大洋において生物源オパールの沈降フラックスのプロキシとして 有効な231-プロトアクチニウムと230-トリウムの比(²³¹Pa/²³⁰Th)もプロッ トされている.最終融氷期[およそ17,000(17ka)年前~10,000(10ka)年 前]に湧昇流が強化していたことを示している.南大洋の各セクター(A) 太平洋,(B)インド洋,(C)大西洋から得られたコアの解析結果.

ロセスとして着目されている (Anderson et al., 2009). 南大洋には世界最大級の表層流である南極周極流が流 れ. その上空には大陸に妨げられること無く非常に強い 偏西風が吹いている.この偏西風起源のエクマン湧昇 (wind-driven upwelling) が表層の栄養塩濃度を変化さ せる因子の一つである. 最終融氷期には、それまで成層 構造が発達していた南極前線の南側において湧昇流が強 化され、基礎生産量が増加したことが明らかになってい る (Anderson et al., 2009;図8). このとき活発化した湧 昇流の影響で,南大洋から大気へ二酸化炭素が放出され, 融氷期に大気二酸化炭素濃度を増大させた. この最終融 氷期における南大洋の湧昇流強化は、南極における一時 的な寒冷化現象である Antarctic Cold Reversal (ACR) の前後に2回起こっていたことが推定されており(図 8), 大気中での¹⁴C 生成率や南極氷床コアの二酸化炭素 濃度が2段階で変化することと整合的である (Anderson et al., 2009).

より低緯度の熱帯・亜熱帯域における生物生産量の上

昇もまた、南極前線より南側での CDW の湧昇強化の間 接的な証拠となりうる. Anderson et al. (2009) は、 CDW の湧昇によって表層にもたらされた栄養塩が低緯 度方向へ輸送され、南極前線や亜南極前線付近において 冷却されて沈み込み、南極中層水(Antarctic Intermediate Water: AAIW)、および、亜南極モード水 (Subantarctic Mode Water: SAMW)として、それぞれ 中層(およそ深度100-1000 mの範囲)と亜表層(深度約 100 m までの範囲)で、さらに低緯度方向へと輸送され ることを重視した. これが赤道などの湧昇域等で表層へ もたらされることで、現場の基礎生産量が増加し、輸出 生産として海底への生物起源粒子フラックスが上昇する ことにつながる (Anderson et al, 2009).

より長い時間スケールにおいては、南大洋における過 去110万年間のダスト供給量と基礎生産量の変動史が明 らかとなっている(Martínez-Garcia et al., 2009).南大 西洋(ODP Site 1090)では、氷期に主に南米パタゴニア を起源とするダスト供給量(アルカンや Fe の埋積速度) が増大し, 生物ポンプが駆動して表層生物生産量(アル ケノン埋積速度)が有意に増加していた. このような氷 期・間氷期スケールの周期的な変化が, 過去110万年間 継続していた. また, 過去400万年間の南大西洋へのダ スト供給量変動が復元されており, 中期更新世気候変遷 期(mid-Pleistocene climatic transition: MPT;80~120 万年前)を挟んで, ダスト供給量が大きく変調したこと が明らかとなっている(Martínez-Garcia et al., 2011). その結果から, MPT 以降に南大洋へのダスト供給量が 増加し, 南大洋での鉄肥沃化が進んだ結果, 生物ポンプ の活発化によって大気二酸化炭素濃度が減少し, 地球規 模の寒冷化が進行したというシナリオが提案されてい る.

5. セジメントウェーブから探る鮮新世以降の南 極周極流の変化

南極周極流は水深 3000 m 程度の厚みを持つ世界最大 級の表層循環流であることはすでに述べた. その厚みの おかげで,南極周極流の主要な流路やフロントの位置は, 一部で海底地形との相互作用によって支配されている (Sokolov and Rintoul, 2009). 例えば、ドレーク海峡を通 過した南極周極流は、スコシア海を経由してサウスサン ドイッチ諸島の北側を回り込む形で東進し、南西インド 洋海嶺(Southwestern Indian Ridge: SWIR)に沿って流 れている. また, 南インド洋のケルゲレン海台が巨大な 障壁となるために南極周極流の主要部はケルゲレン海台 南部の凹地を通過している. このようにその一部が海底 地形に制約を受けながら流れている南極周極流は, 地質 学的時間スケールにおいて、いつ頃から現在と同じよう な流路となり、その流路の変遷は南大洋の海洋環境や全 球気候変動とどのように関係してきたのだろうか. その 一端は意外なアプローチから復元されてきた.

2007 年度に実施された白鳳丸 KH-07-4 Leg 3 航海に おいて,昭和基地のはるか北方に位置するコンラッドラ イズ (Conrad Rise) にて反射法地震探査とピストンコア 採取が行われた.著者が中心となって進めている国際深 海科学掘削計画 (IODP)のプロポーザル作成のための 第1回事前調査であった.過去にコンラッドライズにお いて深海掘削はもとより反射法地震探査も行われていな かったため,予備情報はほとんど皆無であった.コン ラッドライズは暴風圏まっただ中に位置するため,強ま る暴風の合間を縫って,わずか1 側線(約30 マイル)の みではあるが,海底地形と海底下地震断面のデータを得 ることが出来た.得られたデータは意外なものであっ た. セジメントウェーブ (sediment wave) の発見であ る.

深海底のセジメントウェーブは、数10mから数km の波長と数mの波高を持つ大規模なベッドフォーム(堆 積形態)であり、底層流や乱泥流によって形成されるこ とが知られている(Wynn and Stow, 2002). 泥(粒径 63) µm 以下)から構成される場合、マッドウェーブ (mudwave)とも呼ばれる.底層流に起因するセジメント ウェーブは、北大西洋深層水 (NADW) の通過流路であ るアイスランド南方の北部北大西洋で顕著に認められる (例えば, Manley and Caress, 1994). 一方の南大洋では, ウェッデル海西部の南極底層水が流下する海域で認めら れている (例えば, Howe et al., 1998). しかしながら, コンラッドライズ南西斜面で見つかったセジメント ウェーブは水深 3000 m 付近に認められ, 白鳳丸航走中 に周辺海域から取得したサブボトムプロファイルや海底 地形記録では、南極底層水が流れていると考えられる水 深 5000 m 付近のエンダービー深海平原にはセジメント ウェーブは観察されなかった. そこで、コンラッドライ ズのセジメントウェーブは南極底層水によって形成され ているのではなく、南極周極流に起因しているという仮 説を立て、3年後の白鳳丸 KH-10-7 次航海において 12 本の測線を追加してセジメントウェーブの時空間分布を 明らかにすることで、南極周極流との関係の解明を試み た. その結果, コンラッドライズのセジメントウェーブ は、波長1~2km、波高10~100mで、1つのウェーブ 構造の長さは最大 40 km 程度に及ぶことが明らかと なった (Oiwane et al., 2014; 図 9a). このような大規模 セジメントウェーブのクレストの走向(ウェーブの頂部 が連なる方向)は、場所によって異なるが、等深線に平 行または準平行に分布する.また、コンラッドライズの 海底面においてセジメントウェーブが観察される領域は 水深 2400~3400 m 程度に限定され、サブボトムプロ ファイルからは、コンラッドライズ北側斜面にもセジメ ントウェーブが観察された. Durgadoo et al. (2008) は. コンラッドライズ周辺海域の観測と数値実験に基づい て、南極周極流ジェットがコンラッドライズ付近で南北 に分かれることや,水深 2000 m を超える深海において も一定の流速をもつことを示した. 南極周極流ジェット の通過する海域とセジメントウェーブの分布域がほぼ一 致することから、コンラッドライズのセジメントウェー ブは南極周極流によって形成されたと結論した (Oiwane et al., 2014).

さらに特筆すべきは、コンラッドライズの反射法地震 探査断面にもセジメントウェーブが検出されたことであ



図 9:南大洋インド洋セクターのコンラッドライズ南西斜面域において描画されたセジメントウェーブ. Oiwane et al. (2014)を一部改変. (a)海底地形図と反射法地震探査の測線(赤線),等深線は100 m 間隔. (b)測線 KH-10-7 Line 35 における反射法地震探査プロファイル. 縦軸は地震波が反射して往復する時間(Two-way travel time: TWT)で示されており,単位は秒である. 上部 Unit A には明瞭なセジメントウェーブが認められるが,下部 Unit B にはセジメントウェーブは存在しない.

る(図 9b).反射断面上での層相や堆積体の形状をもと に、コンラッドライズでの音響層序は2つのユニット(上 位より Unit A, B) に区分された.Unit A は、海底面を はじめとして全体に振幅が弱く音響的に透明であり、内 部の反射面は地表のセジメントウェーブに平行で波状を 呈し、側方への連続性はよい.セジメントウェーブのク レストの位置は上位に向かって斜面上方へとわずかに移 動する(図 9b).Unit A の下部では、下位の Unit B が最 大170 m ほど浸食されていることが確認された.また、 ピストンコアによって採取された表層堆積物は浮遊性有 孔虫を若干含む均質な珪藻軟泥からなり、含水率が非常 に高い.一方、下位の Unit B は全体に側方連続性は比 較的よいが、セジメントウェーブ構造は認められない.

これらの観察結果に基づいて堆積環境を解釈すると, Unit A 全体が現在と同じような南極周極流の影響下で 堆積した珪藻軟泥からなる堆積物である可能性が極めて 高い.また,海底コアの堆積速度から見積もった Unit A の堆積開始年代はおおよそ 170万年前頃であった.堆積 速度の誤差を勘案すれば, Unit A の堆積開始時期は前 期~中期更新世であると言える.一方で, Unit B は反射 強度やレンズ状堆積体を含むことなど層相が Unit A と は全く異なる。断層による変位も Unit A にはみられな いため、ユニット A/B 境界にはある程度の時間間隙(ハ イエタス)と堆積環境の変化が含まれている可能性が高 い、コンラッドライズは海洋プレート上に孤立した海底 の高まりであるため、陸源砕屑物の供給と堆積は期待で きないことから、堆積物相の変化は海洋環境の変化を表 している可能性が高い.よって、Unit Bの堆積は南極周 極流の影響がなかった時代のものであると考えられる. したがって, 前期更新世から鮮新世における温暖な時代 に、南極周極流が現在よりも南側を流れていたとすると セジメントウェーブの時空間変動を合理的に説明するこ とができる. このように、コンラッドライズのセジメン トウェーブの時空間変動に基づいて, 南極周極流が前 期~中期更新世に北上し, それ以降現在とほぼ同じセッ ティングとなったとする南極周極流更新世北上仮説が提 示された (Oiwane et al., 2014;図10).

地質時代における南極周極流の北上イベントは,南大 洋の海洋環境変動および全球気候変動の中でどのように 位置づけられるのであろうか.その一つの視点は,南極 氷床との関連である.近年,東南極ドローニングモード ランド (Dronning Maud Land)のセールロンダーネ山地



図10:南大洋インド洋セクターのコンラッドライズ(Conrad Rise)周辺における 南極周極流(ACC)の流路と堆積モデルの概念図.Oiwane et al. (2014)を一部改変. セジメントウェーブが観察された海域を矢印で示している.(a)UnitB堆積時(鮮 新世温暖期)の堆積システム,(b)UnitB堆積時には,ACCはコンラッドライズの 南を流れていた,(c)UnitA堆積時(第四紀更新世)の堆積システム,(d)UnitA 堆積時には,ACCは現代と同じようにコンラッドライズの上を流れていた. SWIR:南西インド洋海嶺(Southwestern Indian Ridge).

(Sør-Rondane Mountains) における地形・地質調査と宇 宙線生成核種を用いた岩石の露出年代の解析から, 鮮新 世以降の東南極氷床高度の変化が復元された. その結 果,東南極氷床の高度が更新世において少なくとも 500 m低下したことが明らかとなった (Suganuma et al, 2014). これらの結果は,現在よりも温暖だった鮮新世 には東南極氷床高度がもっと高かったことを示唆してい る.東南極氷床の他の地域でも同様の報告がなされてい る (例えば, Liu et al, 2010; Yamane et al, 2015).

このような鮮新世の東南極氷床の増大を説明するため には、南大洋から南極への水蒸気供給量を考慮したから くりが必要である(Altmaier et al., 2010; Kong et al., 2010).更新世における南極周極流の北上と東南極氷床 高度の低下は、おそらく南大洋の寒冷化に伴うウェッデ ルジャイヤと海氷分布域の拡大による亜熱帯から南極へ の水蒸気供給量の低下(McKay et al., 2012)が原因の一 つであろう(図11).McKay et al. (2012)は、西南極氷床 の拡大と南大洋の寒冷化が330万年前から260万年前に かけて発生した季節海氷域の拡大をもたらし、それらは 南半球偏西風帯と南大洋における海洋フロントの北上と 連動していたと考察している.また、このような南大洋 のフロントや海氷分布域の拡大(北上)は、アガラスリー ケージを制限することになり,結果として AMOC を弱め,全球的な気候の寒冷化を加速したとするシナリオが 提案されている (McKay et al., 2012).

6. まとめと今後の課題

南大洋は過去から現代に至る様々な時間スケールにお ける全球気候変動にとって重要な役割をもっている.特 に、炭素などの化学物質の巨大なリザーバである南大洋 における諸プロセス(生物ポンプ,海氷分布,表層成層 化,湧昇等)の変化が大気 CO2 濃度変動の一部を支配し ている.南大洋での海洋フロントの移動が,アガラス リーケージの変化を介して大西洋子午面循環の強弱に影 響することで,全球気候変動を駆動している可能性が高 い.また,ウェッデルジャイヤの拡大・縮小は,南極周 極流の移動とともに海氷分布域やそれらの融解スポット を変化させることから,成層化の程度や生物ポンプの地 理的多様性をもたらしている.このような地質学的時間 スケールでの南大洋の海洋フロントや海洋循環の変化 は,極域への水蒸気供給量の変化や南極氷床高度の変化 とも密接に関係している.

南大洋における古海洋学研究にさらなるブレークス



図 11:南大洋における鮮新世後期以降の海洋循環の再編(Suganuma et al., 2014). (a) 鮮新世温暖期, (b) 更新 世. ACC: Antarctic Circumpolar Current, WG: Weddell Gyre, AAIW: Antarctic Intermediate Water, AABW: Antarctic Bottom Water, EAIS: East Antarctic Ice Sheet.

ルーをもたらす方向性の一つは、既存の古環境指標(プ ロキシ)の高度化と新たなプロキシの開発と応用である. 南大洋では、熱帯や亜熱帯域に比してまだまだプロキシ 開発の余地がある.特に、炭酸塩からなる有孔虫殻は炭 素・酸素同位体比や微量元素の分析を可能とするため, プロキシの素材として大いに利用されているが、南大洋 の海底では有孔虫化石が保存されにくく有孔虫によるプ ロキシ分析はほぼ期待できない.また.古水温プロキシ の代表例であるアルケノン古水温計も高緯度海洋には適 用できないことがわかってきた. このような悪条件を克 服するためには、セジメントトラップ沈降粒子を含む現 生試料を活用して様々なプロキシ(微化石群集,化学組 成,同位体比など)の緯度分布と季節変動を明らかにし, 現在の南大洋における水温、塩分、海氷分布などとの対 応関係を検討することによって、各プロキシの有効性を 再評価する必要があるだろう.また、南大洋の堆積物に 豊富に産する珪質微化石(珪藻、放散虫)の酸素同位体 比を比較的簡便に分析できる高周波誘導加熱法(Ijiri et al., 2014) をさらに改良することで微量試料での分析手 法を確立し、現生試料を用いたプロキシとしての有用性 に関する検証を行い、新たな南大洋古海洋学研究への展 開を図ることが求められる.

謝辞

大島慶一郎博士(北海道大学),および,須藤斎博士(名 古屋大学)には,原稿の改訂に際して有益なコメントを いただいた.記して謝意を表します.

参考文献

- Altmaier, M., U. Herpers, G. Delisle, S. Merchel and U. Ott (2010) Glaciation history of Queen Maud Land (Antarctica) reconstructed from in-situ produced cosmogenic ¹⁰Be, ²⁶Al and ²¹Ne. *Polar Science*, **4**, 42–61.
- Anderson, R. F., S. Ali, L. I. Bradtmiller, S. H. H. Nielsen, M. Q. Fleisher, B. E. Anderson and L. H. Burckle (2009) Winddriven upwelling in the Southern Ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science*, **323**, 1443–1448.
- Aoki, S., M. Yoritaka and A. Masuyama (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.
- Bard, E. and R. E. M. Rickaby (2009) Migration of the subtropical front as a modulator of glacial climate. *Nature*, 460, 380–383.
- Beal, L. M. and S. Elipot (2016) Broadening not strengthening of the Agulhas Current since the early 1990s. *Nature*, 540, 570–573.
- Beal, L. M., W. P. M. De Ruijter, A. Biastoch and R. Zahn (2011) On the role of the Agulhas system in ocean circulation and

climate. Nature, 472, 429-436.

- Belkin, I. M. and A. L. Gordon (1996) Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101, 3675–3696.
- Biastoch, A., C. W. Boning, F. U. Schwarzkopf and J. R. E. Lutjeharms (2009) Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature*, 462, 495–498.
- Buizert, C. and A. Schmittner (2015) Southern Ocean control of glacial AMOC stability and Dansgaard-Oeschger interstadial duration. *Paleoceanography*, **30**, 1595–1612.
- Comiso, J. C. (2003) Large scale characteristics and variability of the global sea ice cover. In: Thomas, D. N. and G. S. Dieckmann (eds.) *Sea Ice: An Introduction to Its Physics, Biology, Chemistry, and Geology*, 112–142. Blackwell Sci., Oxford, U.K.
- de Ruijter, W. P. M., A. Biastoch, S. S. Drijfhout, J. R. E. Lutjeharms, R. P. Matano, T. Pichevin, P. J. van Leeuwen and W. Weijer (1999) Indian-Atlantic interocean exchange: dynamics, estimation and impact. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **104**, 20885–20910.
- Durgadoo, J. V., J. R. E. Lutjeharms, A. Biastoch and I. J. Ansorge (2008) The Conrad Rise as an obstruction to the Antarctic Circumpolar Current. *Geophysical Research Letters*, **35**, L20606, doi:10.1029/2008g1035382.
- Geibert, W. et al. (2010) High productivity in an ice melting hot spot at the eastern boundary of the Weddell Gyre. *Global Biogeochemical Cycles*, **24**, GB3007, doi:10.1029/ 2009gb003657.
- Gersonde, R., X. Crosta, A. Abelmann and L. Armand (2005) Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quaternary Science Reviews*, 24, 869–896.
- Gille, S. T. (2008) Decadal-scale temperature trends in the Southern Hemisphere Ocean. *Journal of Climate*, **21**, 4749– 4765.
- Howe, J. A., R. A. Livermore and A. Maldonado (1998) Mudwave activity and current-controlled sedimentation in Powell Basin, northern Weddell Sea, Antarctica. *Marine Geology*, 149, 229–241.
- Hu, D., L. Wu, W. Cai, A. S. Gupta, A. Ganachaud, B. Qiu, A. L. Gordon, X. Lin, Z. Chen, S. Hu, G. Wang, Q. Wang, J. Sprintall, T. Qu, Y. Kashino, F. Wang and W. S. Kessler (2015) Pacific western boundary currents and their roles in climate. *Nature*, **522**, 299–308.
- Ijiri, A., M. Yamane, M. Ikehara, Y. Yokoyama and Y. Okazaki (2014) Online oxygen isotope analysis of sub-milligram quantities of biogenic opal using the inductive hightemperature carbon reduction method coupled with continuous-flow isotope ratio mass spectrometry. *Journal* of Quaternary Science, 29, 455-462.
- 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.

- 池原実(2012)南大洋における海洋フロントの南北シフト
 一現代および第四紀後期の海氷分布,南極前線,南極周
 極流の移動と気候変動のリンケージ―. 地学雑誌, 121, 518-535.
- Ikehara, M., K. Kawamura, N. Ohkouchi, M. Murayama, T. Nakamura and A. Taira (2000) Variations of terrestrial input and marine productivity in the Southern Ocean (48° S) during the last two deglaciations. *Paleoceanography*, 15, 170–180.
- Jacka, T. H. and A. B. Giles (2007) Antarctic iceberg distribution and dissolution from ship-based observations. *Journal of Glaciology*, 53, 341–356.
- 鹿島基彦,市川香,佐竹誠(2008) 亜熱帯前線域の中規模渦 活動量の経年変動および黒潮大蛇行発生への影響.九州大 学小用力学研究所所報,135,61-67.
- Kohfeld, K. E., R. M. Graham, A. M. de Boer, L. C. Sime, E. W. Wolff, C. Le Quéré and L. Bopp (2013) Southern Hemisphere westerly wind changes during the Last Glacial Maximum: paleo-data synthesis. *Quaternary Science Reviews*, 68, 76– 95.
- Kong, P., F. Huang, X. Liu, D. Fink, L. Ding and Q. Lai (2010) Late Miocene ice sheet elevation in the Grove Mountains, East Antarctica, inferred from cosmogenic ²¹Ne-¹⁰Be-²⁶Al. *Global and Planetary Change*, **72**, 50–54.
- Liu, X., F. Huang, P. Kong, A. Fang, X. Li and Y. Ju (2010) History of ice sheet elevation in East Antarctica: paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 281–288.
- Locarnini, R. A. et al. (2013) Volume 1: Temperature. In: Levitus, S. (ed.) and A. Mishonov (Technical ed.) World Ocean Atlas 2013, NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp. U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C.
- Manley, P. L. and D. W. Caress (1994) Mudwaves on the Gardar Sediment Drift, NE Atlantic. *Paleoceanography*, 9, 973–988.
- Manoj, M., M. Thamban, N. Basavaiah and R. Mohan (2012) Evidence for climatic and oceanographic controls on terrigenous sediment supply to the Indian Ocean sector of the Southern Ocean over the past 63,000 years. *Geo-Marine Letters*, **32**, 251–265.
- Manoj, M. C., M. Thamban, A. Sahana, R. Mohan and K. Mahender (2013) Provenance and temporal variability of ice rafted debris in the Indian sector of the Southern Ocean during the last 22,000 years. *Journal of Earth System Science*, **122**, 491–501.
- Martin, J. H. (1990) Glacial-interglacial CO₂ change: The iron hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1–13.
- Martínez-Garcia, A., A. Rosell-Melé, W. Geibert, R. Gersonde, P. Masqué, V. Gaspari and C. Barbante (2009) Links between iron supply, marine productivity, sea surface temperature, and CO₂ over the last 1.1 Ma.

Paleoceanography, 24, PA1207, doi:10.1029/2008PA001657.

- Martínez-Garcia, A., A. Rosell-Melé, S. L. Jaccard, W. Geibert, D. M. Sigman and G. H. Haug (2011) Southern Ocean dustclimate coupling over the past four million years. *Nature*, 476, 312–315.
- Martínez-Méndez, G., R. Zahn, I. R. Hall, F. J. C. Peeters, L. D. Pena, I. Cacho and C. Negre (2010) Contrasting multiproxy reconstructions of surface ocean hydrography in the Agulhas Corridor and implications for the Agulhas Leakage during the last 345,000 years. *Paleoceanography*, 25, doi:10.1029/2009PA001879.
- McKay, R. et al. (2012) Antarctic and Southern Ocean influences on Late Pliocene global cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109**, 6423–6428.
- Oiwane, H., M. Ikehara, Y. Suganuma, H. Miura, Y. Nakamura, T. Sato, Y. Nogi, M. Yamane and Y. Yokoyama (2014) Sediment waves on the Conrad Rise, Southern Indian Ocean: Implications for the migration history of the Antarctic Circumpolar Current. *Marine Geology*, 348, 27– 36.
- Orsi, A. H., T. Whitworth and W. D. Nowlin (1995) On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42, 641–673.
- Palter, J. B. (2015) The role of the Gulf Stream in European climate. Annual Review of Marine Science, 7, 113–137.
- Peeters, F. J. C., R. Acheson, G. -J. A. Brummer, W. P. M. de Ruijter, R. R. Schneider, G. M. Ganssen, E. Ufkes and D. Kroon (2004) Vigorous exchange between the Indian and Atlantic oceans at the end of the past five glacial periods. *Nature*, **430**, 661–665.
- Rouault, M., P. Penven and B. Pohl (2009) Warming in the Agulhas Current system since the 1980's. *Geophysical Research Letters*, 36, L12602, doi:10.1029/2009gl037987.
- Schlitzer, R. (2013) Ocean Data View. http://odv.awi.de.
- Sigman, D. M. and E. A. Boyle (2000) Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **407**, 859– 869.
- Sigman, D. M., S. L. Jaccard and G. H. Haug (2004) Polar ocean stratification in a cold climate. *Nature*, **428**, 59–63.
- Simon, M. H., K. L. Arthur, I. R. Hall, F. J. C. Peeters, B. R. Loveday, S. Barker, M. Ziegler and R. Zahn (2013) Millennial-scale Agulhas Current variability and its implications for salt-leakage through the Indian-Atlantic Ocean

Gateway. Earth and Planetary Science Letters, 383, 101-112.

- Sokolov, S. and S. R. Rintoul (2009) Circumpolar structure and distribution of the Antarctic Circumpolar Current fronts: 1. Mean circumpolar paths. *Journal of Geophysical Research*, 114, C11018, doi:10.1029/2008JC005108.
- Suganuma, Y., H. Miura, A. Zondervan and J. Okuno (2014) East Antarctic deglaciation and the link to global cooling during the Quaternary: evidence from glacial geomorphology and 10Be surface exposure dating of the Sør Rondane Mountains, Dronning Maud Land. *Quaternary Science Reviews*, 97, 102–120.
- 鈴木紀毅(2012)オーストラリア・タスマニア南方海域の古 海洋 ── 白亜紀末期から第四紀まで: ODP Leg189 の成 果 ──. 地学雑誌, 121, 493-517.
- Talley, L. D. (2013) Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: schematics and transports. *Oceanography*, 26, 80– 97.
- Tournadre, J., F. Girard-Ardhuin and B. Legrésy (2012) Antarctic icebergs distributions, 2002–2010. Journal of Geophysical Research: Oceans, 117, C05004, doi:10.1029/ 2011JC007441.
- Yamane, M., Y. Yokoyama, A. Abe-Ouchi, S. Obrochta, F. Saito, K. Moriwaki and H. Matsuzaki (2015) Exposure age and ice-sheet model constraints on Pliocene East Antarctic ice sheet dynamics. *Nature Communications*, 6, doi:10. 1038/ncomms8016.
- Weijer, W., W. P. M. D. Ruijter and H. A. Dijkstra (2001) Stability of the Atlantic overturning circulation: competition between Bering Strait freshwater flux and Agulhas heat and salt sources. *Journal of Physical Oceanography*, **31**, 2385–2402.
- Weijer, W., W. P. M. De Ruijter, A. Sterl and S. S. Drijfhout (2002) Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. *Global and Planetary Change*, 34, 293–311.
- Wynn, R. B. and D. A. V. Stow (2002) Classification and characterization of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, **192**, 7–22.
- Zweng, M. et al. (2013) Volume 2: Salinity. In: Levitus, S. (ed.) and A. Mishonov (Technical ed.) *World Ocean Atlas 2013*, NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp. U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C.

最終間氷期の南極氷床崩壊と海水準上昇

関 宰1)

近年,極域氷床の融解が急速なペースで進行中であることが明らかになり,温暖化によって海水準 が大きく上昇する懸念が高まっている.産業革命前よりも僅かに温暖な最終間氷期(13万~11.5万 年前)には、6~9mもの急激な海水準上昇があったとされる.これが事実なら,現在と似た気候状態 で、南極氷床の大規模な崩壊を誘発する臨界点が存在することになる.現在の平均的な気候状態はす でに最終間氷期のレベルに達しており、南極氷床の大規模な崩壊が将来に起こり得る可能性の検証は 喫緊の課題と言える.本稿では最終間氷期の気候状態や海水準変動、南極氷床の安定性についての最 新の知見を解説し、将来、南極氷床の大規模融解が引き起こされる可能性について考察する.

Collapse of Antarctic ice sheet and sea level rise in the Last Interglacial

Osamu Seki¹

Recent observations have revealed that the fastest melting rate of polar ice sheets ever observed is ongoing and there is growing concern of significant rise of sea level in the future. Geological records have suggested that abrupt rises in sea level (6-9 m rise) happened during the Last Interglacial when global mean sea surface temperature was slightly higher than the preindustrial level. If this were really happening, there is a critical ice sheet stability threshold resulting in the catastrophic collapse of polar ice sheets and substantial rapid sea-level rise in the interglacial climate regime. Given that the current global mean SST has already reached the Last Interglacial level, it is urgent issue to evaluate whether massive collapse of the Antarctic ice sheets could occur in the future. In this article, we review climate state, sea level fluctuation and stability of Antarctic ice sheet in the Last Interglacial.

キーワード:最終間氷期,海水準,南極氷床崩壊

Last Interglacial, relative sea level, Antarctic ice sheet collapse

1. はじめに

近年の地球温暖化により,産業革命以前と比べて全球 平均表層気温にして約1℃も上昇しており,すでに水害・ 異常気象の頻度増加など,全世界規模で生活を困難にさ せる多くの問題が生じている.気候変動(温暖化)は我々 の生活のあらゆる局面において様々な影響をもたらす

連絡先
関 宰
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目
Tel. 011-706-5504
e-mail:seki@lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

が、気候変動がもたらす脅威リストのトップに挙げられ るのが「種の絶滅」と「海水準の上昇」と考えられてい る. この2つの共通点は、一度引き起こされたら元に戻 せないことにある.確かに、絶滅してしまった生物種は もう二度と地上に現れることはなく,「種の絶滅」は完全 に不可逆的な出来事であり、自然の多様性を良しとする 生物学の価値観においては、多様性の維持がいかに重要 であるかは直感的に理解できるだろう.一方、「海水準 の上昇」の場合、厳密には元に戻せないわけではない. しかし、それは一旦引き起こされてしまったら、元の状 態に戻すには人間の一生をはるかに超えた時間を必要と するため、基本的には元に戻せないものと捉えてよいだ ろう.海面の安定性は人間の社会や文明の発達に恩恵を もたらしたと考えられており、現在に至る複雑な人間社 会が発達できたのはここ数千年にわたり海水準が安定し ていたことが土台となっているとする見方がある.海水 準上昇が引き起こす低地の水没は,我々の生活圏を狭め, それに伴う食料不足や大量の難民の発生などの計り知れ ない社会的・経済的ダメージをもたらす可能性が高い. 経済や文明の基盤となる大都市の多くが海面近くの低地 に築かれていることを考えれば,海水準上昇がいかに深 刻な問題か容易に理解することができるだろう.

海水準上昇の原因は,海水温の上昇による海水の膨張 と氷河や氷床の融解・流出による海水量の増加がある. 2013年に出版された気候変動に関する政府間パネル (IPCC)の第5次報告書によれば,このまま温暖化が進 行したときの21世紀末の海水準上昇は最大で1m近く に達すると予測されている(Church et al., 2013).この 予測における海面上昇に対する各要素の寄与は,海水の 熱誇張の効果が最も大きく,次いで山岳氷河,グリーン ランド氷床となり,南極氷床の寄与はごくわずかと推定 されている.海水準を60m程度上昇させるほどの淡水 量を有する南極氷床であるが,温暖化に対しては比較的 安定であると考えられていた.

ところが、近年の研究の進展により、この見通しがま ちがっていることがわかってきた.氷床の安定性に関し ては、大気の1000倍の熱量を持つ海洋との相互作用が 特に重要であり、氷床の基底が海面下にある地域におい て(図1),棚氷下の海洋に亜表層の暖水が貫入して氷床 の底面から融解が進み、さらに棚氷が流出するというプ ロセスが,これまで考えられていた以上に棚氷の分離に 重要であることが分かってきた(図2; Pritchard et al., 2012; Favier et al., 2014). また, 棚氷の分離を加速させ るもう一つのプロセスとして、夏季における降水や棚氷 表層の融解によって引き起こされる棚氷の破砕やクレバ スの生成の効果も見落とされてきた. これらの氷床崩壊 プロセスの理解を基にした最新の氷床モデル研究によれ ば、今後の海水準上昇の速度はそのプロセスを考慮して いない IPCC 第5次報告書の予測より大きくなるとされ る (DeConto and Pollard, 2016). そして, それを裏付け るように、予想を超える急速なペースでの南極氷床の底 面融解が進行中であることが最新の観測から明らかに なってきている (Khazendar et al., 2016).

近年の研究によると、温暖化が産業革命前より2℃進 行すれば、最終的に不可逆的な氷床の崩壊が起こる可能 性が示唆されている(Golledge et al., 2015; Hansen et al., 2016). 全球平均表層気温がこの100年ですでに1℃上 昇してしまったことを考えると、南極氷床の大規模な崩 壊が将来起こり得る可能性を検証することは喫緊の問題 といえる.果たして現在進行中の地球温暖化によって、 最新の気候氷床結合モデルで示されるような南極氷床の



図1:南極大陸の地理的特徴と氷床量(海水準相当)および近年の氷床厚の変化(Paolo et al., 2015を改変).



図2: 南極棚氷の底面融解のメカニズム.

崩壊は引き起こされるのだろうか? もし起こるとした ら,どの氷床がどのくらい融解し,どの程度の海水準上 昇が起きうるのだろうか? また,海水準上昇はどのく らいの速度で起こりうるのか? そして,不可逆的な氷 床崩壊へと至る臨界点(ティッピング・ポイント)はい つ訪れるのだろうか?

気候氷床結合モデルによる将来予測以外の方法で,上 記の問いの答えに迫ることができるもう一つの方法は, 過去の温暖期の気候の状態や変動を詳細に調べることで ある. 古気候研究の強みは,気候が変化した時に何が起 こり得るか? という問いに対し,過去に"実際に起こっ た事例"を示すことで,説得力のある知見を提供できる 点にある.過去に実際に起こったということは,また同 様の気候状態になれば,気候システムは再び同じ現象を 引き起こしうることを意味するからである.

そして、幸いなことに現在よりも暖かい時代が過去に 存在していたことがわかっている.こうした過去の温暖 期の研究から将来の氷床融解の可能性とそれに伴う海水 準の上昇を推定する試みが、現在、盛んに行われている. 将来の温暖化地球のアナロジーという観点では、過去 350万年間の間に複数存在する温暖期(例えば300万年 前の鮮新世温暖期など)が特に注目を集めている (Dutton et al., 2015a).また、この期間の大半を占める 更新世(258万~1万年前)は温暖な間氷期と寒冷な氷期



図3:代理指標および古気候モデルにより復元された最終間氷期と産業革命前の表層温度偏差の分布 (Otto-Bliesner et al., 2013). 図中のシンボル(○) は温度代理指標による推定地点を示す.

が周期的に繰り返されている時代であるが、その中には スーパー間氷期と呼ばれる現在よりも温暖であった時代 も存在する.本稿では、過去のスーパー間氷期の中でも 古気候復元データが最も充実しており、当時の気候が最 もよく理解されている一つ前の間氷期(最終間氷期)に 焦点を当て、当時の気候状態や海水準の変動、南極氷床 の安定性について解説し、南極氷床の大規模な融解が将 来引き起こされるのかどうかについて考察してみたい.

2. 最終間氷期の気候状態

最終間氷期は約13万年前に始まりおよそ11.5万年前 頃に終焉した一つ前の間氷期である。様々な温度代理指 標に基づく最新の推定では、この時代の全球平均表層気 温は産業革命前に比べて約1℃程度高かったとされてい る (図3; Otto-Bliesner et al., 2013). 前述したように, 現在は既に産業革命前から全球平均表層温度が1℃上昇 しており、さらに、現在と最終間氷期の全球平均表層海 水温度も同様に、産業革命前より0.5℃高いと推定され ている (Hoffman et al., 2017). 従って, 全球平均温度と いう観点からも,現在は最終間氷期と同等のレベルに達 していると言える.このように、地表温度の平均状態が 現在とほぼ同じである最終間氷期であるが、古気候記録 によれば北極圏と南極の気温はそれぞれ5~8℃.3~5℃ ほど産業革命前より温暖だったと推定されており (CAPE Last Interglacial Project Members, 2006; Jouzel et al., 2007; NEEM community members, 2013), 極域は 現在よりもかなり温暖化が進んだ状態にあったとされ る.一方で、最終間氷期の赤道域は現在よりも僅かに寒 冷であったと見積もられている(Hoffman et al., 2017).

しかし、当時の北極圏の気温は主に花粉分析から推定さ れているが、高緯度域の陸上植物の生産季節は夏季に 偏っているため、それらの推定は夏季にバイアスがか かっている可能性があることに留意する必要がある. ま た、表層海水温の復元データに目を向けると、最終間氷 期では北半球に比べ南半球の方で著しく表層が温暖化し ている傾向がある(Hoffman et al., 2017). このように, 現在と最終間氷期では全球平均表層温度は同じでありな がら、その空間的分布に違いが見られることは重要な点 である.この違いの原因としては、温暖化を引き起こし た要因が異なっていたことが考えられる.現在進行中の 温暖化は主に二酸化炭素などの温室効果ガス濃度の増大 に起因しているのに対し、最終間氷期の温暖化はミラン コビッチサイクルと呼ばれる地球の公転軌道の離心率や 自転軸の傾き、自転軸の歳差運動の周期的変化によって 引き起こされる地球に入力される太陽放射量の季節的, 緯度的な変動に地球システムが応答した結果もたらされ たものである. また、現在は温室効果ガスの強制力に対 する地球システム応答の過渡期にあり、まだ十分に地球 システムが平衡に達していないことにも留意する必要が ある.

3. 最終間氷期の海水準の推定

最終間氷期の海水準は,過去の海水準の指標とされる 海岸線の地形学的な特徴や浅海性の化石サンゴ記録など によって,現在よりも6~9m高かったと推定されてい る (Kopp et al., 2009; Dutton and Lambeck, 2012; O'Leary et al., 2013; Dutton et al., 2015b). 最終間氷期の 海水準上昇に対する海水の熱誇張や規模の小さい山岳氷 河の融解の寄与は~1 m 程度と推定されている(McKay et al., 2011; Vaughan et al., 2013). 従って, 上記の海水準 の推定が正しいなら, この数 m 以上の海水準上昇を説 明するには, 最終間氷期においてグリーンランドや南極 の氷床が融解していなければならないことになる.

そうだとすると、当時どちらの氷床のどの部分がどの くらい溶けたのか? を明らかにできれば、温暖化に対 して氷床のどの部分が脆弱なのかを知ることができる. 現在,表面融解が著しく進行しているグリーンランド氷 床であるが、その氷床が全て融解すると海水準が7m上 昇するので、グリーンランド氷床の融解だけで、当時の 海水準上昇の大部分を説明可能である. しかしながら, 最終間氷期においてはグリーンランド氷床の南部セク ターは縮小していたと考えられているが (Colville et al., 2011), グリーンランドのアイスコアの研究によれば, 当 時のグリーンランド氷床融解の寄与は海水準を2mほ ど上昇させる程度であったと推測されている(NEEM community members, 2013). もしこの推測が正しいと するなら、最終間氷期に南極氷床の一部が大幅に縮小す ることで、海水準上昇に大きく寄与していたことになる. そして、このことは、南極氷床は僅かな温暖化に対して も敏感に応答し、海水準を数m上昇させるくらい融解 する可能性があることを示唆する.また、産業革命前よ りも2~3℃全球平均表層温度が高かったとされる他の スーパー間氷期(約40万年前の海洋酸素同位体ステー ジ11) (Masson-Delmotte et al., 2010) や中期鮮新世温暖 期(300万-330万年前)(Haywood et al., 2013)において も、海水準は現在よりも~13m上昇していたと推定さ れているため (Raymo and Mitrovica, 2012; Roberts et al., 2012; Chen et al., 2014; Winnick and Caves, 2015), 産業 革命前より1~3℃温暖な気候下では例外なく南極氷床 は融解していたことを強調しておきたい. このことか ら、今後温暖化が進行すれば、最終的に海水準が数m以 上上昇するのは避けられないように思える.

4. 最終間氷期における海水準の安定性

次に最終間氷期における海水準の安定性について考え てみたい.現在の間氷期(完新世:過去約1万年間)に おいては,融氷期における海水準の上昇が止まった後は 数千年にわたり極めて安定していたことが知られてお り,一般に間氷期は氷期に比べ,海水準が安定している と考えられている.しかし,海岸線の古気候記録によれ ば,最終間氷期は安定な完新世とは異なり数mの海水 準変動が繰り返されていた可能性が示唆されている



図4:オーストラリア西海岸の造礁サンゴ化石から復元され た最終間氷期の海水準変動(O'Leary et al., 2013を改変).

(Kopp et al., 2009; Dutton and Lambeck, 2012; O'Leary et al., 2013; Dutton et al., 2015b). こうした数 m の海水準の変動は別の海水準の代理指標である底生有孔虫の酸素同位体記録からも示唆されている(Grant et al., 2012). これらの結果は,現在の間氷期よりも僅かに暖かい気候状態では,海水準は比較的安定なモードから少し不安定なモードに移行する可能性があることを示唆している.

また,多くの地質学的記録で,最終間氷期における海 水準上昇のピークが最終間氷期の後期に認められており (Chen et al., 1991; Hearty et al., 2007; Blanchon et al., 2009; Lambeck et al., 2011; Thompson et al., 2011), この ことは,継続的に温暖期が続いた果てに突然数mもの 急激な海水準上昇が起こる可能性を示している.

一方,最終間氷期における海水準変動の頻度に関して は古気候記録で異なった結果が示されており,未だコン センサスは得られていないが,少なくとも1回,場合に よっては複数回の変動があった可能性も考えられてい る.近年の研究によれば,最終間氷期初期の温暖化ピー ク時(約12.7万年前)と最終間氷期の終盤(11.8万年前) に急激な海水準の上昇があったとされ(Kopp et al., 2013; O'Leary et al., 2013),特に終盤の海水準上昇イベントが 顕著である(図4;O'Leary et al., 2013).こうした海水 準上昇のダブルピークは最終間氷期の南極氷床の変動を 再現した氷床モデル実験においても現れており,南極の 海底地形の特徴によるものかもしれない(Sutter et al., 2016).
また、過去の海水準の推定で留意すべき点として、氷 河性地殻均衡(GIA; Glacial Isostatic Adjustment)の効 果の補正をする必要があることを述べておきたい.GIA とは氷床の発達や消失によって引き起こされる地殻(や マントル)の隆起と沈降作用のことであり、この効果は 場所によって大きく異なる(詳しくは本巻の奥野を参 照).過去の海水準を推定する際には、この効果を補正 しているため、その推定にはある程度の不確かさが含ま れる.さらに、近年、マントルの対流活動に起因する動 的地形変化も最終間氷期の海水準の推定に影響を及ぼす ことが指摘されており、GIAの補正に加え、今後は動的 地形変化の効果も検証していく必要性が示唆されている (Austermann et al., 2017).

5. 最終間氷期の海水準上昇速度

将来予測に関して、海水準の上昇度合(どのくらい上 昇しうるか)の予測と同様に、上昇速度の把握も極めて 重要な課題といえる、上昇速度が十分遅ければ、我々は その変化に十分対応していけるかもしれないが、上昇速 度が予想以上に急速な場合には対応が追いつかない可能 性がある.過去に実際に起こった海水準の上昇速度を知 ることは、今後の温暖化で氷床崩壊が進行した場合に、 一体どのくらいの速度で海水準の上昇が起こりうるのか を推測する上で重要な知見となる. 最終間氷期に形成さ れた浅海に住む造礁サンゴの化石の年代測定などに基づ くと、当時の海水準の上昇速度は1000年で1~7mで あったと推測されている (Rohling et al., 2008; Thompson et al., 2011; Kopp et al., 2013; O'Leary et al., 2013). ちなみに、過去に起こった氷床崩壊による海水 準上昇速度の最大の見積もりは、最終融氷期に起こった Meltwater Pulse event la (約 14,600 年前)の 100 年で数 mというものであり (Deschamps et al., 2012), 最終間 氷期における海水準の上昇速度はこれよりも1桁小さい ことになる. しかしながら最終間氷期の海水準の推定や 年代制約の不確かさが大きいため、実際のところは上昇 速度がどの程度であったのかはよくわかっていないのが 現状であり、復元精度の向上が求められている.また、 現在の大気中への二酸化炭素の排出速度は、少なくとも 過去3億年間の地球史において例がないほど急速であ り、地球システムへの温室効果ガス強制力の急激な入力 に対し氷床がどのように応答するのかは未知の部分があ る.



図5:気候氷床モデルにより再現した最終間氷期の南極氷床 分布(DeConto and Polland, 2016)と氷床コアの位置. EDML=EPICA Dronning Maud Land氷床コア.DF= Dome Fuji氷床コア.VK=Vostok氷床コア.EDC=EPICA Dome C氷床コア.TALDICE=Talos Dome氷床コア.

6. 南極氷床のどこが溶けたのか?

次に最終間氷期に南極氷床のどの部分が溶けていたの かについて解説したい. 最終間氷期において南極氷床が 融解した直接的な地質学的証拠は、ほとんど蓄積されて おらず、実はよくわかっていないのが現状である。しか しながら、最終間氷期の境界条件を用いた気候氷床結合 モデルは、西南極氷床の大部分が融解する結果を示して いる (図 5; Goelzer et al., 2016; DeConto and Pollard, 2016). 西南極氷床の基底部分は海面下数百m以深の所 にあり(図1),棚氷の底面が暖かい亜表層水と接してい るため、より不安定な状況下にある.西南極氷床は全て 融解すると海水準が4mほど上昇すると見積もられて おり、最終間氷期の海水準上昇度合いとおおよそ一致す るため、西南極氷床は最終間氷期の融解セクターの最も 有力な候補といえる. 実際, 現在最も融解が進行してい る地域は西南極氷床である (Paolo et al., 2015). Sutter et al. (2016) は, 最終間氷期における南極氷床融解の再現 実験を行い、西南極氷床の大部分を融解させるには、南 大洋高緯度域の温暖化が決定的に重要で、2~3℃の水温 上昇が必要との結果を示しており、これは南大洋高緯度 における表層水温復元データともほぼ整合的である (Capron et al., 2014). また、東南極氷床に関しては、そ の基底部は大部分が海面より上に位置しているが、ウィ ルクスベイズンやオーロラベイズン周辺は西南極と同様

に基底が海面下にある(図1).気候氷床結合モデルによると、最終間氷期においてこれらの地域の沿岸部で著しい融解を示しており(DeConto and Pollard, 2016),それらの地域の氷床も今後の温暖化に対して敏感に応答する可能性がある.

7. 最終間氷期における南極氷床崩壊のメカニズム

もし,地質学的記録が示すような数mもの急激な海 水準上昇が最終間氷期において本当に起こっていたとし たら,それはどのようなメカニズムで引き起こされたの であろうか? そのメカニズムの理解は,将来,大規模 な南極氷床崩壊が引き起こされる可能性があるかどうか を検証する上で極めて重要である.そこで,この章では 現在報告されている世界各地の古気候データの解析から 示されている,温暖な気候状態における南極氷床の崩壊 が引き起こされるメカニズムについて考察し,将来同様 のことが起きうるかどうかについても考えてみたい.

前述したように、最新の知見によれば、南極氷床融解 の鍵を握るのは海洋と氷床の相互作用であり、暖水の貫 入による棚氷の底面融解が重要な役割を果たすと考えら れているが、最終間氷期においてもこの作用が重要で あったとする主張がある(Duplessy et al., 2007; Holden et al., 2010). 最終間氷期における北大西洋深層水は現 在よりも0.4℃ほど高かったと推定されており (Duplessy et al., 2007), この北半球由来の熱が海洋循環 を通して南極海に伝わり、南極海の水温を上昇させたこ とが、南極氷床の融解に寄与したと議論している.一方 で、Holden et al. (2010)は、北半球と南半球間の熱輸送 に重要な役割を担っている大西洋子午面循環(AMOC、

Atlantic meridional overturning circulation:本巻の勝又 を参照)の変調が重要な役割を果たしたと主張している. AMOC は大西洋を北向きに流れる海流であり,AMOC が強い時は低緯度の熱が北半球により多く輸送される が,弱まると反対に南半球に熱が輸送され,南半球が温 暖化する.また,AMOC は熱塩循環つまり海水の密度 差が駆動力となっている循環であり,北大西洋に大量の 淡水が供給されるなどして表層水の密度が低下すると減 衰してしまう.最終間氷期においてはグリーンランドの 氷床が融解し,淡水が北大西洋に供給されたことで, AMOC の急激な減衰が起こり,熱が南半球に輸送され, 棚氷の融解が引き起こされたというシナリオが提案され ている (Holden et al., 2010).実際に,最終間氷期におい て,グリーンランド氷床の融解や AMOC に大きな変調



図 6:北大西洋および南大西洋の海底堆積物コア中の底生有 孔虫(*C. wuellerstorfi*)の安定炭素同位体比(δ^{13} C)とシル ト平均サイズにより復元した最終間氷期における大西洋子午 面循環(AMOC)の変動.折線A,C,Dはそれぞれ,Site U1304(位置 53°03'N,33°32'W;水深3,082m),MD03-2664(位置 57°26'N,48°36'W;水深3,342m)およびSite 1089(位置 40°56'S,9°54'E;水深4,624m)における底生有 孔虫の δ^{13} C変動を示す(Hall et al.,1998;Hodell et al.,2009; Galaasen et al.,2014).底生有孔虫の δ^{13} C値が高いほど, AMOCが強いことを示す.折線BはNEAP-18K(位置 52° 46'N,30°21'W;水深3,275m)のシルト平均サイズの変動 を示し、サイズが大きいほどAMOCが強いことを示す.図 中の灰色で示した期間は急激な海水準上昇が起こった時期 (O'Leary et al., 2013)を示す.

があったことが大西洋の海底堆積物記録に示されており (Irvali et al., 2016),最終間氷期は完新世とは異なり,比 較的不安定な気候モードであったと考えられる.興味深 いことに,AMOCの急激な減衰イベントはO'Leary et al. (2013)らが主張している海水準の急激な上昇時期と よく対応しているように見え(図6;Hodell et al., 2009; Galaasen et al., 2014; Hayes et al., 2014),両者の関連が示 唆される.AMOCの変動は南極周辺の海洋循環や大気 循環にも大きな影響を与えるため,AMOCの急激な減 衰が南極海の海洋循環に大きく作用し,棚氷下へ貫入す る亜表層の暖水流入を加速させたかもしれない.同様に Hansen et al. (2016) は、大気海洋結合モデルの結果から、 温暖化の果てにグリーンランド氷床の部分的融解などに よる北大西洋への淡水流入量が増加した結果、AMOC の減衰が起こり、海洋循環が変化したことで棚氷下への 暖水の貫入が引き起こされて氷床底面融解が加速、大規 模崩壊につながったと最終間氷期の大規模な南極氷床崩 壊のメカニズムを議論しており、AMOC の減衰が南極 氷床の不可逆的な崩壊を導くトリガーではないかと提案 している.

一方で、南極氷床コアの古気候記録も興味深い変動を 示している.特に、沿岸付近の氷床コア(TALDICE や EDML:図5を参照)において、気温の指標である酸素 同位体比(δ^{18} O)がO'Leary et al. (2013)によって示さ れた海水準上昇イベントで顕著な上昇を示しており(図 7:Masson-Delmotte et al., 2011)、この時期は海洋循環 が変化しただけでなく、南極沿岸の気温も上昇していた ことが示唆され、AMOC 減衰仮説と調和的である.さ らに、大気の温暖化は、棚氷表層の融解やクレバス形成 を促進させるため、大気と海洋の相互作用も氷床の崩壊 に寄与していた可能性が考えられる.

もし、間氷期という気候状態において AMOC の減衰 が南極氷床崩壊を加速させるトリガーだとしたら、二酸 化炭素濃度の増大による現在の温暖化においても、同様 に AMOC の急激な減衰が引き起こされる可能性がある のかどうかを検証しておくことが、将来予測という観点 においても大事である.実は、これまでの将来予測モデ ルでは AMOC は二酸化炭素の増大に対して比較的安定 であり、温暖化が進行してもそれほど大きく減衰しない だろうと考えられていた (Schmittner et al., 2005). とこ ろが、最新の研究によれば、これまでのモデルでは設定 にバイアスがかかっていたために, 温室効果ガス強制力 に対する AMOC の応答が鈍かったことがわかってきた (Liu et al., 2017). このバイアスを取り除いた気候モデ ルでは、AMOC は温室効果ガス強制力に対して敏感で あり、温暖化が進行するとやがて急激に減衰するという 結果が示されている(Liu et al., 2017). バイアスを補正 したモデルが正しいとするなら、将来 AMOC が急激に 減衰して南極氷床の融解が加速するというシナリオも十 分ありうることになる.これまで、AMOC はその変動 がヨーロッパなどを中心とした北半球中高緯度の気候に 大きく作用するという観点から注目を集めてきた. しか し、もしかしたら AMOC の役割はそれだけに留まらな い可能性がある. AMOC 減衰による南極氷床崩壊とい うシナリオは現時点では作業仮説に過ぎないが、今後、 温室効果ガス強制力に対する AMOC の安定性について



図7:最終間氷期における南極氷床コアの酸素同位体比(δ^{18} O)変動(Masson-Delmotte et al., 2011). 図中の灰色で示し た期間は急激な海水準上昇が起こった時期を示す(O'Leary et al., 2013). 各氷床コアの位置は図5に示す. EDML= EPICA Dronning Maud Land 氷床コア. DF=Dome Fuji 氷 床コア. VK=Vostok 氷床コア. EDC=EPICA Dome C 氷 床コア. TALDICE=Talos Dome 氷床コア.

さらに検証していくことがますます重要になってくるに 違いない.

最終間氷期の南極氷床崩壊の検証とメカニズムの解明に向けて

前述したように,温暖化で将来不可逆的な南極氷床の 崩壊が起こる可能性が気候氷床結合モデルから示唆され ており(Golledge et al., 2015; Hansen et al., 2016),本当 に温暖化が進行した果てに南極氷床の大規模な崩壊が引 き起こされるのかどうかをさらに検証することは喫緊の 課題であり,早急な解明が必要である.この問題に取り 組むためには,過去の温暖期に実際に急激な南極氷床の 大規模崩壊があったかをしっかりと精査する必要があ る.そして,氷床の崩壊があった場合,氷床が崩壊した 地域の特定と崩壊の臨界点となった気候・海洋条件(特 に棚氷の下に貫入する海水の温度)を解明することが重 要である.世界各地の古気候データの充実さと,古環境 復元の精度という観点では,最終間氷期が最良の研究対 象となるだろう.しかしながら,最終間氷期における南 極付近の気候情報は,氷床コアを除けばほとんど蓄積さ れておらず,最終間氷期の事象から,将来温暖化が進行 した果てに南極氷床が急激に崩壊する可能性を評価でき ていないのが現状である.

南極周辺海域に適用できる古環境代理指標が限られて おり、海底堆積物の年代制約や環境復元が極めて難しい ため, 南極近辺の海域における最終間氷期の古海洋研究 はあまり進展していない.従って、この海域に適用でき る年代制約手法や新規の代理指標の開発が必要であり, 特に棚氷から分離した氷山の融解やその起源域を推定で きる代理指標の開発が南極海の古海洋環境復元の鍵を握 ると考えられる. また、氷床の崩壊へと至るメカニズム として、 グリーンランド氷床を含めた南北両半球スケー ルの大気-氷床-海洋の相互作用が重要である可能性が示 唆されており (Hansen et al., 2016), こうした一連のプ ロセスの全体像を把握するためには世界各地の古気候 データの統合的な解析が求められるだろう.そして、各 サブシステムで発生する変化の因果関係をしっかりと検 証するためには、氷床コアや海底堆積物コアなど様々な アーカイブから得られる古気候データにおいて共通の年 代軸を確立することが決定的に重要であり、また、どの プロセスが特に重要なのかを見極める上で古気候モデル 研究者との連携が必要不可欠となろう.

謝辞

適切な校正とコメントを頂いた大島慶一郎編集長およ び須藤斎編集委員に感謝の意を表します.

参考文献

- Austermann, J., J. X. Mitrovica, P. Huybers and A. Rovere (2017) Detection of a dynamic topography signal in last interglacial sea-level records. *Sci. Adv.*, **3**, e1700457.
- Blanchon, P., A. Eisenhauer, J. Fietzke and V. Liebetrau (2009) Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, **458**, 881–884, doi: 10.1038/nature07933.

- CAPE Last Interglacial Project Members (2006) Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. *Quat. Sci. Rev.* 25, 1383–1400, doi: 10. 1016/j.quascirev.2006.01.033.
- Capron, E., A. Govin, E. J. Stone, V. Masson-Delmotte, S. Mulitza, B. Otto-Bliesner, T. L. Rasmussen, L. C. Sime, C. Waelbroeck and E. W. Wolff (2014) Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial. *Quat. Sci. Rev.*, 103, 116–133.
- Chen, J. H., H. A. Curran, B. White and G. J. Wasserburg (1991) Precise chronology of the last interglacial period: ²³⁴U-²³⁰Th data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**, 82–97.
- Chen, F. et al. (2014) Refining estimates of polar ice volumes during the MIS11 Interglacial using sea level records from South Africa. J. Clim., 27, 8740–8746, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00282.1.
- Church, J. A. et al. (2013) Sea Level Change. In: Stocker, T. F. et al. (eds.) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1137–1216. Cambridge University Press, Cambridge.
- Colville, E. J. et al. (2011) Sr-Nd-Pb isotope evidence for icesheet presence on southern Greenland during the Last Interglacial. *Science*, **333**, 620–623, doi: 10.1126/science. 1204673;pmid:21798947.
- DeConto, R. and D. Pollard (2016) Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, **531**, 591–597, doi: 10.1038/nature17145.
- Deschamps, P. et al. (2012) Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, **483**, 559–564, doi: 10.1038/nature10902.
- Duplessy, J. C., D. M. Roche and M. Kageyama (2007) The deep ocean during the last interglacial period. *Science*, **316**, 89–91.
- Dutton, A. and K. Lambeck (2012) Ice volume and sea level during the last interglacial. *Science*, **337**, 216–219, doi: 10. 1126/science.1205749.
- Dutton, A., A. E. Carlson, A. J. Long, G. A. Milne, P. U. Clark, R. DeConto, B. P. Horton, S. Rahmstorf and M. E. Raymo (2015a) Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, **349**, doi: 10.1126/science. aaa4019.
- Dutton, A., J. M. Webster, D. Zwartz, K. Lambeck and B. Wohlfarth (2015b) Tropical tales of polar ice: Evidence of last interglacial polar ice sheet retreat recorded by fossil reefs of the granitic Seychelles islands. *Quat. Sci. Rev.*, 107, 182–196, doi: 10.1016/j.quascirev.2014.10.025.
- Favier, G. D. et al. (2014) Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nat. Clim. Change*, 4, 117–121.

- Galaasen, E. V. et al. (2014) Rapid reductions in North Atlantic Deep Water during the peak of the last interglacial period. *Science*, **343**, 1129–1132.
- Goelzer, H., P. Huybrechts, M.-F. Loutre and T. Fichefet (2016) Last Interglacial climate and sea-level evolution from a coupled ice sheet-climate model. *Clim. Past*, **12**, 2195–2213, doi: 10.5194/cp-12-2195-2016.
- Golledge, N. R. et al. (2015) The multi-millennial Antarctic commitment to future sea-level rise. *Nature*, **526**, doi: 10. 1038/nature15706.
- Grant, K. M. et al. (2012) Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, 491, 744–747.
- Hall, I. R., I. N. McCave, M. R. Chapman and N. J. Shackleton (1998) Coherent deep flow variation in the Iceland and American basins during the last interglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 15–21.
- Hansen, J. et al. (2016) Ice melt, sea level rise and superstorms: evidence from paleoclimate data, climate modeling, and modern observations that 2°C global warming could be dangerous. Atmos. Chem. Phys., 16, 3761-3812, doi: 10.5194/acp-16-3761-2016.
- Hayes, C. T. et al. (2014) A stagnation event in the deep South Atlantic during the last interglacial period. *Science*, **346**, 1514–1516.
- Haywood, A. M. et al. (2013) Large-scale features of Pliocene climate: Results from the Pliocene Model Intercomparison Project. *Clim. Past*, 9, 191–209, doi: 10.5194/cp-9-191-2013.
- Hearty, P. J., J. T. Hollin, A. C. Neumann, M. J. O'Leary and M. T. McCulloch (2007) Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e). *Quat. Sci. Rev.*, 26, 2090–2112, doi: 10.1016/j.quascirev.2007.06.019.
- Hodell, D. A. et al. (2009) Surface and deep-water hydrography on Gardar Drift (Iceland Basin) during the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288, 10–19.
- Hoffman, J. S., P. U. Clark, A. C. Parnell and F. He (2017) Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation. *Science*, 355, 276–279, doi: 10.1126/ science.aai8464.
- Holden, P. B. et al. (2010) Interhemispheric coupling, the West Antarctic Ice Sheet and warm Antarctic interglacials. *Clim. Past*, 6, 431-443, doi: 10.5194/cp-6-431-2010.
- Irvali, N. et al. (2016) Evidence for regional cooling, frontal advances, and East Greenland Ice Sheet changes during the demise of the last interglacial. *Quat. Sci. Rev.*, 150, 184–199.
- Jouzel, J. et al. (2007) Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, **317**, 793-796, doi: 10.1126/science.1141038.
- Khazendar, A., E. Rignot, D. M. Schroeder, H. Seroussi, M. P. Schodlok, B. Scheuchl, J. Mouginot, T. C. Sutterley and I. Velicogna (2016) Rapid submarine ice melting in the grounding zones of ice shelves in West Antarctica. *Nat.*

Commun., 7, doi: 10.1038/ncomms13243.

- Kopp, R. E., F. J. Simons, J. X. Mitrovica, A. C. Maloof and M. Oppenheimer (2009) Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, **462**, 863–867, doi: 10.1038/nature08686.
- Kopp, R. E., F. J. Simons, J. X. Mitrovica, A. C. Maloof, M. Oppenheimer (2013) A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage. *Geophys. J. Int.*, 193, 711–716, doi: 10.1093/gji/ggt029.
- Lambeck, K. et al. (2011) Sea level and shoreline reconstructions for the Red Sea: Isostatic and tectonic considerations and implications for hominin migration out of Africa. *Quat. Sci. Rev.*, **30**, 3542–3574, doi: 10.1016/j.quascirev.2011. 08.008.
- Liu, W., S. Xie, Z. Liu and J. Zhu (2017) Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate. *Sci. Adv.*, **3**, e1601666.
- Masson-Delmotte, V. et al. (2010) EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quat. Sci. Rev.*, **29**, 113–128, doi: 10.1016/j.quascirev.2009.09.030.
- Masson-Delmotte, V. et al. (2011) A comparison of the present and last interglacial periods in six Antarctic ice cores. *Clim. Past*, 7, 397–423, doi: 10.5194/cp-7-397-2011.
- McKay, N. P., J. T. Overpeck and B. L. Otto-Bliesner (2011) The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise. *Geophys. Res. Lett.* 38, L14605, doi: 10. 1029/2011GL048280.
- NEEM community members (2013) Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*, 493, 489–494, doi: 10.1038/nature11789.
- O'Leary, M. J. et al. (2013) Ice sheet collapse following a prolonged period of stable sea level during the last interglacial. *Nat. Geosci.*, **6**, 796-800, doi: 10.1038/ ngeo1890.
- Otto-Bliesner, B. L. et al. (2013) How warm was the last interglacial? New model-data comparisons. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A*, **371**, 20130097, doi: 10.1098/rsta. 2013.0097.
- Paolo, F., H. A. Fricker and L. Padman (2015) Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. Volume loss from Antarctic ice shelves in accelerating. *Science*, 348, 327–331, doi: 10.1126/science.aaa0940.
- Pritchard, H. D. et al. (2012) Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, **484**, 502–505.
- Raymo, M. E. and J. X. Mitrovica (2012) Collapse of polar ice sheets during the stage 11 interglacial. *Nature*, 483, 453-456, doi: 10.1038/nature10891.
- Roberts, D. L., P. Karkanas, Z. Jacobs, C. W. Marean and R. G. Roberts (2012) Melting ice sheets 400,000 yr ago raised sea level by 13 m: Past analogue for future trends. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **357–358**, 226–237, doi: 10.1016/j.epsl. 2012.09.006.
- Rohling, E. J. et al. (2008) High rates of sea-level rise during

the last interglacial period. *Nat. Geosci.*, **1**, 38-42, doi: 10. 1038/ngeo.2007.28.

- Schmittner, A., M. Latif and B. Schneider (2005) Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23710.
- Sutter, J., P. Gierz, K. Grosfeld, M. Thoma and G. Lohmann (2016) Ocean temperature thresholds for Last Interglacial West Antarctic Ice Sheet collapse. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 2675–2682, doi: 10.1002/2016GL067818.
- Thompson, W. G., H. A. Curran, M. A. Wilson and B. White (2011) Sea-level and ice-sheet instability during the Last

Interglacial: New Bahamas evidence. *Nat. Geosci.*, **4**, 684, doi: 10.1038/ngeo1253.

- Vaughan, D. G. et al. (2013) Observations: Cryosphere. In: Stocker, T. F. et al. (eds.) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 317–382. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Winnick, M. J. and J. K. Caves (2015) Oxygen isotope massbalance constraints on Pliocene sea level and East Antarctic Ice Sheet stability. *Geology*, **45**, 879–882, doi: 10. 1130/G36999.1.

南極のアイスコアから復元する過去の気候変動

川村 賢二1)

南極氷床は地球最大の淡水リザーバであり、南大洋は最大の熱リザーバかつ CO₂ リザーバである. これらの巨大リザーバは、相互作用しながら一体となって全球環境を変化させる。南極環境システム の変動メカニズムを理解するためには、現在の直接観測に加え、過去の変動を紐解く必要がある。南 極氷床を掘削して得られるアイスコアはそのためのツールとして不可欠である。ここでは、新学術領 域研究「南極の海と氷床」の全体像と、アイスコアによる長期の気候変動研究について紹介する.

Past climatic variations reconstructed from Antarctic ice cores

Kenji Kawamura¹

The Antarctic ice sheet is the largest reservoir of freshwater, and the Southern Ocean is the largest reservoir of heat and CO₂. These gigantic reservoirs interact each other and change the global environment. In order to understand the mechanism of variations of the Antarctic environmental system, it is necessary to unravel its past fluctuations in addition to direct observations. Ice cores obtained from the Antarctic ice sheet is indispensable as a tool for the purpose. Here we will introduce the new research project "Antarctic Ocean and Ice Sheet", and studies on long-term climate variations through the analyses of ice cores.

キーワード:アイスコア,古気候変動,大気組成,温室効果ガス Ice core, Paleoclimate change, Atmospheric composition, Greenhouse gas

1. はじめに

本稿では,筆者が代表を務める新学術領域研究「熱-水-物質の巨大リザーバ:全球環境を駆動する南大洋・南 極氷床」の全体に関わるイントロダクションに続き,過 去の気候変動を復元して理解するためのアイスコア研究 に関する解説を述べる.

1.1 熱-水-物質の巨大リザーバ

南極氷床は地球の淡水の約70%(氷の約90%)を有し,

連絡先 川村 賢二 国立極地研究所 気水圏研究グループ 〒190-8518 東京都立川市緑町 10-3 Tel. 042-512-0686 e-mail:kawamura@nipr.ac.jp 1)国立極地研究所 気水圏研究グループ Polar Meteorology and Glaciology Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan 海水準で約60mに相当する最大の淡水リザーバであ る.一方,北半球に現存するグリーンランド氷床の量は、 海水準に換算して約7mである. 化石珊瑚や海底コア の解析などをもとにした過去の環境の復元結果から、南 極氷床は約3400万年前にでき始め、その頃の大気中の CO2 濃度は現在の数倍高く,地球表層は現在よりも5℃ 程度温暖だったと考えられている。約300万年前の海水 準は現在より 6-40 m 高かったが(様々な研究による推 定値に大きな幅がある)、CO2 濃度は現在と同程度の400 ppm かそれ以下であった. さらに,過去 100 万年の氷 期-間氷期変動において、約40万年前の間氷期(温暖期) には海水準が現在より 6-13 m,約 12 万年前の最終間氷 期には 5-9 m 高かったが, CO2 濃度は現在よりだいぶ低 い 280-300 ppm 程度だった [最近のレビューは Dutton et al. (2015) とその引用文献を参照]. 間氷期におけるグ リーンランド氷床からの海水準上昇への寄与は最大でも 7mであり、最終間氷期では2-3mと推定されているこ とから,これらの温暖な時代の南極氷床は海水準換算で 数 m 以上に相当する分が縮小していたことになる.



図1:全球気候変動を駆動する南大洋・南極氷床の概念図.

南大洋は南極大陸の周辺から南半球中緯度にかけて広 がる海で、太平洋、大西洋、インド洋とつながっている. 南極大陸の縁辺部の海氷が活発に生産される領域におい て、南極底層水という最も重い水が生成される. 大気か ら取り込んだ(負の)熱を全海洋の深海に送り込む役割 を果たし、その体積は全海水の30-40%を占めることか ら、南大洋は巨大な熱のリザーバであるといえる. その 量や温度の変動は地球の熱の分配に影響し、海洋大循環 や全球気候を左右する、過去に南極の温度が気候の不安 定性に影響していたことが、アイスコアと気候モデルと の連携研究から示唆されている(Dome Fuji Ice Core Project Members, 2017). また南大洋は炭素の深海への 最大の出入口でもあり、氷期・間氷期サイクルの CO2 変 動に南大洋が重要な役割を果たしていたことが、アイス コアや海底堆積物コア(以下海底コア)のデータから示 唆されている. このように、熱・水・物質の巨大リザー バである南極氷床と南大洋は、全球の気候や海水準を決 定づける最重要コンポーネンツである (図1).

近年,北極域では環境変動が顕在化し,グリーンラン ド氷床や海氷域の縮小が広く認識されている.一方,南 極氷床は比較的安定していると考えられてきたが,最近 西南極の氷床縮小が相次いで報告され関心が高まってい る.しかし,南極氷床の融解や成長のプロセスや,それ らの変動の時間スケールなどの詳細は明らかではない. 大気の直接観測や南極氷床に閉じ込められている過去の 空気の分析から,産業革命の頃に始まった人為起源の CO₂増加は,現在も加速し続けていることが分かってい る.CO₂の増加傾向は将来も続くであろうことから,そ の南極氷床への影響がいずれ顕著に現れることは自明と 思われる、しかし、気温や海水温、温室効果による加熱 などの外的要因の変化への応答には長い時間がかかるた め、南極氷床の変化傾向やその速度、海洋への影響など を把握し予測することは難しい. IPCC 第5次評価報告 書は、「20世紀後半の温暖化が人為起源である可能性は 極めて高い」と結論した一方、南大洋と南極氷床に関し ては、観測誤差やその気候モデルによる再現との差が大 きいことを挙げ,理解の遅れを指摘した.近年に観測さ れた現象を見ても、西南極の温暖化や南大洋深層水の昇 温が観測されている一方で、表層水温や東南極の気温に は有意な温暖化は検出されず、海氷は最近数十年では増 加傾向にあるなど、南極の環境変動には理解されていな い部分が大きい.東南極には、降雪の増加のために氷床 が厚みを増している地域もあるなど、地域性が強く複雑 な側面もある. 南極氷床や底層水には一度超えてしまう と容易に後戻りがきかない「ティッピング・ポイント (Tipping point)」が存在し、そこに近づいている可能性 も指摘されているが、実態はよく分かっていない.

1.2 南極環境システム解明のための学際研究

北半球氷床の氷期・間氷期変動は、大気-北米氷床-固 体地球の相互作用で生じたことが、気候・氷床モデルと アイスコアデータの連携から明らかにされた(Abe-Ouchi et al., 2013). これに対して、南極氷床の変動にお いては、棚氷(大陸の氷床が海に張り出したもの)の下 へ暖水が入り込むことにより底面から融解し、その影響 が大陸氷床の流出におよぶプロセスが鍵であり、氷床-海洋相互作用が重要である(Tamura et al., 2012; 本巻の 草原を参照). しかし、温暖化には積雪増加により氷床 を成長させる効果があるため、氷床全体の質量収支の推 定には地域ごとのプロセスを定量化する必要がある. と ころが、東南極には表面質量収支が100 mm/年(水当量) 以下の領域が広大にあるため、その変化を検出して氷床 全体の質量収支に結びつけることは容易でない(本巻の 福田を参照).

南極氷床の縮小(融解)がもたらす淡水の増加は,海 水の低塩・低密度化を招き,南極底層水の生成を弱化さ せ,海洋大循環を変化させる可能性がある.表層に供給 される淡水が海洋の成層構造を強化することで亜表層の 水温が上昇し,さらに氷床を縮小させるといったフィー ドバックも考えられる.また,気体の溶解度の温度依存 性のため,CO2増加による海洋酸性化は極域で最大とな ると同時に,莫大な生産量を持つ南大洋生態系への影響 を通じて,全球炭素収支を変化させる可能性もある.

このように、巨大リザーバである南極氷床や南大洋の



図2: 南極環境システムの研究対象の概念図.新学術「南極の海と氷床」を構成する計画研究班も記す.

変化は全球環境変化の駆動力となりうるが, 観測が困難 なために理解やモデル化が難しい. その傾向は特に広大 な東南極で顕著である. これに対して, 底層水生成域の 発見(Ohshima et al., 2013)や, 過去数十年にわたる海洋 酸性化や氷床質量収支に関わる観測データの蓄積, 数十 万年にわたる海洋環境や大気環境・気候の復元, 過去数 百万年の氷床高度復元など, 日本の観測や研究がリード している面もある.

2017年度より発足した新学術領域「熱-水-物質の巨大 リザーバ:全球環境変動を駆動する南大洋・南極氷床」 (略称:南極の海と氷床)は、異なる時間・空間スケール の様々な相互作用の理解と予測のため、現在起こってい る現象の解明と、過去の変動や全球気候との関係の解明 を観測系の両輪とし、それらとモデリングを統合的に進 める(図2)、東南極を主なターゲットとした観測と、地 域スケールから南極全体、全球までを対象としたモデル 研究を融合させ、底層水や周極流、生態系、氷床、固体 地球の実態と変動の素過程、およびそれらの相互作用を 明らかにする.

計画研究 A01-1 (底層水班) は,底層水の状態・変動 とそれに伴う物質循環過程を明らかにする(本巻の勝又, 大島,青木,草原,川合を参照). A01-2 (古海洋班) は 数百万年間における海洋循環と海氷の変動を復元し,全 球変動との相互作用を解明する(本巻の池原,関,佐藤 他を参照). A01-3 (生態系班) は海氷域の生態系構造と その動態,海氷変動が海洋生態系と物質循環に及ぼす影 響を明らかにする(本巻の茂木他,須藤他を参照).

A02-1(氷床班)はアイスコア分析と現場観測により

南極氷床と気候の過去から現在に至る変動を把握し,モ デルと連携してメカニズムや相互作用を理解する(本巻 の杉山,飯塚を参照). A02-2(固体地球班)は精密観測 から固体地球応答(GIA)モデルを高精度化し,氷床質 量収支の変動を明らかにする(本巻の福田,奥野,三浦 を参照).

A03(探査班)は、無人探査技術により氷の下の海底 地形や海水特性、空中からの高精細表面形状の計測を可 能にし、未探査領域のデータを取得する(本巻の巻・吉 田、藤井・野木を参照).

A04 (モデル班)は、大気・海洋・氷床にかかる多階層 のモデリングを駆使し、精密な現場観測データを統合し た解析を行う. 南極と全球の気候変動の長期スケールを 含む相互作用を理解し、変動メカニズムの解明と「ティッ ピング・ポイント」の把握を目指す(本巻の齋藤・グレー ベ, 岡を参照)(図3).

公募研究では以下の研究を募集する.「大気の物理と モデリング」では南極大気の素過程や大循環,領域モデ ル,全球高解像度モデル研究,「各種の衛星観測」では計 画研究に含まれない人工衛星リモートセンシング,「新 しい観測・分析手法を用いた研究」ではバイオロギング や比較的安価な無人機による観測,古環境指標(プロキ シ)の開発と高精度化など,「取得データの解析とモデリ ング」では計画研究と異なる観点でのデータ解析やモデ リング研究など.

本新学術領域では、これらの計画研究と公募研究が連携し、氷床-海洋相互作用や、過去の南大洋と南極気候・ 氷床変動の復元、生物動態などの変動を解明することで、



図3:データとモデルの連携の概念図.

南大洋と南極氷床をひとつのシステムとして理解し, そ れらが種々の相互作用を通じて全球環境変動に果たす役 割とメカニズムに迫ることを目指している. 多階層の数 値モデルによるシミュレーションと現場観測データとの 融合, 分野横断による現場観測や, 無人探査技術の工学 的発展など, 学際的側面の意義も大きいうえ, 気候の将 来予測や社会影響などへの波及効果も期待される.

2. アイスコアによる古環境の復元

本稿は包括的なレビューではなく,気体を中心として 古環境の指標となる主な測定成分を紹介し,他分野との 連携研究にとっての課題について記す.以下にアイスコ アや古環境に関する日本語の書籍を紹介するので,参照 していただきたい.

- ・藤井理行,本山秀明編著(2011)「極地研ライブラリー アイスコア ~地球環境のタイムカプセル~」(成山 堂)
- ・日本気象学会地球環境問題委員会編(2014)「地球温暖 化 — そのメカニズムと不確実性」(朝倉書店)
- ・中澤高清,青木周司,森本真司(2015)「地球環境シス テム — 温室効果気体と地球温暖化 — 」(共立出版)
- ・河村公隆 他編 (2016)「低温環境の科学事典」(朝倉 書店)

2.1 アイスコア

南極氷床の上では,降り積もった雪が融解することな く堆積し,圧密という過程を経て氷に変化する.圧密の 初期(表面から10-20m程度)には雪粒の再配置による 充填が支配的であり、その後は雪粒どうしの結合(焼結) により圧密が進む. その過程で密度が 300-500 kg/m³ から約 830 kg/m³まで増大する. この雪の層はフィル ンと呼ばれ、その厚さは温度と堆積量によって決まり、 50-100 m 程度である.

アイスコアの各深度における氷の年代は,過去に氷床 の表面に雪として積もった時点をゼロとして,現在まで の経過時間として定義される.一方で,気泡はフィルン の底部付近において空隙が大気から隔絶されることで形 成される.この深度まで表面に降った雪が到達するまで に数百年から数千年かかるため,同深度の氷と空気の間 には年代差が生じることになる.この年代差は,温度や 堆積量を入力としてフィルンの圧密速度を推定する数値 モデルによって求められるが,その誤差は最大で20%に 達すると考えられており,その高精度化が課題になって いる.

2.2 アイスコアの古環境指標

氷床を掘削して得られるアイスコアは、過去の大気や エアロゾルなどを閉じ込めた「タイムカプセル」と言わ れる.氷を切削または融解し、気泡に閉じ込められた空 気を取り出して分析すれば、過去の大気組成が分かり、 氷そのものの分析からは気温や海水温、ダスト、火山な どの情報が得られる.表1に、気体を中心とした主なア イスコアの測定成分と、それらに含まれる環境情報を示 した.

氷そのものの解析からは,水の蒸発や凝結に伴う酸 素・水素同位体比の分別の温度依存性を利用し,過去の 温度が求まる.各種のイオンや元素,ダストの分析から

アイスコアの測定成分	含まれる環境情報
H ₂ O 同位体(酸素,水素)	気温,水蒸気源の表面海水温
硫酸イオン	火山噴火
ダスト	遠隔地の乾燥度,大気循環強度
CO2, CH4, N2O 濃度	温室効果ガス濃度
CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O 同位体	温室効果ガスの放出源・吸収源
N ₂ , Ar 同位体	氷床表面の温度変化
N ₂ , Ar, Kr, Xe 同位体	フィルンの厚さ
O2 同位体	アジアモンスーンなどの水循環
O2/N2, O2 同位体	アイスコアの年代
CH4 濃度,	アイスコア間や他の古環境試料
O2 同位体, ¹⁰ Be	との年代対比
Kr, Xe 濃度	海水の温度
Kr/Ar, Xe/Ar	氷床表面融解
空気含有量	氷床高度, 氷化密度

表1:アイスコアから得られる主な環境情報.

は、それらの供給源の環境変動が復元できる. 気体成分 のうち, 温室効果ガスである CO₂ と CH₄, N₂O の濃度(例 えば Lüthi et al., 2008; Loulergue et al., 2008) はほぼ直接 的に復元が可能であるが, 試料量がごくわずかなため高 度な計測技術を必要とする.

厳密には過去の大気がそのまま氷床に保存されるわけ ではなく、フィルンにおいてわずかに変質を受けるため、 その考慮が不可欠である.フィルンの空隙は狭く曲がり くねっているので、対流による空気の混合は表面付近に 限られている、そのため、気体の移動は主に分子拡散が 担っている.分子拡散のもとでは、全ての気体は重力と 温度勾配によって鉛直方向に分離し、その度合いは気体 ごとに異なっている. その結果, 質量の大きい分子ほど 重力分離によってフィルンの下部に濃縮し、温度分離に より低温側に濃縮する. その濃縮度は0.001%のオー ダーに過ぎないが測定可能であり、その定量化には窒素 (N₂)やアルゴン(Ar)といった不活性な気体が用いら れる. これらの気体は、大気中の同位体比が長期間一定 で化学反応も起こさないため、フィルン内での物理的な 分別を読み解くのに有用である(Kawamura et al., 2006, 2013; Buizert et al., 2012).

2.3 アイスコア解析とモデリングとの連携

南極環境システムを理解するためには分野間の連携が 不可欠である.ここでは、長期スケールの気候変動につ いて、筆者らによるドームふじアイスコアと MIROC 全 球気候モデルの連携による研究成果を交えて紹介する.

2.3.1 氷期サイクル

地球の自転軸の傾きの角度や方向は、他の惑星や月の 引力の影響により、約23,000年、約41,000年、約 100,000年の3つの周期で変動している. それにより日 射の緯度分布や季節性が変化する.気候に影響を及ぼす それらの「地球軌道要素」の周期的変動、またはその結 果としての日射量変動をミランコビッチ・サイクルと呼 ぶ. また、北半球高緯度の夏期日射量の変動によって氷 期-間氷期の氷床変動が駆動されるとする説をミランコ ビッチ理論と呼ぶ。1970年代以降に広く受け入れられ たが、2000年台前半に、この理論は誤りであるとし、氷 期サイクルの根本要因を CO2 変動に求める研究などが 相次いだ. 筆者らは、ドームふじアイスコアの O2/N2 と 南極の日射量とに高い相関関係があることを利用して. 高精度(数十万年間で2000年程度の誤差)で年代決定を 行い,過去4回の氷期終焉(退氷期)のタイミングがミ ランコビッチ理論と整合的であることを示した (Kawamura et al., 2007). その後, 初めて氷期サイクル のシミュレーションに成功し、ミランコビッチ理論は基 本的に正しいことを示した(Abe-Ouchi et al., 2013). こ の研究では、南極ボストークアイスコアの CO2 データに ドームふじコアの正確な年代を移行して、気候-氷床モ デルに入力データとして与えた.また、氷期サイクルに おける全球の気候変動が、北半球の日射量と氷床変動だ けで説明できるわけではなく、南極の気候変動と高い相 関を持った CO2 変動が、氷期・間氷期変動の振幅を2倍 程度に増幅していたことも明らかになった。南極の気候 変動も北半球と似たタイミングで起こり、南極氷床もそ れに伴って変動していたと考えられるが、その正確なタ イミングや量,速度,北半球から南極氷床へのシグナル の伝達機構についてはよく分かっていない部分が多く, 今後解明すべき重要課題となっている(本巻の三浦、奥 野を参照).

2.3.2 突然の気候変動とバイポーラーシーソー

氷期には、南北の半球間で変動が逆になるような気候 変動(バイポーラーシーソー)が何度も起こったことが 知られており、特に北大西洋の周辺では、数十年間で 10℃以上といった急激な気候変動を伴っていた.そのよ うな気候の不安定性は大西洋子午面循環(表層で北向き に流れ、高緯度で沈み込んで深層で南向きに流れる、赤 道をまたがる大西洋の循環)が変化し、低緯度から輸送 される熱量が変化するために起こると考えられている. その根本要因としては、北半球の大陸氷床(今は存在し ない北米やユーラシアの氷床)から氷山や融解水が海洋



図4: 南極ドームふじアイスコアから得られた過去72万年間における気温とダストフラックス変動. バイポーラーシーソーを含 む気温極大のタイミング(最下段の黒三角)とその頻発期(青色),および間氷期(黄色)を示す.

にもたらされることであるとする考えが主流であるが, 古環境データにはそれと矛盾する面もあり,よく分かっ ていない重要問題である.最終氷期以前に同様の現象が 一貫して起こっていたのかどうかも定かではなかった.

ドームふじコアの気温の指標とダスト(塵)降下量を 解析した結果により、南極の気温が氷期の中間的な値を 取るときに全球気候が不安定になり、その傾向が72万 年間で一貫して続いていたことが明らかになった (Dome Fuji Ice Core Project Members, 2017) (図 4). そ の上で、気候モデルで北大西洋に淡水を500年間供給す る実験を行い、どのような背景要因で気候が不安定にな るかを調べた.その結果、淡水供給(外部強制力)に対 する大西洋子午面循環の応答と全球気候への影響が、氷 期の中間で強まることを見いだした(図5上段).これ はドームふじコアの解析結果と整合的な結果であり, MIROC 気候モデルの振る舞いが基本的に正しいことを 示唆している. さらに、氷期を形成する条件として重要 な、(1) 北半球氷床の拡大と(2) 大気中 CO2 濃度低下の 効果を分離して評価するために、どちらか一方のみを変 化させた(現実には起こらなかった仮想的な条件での) 感度実験を行った.その結果,気候不安定性の背景要因 として重要なのは CO2 低下に起因する南大洋の寒冷化 と底層水の供給増大であり、北半球氷床の存在そのもの ではないことが明らかになった(図5中・下段).

3. 今後の課題

南極域の複雑な相互作用を紐解くには,アイスコアの 最先端研究の推進と異分野とのさらなる連携が不可欠で ある.以下にアイスコア研究として取り組むべき主要な 課題を挙げる.いずれも日本の研究コミュニティが世界 をリードして取り組むべき課題と言える.

(1) ドームふじアイスコアの年代決定の精度は世界的に 類を見ないほど高いが,現状では高精度が保証されてい るのは第1期コアの34万年間にとどまるうえ,分析デー タの質が良くない年代範囲もある(Fujita et al., 2015). 最新の分析技術によって,-50℃で保管されている氷試 料を分析し,正確な年代決定を第2期コアの72万年間 に拡張し,さらに高精度化することが重要である.

(2)新たな環境指標の開発と分析を推進し,正確な年代 を与えることも重要である.気候・氷床モデルと連携し て南極環境システムや全球変動との相互作用の理解を進 めるためには,放射強制力の元となる CO₂ 濃度の正確な データがまず不可欠である.そのためには,分析技術の 高度化と分析の推進に加え,アイスコアの気体の年代を 正確に推定する必要がある.そのため,上述した氷の年 代に加えて,氷と空気の年代差の情報が必要だが,それ には過去のフィルンの厚さや涵養量の正確な推定が必要 であり,長年の課題となっている(Parrenin et al., 2013). これについては,希ガスや窒素分子の同位体のわずかな 分別から,フィルン内で対流や分子拡散がおよぶ深さを 推定できると期待される(Kawamura et al., 2013).

新たな環境指標としては、例えば最近、氷の酸素およ び水素同位体比を両方用いて、72万年間にわたる南極内 陸と水蒸気起源域(南大洋中緯度)の表面温度が初めて 同時に推定された(Uemura et al., 2018). また筆者らは、



氷期中間の CO,, 北半球大陸氷床なし



間氷期の CO₂, 北半球の大陸氷床あり



図5:大気海洋結合大循環モデル MIROC によるシミュレーション.(上) 氷期の中間的な CO2 濃度と氷床形状を与え, 北大西洋北部に淡水を500 年間加え続けた後の温度偏差. (中,下) 大気中二酸化炭素濃度または北半球氷床のみを氷期 の中間状態に設定した感度実験結果.気候の不安定性増大に とって CO2 と南大洋の役割が大きいことが分かった.

クリプトン (Kr) やキセノン (Xe) の大気中の濃度から, 最終退氷期を対象として,海洋全体の温度を求める手法 を確立した (Bereiter et al., 2018). これを過去の間氷期 などにも適用することが課題である.また,過去の海氷 変動をアイスコアから復元することも極めて重要である (本巻の飯塚を参照).

(3) 海底コアは世界中の海から得られ、古環境情報の記 録媒体として極めて有用であるが、アイスコアとは独立 に年代決定が行われ、その誤差が大きいことが問題と なっている(数十万年間で1万年の誤差を持つことも珍 しくなく, 誤差の推定すら難しい). 古環境変動のメカ ニズムを解明する上では、世界中の海底コアの年代を ドームふじコアと精密に対比・統合し、ドームふじアイ スコアの年代を適用することが極めて重要となる. その ための一つのツールとして,大気中の CH4 濃度が挙げら れる。CH4 濃度の変動は主に北半球の気候変動を反映す るため、南極のアイスコアと北半球の海底コアとの対比 に有用である.ただし、その測定は連続かつ高時間分解 能であることが求められる.また,海底コアの古地磁気 強度をドームふじアイスコアの宇宙線生成核種のデータ と対比させる手法も、年代統合の有力手段として確立さ れつつある (Horiuchi et al., 2016).

(4)沿岸付近や内陸の複数のアイスコアの年代解析から、過去数千年の涵養量の変遷を推定し、近年の温暖化の影響を長い時間スケールの上で精査することは、南極氷床の質量収支を検討する上で非常に重要である。

4. おわりに

南極環境システムの理解のためには,時空間のスケー ルが大きいシミュレーションや,世界中の古環境データ を年代統合した上でモデルと連携した解析・解釈が必要 となる.そのためには,現在の直接観測から氷床・海洋・ 大気の相互作用にかかる現場観測データを取得・解析し, それらの知見をプロセスモデルの開発・改良や大規模気 候-氷床モデルの調整に活かしたうえで,数値実験を長 期に渡って展開する必要がある.そういった観測とモデ ルの融合から,過去-現在-将来を通した南極氷床・海洋・ 物質循環の応答特性を定量的に解明する展望がひらけ る.

アイスコアが対象にできる長期スケールの古環境変動 の中で、南極氷床の縮小メカニズムの解明にとって特に 重要な時代は、現在より海水準が高く南極氷床が縮小し ていた最終間氷期と40万年前の間氷期、またそれらの 移行期である。完新世(現在の間氷期)が始まって1万 年が経過した現在と比べて、CO2濃度が工業化前と同程 度だった過去の間氷期に、なぜ南極氷床が縮小したのだ ろうか。あるいは、過去の間氷期が地球の「ノーマルな」 状態で,完新世こそ特別な時代なのだろうか.人為起源 の地球環境問題に関する研究の重要性はもとより,この ような興味が尽きない謎に迫っていくことができる.

参考文献

- Abe-Ouchi, A., F. Saito, K. Kawamura, M. E. Raymo, J. Okuno, K. Takahashi and H. Blatter (2013) Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, **500**, 190–193.
- Bereiter, B., S. Shackleton, D. Baggenstos, K. Kawamura and J. Severinghaus (2018) Mean global ocean temperatures during the last glacial transition. *Nature*, **553**, 39–44.
- Buizert, C., P. Martinerie, V. V. Petrenko, J. P. Severinghaus,
 C. M. Trudinger, E. Witrant, J. L. Rosen, A. J. Orsi, M. Rubino, D. M. Etheridge, L. P. Steele, C. Hogan, J. C. Laube,
 W. T. Sturges, V. A. Levchenko, A. M. Smith, I. Levin, T. J. Conway, E. J. Dlugokencky, P. M. Lang, K. Kawamura, T. M. Jenk, J. W. C. White, T. Sowers, J. Schwander and T. Blunier (2012) Gas transport in firn: multiple-tracer characterisation and model intercomparison for NEEM, Northern Greenland. Atmos. Chem. Phys., 12, 4259–4277.
- Dome Fuji Ice Core Project Members (2017) State dependence of climatic instability over the past 720,000 years from Antarctic ice cores and climate modeling. *Science Advances*, **3**(2), doi:10.1126/sciadv.1600446.
- Dutton, A., A. E. Carlson, A. J. Long, G. A. Milne, P. U. Clark, R. Deconto, B. P. Horton, S. Rahmstorf and M. E. Raymo (2015) Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, **349**, doi:10.1126/science.aaa4019.
- Fujita, S., F. Parrenin, M. Severi, H. Motoyama and E. W. Wolff (2015) Volcanic synchronization of Dome Fuji and Dome C Antarctic deep ice cores over the past 216 kyr. *Clim. Past*, 11, 1395–1416.
- Horiuchi, K., K. Kamata, S. Maejima, S. Sasaki, N. Sasaki, T. Yamazaki, S. Fujita, H. Motoyama and H. Matsuzaki (2016) Multiple ¹⁰Be records revealing the history of cosmic-ray variations across the Iceland Basin excursion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 440, 105–114.
- Kawamura, K., J. P. Severinghaus, S. Ishidoya, S. Sugawara, G. Hashida, H. Motoyama, Y. Fujii, S. Aoki and T. Nakazawa

(2006) Convective mixing of air in firn at four polar sites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **244**, 672–682.

- Kawamura, K., F. Parrenin, L. Lisiecki, R. Uemura, F. Vimeux, J. P. Severinghaus, M. A. Hutterli, T. Nakazawa, S. Aoki, J. Jouzel, M. E. Raymo, K. Matsumoto, H. Nakata, H. Motoyama, S. Fujita, K. Goto-Azuma, Y. Fujii and O. Watanabe (2007) Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448, 912–916.
- Kawamura, K., J. P. Severinghaus, M. R. Albert, Z. R. Courville, M. A. Fahnestock, T. Scambos, E. Shields and C. A. Shuman (2013) Kinetic fractionation of gases by deep air convection in polar firn. *Atmos. Chem. Phys.*, **13**, 11141– 11155.
- Loulergue, L., A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J. M. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker and J. Chappellaz (2008) Orbital and millennialscale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, **453**, 383–386.
- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J.-M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura and T. F. Stocker (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, **453**, 379–382.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet, Y. Kitade, T. Tamura, D. Hirano, L. Herraiz-Borreguero, I. Field, M. Hindell, S. Aoki and M. Wakatsuchi (2013) Antarctic Bottom Water production by intense seaice formation in the Cape Darnley Polynya. *Nat. Geosci.*, 6, 235–240.
- Tamura, T., G. D. Williams, A. D. Fraser and K. I. Ohshima (2012) Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving. *Nat. Commun.*, 3: 826, doi:10.1038/ncomms1820.
- Uemura, R., H. Motoyama, V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, K. Kawamura, K. Goto-Azuma, S. Fujita, T. Kuramoto, M. Hirabayashi, T. Miyake, H. Ohno, K. Fujita, A. Abe-Ouchi, Y. Iizuka, S. Horikawa, M. Igarashi, K. Suzuki, T. Suzuki and Y. Fujii (2018) Asynchrony between Antarctic temperature and CO₂ associated with obliquity over the past 720,000 years. *Nat. Commun.*, in press.

アイスコアによる海氷面積変動の復元

飯塚 芳徳1)

海氷面積は、氷アルベドフィードバックによって気温変動に対して加速度的に変化するとともに、 周囲の気温・海洋循環・生態系・温室効果ガスに大きな影響を与える。海氷面積が過去から現在にか けてどのように変動してきたのかを知ることは近未来の地球規模の環境変動を読み解くうえで重要で ある。本稿は過去の海氷面積変動を復元するためにアイスコアを用いた研究を紹介する。アイスコア に含まれる海氷面積変動のプロキシにはナトリウムイオン、メタンスルホン酸イオン、臭素などがあ り、南極やグリーンランド氷床のアイスコアを用いて近年の地球温暖化の期間から氷期間氷期スケー ルの期間まで幅広い時系列の海氷面積変動が復元されている。

Sea ice extent reconstructed from ice cores

Yoshinori Iizuka¹

Sea ice plays an important role in Earth's climate system. Ice cores may reconstruct past sea ice conditions. Here I review the advances that have been made in using chemical tracers such as sodium ion, methanesulfonate ion, and bromine preserved in ice cores to determine past changes in sea ice cover around Antarctica and Greenland.

キーワード:アイスコア,海氷面積,プロキシ,氷床 Ice core, sea ice extent, proxy, ice sheet

1. はじめに

海氷は海水が凍結したものである.海塩が融けている 海水は海塩による凝固点効果のため-1.8℃で凍りはじ める.極域の冬の気温は氷点下マイナス数+℃にもなる ので,海の表面は広範囲で凍り,晩冬に海氷の面積が季 節極大となる.北極は極点周辺が海のため海氷が形成さ れたのちに夏を越した多年氷(越年氷)が発達しやすい が,南極は極点周辺が陸であり,南緯 60 度あたりで大陸 周囲を南極海が南極大陸を取り囲んでいるため,ほとん どがその年にできた海氷(一年氷)である.多年氷は厚

連絡先
飯塚 芳徳
北海道大学 低温科学研究所
〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目
Tel. 011-706-7351
e-mail: iizuka@lowtem.hokudai.ac.jp
1)北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

さ20m程度になるが、一年氷は厚さ数m程度である. 南極大陸に鎮座している氷床の平均厚さ(平均約2500 m)や大陸から流れ出た氷山(厚さ数百m)と比較する と、海氷は薄い.

海氷はその薄さのため,比較的容易に寒気で形成され, 暖気で消失する、地球規模でみると海は海流によって赤 道の熱を極に伝える役割を果たしており、極地では海水 のほうが大気よりも温暖である場合が多く、赤道から流 れてきた温暖な海水から寒冷な大気へと熱を伝える. し かしながら、海氷が形成されると氷が断熱材の役割をに ない、海から大気への熱のやり取りが抑制されることに なる. つまり、海氷が形成されると極域の海はより冷や されにくくなり、大気はより寒くなる. また、日射に対 する水(海水)の反射率は6-7%であり、海水は日射の 90%以上を吸収することができるが、氷(海氷)の反射 率は 40-70% であり, 海氷は日射の約 2/3 をはねかえす. もし海氷上に雪が積もると、反射率は80-90%となり、 ほとんどの日射をはねかえす. 極域で雪氷が日射をはね かえすことで、地球表面が輻射熱を吸収できずに表面気 温が低下して寒冷になり、さらに海氷面積が拡大してい く. その海氷面積の拡大は日射をさらに吸収できなくな る状態を生み, さらに表面気温が低下するという互いの プロセスを補強する循環がおきる. 反射率をアルベドと いうことからこの相互補完する循環を氷アルベドフィー ドバックと呼ぶ.

海氷は海水よりも塩分が低い.海氷が形成されるとき に、ブラインと呼ばれる塩分を排出する.海氷上部のブ ラインは海氷表面に濃縮して寒気が入るとフロストフラ ワー(Frost Flower)という霜を海氷表面に形成する (図1).また、海氷下部のブラインは海水に排出され、 周囲の海水は塩分が増加し、密度を増して沈降する.こ のため、海氷が形成されることで周囲の海水循環に大き な影響を与える.また、海氷の底部は日射が届き、氷と いう固体の足がかりがあるのでアイスアルジーとよばれ る藻が生息する(図2;本巻の須藤他を参照).南大洋で は海氷の底にアイスアルジーが発育することで、これを 捕食する南極オキアミなどの動物プランクトンが繁殖 し、小型魚類(イワシ)・鳥類(ペンギン)、アザラシ、 クジラ、シャチといった豊かな生態系の一次生産を担っ ている(本巻の茂木他を参照).また、南大洋では、海洋 に多くの二酸化炭素が溶け込んでおり、今後の地球温暖 化によって大気二酸化炭素濃度が増加すると、その一部 が南大洋に溶けこむのではないかと予測されている.し かし、海氷が広がっていると二酸化炭素などのガスは大 気と海の間でやり取りができなくなり、海に溶け込むこ とができなくなる.

海氷は薄いので比較的容易に寒気で形成され,暖気で 消失する.全球規模でみて地球表面の海氷面積ほど季節 による変化が著しいものはないのではないか.余談だ が,Youtubeで "seaice extent NASA"と検索すると近 年の北極海や南極海の海氷面積の季節・年々変動を動画 で見ることができ,夏と冬でこれほどに海氷面積に違い



図1:海氷上に形成される霜(フロストフラワー). グリーンランド北西部シオラパルク沖の海氷(右). 白く縞模様に見えるのはフロストフラワー(左) である.フロストフラワーではアイスコアから海氷 面積変動を復元できるプロキシ(Na⁺, Br)が濃縮する.撮影・提供 的場澄人(北海道大学)



図2:海氷底に形成される藻類(アイスアルジー). 砕氷船しらせの航路後方で海氷が反転し茶色のア イスアルジーが表面にみえる. アイスアルジーはアイスコアから海氷面積変動を復元できるプロキシ (MSA)の主な発生源. 撮影・提供 野村大樹(北海道大学)

があるのか、と実感できる、海氷面積は、氷アルベド フィードバックによって気温変動に対して加速度的に変 化するとともに、周囲の気温・海洋循環・生態系・温室 効果ガスに大きな影響を与える. 周囲の環境変化に敏感 でありつつも周囲の環境変化に大きな影響を与える海氷 面積が過去から現在にかけてどのように変動してきたの かを知ることは近未来の地球規模の環境変動を読み解く うえで重要である.本稿は過去の海氷面積変動を復元す るためにアイスコアを用いた研究を紹介する. さらに参 考になる論文として Curran et al. (2003), Wolff et al. (2006)がある.また,2012年ごろまでの成果をレビュー した Abram et al. (2013) もこのトピックの概要を把握 するによい論文である. 原稿執筆時(2017年11月)の 時点で最新の研究のなかでは Maselli et al. (2017) が比 較的良く書かれておりおすすめする.本稿の最後にこの トピックの歴史と動向に関する主観を述べた.込み入っ た話が苦手で、信頼性に欠けても構わなく、読みやすい ものをお探しであれば、本稿の最後の章をご覧いただき たい

2. 衛星による海氷面積変動(1978年~)

上述した動画などのデータとして使われている近年の 海氷面積変動は人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計 により観測された輝度温度データから得られている. NASA (National Aeronautics and Space Administration:アメリカ航空宇宙局)によるデータが 公開されており,誰でも利用できる(Cavalieri et al., 1999; Maslanik and Stroeve, 2004; Gloersen, 2006). 衛星が連 続的に観測をはじめた 1978 年から現在までの海氷面積 変動は主として衛星によるデータ(図3)を基にしてお り,後述するより過去の海氷面積変動の復元に比べて, その精度は極めて高い.かれこれ約 40 年間のデータが

衛星観測から獲得されていることから、近年の海氷面積



Source: climate.nasa.gov

図 3:衛星観測による 1978 年から 2017 年までの 9 月の北極 海氷域の年々変動 (NASA ホームページから引用). 9 月は 北半球の海氷面積の年極小月にあたる.

変動を議論するときにはこの衛星データを用いることが 一般的である.日本では気象庁のホームページに衛星に よる海氷面積の変動についてわかりやすく解説されてい る(http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/ index_seaice.html).ひとことで言えば、1978年から現 在にかけて、北極海・南大洋ともに海氷面積の減少が顕 著である(図3).これは地球温暖化によると考えられて いて、海氷がなくなることで氷アルベドフィードバック により、さらに極域の温暖化が加速するのではないかと 危惧されている.

アイスコアを用いて1978年よりも過去の海氷面積変 動を復元することが本稿の主題であるが、アイスコアか ら復元された海氷面積変動を示すプロキシがどの程度確 からしいのかを評価する際には確度の高い衛星データを 用いることが多い、アイスコアのプロキシを用いれば原 理上は氷期間氷期スケールの数十万年間の海氷面積変動 を知ることができるが、そのプロキシが海氷面積を復元 できることの妥当性を確認するために、先ずは同じアイ スコアの1978年からの40年間のプロキシを衛星による 海氷面積と比較し、プロキシの評価をする(図4)、その 後、1978年より過去の海氷面積をプロキシから復元して いくという解析をしていくのが一般的である。

3. 海底堆積物コアによる海氷面積変動

衛星観測がない,より古い時代の海氷面積変動を復元 する方法は海底堆積物コアを利用するのが一般的である (本巻の池原,須藤他も参照).過去の海氷面積変動復元 にアイスコアよりも海底堆積物コアを利用することが多 い理由は海底堆積物コアによる海氷面積変動の復元のほ うがより信頼できるからである.本稿はアイスコアによ る海氷面積変動について述べるが,この点を留意された



図4:衛星観測による南極海インド洋+ウエッデル海セク ターの一年氷の季節面積変動とドームふじアイスコアに含ま れる海塩 Na⁺ フラックスの比較(Iizuka et al., 2008 を改編).

い. 海底堆積物コアは数百万年から, ときには数千万年 程度の古海洋環境の復元を可能にする. アイスコアはせ いぜい 100 万年程度の古大気環境の復元しかできない. より古い時代の海氷面積変動を議論するという観点から もアイスコアよりも海底堆積物コアを用いる方がよい. ここでは簡潔に海底堆積物コアによる海氷面積の復元に ついて紹介する.

海洋底には海洋中の物質が堆積する.海氷が覆うこと で堆積する物質がいつ堆積したのかを明らかにすること で、その海底堆積物コアを採取した場所にいつ海氷が 覆っていたのかを復元できる. 海氷が覆うことで堆積す る物質を海氷プロキシという。例えば、漂流岩屑 (ice rafted debris: IRD) がある (図 5). 海氷はその形成時に 大陸棚付近で混濁している陸起源の砕屑物(岩屑)を取 り込むことがある、海氷はその砕屑物をとりこんだま ま、陸から遠く離れた遠洋域まで漂流する、この氷が遠 洋で溶解すると、その内部に閉じこめられた大陸起源の 砕屑物は海底へ沈降し堆積する.海底堆積物の中に見い だされる、海氷起源と考えられる粒子群を、IRD と呼ぶ、 南極では主にこの IRD を用いて海氷面積変動を議論し ている、アイスコアとリンクした南極の氷期間氷期ス ケールの代表的な研究として Gersonde et al. (2005) が ある. Gersonde et al. (2005) は南大洋の最終氷期最盛期 (約2万年前)と完新世(約1万1千年前から現在)の海 氷面積を IRD から復元し、最終氷期最盛期の海氷面積 は完新世の約2倍であったことを明らかにしている.

北極海氷域ではこの地域のみに生息するアイスアル ジーが末端に二重結合がある特殊な炭素数25のイソプ レン構造体 (Highly branched isoprenoid (HBI))を生合 成する. 北極域のアイスアルジーにのみ形成される HBI であるのでこれを Ice proxy 25 (IP25; Belt et al., 2007)とよび, IRDと同様に北極域の海氷面積のプロキ



図 5: 漂流岩屑 (ice rafted debris: IRD). 撮影・提供 山本 正伸(北海道大学)

シとして使われている. IP25 は海氷でしか形成されな いこと, IP25 が沈降して海氷があった場所の海底に堆積 することの2点のプロセスに概ね支配されるので,海底 堆積物コアによる海氷面積変動のプロキシとしてシンプ ルであり信頼性が高い. つまり,海底堆積物内で IP25 が含まれていればその上部の海が海氷に覆われていたこ との証拠になるので,後述するアイスコアからのプロキ シにくらべて,優れたプロキシであるといえる.詳しく は,このプロキシの発案者によるレビュー論文(Belt and Müller, 2013)と, IP25 の起源生物に関する論文 (Brown et al, 2014)を参照されたい.

4. アイスコアによる海氷面積変動

ここまで述べたように、現在もしくは近過去の海氷面 積変動を把握するには衛星に頼るのがベストであろう. また、過去の海氷面積変動を把握するには海底堆積物コ アを利用したほうが、確度が高い.これらのことから、 アイスコアによる海氷面積変動の復元は隙間産業的な研 究トピックであることを留意されたい.あえて、アイス コアによる海氷面積変動の研究の長所を挙げると、海底 堆積物コア試料からはそのコアが掘削された1地点のみ の情報しか得られないが、アイスコアを用いると、より 広域の海氷面積変動を復元できることである.たとえ ば、極域の海域はいくつかのセクターに分かれている (図 6)が、アイスコアによる研究はセクターレベルの海 氷面積変動を議論しているケースが多い.

4.1 アイスコアとは

「アイスコア」とは南極氷床やグリーンランド氷床な どの雪氷圏で掘削された円柱状の氷試料のことをいう (図7).両氷床の内陸地域で全長3km以上にもなるア イスコアが掘削されることもある.アイスコアは過去の 大気成分(気体成分)やエアロゾル(液体・固体成分) を保存しているという長所があるため,海氷面積変動の 復元に限らない学術的価値の高い古環境記録媒体として 世界中から注目されている.

現在の地球上には、南極とグリーンランドに大規模な 氷塊があり、これらを氷床という.現在の氷床内陸部で は、降雪が涵養している.グリーンランド氷床において は夏季融解を生じる(例えば2012年7月のグリーンラ ンド全域夏季融解の記憶が新しい)が、両極氷床共に年 平均気温が氷の融点を大きく下回っており、基本的には 夏季でも降雪が堆積する環境にある.ほぼ一年中融解が 生じない南極とグリーンランド氷床内陸域では、少しず



図6: 南極(左)・北極(中央)の海氷セクター(NASA ホームページから引用;一部改編).および,本稿で紹介した南極氷床 (左)とグリーンランド氷床(右)のアイスコア掘削地点.



図7:南極ドームふじアイスコア.撮影・提供 斉藤健(北海 道大学)

つ降雪が堆積していき,新しい降雪は古い積雪の上に積 もることになる.古い積雪はやがて新しい積雪の荷重に よって通気性を失い氷になる.このような地域で鉛直方 向に雪氷を採取すると,表面の雪(現在)から深部の氷 (過去)にかけて,降水とそれに伴う大気中のガスやエア ロゾルなどの環境情報を取り出すことができる(図8). 時系列的には最深部が最も古く,表面が最も新しい古環 境媒体となる.前述した海底堆積物も古環境媒体である が,いくつかの古環境媒体の中で連続的な数十万年間の 大気成分やエアロゾルという古環境情報を有しているの はアイスコアのみである.

現在,アイスコアが復元できる古環境は数十万年程度 である.2017年現在において,南極 Dome C コアが最 も古い約 80 万年前までの古環境に遡ることができる. 海底堆積物コアの同位体比によって識別される時代区分 Marine Isotope Stage (MIS)で表現すると,氷床コアは MIS 18~19まで遡ることができる.過去数十万年にお



図8:氷床内陸のアイスコアによる古環境復元.

いて、10万年程度を1周期とする氷期・間氷期(Glacial-Interglacial)気温変動が起きていたことが知られてお り、アイスコアを用いることで気温をはじめとする氷 期・間氷期の大気環境を復元することができる。

4.2 アイスコアに含まれる海氷面積変動のプロキシ

アイスコアから海氷面積変動を復元するためには海氷 面積変動に関連する物質などがアイスコア掘削地域まで 運ばれてくることが前提となる(図9). このような物質 などを環境指標(プロキシ)という.海氷面積変動を示 すプロキシにはナトリウムイオン(Na⁺),メタンスルホ ン酸イオン(MSA), 臭素(Br)の3つが幅広く提唱され ている(Wolff et al., 2006; Curran et al., 2003; Spolaor et al., 2013a). そのほか涵養量や同位体比なども潜在的な プロキシとして利用できる可能性がある(Sinclair et al., 2014; Porter et al., 2016). 海底コアに比べてこれらのプ



図9:アイスコアから海氷面積変動を復元するメカニズム.

ロキシの確度が劣る理由として、海氷周囲で生成したこ れらのプロキシが大気循環を経てアイスコアの掘削地域 まで運ばれてくる際に生じる拡散によるプロキシ濃度の 希釈、時系列的に不安定な運搬(低気圧性ストームなど による単発的な輸送による時系列的な乱れ),掘削地域 に堆積した後のプロキシの変質などが挙げられる(図 9).簡単に言えば、広域の海氷面積変動を反映する代わ りに誤差が大きくなっているといえる.そのため、これ らのプロキシを単独ではなく複数解析してアイスコアか ら海氷面積変動を復元する方法が良く用いられている.

4.2.1 ナトリウムイオン (Na+)

Na⁺は主に海水中に含まれる塩を起源とする(図9). 塩化ナトリウム(NaCl)は海塩の主成分で,海塩が南極 内陸に運ばれてくるとNa⁺とCl⁻がその主成分となる. 海水中に含まれる海塩の組成比は全海域ほぼ一定とみな すことができる.この性質を利用し,南極内陸のアイス コアに含まれるイオンのうち,海塩がどの程度含まれて いるのかを算出する方法が良く用いられる.Na⁺の全 てが海塩起源であると仮定すると,その他のイオン種の うち海塩成分が占める割合を算出できる.例えば,硫酸 イオンの場合,海塩のSO²⁻/Na⁺のモル濃度比が 0.0597であるので,海塩性(ss)硫酸イオン濃度と非海 塩性(nss)硫酸イオン濃度は

 $[ssSO_4^{2-}]=0.0597 \times [Na^+], [nssSO_4^{2-}]=[SO4^{2-}]-[ssSO_4^{2-}]$

で表せる.

海氷が形成されると高濃度のブラインが海氷の表面に '濃縮し,そのブラインが凍結することで,海氷上に高海 塩分を含む霜(フロストフラワー)を形成(図1)し、そ の霜が氷床内陸に運ばれてくる。海氷上は海水よりも低 温になり、-8℃以下で固体となる硫酸ナトリウム塩が 海氷中に取り残されやすく、海氷から大気中に放出され る海塩エアロゾルは海水の海塩比より硫酸イオン濃度が 低くなる. Rankin et al. (2002) や Wolff et al. (2003) に よると南極沿岸の積雪において、非海塩性硫酸イオン濃 度がマイナスになった(マイナスになることに現実的な 意味はなく、単にナトリウムイオン濃度から計算した海 塩性硫酸イオン濃度が実測の硫酸イオン濃度を上回った ことを示している)ことから、そのような低硫酸イオン 濃度を有する雪の成因として,海氷上のフロストフラ ワーからの起源が考えられている. つまり. Na+(の一 部)は海氷上のフロストフラワーを起源としており、 Na⁺が海氷面積変動のプロキシとなることを示唆して いる

古くから,氷床に含まれる Na+ 濃度の変動は大気循 環(極循環)の強度が変化したためと考えられてきた. このため,Na+ 濃度の高低が直接的に海氷面積変動のプ ロキシになると考えることに懐疑的な考えを持つ研究者 も多い.これは,海氷上のフロストフラワーが局所的(海 氷面積の1%程度)にしか分布しておらず,海塩量と海 氷面積との直接的な関連性のなさや海氷からの絶対的な



図 10: 南極 Dome C アイスコアの水素同位体比 (dD) と ssNa⁺ フラックス (Wolff et al., 2006 を改編).

海塩量の不足などが論拠となっている.他方で,海氷起 源であるという解釈が支持されている大きな理由は,氷 期の海氷面積が大きい時期に Na⁺ フラックスが高いと いう事実が挙げられる.海底堆積物から復元された氷期 最盛期の海氷面積は間氷期に比べて大きく,より低緯度 まで発達していた (Gersonde et al., 2005).もし,海氷で はなく海水から海塩が運ばれてきたとすると,海塩の供 給地が現在よりもより遠ざかってしまうために,同じ大 気循環強度では間氷期に Na⁺ フラックスが高く,氷期 に低いという実際とは逆の傾向を示すことになってしま う.海氷上を起源とすると考えれば,海氷面積が大きい ため氷期により多くの海塩が運ばれてきたと比較的単純 に理由を説明することができる.

後述するメタンスルホン酸が涵養量の低い南極内陸で は変質が著しいため、南極内陸のアイスコアを用いて、 数回の氷期・間氷期における海氷変動を議論するには Na⁺を使用する場合が多い.代表的な研究としては Wolff et al. (2006, 2010)があげられる.詳しくは後述す るが、南極内陸 Dome C コアの最終氷期の ssNa⁺ フラッ クスが完新世のフラックスの2倍になり、海底堆積物コ アによって復元されたインド洋セクターの氷期の海氷面 積が完新世の2倍である(Gersonde et al., 2005)ことと 比較し、ssNa⁺ フラックスが海氷面積変動の指標となる ことを示唆した(図 10).しかしながら、Röthlisberger et al. (2010)はより詳細な時間スケールでの ssNa⁺ と海 氷面積変動の関係性を考察し、氷期のような寒冷期には フロストフラワーが形成されやすい新生氷の生産海域が 北上するために ssNa⁺ フラックスが海氷面積変動の指 標にならないことを示唆した(図11). 同時期に lizuka et al. (2008)は、南極内陸 Dome Fuji コアに含まれる ssNa⁺ が完新世の海氷面積変動の指標になることを示唆 した. しかしながら, Abram et al. (2013)はそのレビュー 論文の中で、ssNa⁺ は必ずしも海氷だけから飛来してく るものではなく海水面からも運ばれてきていること、低 気圧の発達により南大洋から内陸へ短期間に Na⁺ があ る流線から運ばれてくるため幅広い海洋セクターとの直 接比較が難しいことなどを理由に、Na⁺ は海氷面積変動 のプロキシとして完全に信頼できるものではなく、少な くとも数十年スケール以上の変動でないと海氷面積変動 の指標にはならないと結論づけている.

最近の研究として, Severi et al. (2017) は南極 Talos Dome コアの ssNa⁺ 濃度がロス海と西大西洋セクター の海氷面積変動の指標になることを明らかにした. Severi et al. (2017) は過去 100 年間において, 1960 年代 から海氷面積の変動幅が大きくなっていることや, ここ 20 年間のこの海域の海氷面積が過去 100 年間で最大に なっていることを示している.

4.2.2 メタンスルホン酸イオン(MSA)

メタンスルホン酸イオン (MSA; CH₃SO₃) はジメチ ルサルファイド (DMS; (CH₃)₂S) が酸化したものであ る. DMS は藻類 (アルジー) の代謝産物であるジメチ ルスルホニオプロピオナート (DMSP; (CH₃)₂S⁺CH₂CH₂COO⁻) が分解したものである. 極海 に広がる海氷の下にアイスアルジーと呼ばれる藻類が繁 殖している (本巻の須藤他も参照). 夏期になると,海氷



図 11: 南極 Dome C アイスコアの水素同位体比 (*δ*D), ssNa⁺ フラックス, インド洋セクターの海氷の存在度 (Röthlisberger et al., 2010 を改編).

に日射がもたらされ,海氷の下は藻類(アルジー)の生 育に好適な環境となる.アイスアルジーは食物連鎖の底 辺を支える基礎生産者として極海の海氷域の生態系を維 持している.このように海氷周辺域はアルジーの生育に 好適な環境であり,アイスアルジーが DMS を大気中に 放出することが知られている(Sharma et al., 2012).海 辺で感じることができるいわゆる磯の香りはこの DMS で,この DMS が大気中で酸化し,MSA となり氷床に運 ばれてくる.氷床に運ばれてくる MSA 濃度は海氷末端 の発生源に強く依存すると考えられているため(Curran and Jones, 2000),MSA 濃度は海氷面積の指標と考える ことができる(図 9).

Abram et al. (2013) はアイスコアから MSA を用いて 海氷面積変動を復元するには、1)海氷帯での DMS の生 産量、2) DMS から MSA への酸化力、3)氷床への MSA の運搬と堆積プロセス、4)積雪堆積後の MSA の保存状 態の4点が重要であると指摘している.このなかで、1) を良く反映する条件のアイスコアであれば、よい海氷面 積の指標になる。南極沿岸では、アイスコア中の MSA 濃度と周辺海域の海氷面積変動は比較的良い相関が得ら れている(例えば、Curran et al., 2003; Abram et al., 2013).最初に南大洋の海氷面積変動と雪氷中の MSA を結びつけた研究は Welch et al. (1993)であるが、 Curran et al. (2003) は南極沿岸の Law Dome コアの MSA と周辺海域の海氷面積の関係を統計的に有意に示 した最初の論文である. Curran et al. (2003) は Law Dome の MSA 濃度が高いときに冬季の海氷面積が大き いという正の相関を示し、数十年スケールの変動には良 い相関があるが数年スケールの変動はあまり一致してい ないことを明らかにした(図 12). Abram et al. (2010) は、南極沿岸の複数のサイトで MSA 濃度が高いときに 周辺海域の冬季の海氷面積が大きいという正の相関を示 し、20世紀の海氷面積変動を復元している.しかしなが ら,表1にあるように地域によって南極沿岸コアの MSA と周辺海域の海氷面積は正の相関を示す場合と負 の相関を示す場合がある. それぞれの論文で正の相関や 負の相関の原因についてそれぞれの理由があり、残念な がらプロキシと海氷面積を結び付ける論理の統一見解が 得られていないのが現状である. 正の相関の理由として よく用いられているのが、MSA は冬季の極大海氷面積 の指標であり、海氷が多く張り出すことでアイスアル ジーの生産可能な面積が増えるという解釈である (Abram et al., 2013). 他方で、負の相関の理由は、MSA は夏季の海氷の損失の指標であり、海氷が急速に後退す る夏はアイスアルジーから大気への DMS 放出が多くな るという解釈である (Abram et al., 2013). また, 負の相 関にはもう一つの理由が提案されており、夏季に海氷が 損失することで DMS 発生源(周辺海氷域末端)とアイ



図 12: 南極 Law Dome アイスコアの MSA 濃度(1841-1995)と 80E~140E の範囲の季節海氷の極 大緯度(1978-)(Curran et al., 2003 を改編).

表1:南極での複数のアイスコアの MSA 濃度と周辺海域の海氷面積変動の比較(Abram et al., 2013 から引用).

アイスコア掘削地名	MSA と海氷面積の関係	主な原因
Beethoven Peninsula	正の相関	冬季の海氷面積
Berkner Island	負の相関	MSA の輸送
Coastal West Antarctica	負の相関	夏季の海氷損失
Dolleman Island	負の相関	MSA の輸送
Dronning Maud Land	負の相関	MSA の輸送
Dyer Plateau	正の相関	冬季の海氷面積
Erebus Saddle	負の相関	夏季の海氷損失
James Ross Island (after 1992)	負の相関	夏季の海氷損失
James Ross Island (before 1991)	正の相関	冬季の海氷面積
Lambert Glacier	負の相関	MSA の輸送
Law Dome	正の相関	冬季の海氷面積
Mount Brown	正の相関	冬季の海氷面積
Newell Glacier	正の相関	海氷面積
Siple Dome	負の相関	夏季の海氷損失
South Pole	正の相関	海氷面積と MSA の輸送
Talos Dome	正の相関	海氷面積と MSA の輸送
West Antarctica (some points)	さまざま	MSA の輸送

スコア掘削地域との距離が短くなり,掘削地点により多 くの MSA が運ばれてきたという解釈がある. 正の相関 も負の相関もどちらが正しいのかという決定的な論拠は いまのところない. つまり,やや邪推した言い方になる が,正の要因と負の要因が絶妙に関与した場合は,南極 沿岸コアの MSA と周辺海域の海氷面積に統計的に有意 な関係はなくなる.最近の研究として,Thomas and Abram (2016)は南極半島のつけねにあたる Ferrigno アイスコアの MSA の分析から過去約 300 年のアムンゼ ン-ロス海の海氷面積変動を議論している.アイスコア の MSA は海氷面積変動と正の相関を示し,冬季の海氷 面積最大期の指標になることを示唆している.過去 300 年間で最近の数十年は海氷面積が大きく拡大しており, これは温暖化によってアムンゼン低気圧の影響が強ま り,南風が強まったことでロス海の氷が北部に流される ことが原因であると考察した.

南極内陸は雪の涵養量が低く, MSA が損失・再配分 してしまうために指標として用いることは難しいと考え られている (Abram et al., 2013). そのため, 南極内陸の アイスコアから海氷面積変動を復元するには前節で述べ た Na⁺を用いる場合が多い. 年涵養量が 10 cm w.e. yr^{-1} 以下の地点では, MSA は積雪堆積後の再配分の影 響を強く受けることが示唆されている (Weller et al., 2004). 主要な深層コアである Dome Fuji コアや Dome C コアは年涵養量が約 3 cm w.e. yr^{-1} であるので, MSA を海氷面積変動の指標として用いることができない.

グリーンランド氷床アイスコアによる周辺海域の海氷 面積変動復元は南極沿岸よりも難しいとされる (Abram et al., 2013). その理由として, 南極の海氷に比べて, 北 極海氷は多年氷が発達していること、極点が氷床で緯度 ごとに均質な変化をしている南極に比べて、グリーンラ ンド氷床へ輸送される MSA の起源となる海氷セクター の特定が困難であり、かつ輸送経路も複雑であることが 挙げられている. それでもいくつか研究があり、グリー ンランド内陸は南極に比べて涵養量が大きいために, Na⁺よりも MSA を用いた研究例が多い. 例えば, Legrand et al. (1997) は Summit の MSA の濃度が減少 していることから、20世紀の西バルト海の海氷面積が減 少していることを示した.また、詳細は後述するが、グ リーンランドで MSA を海氷面積変動の議論に使用した 最近の研究としては Maselli et al. (2017) が詳しい (図13).

4.2.3 臭素 (Br)

衛星観測によって海氷 (一年氷) から BrO が大気中に 放出されていることが観測されており,一年氷が張り出 し,光分解が起こる春先に大気中の Br 濃度が極大を持 っことが知られている (Nghiem et al., 2012; Spolaor et al., 2016). もともと Br の起源は海水であるが,海水中の Br⁻ は主要な塩成分である Na⁺ のわずか 0.2%の存在 量である (Maselli et al., 2017). Br⁻ は高緯度で海氷が 張り出す際にブラインに濃縮される(Abbatt et al., 2012). ブラインチャネルへの Br の濃縮 (Pratt et al., 2013), フロストフラワーの形成 (Kaleschke et al., 2004), 風による剥離 (Lieb-Lappen and Obbard, 2015) などを経 て大気中に放出されるため、海氷面積変動の指標になる と考えられている (図 9). Sander et al. (2003) は海氷か ら剥離された海塩を分析し、Br が濃縮していることを 明らかにした. Spolaor et al. (2013a, b, 2014) はアイス コアに含まれている Br が Na+ に対してどれだけ濃縮し ているのかという指標(Br enrichment)を用いて、一年 氷の海氷面積変動を議論している.しかしながら, Maselli et al. (2017) は Na⁺ もまた海氷面積変動を示唆 することから, Br enrichment を用いることに懐疑的で あり、Br フラックスそのもので海氷面積を議論してい る(図 13). Br は人為起源からも放出されるため,近年 のグリーンランドコアの Br フラックスは海氷面積変動 を反映していない (Maselli et al., 2017).

最近の南極に関係する研究としてアイスコアではない が、東南極のビクトリアランドの表面雪を採取し、Br と Na⁺ から海氷面積変動のプロキシとしての Br を議論し た論文がある(Maffezzoli et al., 2017). 彼らは 2013 年 にビクトリアランドの Talos Dome や GV7(両者ともイ タリアのアイスコア掘削地点) 周辺の表面雪を多点で採 取し、雪に含まれる Br/Na⁺ が海塩比の Br/Na⁺ よりも 高いことを示した. Br/Na+が海塩比よりも高くなるこ とは、このビクトリアランド地域の Br が海氷面積の指 標になることを示唆している. Na+の起源として海氷 域以外(=海水面)の寄与が大きいことや, MSA と海氷 面積の因果関係がうまく説明できていないことから, Br は今のところより信頼できる海氷面積変動のプロキシで あるといえる. なお, Br と同じハロゲンであるヨウ素 (I) も海氷面積の指標として考えられる (Spolaor et al., 2013a, b) ようだが、アイスコア中のヨウ素(I)の存在度



図 13: グリーンランド Summit, Tunu アイスコアによる過去 250 年間の Br, MSA 濃度(Maselli et al., 2017 を改編).

は Br よりも少ないため,分析精度を向上していく必要 がある.

4.2.4 その他のプロキシ

Na+, MSA, Br の他のプロキシとして, アイスコア中 の水の同位体比がある.水は酸素原子と水素原子から構 成されているが,両原子とも同位体を持つ.酸素原子(16 の質量数)の場合,18の質量数を持つ同位体の存在割合 が多く,¹⁸〇/¹⁶〇の同位体比が,水素原子(1の質量数) の場合、2の質量数を持つ重水素(D)の同位体の存在割 合が多く、D(2H)/1Hの同位体比が良く議論されている. 海水中に含まれる同位体比を0として千分率(‰)で表 現される同位体比をδ値といい、アイスコア中のδ¹⁸O、 δD は掘削地の気温の指標として良く用いられている. δ^{18} O と δ D の重みをつけた差を d 値 (d= δ D-8 δ^{18} O) と いい、水蒸気の起源である海水の状態(海水から大気に 水蒸気がどのように蒸発するのか)を表す指標として知 られている.海氷が海水を覆うことで、水蒸気の起源の 環境が変化するため、d-excess が海氷面積のプロキシと して使用できる場合がある.

Sinclair et al. (2014) は 20 世紀におけるロス海の海氷 面積変動について議論している. ロス海の海氷面積は 8-10 月に極大を迎え、このときに Whitehall Glacier ア イスコアのd値が極小を迎えることから, d値が海氷面 積の指標になると考察した. 1950年代から 1980年にか けて d 値が増加しており、この期間海氷面積が現在に比 べて小さかったことも明らかにしている. また, 1993年 から 2014 年にかけて d 値が大きな値を示しており、近 年のロス海の海氷面積が大きいことを示唆している。こ れはSAM (Southern Annular Mode) と ENSO (El Niño Southern Oscillations)の正の偏差が強くなったことで 南風が強くなり、海氷をより北側の低緯度域まで広げた ことが原因であると考えられている. Rahaman et al. (2016) はロス海の反対側のウエッデル海の 20 世紀にお ける海氷面積変動について議論している. IND-25/B5 アイスコアのd値とNa+を組み合わせることで,1940-1980年にかけて海氷面積が拡大したことを考察した.

アイスコアの涵養量もまた海氷面積の指標として使わ れることがある. Porter et al. (2016) は南極半島の Bruce Plateau の涵養量が Bellingshausen 海域の海氷面 積の指標になることを示唆した. この海域において海水 面気圧が高いとき, Amundsen 海低気圧が弱まり, これ が海氷面積の拡大と Bruce Plateau での降水量の低下に つながると考えた. 逆に低気圧によるサイクロンが活発 になると温暖な環境になり, その結果, 海氷面積は減少 し、降水量は増える.このようなメカニズムで逆相関関 係になることを利用し、20世紀における Bruce Plateau の涵養量から Bellingshausen 海域の海氷面積を復元し た.その結果、1970 年以降、涵養量が増えていることか ら、Bellingshausen 海域の海氷面積が減少傾向を示して いることを明らかにした.同様に Furukawa et al. (2017) はグリーンランド SE-Dome において、過去 60 年間の秋の涵養量が増加していることを明らかにし、そ の原因としてアイスランド沖の秋の海氷の張り出しが遅 くなっていることを示唆した.これは、温暖化によって 周辺海域が海氷に覆われる時期がより遅くなったこと で、秋の海水からの水蒸気が大気中により多く存在しや すくなったために、秋の涵養量が増えることにつながっ たことを示唆している.

また、さまざまな条件を与えて、海水や海氷から海塩 が大気中に放出され、氷床で乾性沈着または湿性沈着す る過程を数値計算(シミュレーション)し、海塩プロキ シ(Na⁺)が海氷面積の指標になりうるかを評価する取 り組みも行われている.たとえば、イギリスのケンブ リッジ大学が開発した pTOMCAT (Cambridge parallelized-Tropospheric Offline Model of Chemistry and Transport) によって計算された海塩量を, 南極氷床 (Levine et al., 2014) やグリーンランド氷床 (Rhodes et al., 2017)のアイスコアの Na⁺と比較した研究がある. これらの評価は南極では Na⁺ は海氷面積よりは気象条 件の指標としてのプロキシとなりやすいこと、またグ リーンランドでは海氷の拡大がなくても冬の Na+ の極 大を示せることなど、Na⁺の海氷面積変動のプロキシと してはやや否定的な結論を示している. こういった化学 輸送モデルを組み込んだ数値計算の研究の歴史は浅く. 今後の研究の進展が期待される.

4.3 アイスコアを用いた海氷面積変動の復元

最後に、4.2 で述べてきたプロキシを用いて、アイス コアから復元された氷期・間氷期スケールでの海氷面積 変動をいくつか紹介したい. 南極におけるもっとも過去 までさかのぼったアイスコアからの海氷面積変動は Wolff et al. (2006, 2010) で議論されている. Wolff et al. (2006) は、南極内陸の冬季エアロゾルの非海塩性 SO²⁻ がマイナスになることから、南極 Dome C コアに含まれ る ssNa⁺ がフロストフラワーを起源とし、南極海インド 洋セクターの海氷面積変動の指標になることを示唆した (図 10). ここでは、最終氷期最盛期の ssNa⁺ フラック スが現在の 2 倍であったことが海底堆積物コアの研究か

ら報告されていることから, ssNa+ フラックスを海氷面 積変動の指標として定量的に利用している.過去80万 年間で大きな気候シフトがあった44万年前を境にして、 より近年における間氷期の ssNa⁺ フラックスは小さい. これは、より寒冷であった44万年より古い時代の間氷 期に比べて、最近の間氷期の海氷面積が縮小していたこ とを示唆する.また、44万年を境にして気温とssNa+ フラックスの相関に大きな違いがみられなかったことか ら、海氷を基軸とした氷アルベドフィードバックのよう な気温変動が44万年前の気候シフトに大きな影響を及 ぼさなかったことも示唆している. Spolaor et al. (2013a) は、南極 Talos Dome に含まれる Br (や I) 濃度 の分析を行い、最終氷期最盛期の海氷分布域について議 論した. Talos Dome の気温に対して Br は正の相関が あり,他方で Na+ は負の相関があり (図 14),最終氷期 最盛期の海氷分布域末端が南極沿岸から約 500 km 北上 していたことを示唆した. 彼らは Br と気温が正の相関 を示す理由として、氷期は現在に比べて多年氷が発達し ており、Br の発生源となる一年氷の分布域が北上した ためと考えている.

グリーンランドにおけるもっとも過去までさかのぼっ たアイスコアからの海氷面積変動は Spolaor et al. (2016) で議論されている (図 15). Spolaor et al. (2016) は, NEEM アイスコアに含まれる Br を用いて,カナダ北極 海域の海氷面積変動を復元した. Na+ に対する Br の過 剰値 (Br enrichment) が一年氷の海氷面積変動の指標に なることを示唆し, Br enrichment が気温の指標となる δ¹⁸O 値と正の相関関係にあることを検出した.気温が 現在よりも 2-3℃ 高かった 9 千年前に Br enrichment が 極大であったことから、この期間の1年氷の拡大は最大 であり、この拡大は多年氷の減少によると考察した。9-11.5 千年前は完新世のなかでも Br enrichment が低い 傾向にあり、この海域の多年氷は完新世初期に発達して いたと考えられる. 氷期において, Br enrichment はダ ンスガード・オシュガー・イベント (Dansgaard-Oeschger cycle;グリーンランド氷床コアに記録されて いる数千年を1周期とする気温変動)と正の相関があり、 長い亜間氷期(氷期の中でも温暖な時期)の期間の Br enrichment は短い亜間氷期にくらべて高い. これは長 い亜間氷期の期間は多年氷の一部が一年氷に置き換わ り, Br が発生しやすい環境であったことを示唆してい る.

産業革命後の海氷面積変動については Maselli et al. (2017)が詳しい(図13). Maselli et al. (2017)は MSA と Br を用いて, 1750年から現在までのグリーンランド



図 14 : 南極 Talos Dome アイスコアの Br イオンフラックス, 水素同位体比 (δD), Na⁺ フラックス (Spolaor et al., 2013a を 改編).

周辺海域の海氷面積変動を議論している。グリーンラン ド氷床の頂上である Summit と北部の Tunu でアイスコ アを掘削し、後方流跡線解析(空気塊がどこから来たの か時間を遡って計算すること)からそれぞれのアイスコ アの中に含まれている MSA や Br が発生した海域を設 定した. Summit はアイスランド沖北大西洋域, Tunu はバフィン海域である.Brは人為起源による寄与があ り20世紀の海氷面積変動のプロキシとしては不適当で あるが、MSA を用いることで両海域の海氷面積を復元 している.北大西洋域の海氷面積は1850年に減少し. その後1950年から現在にかけて著しい減少傾向を示し ている.他方で、バフィン海域は1980年まで一定の海 氷面積変動を示し、その後現在にかけて減少傾向を示し ている. これは北大西洋域が海流の影響や緯度の低さに よって, 産業革命後の気温上昇に海氷の広がりが敏感に 応答するのに対して、バフィン海域は寒冷でやや閉じた 海域であるために1980年までの気温上昇には耐性を示 していたが、1980年からは気温上昇の影響を受け始めて いることを示唆している. これらのグリーンランド周辺 海域が今後の地球温暖化に対してどのような変化を示し



図 15: グリーンランド NEEM アイスコアの Br enrichment と NGRIP アイスコアの気温 (∂¹⁸O) の関係(Spolaor et al., 2016 を改編).

ていくのかを追跡していくことは重要である. 筆者も 2017年5月にグリーンランド北西部 Sigma A でアイス コアを採取し,過去150年間のバフィン海域の海氷面積 変動に関する研究に着手している.

5. おわりに

学部生を対象にした教科書ということで,最後に主観 を交えた雑感を述べる.これまでの記載が面白くなけれ ば,ここだけでも読んでもらえれば,なんとなくアイス コアから海氷面積を復元することが難しくて,まだまだ 研究の余地が残されていることがわかってもらえると期 待する.

アイスコアから周辺海域の海氷面積変動がわかるので はないか、という潜在的なアイデアは古くからあったの であろうが、2000 年ごろに Wolff と Rankin らによる ssNa⁺ を用いた研究と Curran らによる MSA を用いた 研究がいわゆるこの分野を活性化させた初期の研究であ る.彼らの先見性がなければ、この分野の進展はより遅 いものになっていたであろう.Wolff は南極内陸アイス コアの成果を Nature に, Curran は南極沿岸のアイスコ アの成果を Science に発表し, 黎明期としてインパクト ある研究成果を残した. 黎明期にこれらの一流紙を席巻 したことは冒頭で述べたように海氷面積変動を復元する ことが地球環境を議論するのにいかに重要であるのかを 物語っている. この意味において, この分野の研究はか れこれ 20 年くらいの歴史しかないにも関わらず重要な トピックであるといえる.

その後、Na⁺ や MSA が本当に海氷面積の指標になる のか、というやや反対派の研究者からの巻き返しがあっ た. 筆者は 2008 年にイタリアで当時の(たぶん今も)ア イスコア研究をリードしていた欧州連合が主催したアイ スコアの国際シンポジウムに参加したことがある. この とき、Wolff が海底堆積物の Gersonde とともに彼の Nature (2006)の内容をもとにした南大洋の海氷面積に 関する研究発表をしたときに、まわりの聴衆が小声で「そ んなにうまく指標になるわけがないだろう」というニュ アンスのことを言っていたことをよく覚えている. Wolff はイギリスからの参加であり、欧州連合の中で関 連するエアロゾルの研究者が多く、イニシアチブをとり たがっていたフランスとイタリアからの反対意見がかっ たように感じた. 筆者は当時 Na+ が南極内陸の海氷面 積の指標になるという論文を投稿中で、どうして指標に ならないと考えるのかをいろいろな研究者と議論したこ とが懐かしい. 筆者の独断で書くが、2010年ごろにはア イスコアからとくに Na+ について,海氷面積を復元す るのはやはり基本的に難しい、というコンセンサスがで きたような気がする. Wolff の腹心であった Röthlisberger が 2010 年に Dome C アイスコアの氷期の 海氷面積変動に Na+ が指標として使えない、という論 文を発表し、特に南極内陸において MSA は積雪堆積後 に変質してしまうため、南極内陸で海氷面積変動を示す 良い指標はないので研究の進展が難しいと、トーンダウ ンした気がする.2012年にまとめられたアイスコアか ら探る海氷面積変動のレビュー(Abram et al., 2013) に 海氷面積変動を復元することの難しさと、将来の研究進 展への強い期待がよくまとめられている.

その後,Brがアイスコアと海氷面積変動をふたたび 結び付けた.近年になり ICP-MS(誘導結合プラズマ質 量分析計)やIC-MS(イオンクロマトグラフ-質量分析 計)などの分析機器の向上が Br や I などこれまでアイ スコアからの定量分析がやや困難であった分析を多くの 研究室で可能にしてきたという背景もある. Br の登場 で積雪堆積後の保存が良くない MSA に変わる新しい指 標が生まれ、アイスコアから復元する海氷面積変動の研 究もやや元気を取り戻してきた感がある. そして、ここ 数年間(2014-2017年)は南極やグリーンランド氷床の 様々な地域で Br を用いた海氷面積変動に関する論文が 多くみられるようになった. 南極内陸のアイスコアに Br の指標を利用した研究もすぐに出てくるであろうし, そうなれば複数回の氷期・間氷期における海氷面積変動 ももう少し定量的に議論できるようになるかもしれな い. しかしながら、多くの最近の論文はこのサイトのア イスコアはこのプロキシが海氷面積変動として使える (または使えない)というケーススタディー的な内容で ある.本文中で述べたように正の相関であったり負の相 関であったりケースバイケースでアイスコアプロキシが どうして海氷面積変動を示すのかの統一的な論理がな い. この意味では 2012 年までの Na⁺ や MSA を利用し てきた研究と大きな変化はない.しかしながら、いまは いくつかのケーススタディーを集めているにすぎない が、これから数年くらいにこれらを俯瞰する大きなパラ ダイムシフトがあり、アイスコアからの海氷面積に関す る新しい環境プロキシ創成や環境復元手法確立が生まれ る段階にあるのかもしれない. 海底堆積物コアの IP25 のような有能なプロキシをみつける日が近いようにも感 じる.ということで、この分野はいま再び盛り上がりつ つあるトピックであり、できれば日本からも成果を出し ていきたい.最後にこのようなことを書くのは残念極ま りないが、本稿に日本人の論文の引用文献がほとんどな いことが悲しい現状であり、ぜひ本稿を読まれて興味を もたれ、我こそはという方のアイスコア研究への参画を 強く促したい.

謝辞

執筆の機会を与えていただいた川村賢二博士(極地研 究所)に感謝します.写真を提供いただきました北海道 大学の山本正伸博士,斉藤健さん,的場澄人博士,野村 大樹博士に感謝いたします.執筆にあたり,気象庁・ NASAのホームページを参考にさせていただきました. お忙しい中,原稿を編集いただくとともに,有益なコメ ントをいただいた大島慶一郎教授(北海道大学),須藤斎 博士(名古屋大学),北川暁子さん(北海道大学)に深く 御礼申し上げます.

参考文献

- Abbatt, J. P. D., J. L. Thomas, K. Abrahamsson, C. Boxe, A. Granfors, A. E. Jones, M. D. King, A. Saiz-Lopez, P. B. Shepson, J. Sodeau, D. W. Toohey, C. Toubin, R. von Glasow, S. N. Wren and X. Yang (2012) Halogen activation via interactions with environmental ice and snow in the polar lower troposphere and other regions. *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 6237–6271, doi:10.5194/acp-12-6237-2012.
- Abram, N. J., E. R. Thomas, J. R. McConnell, R. Mulvaney, T. J. Bracegirdle, L. C. Sime and A. J. Aristarain (2010) Ice core evidence for a 20 th century decline of sea ice in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **115**, D23101, doi:10.1029/2010JD014644.
- Abram, N. J., E. W. Wolff and M. A. J. Curran (2013) A review of sea ice proxy information from polar ice cores. *Quaternary Sci. Rev.*, **79**, 168–183, doi:10.1016/j.quascirev. 2013.01.011.
- Belt, S. T. and J. Müller (2013) The Arctic sea ice biomarker IP₂₅: a review of current understanding, recommendations for future research and applications in palaeo sea ice reconstructions. *Quat Sci Rev.*, **79**, 9–25, doi:10.1016/j. quascirev.2012.12.001
- Belt, S. T., G. Masse, S. J. Rowland, M. Poulin, C. Michel and B. LeBlanc (2007) A novel chemical fossil of palaeo sea ice: IP₂₅. *Org. Geochem.*, **38**, 16–27, doi:10.1016/j. orggeochem. 2006.09.013.

- Brown, T. A., S. T. Belt, A. Tatarek and C. J. Mundy (2014) Source identification of the Arctic sea ice proxy IP₂₅. *Nature Comm.*, 5, 4197, doi:10.1038/ncomms5197.
- Cavalieri, D. J., P. Gloersen and H. J. Zwally (1999) Near-Real-Time DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Brightness Temperatures, Version 1. From 1 January 2013 to present. In: Maslanik, J. and J. Stroeve (eds.) NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, Boulder, Colorado. doi:10.5067/AKQDND71ZDLF.
- Curran, M. A. J. and G. B. Jones (2000) Dimethyl sulfide in the Southern Ocean: seasonality and flux. *J. Geophys. Res.*, **105** (D16), 20451–20459, doi:10.1029/2000jd900176.
- Curran, M. A. J., T. D. van Ommen, V. I. Morgan, K. L. Phillips and A. S. Palmer (2003) Ice Core Evidence for Antarctic Sea Ice Decline Since the 1950s. *Science*, **302**, 1203–1206, doi: 10.1126/science.1087888.
- Furukawa, R., R. Uemura, K. Fujita, J. Sjolte, K. Yoshimura, S. Matoba and Y. Iizuka (2017) Seasonal-scale dating of a shallow ice core from Greenland using oxygen isotope matching between data and simulation. *J. Geophys. Res.*, 122, 10,873–10,887, doi:10.1002/2017JD026716.
- Gersonde, R., X. Crosta, A. Abelmann and L. Armand (2005) Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum — a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quaternary Sci. Rev.*, **24** (7–9), 869–896, doi: 10.1016/j.quascirev.2004.07.015.
- Gloersen, P. (2006) Nimbus-7 SMMR Polar Gridded Radiances and Sea Ice Concentrations, Version 1. From 25 October 1978 to 20 August 1987. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, Boulder, Colorado. doi:10.5067/QOZIVYV3V9JP.
- Iizuka, Y., T. Hondoh and Y. Fujii (2008) Antarctic sea-ice extent during the Holocene reconstructed from inland icecore evidence. J. Geophy. Res., 113, D15114, doi:10.1029/ 2007JD009326.
- Kaleschke, L., A. Richter, J. Burrows, O. Afe, G. Heygster, J. Notholt, A. M. Rankin, H. K. Roscoe, J. Hollwedel, T. Wagner and H.-W. Jacobi (2004) Frost flowers on sea ice as a source of sea salt and their influence on tropospheric halogen chemistry. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16114, doi: 10.1029/2004GL020655.
- Legrand, M., C. Hammer, M. DeAngelis, J. Savarino, R. Delmas, H. Clausen and S. J. Johnsen (1997) Sulfurcontaining species (methanesulfonate and SO4) over the last climatic cycle in the Greenland Ice Core Project (central Greenland) ice core. J. Geophys. Res., 102 (C12), 26663e26679, doi:10.1029/97jc01436.
- Levine, J. G., X. Yang, A. E. Jones and E. W. Wolff (2014) Sea salt as an ice core proxy for past sea ice extent: A processbased model study. *J. Geophys. Res.*, **119**, 2013JD020925, doi:10.1002/2013JD020925.

Lieb-Lappen, R. M. and R. W. Obbard (2015) The role of

blowing snow in the activation of bromine over first-year Antarctic sea ice. *Atmos. Chem. Phys.* **15**, 7537–7545.

- Maffezzoli, N., A. Spolaor, C. Barbante, M. Bertò, M. Frezzotti and P. Vallelonga (2017) Bromine, iodine and sodium in surface snow along the 2013 Talos Dome-GV7 traverse (northern Victoria Land, East Antarctica). *The Cryosphere*, 11, 693–705, doi:10.5194/tc-11-693-2017.
- Maselli, O. J., N. J. Chellman, M. Grieman, L. Layman, J. R. Mc-Connell, D. Pasteris, R. H. Rhodes, E. Saltzman and M. Sigl (2017) Sea ice and pollution-modulated changes in Greenland ice core methanesulfonate and bromine. *Clim. Past*, **13**, 39–59, doi:10.5194/cp-13-39-2017.
- Maslanik, J. and J. Stroeve (2004, updated 2017) DMSP SSM/I-SSMIS Daily Polar Gridded Brightness Temperatures, Version 4. From 9 July 1987 to present. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, Boulder, Colorado. doi:10.5067/AN9AI8E07PX0.
- Nghiem, S. V., I. G. Rigor, A. Richter, J. P. Burrows, P. B. Shepson, J. Bottenheim, D. G. Barber, A. Steffen, J. Latonas, F. Wang, G. Stern, P. Clemente-Colón, S. Martin, D. K. Hall, L. Kaleschke, P. Tackett, G. Neumann and M. G. Asplin (2012) Field and satellite observations of the formation and distribution of Arctic atmospheric bromine above a rejuvenated sea ice cover. J. Geophys. Res., 117, D00S05, doi:10.1029/2011JD016268.
- Porter, S. E., C. L. Parkinson and E. Mosley-Thompson (2016) Bellingshausen Sea ice extent recorded in an Antarctic Peninsula ice core. J. Geophys. Res., 121, 13,886–13,900, doi:10.1002/2016JD025626.
- Pratt, K. A., K. D. Custard, P. B. Shepson, T. A. Douglas, D. Pöhler, S. General, J. Zielcke, W. R. Simpson, U. Platt, D. J. Tanner, L. G. Huey, M. Carlsen and B. H. Stirm (2013) Photochemical production of molecular bromine in Arctic surface snowpacks. *Nature Geosci.*, 6, 351–356, doi: 10.1038/ngeo1779.
- Rahaman, W., M. Thamban and C. M. Laluraj (2016) Twentieth-century sea ice variability in the Weddell Sea and its effect on moisture transport: Evidence from a coastal East Antarctic ice core record. *The Holocene*, 26(3) 338–349, doi:10.1177/0959683615609749.
- Rankin, A. M., E. W. Wolff and S. Martin (2002) Frost flowers: Implications for tropospheric chemistry and ice core interpretation. J. Geophys. Res., 107, 4683, doi:10.1029/ 2002JD002492.
- Rhodes, R. H., X. Yang, E. W. Wolff, J. R. McConnell and M. M. Frey (2017) Sea ice as a source of sea salt aerosol to Greenland ice cores: a model-based study. *Atmos. Chem. Phys.*, **17**, 9417–9433, doi:10.5194/acp-17-9417-2017.
- Röthlisberger, R., X. Crosta, N. J. Abram, L. Armand and E. W. Wolff (2010) Potential and limitations of marine and ice core sea ice proxies: an example from the Indian Ocean sector. *Quaternary Sci. Rev.*, **29**(1–2), 296–302, doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.005.

- Sander, R., W. C. Keene, A. A. P. Pszenny, R. Arimoto, G. P. Ayers, E. Baboukas, J. M. Cainey, P. J. Crutzen, R. A. Duce, G. Hönninger, B. J. Huebert, W. Maenhaut, N. Mihalopoulos, V. C. Turekian and R. Van Dingenen (2003) Inorganic bromine in the marine boundary layer: a critical review. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1301–1336, doi:10.5194/acp-3– 1301–2003.
- Severi, M., S. Becagli, L. Caiazzo, V. Ciardini, E. Colizza, F. Giardi, K. Mezgec, C. Scarchilli, B. Stenni, E.R. Thomas, R. Traversi and R. Udisti (2017) Sea salt sodium record from Talos Dome (East Antarctica) as a potential proxy of the Antarctic past sea ice extent. *Chemosphere*, **177**, 266–274, doi:10.1016/j.chemosphere.2017.03.025.
- Sharma, S., E. Chan, M. Ishizawa, D. Toom-Sauntry, S. L. Gong, S. M. Li, D. W. Tarasick, W. R. Leaitch, A. Norman, P. K. Quinn, T. S. Bates, M. Levasseur, L. A. Barrie and W. Maenhaut (2012) Influence of transport and ocean ice extent on biogenic aerosol sulfur in the Arctic atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **117**, D12209, doi:10.1029/2011jd017074.
- Sinclair, K. E, N. A. N. Bertler, M. M. Bowen and K. R. Arrigo (2014) Twentieth century sea ice trends in the Ross Sea from a high resolution, coastal ice core record. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3510–3516, doi:10.1002/2014GL059821.
- Spolaor, A., P. Vallelonga, J. M. C. Plane, N. Kehrwald, J. Gabrieli, C. Varin, C. Turetta, G. Cozzi, R. Kumar, C. Boutron and C. Barbante (2013a) Halogen species record Antarctic sea ice extent over glacial-interglacial periods. *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 6623–6635, doi:10.5194/acp-13–6623–2013.
- Spolaor, A., J. Gabrieli, T. Martma, J. Kohler, M. B. Björkman, E. Isaksson, C. Varin, P. Vallelonga, J. M. C. Plane and C. Barbante (2013b) Sea ice dynamics influence halogen deposition to Svalbard. *The Cryosphere*, 7, 1645–1658, doi: 10.5194/tc-7-1645–2013.
- Spolaor, A., P. Vallelonga, J. Gabrieli, T. Martma, M. P. Björkman, E. Isaksson, G. Cozzi, C. Turetta, H. A. Kjær, M. A. J. Curran, A. D. Moy, A. Schönhardt, A. -M. Blechschmidt, J. P. Burrows, J. M. C. Plane and C. Barbante (2014) Seasonality of halogen deposition in polar snow and ice. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 9613–9622, doi:10.5194/acp-14–9613–2014.

- Spolaor, A., P. Vallelonga, C. Turetta, N. Maffezzoli, G. Cozzi, J. Gabrieli, C. Barbante, K. Goto-Azuma, A. Saiz-Lopez, C. A. Cuevas and D. Dahl-Jensen (2016) Canadian Arctic sea ice reconstructed from bromine in the Greenland NEEM ice core. *Scientific Reports*, 6, 33925, doi:10.1038/srep33925.
- Thomas, E. R. and N. J. Abram (2016) Ice core reconstruction of sea ice change in the Amundsen-Ross-Seas since 1702 A.
 D. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 5309–5317, doi:10.1002/2016GL068130.
- Welch, K. A., P. A., Mayewski and S. I. Whitlow (1993) Methanesulphonic acid in coastal Antarctic snow related to sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, 20 (6), 443–446.
- Weller, R., F. Traufetter, H. Fischer, H. Oerter, C. Piel and H. Miller (2004) Postdepositional losses of methane sulfonate, nitrate, and chloride at the European Project for Ice Coring in Antarctica deep-drilling site in Dronning Maud Land, Antarctica. J. Geophys. Res., 109, 1–9, doi:10.1029/ 2003JD004189.
- Wolff, E., A. M. Rankin and R. Rothlisberger (2003) An ice core indicator of Antarctic sea ice production? *Geophys. Res. Lett.*, **30**(22), 2158, doi:10.1029/2003GL018454.
- Wolff, E. W., C. Barbante, S. Becagli, M. Bigler, C. F. Boutron,
 E. Castellano, M. de Angelis, U. Federer, H. Fischer, F.
 Fundel, M. Hansson, M. Hutterli, U. Jonsell, T. Karlin, P.
 Kaufmann, F. Lambert, G. C. Littot, R. Mulvaney, R.
 Roethlisberger, U. Ruth, M. Severi, M. L. SiggaardAndersen, L. C. Sime, J. P. Steffensen, T. F. Stocker, R.
 Traversi, B. Twarloh, R. Udisti, D. Wagenbacha and A.
 Wegner (2010) Changes in environment over the last
 800,000 years from chemical analysis of the EPICA Dome
 C ice core. *Quaternary Sci. Rev.*, 29 (1-2), 285-295, doi: 10.1016/j.quascirev.2009.06.013.
- Wolff, E. W., H. Fischer, F. Fundel, U. Ruth, B. Twarloh, G. C. Littot, R Mulvaney., R. Rothlisberger, M. de Angelis, C. F. Boutron, M. Hansson, U. Jonsell, M. A. Hutterli, F. Lambert, P. Kaufmann, B. Stauffer, T. F. Stocker, J. P. Steffensen, M. Bigler, M. L. Siggaard-Andersen, R. Udisti, S. Becagli, E. Castellano, M. Severi, D. Wagenbach, C. Barbante, P. Gabrielli and V. Gaspari (2006) Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature*, 440, 491–496, doi:10.1038/nature04614.

南極氷床 — その変動と海洋との相互作用 —

杉山 慎1)

南極氷床は地球に存在する淡水の60%以上を蓄積し,巨大な淡水リザーバとしての役割を担ってい る.その変動は海水準,海洋循環,アルベド,地殻隆起など,地球の気候システムに大きな影響を与 える.近年の観測技術の向上によって,この氷床が氷を失いつつあることが明らかになってきた.南 極沿岸部において顕著な質量損失が報告されており,海洋の変化に影響を受けた棚氷と溢流氷河の縮 退がその原因と考えられている.本稿では,南極氷床の特徴と地球環境に果たす役割,氷床変動のメ カニズムについて概説した後,近年の氷床変動とそれを駆動する氷床・海洋相互作用について最近の 知見を紹介する.

The Antarctic ice sheet — its variation and interaction with ocean —

Shin Sugiyama¹

The Antarctic ice sheet stores >60% of freshwater on the earth, acting as a giant freshwater reservoir. Changes in the ice sheet give impact on the climate system of the earth by affecting sea level, ocean circulation, albedo and lithospheric uplift. Recently advanced observational techniques tell us that the Antarctic ice sheet is losing mass. Significant mass loss is reported from the coastal margins, implying the influence of ocean changes on the ice shelf and outlet glaciers. This contribution provides a general overview of the Antarctic ice sheet, and its dynamics and potential influence on the earth's climate system. Research results are introduced to outline the recent ice sheet mass change driven by the ice-sheet-ocean interactions.

キーワード:氷床,棚氷,溢流氷河,棚氷底面融解,カービング ice sheet, ice shelf, outlet glacier, subshelf melting, calving

1. 南極氷床

人工衛星画像に写った南極大陸を見ると、くっきりと 白く浮かび上がったその美しさが印象的である.この白 い輝きは大陸表面のほとんど(98%)が氷に覆われてい る証であり、この巨大な氷体を南極氷床(Antarctic ice

連絡先 杉山 慎 北海道大学 低温科学研究所 〒060-0819 北海道札幌市北区北 19 条西 8 丁目 Tel. 011-706-7441 e-mail:sugishin@lowtem.hokudai.ac.jp 1)北海道大学 低温科学研究所 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan sheet) と呼ぶ. 氷床の表面積 (1.4×10⁷ km²) は地球の 陸域面積の8.2%に相当し, 氷の体積 (2.7×10⁷ km³) は 地球に存在する全氷河氷床の約 90%を占める (Vaughan et al., 2013). 氷の厚さは平均 1937 m, 最も厚い部分で は 4897 m と見積もられており (Fretwell et al., 2013), まさに地球最大の氷の塊である.

氷床は陸上に降り積もった雪が、やがて圧縮されて氷 となったものであり、いわゆる氷河の一種である。氷河 の中でも面積が大きく(5×10⁴ km² 以上)大陸規模で陸 地を覆うものを氷床と呼び、その他の山岳氷河(mountain glacier)と区別することが多い。地球に現存する氷 床は南極氷床とグリーンランド氷床のみであるが、例え ば2万年前には北米大陸とヨーロッパ北部がそれぞれ ローレンタイド氷床とスカンジナビア氷床に覆われてい た、大陸規模に広がる厚さ数1000 mの氷が数万年のう



図1:(a) 南極氷床の表面標高(等高線の間隔は500m).(b) 氷床底面の標高が海水準よりも 高い地域を白抜きで示す.(c)図1a中の破線(東経60°から西経120°)に沿った氷床の縦断 面図.西南極氷床の一部では氷床底面が海水準よりも低い.

ちに消失する、これが氷床変動の時空間スケールである. 南極氷床はその規模が大きく、寒冷な気候条件下にある ため、通常の氷河とは異なる特徴を持っている、重要な 特徴のひとつは氷床周縁部に形成された棚氷 (ice shelf) である. 大陸から海へと流れ込んだ氷の底面がやがて基 盤から離れ、氷床とつながったまま海に浮いた棚氷とな る. 南極の棚氷は氷床面積の12%に相当し, 氷の厚さは 数 100 m から 2000 m にまで及ぶ (Griggs and Bamber, 2011). 基盤に接地した氷と棚氷との境界は接地線 (grounding line) と呼ばれ、その総延長は5.4×10⁴ km と報告されている (Bindschadler et al., 2011). 氷床の表 面標高は内陸で 4000 m に達する一方で、氷の底面、す なわち大陸基盤が海水面よりも低くなっている地域があ る. 特に西南極 (West Antarctica) では広い範囲で基盤 標高が海水面を下回っており,東南極 (East Antarctica) とは異なった様相を呈している (図1).

南極に氷として蓄積された水は地球に存在する淡水の 60%以上を占め、巨大な淡水リザーバとしての役割を 担っている.従ってその量が変化すれば、地球環境に著 しい影響を与える.氷床の変動がもたらす重要な環境変 化のひとつは海水準変動である.南極氷床の氷が全て融 けて海に流れ込めば、58.3mの海水面上昇が起きる

(Fretwell et al., 2013). また海洋への淡水流入は塩分の 変化を通じて (本巻の青木を参照), 南極沿岸および地球 規模の海洋循環にインパクトを与える(本巻の勝又、草 原を参照). また、氷床が気候・気象に果たす役割も大き い. 例えば氷床表面はアルベド(光の反射率)が非常に 高いため、全球の表面熱収支を考える上で特に重要であ る.また、氷床内陸で冷やされ、沿岸へと吹き降ろす強 い大気の流れはカタバ風と呼ばれ、南極域における特徴 的な気象現象となっている. さらに、氷の上載荷重に よって大陸基盤が数100m沈降しており、過去の氷床変 動に追従して現在も年間数 mm の基盤隆起が続いてい る (e.g. Whitehouse et al., 2012: 本巻の奥野を参照). こ のほか氷床の流動が基盤を削ると同時に堆積物を輸送す ることで、地形の形成に主要な役割を果たす、南極沿岸 の海底地形には氷床が形成した地形が残されており、氷 床変動復元の手がかりとなっている (e.g. Livingstone et al., 2012).

2. 南極氷床の質量収支と流動

氷河氷床が雪や氷を蓄積するプロセスを涵養(accumulation), 逆に失うプロセスを消耗(ablation)と呼ぶ.



図2:南極氷床の縦断面を示す概念図.主要な涵養・消耗プロセスを青四角と赤四角で示す.

涵養から消耗を差し引いた量は質量収支(mass balance)と呼ばれ,氷河氷床の質量変化を示す.山岳氷河 の多くでは,降雪と氷河表面での雪氷融解のバランスで 質量収支が決まり,これら氷河の表面で起きる涵養と消 耗のバランスを表面質量収支(SMB: surface mass balance)という.これに対して南極氷床の質量収支はやや 特殊で,表面質量収支に加えて,氷床沿岸で起きるカー ビング(calving)と棚氷の底面融解が重要である.カー ビングとは,氷河氷床が水中に氷山を分離する現象を指 し,末端が海や湖に流入する氷河,すなわちカービング 氷河を特徴づける消耗プロセスである.一方,棚氷の底 面融解は,海洋に広くせり出した棚氷の底面が海水中で 融解する現象である.どちらも氷床周縁部で氷と海洋と の境界で起きる現象であり,南極氷床が海洋との相互作 用を受けて変動する原因となっている(図2).

南極で年間どのくらいの降雪があるかご存知だろう か、実は私たちが想像するほど多くの雪は降らない、特 に標高が高く海から離れた内陸は大気が寒冷かつ乾燥し ていて、年間の降水量は水当量で100mm以下である (Arthern et al., 2006; Lenaerts et al., 2012). 例えば札幌 では、冬の1カ月あたり水当量で100mm程度の降雪は 普通である. それでも南極に巨大な氷床が存在するの は、雪が融けずにそのまま蓄積されるからである. 実際、 南極における雪氷の融解は、夏のごく短い期間に沿岸で わずかに生じるのみである.氷床沿岸,特に棚氷表面に 生じる融解水が氷床変動に影響を与える可能性が近年注 目されているものの (Bell et al., 2017; Kingslake et al., 2017), 雪氷融解が表面質量収支に占める割合は少ない. したがってカービングと棚氷底面融解の重要性が推測で きるが、特に棚氷底面融解の測定は非常に困難で、南極 氷床消耗プロセスの実態が解明されたのは最近のことで ある.人工衛星データを用いた解析によって棚氷の底面 融解が定量化された結果、カービングと棚氷底面融解が 氷床消耗に占める割合はほぼ同等もしくは後者がやや上



図 3: (a) 南極氷床表面の流動速度分布 (Mouginot et al., 2017 に加筆). (b) パインアイランド氷河 (2002 年 Landsat 画像) および (c) しらせ氷河の人工衛星画像 (1973 年 Landsat 画 像). 単位は年間あたりの流動距離.

回ることが判明した (Depoorter et al., 2013; Rignot et al., 2013).

氷河氷床の変動を考える上で質量収支と並んで重要なのが氷の流動である.氷河流動は、ハチミツのような性質を持った氷の粘性変形、及びその底面が融解している時に生じる底面滑りと底面堆積物の変形によって起きる.流動は氷河の上流で涵養された氷を下流に運搬して、低標高域で生じる消耗を補う役割を担っている.南極氷床の消耗はそのほとんどが周縁部で起きるため、内陸から沿岸への流動が特に重要といえる.

南極における氷流動の重要性は早くから理解されてい たものの,氷床全域で流動速度が明らかになったのは近 年のことである(Rignot et al., 2011a; Mouginot et al., 2017)(図3). その様相は,粘性流動によって比較的ゆっ くり流動する地域と,氷河・氷流(ice stream)・溢流氷 河(outlet glacier)と呼ばれる速い流れが氷を海に流し 出す沿岸域に分けられる.溢流氷河の底面は融解してお り,基盤上の氷の滑り,または氷の下に堆積したやわら かい土砂の変形によって,年間数kmにも及ぶ流動が発 生する.厚い氷の底面を観測するのは非常に困難で,溢 流氷河の流動に関する直接的な証拠は,西南極の氷流で 実施された掘削孔測定で得られているのみである(e.g. Kamb, 2001). 最新の観測データは,一部の溢流氷河が 急激に加速して,氷床質量減少の原因となっていること を示している.したがって,速い流動のメカニズム解明 が急務となっている.

3. 南極氷床における近年の質量変動

南極氷床の面積は日本国土の37倍に相当し,全域で その質量変化を正確に測定することは難しい.そのた め,氷床の全質量変化がある程度正確に見積もられるよ うになったのは21世紀に入ってからのことである(van den Broecke et al., 2011).例えば2001年に出版された IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)第3 次レポートでは氷床質量が増加傾向にあると記されてい るのに対し(Church et al., 2001), 2007年の第4次レポー トでは逆に減少傾向が示された(Bindoff et al., 2007). その後は新しい技術の開発と複数の手法による測定デー タの比較が進み(Shepherd et al., 2012; Hanna et al., 2013),質量変化の測定に関する信頼性は上がりつつあ る.

氷床質量変化の測定が可能となったのは、人工衛星を 使った観測技術の発展による(詳細は本巻の福田を参 照). まず ICESat (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite) や CryoSat に代表される衛星に搭載された レーザー・レーダー高度計によって、精密な地球表面標 高観測が行われるようになった. この手法によって氷床 表面を継続的に測定すれば、氷体積の変化が測定できる (e.g. Pritchard et al., 2009; McMillan et al., 2014). また, 衛星データによって測定した氷の流動速度から海洋への 氷フラックス(カービングと棚氷底面融解の和)を推定 し, 表面質量収支と比較することによって各流域での質 量変化が算出できるようになった (e.g. Rignot et al., 2008, 2011b). この手法はインプット・アウトプット法 (input-output method) と呼ばれ、その実現には領域気 象モデル(RCM: regional climate model)による表面質 量収支の計算精度向上が貢献している (e.g. van den Broecke et al., 2006; Lenaerts et al., 2012). さらに 2002 年には全球の重力分布を測定する人工衛星 GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) が打ち上げ られて、氷床質量を直接的に測定することが可能となっ た (e.g. Velicogna and Wahr, 2006; King et al., 2012). 上 記3つの手法はそれぞれに長所と短所がある。例えば高 度計による測定は空間分解能に優れているものの、標高 変化から質量変化を求めるためには積雪の密度を考慮す

る必要がある。一方,重力測定は直接質量変化を測定す ることができるが,空間分解能が低く,氷床下で変動す る地殻の影響(本巻の奥野を参照)を除く必要がある。

これらの新しい技術によって氷床質量変化が測定され るようになって約10年.データが蓄積され、独立した 測定結果が相互に比較されている. その結果, 南極にお いて氷が近年減少していることが明らかになってきた. IPCC 第5次レポートでは最新の研究成果をとりまとめ て、南極における 1993-2010 年の氷質量変化速度を -135から-58 Gt a⁻¹ (10⁹ t a⁻¹) と示した (Vaughan et al., 2013). この値は年間 0.37-0.16 mm の海水準上昇に 相当する。2005-2010年における変化速度は-221から -74 Gt a⁻¹ とされており、質量損失が近年増加している 可能性がある.同じ期間にグリーンランドではより多く の氷が失われており、損失速度の加速傾向もはっきりし ている (1993-2010 年: -149 から -94 Gta^{-1} , 2005-2010 年:-290 から-169 Gt a⁻¹) (Vaughan et al., 2013). 体積では南極氷床の1/10に過ぎないグリーンランド氷 床でより多くの氷が失われているのは、表面融解が消耗 に占める割合が大きく, 北極域の急激な温暖化によって 融解量が増えていることが主要因である。一方の南極氷 床では、期間によっては氷が増加傾向にあったとする主 張もあり (Zwally et al., 2015), 現在起きている質量変化 の大きさに対して測定の精度は十分でない、今後巨大な 南極氷床がどのように変動するのか、観測の継続と測定 精度の向上、さらに数値モデルを使った気候変動への応 答予測が求められている(Hanna et al., 2013; 本巻の齋 藤・グレーベを参照).

4. 南極氷床と海洋の相互作用

前節で示した南極氷床の質量変化は,地域によってそ の傾向が大きく異なる.特に西南極沿岸の一部で非常に 大きな氷損失が観測されており,海洋との相互作用が重 要な役割を果たしていることが明らかになってきた(e. g. Pritchard et al., 2009; Vaughan et al., 2013)(図4).南 極氷床の周縁はその93%が海洋に接しており,そのうち 74%が浮氷(棚氷または氷河の浮氷舌)を形成している (Bindschadler et al., 2011)(図5).そして氷床のほぼ全 周を縁取る氷と海の境界で,主要な消耗プロセスである カービングと棚氷底面融解が起きている.したがって, 南極氷床の質量変動を考える上で海洋との相互作用が重 要なのは当然である.特に最近の観測データによって, 海洋が氷床に与える影響の重要性が強く認識されるよう になった.



図4:南極氷床における 2006-2012 年の氷損失速度分布 (Vaughan et al., 2013 に加筆).単位は年間当たりの損失量を 水当量に換算したもの.

2000 年頃,西南極最大の氷流出量を持つパインアイラ ンド氷河で,急激な氷河末端の後退と氷河流動の加速, 数 100 km 内陸にまで及ぶ氷厚減少が報告された (Rignot, 1998; Shepherd et al., 2001; Joughin et al., 2003). また南極半島ではラーセン棚氷が相次いで崩壊し. それ に続いて棚氷に流入する氷河の流動の加速が観測された (Scambos et al., 2003, 2004). これらの氷河変動はそれ まで南極で起きうると考えられていた変動よりもずっと 急激で、海洋の変化による棚氷の融解加速がその原因と して指摘された.さらに南極の主要な棚氷で観測された 底面融解は過去の予想よりも大きく、各地域の海水温度 と良い相関関係にあることが示された(Rignot and Jacobs, 2002).その後、南極沿岸における氷床変動と棚 氷融解の研究は大きく進展し、近年の氷床質量損失が棚 氷の底面融解によって駆動されていることが明らかに なった.質量損失が著しい西南極では棚氷の氷厚減少が 進んでおり(Paolo et al., 2015)、そのような地域では比 較的暖かい海水が氷床と接していることが示されている (Pritchard et al., 2012).これらの観測結果によって、南 極氷床が海洋環境の変化に敏感な反応を示し、海洋との 相互作用によって10年程度のごく短い時間スケールで 大きく変動し得ることが認識されたのである.

近年,南極各地で様々な研究が実施され,氷河と棚氷 の急激な変化に関する観測データが蓄積されると共に, 氷床変動メカニズムの理解が進んでいる.特に氷の底面 が海水面よりも低く,上流側に向けて底面標高が低くな る場合,急速な氷流の加速と氷厚減少を伴って氷河が後 退することが明らかになってきた (e.g. Schoof, 2007; Jamieson et al., 2012). パインアイランド氷河が位置す る西南極アムンゼン湾では複数の氷河が著しく後退し, 底面地形の影響を受けて今後も後退が進む可能性が指摘



図5:南極氷床周縁において、それぞれの氷床地形が占める割合.氷床周縁 が棚氷または溢流氷河末端の浮氷を形成している場合を青(模式図a),氷床 が接地した状態で海洋または海氷に面している場合を緑(模式図b),陸上に 氷床末端がある場合を茶で示す(模式図c).データと氷床地形の分類は Bindschadler et al. (2011)による.



図6:(a) 南極におけるしらせ、宗谷流域の位置.(b) しらせ、宗谷流域を赤枠で示す.矢印は実測された流動速度(Motoyama et al., 2008).青枠は(c) に示す衛星画像の位置.表面標高を示す等高線の間隔は100 m.(c) リュツォ・ホルム湾の人工衛星画像に昭和基地と主要な氷河の位置を示す.

されている (Mouginot et al., 2014; Rignot et al., 2014; Joughin et al., 2014). 基盤が広い範囲で海水面下にある 西南極は本質的に不安定であり,小さな外力によって崩 壊し得るとの仮説が提唱されている (Mercer, 1978). これに対して基盤標高が海面よりも高い東南極では,氷 床が比較的安定に存在すると考えられている. 実際,現 在質量を大きく失っているのは西南極の沿岸部であり, 東南極では逆に質量増加傾向にあるとの見方がある (Shepherd et al., 2012).

氷床変動の直接的データが次々と報じられると同時 に, 氷床を取り巻く海洋の変化, 氷床・海洋相互作用の 重要性を示す研究成果が報告されている。長期の海洋観 測データは棚氷の融解が進む西南極で海水が温暖化して いることを示し (Schmidtko et al., 2014), 海洋環境が気 候や海氷に影響を受けて変化するメカニズムが明らかに なってきた (e.g. Hellmer et al., 2012; Darelius et al., 2015). さらに掘削孔や自動無人潜水艇を使った棚氷下 の海洋観測、特殊な氷レーダを使った底面融解測定など も観測例が増え、棚氷下の海洋循環、底面融解、環境変 化などの直接的な証拠が示されている (e.g. Hattermann et al., 2012; Nicholls et al., 2006, 2012, 2015; Herraiz-Borreguero et al., 2013). 特に前述したパインアイラン ド氷河では氷床と海洋の両面から様々な研究が進められ ており、氷床・海洋相互作用を理解する上で重要な成果 が挙がっている (Jenkins et al., 2010; Stanton et al., 2013; Dutrieux et al., 2014).

5. 東南極昭和基地周辺における氷床変動

過去 60 年間にわたる日本の南極観測は、東南極のリュ ツォ・ホルム湾に面した昭和基地を中心に実施されてき た(図6) 昭和基地が位置する宗谷海岸には海に流れ込 む溢流氷河がいくつも存在し、宗谷流域と呼ばれる氷床 流域の末端部分を形成している(図6).また、宗谷流域 のすぐ西側には、南極で最も流動の速い氷河のひとつで あるしらせ氷河がある. しらせ氷河は内陸に広がるしら せ流域の末端であり, 深層アイスコア掘削が行われた ドームふじ基地はこの流域の源頭に当たる(図6).東南 極は現在のところ大きな質量損失は報告されておらず、 比較的安定、または地域によっては質量が増加している 可能性がある.しかしながら、東南極に蓄えられた氷量 は西南極と比較して大きく、その変動が南極氷床に与え る影響は大きい. 長年の観測データが蓄積された昭和基 地周辺では、氷床がどのような変化を示しているのであ ろうか.

1969年から1974年にかけて、しらせ氷河の中流域で 氷の流動速度が綿密に測定された結果、この地域で氷が 流動によって伸ばされて急激に薄くなっていることが判 明した(Mae and Naruse, 1978; Naruse, 1979). しらせ 氷河の流動加速がその原因として提案されており、現在 の西南極と良く似た現象が起きていた可能性があり興味 深い. その後の1980年代に実施された観測でも、同程 度の氷減少を示すデータが報告されている(Nishio et al., 1989; Toh and Shibuya, 1992). その一方で、海洋への氷 フラックスと表面質量収支の比較から、しらせ流域の氷 質量が近年ほとんど変化していないことも示されている
(Fujii, 1981; Nakamura et al., 2016). これらの結果は, しらせ氷河の中流域で氷が失われる一方で,その他の地 域,例えば内陸部で氷の量が増えていることを示唆する ものである.しらせ流域は下流部で収束して,幅約10 kmのしらせ氷河末端から大量の氷が流出している(図 6).したがって,しらせ氷河の流動状態が流域の質量変 化に重要であることは間違いなく,その経年変化と流動 メカニズムの理解が必要である.人工衛星データを用い た流動速度や接地線の測定(Yamanokuchi et al., 2005; Nakamura et al., 2010),GPS (global positioning system) や氷レーダを用いた観測が実施されており(Aoyama et al., 2013),今後の発展が期待される.

また宗谷海岸に位置するラングホブデ氷河では、2012 年に棚氷の接地線付近で熱水掘削が実施された (Sugiyama et al., 2014). 接地域と呼ばれる接地線近傍 での全層掘削と氷床底面観測は、南極において初めての 試みである.この掘削によって、それまで接地線と考え られていた地点からさらに内陸側に薄い海水層が広がっ ていることが判明した. 掘削孔を使って観測を行ったと ころ、棚氷下の海水は氷河前の海洋と似た特性を示した (Ohshima et al., 1996). この結果は、外洋から比較的暖 かい海水が流入して、棚氷の底面融解に必要な熱を供給 していることを示唆する. さらに掘削孔カメラの映像と 海水サンプリングによって、冷たく暗く狭い環境に各種 の生物が見いだされた.熱水掘削による底面観測は、棚 氷底面融解の他、氷床の底面流動や水理環境、氷底湖な ど、未知の環境探査に有効な手段である. このようにし て得られる直接的な観測データを、広域での衛星解析と 組み合わせることが、南極氷床の変動メカニズムを理解 する上で重要である.例えば、人工衛星データを用いた 解析によって、氷河前の海氷状態がラングホブデ氷河の 末端変動に与える影響が示唆されており(Fukuda et al., 2014), 現地観測データと合わせた解析によって、大気・ 海氷・海洋と氷河との相互作用を総合的に理解する試み が進んでいる.

参考文献

- Aoyama, Y., K. Doi, K. Shibuya, H. Ohta and I. Tsuwa (2013) Near-realtime monitoring of ice flow in the floating ice tongue of Shirase Glacier through low-cost GPS buoys. *Earth Planets Space*, **65**, 103–108.
- Arthern, R. J., D. P. Winebrenner and D. G. Vaughan (2006) Antarctic snow accumulation mapped using polarization of 4.3-cm wavelength microwave emission. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D06107.

- Bell, R. E., W. Chu, J. Kingslake, I. Das, M. Tedesco, K. J. Tinto, C. J. Zappa, M. Frezzotti, A. Boghosia and W. S. Lee (2017) Antarctic ice shelf potentially stabilized by export of meltwater in surface river. *Nature*, **544**, 344–348.
- Bindoff, N. L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. M. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, K. C. Le Quere, S. Levitus, Y. Nojiri, C. K. Shum, L. D. Talley and A. S. Unnikrishnan (2007) Observations: oceanic climate change and sea level. In: Solomon, S. D. et al. (eds.) *Climate change 2007: The Physical Science Basis*, 387-429. Cambridge University Press, Cambridge.
- Bindschadler, R. A. et al. (2011) Getting around Antarctica: New high-resolution mappings of the grounded and freelyfloating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. *The Cryosphere*, 5, 569–588.
- Church, J. A., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, D. Qin and P. L. Woodworth (2001) Changes in sea level. In: Houghton, J. T. et al. (eds.) *Climate change 2001: The Scientific Basis*, 639–694. Cambridge University Press, Cambridge.
- Darelius, E., I. Fer and K. W. Nicholls (2015) Observed vulnerability of Filchner-Ronne Ice Shelf to wind-driven inflow of warm deep water. *Nature Communications*, 7: 12300, doi:10.1038/ncomms1230.
- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Griggs, J. T. M. Lenaerts, S. R. M. Ligtenberg, M. R. van den Broeke and G. Moholdt (2013) Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves. *Nature*, **502**, 89–92.
- Dutrieux, P., J. De Rydt, A. Jenkins, P. R. Holland, H. K. Ha, S. H. Lee, E. J. Steig, Q. Ding, E. P. Abrahamsen and M. Schröder (2014) Strong sensitivity of Pine Island ice-shelf melting to climatic variability. *Science*, **343**, 174–178.
- Fretwell, P. et al. (2013) Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7, 375–393.
- Fujii, Y. (1981) Aerophotographic interpretation of surface features and estimation of ice discharge at the outlet of the Shirase drainage basin, Antarctica. *Antarctic Record*, 72, 1–15.
- Fukuda, T., S. Sugiyama, T. Sawagaki and K. Nakamura (2014) Recent variations in the terminus position, ice velocity and surface elevation of Langhovde Glacier, East Antarctica. *Antarctic Science*, **326**(6), 636–645.
- Griggs, J. A. and J. L. Bamber (2011) Antarctic ice-shelf thickness from satellite radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 57(203), 485–497.
- Hanna, E., F. J. Navarro, F. Pattyn, C. M. Domingues, X. Fettweis, E. R. Ivins, R. J. Nicholls, C. Ritz, B. Smith, S. Tulaczyk, P. L. Whitehouse and H. J. Zwally (2013) Icesheet mass balance and climate change. *Nature*, **498**, 51–59.
- Hattermann, T., O. A. Nøst, J. M. Lilly and L. H. Smedsrud (2012) Two years of oceanic observations below the Fimbul Ice Shelf, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, **39**,

L12605, doi:10.1029/2012GL051012.

- Hellmer, H. H., F. Kauker, R. Timmermann, J. Determann and J. Rae (2012) Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current. *Nature*, 485, 225–228.
- Herraiz-Borreguero, L., I. Allison, M. Craven, K. W. Nicholls and M. A. Rosenberg (2013) Ice shelf/ocean interactions under the Amery Ice Shelf: Seasonal variability and its effect on marine ice formation. *Journal of Geophysical Research Oceans*, **118**, 7117–7131.
- Jamieson, S. S. R., A. Vieli, S. J. Livingstone, C. Ó. Cofaigh, C. Stokes, C. -D. Hillenbrand and J. A. Dowdeswell (2012) Icestream stability on a reverse bed slope. *Nature Geoscience*, 5(11), 799–802.
- Jenkins, A., P. Dutrieux, S. S. Jacobs, S. D. McPhail, J. R. Perrett, A. T. Webb and D. White (2010) Observations beneath Pine Island Glacier in West Antarctica and implications for its retreat. *Nature Geoscience*, 3, 468–472,
- Joughin, I., E. Rignot, C. E. Rosanova, B. K. Lucchitta and J. Bohlander (2003) Timing of recent accelerations of Pine Island Glacier, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, **30** (13), 1706. doi:10.1029/2003GL017609.
- Joughin, I., B. E. Smith and B. Medley (2014) Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica. *Science*, **344**, 735–738.
- Kamb, B. (2001) Basal zone of the West Antarctic Ice Streams and its role in lubrication of their rapid motion. In: Richard B. A. et al. (eds.) *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior* and Environment, Antarctic Research Series, 77, 157–200. AGU, Washington, D. C.
- King, M. A., R. J. Bingham, P. Moore, P. L. Whitehouse, M. J. Bentley and G. A. Milne (2012) Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution. *Nature*, **491**, 586–589.
- Kingslake, J., J. C. Ely, I. Das and R. E. Bell (2017) Widespread movement of meltwater onto and across Antarctic ice shelves. *Nature*, 544, 349–352.
- Lenaerts, J. T. M., M. R. van den Broeke, W. J. van de Berg, E. van Meijgaard and P. K. Munneke (2012) A new, highresolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophysical Research Letters*, **39**, L04501, doi:10.1029/ 2011GL050713.
- Livingstone, S. J., C. Ó Cofaigh, C. R. Stokes, C. -D. Hillenbrand, A. Vieli and S. S. R. Jamieson (2012) Antarctic palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, **111**, 90–128.
- Mae, S. and R. Naruse (1978) Possible cause of ice sheet thinning in the Mizuho Plateau. *Nature*, **273**, 291–292.
- McMillan, M., A. Shepherd, A. Sundal, K. Briggs, A. Muir, A. Ridout, A. Hogg and D. Wingham (2014) Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2. *Geophysical Research Letters*, **41**, 3899–3905.
- Mercer, J. H. (1978) West Antarctic ice sheet and CO2

greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature*, **271**, 321–325.

- Motoyama, H., T. Furukawa and F. Nishio (2008) Study of ice flow observations in Shirase drainage basin and around Dome Fuji area, East Antarctica by differential GPS method. *Antarctic Record*, **52**, 216–231. (in Japanese)
- Mouginot, J., E. Rignot and B. Scheuchl (2014) Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophysical Research Letters*, **41**, 1576–1584.
- Mouginot, J., E. Rignot, B. Scheuchl and R. Millan (2017) Comprehensive annual ice sheet velocity mapping using Landsat-8, Sentinel-1, and RADARSAT-2 data. *Remote Sensing*, 9(364), 3899–3905.
- Nakamura, K., K. Doi and K. Shibuya (2010) Fluctuations in flow velocity of the Antarctic Shirase Glacier over an 11year period. *Polar Science*, 4(3), 443–455.
- Nakamura, K., K. Doi and K. Shibuya (2016) Net mass balance calculations for the Shirase Drainage Basin, east Antarctica, using the mass budget method. *Polar Science*, 10(3), 111–122.
- Naruse, R. (1979) Thinning of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 24(90), 45–52.
- Nicholls, K. W. et al. (2006) Measurements beneath and Antarctic ice shelf using an autonomous underwater vehicle. *Geophysical Research Letters*, **33**, L08612, doi: 10.1029/2006GL025998.
- Nicholls, K. W., K. Makinson and E. J. Venables (2012) Ocean circulation beneath Larsen C Ice Shelf, Antarctica from in situ observations. *Geophysical Research Letters*, **39**, L19608, doi:10.1029/2012GL053187.
- Nicholls, K. W., H. F. J. Corr, C. L. Stewart, L. B. Lok, P. V. Brennan and D. G. Vaughan (2015) A ground-based radar for measuring vertical strain rates and time-varying basal melt rates in ice sheets and shelves. *Journal of Glaciology*, 61(230), 1079–1087.
- Nishio, F., S. Mae, H. Ohmae, S. Takahashi, M. Nakawo and K. Kawada (1989) Dynamical behavior of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Proceedings of NIPR Symposium, Polar Meteorology and Glaciology*, 2, 97–104.
- Ohshima, K. I., T. Takizawa, S. Ushio and T. Kawamura (1996) Seasonal variations of the Antarctic coastal ocean in the vicinity of Lützow-Holm Bay. *Journal of Geophysical Research.* 101(C9), 20617–20628.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker and L. Padman (2015) Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, 348, 327–331.
- Pritchard, H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan and L. A. Edwards (2009) Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets. *Nature*, 461, 971–975.
- Pritchard, H. D., S. R. M. Ligtenberg, H. A. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke and L. Padman (2012)

Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, **484**, 502–505.

- Rignot, E. (1998) Fast recession of a West Antarctic glacier. Science, 281, 549–551.
- Rignot, E. and S. S. Jacobs (2002) Rapid bottom melting widespread near Antarctic ice sheet grounding lines. *Science*, 296, 2020–2023.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 341, 266–270.
- Rignot, E., J. Mouginot and B. Scheuchl (2011a) Ice flow of the Antarctic ice sheet. *Science*, **333**, 1427–1430.
- Rignot, E., I. Velicogna, M. R. van den Broeke, A. Monaghan and J. Lenaerts (2011b) Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, **38**, L05503, doi:10.1029/ 2011GL046583.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot and B. Scheuchl (2013) Iceshelf melting around Antarctica. *Science*, 341, 266–270.
- Rignot, E., J. Mouginot, M. Morlighem, H. Seroussi and B. Scheuchl (2014) Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophysical Research Letters*, **41**, 3502–3509.
- Scambos, T., C. Hulbe and M. Fahnestock (2003) Climateinduced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula.
 In: Domack, E. et al. (eds.) Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives, Antarctic Research Series, 79, 79–92. AGU, Washington, D. C.
- Scambos, T. A., J. A. Bohlander, C. A. Shuman and P. Skvarca (2004) Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, **31**, L18402, doi:10.1029/ 2004GL020670.
- Schmidtko, S., K. J. Heywood, A. F. Thompson and S. Aoki (2014) Multidecadal warming of Antarctic waters. *Science*, 346, 1227–1231.
- Schoof, C. (2007) Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F03S28, doi:10.1029/2006JF000664.
- Shepherd, A., D. J. Wingham, J. A. D. Mansley and H. F. J. Corr (2001) Inland thinning of Pine Island Glacier, West

Antarctica. Science, 291, 862-864.

- Shepherd, A. et al. (2012) A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, **338**, 1183–1189.
- Stanton, T. P., W. J. Shaw, M. Truffer, H. F. J. Corr, L. E. Peters, K. L. Riverman, R. Bindschadler, D. M. Holland and S. Anandakrishnan (2013) Channelized ice melting in the ocean boundary layer beneath pine island glacier, Antarctica. *Science*, **341**, 1236–1239.
- Sugiyama, S., T. Sawagaki, T. Fukuda and S. Aoki (2014) Active water exchange and life near the grounding line of an Antarctic outlet glacier. *Earth and Planetary Science Letters*, **399C**, 52–60.
- Toh, H. and K. Shibuya (1992) Thinning rate of ice sheet on Mizuho Plateau, East Antarctica, determined by GPS differential positioning. In: Yoshida, Y. et al. (eds.) Recent Progress in Antarctic Earth Science, 579–583. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.
- van den Broecke, M., W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2006) Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophysical Research Letters*, 33, L02505, doi:10.1029/2005GL025239.
- van den Broecke, M. R., J. Bamber, J. Lenaerts and E. Rignot (2011) Ice sheets and sea level: thinking outside the box. *Survey Geophysics*, **32**, 495–505.
- Vaughan, D. G., J. C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang (2013) Observations: Cryosphere. In: Stocker, T. F. et al. (eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, 317–382. Cambridge University Press, Cambridge.
- Velicogna, I. and J. Wahr (2006) Measurements of timevariable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, **311**, 1754–1756.
- Whitehouse, P. L., M. J. Bentley, G. A. Milne, M. A. King and I. D. Thomas (2012) A new glacial isostatic adjustment model for Antarctica: Calibrated and tested using observations of relative sea-level change and present-day uplift rates. *Geophysical Journal International*, **190**, 1464–1482.
- Yamanokuchi, T., K. Doi and K. Shibuya (2005) Validation of grounding line of the East Antarctic ice sheet derived by ERS-1/2 interferometric SAR data. *Polar Geoscience*, 18, 1–14.
- Zwally, H. J. and J. Li, J. W. Robbins, J. L. Saba, D. Yi and A. C. Brenner (2015) Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses. *Journal of Glaciology*, **61**(230), 1019–1036.

氷床モデリングの基礎

齋藤 冬樹¹⁾, グレーベ ラルフ²⁾

本稿では、氷床モデルについての概観を述べた上で、種々の氷床モデルの中でも特に氷床形状を決めるためのモデルを概観する.氷床モデルで氷床をどのように抽象化して表現しているかを解説し、 具体例として氷床や棚氷の性質を理解する上での、二つの基本的な氷床モデルを紹介する.

Brief introduction to *ice-sheet* modeling

SAITO Fuyuki1 and Ralf Greve2

This article presents a brief introduction of so-called 'ice sheet models,' which may have several different concepts. Especially among them, the model to determine the ice-sheet shape is introduced. Two basic and standard approximations for ice-sheet are presented.

キーワード:氷床,棚氷,モデル ice-sheet, ice-shelf, model

1. はじめに

本項では「氷床モデリング」における基礎的な事項を 紹介する.「モデル」とは大雑把にいえば、ある事象を抽 象化あるいは近似した表現のことである.多くの分野が 「モデル」を使用しているが、単に「モデル」といった場 合に何を表現しているのかというのは千差万別であり、 どれが正解ということもない.類似の分野でも「モデル」 が表現する対象に多少のずれがあり、時に混乱を招くこ ともある.そこでまず、本稿で扱う「モデル」「氷床モデ ル」が何なのか明確にしておきたい.ただし、あくまで も本稿における定義であり、各分野の定義を否定するも

連絡先
齋藤 冬樹
海洋研究開発機構 横浜研究所
〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25
Tel. 045-778-5569
e-mail: saitofuyuki@jamstec.go.jp
1)海洋研究開発機構 統合的気候変動予測研究分野
Department of Integrated Climate Change Projection
Research (ICliP), Japan Agency for Marine-Earth Science
and Technology (JAMSTEC), Yokohama, Japan
2) 北海道大学 低温科学研究所
Institute of Low Temperature Science, Hokkaido
University, Sapporo, Japan

のではない.

例えば、数値標高モデル (Digital Elevation Model, DEM)という「モデル」がある. 通常, リモートセンシ ングや測量で得られた,空間座標情報の集合体であり, 氷床・氷河の標高地図のための基本情報である.氷床上 に限れば、「数値氷床モデル」といえなくもない(以下 DEM と記す). また、氷河性地殻均衡(Glacial Isostatic Adjustment GIA)の分野でしばしば「氷床モデル」が使 われる (本巻の福田, 奥野参照). これは GIA 計算の「入 力」として使われる、過去の氷床変動履歴の仮定、ある いはそこから導き出される履歴の復元のことである(以 下,氷床モデル/GIAと記す).本稿で取りあつかう「氷 床モデル」は二つのいずれとも性格が異なる. すなわち, ある入力情報に対して氷床形状を決定する仕組みそのも ののことを指す.本稿の「氷床モデル」の「出力」が DEM や氷床モデル/GIA に相当する場面もあるが、あ くまでもそれはモデルの生産物であり、「モデル」そのも のではない.

以下で,そういった本稿での「氷床モデル」(以降鉤括 弧を外す)では氷床をどのようにとらえているか,なる べく一般的かつ種々の氷床モデルでの基礎となる見方や 共通の見方を解説し,氷床モデルの基礎を紹介する.

ただ,氷床モデルも多様化しており,正確な解説をす るためにはかなり冗長な説明が必要となる.そこで冗長



図1:概念的な氷床モデルの例.

な繰返しを避けるために特別な表記を導入する.以下 で、「モデル化する」「モデルを組み立てる」といった表 現を用いた場合は、「ある条件を仮定しそれが成立する 場合の表現あるいは定式化を行う.ただし現実は必ずし もこの前提条件が成立するとは限らず、注目する時空間 スケールや特徴的な現象の適用にはある程度の限界があ る.それを踏まえた上で、ある範囲内では経験的・理論 的によい近似である.また、この仮定を用いないモデル 化を排除するわけではなく、しばしば実際に存在するこ ともある」という但し書きがついていると見なしてほし い.

2. 概念的な氷床モデル

さて、氷床とは大陸規模の陸上起源の氷体である.お およそ、氷床モデルでは「陸上に涵養し、流動して、融 解や流出で消耗する氷体」(図1)として氷床をとらえて いる(あるいは、概念的にモデル化する).現実の涵養・ 融解・流出過程は複雑な物理過程で決まっているが(新 版雪氷辞典 涵養、消耗の項参照)、その個別の詳細は問 わないことが多く、正味でどれくらいの氷体の増加減少 (表面質量収支)があるかのみを気にしたモデル化を行っ ている(前節の但し書き参照、以下略).表面質量収支は 氷床の上側の表面(以降単に表面と呼ぶ)と下側の表面 (底面)の和である.その間を、重力によって駆動される 氷の流動によって氷が輸送されることで収支が成立す る.場合によっては側面から氷が切りはなされることも あるが、切り放された氷体(氷山)はもはや氷床の一部 ではなく、モデルの対象から外れる.モデル内での氷の 生成消滅は表面・底面・側面のみであり、それ以外は考 慮しない.広義の氷床モデルは、氷の生成消滅過程と流 動過程および基盤地形を含めたシステム全体を扱うが、 狭義では氷の生成消滅および基盤地形という環境に対し 流動がどう決まるか、を取り扱い、環境は別のモデルと して考える(本巻の草原を参照).いずれにせよ、流動過 程の表現が、氷床モデルの基本であり核である、次に特 に氷床モデルで流動をどのようにモデル化しているかを 紹介する.

3. 粘性流体としての氷床モデル

氷床は一般的に流体力学の手法で記述する. すなわち 連続体の基礎方程式である,連続の式,運動方程式,エ ネルギーの保存を用いる. ただし,本稿では力学的な基 礎に焦点をおき,熱力学的な観点は簡単な紹介にとどめ る. 詳細は Greve and Blatter (2009)(以下 GB2009)や Cuffey and Paterson (2010)(以下 CP2010)などを参照 して頂きたい.

さて、様々な流体の性質があるが、「準定常」、「非圧 縮」、「非ニュートン粘性流体」と氷床をモデル化する場 合が多い.ニュートン粘性流体、あるいは線形粘性流体 とは、流れの速度勾配(歪み速度)と応力が単純な比例 関係にある流体のことであり、非ニュートン粘性流体は、 いわばその比例係数が応力の関数として表現される(具



図2:氷厚変化をコラムへの流入流出で表した模式図.適切 な境界条件の下,連続の式を変形したことによって得られる.

体的には後述).非圧縮仮定のもと、流体の密度は時間 空間変化せず、一様とする.速度ベクトルvとして、

div $\mathbf{v} = 0$,

となる(連続の式). これを変形し,境界条件である表面 質量収支 as,底面質量収支(ここでは融解を正とする) ab,表面高度 h,底面高度 b,氷厚 H=s-bの時間発展 方程式の形で用いるのが一般的である.

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla_{h} \cdot \int_{b}^{h} \mathbf{v}_{h} \, dz + a_{s} - a_{b}$$

この式の導出は、厳密には連続の式と表面および底面 の運動学的境界条件から行い、実際には煩雑である.し かし、導出された式を見ると、氷厚の時間変化が水平方 向の流動フラックスQ(水平速度 v_hの底面から表面ま での鉛直積分)発散と表面底面からの生成消滅で記述さ れる形であり、理解はしやすい(図2).

運動方程式については、準定常仮定のもと加速度に関 わる項を消去し、応力の釣合のみを考慮したモデルを組 み立てる. 応力テンソル σを用いて

div $\boldsymbol{\sigma} = \rho \boldsymbol{g}$

となる.ここで ρ は氷の密度, g は重力加速度のベクト ルであり, すなわち氷内部の応力分布が重力のみと釣り 合う記述となる.

重力に応じた氷の変形を、内部変形と大気、海、基盤 との境界における定式化を用いてモデル化する、大気と の境界、海との境界では自由表面、すなわちずり応力が ないとする、基盤との境界については応力や地面の性質 に依存する「底面滑り」を用いてモデル化する、底面滑 りについては測定が難しく、一般的には、速度と応力に なんらかの関係を仮定した経験的な記述を行う.

$\mathbf{v}_{b} = \mathbf{v}_{b}(\boldsymbol{\sigma}, \cdots)$

内部変形については、速度の空間微分(=歪み速度テンソル) $\dot{\epsilon}$ と応力 σ を用いた構成方程式で記述する.非 ニュートン粘性流体仮定のもと、係数 f が応力を含むその他の状態量の関数となる.

$\dot{\boldsymbol{\epsilon}} = f(\boldsymbol{\sigma},\cdots)\boldsymbol{\sigma},$

係数fは例えば温度に依存するが、その場合はエネル ギー保存を用いて記述する。その他の内部状態について も記述する方程式を組む必要があり、それを含めたもの が氷床モデルの基礎支配方程式となる。

方程式系を解くためには内部変形と底面滑りに具体的 な定式化が必要である.底面速度は底面のずり応力と圧 力にべき乗の関係を仮定するWeertmanの定式化 (Weertman, 1964など)を用いることが多いが,近年で は別の手法を用いるモデルもある(例えばAsay-Davis et al., 2016に列挙される).Weertmanの式のべきに何 を採用するかも含め,底面速度の定式化はモデル毎に異 なり,多様である.

内部変形は、Glen の流動則を用いた、等方の非線形粘 性流体の定式化が多くの氷床モデルの基本となっている (CP2010 など).近年は Glen の流動則の変形や、別の流 動則を採用したモデルもある。Glen の流動則では、応力 ではなく、等方的圧力-pI (p はスカラー、I は恒等行列) からの差(偏差応力)のテンソル $\sigma'=\sigma+pI$ を用いて歪 み速度との関係を記述する。f(σ)は一般的には偏差応力 テンソルの第二不変量の関数を用いる。またその他の比 例定数として温度 T 依存の項 A (Rate factor) とそれ以 外の項 E (Enhancement factor と呼ぶ)を使う。

$\dot{\boldsymbol{\epsilon}} = \mathbf{E} \mathbf{A} (\mathbf{T}) \mathbf{f}(\boldsymbol{\sigma}) \boldsymbol{\sigma}$

4. 応力項の近似

内部変形で用いる偏差応力, 歪み速度テンソルは, (非 圧縮仮定下で) それぞれ六つの独立した要素をもつ. 六 つの要素全てを考慮する流動方程式を Full-Stokes 氷床 モデルと呼ぶ. 重力加速度ベクトルと同じ方向 z, それ と垂直に水平方向 x, y をとり, 応力の釣り合いの式を 書き下すと以下の通りである.

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = 0,$$
$$\frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z} = 0,$$
$$\frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho g,$$

これに対して,氷床形状などの性質からある偏差応力 項を無視した氷床モデルがいくつかある.まず,大気や 海洋などでもしばしば用いられる,静水圧近似である. 鉛直スケールに比べ,水平スケールが十分大きい現象に はよい近似である.

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -p$$
,

静水圧近似から一歩近似を進めたモデルが二つある. 一つは着床した(氷底面が基盤に接している)氷に対す る Shallow-Ice 近似(SIA)であり,もう一つは浮力によっ て水に浮かぶ棚氷に対する Shallow-Shelf 近似である (SSA).

SIA は水平方向の変化が鉛直方向の変化に対して小さ いという仮定を用いた近似であり,鉛直のずり応力(剪 断応力)項二つが残る.直感的には,鉛直の水の柱があ るとして,重力と表面傾斜による応力が横方向の支えが なく,完全に底面のずり応力と釣り合っていると表現で きる.

$$\frac{\partial(-p)}{\partial x} + \frac{\partial\sigma_{xz}}{\partial z} = 0,$$
$$\frac{\partial(-p)}{\partial y} + \frac{\partial\sigma_{yz}}{\partial z} = 0,$$
$$\frac{\partial(-p)}{\partial z} = \rho g,$$

最終的にずり応力は以下のように求められる(詳細は GB2009, CP2010 など).

$$\sigma_{xz}(z) = -\rho g (h-z) \frac{\partial h}{\partial x},$$

$$\sigma_{yz}(z) = -\rho g (h-z) \frac{\partial h}{\partial y},$$

この式が成立すると、ずり応力の空間分布が、表面地

形の傾斜と深さのみに応じた非常に簡単な表現となる. 構成方程式も同様に近似の手続きをとると,最終的に水 平速度分布が,

$$v_{\mathbf{x}}(z) = v_{\mathbf{x}\mathbf{b}} - 2 (\rho g)^{\mathbf{n}} (\nabla_{\mathbf{h}} \mathbf{h})^{\mathbf{n}} \int_{\mathbf{b}}^{z} dz \ \mathbf{E} \mathbf{A} (\mathbf{h} - z)^{\mathbf{n}},$$

となる(y 方向は省略).結局,AとEが既知であれば, 水平速度が,水平方向の依存は表面傾斜のみ,底面から の鉛直方向の積分だけで求められる形式となる.さらに 鉛直積分することで,水平流動フラックスも鉛直方向の 積分だけで求められる.なお,積分するためには底面速 度が必要であるが,それはなんらかの底面滑りの法則を 用いて記述する.

一方 SSA も静水圧近似からさらに項を無視する近似 ではあるが,丁度 SIA と対極にあり,鉛直のずり応力項 二つを無視する近似である.表面と底面がいずれも自由 表面であるので,水平速度の鉛直方向の変化が非常に小 さい,という仮定に相当する.直感的には上流から流動 方向に押される力が,流動方向に対して横にある壁との 摩擦,および棚氷の先端からの水からの圧力と釣り合う, という表現である.

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = 0,$$
$$\frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} = 0,$$
$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho g,$$

力の釣合の式をこの仮定の下鉛直積分する.表面と底 面で自由表面であるという境界条件を用いると最終的 に,

$$2\frac{\partial N_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial N_{yy}}{\partial x} + \frac{\partial N_{xy}}{\partial y} = \rho g H \frac{\partial h}{\partial x},$$
$$2\frac{\partial N_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial N_{xx}}{\partial y} + \frac{\partial N_{xy}}{\partial x} = \rho g H \frac{\partial h}{\partial y},$$
$$t = t^{2} I \quad (B \neq K, T, O)$$

となる.ただし偏差応力の鉛直積分 N= $\int_{b} \sigma' dz$ を用いている.

構成方程式も同様に鉛直積分すると,最終的に水平速 度(SSAの下では鉛直一様)分布は以下の連立偏微分方 程式の形式で記述される(x方向のみ示す).

$$4\frac{\partial}{\partial x}\left(\eta\frac{\partial v_x}{\partial x}\right) + 2\frac{\partial}{\partial x}\left(\eta\frac{\partial v_y}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\eta\left(\frac{\partial v_x}{\partial y} + \frac{\partial v_y}{\partial x}\right)\right) = \rho g H \frac{\partial h}{\partial x},$$

ここで n は構成方程式から導出される速度と Rate factor に依存した係数である (導出は GB2009 参照).

SIA/SSA と Full Stokes の間の中間的な近似の氷床モ デルも多く存在するが,近似の程度は様々である. それ



図 3: Vialov (1958) に基づく氷床モデル設定と L=750 km, n=3, $a_s=30 \text{ cm/yr}$, $A=10^{-16}\text{yr}^{-1}\text{Pa}^{-3}$, $\rho=910 \text{ kg m}^{-3}$, g=9.81 ms⁻¹の時の解.

らはまとめて高次の力学モデル (Higher-Order Approximation, HOA) と分類される. Pattyn et al. (2008) などにまとめられているので参照されたい.

一般的に, SIA や SSA は氷床や棚氷の力学的釣合を 表すのに非常に精度よい近似であることがわかってい る.精度が悪くなる地域は,無視した項が支配的になる 領域であるが,それらは氷床の分氷嶺,氷床棚氷境界(接 地線)の近傍,あるいは氷流と呼ばれる局所的に速度の 大きい領域と限られている.従って,SIA 及び SSA は 大局的な氷床/棚氷の性質を理解する上で基礎となる考 え方である.ただし,それら領域の力学が重要になる課 題も少なくなく,適用には注意が必要であることは留意 されたい.

5. 氷床モデルの解析解

解析解(あるいは厳密解)という用語は若干曖昧では あるが、ここではこの後の節で説明する、数値解(これ も若干曖昧ではあるが)の対義語とした意味で用いてい る.一般的な用語ではないが「シンボリックな解」、とも いえる.方程式の解が既知の関数等で解け、変数(シン ボル)で表現出来る、任意の精度の入力に対して任意の 精度の値を求めることが出来る、といった意味である.

限られた例ではあるが,前節の支配方程式系は解析解 をもつ氷床モデルが存在する.そのうち二つのモデルを ここで紹介する.どちらも,力学の近似を行った上で, さらに限定された状況下の解ではあるが,より一般的な 氷床モデルを考える上で重要な基礎となる.

5.1 SIA 下での Vialov (1958) による氷厚分布定常解 以下のような氷床モデルを考える (図 3).

- 鉛直方向 (z) と水平一次元 (x のみ), 二次元
- SIA および Glen の流動則が成立,底面滑りなし.

- 粘性係数は一様 (A),時間変化なし
- 基盤は一様で(b=0),時間変化なし,氷床は必ず着
 床する
- 氷床の端 (x=L) で氷厚 H(x=L)=0
- 氷厚は定常,つまり時間変化なし
- - 正味の氷入力(質量収支)は一様(a_s=const>0),

 時間変化なし

このモデルを用いて,表面高度の空間分布 h(x) の解を 求めることとする. Vialov (1958) で解が提示されるこ とから, Vialov 解と呼ばれる. 導出を概略すると以下の 通りである.

div Q=a_s,
Q=-A₀hⁿ⁺²
$$\left|\frac{dh}{dx}\right|^{n-1} \frac{dh}{dx} = \int_{0}^{x} a_{s} dx = a_{s} x$$
,
 $\frac{h}{h_{0}} = \left[1 - \left(\frac{x}{L}\right)^{\frac{n+1}{n}}\right]^{\frac{n}{2n+2}}$
 $A_{0} = \frac{2A(\rho g)^{n}}{n+2}, h_{0} = 2\frac{n}{2n+2} \left(\frac{a_{s}}{A_{0}}\right)^{\frac{1}{2n+2}} L^{1/2}$

図3に定数にある具体的な値を設定した解を示す.

結局, 任意のL, a, A, nに対してh(x)の厳密な分 布を得ることが出来る. 別の見方をすると, h₀, L, a, A, nの五つの変数のうち四つが既知であれば, 残りの 一つを求めることが出来るモデルである.

5.1.1 Vialov 解を用いた考察

この氷床モデルの Vialov 解を用いることにより,氷 床の性質についていくつか考察を進めることが出来る. 代表的なものを列挙する.

- アスペクト比(h₀/L)はLの-1/2乗に比例する.
 すなわち氷面積が広いほど相対的に薄い氷となる
- 表面高度は質量収支 as の 1/(2n+2) 乗に比例する.
 n=3の場合 1/8 であり、すなわち質量収支の変化に対して相対的に感度が小さい。降雪が2倍になっても表面高度は高々2¹=1.09 倍にしかならない。
- 例えば地理的な条件などから氷床の到達範囲を,観 測から降雪量を決定可能であれば、ある流動法則 (A,n)に対して、この氷床の定常解の氷床分布を一 意に決めることが出来る。
- L, hoで長さを規格化した場合,hの分布はnだけ に依存することがわかる.すなわちhの空間分布 を観測から決定することが出来れば,そこから質量 収支aやAを未知のままnを決定することが出来

る (Vialov, 1958; CP2010).

5.1.2 Vialov 解の拡張

これとは異なる条件で解析解を求める試みもいくつか ある.

- Budd (1969) や, Paterson (1972) は基盤地形が平
 らでないある特別な場合について解析解を求めている.
- Paterson (1972) は質量収支がある座標を境に正で
 一定の領域(涵養域に相当)と負で一定の領域(消
 耗域に相当)に分かれる場合について解析解を求めた
- Bueler et al. (2005) などではさらに別の質量収支の 条件についての解析解を用いた考察を行っている.
- GB2009 p90 に指摘があるように、つまるところ氷
 床分布の解析解を得るために必要なのは質量収支の 1/n の定積分である。

この定積分の値を決めればそれに基づく氷床分布の 厳密な解を求めることが出来る. Huybrechts et al. (1996)で提示された,ある質量収支下の氷床分布の解 析解は,論文中に明記こそしていないが,議論に必要 とする精度まで定積分を数値的に求めて計算したと考 えられる.

5.2 SSA 下での Greve and Blatter (2009) による棚 氷速度分布の解

前節では全体に着床した氷(狭義の氷床)のモデルを 紹介したが,次に浮力によって浮いた過程(棚氷過程) のモデルを紹介する.詳細は GB2009 に示されている.

- 鉛直方向 (z) と水平一次元 (x のみ), 二次元.
- SSA および Glen の流動則が成立. 浮力のつりあい で表面・底面高度が決まる.
- 棚氷領域のみを考慮, x=0を接地線(点), x=Lを 棚氷端とする.
- 棚氷の厚さはx=0からx=Lまで線形に変化する (H_{gl}からH_{cf})
- 棚氷端は鉛直な面であり、静水圧(の鉛直積分)と 釣り合う。
- 粘性係数は一様 (A),時間変化なし
- x=0 では与えられた速度 vg で棚氷に流れ込む

図4に棚氷形状を表す.前節と類似のモデルではある が、大きく異なる点として氷厚分布は決められている、 ということに注意が必要である.このモデルを用いて棚 氷の水平流動速度を求めることにする.導出を概略する



図 **4**: 棚氷形状のモデル設定. Greve and Blatter (2009) を元 に編集.



図 5:図4の棚氷形状をSSAの下で解いた棚氷速度の解. H_{gl}=400 m, H_{cf}=200 m. L=200 km, v_{gl}=100 m a⁻¹, n=3, A=4.9×10⁻²⁵s⁻¹Pa⁻³, ρ =910 kg m⁻³, ρ_{sw} =1028 kg m⁻³, g=9.81 m s⁻²と設定した場合を示す. Greve and Blatter (2009)を元に編集.

と以下の通りである.

$$\eta = \frac{BH}{2} \left(\frac{dv_x}{dx} \right)^{-(1-\frac{1}{n})}$$

$$4 \frac{d}{dx} \left(\eta \frac{dv_x}{dx} \right) = \rho g H \frac{dh}{dx},$$

$$2BH \left(\frac{dv_x}{dx} \right)^{\frac{1}{n}} = \frac{\rho}{\rho_{sw}} (\rho_{sw} - \rho) \frac{gH^2}{2},$$

$$\frac{dv_x}{dx} = \left(\frac{\rho}{\rho_{sw}} (\rho_{sw} - \rho) \frac{gH}{4B} \right)^n,$$

$$v_x (x) = v_{gl} + \left(\frac{\rho}{\rho_{sw}} (\rho_{sw} - \rho) \frac{g}{4B} \right)^n \int_0^x H^n dx,$$

SIA と同様であるが、つまるところ流動速度の解を得 るために必要なのは、氷厚のn乗の接地線からの定積分 である。今回の設定の通り氷厚が距離の一次関数の場合 は厳密に積分を求めることが可能である。

図5に具体的な定数を用いた場合の速度分布の解を表 す.ここでは接地線での速度を100 m yr⁻¹と設定した が,このモデル下では棚氷端で速度が1.6 km yr⁻¹にも 達することが分かる.

6. 氷床数値モデル概観

ここまで列挙した氷床モデル以外にも,いくつかの氷 床モデルについては厳密的な解を得ることが出来る.し かし,現実はより複雑であり,むしろそのようなモデル は非常に限られている.例えば現実の棚氷は,前節のモ デルの通り流動に対して横方向(図4のy方向)に一様 ということはまずなくたとえば湾の上にある棚氷の場合 は横に壁があるような状態であり,内陸からの応力が壁 による水平方向のずり応力と棚氷全面の海水からの圧力 と釣り合う形となる.前節で例示した棚氷端での速度 は,もしその効果があれば多少抑制されるであろう.

氷床の何が知りたいか、というのは千差万別であるだ ろうが、多くの課題に共通するのは、要するに氷床形状 の「変化」が知りたい、ということに尽きる(本巻の奥 野,三浦,杉山,草原,関参照). これとは性格が大きく 異なり、気候変動、海洋変動の解釈のために氷床コアの 流動の性質を知りたい、という疑問もある(本巻の川村、 飯塚参照)が、今まで見てきたように流動は形状の関数 であることから,同様に氷床形状の変化も重要な要素で ある. そして変化といった場合に. 最終的にどうなるか (定常解), ということだけではなく, そこにどのような 時間で向かっていくか、ということが知りたいのだと考 えられる. 従って氷床モデルの組み立てには時間微分の 項が必要である. また, 前節までのモデルでは考慮しな かったが、現実的には氷の粘性の比例係数である A は 氷の温度に依存し、すなわち三次元的に非一様である. そのため、Aを決めるための方程式を加えて使う必要が ある.氷床の基本的な二大近似である SIA と SSA はそ れぞれ氷床、棚氷の流動を表現する上で基本的かつ非常 に精度のよい近似であるが、それでは近似しきれない氷 床の振る舞いを評価したい場合もある.いずれか一つ, その全ての方向に氷床モデルを拡張する場合、要するに より多くの過程、多くの項を考慮した氷床モデル構築を 考える場合は、氷床モデルの支配方程式を「数値的に」 近似的に解く、つまり数値氷床モデルを用いるしかない.

「数値モデル構築」、とはモデルで用いる方程式の部分 あるいは全部を離散的に表現する、ということであるよ く用いられている離散化手法は、有限差分法、有限体積 法、有限要素法、そしてスペクトル法であり、それぞれ に長所短所がある.世界には多くの氷床数値モデルがあ るが、例えば Goelzer et al. (2017)にまとめられている グリーンランド氷床モデルには有限体積法が一つ、有限 要素法が三つ、残りの直くは有限差分法で記述されてい るとある.また、Pattyn et al. (2008)にまとめられてい る氷床モデルには加えてスペクトル法のモデルも存在す る.多くの氷床数値モデルは、共通する点もあるが、数 多くの観点で異なる定式化・構築・実装を行っている. 中には SICOPOLIS (Greve and Blatter, 2016 など), ISSM (Habbal et al., 2017 など), PISM (Winkelmann et al., 2011 など), Elmer/Ice (Seddik et al., 2012) などフ リーな氷床数値モデルも存在するので、数値氷床モデル がどのように構築されるかを知りたい場合はそれらを入 手するのもよい方法である.離散化手法については数多 くある数値計算の教科書で知ることが出来る.

ここで,最後にもう一度,モデル,あるいは「近似」 ということを整理したい.モデル化とは要するに現象を 近似的に表現することである.一口に近似といっても 色々な階層がある.

モデル入力に関する近似
 ここではほぼ天から降ってきたものとして扱っていたが、境界条件をどのように入力するかも、原理的にはモデルであり、あらゆる誤差を内包する。
 現象そのものの近似

氷床流動を非線形の粘性流体として扱うことは原理 的には近似である.また,応力と歪み速度の関係で 一般的に用いられている Glen の法則,Weertman の底面滑りも近似である

- 支配方程式の近似
 理論的な考察や、種々の事情によって支配方程式を
 簡単化することがある、SIA や SSA のようにある
 応力の項以外を無視した定式化や、定常を仮定した
 時間微分の無視した定式化、などがある。
- 離散化することによる近似
 どの方程式を離散化するかの選択には自由度がある。一般に一つの方程式には厳密な恒等式が複数存在するが、どの式を採用するかは自由であり、数値モデル内での表現によっては誤差の程度が大きく異なる場合がある。その上、方程式が同一でもどの手法で離散化するかの選択も近似である。
 また、離散化の程度(格子表現の細かさ)はどの程度か、数値解法をどの精度で打ち切るか、というところにも近似がある。

これらの近似,モデル化の階層のあらゆるところにあ らゆる大きさの誤差が存在する.氷床モデルが現実をう まく再現している,逆に現実の再現が悪い,といった場 合には,その課題毎に,一体どの階層による誤差なのか を慎重に吟味することが重要ではないかと考える次第で ある.

参考文献

- 公益社団法人日本雪氷学会編(2014)新版雪氷辞典. 古今書 院, 東京.
- Asay-Davis, X. S. et al. (2016) Experimental design for three interrelated marine ice sheet and ocean model intercomparison projects: MISMIP v.3 MISMIP+, ISOMIP v.2 (ISOMIP+) and MISOMIP v.1 (MISOMIP1). *Geosci. Model Dev.*, 9, 7, 2471–2497, doi:10.5194/gmd-9-2471-2016.
- Budd, W. F. (1969) The dynamics of ice masses. ANARE Sci. Rep., Ser. A (4), 108, Antarctic Division, Dept. of Supply, Melbourne.
- Bueler, E., C. S. Lingle, J. A. Kallen-Brown, D. N. Covey and L. N. Bowman (2005) Exact solutions and verification of numerical models for isothermal ice sheets. *J. Glaciol.*, **51** (173), 291–206.
- Cuffey, K. M. and W. S. B. Paterson (2010) *The Physics of Glaciers, Fourth edition.* Academic Press, Cambridge.
- Goelzer, H. et al. (2017) Design and results of the ice sheet model initialisation experiments initMIP-Greenland: an ISMIP6 intercomparison. *Cryosphere Discuss.*, doi:10.5194/ tc-2017-129, in review, 2017.
- Greve, R. and H. Blatter (2009) *Dynamics of ice sheets and glaciers*. Springer, Berlin.
- Greve, R. and H. Blatter (2016) Comparison of thermodynam-

ics solvers in the polythermal ice sheet model SICOPOLIS. *Polar Sci.*, **10**(1), 11–23.

- Habbal, F., E. Larour, M. Morlighem, H. Seroussi, C. P. Borstad and E. Rignot (2017) Optimal numerical solvers for transient simulations of ice flow using the Ice Sheet System Model (ISSM versions 4.2.5 and 4.11). *Geosci. Model Dev.*, 10(1), 155–168, doi:10.5194/gmd-10-155-2017.
- Huybrechts, P. et al. (1996) The EISMINT benchmarks for testing ice-sheet models. Ann. Glaciol., 23, 1–12.
- Paterson, W. S. B. (1972) Laurentide Ice Sheet: Estimated volumes during Late Wisconsin, *Rev. Geophys.*, 10(4), 885– 917, doi:10.1029/RG010i004p00885.
- Pattyn, F. et al. (2008) Benchmark experiments for higherorder and full Stokes ice sheet models (ISMIP-HOM). *Cryosphere*, 2(2), 95–108.
- Seddik, H., R. Greve, T. Zwinger, F. Gillet-Chaulet and O. Gagliardini (2012) Simulations of the Greenland ice sheet 100 years into the future with the full Stokes model Elmer/Ice. J. Glaciol., 58(209), 427-440.
- Vialov, S. S. (1958) Regularities of glacial shields movement and the theory of plastic viscous flow. *Int. Assoc. Hydrol. Sci. Pub.*, 47, 266–275.
- Weertman, J. (1964) The theory of glacier sliding. J. Glaciol., 5, 287–303.
- Winkelmann, R. et al. (2011) The Potsdam Parallel Ice Sheet Model (PISM-PIK) - Part 1: Model description. *Cryosphere*, 5(3), 715–726.

衛星観測による南極氷床質量収支

福田 洋一1)

地球温暖化による南極氷床質量変動は,海面上昇の要因として大きな関心事である.地上での観測 データが極めて乏しい南極で氷床質量収支を見積もることは,長らくほとんど不可能な課題であった が,1990年代以降,衛星観測を利用することで,まだ不確定性は残るものの大陸スケールでの質量収 支の見積もりも可能となっている.ここでは,まず,氷床質量収支の研究に利用される衛星高度計, 合成開口レーダー,衛星重力の3つの観測手法について述べ,これらの手法を利用した南極氷床質量 収支に関する最近の研究について紹介する.

Satellite Observations of the Antarctic Ice-sheet Mass Balance

Yoichi Fukuda¹

The contribution of the ice-sheet melting is a key factor to the sea level issue. Before the 1990's, it had been almost impossible to estimate the ice-sheet mass balance in Antarctica where in-situ observations were very limited. Recent satellite observations have enabled us to estimate the mass balance in Antarctica, although there still remain several uncertainties. We first discuss three satellite observation methods, which are employed for estimating the ice-sheet mass balance, and then review the recent studies of the ice-sheet mass balance in Antarctica.

キーワード:氷床質量収支,海面上昇,衛星高度計,合成開口レーダー,衛星重力 Ice-sheet Mass Balance, Sea Level Rise, Satellite Altimetry, Synthetic Aperture Radar, Satellite Gravimetry

1. イントロダクション

南極氷床は地球上にある淡水のおよそ6割を占め、そ れがすべて融解すると約60mの海面上昇を招くと言わ れている.南極氷床の増減は海水準変動と直結してお り、その変動を正確にモニターすることは大変重要な課 題である.氷床氷の増減は、氷床が新たに得た氷の質量 と失った質量の差である質量収支(Mass Balance)とし て表される.現在の南極氷床が増大しているのか減少し ているのかを知ることは、原理的には極めて単純で、質

連絡先
福田 洋一
京都大学 大学院理学研究科
〒606-8502 京都府京都市左京区北白川追分町
Tel. 075-753-3912
e-mail: fukuda@kugi.kyoto-u.ac.jp
1)京都大学 大学院理学研究科
Graduate School of Science, Kyoto University, Kyoto, Japan

量収支が正であるか負であるかが判ればよい. しかしな がら現実問題として, 南極での質量収支を正確に見積も ることは決して容易なことではない. 氷床の表面におけ る質量収支は、表面質量収支 (SMB: Surface Mass Balance)と呼ばれ、これは、降雪量・昇華凝結量と昇華 蒸発量・融解量、さらには風による積雪再配分量の和と して表される. ところで、南極の現場で実際に観測され るのは降雪量ではなく積雪量であり、しかもその観測が 行われているのはごく限られた場所だけで, SMB の見 積もりは、気象モデルや氷床流動モデルによる推定に頼 らざるを得ない. さらに、トータルな質量収支(NMB: Net Mass Balance)は, SMB から氷河や氷床縁辺部から の流出量を差し引いたものであり、流出量の見積もりに は、氷床・氷河の流動速度はもちろん、棚氷と氷床の境 界, すなわち大陸と海洋とが接する接地線の位置や, そ こでの氷厚・地形などについても正確な情報が必要であ る. 広い棚氷を持つ南極大陸周辺では、そもそも接地線 の位置を決めることすら難しい問題であり、南極の現場

観測から NMB を見積もることが如何に困難かは,容易 に想像がつくであろう.

南極での NMB の見積もりに衛星観測が積極的に利用 されるようになったのは衛星高度計 (Satellite Altimetry) や合成開口レーダー (SAR: Synthetic Aperture Radar) が本格的に利用できるようになった 1990 年代以 降のことである。特に21世紀になり、まったく異なっ た発想に基づく NMB の推定方法として、衛星による重 力観測が登場した.衛星重力観測では,衛星軌道から地 球重力場の時間的変化を直接測定することで、後述する 幾つかの問題はあるものの,対象とする領域全体で積分 値としての質量変化を知ることができる. これは NMB を直接測定していると考えてよい.一方,衛星高度計に よる観測では、やはり幾つかの仮定は必要であるが、現 場観測では困難な空間的に均質な SMB のデータが得ら れ、さらに、SAR や他のリモートセンシングデータを利 用すると、接地線の位置の同定も含め、氷河や氷床の流 動に関するより詳細な情報を取得することができる.現 在では、これらの衛星観測データに地上観測やモデルを 組み合わせることで、より正確な NMB の見積もりが可 能となっている.

本稿では、近年、南極氷床質量収支の研究に広く用い られ、また、欠かすことができない手段となっている、 衛星高度計、合成開口レーダー、衛星重力などの衛星観 測について、その歴史、原理、特徴、限界や問題点につ いて述べ、次に、これらの衛星観測を利用した最近の南 極氷床質量収支に関する研究について紹介する. なお、 氷床変動については本巻の杉山も合わせて参照されたい.

2. 衛星観測

2.1 衛星観測の歴史

衛星観測が始まったのは、もちろん史上初の人工衛星 であるスプートニック1号が打ち上げられた1957年10 月4日以降のことであるので、その歴史は高々60年ほ どである.しかしながら、1960年代には、すでにリモー トセンシングという言葉が使用されており、気象観測を 目的とした TIROS (Television Infrared Observation Satellite)/ESSA (Environmental Science Services Administration), TIROS/NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) シリーズでは、雲の写真 撮影などが行われた.その後、1970年代には LANDSAT (Land Remote-Sensing Satellite) による地下 資源探査や Skylab での様々な研究など、気象観測以外 の衛星観測も本格化した.(マイクロ波)レーダー高度 計は、1973 年の Skylab で最初の実験が行われ、その後、 1975 年 に 打 ち 上 げ ら れ た GEOS-3 (Geodynamics Experimental Ocean Satellite) では、3 年以上の長期に わたり実用的なデータを得ることに成功した(例えば、 福田、2000). また、1978 年に打ち上げられた SEASAT は、GOES-3 に比べはるかに高精度なレーダー高度計に 加え、初の SAR (L-Band) も搭載され、電源装置の不良 のため約 3 ヵ月程度と短期の運用となったが、レーダー 高度計データとともに SAR データの取得にも成功して いる.

1990年代に入ると、レーダー高度計と SAR を搭載し た ERS (European Remote Sensing Satellite)-1/2 が 1991年7月と1995年4月に、またSARを搭載した RADARSAT-1が1995年11月に打ち上げられ、レー ダー高度計や SAR が南極氷床変動の研究に本格的に用 いられるようになった. その後, これらの観測は, 2002 年3月打ち上げの Envisat (Environmental Satellite) ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) や RA-2 (Radar Altimeter 2), 2006 年 1 月打ち上げの ALOS (Advanced Land Observing Satellite) PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), 2007 年 12月打ち上げの RADARSAT-2, 2010 年 4 月に打ち上 げの干渉合成開口レーダー高度計を搭載した CryoSat-2 などに引き継がれている.また,2003年1月には、レー ザー高度計 GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) を搭載した ICESat (Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite) が打ち上げられ (Schutz et al., 2005), レーザー の不調で当初予定されていた十分なデータこそ得ること はできなかったが、氷床変動の研究に新たな観測手法を もたらした (Shuman et al., 2006).

レーダー高度計やSARは、いずれも1970年代に実現 し、1990年代に大きく進歩したが、衛星重力観測のアイ デアそのものは古くからあるものの、その実現は21世 紀に入ってからである。歴史上初めて衛星重力観測を実 現したのは、2000年7月に打ち上げられた CHAMP (CHAllenging Minisatellite Payload)であり、その後、 2002年3月にGRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment)、2009年3月にはGOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer)が、それぞれ 打ち上げられた、この内、GRACE (Tapley et al., 2004) は、様々な原因によって生じる質量移動(質量再分配) に伴う極めて微小な重力場の時間的変化の検出を可能と し、氷床質量変動の研究に限らず、陸水変動、海面変動、 さらには巨大地震による地殻変動など、多くの研究分野 で革新的な成果を挙げている(例えば、Chen et al., 2006; Han et al., 2006; Yamamoto et al., 2007; Ramillien et al., 2008; Chambers et al., 2017). 15 年以上の長期にわたっ て継続した GRACE の観測ミッションは 2017 年 10 月 に終了し, その役目は 2018 年打ち上げ予定の GRACE-FO (Follow On) に引き継がれることになっている (https: //gracefo.jpl.nasa.gov/mission/overview/).

重力場の時間変化の観測による質量移動のモニタリン グを第一の目的とした GRACE とは異なり,GOCE は高 空間分解能かつ高精度な静的重力場の情報を得ることを 目的とした衛星である.このため GRACE とは相補的 な役割を果たし,2013年10月のミッション終了までの 間に得られたデータは、グローバルな重力モデルの改良 に大きく貢献し、南極においても重力異常やジオイドの 研究(Fukuda et al.,2016)、氷床基盤地形や地殻構造の 研究などに寄与している.

2.2 衛星高度計

衛星高度計とは衛星軌道から地球表面までの距離を測 る装置のことであり、通常、距離の測定にはマイクロ波 周波数帯のKuバンド (~13.8 GHz) やCバンド (~5.3 GHz) などのレーダー高度計が使用される。一方. ICESat にはレーザー高度計 GLAS が搭載され、緑色 レーザー(波長 532 nm)と赤外線レーザー(波長 1064 nm)により、雲やエアロゾルなど大気の観測とともに、 空間分解能 70 m, 測定精度 1 m 以上と, レーダー高度計 に比べ高空間分解能,高精度での地形や氷床のマッピン グが行われた. レーザー高度計の測定原理は、衛星から 照射したレーザーパルスの散乱反射を受信し、その往復 時間から距離を測定するというもので、マイクロ波電波 の替わりにレーザー光を使用することによる装置やデー タ処理など技術的な差異を除くと、基本的な測定原理は レーダー高度計と同様である.また、レーダー高度計は、 歴史的に海面の高度測定を主目的として利用されてきた ことから、氷床観測への利用では注意すべきことも少な くない、そこで、以下では、主にレーダー高度計につい てその測定原理について述べることにし、レーザー高度 計については、レーダー高度計との比較において幾つか の特徴に触れるに留める.

2.2.1 レーダー高度計

レーダー高度計の測定原理そのものはいたって簡単 で、図1に示すように、衛星の直下に発射したマイクロ 波レーダーパルスが地球の表面(主に海面)で反射して 衛星に戻るまでの往復時間から距離を測定するものであ る.このとき衛星の軌道を既知とすると、反射点におけ



図1:衛星高度計による測定の概要.

る座標の基準となる地球楕円体からの距離,楕円体高が 得られる。

歴史的にも応用面でも、レーダー高度計の最も重要な 研究対象は海洋であり、楕円体から海面までの距離であ る海面高を測定することから、レーダー高度計はしばし ば海面高度計とも呼ばれている.海面高が特別な意味を 持つ1つの理由は、図1にも示されているように海面の 形状が重力の等ポテンシャル面であるジオイドの形に大 変近く,海面高度計は、第1近似として力学的海面高(海 流によって生じる海面の凹凸)を無視すれば海域でのジ オイド高を直接測定していると考えられるからである. ジオイド高がわかれば、それをもとに海域の重力異常が 計算でき、重力異常からは海底地形を知ることができる. 海面高度計は測地学や固体地球物理学の分野にも大きな 貢献を果たしている(例えば、福田、2000).

現在,レーダー高度計による海面高の測定精度は2~3 cmに達しており,海面高の変動を定常的にモニターし, それを海洋力学モデルに取り込むことで海洋学的に意味 のある様々な情報が得られるようになっている.これら の情報は,エルニーニョなどの気候変動とも関連した広 域の海洋場変動や海水準変動などの研究はもちろん,海 況の監視や漁場の探査など,現業でも広く利用されてい る.海洋学やそれに関連した分野では,海面高度計は今 や欠かせない観測手段となっている(例えば,市川, 2014).

レーダー高度計で海面高がこのように高精度に測定で きるのには、幾つかの理由がある.レーダー高度計の測 距精度は、衛星から発射したレーダー波が海面で反射し、 衛星に戻るまでの往復時間を如何に正確に測るかにか かっている.測定精度を向上させるためには、大電力の 鋭いパルスを作り出す必要があるが、パルス幅を狭める と送信電力も落ちてしまう.このため、レーダー高度計 では、送信波として、チャープ信号と呼ばれる時間とと もに周波数が変化する波で周波数変調した電波を用い、 受信波にはそれを復調するフィルターを施し、周波数領 域において合成するチャープ圧縮という手法が用いられ ている.これは、送信波と受信波のパターンを比べるこ とで往復時間を正確に測定するということで、これによ り送信出力を落とすことなく、見かけ上、鋭いパルスを 用いたのと同じ効果を得ている.このような送信波を連 続的に照射し、多数の受信波を重ね合わせることで測定 精度を上げている.

図2は、ある幅を持つ衛星からの送信波が、海面の照 射領域(footprint)で反射(後方散乱)し、衛星で受信さ れた場合の受信強度の時間的変化を示したものである. 衛星から発射された電波の受信強度は、海面での反射の 面積に比例するので、直下の海面からの反射を受信し始 める図中のA点から増加をはじめ、パルスの後縁が直 下の地点に達し反射面積が最大となるB点で最大とな り、その後、直下からの反射がなくなりC点に向かい 徐々に減少する.実際の海面高度計では、多数の受信波 の合成で平均的な受信強度としてこのような受信波形



図2:マイクロ波レーダー高度計による測定と受信波形.

(waveform)の時系列データが得られ、A 点とB 点の中 心位置からレーダー波の往復時間, すなわち測距データ を求めることができる. さらに, 受信波形は反射点の海 況を反映しており、受信波形の傾きから海面の波浪の状 態、また、受信信号の強度から海上風の強さを推定する ことも可能である.なお、マイクロ波電波を使うレー ダー高度計では, GNSS (Global Navigation Satellite System) や SAR の観測と同様に、電離層中の荷電粒子 や大気中の水蒸気による電波伝播遅延の影響を受ける. この内、荷電粒子の伝搬遅延については、GNSS と同様 に観測に異なる周波数の電波を使うことでその影響を補 正することが可能で, Envisat では Ku-band と S-band の2周波が使用された.また、水蒸気については、衛星 に搭載した水蒸気ラジオメーターや、大気数値モデルを 用いるなどで補正が行われている. レーダー高度計の データは、通常、高度の測定値や軌道情報に加え、この ような測定値に関連した補正量,地球潮汐や海洋潮汐な どの既知の地球物理学的現象に対する補正量などを含め GDR (Geophysical Data Record) として提供されている.

さて、海面には波浪やうねりが存在するものの、半径 数キロ程度のレーダー高度計の footprint のサイズでは 海面はほぼ平坦と見なすことができる. その為, 受信波 形の形状もよく揃っており、海面高の測定精度が2~3 cm に達するのは、このような好条件での数キロ以上の 広い領域の平均値としての精度ということにもよる. し かしながら、氷床を対象とした観測では、waveformの 形状やその特徴が海面からの反射とは異なり単純ではな い、また、マイクロ波の散乱反射は表面散乱のみならず 雪氷表面からある深さまでの体積散乱も合わさったもの になり、マイクロ波の波長や雪面の状態により、雪面か らどの深さを測定しているのかも異なる. さらに, 平坦 でない地形の測定値がどの地点の高さを表すのかといっ たことや、また、傾斜の急な斜面ではそもそも反射波が 得られないなど、氷床の観測は海面に比べ遥かに困難で ある.

レーザー高度計の測定では、反射は氷床表面からに限 られることや footprint のサイズがレーダー高度計に比 べてはるかに狭いことなどで、レーダー高度計に比べ高 精度な測定が可能である.しかしながら、高度計による 氷床質量変動の研究で最大の問題は、このような衛星高 度計の測定上の問題より、高度変化をもたらす氷床の正 確な密度が不明なことである.衛星高度計が測定するの は高度変化であり、すなわち氷床の体積変化である. 従って、衛星高度計の観測から質量変化を求めるために は高さを変化させた原因となる物質の密度情報が必要と なる. この為,通常は測定場所の情報をもとにフィルン や氷の密度を仮定したり,圧密モデルを用いたりするが, これらは場所や気象条件,雪氷の状況等で異なり,高度 計による質量変動の推定で最も大きな誤差源となってい る.後でも述べるが,衛星高度計を用いた SMB の研究 では,最も注意を要する点である.

2.3 合成開口レーダー

(SAR : Synthetic Aperture Radar) 2.3.1 SAR リモートセンシング

SARは、もともとマイクロ波レーダーを用いたリモー トセンシング手法の1つで、LANDSATなど光学セン サーを用いた観測と同様に、観測エリアでの画像が得ら れるとともに、後述するInSARでは、様々な原因による 変動を観測することが可能である.さらに、受動的な光 学センサーと異なり能動的なマイクロ波レーダーを用い ることから、天候に左右されずにデータが得られるとい う大きな利点がある.このことは、冬季にはまったく太 陽が出ず、また、白夜の夏期でも天候の影響を受けやす い南極氷床の観測では特に重要である.電磁波を用いた センサーの分解能は、利用する電磁波の波長が短いほど、 またアンテナの口径(開口)が大きいほど高くなる.こ れは、大きなアンテナほど指向性を絞った細いビームを 照射できるからである.このため、光学センサーでは比 較的小さなレンズを用いても高い空間分解能が得られる が、マイクロ波を使うレーダーでは、同じ分解能を得る ためには巨大なアンテナが必要となる.実際、人工衛星 からマイクロ波レーダーを照射して、地表で10m程度 の照射幅(分解能)を得るには、10km以上の開口のア ンテナが必要であり現実的でない.このため、SARで は、衛星の軌道運動を利用して、小さな開口のレーダー からマイクロ波電波を連続的に照射し、受信信号を後で 電子的に合成することで、見かけ上、大きな開口を持つ レーダーと等価な観測ができるように工夫されている.

SAR 観測では幾つかの専門用語が用いられるので, 図3をもとにその説明から始めよう.まず,衛星の進行 方法のことをアジマス (azimuth)方向と呼び,衛星の進 行方向に直交する方向をレンジ (range)方向と呼んで いる.これは,対象物までの距離を測定する方向という 意味で,衛星からレーザーを照射する視線方向の対象物 までの距離をスラント・レンジ (slant range),それを地 表に投影した距離をグランド・レンジ (grand range)と 呼ぶ.SAR では対象物からの後方散乱で戻ってきた レーダー波を受信するが,レーダーを真下に向けて照射 すると軌道の両側の等しい距離の地点からの反射波を区 別することができなくなるため,レーダーを斜め下に向 けて照射する.このようなレーダーをサイドルッキング レーダー (side looking radar)と呼び,衛星直下とレー



ダー照射方向のなす角をオフ・ナディア (off nadir) 角と 呼ぶ.

SAR もレーダー高度計も、マイクロ波レーダーを用 いた計測装置であり、その意味で幾つかの共通点を有し ている. 例えば、SAR で空間分解能を上げるためにビー ム幅を絞った鋭い信号を得るということは、レーダー高 度計で測距精度を上げるためにパルス圧縮の技術を使い 鋭いパルスを得ているのと同じことである. レーダー高 度計のパルス圧縮では、送出されるレーダーをチャープ 信号で周波数変調し、受信した信号にマッチングフィル ターを掛けることで実現していた.チャープ信号は、周 波数が時間の一次関数として変化する信号であるが, SAR のアジマス方向の信号は、衛星の運動によるドッ プラー効果により, 自動的にチャープ変調されたシグナ ルと見なすことができ、連続的に受信したある目標から の反射波にマッチングフィルターを掛けることで、見掛 け上, 鋭いパルスの信号を得ることが可能である. SAR では、これをアジマス圧縮と呼んでいる.一方、レンジ 方向には、レーダー高度計と同様にチャープ波によるパ ルス圧縮技術が使用される.

サイドルッキングレーダーを使用した SAR では.取 得されるレーダー画像に特徴的な幾何学的歪が生じる. 図3に示すように、SAR ではオフ・ナディア角を変えな がら,ある走査幅の領域での対象までの距離がスラン ト・レンジとして得られる.このため、図3で、地上で 等間隔にならんだ対象物 A, B, C もスラント・レンジと しては等間隔にはならない. また, 起伏のある対象を観 測すると、標高の高いDは衛星に近づくため、レーダー に面した斜面では見掛け上距離が短くなるフォア・ ショートニング (foreshortening) と呼ばれる現象が生じ る. 同様の理由で、斜面の傾斜角がレーダーの入射角よ りも大きくなった場合、標高の高い地点が麓よりも衛星 に近づくため位置が逆転するレイオーバー(layover)や, 反対側では斜面が見えなくなるレーダーシャドウ (radar shadow)という現象が生じる. これらは、いずれも SAR が対象物までの距離, すなわちスラント・レンジを 測定するというレーダー観測の性質に起因している. な お、マイクロ波レーダーを使用する SAR の宿命として、 レーダー高度計と同様に電離層や大気による伝搬遅延の 影響、また、氷床ではレーダーの雪面への浸み込みの影 響を受け、これらも SAR 観測の誤差要因となる.

2.3.2 干渉 SAR (InSAR : Interferometric Synthetic Aperture Radar)

図4(a) (矢来, 2015) に示す SAR 画像は, 対象物か

らの後方散乱の強度を画像として表しており,いわばマ イクロ波を使った写真画像とみなせるが,その画素の分 解能は上述のとおり10m程度である.一方,SARの データとしては,このような画像の濃淡,すなわち反射 波の強度データ以外に,反射波の位相の情報も記録され ている.SAR衛星は,一定の周期で同一の軌道に戻っ て観測を続けているので,同一軌道から同じ対象に対し て異なる時期のデータを取得できるが,時期の異なる2 つのSAR画像を干渉させると,同位相で強めあい,逆 位相で弱めあうという干渉縞の画像が得られる.SAR でよく用いられるマイクロ波の波長は,約3cm(Xband),約6cm(C-ban),約24cm(L-band)などであ り,干渉縞はこのスケールでの対象までのスラント・レ ンジの差を表したもので,画素の分解能よりはるかに高 分解能の変動を捉えることができる.

2回の SAR 観測からどのような干渉縞画像が得られ るかを考えてみよう.一般に2回の観測での衛星軌道は 完全には一致しないので,衛星と対象物との距離もわず かに異なり,反射波の位相にもその分だけずれが生じる. このため,2つの SAR 画像を干渉させると,まず,この



図 4: 合成開口レーダーの画像例, 矢来博司 (2015) より引 用. (a) 強度画像, (b) 初期干渉画像 (軌道縞 + 地形縞), (c) 地形縞, (d) 地形縞シミュレーション.

軌道の差による干渉縞(軌道縞)が得られる.さらに, 地表面に起伏(地形)がある場合,その影響による地形 縞も含まれる.図4(b)は軌道縞と地形縞を含んだ画像 の例であるが,図の中央部,平坦な部分での縦縞が軌道 縞で,図の下部、山地での複雑な模様が地形縞である.

軌道編は、地表面が平坦であれば衛星の軌道情報から理 論的に計算できる.しかし、地表面に起伏(地形)があ る場合、その影響は軌道情報では除かれないため、軌道 稿から、

軌道情報から計算した干渉縞を差し引くと、

図 4(c) に示す地形に起因する地形縞が得られる.これは、 写真測量のステレオ写真で標高が得られるのと同じ原理 で、2回のSAR 観測による地形縞から、その間に地表面 での変動が生じていないとする仮定すると, 面的な地形 標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) を作成する ことが可能である.一方,2回の観測の間に、地殻変動 や氷床変動で地表面に変動が生じた場合、図4(d) に示 すように、別途 DEM からシミュレートした地形縞を差 し引くか、あるいは変動が生じていない別の期間の干渉 画像との差をとることで、その間に生じた地表面での変 動を検出することが可能である. これが InSAR による 地殻変動や氷床変動検出の原理であり、変動を調べるた めには、2回の観測と別に求めた対象地域の DEM, ある いは、3回以上の観測データが必要である.

InSAR を利用して地形縞から標高を求めるアイデア は古くからあり、Goldstein et al. (1988) は SAESAT データを用いた干渉処理で米国の Death Valley での標 高データを得ている.一方、InSAR 解析が地表面の変動 の検出に利用されるようになったのは 1990 年代に入っ てからで、Nature の表紙を飾った Massonnet et al. (1993) の Landers 地震による地殻変動の研究が有名で あるが、同年、Goldstein et al. (1993) は、Science 誌に InSAR 解析による西南極の Rutford 氷河での流動速度 の分布や接地線の位置同定に関する研究を発表してい る.それ以降、氷床変動の研究でも InSAR 解析は欠か せない手法となっている.

2.3.3 ピクセルオフセット法

InSAR 解析では、マイクロ波の位相差を利用すること でわずかな変動量を検出することが可能であるが、一方、 位相差は $-\pi$ ~+ π でしか与えられないので、干渉縞画 像では、変動量はすべて波長の-1/2~+1/2倍の範囲に 折り畳まれた形で表現される.このような画像から実際 の変動量を得るためには、干渉縞の空間的な連続性から 位相の情報を元に戻す作業が必要となり、これを位相ア ンラッピングと呼んでいる.しかしながら2回の観測の 間に、マイクロ波の波長に比べ大きい変動量が生じた場 合には、位相差には波長の整数倍の不確定性があるため、 正しい変動量を推定することが不可能な場合が生じる. このため大地震や地滑りなどの大きな地殻変動や流動速 度の速い氷河の流動などは、InSAR では正しく検出でき ないことがある.

このような場合、変動の検出に位相の情報を使うので はなく、反射の強度、すなわち画像の情報そのものを利 用するのが画像相関法、あるいはピクセルオフセット法 (http://www.gsi.go.jp/cais/pixel_offset.html) などと呼 ばれる手法である. この手法では, まず, 2枚の SAR 画 像について変動が無い(小さい)と思われる領域で強度 の相関が最大となるように画像の位置合わせを行い、そ の後、変動が生じていると思われる領域で、2枚の画像 をずらせながら強度の相関を調べることで変動量を計測 する.この場合、変動量は画素(ピクセル)の大きさを 基準とした画像のズレとして検出されるため、搬送波の 波長の位相差を利用した InSAR よりは検出精度は悪く なるが、波長の整数倍の不確定性はなく、変動量が大き い場合にも利用可能である. 最近では, 画像相関法と InSAR 手法を組み合わせ、変動量の大きさに応じて使い 分けることも行われている(例えば, Qu et al., 2016).

2.4 衛星重力

2.4.1 衛星軌道追跡による重力場研究

リモートセンシングとは、狭義には「電磁波の反射・ 放射を用いて、非接触で対象の情報を得る技術」 (ERSDAC編, 2001)とされており、レーダー高度計も SARも、衛星から発射した電磁波(マイクロ波レーダー) の地球表面からの反射を利用したもので、この定義に合 致している.一方、衛星重力は、「非接触で対象の情報を 得る技術」であるので、広義でのリモートセンシングと 言えるが、「電磁波の反射・放射」を用いている訳ではな く、実は衛星そのものがセンサー(重力を感じる錘の意 味でテスト・マスと呼ぶ)となり、その運動解析から重 力場の情報を得るものである.

重力測定に特化した衛星観測が実現したのは21世紀 に入ってからであるが、しかし、それまで地球重力場の 観測に衛星が利用されなかったということではない、衛 星の運動解析による重力場観測の歴史はずっと古く、最 初の人工衛星スプートニック1号の直後まで遡る。1958 年3月に打ち上げられたバンガード1号では、その軌道 追跡データの解析から、後述する地球重力場の球関数展 開係数のうち、地球の偏平率(楕円の潰れ具合)と関連 した2次の項(J2=-C20)が求められ、地球の扁平率が

1/298.25と計算された. また、3次の項(J₃=-C₃₀)か ら, 古在由秀は地球の形が赤道対称な楕円型ではなく西 洋梨型であることを見出した。これらは、衛星による重 力場観測の初期の成果であり、この間の事情については 古在(1973)に平易に記載されている。その後も、全球 的な重力場の決定には、地球上からの衛星軌道追跡デー タが用いられ、1980年代以降には、衛星レーザー測距 (SLR: Satellite Laser Ranging) による高精度なデータ から J₂の時間変化項も求められた(Yoder et al., 1983). それによると、地球の偏平率は徐々に小さくなる、すな わち地球が両極が潰れた回転楕円体から球に近づいてお り、これは最終氷期に両極を覆っていた氷床の融解にと もなう固体地球のリバウンド, GIA (Glacial Isostatic Adjustment)の効果によると考えられている (GIA の詳 細は本巻の奥野を参照). 空間分解能や精度の違いはあ れ,現在の衛星重力観測による氷床変動研究の先駆けと も言えるであろう.実際、2次の項に限れば、現在でも SLR による値は衛星重力の観測値より精度が良いこと が知られており、またごく低次の項(空間分解能が低い) には限られるが、その時間的変化から衛星重力観測が実 現する以前のグリーンランドの氷床変動に関する研究も なされている (Matsuo et al., 2013).

2.4.2 衛星による重力観測

地上からの衛星軌道追跡ではなく,衛星そのものによ る重力観測を最初に実現したのは2000年に打ち上げら れた CHAMP (https://directory.eoportal.org/web/eo portal/satellite-missions/c-missions/champ)である. CHAMP は,重力場以外にも磁場の測定など多目的な衛 星で,磁力計なども搭載されているが,重力場の測定用 に重力計が搭載されたわけではなく,GPS (Global Positioning System)受信機と加速度計が用いられた. CHAMP の説明の前に,衛星の軌道追跡からどのように して地球の重力場が求められるかを見てみよう.

簡単のために、図5に示すように、地球の重心を原点 とする地心座標系を考え、慣性系における衛星の位置座 標をX,衛星の質量をm,Xにおける地球の引力ポテン シャルをVとすると、衛星の運動方程式は、

$$\frac{\mathrm{md}^{2}\mathbf{X}}{\mathrm{dt}^{2}} = \nabla \mathrm{V} + \mathbf{Acc} \tag{1}$$

と書くことができる. ここで Acc (Acceleration) は,太 陽,月,その他の主要天体の引力,固体・海洋潮汐,残 留大気ドラッグや太陽輻射圧など,衛星に作用する地球 の引力以外のすべての力の合力である. また V は,球 座標系でのX を (r, φ , λ),地球の平均半径を R,地球の

$$V = \frac{GM}{R} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^{l} \left(\frac{R}{r}\right)^{l+1} P_{lm}(\sin \emptyset) (C_{lm}\cos (m\lambda) + S_{lm}\sin (m\lambda))$$
(2)

で表される.(2)式は,重力ポテンシャルの球面調和関 数展開での表現であり,(2)式での次数 l, 位数 m の展 開係数(C_{lm}, S_{lm})は Stokes 係数とよばれ,通常,地球 重力場モデルはこのような Stokes 係数として与えられ る.

今,地球を質点と仮定すると(2)式の1=0に相当し、 V=GM/rである.また,(1)式の右辺のAccが無視で きるとすると,(1)式は質点の力学での衛星軌道の問題 となり、その解からケプラーの法則が得られる.しかし ながら、実際の地球の重力ポテンシャルは(2)式で与え られるので、衛星の軌道追跡データとして得られる(1) 式左辺の×を観測値として、運動方程式を数値的に解く ことで(C_{im}, S_{im})を求めることができる.これが軌道追 跡による重力場決定の基本的なアイデアで、精密に地球 重力場を決めるということは,(2)式の(C_{im}, S_{im})を、 高次まで如何に精度よく決定するかということである. 上述のバンガード1号の解析では、1=2,3,m=0のC₂₀, C₃₀が得られたということである.

CHAMPでは、それまでの地上からの軌道追跡の替わ りに高精度な GPS 受信機を搭載することで(1)式左辺 のXを連続的に高精度に測定することを可能とした.こ のような方法は、高高度(約 20000 km)の GPS 衛星か ら、高度数 100 km の低軌道衛星(LEO: Low Earth Orbiter)の軌道を連続的に追跡することから、H-L SST



図5:衛星軌道運動と重力.

(High Low Satellite to Satellite Tracking) と呼ばれてい る. ところで,次数1の地球重力場は,(2)式に示され るように (R/r)¹⁺¹で減衰するので,衛星軌道が低いほど 高次の重力場の減衰は小さい.軌道高度の高い衛星を用 いる従来の軌道追跡と比べ,軌道高度が低い CHAMP の有利な点の一つである.この他に,CHAMP には新開 発の高感度加速度計が搭載され,残留大気摩擦や太陽風 の輻射圧の影響など,軌道の揺らぎの原因となる非重力 場加速度成分 Acc を計測・補正することで,高精度な重 力場決定を実現した.

CHAMP 以前の最も精密な重力モデルの1つである GRIM5-S1 重力モデル(Biancale et al., 2000)では, 30 年間にわたる21 衛星の軌道追跡データを使用し,よう やく次数99次(位数95次)までのStokes 係数が得られ たに留まっていた.一方,CHAMPでは,地上からの追 跡に比べはるかに膨大な軌道データを取得したことで, わずか数年間の観測で次数120次までの地球重力場モデ ルが得られ,GRIM5-S1に比べ1桁以上の精度向上を成 し遂げた(例えば,Reigber et al., 2004).

CHAMP はこのような成功を収めたものの, H-L SST は、観測量が GPS による衛星の位置座標であり、衛星運 動と直接関連する加速度はその2階微分を計算する必要 があるといった原理的な問題や、また GPS 測位そのも のの精度の限界もあり、地球重力モデルの高次の係数や その時間的変化までを求めることは困難である.このた め GRACE では, H-L SST に加え, 数 100 km 離れて同 じ軌道上にある2つのLEO 衛星(GRACE-A, -Bの双 子衛星)間の距離を、マイクロ波レーダーによりµmeter オーダーで極めて正確に測定する L-L SST (Low-Low Satellite to Satellite Tracking) とよばれ方法が採用 された. L-L SST による重力場の測定原理を簡単に説明 すると次のとおりである. 衛星が持つ重力ポテンシャル による位置エネルギーと運動エネルギーの和は、エネル ギー保存則により一定である.従って、地球の質量が過 剰で位置エネルギーが大きいところでは系としてもつ衛 星の運動エネルギーが小さくなり、すなわち衛星の速度 が小さくなり衛星間の距離が縮まる。逆に、質量欠損の ところでは位置エネルギーが小さくなり衛星間の距離が 大きくなる. そこで、衛星間の距離の変化を正確に測定 すれば重力場の変化を知ることができる.

L-L SST では、測定量は同一軌道上にある衛星間の距離だけであるので、重力場のわずかな変化を高感度で測定することが可能である.このように、L-L SST は重力場の相対的な変化には感度が高いが、一方、長波長の低次の重力場成分については感度が低くなる.このため

H-L SST との併用が必要であり, GRACE には CHAMP で成功した H-L SST の技術が受け継がれた. なお, L-L SST でも H-L SST と同様に, 非重力場加速度成分の補 正が必要であり, そのために高感度な加速度計が搭載さ れた.

GRACE では衛星間の距離測定にマイクロ波レーダー が用いられたが、2018年に打ち上げ予定のGRACE FO では、実証実験装置としてレーザー干渉計(Laser Ranging Interferometer)が搭載されることになってお り、将来的にはレーザー干渉計の利用が主流になると思 われる.GRACE による実際の重力場観測やその応用研 究については後述するが、レーザー干渉計による衛星間 の測距精度はマイクロ波を用いたGRACE に比べ 2~3 桁も向上するといわれており、氷床変動の監視において も、大幅な精度の向上が期待できる.

ところで、LL SST で衛星間の距離、あるいはその変 化の測定をするということは、衛星の進行方向に沿って の重力の差、すなわち重力偏差を測定していると解釈す ることができる。そこで、LL SST の双子衛星間の距離 を1m 程度までに縮め、1成分のセンサーとして双子衛 星に相当する2つのテスト・マスを1つの衛星内に搭載 したと考えると、これは1成分の重力偏差計 (Gradiometer)に対応する。GOCEでは、L-L SST の替 わりにこのような重力偏差計が採用された。実際の GOCE の重力偏差計では、多成分の重力勾配の測定のた め、直交する3軸に2組ずつ6台の加速度計が配置され、 これらの組み合わせにより重力ポテンシャル V の6個 の2階微分成分、V_{xx}、V_{yy}、V_{zz}、V_{xy}、V_{xz}、V_{yz}のすべて が計測され、また、これらの組み合わせにより、重力場 と非重力場加速度成分を分離することが可能である。

GOCE は特に短波長での静的な重力場の改良を目的 とし (Drinkwater et al., 2003),空間分解能 100 km で重 力異常の精度 1 mgal,ジオイド高の精度 1~2 cm が目 標とされた.このため,重力場の空間 2 階微分を測定し, 衛星の軌道高度を CHAMP や GRACE よりさらに低く 約 250 km と設定するなど,空間分解能に優れた設計と なっている.逆に,テスト・マス間の腕の長さが短いた め長波長域での高感度な測定は困難で,また,軌道高度 が極めて低いことから衛星の寿命も短く,氷床変動など 重力場の時間的変化の監視には適していない.このた め,本稿ではこれ以上詳しく触れないが,その意義等に ついては,例えば,福田 (2015)を参照されたい.

2.5 GRACE データとその利用

GRACE では,空間分解能が数100 km,時間分解能が

1ヶ月程度で、地球表面での水の厚さ変化(水等量換算, EWT: Equivalent Water Thickness)にしてmmオー ダーに対応する重力変化(質量移動)が検出可能である. GRACEの初期の成果として、Tapley et al. (2004)が南 米アマゾン流域で陸水の季節変動を重力の変化として捉 えることに成功して以来、GRACEデータを利用した研 究は、すでに述べたように、様々な分野で目覚しい成果 を挙げている.GRACEデータの利用に関しては、最近 では、任意の領域でのEWTや重力異常などの時系列が 簡単に得られるwebサービスも出現しており(GRACE plotter, http://www.thegraceplotter.com/)、もはや特 別な技術は不要になったともいえる.しかしながら、こ れらのサービスを適切に利用し、得られた結果を正しく 理解するためにも、以下に述べる基礎的な事項について の知識は重要である.

2.5.1 GRACE データの概要

GRACE に限らず衛星データでは、一般に、Level-0 と 呼ばれる衛星での取得データそのものから、処理の過程 を経て、Level-1、Level-2、Level-3とユーザーがより利 用しやすい形に加工されたものが公開されている. GRACE の場合、データの取得から、その処理、保管、公 表などは GRACE SDS (Science Data System) で行われ ているが、GRACE SDS は1つの組織ではなく、その役 割 は、米 国 の Jet Propulsion Laboratory (JPL)、 University of Texas Center for Space Research (UTCSR)、およびドイツの GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) が、それぞれ分担して担っている. こ れら3機関は、GRACE データのオフィシャルな配布機 関としても機能しており、GRACE データとしてこれら の機関名を冠したものが配布されている.

GRACE の場合, Level-0 に相当するデータは, マイク ロ波(Ku-Band)の10 Hz サンプリング位相データ, 軌 道決定のためのGPS 受信データ,衛星搭載の加速度計 データなどで,軌道のパス毎に地上に転送されたこれら の情報は,ドイツ航空宇宙センター(DLR: Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt)のRDC(Raw Data Center)でLevel-0データとして一時的に保管され,そ の後, JPL と GFZ の GRACE SDS では, RDC から Level-0 データを取得し,永久的に保管する.さらに, Level-0 データのフォーマット変換や時刻タグの付け直 し,不良データの編集などを行い,Level-1 A データに 変換する.

Level-0 あるいは Level-1 A データは,一般のユー ザーが利用することは現実的には不可能であり,公開さ

れていない.かわりに JPL と GFZ の SDS では, Level-0 および Level-1 A データを,一般ユーザーでも 使用できる衛星の位置や衛星間の距離 (Ku-Band Ranging) などに変換し、さらに、地球潮汐、海洋潮汐、 大気圧など、その後の補正に必要なデータをすべて含め、 Level-1Bデータとして公開している.現在では、JPL, UTCSR, GFZ 以外にも, CNES/GRGS (French National Space Center/Research Group for Space Geodesy), AIUB (Astronomical Institute at the University of Bern), HUST (Huazhong University of Science Technology) などの機関からも Level-2 に相当する重力 モデル (Stokes 係数) が公開されているが、これらは、 Level-1Bデータを用い、それぞれの機関で作成された ものである. また, JPL では, 球関数モデルとは別に, マスコン (mascon: mass concentration) 解と呼ばれる グリッドデータも公開しているが (https://grace.jpl. nasa.gov/data/get-data/jpl_global_mascons/), これら も Level-1 B を用い,異なったアルゴリズムで計算され たものである.

Level-1Bデータには、ユーザーが必要とする情報は すべて含まれているが、一般ユーザーがLevel-1Bデー タを利用するには、なお、高度の知識や技術が必要であ り、実際にLevel-1Bを利用しているのは上述の研究機 関など、ごくわずかに限られている.このため、JPL、 UTCSR、GFZの3つのSDSでは、Level-1Bデータか ら約1ヶ月毎にStokes係数を求め、GRACEの時系列 データとして公開しており、これが一般に最も広く利用 されている GRACE データである.

GRACE が測定しているのは衛星間の range (距離) であり、それをもとに2衛星を結ぶ方向の range rate (距 離変化速度), range acceleration (距離変化加速度)が得 られる. これらの観測量から重力場を求める場合も、(1) 式の運動方程式が基本である. 詳細は省くが、(1)式左 辺の観測量として range acceleration が与えられると、 それは(2)式の(C_{Im} , S_{Im})と線形の関係にあり, range accelerationを観測値とした線形最小2乗法を解くこと で Stokes 係数(C_{Im} , S_{Im})が得られる. このことからも 判るように、GRACEのデータは、時間分解能はStokes 係数が計算される間隔で、また、空間分解能は係数の次 数・位数で与えられるものであり、衛星が通過した瞬間 の footprint の重力値が得られるわけではない.

GRACEのオフィシャルな Level-2 データ(Stokes 係数)は、各データセンターでデータ処理方法や補正処理 に使用するデータが異なることから、3 種類存在する. さらに、各データセンターでは、適宜、データ処理方法 の見直しを行っており,その都度,全データの再処理結 果を公開している.これらは,公開の順に,Release (RL) 1,2,……と呼ばれ,現在,RL-5まで公開されている. GRACEの観測はすでに終了しているが,今後,これま でに得られた知見を生かしたデータの再処理が行われ, 最終的には RL-7まで公開される見込みである.このよ うに複数存在する GRACE の Level-2データは,通常, UTCSR RL-2,GFZ RL-3 などとデータセンター名と RL 番号を附して区別される.

最近では、先に述べた"Grace Plotter"のように、 Level-2データのStokes係数を処理し、様々な形に加工 したデータも公表されるようになっており、このような Level-2データを処理・加工したものを、一般にLevel-3 データと呼んでいる。また、JPLなどが提供しているマ スコン解は、Level-1Bデータから(2)式の球面調和関 数を介さずに、GRACEの観測量と地表に配置した質量 異常(マスコン)が衛星に及ぼす力学的関係から、逆問 題の解として直接グリッド上の質量変化量を求めたもの であり、マスコン解は、Level-1Bから計算されるが、こ のようなグリッドデータは、質量変化量としてユーザー がそのまま利用できるので、Level-3データとみなされ る.

2.5.2 Level 2 データの処理と利用

GRACE の SDS データセンターで公開されている Level-2 データは、約1月毎に計算された 60~120次 (データセンターによって異なる)までの Stokes 係数で ある. (2)式の Stokes 係数は、静的な重力場を含んだ地 球重力場そのものを表すため、そこから変動成分を取り 出すためには、変動しない静的な重力場成分を差し引く 必要がある.この場合の変動の基準となる平均的な Stokes 係数をどのように決めるかは、解析の目的によっ ても違ってくるが、使用する全期間の Stokes 係数の平 均値を基準として、そこからの偏差を変動成分として用 いることが多い.

具体的には,ある期間の算術平均を av {・} で表すこ とにすると,

$$\Delta C_{\rm Im}(t) = C_{\rm Im}(t) - av\{C_{\rm Im}(t)\}$$

$$\Delta S_{\rm Im}(t) = S_{\rm Im}(t) - av\{S_{\rm Im}(t)\}$$
(3)

で計算される Stokes 係数の平均値からの差を,重力場の変動成分として用いればよい.

このようにして、 $\Delta C_{l,m}$ (t)、 $\Delta S_{l,m}$ (t) を計算し、こ れらの原因となる質量変動が地球表面で生じていると仮 定すると、

$$\Delta\sigma(\emptyset,\lambda,t) = \frac{a\rho_{\text{ave}}}{3} \sum_{l=0}^{n} \sum_{m=0}^{l} \frac{2l+1}{1+k_{1}'} P_{\text{Im}}(\sin \emptyset) (\Delta C_{\text{Im}}(t))$$

$$\cos(m\lambda) + \Delta S_{\text{Im}}(t) \sin(m\lambda)) \qquad (4)$$

により,重力変化の原因を面密度変化 $\Delta \sigma (\varphi, \lambda, t)$ として一意的に計算でき(Wahr et al., 1998), EWT が求まる. ただし(4)式で, a は地球の平均半径, ρ_{ave} は地球の平均 密度, k¹は荷重ラブ数と呼ばれる地球の弾性的性質を表 した定数で,表面荷重の変化で地球が変形したことによ る重力への寄与を表している.

さて、GRACE で得られた Stokes 係数が全ての次数に おいて十分な精度を有していれば、地表での質量変動の 計算は、(4) 式を用いるだけで十分である. しかしなが ら、実際に提供されている GRACE の Stokes 係数をそ のまますべて使用し、質量変化を計算すると、図6に示 すような意味のない図が得られる.図6では縦縞のノイ ズが目立つが、これはストライピングノイズと呼ばれ、 ほぼ極軌道の GRACE の観測では、それに直交する経度 方向の情報が得られにくいために生じる. このようなノ イズは、球関数の次数が高くなるほど大きくなることが 知られており、ノイズの低減方法としてはローパス空間 フィルターが有効で、処理の簡単なガウスフィルター (Jekeli, 1981) がしばしば用いられる. しかし空間特性 が等方的なガウスフィルターだけでは、ストライピング ノイズを効率的に軽減させることは難しく、経度方向の データの相関性に着目したフィルター (Swenson and Wahr, 2006) や, GRACE の観測誤差に基づく非等方的 なフィルター (Kusche, 2007; Kusche et al., 2009) が開発 され、このようなフィルターを施した Stokes 係数も公 開されるようになっている.

一方,次数1での地球重力場の信号の強さを表す

$$\sigma^{2}(l) = \frac{1}{2l+1} \sum_{m=0}^{l} (C_{lm}^{2} + S_{lm}^{2})$$
(5)

は、Degree Variance と呼ばれ、Kaula の経験則(Kaula, 1966)として 1/1⁴で減衰することが知られている.そこ で、Stokes 係数の計算に際して、このような拘束条件付 きで解を求めることも行われている.さらに CNES/ GRGS では、時間軸に対してもスムージングの拘束条件 を附すことで、1月より短い時間間隔での解も計算して いる.このような解では、もともとスムージング処理が 施されているので、後のフィルタリング処理は不要とな る.ただし、このような拘束条件を附すことで、本来含 まれるべき信号が失われる可能性もあり、拘束条件の無 い解については必要なら後にフィルター処理を施せば良 いことなので、どちらが望ましいかは議論の分かれると





図6:GRACEのストライピングノイズ.

ころである.

GRACE データの利用にあたってもう1つ注意すべき ことは、データに施される地球物理学的な諸補正である. 先に述べたように,GRACE データはレーダー高度計や SAR と異なり、ある瞬間の footprint での重力場データ が提供されている訳ではなく,通常は1ヶ月程度の観測 データを用い、月平均値としての Stokes 係数が提供さ れる. このため、GRACE データは、主に陸水や氷床の 変動,海洋でも1月より長い周期の現象の研究に利用さ れているが、逆に、1ヶ月より短い周期の地球潮汐や海 洋潮汐、大気の運動(気圧変化)や短周期の海洋変動な どは、それぞれ、潮汐、大気、海洋モデルなどを用いた 補正がなされている. これらの補正が完全に正しければ 良いが、補正誤差は見えない形で Stokes 係数に含まれ る危険性は常に存在する.データセンター毎に Level-2 のデータに違いが生じる1つの原因は、このような補正 方法の違いやその誤差によるものである.

この他,例えば南極大陸での氷床変動のようにある領 域での変化を求めようとする場合,せいぜい数10次程 度のStokes係数として与えられるGRACEデータの空 間分解能が低いため,周辺の海洋変動の影響なども含ま れる可能性がある.これはleakageとよばれ,やはり誤 差の原因の1つで,その低減のため,後にふれる空間的 な窓フィルターなどが利用される.

GRACE で得られる質量変化は、通常、(4) 式で与え

られる面密度変化を水等量換算 EWT に変換して与えら れる.これは、質量変化の大部分の原因が、大気、陸水・ 雪氷、海洋などの地球表層流体の変動によると考えられ るためである.しかしながら、実際にはこれ以外に固体 地球で生じる質量変化も含まれ、その代表が GIA の影 響であり、また、大地震によって生じる質量変化も観測 される. 図7は, GRACE によって得られた 2003 年か ら 2013 年の間の経年的な重力変化をプロットしたもの である(松尾, 2015). 図7の(C)で示されたグリーン ランドや (f) のアラスカ, さらに, (g) や (h) での重力 変化は、明らかに氷床融解や山岳氷河の後退によるもの であるが, (a) や (b) は GIA による質量増加を示してい る. 南極での変化には、氷床変動と GIA の両方の影響 が含まれ、後述するように、GRACE データを利用した 南極での氷床変動の研究で、GIA の影響を如何に除くか が最も大きな問題である.

3. 南極氷床質量収支の研究

46 人の共著者が名を連ねる Shepherd et al. (2012) は, ESA/NASA のサポートによるグリーンランドおよび南 極氷床の質量収支についてのキャンペーン比較研究 IMBIE (Ice Sheet Mass Balance Intercomparison Experiment; http://imbie.org/) 2012 の結果をまとめた もので,氷床質量収支に関する最も包括的な研究の1つ



図7: GRACE による重力の経年変化, 松尾功二 (2015) より引用.

である.また,Hanna et al. (2013)では,Shepherd et al. (2012)も参照しながら,将来予測までを含めたレビュー が行われている.氷床質量収支の研究には,衛星高度計 観測,衛星重力観測,SARとSMBモデルを用いた質量 収支法の3つが主に用いられるが,IMBIE 2012では, これらの方法の特性を踏まえた上で,可能な限り条件を 統一した相互比較が行われている.以下では,主に Shepherd et al. (2012)を参考に,それぞれの方法による 氷床質量収支推定の特徴について述べ,最近の研究結果 の幾つかを紹介する.

3.1 衛星高度計観測

レーダー高度計,レーザー高度計による氷床高度の計 測では、高度変化からまず氷床の体積変化を求め、それ に適当な密度を掛けることにより質量変化が求められ る.レーダー高度計による氷床高度の測定は、衛星観測 としては最も長い歴史を有し、また、適当なデータ処理・ 補正を施すことで比較的高い測定精度と均質な空間分解 能でデータを得ることができる(Remy and Frezzotti, 2016)、衛星高度計観測による質量収支の見積もりで最 も大きな誤差要因は、先にも述べたように体積変化を質 量変化に換算する際の密度にある。簡単な例について考 えてみよう、東南極の面積はおよそ10×10⁶ km² である が、ここで平均的に10 mm/yrの高度変化が生じたとす ると、それによる体積変化は10×10⁶ km²×10⁻⁵ km/ yr=100 km³/yr である. この変化が氷床面での密度 350 kg/m³の降雪によるものと仮定すると、質量変化に換算 すると 35 Gt/yr に対応する.一方,この変化が密度 900 kg/m³の氷の高さ変化によると仮定すると、質量変化は 90 Gt/yr, また, 高さの減少がフィルンの圧密による密 度変化によるものとすると質量変化は伴わない. このよ うに、高度変化の原因や体積変化を質量変化に換算する 際の密度の違いで、推定値に何倍もの大きな違いが生じ る可能性があり、その影響は、場合によっては後述する 東南極での質量変化の推定値の誤差と同程度にもなる. 降雪やフィルンの厚さ分布、氷の密度推定などのため 様々な試みが行われているものの、実測値が限られた南 極の広い領域で、これらの情報を精度よく得ることは容 易なことではない、ここで述べたほか、レーダー高度計 の利用研究やその問題点などについては Remy and Parouty (2009) に詳しいレビューがある.

3.2 質量収支法

質量収支法での氷床質量収支は、簡単には、降雪(水) として得られる質量増加と、昇華・蒸発、氷河や氷床末 端からの流出水(氷)質量として失われる質量減少の差 として求められる、実際には、南極大陸で降雪量や昇 華・蒸発量が直接測定されているところは限られており、 流出水質量以外についてはRACMO (Regional Atmospheric Climate Model; Lenaerts et al., 2012)のよ うな領域大気数値モデルに基づく SMB モデルを利用す ることになる.これらのモデルの検証には,雪尺による 実測値(Wang et al., 2015;本山, 2017)や,衛星高度計 データも利用される.

一方,流出水質量については,氷河や氷床の縁辺から 流出する氷床の質量の他に,氷床底面から大陸縁辺域を 経て流出する融水も考えられる.しかし,後者は量的な 見積もりは困難なため,一般的には前者のみが考慮され る.その場合,流出水質量の見積もりに必要なものは, 氷床・氷河の流動速度,接地線における氷厚,また,接 地線そのものの位置などである.しかしながら,SAR が利用できるようになるまでは,南極での地上観測だけ からこれらの情報を得ることは極めて困難であった.

1990年代以降, InSAR を利用することで, 南極氷床全 域での氷床・氷河の流動速度が得られるようになってい る (Rignot et al., 2011). また, 接地線を境として大陸側 と海側では高さの急激の変化が地形縞として表れること や,海洋潮汐による上下動は変動縞として検出できるこ とから, InSAR データを利用して接地線の精密な位置を 知ることも可能である (Yamanokuchi et al., 2005). さ らに, 南極の地図としてよく利用される RAMP (RADARSAT Antarctic Mapping Project) 画像も, RADARSAT-1 衛星の C-band SAR 画像をモザイク合 成したもので, SAR 観測の成果である. なお, 衛星観測 だけから氷厚を知ることは難しいが, 現場観測に加え航 空機によるアイス・レーダー観測などを利用することで, 多くの氷河・氷床での氷厚マッピングが行われている (Fretwell et al., 2013).

質量収支法の利点は、流域毎の詳細な質量収支が得ら れることで、Rignot and Thomas (2002) では、流域毎の 質量収支から東南極、西南極での質量収支が求められ、 Rignot et al. (2008) では、さらに詳細な見積もりが行わ れている.このような詳細な質量収支の見積もりは、氷 床変動メカニズムを研究する上でたいへん有効である. 一方、質量収支法の欠点として、流入量の見積もりにお ける SMB モデルの精度の問題や、また、流出量につい ても、例えば上記の氷床底面での融解水の流出などは、 見積もりそのものが極めて困難である.これらは、衛星 重力のような積分値の観測と異なり、質量収支法の避け がたい弱点である.

3.3 衛星重力観測

質量変化を重力の変化として観測する GRACE の衛 星観測では、Stokes 係数として与えられる Level-2 デー タについては、積算する領域からのシグナルだけを分離 するリージョナル・フィルター (Swenson et al., 2003) を 施すことで、また、マスコン解については対象領域での 値を積算することで、その領域での積分値としての質量 変化を直接求めることができる. このため、データの空 間分解能や周辺からの信号の leakage の問題はあるにせ よ,質量変動の原因がすべて氷床の変動にあると仮定す るかぎり、NMBが直接測定できることになる、図8に 2002 年から 2015 年の GRACE データを用いて得られた 質量変動を示すが、この図には西南極、南極半島での大 きな質量減少と東南極・エンダービー・ランドでの質量 増加といった大局的な氷床質量変動の様子が良く表れて いる.しかし問題は、図8には氷床変動以外にGIA に よる質量変動も含まれていることである. GRACE デー タから氷床の質量変動を得るためには、GIA モデルを用 いてその影響を取り除く必要があるが、図9に示すよう に、南極大陸では GIA モデル間の差が大きく、数10 Gt/yr にも達する場合がある. GRACE データそのもの については、使用する Level-2 データの違いや、処理方 法では大きな差はなく、GRACE による NMB 見積もり での最大の誤差要因は、GIAの不確かさにある.

2002 年に打ち上げられた GRACE の現状でのもう1 つの欠点は、観測期間がまだ 15 年と短いことである. GRACE は、当初は5年間の計画で開始されたものであ るが、その後、後続ミッションの遅れもあり、期間を大 幅に延長して観測が続けられたが、2017 年についに観測 ミッションを終了した. 15 年の観測期間は、GRACE の 運用としては限界であったが、長期間の NMB を議論す るには十分ではなく、今後の後続ミッションに期待が寄 せられている. GRACE のデータを利用した研究は膨大 な数にのぼるが、GRACE Tellus の Publications のペー ジ (https://grace.jpl.nasa.gov/ publications/) から容易 に検索することができる.

3.4 最近の研究結果

Shepherd et al. (2012) では、グリーンランドと南極で の NMB について、上記の 3 つの方法の包括的な比較研 究が行われ、その主要な結論として、いずれの方法によ る NMB も、ほぼ誤差の範囲で一致しており、特にグリー ンランドおよび西南極で良く一致することが示されてい る. それぞれの領域や異なる期間での NMB は Shepherd et al. (2012) の Table 1 にまとめられている が、最終的な結果として示された 1992 年~2011 年全期 間での南極およびグリーンランドでの氷床質量の減少 は、それぞれ 1350±1010 Gt. 2700±930 Gt であり、南極 全体では、グリーンランドの約 1/2 程度で推定誤差も大



図8:GRACEによる南極での質量経年変化.変動量はEWT(mm/yr)で示されている.



図 9:GIA モデル間の差. 変動量は EWT (mm/yr) で示されている. (a) Ivins and James (2005); (b) A et al. (2013); (c) Whitehouse et al. (2012)

きいものの, 氷床が減少しているという結果である. さらに, 2005-2010年は, 東南極では58±31 Gt/yrと増加 であるが, 西南極では-102±18 Gt/yr, 南極半島では -36±10 Gt/yrと, いずれもそれ以前の期間に比べて減 少が加速している傾向が示されている.

東南極での質量増加の一因は,昭和基地を含むドロー ニング・モード・ランドからエンダービー・ランド地域 にかけての降雪量が多いことで (Yamamoto et al., 2008), 特に 2008 年頃から 2011 年頃には異常な降雪増 加が記録された. この影響は, Shepherd et al. (2012) の Fig. 2 に示されているように, RACMO, レーダー高度 計, GRACE の何れでも明瞭で, 同時期の昭和基地での 超伝導重力観測でも捉えられている (Aoyama et al., 2016).

長期的な氷床変動を考える場合,このような比較的短 期の気候の揺らぎの影響をどのように評価するかは重要 な問題である.Zwally et al. (2015)では,主に衛星高度 計のデータを用い,高さ変動の原因の一部として長期間 にわたる氷厚の定常的な増加を考え,東南極では定常的 に147 Gt/yrの質量増加があると見積もっている.これ は,西南極および南極半島での質量減少を上回るもので あり,南極全体としては現在も質量増加の傾向にあると いうのが Zwally et al. (2015)の結論である.一方,同様 の見積もりについて,Martin-Español et al. (2017)では, 2003-2013年の東南極での質量増加を異なった方法で推 定し,仮定の違いにより17±10 Gt/yr および57±20 Gt/yrの2つの結果を得ている.これらは,いずれの場 合でも Zwally et al. (2015)よりはるかに小さな値で,南 極全体としては質量減少を示す結果である.

また、Forsberg et al. (2017) では、質量変動の検出能 力が高い GRACE データと空間分解能の高いレーダー 高度計のデータを組み合わせることで、2002-2015 年の 間のグリーンランドと南極全体での NMB を見積もり、 それぞれ-265±25 Gt/yr、-95±50 Gt/yrと、質量の減 少を示す結果を得ている。GIA の不確かさはあるもの の GRACE データを用いた研究でほぼ共通した結論は、 少なくとも GRACE の観測期間については、南極全体と して氷床質量が減少しているということである。

南極, とくに東南極での NMB については, 依然とし て不確かな点も多く, 議論もあるが, 最近の研究の多く では, 東南極で若干の増加, 西南極での大幅な減少によ り, 南極全体としては質量減少という結果である. 何れ にしろ, 不確定性が大きい東南極での研究が重要なこと は確かである.

4. まとめと今後の展望

南極氷床質量収支について,衛星観測による研究手法 と最近の結果について紹介した.衛星観測を利用した研 究の歴史は,GRACE が15年,衛星高度計でも高々20 数年と,衛星観測の成果はまだ出始めたばかりで,今後 その重要性は益々高まるであろう.一方,観測期間の短 い衛星データを有効に利用するためには,雪尺のような 長期の地上データや RACMO に代表される SMB モデ ルとの比較・併用が重要である.

2002年に打ち上げられた GRACE は、2017年につい に運用を停止したが、幸い、2018年前半には GRACE FO の打ち上げが決まっており、今後、より長期間の継 続観測が期待できる. さらに、2018年には新たなレー ザー高度計衛星, ICESat-2の打ち上げも予定されてい る. 衛星重力観測による氷床質量変動の研究では, 高精 度な GIA モデルの開発が不可欠であるが, 衛星重力と 衛星高度計データを組み合わせることで, GIA の影響を 衛星データからある程度見積もることも可能である(例 えば, Yamamoto et al., 2011). 今後, これらの新しい衛 星データが利用できるようになれば, 南極の NMB につ いてもより正確な値が得られるものと期待できる.

謝辞

国立天文台の山本圭香氏,北海道大学の大島慶一郎氏 には,原稿について有益なコメントをいただいた.また, 図8,図9は山本氏に準備していただいたものである. ここに記して謝意を表したい.

参考文献

- A, G., J. Wahr and S. Zhong (2013) Computations of the Viscoelastic Response of a 3-D Compressible Earth to Surface Loading: An Application to Glacial Isostatic Adjustment in Antarctica and Canada. *Geophys. J. Int.*, **192**, 557–572, doi:10.1093/gji/ggs030.
- Aoyama, Y., K. Doi, H. Ikeda, H. Hayakawa and K. Shibuya (2016) Five Years' Gravity Observation with the Superconducting Gravimeter OSG#058 at Syowa Station, East Antarctica: Gravitational Effects of Accumulated Snow Mass. *Geophys. J. Int.*, **205** (2), 1290–1304, doi:10.1093/gji/ ggw078.
- Biancale, R., G. Balmino, J. M. Lemoine, J. C. Marty, B. Moynot, F. Barlier, P. Exertier, O. Laurain, P. Gegout, P. Scheintzer, Ch. Reigber, A. Bode, Th. Gruber, Koig, R., F. H. Massmann, J. C. Raimondo, R. Schmidt and S. Y. Zhu (2000) A New Global Earth's Gravity Field Model from Satellite Orbit Perturbations: GRIM5–S1. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3611–3614.
- Chambers, D. P., A. Cazenave, N. Champollion, H. Dieng, W. Llovel, R. Forsberg, K. von Schuckmann and Y. Wada (2017) Evaluation of the Global Mean Sea Level Budget between 1993 and 2014. *Surv. Geophys.*, **38**(1), 309–327, doi:10. 1007/s10712-016-9381-3.
- Chen, J. L., C. R. Wilson and B. D. Tapley (2006) Satellite Gravity Measurements Confirm Accelerated Melting of Greenland Ice Sheet. *Science*, **313**, 1958–1960.
- Drinkwater, M. R., R. Floberghagen, R. Haagmans, D. Muzi and A. Popescu (2003) GOCE: ESA's First Earth Explorer Core mission. In: Beutler, G., M. R. Drinkwater, R. Rummel and R. von Steiger (eds.) Earth Gravity Field from Space from Sensors to Earth Sciences, In the Space Sciences Series

of ISSI, **18**, 419–432. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands.

ERSDAC 編 (2001) 宇宙からの地球観測. 資源・環境リモートセンシング実用シリーズ(1), 財団法人資源観測解析センター (ERSCAC), 東京.

- Fretwell, P., H. D. Pritchard, D. G. Vaughan, J. L. Bamber, N. E. Barrand, R. Bell, C. Bianchi, R. G. Bingham, D. D. Blankenship, G. Casassa, G. Catania, D. Callens, H. Conway, A. J. Cook, H. F. J. Corr, D. Damaske, V. Damm, F. Ferraccioli, R. Forsberg, S. Fujita, Y. Gim, P. Gogineni, J. A. Griggs, R. C. A. Hindmarsh, P. Holmlund, J. W. Holt, R. W. Jacobel, A. Jenkins, W. Jokat, T. Jordan, E. C. King, J. Kohler, W. Krabill, M. Riger-Kusk, K. A. Langley, G. Leitchenkov, C. Leuschen, B. P. Luvendvk, K. Matsuoka, J. Mouginot, F. O. Nitsche, Y. Nogi, O. A. Nost, S. V. Popov, E. Rignot, D. M. Rippin, A. Rivera, J. Roberts, N. Ross, M. J. Siegert, A. M. Smith, D. Steinhage, M. Studinger, B. Sun, B. K. Tinto, B. C. Welch, D. Wilson, D. A. Young, C. Xiangbin and A. Zirizzotti (2013) BEDMAP2: Improved Ice Bed, Surface and Thickness Datasets for Antarctica. Cryosphere, 7, 375e393, doi:10.5194/tce7e375e2013.
- Forsberg, R., L. Sørensen and S. Simonsen (2017) Greenland and Antarctica Ice Sheet Mass Changes and Effects on Global Sea Level. *Surv. Geophys.*, 38, 89–104, doi:10.1007/ s10712-016-9398-7.
- 福田洋一(2000)衛星アルティメトリィと衛星重力ミッション. 測地学会誌, 46, 53-67.

福田洋一 (2015) GOCE がもたらしたもの. in Web テキスト 測地学—新装丁版 第3部, 日本測地学会, 東京, http: //www.geod.jpn.org/web-text/part3_2014/fukuda/index. html.

- Fukuda, Y., Y. Nogi and K. Matsuzaka (2016) Precise Gravityfield Modeling in the Area of the Japanese Antarctic Station Syowa and Evaluation of Recent EGMs. *Polar Science*, **10**, 101–109, doi:10.1016/j.polar.2016.01.002.
- Goldstein, R. M., H. A. Zebker and C. L. Werner (1988) Satellite Radar Interferometry: Two-dimensional Phase Unwrapping. *Radio Science*, 23, 713–320.
- Goldstein, R. M., H. Engelhardt, B. Kamb and R. M. Frolich (1993) Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to An Antarctic Ice Stream. *Science*, **262** (5139), 1525–1530, doi:10.1126/science.262. 5139.1525.
- Han, S.-C., C. K. Shum, M. Bevis, C. Ji and C.-Y. Kuo (2006) Crustal Dilatation Observed by GRACE After the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science*, **313** (5787), 658– 662, doi:10.1126/science.1128661.
- Hanna, E., F. J. Navarro, F. Pattyn, C. M. Domingues, X. Fettweis, E. R. Ivins, R. J. Nicholls, C. Ritz, B. Smith, S. Tulaczyk, P. L. Whitehouse and H. J. Zwally (2013) Icesheet Mass Balance and Climate Change. *Nature*, 498, 51–59, doi:10.1038/nature12238.

市川香 (2014) 21 世紀初頭の衛星海面高度計.海の研究, 23,

13-27.

- Ivins, E. and T. James (2005) Antarctic Glacial Isostatic Adjustment: A New Assessment. *Antarctic Sci.*, 17(4), 541-553, doi:10.1017/S0954102005002968.
- Jekeli, C. (1981) Alternative Methods to Smooth the Earth's Gravity Field. *Dep. of Geod. Sci. and Surv.*, **Rep.327**, Ohio State Univ., Columbus.
- Kaula, W. M. (1966) Theory of Satellite Geodesy. Dover Publications, Mineola, New York.
- 古在由秀 (1973) 地球をはかる. 岩波科学の本, 7, 岩波書店, 東京.
- Kusche, J. (2007) Approximate Decorrelation and Nonisotropic Smoothing of Time-variable GRACE-type Gravity Field Models. J. Geod., 81, 733–749. doi:10.1007/s00190– 007–0143–3.
- Kusche, J., R. Schemidt, S. Petrovis and R. Rietbroek (2009) Decorrelated GRACE Time-variable Gravity Solutions by GFZ, and Their Validation Using a Hydrological Model. J. Geod., 83, 903-913, doi:10.1007/ s00190-009-0308-3.
- Lenaerts, J. T. M., M. R. vanden Broeke, W. J. van deBerg, E. vanMeijgaard and P. Kuipers Munneke (2012) A New, High-Resolution Surface Mass Balance Map of Antarctica (1979–2010) Based on Regional Atmospheric Climate Modeling. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L04501, doi:10.1029/2011GL050713.
- Martin-Español, A., J. L. Bamber and A. Zammit-Mangion (2017) Constraining the Mass Balance of East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **44**, 4168–4175, doi:10.1002/2017GL 072937.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl and T. Rabaute (1993) The Displacement Field of the Landers Earthquake Mapped by Radar Interferometry. *Nature*, **364**, 138–142, doi:10.1038/364138a0.
- Matsuo, K., B. F. Chao, T. Otsubo and K. Heki (2013) Accelerated Ice Mass Depletion Revealed by Low-degree Gravity Field from Satellite Laser Ranging: Greenland, 1991–2011. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1–6, doi:10.1002/grl. 50900.
- 松尾功二 (2015) GRACE がもたらしたもの. in Web テキス ト測地学—新装丁版 第3部,日本測地学会,東京, http: //www.geod.jpn.org/web-text/part3_2014/matsuo/index. html.
- 本山秀明(2017)雪尺観測から見える氷床表面質量収支の変 動.気象研究ノート, 233, 377-386.
- Qu, T., P. Lu, C. Liu, H. Wu, X. Shao, H. Wan, N. Li and R. Li (2016) Hybrid-SAR Technique: Joint Analysis Using Phase-Based and Amplitude-Based Methods for the Xishancun Giant Landslide Monitoring. *Remote Sens.*, 8 (10), doi:10. 3390/rs8100874.
- Ramillien, G., J. S. Famiglietti and J. Wahr (2008), Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review. Surv. Geophys., 29 (4–5), 361–374, doi: 10.1007/ s10712–008–9048–9.

- Reigber, C., H. Jochmann, J. Wünsch, S. Petrovic, P. Schwintzer, F. Barthelmes, K. H. Neumayer, R. König, C. Förste, G. Balmino, R. Biancale, J. M. Lemoine, S. Loyer and F. Perosanz (2004) Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP. In: Reigber, Ch., H. Lühr, P. Schwintzer and J. Wickert (eds.) Earth Observation with CHAMP Results from Three Years in Orbit, 25–30. Springer, Berlin.
- Remy, F. and M. Frezzotti (2006) Antarctica Ice Sheet Mass Balance. C. R. Geoscience, **338**, 1084–1097, doi:10.1016/j. crte.2006.05.009.
- Remy, F. and S. Parouty (2009) Antarctic Ice Sheet and Radar Altimetry: A Review. *Remote Sens.*, 1, 1212–1239, doi:10. 3390/rs1041212.
- Rignot, E. and R. H. Thomas (2002) Mass Balance of Polar Ice Sheets, *Science*, **297**, 1502–1506, doi:10.1126/science. 1073888.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic Ice Mass Loss from Radar Interferometry and Regional Climate Modelling. *Nat. Geosci.*, 1, 106–110, doi:10. 1038/ngeo102.
- Rignot, E., J. Mouginot and B. Scheuchl (2011) Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, **333**, 1427–1430, doi:10.1126/ science.1208336.
- Schutz, B. E., H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hancock and J. P. DiMarzio (2005) Overview of the ICESat Mission. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L21S01, doi:10.1029/2005GL024009.
- Shepherd, A., E. R. Ivins, G. A, V. R. Barletta, M. J. Bentley, S. Bettadpur, K. H. Briggs, D. H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin, M. Horwath, S. Jacobs, I. Joughin, M. A. King, J. T. M. Lenaerts, J. Li, S. R. M. Ligtenberg, A. Luckman, S. B. Luthcke, M. McMillan, R. Meister, G. Milne, J. Mouginot, A. Muir, J. P. Nicolas, J. Paden, A. J. Payne, H. Pritchard, E. Rignot, H. Rott, L. S. Sørensen, T. A. Scambos, B. Scheuchl, E. J. O. Schrama, B. Smith, A. V. Sundal, J. H. van Angelen, W. J. van de Berg, M. R. van den Broeke, D. G. Vaughan, I. Velicogna, J. Wahr, P. L. Whitehouse, D. J. Wingham, D. Yi, D. Young and H. J. Zwally (2012) A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science*, **30**, 1183–1189, doi:10. 1126/science.1228102.
- Shuman, C. A., H. J. Zwally, B. E. Schutz, A. C. Brenner, J. P. DiMarzio, V. P. Suchdeo and H. A. Fricker (2006) ICESat Antarctic Elevation Data: Preliminary Precision and Accuracy Assessment. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L07501, doi: 10.1029/2005GL025227.
- Swenson, S., J. Wahr and P. C. D. Milly (2003) Estimated Accuracies of Regional Water Storage Variations Inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resour. Res.*, **39**, 1223, doi:10.1029/ 2002WR001808.
- Swenson, S. and J. Wahr (2006) Post-processing Removal of

Correlated Errors in GRACE data. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L08402, doi:10.1029/2005GL025285.

- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson and M. M. Watkins (2004) GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. *Science*, **203**, 503–505, doi: 10.1126/science.203.4380.503.
- Wahr, J., M. Molenaar and F. Bryan (1998) Time-variability of the Earth's Gravity Field: Hydrological and Oceanic Effects and Their Possible Detection using GRACE. J. Geophy., Res., 103 (B12), 30205–30230, doi:10.1029/98JB02844.
- Wang, Y., S. Hou, W. Sun, J. T. M. Lenaerts, M. R. van den Broeke and J. M. van Wessem (2015) Recent Surface Mass Balance from Syowa Station to Dome F, East Antarctica: Comparison of Field Observations, Atmospheric Reanalyses, and a Regional Atmospheric Climate Model. *Clim Dyn.*, **45**, 2885–2899, doi:10.1007/s00382–015–2512–6.
- Whitehouse, P. L., M. J. Bentley, G. A. Milne, M. A. King and I. D. Thomas (2012) A New Glacial Isostatic Adjustment Model for Antarctica: Calibrated and Tested Using Observations of Relative Sea-level Change and Presentday Uplift Rates. *Geophys. J. Int.*, **190**, 1464–1482, doi:10. 1111/j.1365–246X.2012.05557.x
- Yamamoto, K., Y. Fukuda, T. Nakaegawa and J. Nishijima (2007) Landwater Variation in Four Major River Basins of the Indochina Peninsula as Revealed by GRACE. *Earth, Planets and Space*, **59**(4), 193-200, doi:10.1186/BF03353095.
- Yamamoto, K., Y. Fukuda, K. Doi and H. Motoyama (2008) Interpretation of the GRACE-derived Mass Trend in Enderby Land, Antarctica. *Polar Science*, 2(4), 267–276, doi:10.1016/j.polar.2008.10.001.
- Yamamoto, K., Y. Fukuda and K. Doi (2011) Interpretation of GIA and Ice-sheet Mass Trends over Antarctica using GRACE and ICESat data as a Constraint to GIA Models. *Tectonophysics*, **511** (3-4), 69–78, doi:10.1016/j.tecto.2010. 11.010.
- Yamanokuchi, T., K. Doi and K. Shibuya (2005) Validation of Grounding Line of the East Antarctic Ice Sheet Derived by ERS - 1 / 2 Interferometric SAR Data. *Polar Geoscience*, 18, 1–14.
- 矢来博司 (2015) SAR 地殻変動―干渉画像. in Web テキス ト測地学―新装丁版 第3部応用編 (2004 年版),日本測 地学会,東京,http://www.geod.jpn.org/web-text/part3_ 2005/yarai/yarai-3.html.
- Yoder, C. F., J. G. Williams, J. O. Dickey, B. E. Schutz, R. J. Eanes and B. D. Tapley (1983) Secular Variation of Earth's Gravitational Harmonic J₂ Coefficient from Lageos and Nontidal Acceleration of Earth Rotation. *Nature*, **303**, 757-762.
- Zwally, H. J., J. Li, J. W. Robbins, J. L. Saba, D. Yi, A. C. Brenner and C. H. J. Zwally (2015) Mass Gains of the Antarctic Ice Sheet Exceed Losses. J. Glaciol., 61 (230), 1019–1036, doi: 10.3189/2015JoG15J071.

南極氷床変動と氷河性地殻均衡

奥野淳一

気候変動が引き起こす氷床変動とそれに伴う海水量変動は、地球表層における質量分布を変化させ、 固体地球を変形させる.これは粘弾性的性質をもつ地球がアイソスタシーを回復しようとする変動で あり、多様な時空間スケールの観測より検知されている.海水準変動や地殻変動、および重力場変動 といった測地学的、地形・地質学的な観測値は、時間・空間スケールの異なる固体地球の変形が重畳 していることから、観測値より氷床変動や地球内部構造を推定するためには、アイソスタシーの原理 に基づいた数値モデリングが必要不可欠である.ここでは、氷河性地殻均衡(Glacial Isostatic Adjustment)の数値モデリングに基づいて氷床変動・地球内部構造を推定した研究について紹介する.

Antarctic ice sheet variation and Glacial Isostatic Adjustment

Jun'ichi Okuno¹

Ice sheet and sea water act as surface mass loads on the solid Earth. Variations of ice sheet and sea-level in late Quaternary induce the viscoelastic deformation of the Earth, and these deformations are detected by geodetic and geographical observations in both polar regions. To estimate the ice sheet change and viscosity structure of the Earth's interior based on these observations, we need to apply the numerical modelling described by the Glacial Isostatic Adjustment (GIA) theory. Here, we review the inferences of ice sheet change and the viscosity of the Earth's mantle based on the GIA modelling.

キーワード:アイソスタシー,氷床変動,海水準変動,地球内部粘性構造 Isostasy, Ice sheet change, Sea-level change, Mantle viscosity

1. はじめに

極域に存在する氷床(グリーンランド氷床および南極 氷床)は、近年の地球温暖化に伴って、個々の氷床全体 もしくはそれぞれの氷床の地域による違いはあっても、 総じて融解している(たとえば IPCC¹ 第5次報告書: Vaughan et al., 2013). さらに、大陸に存在する氷床(大 陸氷床)のみならず、アルプスやパタゴニアなどの山岳

連絡先

奥野 淳一 国立極地研究所 地圏研究グループ 〒190-8518 東京都立川市緑町 10-3 Tel. 042-512-0627 e-mail:okuno@nipr.ac.jp 1)国立極地研究所 地圏研究グループ Geoscience Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan 地域に発達する氷河(山岳氷河)等も融解しているとい う報告から(たとえば大村,2010),氷床・氷河の融解が 引き起こす海水量増加による海水準の上昇が危惧されて いる.このような海水準の上昇に人類社会が適応するた めには,現在の氷床や氷河の変動をモニターすることが 必要不可欠であり,そのモニターには,人工衛星による 測地学的な観測(重力や氷床高度および地殻変動速度等) が大きな役割を果たしている(本巻の福田参照).しか し,このような変動は必ずしも近年に限った変動ではな く,過去に遡ると,北半球高緯度域や南極には現在より も巨大な大陸氷床が存在し,数千年から数十万年にわ たって大きく変動したと考えられている.この氷床変動 の直接的な証拠は,過去に氷床が拡大した地域に氷床の 縁を示すような特徴ある地形が残されている以外には,

¹ Intergovernmental Panel on Climate Change:気候変動に関する国際間パネル

過去の氷床の厚さそのものを示すような証拠は極めて少 ない(本巻の三浦参照).一方で,具体的な氷床の形状だ けではなく、氷床の総量変化としてとらえられる海水量 変化については、氷床から離れた地域の地形・地質学的 な調査に基づく海水準変動の観測より、その変化を紐解 くことができる(たとえば横山, 2002). このように数千 年を超える時間スケールにおよぶ過去から現在の氷床変 動を見積もるためには、測地学・地形学・地質学といっ た固体地球科学に関連した観測が重要となる. しかしな がら、後述するようにこれらの観測値にはいくつかの素 過程が重なっていることにより、氷床モデリング(本巻 の齋藤・グレーベ参照)をはじめとする、さまざまな物 理過程を再現する数値モデリング研究も必要不可欠とな る.特に世界各地で観測される海水準変動には.氷床・ 氷河の変動による海水量の変化のみならず、氷床や海水 の分布変化が固体地球にとっての『荷重変化』として作 用することによる地球の変形や、海水温の変化による海 水の熱膨張といった成分も含まれる(Vaughan et al., 2013: 図 5). これらの分離を観測値のみから行うことは 困難であり、数値モデリングを用いて各プロセスを定量 化することによって、観測値の正しい理解が可能となる、 特に、現在や過去の氷床変動が引き起こす固体地球の変 動成分を,より正確に再現できる数値モデルを構築する ことができれば、過去の氷床変動のみならず、海面上昇 の将来予測へも貢献できる.本論では、この中の『固体 地球』に関わる部分について、その現象と現在へ至る研 究の流れ、および今後解決すべき課題について述べたい と思う.

Glacial Isostatic Adjustment の概要

この章では,気候の変化に伴う氷床変動が固体地球へ 与える影響について,地球内部の変動も含めた現象の概 要について,いくつかの専門的な用語を用いながら説明 する.

第四紀更新世後期の約2万年前に相当する最終氷期最 盛期(Last Glacial Maximum: LGM)以降の時代は、しば しば後氷期と呼ばれている. 完新世(約1万年前以降) などと同義に用いることもあり、LGMにおおよそ最大 に発達したローレンタイド氷床、スカンジナビア氷床、 バレンツ氷床などの北半球氷床、および南極氷床などの 両極域の氷床が融解した時代である. LGM 以降に融解 した氷床の厚さ分布を図1に示す. この氷床融解は、全 球的に海水準を約130m上昇させ(Lambeck et al., 2002, 2014:図2)、概ね完新世中期(約7千年前)までに融解



図1:最終氷期最盛期(LGM)以降融解した氷床の厚さ分布.



図2:過去約3万年間の氷床量に相当する海水量変動曲線 (Lambeck et al., 2014を改編).

が完了した(たとえば Lambeck et al., 2002). この130 mという値は,全球的な氷床量変動を汎世界的な海水準 変動に換算した量である(氷床量相当海水準変動とも呼 ばれる).図2に示すように,約1万9千年前以降の約1 万年間にわたって氷床融解が起こっているが(海水準は



図 **3**:スカンジナビア半島域での GNSS 観測より得られている現在の地殻変動速度分布 (Lidberg et al., 2010 の数値データに基づく).

上昇),その時間変化は一様ではなかったことがわかる. たとえば約1万4千年前には,特に急激な氷床融解イベ ント(Meltwater pulse la: MWP-la²)が起こったこと(図 2の赤シェード)が,低緯度地域の珊瑚コアなどの解析 より確認されている(たとえば Deschamps et al., 2012). この海面上昇は,主に北米のハドソン湾やスカンジナビ ア半島に存在した厚さ 3000 m を超える氷床の消失によ る(図1).LGM に発達した大陸氷床や現在も存在する 南極氷床やグリーンランド氷床は,固体地球側の視点か らは,表面を押す荷重(重し)ととらえることができ, 厚さ 3000 m の氷床の消失によって,地殻を約1000 m 隆 起させる³.このような現象は,地球表層および内部の 質量再分配によって,アイソスタシー(平衡状態)を回 復しようとする変動であり,グレイシャルアイソスタ シー(glacial isostasy:氷河性地殻均衡),もしくはポス トグレイシャルリバウンド (post glacial rebound:後氷 期地殻隆起) と呼ばれている.さらに,この変動はすで に氷床が消失している地域 (ハドソン湾やボスニア湾地 域など) でも継続しており,これは,地球を構成する物 質が粘弾性的性質を持っているためであると考えられて いる.一般的に物体に外力を与えた場合,変形や流動が 生じるが,変形のしやすさを弾性,流れやすさを粘性と いい,この弾性と粘性が共存しているような性質のこと を粘弾性と呼んでいる.スカンジナビア半島におけるポ ストグレイシャルリバウンドは,広域的 GNSS 観測(GPS 観測) により明確に検出されており (Milne et al., 2001; Lidberg et al., 2010),特にスカンジナビア氷床の中心で あったボスニア湾沿岸域では,約10 mm/年を超える隆 起速度が観測されている (図 3).

一方,日本列島のようなLGMの氷床域から離れた地 域では、水の荷重変化として、約130m程度の海面上昇 に相当する海水が増加した.この荷重変化によっても地 殻は敏感に応答し隆起・沈降する.このような海水の荷 重変化が引き起こすアイソスタシーによる地殻変動を、

² 40-60 mm/年にもおよぶ海面上昇が約 500 年の間に生じたとい われている.

³ 氷と地殻は密度がおよそ3倍違うので、アイソスタシーの原理 に基づくと、3000 m の氷は地殻を1000 m 沈降させる.

ハイドロアイソスタシー (hydro isostasy:海水性地殻均 衡)と呼ぶ. ハイドロアイソスタシーは、グレイシャル アイソスタシーと比較するとその変動量は小さいが、完 新世中期(約7千年前)以降の海水準変動の地形・地質学 的観測結果より、概ね約7千年間で約2-4mの地殻変動 量が確認されている(たとえば Okuno et al., 2014). さ らに、地球表層および内部の質量再分配は、地球の慣性 モーメントを変化させ、地球回転(自転)にも影響を及 ぼす. 地球回転変動に関係する観測値は、地球の形状に 関係する重力ポテンシャルの2次の展開係数(J₂)の時 間変化や極移動が挙げられるが、これらの観測値にもさ まざまな時間スケールの氷床変動(後氷期以降や近年の 温暖化で引き起こされる氷床融解)と海水量変動に伴う アイソスタティックな固体地球の変形が影響している (Nakada et al., 2015; Adhikari and Ivins, 2016). このよ うな氷と水といった地球表層における質量再分配が引き 起こすアイソスタシー現象を総じて, Glacio-hydro Isostatic Adjustment (GIA: 氷河-海水性地殼均衡調整) と呼ぶ

直近の氷期の最盛期である LGM は,約2万1千年前 を中心とした年代値をとる(Yokoyama et al.,2000; Hanebuth et al.,2010). この時期には,北半球や南極に 現在と比較してもかなり巨大な氷床が存在し,約7千年 前にほぼ現状の氷床分布まで融解し(図1),同時に全球 的に海水準を上昇させた(図2). このような背景を元 に,図4にLGM から現在に至る氷-水の質量再分配が 引き起こすアイソスタシー現象についての概略を示す. 図4(a)はLGM 期の状態を示し,氷床が発達した地域で

は巨大な氷床より地殻が押さえられ沈降し,氷床の縁の 部分では,押し出されたマントルの流れにより隆起する (このような領域をバルジと呼ぶ).このような状態から 大陸氷床が大規模に崩壊する後氷期になると(図4b),

それまで氷床に押されていた地殻(固体地球)に対する 圧力が解放される.すると,図4(a)とは逆のマントル物 質の流れが起こり,氷床に覆われていた地域の地殻は隆 起を始める.これは過去の氷床変動だけではなく,近年 の地球温暖化による南極やグリーンランド氷床の融解に よっても、固体地球の視点から見ると、荷重が解放され ることを意味することから、同様な地殻変動が引き起こ される.一方で、海洋域では海水量の変化として荷重が 変化し、このような荷重変化にも固体地球は敏感に応じ て、隆起・沈降を引き起こす(図4c).このことから、 LGMの氷床域から離れた地域のGIAも、氷床からの距 離に応じて複雑に変化する.このようなGIAは、地形・ 地質学的調査より過去の海水準として観測され、現海面 からの相対的な高さとして表し、各年代の海水準をつな ぐ曲線を相対的海水準変動曲線と呼ぶ.図4(d)に各地 域で得られている相対的海水準変動曲線の典型例を挙げ る. 図4(d)が示す相対的海水準変動曲線の地域性は, GIA による地殻変動が各地域で大きく異なることを反 映している.かつての大陸氷床に近い場所(このような 地域を near-field と呼ぶ) では、海水の増加が引き起こ す海面上昇より氷床の消失による地殻の隆起が卓越する ため、地形・地質学的に観測される海水準変動は、海水 量が増加しているにもかかわらず現海面にむけて下がる ような曲線を描く(図4dの地点A).一方で、大陸氷床 から離れた地域(このような地域を far-field と呼ぶ)で は、グレイシャルアイソスタシーの影響は極めて小さく、 さらにハイドロアイソスタシーの影響も海面上昇よりは 小さいために、観測される海水準変動は現在にむけて上 昇するような曲線を示す(図4dの地点C).しかし、日 本のような地域では(図4dの地点D),大陸氷床の融解 完了以降のハイドロアイソスタシーより、2-4m程度の 隆起が観測される地域もあり、約7千年前以降の海水準 変動曲線は多様な地域性を示す(たとえば, Okuno et al., 2014). このように世界各地で観測されている相対的海 水準変動は、かつて大陸氷床があった場所からの距離に 応じた GIA や, 全球的な海水量変動などにより, さまざ まな曲線となることが知られている(Lambeck et al., 2002).

GIA という言葉は、日本語では『氷河性地殻均衡』と 翻訳されることが多く⁴, その用語は 1970 年代後半より 使用され(Peltier and Andrew, 1976), 2000年代にはほ ぼ統一して使用されている (Ivins and James, 2005 な ど). この GIA を取り扱った研究は、地球内部粘性構造 を推定するという観点から展開されてきた。地球内部粘 性構造は、プレートテクトニクスの代表的な原動力であ るマントル対流の重要なパラメータである.従って、粘 性構造推定研究は、プレートテクトニクス理論が確立し 始めた時代と時を同じくして発展してきたという背景が ある.一方で、GIA研究は、地球内部ダイナミクスのみ ならず、その力源である『表面荷重の変化』としての氷 床変動も重要な入力値となることから、第四紀の気候変 動と関連した氷床変動や海水準変動も重要な研究対象と なる.近年では、地球温暖化に伴う氷床変動や海面上昇 といった社会的関心の高い問題へも大きく関わるように なってきた (たとえば Nakada et al., 2013). これは,

⁴たとえば気象庁の web site (http://www.data.jma.go.jp/ kaiyou/db/tide/knowledge/sl_trend/GIA.html) など.



図4:GIAのメカニズムと各領域における典型的な相対的海水準変動曲線の模式図.(a, b, c)は、それぞれLGM、後氷 期、および現在における near-field、far-fieldの典型的なGIAの特徴について、マントルの比較的浅い部分までの断面とし て示す.(d)は、氷床からの距離に応じた各地域(c中のA, B, C, Dの各地点)における地形・地質学的に観測される 相対的海水準変動曲線を示す. 横軸は時間で、0が現在を示す.縦軸の0mが現在の海水準を示し、相対的海水準とは、 現在の海水準に対する過去の海水準高度を指す.各年代の海水準は、過去の海岸線を示す地形的特徴が観測される高度や 海で形成された地層(海成層)の上限高度といった情報とそれぞれの年代値(地層中の貝化石や岩石の年代など)で求め られる.

2000年代初めに打ち上げられた GRACE 衛星によって, 地球表層の質量の移動やその時間変化を,重力変化とい う固体地球科学的なシグナルを通して全球的に観測可能 となったことが大きい(詳しくは本巻の福田参照). GRACE 衛星の広域的な重力観測により,地球表層にお けるさまざまなスケールの質量変動をモニターできるよ うになった.そして,近年の南極氷床の質量変動を描像 した成果は(たとえば Velicogna and Wahr, 2006), IPCC の第5次報告書にも取り上げられている.しかし ながら,重力の変動は,結果的に地球内部から地球表層 までの質量変化の積分値であることから,地球表層の変 動のみならず,地球内部の変動も反映している. GRACEが描き出す重力場変動に基づいて地球表層の質量移動をより精度よく求めるためには,固体地球変形の寄与を詳細に評価することが必要不可欠であり,その点でGIA研究が果たす役割は大きい.さらにGIA研究は,気候的要因により変化する氷床の形状を再現する氷床力学モデリング(本巻の齋藤・グレーベ参照)との連携や,氷床と固体地球のそれぞれのモデルを結合させた数値モデルの開発も進められ,雪氷学分野など多分野の研究者との協働も進められている(たとえば Abe-Ouchi et al, 2013).



図5:海水準変動を引き起こす要因.

3. 氷床変動・海水準変動・地球内部粘性構造と GIA

この章では, GIA と深く関わる氷床変動・海水準変動・ 地球内部粘性構造のそれぞれについて, これまでの研究 例を紹介しつつ, 研究背景やそれぞれの現象がどのよう に影響しているかなどについて説明する.

3.1 GIA が氷床変動・海水準変動に与える影響

過去約100万年間の地球表層では、数万~数十万年周 期で氷期と間氷期を繰り返す氷期-間氷期サイクルが生 じていた、この氷期-間氷期サイクルは、地球軌道の変 化、自転軸の傾きの変化や歳差運動によって生じる日射 量変動が主たる要因である.大きな特徴は、比較的長い 氷床成長期間(数万年)と、その約10倍の速度で進む氷 床融解期間(約1万年)といった非対称性である.この 急速で大規模な氷期終焉を招く原因の一つに、固体地球 の性質が関与している.ひとたび氷床が後退し始める と、氷床により深く沈降した固体地球は、その粘弾性的 性質のため,即時に応答せず時間遅れをもって応答する. このため、たとえば 3000 m の氷床が消失して 1000 m 地 殻が隆起すべきところが低下した地表面はなかなか復活 せず, 地表面温度が比較的高い状態が続くことにより, 氷床融解をさらに加速させる. これが非対称な変動の原 因であると考えられている.このように、氷期-間氷期 サイクルの非対称性には、固体地球が重要な役割を果た しており、これは近年の氷床モデリング研究よって明確 に示されている (Abe-Ouchi et al., 2013).

氷期-間氷期サイクルに大きく関与する固体地球の粘

弾性的性質は、後氷期の海水準変動の解析より見積もら れている.後氷期の氷床融解より生じた GIA は、世界 各地において多様な相対的海水準変動として、地形・地 質学的に観測されている(図4d).LGMにおける氷床 地域は氷床荷重の消失より現在も隆起を続けている一方 で、増加した海水は海洋域で新しく荷重として作用し、 海洋底を押し下げている(図4c).このため、地球の内 部では、低緯度から高緯度側へのマントル物質の流れが 生じる.氷と海水の質量再分配が引き起こす GIA は、 LGM に存在した氷床の位置からの距離に応じて多様に 変化するために、観測される相対的海水準も地域・時間 によって異なり(図4d)、それぞれ異なる意味を持つ. このような相対的海水準変動曲線の特徴に基づき、氷床 変動や地球内部粘性構造が推定されている.

観測される海水準変動は、氷床の融解に伴う海水量の 増減や、近年の温暖化に関しては海水温(もしくは塩分) の変動による海水の膨張、そして海水の器としての固体 地球の変形が主な構成要素である(図5).この中で、海 水の膨張や海水量の増減(氷床量の変動)は、主として 気候変動によるものであり、氷から水への変化や、水そ のものの変化であるのに対し、GIA やプレート運動が引 き起こす地殻変動による固体地球の変形は、海水の器の 形状が変化することに相当する.このように海水準変動 という現象は、気候や固体地球の変動も含めて理解する ことで初めて、その変動メカニズムを明らかにすること ができる.

3.2 粘弾性地球の変形問題としての GIA 研究

GIA による固体地球の変形は、数千年を超える時間ス
ケールにおいて地形・地質学的な証拠として残されてい る (たとえば Walcott, 1972). 一方で,図3に示すよう な現在の地殻隆起は、北米のハドソン湾を中心とした地 域でも、最大で15mm/年を超える隆起速度として観測 されており (Sella et al., 2007), ハドソン湾やスカンジナ ビア半島のボスニア湾に存在した巨大な大陸氷床が消失 して以降,現在にわたってもこの隆起が継続している. このような地球の粘弾性的な性質を示す GIA 現象を, 粘弾性地球の変形問題としてとらえ数値モデル化するこ とで、地球内部の粘弾性構造を推定することが可能とな る. この手法は、地球内部の粘性構造を直接推定する数 少ない方法の一つとなっている。地球内部の粘性率を推 定する方法は限られており、地球を構成すると考えられ る物質の高温高圧実験による推定や、人工衛星等で観測 されるジオイドより地球内部の相対的な粘性構造を推定 する方法 (Hager et al., 1985) と, 地球の粘弾性緩和によ る地殻変動を基にした推定とおおよそ3つの方法しかな い.特に地殻変動に基づいた粘性構造の推定には、ここ で紹介している GIA 現象のみならず、大地震後に起こ る余効変動の一つである粘性緩和現象なども挙げられる が、後者の地殻変動を用いると、現象そのものの空間ス ケールが GIA 現象より小さいことから、得られる地球 内部構造の情報は、比較的深度の浅い部分に限定される. 一方で GIA 現象より推定できる粘性構造は、より深部 の上部マントルから下部マントルの粘性構造の推定に有 効である. GIA に伴う地殻変動を示す地形・地質学的 データは, near-field では, 隆起する海岸線が時間経過と ともに、より標高の高い位置に移動する変化を追うこと で、そのデータが蓄積された.一方で、far-fieldでは、堆 積物の解析や珊瑚コアの解析より、海水量の増加を反映 した海面上昇の証拠を記載することで、そのデータが得 られている. そして, このような後氷期海水準変動の観 測値に基づいた GIA モデリングによる地球内部粘性構 造や氷床融解史の推定研究は, 1980年代後半から精力的 に行われてきた (Nakada and Lambeck, 1988; Tushingham and Peltier, 1991). 以下では, まず粘弾性 地球における GIA を考慮した海水準変動の理論的背景 を説明し、地球内部粘性構造と氷床融解史の推定につい てのこれまでの研究例を紹介する.

3.3 GIA の数値モデリング

この節では、GIA による海水準変動を数学的に記述す る方法の概略を述べる。海水面は、物理的に等ポテン シャル面の一つであり、ポテンシャル面は地球内部の密 度分布によって決定される。氷床の融解や海水量の増加 などの地球表層における荷重の再分配により,まずは弾 性的,そして時間経過とともに粘性的に変形し,変形後 の地球内部密度分布は変形前と異なってくる.地球内部 の密度分布が変化すると,海水面の形状も変化する.こ の変化を決めるために,次のような数値計算を行う.ま ず,地球を深度方向に多層に分け,各層の弾性定数,密 度,粘性率をパラメータとして設定する.弾性定数と密 度は地震学的に独立に決められているので,粘性率が主 要な変数となる.このような粘弾性的な性質をもたせた 球殻の地球を考え,その地球に単位荷重を与えた時の全 球的な地球の応答を計算し,ポテンシャル面を決定する ことにより,任意の時間に対する海面を求める.数学的 には,単位荷重による海面の変化が決定すれば,氷床の 盛衰による任意の荷重分布と任意の時代における海面の 高さを決定することが可能である.

以下では,氷床融解に伴う海水準変動を記述する方程 式を Farrell and Clark (1976) による定式化に基づいて説 明する.

単位質量の点力源を地球の表面に作用させた時の海水 準変動は、粘弾性 Maxwell 物体⁵ を仮定した球殻地球モ デルを適用して求められる荷重ラブ数(Load Love number: k_n^l , h_n^l)を用いると、

$$G^{L}(\gamma, t) = \frac{a}{M_{E}} \sum_{n=0}^{\infty} \left[\delta(t) + k_{n}^{L}(t) - h_{n}^{L}(t) \right] P_{n}(\cos \gamma)$$
(1)

であたえられる. *a* は地球の半径, *M*_E は地球の質量, γ は荷重をおいた点と海水準変動を計算する点の角度であ り, *P*_n は n 次のルジャンドル多項式である. 荷重ラブ 数はそれぞれ, *k*^{*t*} は点荷重変化によるポテンシャル変化 を, *h*^{*t*} は点荷重変化による固体地球表面の変化を示す. つぎに, 今回の問題設定において力源となる地球表層荷 重について定義する. 任意の時間(*t*), 位置(θ, ϕ) にお ける荷重(*L*(θ, ϕ, t))は,氷床の高さ変化(*I*(θ, ϕ, t))と海 面の高さ変化(*S*(θ, ϕ, t))を用いて,

$$L(\theta, \phi, t) = \rho_i I(\theta, \phi, t) + \rho_w S(\theta, \phi, t)$$
(2)

であたえられる. θは緯度, φは経度, ρ_iは氷の密度, ρ_w は水の密度である. (1)式と(2)式を用いて,表面荷重と 固体地球の変形を考慮した海水準変動を記述する方程式 は,

$$S(\theta, \phi, t) = O(\theta, \phi, t) \left[\int_{-\infty}^{t} \int_{\Omega} a^{2} L(\theta', \phi', t') G^{L}(\gamma, t-t') d\Omega' dt' - c(t) \right]$$
(3)

⁵ 外力に対して応答の速いばねと、応答の遅いダッシュポットを 直列に並べたものとして表される。

と表される. $O(\theta, \phi, t)$ は,海洋関数と呼ばれるもので, 海洋で1,陸域で0の値をとり,時間とともに値は変化 する. $d\Omega$ は地球表面の面積要素を示し,式(3)は地球表 面全体での積分を行っている. c(t)は,氷床の消長と海 水量の増減に対する質量保存より求められ,以下の式で 表される.

$$c(t) = -\frac{M_I(t)}{\rho_w A_o(t)} - \left\langle \int_{-\infty}^t \int_{\mathcal{Q}} a^2 L(\theta', \phi', t') G(\gamma, t-t') d\mathcal{Q}' dt' \right\rangle_o$$
(4)

右辺第2項の〈〉。は海洋領域ににおける平均値を意味 する. A_o(t) は,時間に依存した海洋面積を示す. M_I(t) は、時間 t までに融けた氷の質量であり、(4)式の右辺の 第一項は,平均的な海水準変動(Eustatic sea-level) change: ESL) と呼ばれている. 最終的に, (3)式, (4)式 が、ある粘弾性構造をもった地球に対する任意の時間に おける海水準を記述する方程式となる. 地球内部粘弾性 構造は(1)式の荷重ラブ数を求める際の入力値であり、 氷床融解史は(2)式において入力値としてあたえること になる.ジオイド、重力異常、鉛直・水平方向の地殻変 動についても、(1)式の荷重ラブ数の組み合わせを変え ることで同様に計算することが可能である(たとえば Okuno and Nakada, 2001). さらにこれらの式に加えて、 地球の自転速度や回転軸の変動による効果も評価するこ とが近年では一般的である (Milne and Mitrovica, 1998). 地球回転変動による海水準変動への寄与は、潮汐ラブ数 (Tidal Love number: k_n^T , h_n^T) を用いて,

$$G^{R}(\gamma, t) = \frac{1}{a} [\delta(t) + k_{2}^{T}(t) - h_{2}^{T}(t)] P_{2}(\cos \gamma)$$
(5)

と表現でき,表面荷重変化にともなう遠心力ポテンシャル変化を *A*(*θ*, *φ*, *t*)と定義すると,地球回転変動の海水準変動への影響は,以下の式より求められる.

$$S^{R}(\theta,\phi,t) = O(\theta,\phi,t) \left[\int_{-\infty}^{t} \int_{\Omega} a^{2} \Lambda(\theta',\phi',t') G^{R}(\gamma,t-t') d\Omega' dt' - c^{R}(t) \right]$$
(6)

(3)式は、Sについての積分方程式となっている.これ を解くにはまず、最初の海水荷重を $S(t) = -\frac{M_t(t)}{\rho_w A_o(t)}$ と仮 定する.これは、海水荷重がESLであることを示し、空 間的には一様で、時間的には変化する海水荷重となる. そこで得られたSを再び(2)式の海水荷重として入力 し、(3)式を解き、これを収束するまで繰り返す.この反 復の回数は、概ね 3-5 回ほどで収束することがわかって いる.この反復における2回目以降の海水荷重は、空間 的に不均一な海水荷重となり、物理的には、GIA による 地殻変動によって海水荷重が再分配されることを意味す る.一般的にこのような定式化に基づいて GIA モデリ ング研究が行われているが,現在でも,3次元の構造を 持つ地球(水平方向の不均質)や,荷重変化の詳細な記 述(たとえば棚氷等)といった数値計算手法の高度化も 並行して進められている.

3.4 地球内部粘性構造

地球内部のダイナミクスを理解するためには、地球を 構成する物質の変形と流動のメカニズム(レオロジー) を研究することが非常に大切である。地球内部の流動特 性や粘性率を推定するためには、地殻変動の直接観測と しての GNSS 観測や海水準変動の地形・地質学的データ が必要であるが、重力、地球自転速度や極移動、低次の 重力ポテンシャル(たとえば J2)の時間変化も重要な観 測値となる.特に南極やグリーンランドにおける測地学 的な観測は、近年の変動成分も含まれてくることから、 最近の地球温暖化に伴う南極氷床やグリーンランド氷床 の融解と固体地球の変形を分離して評価することも非常 に重要となってくる.これは、観測される重力や地殻変 動の時間変化には、LGM 以降の GIA (主に粘性流動)の 成分と現在の氷床変動による GIA の成分(主に弾性変 形)が重畳しているためである。観測値からのこれら の成分の分離は大変困難であるが、GIA モデリングやさ まざまな観測値を複合して解析することで、南極やグ リーンランド氷床、およびその他のローカルな氷床・氷 河の近年のマスバランスを推定した研究も行われている (たとえば Nakada et al., 2013). 図 6 に, GIA 研究より 求められた平均的な粘性構造をまとめる.以下では、海 水準変動や重力観測等と GIA モデリング研究より推定 されている地球内部の粘性構造に関して簡単にレビュー する.

3.4.1 リソスフェア~上部マントル

一般的に固体地球最上部は、リソスフェアと呼ばれる 弾性的にふるまう層が存在し、リソスフェア下より深度 約 670 km の深さまでを上部マントルと呼んでいる. リ ソスフェアは概ね 30-80 km の厚さを持つとされるが、 その厚さの地域差は大きい. 一般的にこのリソスフェア の下部(深度 70-200 km)には、地震波の低速度層の存 在が確認されている. この部分はアセノスフェアと呼ば れ、比較的軟らかい層であると予想されているが、実際 の粘性率を評価するには、比較的浅部の粘性率が影響す る波長の短い変形を解析する必要がある. アメリカ、ユ タ州のボンビル湖(Lake Bonneville)の干上がりによる 地殻変動(Bills et al., 2007)や、西九州の海水準変動の研 究(Nakada et al., 1998)によると、深さ約 200 km まで



図6:GIA研究より提案されているマントルの粘性構造の震 度分布.グレーの部分は,弾性的にふるまうリソスフェアの 領域を示す.海洋,大陸縁辺部,大陸によってその推定値が 異なることを示す.

の粘性率は10¹⁹⁻²⁰ Pa s⁶ 程度で,その下層の上部マント ルとの粘性コントラストは,10 倍もしくはそれ以下程度 となる.前述のように,地震波の低速度層であるアセノ スフェアが低粘性層であるという考えがあるが,実際の GIA 研究による推定では,顕著な低粘性層は検出されな い.もしリソスフェア直下に顕著な低粘性層が存在する とすれば,ごく限られた地域(火成活動が激しいプルー ムの上昇域や海嶺)のみなのかもしれない.リソスフェ ア下の深さ約 200 km までの粘性率の推定には,大地震 後の地殻変動の緩和現象も有効であるが,アセノスフェ アの粘性率として,上部マントルより1 桁ほど低い値 (10¹⁹ Pa s)が得られており(たとえば Muto et al., 2013), GIA 研究の結果とも整合的である.

アセノスフェア下より深度 670 km までの上部マント ルの粘性率の推定には、中・小規模の氷床(スカンジナ ビア氷床やイギリス・スコットランド氷床)の GIA によ る海水準変動(Lambeck et al., 1996; Okuno and Nakada, 2001)や,オーストラリアの海水準変動の観測値(Nakada and Lambeck, 1989)が有効である。それらの結果によ ると、上部マントルの平均的な粘性率は(2-5)×10²⁰ Pa sで、一桁以下程度の地域性の存在が示唆されており、 それはおおよそ大陸や大陸縁辺部、海洋といった背景の 違いによる(図6).物性科学的には、深さ400-670 km 付近にマントル遷移層と呼ばれるより高粘性層の存在が 示唆されているが、GIA による海水準変動の解析では、 上部マントル中に高粘性層の存在を積極的に支持する結 果は得られておらず, Okuno and Nakada (2001) による 北西ヨーロッパの海水準変動についての詳細な解析から も、リソスフェアの厚さ 60-100 km, 上部マントルの粘 性率が(3-10)×10²⁰ Pasという粘性構造モデルが観測 値を説明可能なモデルとなっている.また.このような 結論は、スカンジナビア半島における GNSS 観測に基づ いた粘性構造の推定 (Milne et al., 2001) とも整合的であ る、さらに、スバールバル諸島のニーオルセンにおける 総合的な測地観測(絶対重力, GNSS, VLBI, 検潮儀等) に基づいた GIA の検出と, 近年(過去 400 年程度)のロー カルな氷床変動推定研究 (Sato et al., 2006) では、上記の ような上部マントルの粘性構造を適用すれば観測値を無 理なく説明でき、より最適な上部マントルの粘性率は(3-5)×10²⁰ Pas程度であると結論づけられている.

このように、後氷期の海水準変動のデータと重力等の 精密な測地観測は、地球内部粘性構造の推定に貢献して いる.現在では人工衛星による時間変化も含めた重力場 が求められるようになり、GNSS などを含めたデータの 蓄積と統合的な解析を進めることで、今後より詳細な粘 性構造が明らかになると考えられる. Velicogna and Wahr (2002) では、重力場変動データの蓄積より将来的 に 30-40%の精度で粘性構造を決定することができると 主張し、van der Wal et al. (2004) などは、より静的な重 力場観測衛星である GOCE ミッション(本巻の福田参 照)のデータも含めることで、アセノスフェアが低粘性 であるかどうかを検知できると予見している. しかしな がら、衛星重力観測は粘性構造の推定に有利なデータで あることはまちがいないが、Velicogna and Wahr (2002) でも指摘されているように, GIA モデリングのもう一つ の入力値である、過去の氷床融解史モデルの不確定性が 大きな問題となる.実際に、LGMの氷床域や南極域な どの near-field における重力場変動は、粘性構造のみな らず、LGM 以降の氷床融解史にも強く依存するため (Yamamoto et al., 2011;本巻の福田参照), GRACE 等の 衛星重力データのみを粘性構造の制約に用いることは. 現時点では難しい.

3.4.2 下部マントル

670 km 以深の下部マントルの粘性率を評価するには, ローレンタイド氷床域の変動や(Okuno and Nakada,

⁶ Pas (パスカル・秒) は、粘性率の単位であり、SI 単位系 (N・ s/m²) による表記である.また、CGS 単位系 (記号は P:ポア ズ、dyn・s/cm²) で示す場合もある.

2001), オーストラリアの海水準変動 (Nakada and Lambeck, 1989) が有効である. オーストラリアの海水 準変動はハイドロアイソスタシーの影響が大きく、海水 荷重が作用しない大陸部が広く存在するため空間波長が 大きい変形が卓越し、下部マントルまでの粘性緩和が影 響する、一方、ローレンタイド氷床もその変動の空間的 な規模が大きいことから、その GIA による変形は下部 マントルまで影響を及ぼす. このローレンタイド氷床が 存在した北アメリカ地域での海水準変動は、グレイシャ ルアイソスタシーの数値モデリングが確立して以降の 1980年代より精力的に研究が行われてきた(Wu and Peltier, 1982; Mitrovica and Peltier, 1989). さらに、ハド ソン湾を中心とする領域では、負の重力異常で特徴づけ られる重力場が観測されており、これは、後氷期のロー レンタイド氷床の消失による固体地球の変形が、未だア イソスタシーの状態まで回復していないことに起因して いると解釈されている (Walcott, 1972). しかし, 一般的 に古い大陸ではフリーエアー重力異常は負で, 上部マン トルの地震波速度が速いことが知られており、この負の 重力異常をマントル対流の下降流による結果であるとす る解釈もある (Hager and Clavton, 1989: Forte and Mitorovica, 1996). そこで, Simons and Hager (1997) で はこの地域のフリーエアー重力異常について、ウェイブ レット変換を発展させた手法による解析を行い、観測さ れている負の重力異常の約半分の-25 mGal⁷程度は, GIA に伴う残留隆起量に起因していると結論づけてい る. このような重力異常やこの地域の海水準変動の解析 によって得られる下部マントルの粘性率は 10²²⁻²³ Pas 程度で,深度 670 km を境界とする上部と下部で,約 100 倍程度の粘性率のコントラストの存在を示唆する.また Forte and Mitrovica (1996) では, 粘性率のコントラスト そのものは二桁程度必要であるが、粘性率の増加する深 さが約1000 km であるという主張もある. 最新の研究 (Nakada et al., 2018) では、上部·下部マントル境界であ る 670 km の深さに 2 桁程度の粘性率のコントラストを 持つジャンプがあることと、下部マントルでは深さに依 存して漸進的に粘性率が高くなる可能性を指摘してい る. 今後, 下部マントルの粘性率に関しては, マントル 物質の高温高圧実験結果と併せて議論が深まることが予 想される.

3.5 氷床融解史モデル

GIA 研究にとって、氷床融解史モデルは重要な入力値 であり, near-field や far-field のデータにより, 各氷床の 形状の変化と全球的な海水量変動について、それぞれを 分けて議論する研究が展開されている. 全球的な氷床量 変動(海水量変動)は, far-fieldの海水準変動の解析が有 効である。特に、LGM から約7千年前(北半球氷床が ほぼ融解終了した時期)までの far-field の海水準変動に ついては、主に地球全体での氷床融解の時間変化(全球 的な氷床量もしくは海水量変動)に依存し、地球内部の 粘性構造には比較的鈍感であることから、海水量変動の 制約に用いられている (たとえば Deschamps et al., 2012). これに対し、ローレンタイドやスカンジナビア 氷床域である北アメリカやヨーロッパ.また南極沿岸地 域 (near-field) の海水準変動は、ローカルな氷床融解に よるグレイシャルアイソスタシーに強く依存するため, それぞれの地域のローカルな氷床融解を推定する研究が 広く行われている (Peltier, 2004; Lambeck et al., 2017).

北半球の主な氷床は、ローレンタイド氷床、グリーン ランド氷床、スカンジナビア氷床、バレンツ氷床、カラ 氷床などが挙げられるが、カラ氷床以外の氷床に関して は、最終氷期における分布とその後の時間変化はある程 度解明されている(たとえば Peltier, 2004; Peltier et al., 2015; Lambeck et al., 2017).現在までに提案されている 代表的な融解史モデルとして、オーストラリア国立大学 グループの ANU(Lambeck et al, 2014; 2017)とトロン ト大学のグループの ICE-5G(Peltier, 2004), ICE-6G (Argus et al., 2014; Peltier et al., 2015)が挙げられる.こ れらはローレンタイド氷床の分布等の違いこそあるが、 北半球氷床全体の融解量は海面上昇量としておおよそ 100 m 程度で、モデル間の相違が小さくなってきている (たとえば Nakada et al., 2015).

一方で、南極氷床融解の歴史は、GIA の理論値と比較 するための地形・地質学的な海水準データが圧倒的に乏 しいことから、現在に至るまで決定的と言える融解史モ デルは未だ提案されていない、南極氷床の融解モデルに ついては、CLIMAP による最終氷期の気候復元モデル と現在の氷床厚から推定されたモデルに端を発し (Denton and Hughes, 1981),現在までにさまざまなモデ ルが提案されている(たとえば Nakada et al., 2000; Peltier, 2004; Ivins and James, 2005; Mackintosh et al., 2011; Whitehouse et al., 2012; Ivins et al., 2013). 南極大 陸沿岸において海水準変動のデータが少ないのは事実だ が、図7に示すようないくつかの地点には、約1万年前 から現在にかけて現海面より高い海水準データが報告さ

⁷ Gal は、CGS 単位系における加速度の単位であり、1 Gal=1 cm/s²=0.01 m/s² である、重力加速度を示す際に用いられる、 Gal という名称は、ガリレオ・ガリレイ(Galileo Galilei) にちな む。



図7:南極大陸沿岸域において第四紀海水準変動の観測値が 得られている地点(Okuno and Miura, 2013 を改編).

れている (詳しくは Mackintosh et al. 2014: The RAISED Consortium et al., 2014). この中で,昭和基地 周辺における完新世中期の海水準変動(図7の Kizahasi Hama)のデータには、ローカルな氷床融解の影響が残 されている. 昭和基地周辺に産出する貝化石が示す完新 世の海水準は、GIA モデルより十分説明可能であり、南 極各地で報告されている完新世中期の温暖化と氷床融解 との関連や、過去のペンギン営巣地の変遷とも関連づけ て議論されている (三浦ほか, 2002). Far-field の海水準 変動の解析結果からも、完新世中期以降に海面上昇とし て 2-3 m 程度に相当する氷床融解(完新世融解)が示唆 されており (Nakada and Lambeck, 1988), この起源は 南極氷床であると認識されている、しかしながら、この 完新世融解に対して南極氷床のどの領域が主な寄与を果 たしたのかという問題に対しては、現状としては明らか ではない.

南極氷床変動史は,2000年代以降の海水準変動のデー タの蓄積とともに、さまざまな融解史モデルが提案され てきた.このようなモデルには、LGMにおける氷床分 布や融解の時間変化など、さまざまな共通点・相違点が 存在する.次の章では、GIA研究に基づいた南極氷床変 動史推定について紹介する.

4. 南極における氷床融解史と GIA 研究

この章では、GIA研究に基づいた南極氷床変動史の研究について、2000年代までに提案されている融解史の特徴と、それらのモデルより再現される海水準変動曲線および実際の地形・地質学的観測値を説明した上で、近年提案されている融解史モデルの特徴を述べる。そして、最近の研究成果である地球回転変動の解析と南極氷床変動史の関係についても併せて説明する。

4.1 これまでの南極氷床融解史研究のながれ

南極氷床に関する代表的な研究は、CLIMAP による 約2万年前におけるLGMの氷床分布図復元(Denton and Hughes, 1981) より始まっている。この当時の南極 氷床変動に関する地形・地質学的観測値は、西南極のロ ス海周辺のわずかなものに限られており、南極氷床は、 北半球氷床の発達に伴う海水準の低下によって、受動的 に大陸棚の末端まで拡大したと考えられた.この結果, LGM の氷床拡大範囲は、南極大陸縁辺部の大陸棚末端 の位置をほぼつなぐ線によって復元されている(三浦・ 奥野. 2009: 本巻の三浦参照). しかしながら、東南極周 辺の大陸棚末端では 600 m 以上の深度に達する地域も あることから, LGM における最大約 130 m 程度の海水 準の低下では、氷床は大陸棚末端まで着底することはで きないという問題点もあった. このような問題点に対 し、2000年代以降 GIA モデリングより南極大陸縁辺部 の第四紀海水準変動の詳細な解析より, LGM 時の拡大 範囲が地形地質、および測地学的観測値に与える影響を 定量的に評価する研究が進められた(たとえば Nakada et al., 2000).

南極における海水準変動は、その直接的データである 地形・地質学的観測値が得られる露岩地域が、北半球氷 床が存在した領域に比べ圧倒的に少ないために得られる データが少なく、データに基づいた融解史を求めること は非常に難しい.しかしながら、非常に限られた露岩地 域においては過去数千年間の海水準変動の観測値が得ら れている(Okuno and Miura, 2013).たとえば、図7の 赤星印に示すような地域においては、過去1万年前以降 の海水準変動の観測値が得られており、各サイトにおけ る実際のデータを図8に示す.このようなデータは、当 時の海水準の下限を示す貝化石の位置、貝化石が産出す る層序より求められる海成層(海で形成された地層)の 上限高度、および潮間帯での生息が既知である貝化石の 産出高度などにより過去の海水準高度とその年代を決定 している.図8に示す南極沿岸域の海水準変動曲線の全



図8:図7で示した地点における完新世海水準変動の観測値とGIA モデリ ングによる再現値(Okuno and Miura, 2013 を改編).用いた南極氷床融解史 モデルは図9および10に示す.地球内部粘性構造モデルは、上部マントル 粘性率を5×10²⁰ Pas,下部マントル粘性率を10²² Pasを用いた.弾性的に ふるまうリソスフェアの厚さ(Te)を50-100 kmの範囲で設定している. 図中の赤や緑の丸は,各地点で観測されている過去の海水準を表している. それぞれ,平均海水面(赤丸),海水準の上限(白抜き緑丸),および海水準 の下限(緑丸)を示し,各地点において現海水準より高い位置に過去の海水 準を示す証拠が観測されている.

体的な傾向は, 南極氷床の融解に依存した地殻変動(主 に地殻隆起)を大きく反映している. LGM 以降の全球 的な氷床融解は北半球氷床の寄与が主であり, 南極地域 は北半球氷床から見ると far-field に位置することになる が, 南極沿岸域の海水準変動は約1万年前以降の南極氷 床の融解による地殻隆起による影響が大きく, 相対的な 海水準が現在にかけて下がっているような曲線を示す. これは、海水量の増加による海面上昇をはるかに超える 変動速度での地殻隆起(相対的には海水準は低下)が起 こったことによる(図8).このような過去の海水準高度 の地形・地質学的な証拠に基づいた GIA モデリングと の比較・検証は、2000 年代より進められはじめ(たとえ ば、Ivins et al., 2002)、Nakada et al. (2000) において、そ の当時でコンパイルできるデータを集めて、各地域の海



図 9:2000 年代に提案された LGM より融解した氷床の厚さ分布. それぞれ, ANT5: Nakada et al. (2000), ICE-5G: Peltier (2004), IJ05: Ivins and James (2005) により提案された融解史モデルを示す.



図 10:2000 年代に提案された南極氷床融解史モデルによる 海水量変動曲線(参考:ANT4 および ICE-3G は 1990 年代に 提案された融解史モデル).

水準変動のデータとできるだけ矛盾のない氷床融解史モ デルが提案された.当時の氷床融解モデルの空間分布と その時間変化を図9および10に示す.いずれのモデル も基本的に大きく融解している地域は,西南極のウエッ デル海およびロス海の領域になるが,東南極の沿岸部に おいても数100m程度の厚さの氷床融解を仮定しなけ れば,昭和基地地域やアメリー棚氷地域(図7の LarsemannやVestfold)の海水準変動の観測値を説明で きない.しかしながら,海水準変動の観測値は、『海水準』 を目安にしているため、当然その観測値は南極大陸沿岸 部に限定される.このことから、海水準変動に基づいた 氷床融解史復元では、南極内陸部における氷床厚変動に 関する見積もりは極めて不十分となる.IJ05モデル(図 9, 10) は Ivins and James (2005) により提案された融解 史モデルであるが、東南極域は沿岸部のみの融解となっ ている (図9). これは、沿岸部のみで観測される海水準 変動や GNSS 観測だけでは、内陸部の氷床厚変動につい ての制約が難しいことによる.一方で、融解量の時間変 化 (図 10) を見ると、LGM 以降の融解量について、モデ ル間の違いは大きく, IJ05 モデルが 10 m の融解量であ るのに対し、それ以前のモデルは20m程度で、約10m 程度のひらきがある (図 10). また, Nakada et al. (2000) 以前のモデル(たとえば ANT4: Nakada and Lambeck, 1989; ICE-3G: Tushingham and Peltier, 1991) に関して は、25-30mの融解量となっており、近年の研究ほど融 解量の推定が小さくなる傾向がある. またその時間変化 については、融解開始時として約1万4千年-1万年前、 融解完了は約7千年前となっている.後氷期の南極氷床 の融解については、前述の MWP-1a (2 章参照) への寄 与が取り沙汰されており、これについては活発な議論が なされているが (Deschamps et al., 2012; Liu et al., 2015), ここで示すモデルにおいては, 南極氷床の寄与は 無い. また、約7千年前以降は、全球的な海水準の上昇 量としておおよそ3m程度の融解(完新世融解)を示す 結果が、オーストラリアや日本、および地中海沿岸など の far-field の海水準変動の解析より得られており (Nakada and Lambeck, 1988; Nakada et al., 1998; Stocchi et al., 2009), その起源は南極であると概ね理解されてい る. しかしながら, 南極氷床のどの地域が, 完新世融解 に貢献したのかは、まだ明らかになっていない.この問 題に関連して、三浦ほか(2002)では、昭和基地周辺域 における地形学的な証拠より, 完新世の中期(約4千年 前)の約千年程度の間に急激な海面低下(地殻隆起)が あったと推定しており,この時期に少なくとも昭和基地 周辺では、急激な地殻隆起を引き起こすような氷床融解 が起こったと推定している.これは,完新世融解に対し, 東南極氷床(全体か,もしくは一部)も貢献した可能性 を示唆する重要な証拠となっている.

4.2 GIA モデリングによる南極大陸沿岸域の海水準変動の再現

図8に南極大陸沿岸部において完新世海水準変動の観 測値が得られている地域での観測値と GIA モデリング による再現結果を示す (Okuno and Miura, 2013). それ ぞれの曲線の色が氷床融解史モデルの違いを示し、それ ぞれの色の実線と破線に囲まれた部分が粘性構造(主に 弾性的にふるまうリソスフェアの厚さ)に依存する領域 を示す。仮定した融解史モデルで融解氷床厚の比較的大 きい地域に隣接したサイトでは(たとえば Ross A な ど),粘性モデルの選択による違いが大きくなる傾向が ある. また, 融解史モデルの選択によっては粘性構造の 依存性が小さくなる傾向も認められ(たとえば ANT5 を選択した場合など),より粘性構造の依存性の少ない 融解史モデルを構築することが可能であることも示唆さ れる. 特に, 東南極については, 粘性構造に対する依存 性が小さくなる傾向にあり(融解した氷床厚が比較的薄 いため), このような地域の観測値は, 氷床融解史に対す る強い拘束条件を与えることが可能であろう.また,各 地域の高海面を示す観測値は、概ね1万年前以降であり、 これは南極氷床の融解開始が,約1万年前程度であるこ とを示唆している.一方,昭和基地周辺部やアメリー棚 氷周辺(図7のLarsemann)では、完新世の高海面の観 測値と同じ程度の高さに、約3万から4万年前を示す貝 化石や海水準を示すデータが取得されている (Miura et al., 1998; Hodgson et al., 2010). 完新世のデータと同じ ような高度に約3-4万年前を示す海水準データが得られ たことを説明するためには、この時期に、現在より地殻 が沈降した状態から完新世同様の氷床融解による地殻隆 起を仮定する以外にない. つまり, 少なくとも東南極に おいては、この時期に完新世と同じ程度に氷床が融解し た可能性がある.これは、約12万5千年前の最終間氷 期から LGM へむかう時期の具体的な氷床分布を推定す る数少ない観測値であるため、全球的な海水量変動と関 連させて議論できる重要なデータであると考えられる.

4.3 近年提案されている南極氷床変動史について

2010 年代以降,いくつかの氷床変動史が提案されている (Mackintosh et al., 2011; Whitehouse et al., 2012; Ivins



図 11:2010 年代以降に提案された南極氷床融解史モデルに よる海水量変動曲線 (Ivins et al., 2013 を改編).

et al., 2013). 各融解史モデルの時間変化について図 11 に示す.まず、それぞれの融解史モデルの時間変化を見 ると、すべてのモデルで MWP-1a イベントへの南極氷 床の寄与は考えられていない.加えて、各モデルの融解 の時間変化はさまざまであるが, 共通していることは, LGM 以降の融解氷床量が約8m 程度と推定されている ことである. このように、近年提案されている融解史モ デルは、2000年代に提案されたモデルより、さらに融解 量が小さくなっている.このことは、以下のような観点 より議論となっている. LGM 以降の氷床融解量の総量 は, far-field の海水準変動より約 130 m 程度と推定され ており、現在では北半球氷床の融解史モデルはおおよそ 収束してきている. つまり, 南極氷床変動量が 2000 年 代まで考えられていた融解量より10m以上も少ないと すると、この10m分の氷床量は一体どこの氷床からの 寄与によるのか?という問題が生じる.このような "missing ice" (Clark and Tarasov, 2014; Lambeck et al., 2014)と呼ばれる問題は、現在、周辺分野を巻き込んだ 活発な議論がなされている状況である.

4.4 地球回転変動が示唆すること

地球回転速度やその回転軸も、氷床の変動によって変 動する.これは地球の表層における質量(氷と水)が、 回転軸に近い地域(極域)から海洋へ移動することによっ て引き起こされる(図12).この変動は、よくフィギュ アスケート選手のスピンの速度と手の位置との関係に当 てはめて説明されることがしばしばあり、腕や脚をそろ



図12:地球回転速度変動と質量分布の関係についての模式図.氷期の時(左図)は、地球表 層の質量が極域に集中することで自転速度がより速くなる(腕や脚を閉じたスケート選手 のスピン速度が速くなる).自転速度が速くなると遠心力が大きくなり、地球の形状は赤道 域の膨らみが増加する(シェードの部分が膨らむ).一方で、間氷期の時(右図)は、極域の 氷が水となって低緯度に移動することで自転速度は遅くなる(腕や脚を開いたスケート選 手のスピン速度が遅くなる).自転速度が遅くなると遠心力が小さくなり、地球の赤道域の 膨らみが減少する.

えて回転すると回転速度は速くなり、両腕を広げると回 転速度は遅くなる、これは、軸足の周りから見て両腕や 脚を広げた状態では慣性モーメントが大きく、縮めた状 態では小さい為であり、同じ力を受けても慣性モーメン トが小さい方がより早く回転する(たとえば若生,1979). 当然,過去約100万年間の地球表層では、数万-数十万年 周期で氷期と間氷期を繰り返す氷期-間氷期サイクルに より、このような質量の移動が実際に起こっていた、こ のような氷床-海水といった地球表層での質量再分配や, それによって引き起こされる GIA が、結果的に地球全 体の慣性モーメントの変化を引き起こす. これは地球の 自転に影響を与え、それに関連したシグナル(極移動や 地球の扁平率と関連した J2 項の変化など)として、さま ざまな手法によって可観測となっている。この中の地球 形状の力学的係数である J2 は、重力ポテンシャルの球 面調和関数展開の2次の係数である C20 項に相当し(本 巻の福田(2)式参照),経度によらない成分である.この J₂は、主として人工衛星の軌道解析により重力場を決 めることで求められている.重力ポテンシャルの観測 は、古くは1958年3月にアメリカで打ち上げられたバ ンガード1号の軌道解析より始まり,古在由秀による J_3 項の決定から地球が西洋梨型を示していることが発見さ れるなど,人工衛星打ち上げ初期からその成果が得られ ている.その後,1980年代になると軌道決定に衛星レー ザー測距(Satellite Laser Ranging: SLR;本巻の福田参照) が用いられ,高精度の重力場決定とその時間変化の検出 が可能になった.これにより, J_2 項の永年的な減少が検 出され (Yoder et al., 1983),また1997年頃に J_2 項の永 年減少が鈍ったこと等が明らかになった (Cox and Chao, 2002; Cheng et al., 2013).

近年の SLR の解析 (Cheng et al., 2013) は, 1997 年頃 の J_2 項の永年減少の鈍化に加え, その後の約 15 年間で J_2 項の変化率が一定であることを明らかにした. この 解析結果に基づき, Nakada et al. (2015) では, 近年の温 暖化による山岳氷河やグリーンランド, 南極の各氷床の 変動を考慮し, GIA による J_2 項の変化率について, 数値 モデリングより解析した (図 13). 図 13 左は, 代表的な 融解史モデルに基づき, J_2 の時間変化における下部マン トル粘性率依存性を示す. それぞれの融解史モデルにつ いて, 北半球成分と南極成分と分けた解析より, 北半球



図 13: GIA モデリングより再現した J₂の時間変化.氷床融解史モデルの設定の違いによって,それぞれの 下部マントルの粘性率に対する依存性がどのように変化するかを示す.

成分については、用いた融解史モデルによる差はほとん どなく、一方で南極成分は異なる結果が得られた.これ は南北それぞれの氷床融解量の違いに起因しており、北 半球成分の融解量が ANU, ICE-5G 両モデルとも,海面 上昇相当で約100mと同じ程度であるのに対し、南極氷 床の融解量 は、ANU モデルは約 30 m、ICE-5G モデル は約20mと異なるからである.また,ANUモデルで は、南極成分の融解量が北半球成分の3分の1程度であ るにもかかわらず、J2項の変化率の振幅は、北半球成分 と南極成分とではほとんど同じ程度になる. この結果 は、LGM 以降の南極氷床変動が、J2 項をより効率よく 変動させることを示す、この原因は、地球内部も含めた 質量の変動(氷床量+固体地球の変形)が,北半球氷床 が存在した場所より南極のほうが、より地球の自転軸に 近いところで生じていることによる. つまり, 南極の氷 床融解量が J2 項の変化率に大きく影響することから、 現在の J2 項の詳細な解析は、LGM 以降の南極氷床融解 量の制約に対し強力な観測値となり得る. 右図は, 北半 球成分は ANU モデルを仮定して、南極氷床成分につい て, その融解量を0(なし)から30mまでの範囲で仮定 した場合の J2 項の変化率の下部マントル依存性を示す. 緑の領域が観測値の範囲を示すが、この観測値を満たす ためには平均的な下部マントルの粘性率を 5×10²² Pas と考えると、南極氷床の寄与として 10-20 m 程度の融解 量は必要となる.前述の海水準変動等より求められた LGM 以降の南極氷床の融解量の見積もりは、これまで 提案されたモデルすべてを含めると全球的な海面上昇量 に換算して約8mから30mと大変幅広いため(図10, 11), J2 項の変化率は, LGM 以降の南極氷床融解量を規 定する重要な観測値である. さらに最近の研究では, J_2 項の変化率だけでなく低次の重力ポテンシャルの係数 (J_n , 2<n<5) についても, その解析の精度向上が果た せれば, 南極氷床の融解量の制約に大きく貢献すること が確認されている (Nakada and Okuno, 2017). 今後の このような観測値の蓄積や解析精度の向上と GIA モデ リングの高度化によって, さまざまな観測値を矛盾なく 説明できる南極氷床変動史の構築が進むと考えられる.

5. 今後の課題

最後に, 南極氷床変動史解明に関して GIA 研究が今 後解決すべき課題について述べる. 図 14 に示すように, 過去 15 万年間の far-field の典型的な相対的海水準変動 曲線(Lambeck, et al., 2002) をベースに, 5 つの課題を 挙げる.

(1) 完新世の南極氷床融解史決定(図14:Q1)

Nakada and Lambeck (1988) によれば, far-field の海 水準変動より, 完新世中期(約7千年前)以降3m 程度 の海面上昇に相当する融解があったとされている. 前述 のように, この起源は大部分が南極であろうといわれて いるが (Stocchi et al., 2009; Okuno et al., 2014), 南極の どの部分が融解したかということについては, まだはっ きりとしていない. 三浦ほか (2002) による昭和基地周 辺の急激な海面低下が示す局所的な地殻隆起は, この時 期の昭和基地周辺の氷床融解を強く示唆する. この融解 が, 東南極地域全体もしくは一部で生じた現象であった とすれば, 完新世融解に東南極氷床が寄与した可能性が



図 14: 南極域の GIA 研究に関する今後の課題(Lambeck, et al., 2002 をベースに加筆).

高い. 今後, 観測データの蓄積とGIA モデリングによ る連携研究により, まず昭和基地周辺の急激な海面低下 の詳細を明らかにすることで, 間氷期における東南極氷 床の挙動に関する具体的な議論につなげることができる だろう.

(2) MWP-la イベントへの南極氷床の寄与があったのか,なかったのか(図14:Q2)

現時点では、MWP-la イベントに対し、南極氷床はほ とんど貢献しなかったのではないかという考えが有力で あるが、南極氷床全体が LGM 以降どの時点から融解が 開始したのかという問題と関連し、重要な問題であると 考えられる.北半球氷床と南極氷床の融解開始のタイミ ングの違いや、それぞれの融解がどのように進んでいっ たのかということについては、GIA 研究の枠にはとどま らない問題である.今後、氷床モデリングや古気候モデ リングとの連携や、氷床コア・堆積物コアの解析による 知見と組み合わせることで、グローバルな気候変動と関 連した総合的な理解が進むと考えられる.

(3) LGM からの南極氷床融解量(図14:Q3)

LGM 以降の全球的な海水量変動に対する南極氷床の 寄与を明らかにするという課題は,近年においてもまだ 解決されていない大きな課題である.2000年代以降,さ まざまなデータに基づき数々の南極氷床変動史が提案さ れ,新しい融解史モデルほどその融解量が小さくなる傾 向にある.このような融解史の提案に伴い,少なくなっ た氷床量分は,南極以外のどの氷床の寄与になるのかと いった別の問題も浮上している.一方で,地球回転に関 する観測値(J₂の変化率)が,LGM以降の南極氷床融解 量の規定に大きな役割を果たすことが理解されはじめ, その量は近年の研究より推定される値より若干大きい値 が見積もられている.この問題については,依然として 決定的な結論を導くことが難しい様相を示しているが, far-fieldの海水準変動のデータ解析とも絡めて,早急に 解決を目指すべき課題である.

(4) 3-4 万年前の高海面(図 14:Q4)

東南極の一部の地域では、完新世の高海面と同じ程度 の高度に、3-4万年前程度の年代を示す海水準データも 得られている(Miura et al., 1998; Hodgson et al., 2010). つまり、3-4万年前の海面高度が現在より高いことから、 この時期に、現在より地殻が沈降した状態から後氷期同 様の融解が引き起こされた可能性が示唆される.LGM へ向かう北半球氷床の拡大とそれに伴う海面低下にもか かわらず、東南極氷床変動が北半球と同期していた とは、この時期の南極氷床変動が北半球と同期していな い可能性を示す(Nakada et al., 2000).このデータが示 唆する南極氷床変動史も、南北の氷床変動とグローバル な気候変動との関連を考察するための重要なデータとな る、今後は、この時期の高海面が、北半球氷床の拡大に 伴う海面低下、南極氷床の融解とGIA による地殻隆起 のそれぞれが、どのような条件下であれば再現されうる かという視点から GIA モデリング研究を展開すること で、この課題を解決するための糸口を得ることができる だろう.

(5) 最終間氷期の高海面への寄与(図14:Q5)

本稿では全く触れなかったが,約12万5千年前の最 終間氷期の海水準に対して,南極氷床の融解がどの程度 寄与したのかという課題を挙げる.最終間氷期の海水準 に対する南極氷床の寄与については,本巻の関に詳しく 解説されている.ここでは,GIA研究の視点からこの課 題について述べる.最終間氷期は現在と比べると,6-9 m程度海面が高かったという報告がfar-fieldの数地点 で報告されている(たとえばDutton and Lambeck, 2012; Dutton et al., 2015).この高海面のデータに基づいて, この時期に海水量そのものが多かった(氷床量が少な

かった)という見解がある.この時期の全球的な氷床量 に対する南極氷床量についての推定は、GIA モデリング と far-field の地形・地質学的観測の共同研究より、ある 程度進めることが可能であると考えられるが、最終間氷 期の地形データが南極域から得られる可能性は低く、決 定的な仮説を提案することは難しい. 先行研究の例もあ るが、まず取りかかるべきことは、南極氷床の寄与を変 数として扱うことで,低緯度で観測されている最終間氷 期の高海面を矛盾なく説明できる寄与量の推定と, GIA による地殻変動の影響について詳細に解析することであ る (Lambeck et al., 2011; Creveling et al., 2015). さらに, 気候モデルと結合した氷床モデリングと連携し、最終間 氷期の温暖な気候条件下で再現される南極氷床の分布を GIA モデリングと独立に得ることで、GIA の効果を考慮 した海水準変動の再現値と低緯度のデータとの比較を通 じて,この時期の具体的な南極氷床像に近づけるのでは ないかと考える. また, GIA から見る最終間氷期の海水 準は、さらにそれ以前の氷期最盛期(penultimate glacial maximum:約14万年前)からの氷床融解も大きく 影響すると予想される.この影響を評価するためにも, 気候モデルと結合した氷床モデリング研究との連携がま すます重要となるだろう.

GIA と南極氷床変動の研究は、2000 年代以降の測地 学的,地形・地質学的データの蓄積と歩調を合わせるよ うに、さまざまな研究が展開されてきた.しかしながら, 現在に至っても決定的な氷床変動史は得られていない. 各種のデータをさらに活用し、GIA モデリングのそのも のの高精度化や、氷床モデリングなど他分野とのモデル 結合も視野に入れた共同研究の展開こそが,このような 問題を解決できる現時点での最良の方法であると考え る.ここに挙げた課題のみならず,GIA研究とその周辺 分野の研究課題は,たとえば,約300万年前まで遡った 東南極内陸山地の地形形成と氷床・気候変動,GIAに関 連するテーマ(Suganuma et al., 2014)など,まだまだ多 くの課題をもつ.今後,多角的な視点からのアプローチ や分野連携の研究が進められることで,いずれ,過去か ら現在までの観測値を普く再現できる南極氷床融解史と 地球内部粘性構造の両モデルの構築が実現するだろう.

謝辞

執筆の機会を与えていただいた大島慶一郎博士(北海 道大学低温科学研究所)と福田洋一博士(京都大学)に 感謝致します.お忙しい中,丁寧に原稿を編集いただい た北川暁子さん(北海道大学低温科学研究所)に深く御 礼申し上げます.また有益なコメントや修正をいただい た大島慶一郎博士,福田洋一博士ならびに石輪健樹博士 (国立極地研究所)にも深く御礼申し上げます.

参考文献

- Abe-Ouchi, A., F. Saito, K. Kawamura, M. E. Raymo, J. Okuno, K. Takahashi and H. Blatter (2013) Insolation-driven 100, 000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, **500**(7461), 190–193.
- Adhikari, S. and E. R. Ivins (2016) Climate-driven polar motion: 2003–2015. *Sci. Adv.*, **2**(4), doi:10.1126/sciadv.1501693.
- Argus, D. F., W. R. Peltier, R. Drummond and A. W. Moore (2014) The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories. *Geophys. J. Int.*, **198**(1) 537–563.
- Bills, B. G., K. D. Adams and S. G. Wesnousky (2007) Viscosity structure of the crust and upper mantle in western Nevada from isostatic rebound patterns of the late Pleistocene Lake Lahontan high shoreline. J. Geophys. Res., 112(B6), 1318–18.
- Cheng, M., B. D. Tapley and J. C. Ries (2013) Deceleration in the Earth's oblateness. J. Geophys. Res., 118(2), 740-747.
- Clark, P. U. and L. Tarasov (2014) Closing the sea level budget at the Last Glacial Maximum. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 111 (45), 15861–15862.
- Cox, C. M. and B. F. Chao (2002) Detection of a large-scale mass redistribution in the terrestrial system since 1998. *Science*, 297(5582), 831–833.
- Creveling, J. R., J. X. Mitrovica, C. C. Hay, J. Austermann and R. E. Kopp (2015) Revisiting tectonic corrections applied to

Pleistocene sea-level highstands. *Quat. Sci. Rev.*, **111**, 72-80.

- Denton, G. H. and T. J. Hughes (1981) *The Last Great ice sheets.* Wiley, New York.
- Deschamps, P., N. Durand, E. Bard, B. Hamelin, G. Camoin, A. L. Thomas, G. M. Henderson, J. Okuno and Y. Yokoyama (2012) Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, **483**(7391), 559–564.
- Dutton, A. and K. Lambeck (2012) Ice Volume and Sea Level During the Last Interglacial. *Science*, **337**(6091), 216–219.
- Dutton, A., A. E. Carlson, A. J. Long, G. A. Milne, P. U. Clark, R. DeConto, B. P. Horton, S. Rahmstorf and M. E. Raymo (2015) Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science*, **349**, aaa4019, doi:10.1126/science. aaa4019.
- Farrell, W. and J. A. Clark (1976) On postglacial sea level. Geophys. J. Int., 46(3), 647–667.
- Forte, A. M. and J. Mitrovica (1996) New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long wavelength mantle convection and post-glacial rebound data. *Geophys. Res. Lett.*, 23(10), 1147–1150.
- Hager, B. H., R. W. Clayton, M. A. Richards, R. P. Comer and A. M. Dziewonski (1985) Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*, **313**(6003), 541–545.
- Hager, B. H. and R. W. Clayton (1989) Constraints on the Structure of Mantle Convection Using Seismic Observations, Flow Models, and the Geoid. In: Peltier, W. R. (ed.) *Mantle Convection Plate Tectonics and Global Dynamics*, Fluid Mechanics of Astrophysics and Geophysics, 4, 657–763. Gordon and Breach Science Publishers, New York.
- Hanebuth, T., H. Voris, Y. Yokoyama, Y. Saito and J. Okuno (2010) Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications. *Earth-Sci. Rev.*, **104**(1–3), 92–110.
- Hodgson, D., E. Verleyen, W. Vyverman, K. Sabbe, M. Leng, M. Pickering and B. Keely (2010) A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31366-33228 cal yrBP). *Quat. Sci. Rev.*, 28(25-26), 2689-2696.
- Ivins, E. R., C. A. Raymond and T. S. James (2002) Late-Pleistocene, Holocene and present-day ice load evolution in the Antarctic Peninsula: models and predicted vertical crustal motion. In: Mitrovica, J. X. and B. L. A. Vermeersen (eds.) *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth,* Geodynamics Series 29, 133–155. American Geophysical Union, Washington.
- Ivins, E. R. and T. S. James (2005) Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment. Ant. Sci., 17, 541–553.
- Ivins, E. R., T. S. James, J. Wahr, E. J. O Schrama, F. W.

Landerer and K. M. Simon (2013) Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. J. Geophys. Res., **118**(6), 3126–3141.

- Lambeck, K., P. Johnston, C. Smither and M. Nakada (1996) Glacial rebound of the British Isles - III. Constraints on mantle viscosity. *Geophys. J. Int.*, **125**(2), 340–354.
- Lambeck, K., T. M. Esat and E.-K. Potter (2002) Links between climate and sea levels for the past three million years. *Natur*, **419**(6903), 199–206.
- Lambeck, K., A. Purcell and A. Dutton (2011) The anatomy of interglacial sea levels: The relationship between sea levels and ice volumes during the Last Interglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1–8.
- Lambeck, K., H. Rouby, A. Purcell, Y. Sun and M. Sambridge (2014) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **111**(43), 15296–15303.
- Lambeck, K., A. Purcell and S. Zhao (2017) The North American Late Wisconsin ice sheet and mantle viscosity from glacial rebound analyses. *Quat. Sci. Rev.*, 158, 172–210.
- Lidberg, M., J. M. Johansson, H.-G. Scherneck and G. A. Milne (2010) Recent results based on continuous GPS observations of the GIA process in Fennoscandia from BIFROST. *J. Geodyn.*, **50**(1), 8–18.
- Liu, J., G. A. Milne, R. E. Kopp, P. U. Clark and I. Shennan (2015) Sea-level constraints on the amplitude and source distribution of Meltwater Pulse 1A. *Nat. Geo.*, 9(2), 130–134.
- Mackintosh, A. N., G. Nicholas, D. Eugene, R. Dunbar, A. Leventer, D. White, D. Pollard, R. DeConto, D. Fink, D. Zwartz, D. Gore and C. Lavoie (2011) Retreat of the East Antarctic ice sheet during the last glacial termination. *Nat. Geo.*, 4(3), 195.
- Mackintosh, A. N., E. Verleyen, P. E. O'Brien, D. A. White, R. S. Jones, R. McKay, R. Dunbar, D. B. Gore, D. Fink, A. L. Post, H. Miura, A. Leventer, I. Goodwin, D. A. Hodgson, K. Lilly, X. Crosta, N. R. Golledge, B. Wagner, S. Berg, T. van Ommen, D. Zwartz, S. J. Robert, W. Vyverman and G. Masse (2014) Retreat history of the East Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, 100, 10–30.
- Milne, G. A. and J. X. Mitrovica (1998) Postglacial sea-level change on a rotating Earth. *Geophys. J. Int.*, **133**(1), 1–19.
- Milne, G. A., J. Davis, J. X. Mitrovica and H. Scherneck (2001) Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science*, **291**, 2381–2385.
- Mitrovica, J. X. and W. R. Peltier (1989) Pleistocene Deglaciation and the Global Gravity-Field. J. Geophys. Res., 94(B10), 13651–13671.
- Miura H., H. Maemoku, K. Seto and K. Moriwaki (1998) Late Quaternary East Antarctic melting event in the Soya Coast region based on stratigraphy and oxygen isotopic ratio of

fossil molluscs. Polar Geosci., 11 262-276.

- 三浦英樹,前杢英明,吉永秀一郎,高田将志, Daniel Zwartz
 (2002)南極沿岸地域の完新世のイベント 隆起海浜地
 形と放棄されたペンギンルッカリー —. 月刊地球, 24(1),
 23-30.
- 三浦英樹,奥野淳一(2009)最終氷期最盛期以降の大陸氷床 融氷史:南極氷床変動の位置づけと課題.デジタルブック 第四紀学(日本第四紀学会50周年電子出版編集委員会 編):5-43-5-74,日本第四紀学会,東京.
- Muto, J., B. Shibazaki, Y. Ito, T. Iinuma, M. Ohzono, T. Matsumoto and T. Okada (2013) Two-dimensional viscosity structure of the northeastern Japan islands arc-trench system. *Geophys. Res. Lett.*, 40(17), 4604–4608.
- Nakada, M. and K. Lambeck (1988) The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, **333**, 36–40.
- Nakada, M. and K. Lambeck (1989) Late Pleistocene and Holocene sea-level change in the Australian region and mantle rheology. *Geophys. J.*, **96**, 497–517.
- Nakada, M., J. Okuno, Y. Yokoyama, S. Nagaoka, S. Takano and Y. Maeda (1998) Mid-Holocene underwater Jomon Sites along the West coast of Kyushu, Japan, hydo-isostasy and asthenospheric viscosity. *The Quat. Res.* (第四紀研究), **37** (4), 315–323.
- Nakada, M., R. Kimura, J. Okuno, K. Moriwaki, H. Miura and H. Maemoku (2000) Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations. *Mar. Geo.*, 167(1–2), 85–103.
- Nakada, M., J. Okuno and M. Ishii (2013) Twentieth century sea-level rise inferred from tide gauge, geologically derived and thermosteric sea-level changes. *Quat. Sci. Rev.*, 75, 114–131.
- Nakada, M., J. Okuno, K. Lambeck and A. Purcell (2015) Viscosity structure of Earth's mantle inferred from rotational variations due to GIA process and recent melting events. *Geophys. J. Int.*, **202**(2), 976–992.
- Nakada, M. and J. Okuno (2017) Secular variations in zonal harmonics of Earth's geopotential and their implications for mantle viscosity and Antarctic melting history due to the last deglaciation. *Geophys. J. Int.*, **209**(3), 1660–1676.
- Nakada, M., J. Okuno and Y. Irie (2018) Inference of viscosity jump at 670 km depth and lower mantle viscosity structure from GIA observations. *Geophys. J. Int.*, **212**(3), 2206–2225.
- Okuno, J. and M. Nakada (2001) Effects of water load on geophysical signals due to glacial rebound and implications for mantle viscosity. *Earth Planets Space*, **53**(12), 1121–1135.
- Okuno, J. and H. Miura (2013) Last deglacial relative sea level variations in Antarctica derived from glacial isostatic adjustment modelling. *Geosci. Front.*, 4(6), 623–632.
- Okuno, J., M. Nakada, M. Ishii and H. Miura (2014) Vertical tectonic crustal movements along the Japanese coastlines inferred from late Quaternary and recent relative sea-level changes. *Quat. Sci. Rev.*, **91**, 42–61.

- 大村纂 (2010) 観測時代の氷河・氷床の質量収支と気候変化 について,地学雑誌, 119(3), 466-481.
- Peltier, W. R. (2004) Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM5) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**(1), 111–149.
- Peltier, W. R. and J. T. Andrews (1976) Glacial Isostatic Adjustment — I. The Forward Problem. *Geophys. J. Int.*, 46(3), 605–646.
- Peltier, W. R., D. F. Argus and R. Drummond (2015) Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. J. Geophys. Res., 120, 450–487.
- Sato, T., J. Okuno, J. Hinderer, D. S. MacMillan, H.-P. Plag, O. Francis, R. Falk and Y. Fukuda (2006) A geophysical interpretation of the secular displacement and gravity rates observed at Ny-Ålesund, Svalbard in the Arcticeffects of post-glacial rebound and present-day ice melting. *Geophys. J. Int.*, 165(3), 729–743.
- Sella, G. F., S. Stein, T. H. Dixon, M. Craymer, T. S. James, S. Mazzotti and R. K. Dokka (2007) Observation of glacial isostatic adjustment in "stable" North America with GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **34**(2), L02306, doi:10. 1029/ 2006GL027081.
- Simons, M. and B. H. Hager (1997) Localization of the gravity field and the signature of glacial rebound. *Nature*, **390**(6659), 500–504.
- Stocchi, P., F. Colleoni and G. Spada (2009) Bounds on the Time-history and Holocene Mass Budget of Antarctica from Sea-level Records in SE Tunisia. *Pure Appl. Geophys.*, 166(8–9), 1319–1341.
- Suganuma, Y., H. Miura, A. Zondervan and J. Okuno (2014) East Antarctic deglaciation and the link to global cooling during the Quaternary: evidence from glacial geomorphology and ¹⁰Be surface exposure dating of the Sør Rondane Mountains, Dronning Maud Land. *Quat. Sci. Rev.*, 97 (C), 102–120.
- The RAISED Consortium et al. (2014) A community-based geological reconstruction of Antarctic Ice Sheet deglaciation since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **100**, 1–9.
- Tushingham, A. M. and W. R. Peltier (1991) Ice-3G: a new global model of Late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change. J. Geophys. Res., 96(B3), 4497–4523.
- van der Wal, W., H. H. A. Schotman and L. L. A. Vermeersen (2004) Geoid heights due to a crustal low viscosity zone in glacial isostatic adjustment modeling: A sensitivity analysis for GOCE. *Geophys. Res. Lett.*, **31**(5), L05608, doi:10. 1029/2003GL019139.
- Vaughan, D. G., J. C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang (2013) Observations: Cryosphere. In: Stocker, T. F. et al. (eds.) *Climate Change*

2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 317-382. Cambridge University Press, Cambridge and New York.

- Velicogna, I. and J. Wahr (2002) A method for separating Antarctic postglacial rebound and ice mass balance using future ICESat Geoscience Laser Altimeter System, Gravity Recovery and Climate Experiment, and GPS satellite data. J. Geophys. Res., 107(B10), 2263, doi:10.1029/2001JB000708.
- Velicogna, I. and J. Wahr (2006) Measurements of timevariable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, **311** (5768), 1754–1756.
- 若生康二郎(編)(1979)地球回転,恒星社厚生閣,東京.
- Walcott, R. I. (1972) Late Quaternary vertical movements in eastern North America: quantitative evidence of glacioisostatic rebound. *Rev. Geophys.*, 10(4), 849–884.
- Whitehouse, P. L., M. J. Bentley and A. M. Le Brocq (2012) A deglacial model for Antarctica: Geological constraints and glaciological modelling as a basis for a new model of

Antarctic glacial isostatic adjustment. *Quat. Sci. Rev.*, **32**, 1–24.

- Wu, P. and W. R. Peltier (1982) Viscous Gravitational Relaxation. *Geophys. J. Int.*, **70**(2), 435–485.
- Yamamoto, K., Y. Fukuda and K. Doi (2011) Interpretation of GIA and ice-sheet mass trends over Antarctica using GRACE and ICESat data as a constraint to GIA models. *Tectonophysics*, **511**(3–4), 69–78.
- Yoder, C. F., J. G. Williams, J. O. Dickey, B. E. Schutz, R. J. Eanes and B. D. Tapley (1983) Secular variation of Earth's gravitational harmonic J2 coefficient from Lageos and nontidal acceleration of Earth rotation. *Nature*, **303**, 757-762.
- 横山祐典(2002) 最終氷期のグローバルな氷床量変動と人類 の移動. 地学雑誌, 111, 883-899.
- Yokoyama, Y., K. Lambeck, P. De Deckker, P. Johnston and L. K. Fifield (2000) Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, **406**(6797), 713–716.

最終氷期最盛期以降の南極氷床融氷史: 地形地質学から見た現状と課題

三浦 英樹

南極大陸とその周辺に存在する山地、海岸、海底の地形・地質には、過去の南極氷床の盛衰が様々 な形で記録されている。これらの記録は、断片的ではあるが、過去の南極氷床の空間的な分布範囲や 拡大・縮小過程、当時の氷床底環境などを復元するうえで、他の地球科学的手法では得ることができ ない独特のデータを提供する、本稿では、地形地質学的に復元された最終氷期最盛期以降の南極氷床 融氷史に関する成果の概要と今後の課題を示す.

Geomorphological and geological reconstruction of Antarctic Ice Sheet deglaciation since the Last Glacial Maximum: the current situation and future challenges

Hideki Miura¹

The Antarctic Ice Sheet history has been recorded on various sediments and rocks of the mountains, coasts and the ocean floor of Antarctica and its surroundings. Although these geomorphological and geological records are fragmentary, they provide unique data for reconstruction of the spatial expansion range, shrinking process and thermal subglacial environments of the past Antarctic Ice sheet. In this paper, we present the outline of the knowledge and understanding of the Antarctic Ice Sheets at the Last Glacial Maximum (LGM) and their subsequent changes throughout the Holocene.

キーワード:南極大陸,南極氷床,地形地質学,最終氷期最盛期,融氷史 Antarctica, Antarctic Ice Sheet, geomorphology and geology, Last Glacial Maximum, deglaciation

1. はじめに

南極氷床が、いつから形成され、その形や大きさ、氷 床底面の性質をどのように変化させてきたのかを明らか にすることは、現在の地球の自然環境の成り立ちを探り、 地球システムの中で南極氷床が過去・現在・近未来にお いて、どのような役割や影響を持ってきたのか(または、 持つのか)を考えるうえで重要な情報を提供する(図1).

連絡先

三浦 英樹 国立極地研究所 地圏研究グループ 〒190-8518 東京都立川市緑町 10-3 Tel. 042-512-0703 e-mail: miura@nipr.ac.jp 1) 国立極地研究所 地圏研究グループ Geoscience Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan

このような地質学的な時間スケールでの氷河・氷床変 遷史の研究には、主として次の2つの観点があり、それ ぞれに対応した研究方法が存在する.

- 地球上に存在する(した)氷河・氷床総量の変化史 を明らかにする観点:
 - (a) 深海底堆積物コアから得られる底生有孔虫殻を 構成する炭酸塩の酸素同位体比変動を用いる方 法 (例えば, Zachos et al., 2001; Lisiecki and Raymo, 2005)
 - (b) 氷床から離れた隆起速度が速い地点における旧 汀線(過去の海岸線)高度を示す海岸地形や地 質, 化石などから復元された海面変化史を用い る方法(例えば, Lambeck and Chappell, 2001; 図2右を参照)
- ② 地球上各地に存在する(した)具体的な氷河・氷床 の地理的・空間的分布・性質とそれらの変動史を明 らかにする観点:



図1:第四紀の氷期・間氷期サイクルにおける氷床変動を中心とした地球システムの模式図. 氷床の変化は,他の要素と関連して地球システムの変動に大きな影響を与える.過去の氷床の存在 と変動を明らかにすることは,地球システムを考える上で,基礎的で重要な課題である.水色に塗 られた部分は現存する氷床(グリーンランド氷床と南極氷床).北半球高緯度に描かれた水色の短い 破線と矢印は,氷期に拡大した北半球氷床の範囲と拡大方向の概要.南極大陸の周囲に描かれた青 色の破線は,氷期の南大洋の海氷拡大範囲の概要.紺色と赤色の線は,現在(間氷期)の深層と表層 の海洋循環の概要をそれぞれ示す.三浦(2003)から引用.

- (c) 氷河・氷床が存在した場所およびその周辺地域 における氷河の侵食・運搬・堆積により形成され た地形や地質の分布・層序・年代・特徴を用いる 方法
- (d) 氷河・氷床が存在した縁辺地域における旧汀線 高度を示す海岸の地形地質,化石などから復元 される海面変化史を用いて氷河性アイソスタ シー調整(GIA: Glacial Isostatic Adjustment)を 行う方法(本巻の奥野を参照)

上記の①の観点は、時間的に連続する変動記録を用い て、グローバルな意味での「氷期」(陸上の氷河・氷床が 増加して海水量が減少した時期)と「間氷期」(陸上の氷 河・氷床が減少して海水量が増加した時期)を相対的に 定義することに適している.図2に示した海洋酸素同位 体ステージ(Marine Isotope Stage: MIS)は、そのように 定義された時代区分・編年であり、間氷期に奇数番号、 氷期に偶数番号を与えたものである. 一方,上記の②の観点では,個々のローカルな氷河・ 氷床の大きさをフィールドワークによって直接的・間接 的に明らかにする.ただし,個々の氷河・氷床の大きさ (面的範囲や厚さ)や形を規定する氷雪の涵養量と消耗 量のバランスは,グローバルな気候条件だけでなく,地 域的・局所的な気候条件にも依存しており,これらの気 候条件に対して氷河・氷床の応答に様々な時間的差が生 じる.そのため,個別の氷河・氷床の消長と気候変動(グ ローバルな意味での氷期や間氷期)を単純に結びつける わけにはいかない.

本稿では、南極氷床も地球上のローカルな地理的空間 を占めるひとつの氷床として捉え、特に、約2万年前の 最終氷期最盛期(LGM: Last Glacial Maximum:図2の 海洋酸素同位体ステージ2)以降の時代に焦点を当て て、上記②(c)の観点と方法を用いて、現在知られてい る南極氷床変動史の概要および今後の課題について紹介 する.



mwp: meit water puis (融氷パルス)

図2:最終間氷期以降のグローバルな氷床量相当海面変動 (右)とグリーンランド氷床コアの酸素同位体比(気温)の変動(左).

右の氷床量相当海面変動は、大陸氷床から遠い地域の大陸棚 や隆起珊瑚礁段丘の年代から得られた相対的海水準変動を地 球の粘弾性構造を考慮し、アイソスタシーの効果を補正した 値で、地球上全体の氷床の総量変化を示している。融氷パル ス(mwp)は、地形地質学的に検出された急激な海面の上昇 イベントを意味し、氷河・氷床の急激な融解が生じたことを 示唆するが、このデータからはその融解の発生した氷河・氷 床の場所はわからない。Bentley (1999)や Bentley (2010)で は、南極の地形地質学的データから南極氷床の融解と mwp の関係について考察している. Lambeck and Chappell (2001) と North Greenland Ice Core Project members (2004)のデー タを用いて三浦 (2017a)が作成した編集図から引用.

第四紀の氷河・氷床変動の研究史とローカル な氷河・氷床変動史を編む意味

地形地質学的なフィールドワークによって,地球上の ローカルな氷河・氷床変動史を復元する意義について改 めて考えておきたい¹. 地球上の氷河・氷床の変遷史や それに関連する古気候の研究は,1840年にルイ・アガ

シーによって過去の「氷河時代」の存在が提唱されたこ とを契機に進展した。特に、スイスアルプス山麓では、 氷河による侵食・運搬・堆積作用の痕跡の観察によって 過去の氷河の存在や拡大範囲を直接推定できたため、氷 河に関する地形地質学が過去の環境を復元する上で古生 物や考古遺跡と合わせて中心的な研究手法となった. ま た,1841年には、スコットランドのチャールズ・マクラー レンが、アガシーが提唱した大規模な氷河が陸上に形成 されたならば、それに相当する海水が海洋から取り去ら れることにより海面が低下したであろうと予測した. そ の後、過去の氷河の広がりに関する古気候の研究は主に 北半球中・高緯度地域で精力的に進められた。1960年代 後半頃までには、世界各地で得られた陸成層や海成層の 研究成果と対比から、北アメリカやヨーロッパ北部の大 陸の氷床が形成・拡大した時期(氷期)と縮小・消滅し た時期(間氷期)が第四紀に幾度か繰り返され、それに 伴って海水量が増減し、海面が上昇(間氷期)または下 降(氷期)していたという古典的な氷河時代像が確立さ れてきた.特に陸上の氷河の消長と氷河堆積物の間に挟 まる土壌・風化帯の時代ごとの分布に基づいて、アルプ スでは古い方から、ギュンツ氷期、ミンデル氷期、リス 氷期、ビュルム氷期、北アメリカでは古い方から、ネブ ラスカ氷期,カンザス氷期,イリノイ氷期,ウイスコン シン氷期というそれぞれ4回の古典的な氷期の時代区分 が提唱された.

1970年代になると、世界各地の海洋底から深海底堆積 物コアが、グリーンランドと南極大陸から氷床コアが採 取・解析されるようになり、陸上の地形地質データより も高精度・高時間分解能を持つ連続した古気候(特に海 水温・海水量・気温)の記録が得られるようになった(図 2には気温と海水量を示している).その結果、約300万 年前以降、気候変動と氷床体積(海水量)の変動(氷期 -間氷期サイクル)がグローバルにほぼ同期して約50回 も生じていたこと(図2には、その最後の2サイクル分 を示している)が明らかになった.さらに、その周期が セルビアの天文学者ミランコビッチが提唱した地球軌道 の離心率・地軸の傾き・歳差運動の変動周期とよく一致 することなど、氷期・間氷期サイクルをもたらす原因に

¹ 第四紀という地質時代は、地質現象がそのまま地形に表現されているという他の時代にはない特質がある(杉村、1973).すなわち、地形を知らずに地質を語ることはできないし、地質を無視して地形だけを論ずることもできない(成瀬、1982).本稿では、第四紀の最終氷期の地表現象を対象としているので、地形と地質を分けて考えるのではなく、両者を組み合わせて総合的に考えるという意味をこめて「地形地質学」という言葉を用いる.

ついても次第に明らかになり,陸上の氷河地形地質に基 づいて設定されてきた古典的な氷河時代像は見直される こととなった.これらの研究史の詳細については、貝塚 (1978)、インブリー・インブリー(1982)、小林・阪口 (1982)、成瀬(1982)、大河内(2008)を参照されたい. その後も、海底堆積物コアや氷床コアの記録とモデル研 究が連携して、氷床の開始時期や氷期・間氷期サイクル の実態や原因論に関する多くの研究が続けられている (例えば、Kawamura et al., 2007; Abe-Ouchi et al., 2013).

このような高精度・高時間分解能を持つ深海底堆積物 コアや氷床コアを使った古気候研究の進展に伴って、従 来の断片的な陸上地形地質研究に基づいたローカルな氷 河・氷床変動史の研究は、一見その役割を終えたように 思われるかもしれない.しかし、以下の点において、そ れは依然重要な意義を持つと言える.

- ① 海底堆積物コア中の炭酸塩堆積物の酸素同位体比 変動や隆起地域の海成段丘の旧汀線高度記録から 得られる氷床量(海水量)の盛衰は、地球上に存 在した氷河・氷床の総量を反映するが、ローカル な地形地質調査以外の方法では、地球上のどこに どれだけの量の氷河・氷床が存在していたのかを 具体的に知ることはできない。
- ② ローカルな氷河・氷床の盛衰は,氷河・氷床量の 変化や海水の再分配による荷重変化を通じて,氷 床周辺の下部マントルの流動と地殻の上下運動を もたらす.その結果,海水量の総量変化と固体地 球の変形が組み合わさって,各地域で異なる相対 的な海水準変動が生じる.この世界各地の海水準 変動の相違をもたらす原因を探るためには,ロー カルな氷河・氷床の地理的分布と変動史を知る必 要がある(本巻の奥野を参照).
- ③ 衛星重力データを用いて、現在進行中の地球温暖 化による氷河・氷床の質量変化を正確に評価する 場合(本巻の福田を参照)、氷床の質量変化だけで なく、氷床下のマントル流動(GIA:氷河性アイ ソスタシー調整)による質量変化も考慮する必要 がある。そのためには、過去の氷河・氷床の拡大 範囲とその縮小過程の歴史を対象となる場所で知 ることが重要である。
- ④ ローカルな氷床の盛衰は、その周囲の大気・海洋 循環や生物の挙動に影響を与えるだけでなく、そ の影響は氷床から離れた遠方まで伝搬していく、 そのため、グローバルな環境変動の原因を考える 上でも、ローカルな氷河・氷床変動の知見が必要 不可欠である。

- 6 古気候記録や氷河力学に基づいた計算によって復 元された過去の氷河・氷床モデル(例えば, Pollard and DeConto, 2009; Pattyn et al., 2012)の 妥当性を検証するためには,過去のローカルな氷 河・氷床の分布や形態の復元結果との比較・参照 が必要である.
- ⑦ 将来の気候変動を予測するためには、現在とは異なる過去の様々な環境下での古気候記録とあわせてローカルな氷河・氷床の分布状態のデータが必要である。これらを用いることで、気候モデルの精度向上や将来の気候変化予測に貢献できる[例えば、IPCC (2013)の Information from Paleoclimate Archivesの章を参照].
- ⑧ 地球表層を覆う大気,海洋,氷河などの様々な流体は、地形と重力の作用によって移動や分布を規定されている.また、地形は太陽エネルギーの地球表面への分配に直接的・間接的に影響を及ぼすため、様々な生物の分布にも大きな影響を与える.そのため、氷河・氷床が存在・発達した地域の自然環境を総合的・具体的かつ歴史的に理解する上で、氷河・氷床が関与した地形の発達史的理解が必要となる.

最終氷期最盛期以降の南極氷床変動史研究の 概要

3.1 南極氷床変動史の研究

南極氷床も地球上のローカルな氷床のひとつである が,その分布面積や体積は他の氷床と比べて圧倒的に大 きい(三浦,2017b).このような南極氷床の起源や変動 史は,約100年前の"南極探検の英雄時代"の頃から注目 されていた(例えば,Taylor,1922;Wright and Priestley, 1922).しかし,南極までのアプローチが厳しいこと,大 陸のほとんどが氷床に覆われているため陸上に残されて いる記録が少ないこと,さらに海氷に覆われた海洋に囲 まれていて海底の研究も困難であったことから,北半球 氷床の研究に比べて実証的な調査が著しく遅れていた. したがって,南極氷床の変動史については現在もまだ多



図3:模式的な南極大陸の縦断面と氷床変動史を復元するための地形地質学的調査の着眼点. 現在よりも氷床が拡大した時代には、拡大した氷河が侵食・運搬・堆積した地形や堆積物の痕跡が大陸棚 や沿岸露岩、山地に記録されて残る場合が多い.それらの形成時代を示す堆積物や岩石を採取して年代 測定(主として放射性炭素年代,宇宙線による表面照射年代,光ルミネッセンス年代など)を行う.海底 の大陸棚の地形は、観測船を用いた探査と掘削が必要になる(本巻の藤井・野木を参照).海岸地形地質 から得られる相対的な海水準の変動は、氷床の変動を直接示すものではないが、GIAと組み合わせるこ とで、過去の氷床荷重の変化を通した氷床の変化を計算できる(本巻の奥野を参照).

くの謎に包まれている.

特に、約2万年前の最終氷期最盛期(この時代は地球 史における最新の氷期であり、記録が多く残されている ため、その様々な古環境のデータセットは古い時代の氷 期の地球環境を考える上で重要な情報を与える;Clark et al., 2009 を参照) 以降に焦点を絞ると, 1981 年の CLIMAP $\in \mathcal{F} \mathcal{V}$ (Climate/Long Range Investigation Mapping and Prediction) (Denton and Hughes, 1981) を 端緒として、それ以降のデータの蓄積に伴い、過去の氷 床復元データの編集が行われてきた (Denton et al., 1991; Anderson, 1999; Bentley, 1999; Anderson et al., 2002; Denton and Hughes, 2002; Wright et al., 2008; Livingstone et al., 2012). さらに, これらの地形地質デー タと氷床モデルの比較研究も行われている (Golledge et al., 2012). しかしながら, まだ広大な未調査地域が南極 大陸には残されており、最終氷期最盛期のグローバルな 海面低下への寄与量については,研究者によって見積も りが大きく異なっている(例えば, Ivins et al., 2013). こ こでは、国際的な共同研究で取りまとめられた地形地質 学的方法(図3)に基づく最終氷期最盛期の南極氷床の 拡大位置と, それ以降の融氷史(主として接地線 (grounding line)の位置の変化を意味する)に関して、 昭和基地周辺地域の研究結果を含めた現在までの成果 (The RAISED Consortium et al., 2014; Hillenbrand et al., 2014; Anderson et al., 2014; Larter et al., 2014; O Cofaigh et al., 2014; Mackintosh et al., 2014) を地域別に要約する (以下,図4と図5を参照).なお,氷河地形地質学の基 礎や詳細については専門の教科書や論文およびそれらの 引用文献を参照していただきたい(例えば,藤井ほか, 1997; Bennett and Glasser, 2009;岩田, 2011; Ben and Evans, 2014; Batchelor and Dowdeswell, 2015).

3.2 南極大陸の各地域の氷床変動史

ウェッデル海は,西南極氷床と東南極氷床の両方の氷 床が流れ込む場所に位置し,現在,南極氷床の約5分の 1が流入している海域である(Joughin et al., 2006).ま た,この地域に発達する棚氷(現在の棚氷は,バークナー 島を挟んだ西側をロンネ棚氷,東側をフィルヒナー棚氷 と呼ぶ)は,南極底層水の形成(本巻の大島を参照)に 重要な役割を果たしている.

3.2.1 ウェッデル海周辺地域

(a) 最終氷期最盛期(2万年前):

陸上の氷河地形地質データと表面照射年代[宇宙線と 地殻表面の岩石が反応することにより生成される¹⁰Be や²⁶Alなどの原位置宇宙線生成核種を定量する年代測 定法.地表面が宇宙線に曝されている間に地表面物質中 に蓄積される宇宙線生成核種の量から,地表面が氷床か



図4:南極大陸の分氷界と地名索引図.

青い陰影は氷床高度,白色部分は棚氷を示す.L-HB:リュツォ・ホルム湾,FM:フラムネス山地,PCM: プリンスチャールズ山地,AIS:アメリー棚氷,WI:ウインドミル島,LD:ロウドーム,BT:ベルジカ トラフ,BB:ブランスフィールド海盆,BI:ベルクナー島.The RAISED Consortium et al. (2014)の Fig. 1 を加筆修正.分氷界は,Zwally et al. (2012) に基づく.

ら解放されて露出していた時間を算出できる. 横山ほか (2005) や若狭ほか(2008)を参照]から,最終氷期最盛 期でも東南極氷床の氷厚は,エルスワース山脈における 230-480 mの上昇(図5aに白丸で地点を示す)を除いて, ほとんど増加していなかったと考えられている(Fogwill et al., 2004; Bentley et al., 2010; Hein et al., 2011; Hodgson et al., 2012). 一方で,大陸棚の地形地質データからみる と,概ね大陸棚外縁付近まで氷床が拡大していたと解釈 されている(Hillenbrand et al., 2012, 2014; Stolldorf et al., 2012). ただし,東南極氷床と西南極氷床が合流したこ とを示す海底の地形地質学的証拠は,まだ知られていな い.

詳細に見ると、図 5a に示すように、最終氷期最盛期の ウェッデル海周辺における氷床の空間的拡大範囲に関し ては、データの解釈の違いによって、大陸棚末端付近ま で拡大した「シナリオ A」(陸上の氷厚データと氷床モ デルを組み合わせた解釈: Bentley et al., 2010; Le Brocq et al., 2011; Whitehouse et al., 2012)と、それより拡大範 囲 (大陸棚に着底した氷の面積) が小さかったとする「シ ナリオ B」(地形地質データに基づく解釈:Hillenbrand et al., 2012) という異なる 2 つの考え方が示されている. Hillenbrand et al. (2014) は,両者のシナリオと Hillenbrand et al. (2012) や Kristoffersen et al. (2000), Larter et al. (2012) の海底地形地質データを詳細に検討 し,薄く勾配が緩やかで,わずかに海底に接地するよう な氷床が大陸棚外縁まで広がる状況を想定すれば,すべ てのデータを矛盾なく説明できると提案している.

(b) 1.5 万年前:

図 5b に示すように、ウェッデル海の西部では、「シナ リオ A」の見方では、大陸棚中央部まで後退したと考え るが、「シナリオ B」の見方では、氷床縁は大陸棚末端か らわずかに南側に後退したと考えている(Hillenbrand et al., 2014).

(c) 1万年前:

図 5c に示すように、「シナリオ A」の見方では、ウェッ デル海南西部のアイスライズ付近およびウェッデル海南



図5:最終氷期最盛期以降の各時代(2万年前,1.5万年前,1万年前,5千年前)の南極氷床の復元 図.

各図には,接地線の位置,現在の氷床高度と比較した氷厚変化(単位はメートル),復元される氷床 高度(ロス海のみ)が示されており,接地線の位置の不確実さは線の種類で区分されている.基盤地 形は,BEDMAP2 (Fretwell et al., 2013)を使用. The RAISED Consortium et al. (2014)の Fig. 2 を加 筆修正.

東部の現在の氷床縁に近い位置まで後退,「シナリオ B」 の見方では,バークナー島北端まで後退したと考えてい

る (Hillenbrand et al., 2014).

(d) 5千年前:

図 5d に示すように、「シナリオ A」では、現在の氷床 縁に近い位置まで後退したと考えるが、「シナリオ B」で は、現在の氷床縁から、まだかなり離れた沖合に氷床縁 が位置していたとしている(Hillenbrand et al., 2014).

3.2.2 南極半島・ベリングスハウゼン・アムンゼン海周 辺地域

これらの地域は西南極氷床の主要な流出地域となって

おり,近年,大規模な棚氷の流出が生じている (Rignot et al., 2013).

(a) 最終氷期最盛期(2万年前):

南極半島周辺地域は陸上と海底の研究が最も進んでい る地域であり、多くの研究に基づいて、図 5a に示すよう に、氷床縁は大陸棚外縁まで達し、着底していたと復元 されている(Ó Cofaigh et al., 2014).また、海底下の氷 河地形と堆積物の特徴から、大陸棚の内側から中央部を 横切るような過去の氷床の流れが生じ、大陸棚が交差す るように分断された海底地形が形成された(Ó Cofaigh et al., 2014).

ベリングスハウゼン海のベルジカトラフでは、接地線

が大陸側に深く湾入しており,最終氷期最盛期には既に 氷床が大陸棚外縁を離れていた(Larter et al., 2012).

アムンゼン海の地形学的特徴や大陸棚から得られた放 射性炭素年代のデータは,最終氷期最盛期の接地線が大 陸棚外縁にかなり近い位置まで移動していたことを示し ており,氷床が拡大していたことがわかる.しかし,そ の後の氷床の後退を示す接地線の移動に関するデータは ほとんど得られていない.一方で,大陸棚外縁に近い場 所から採取された海底堆積物コアからは,最終氷期最盛 期の年代を示す有孔虫化石が見つかっている.この事実 から,氷床の後退が2万年前より先に始まっていたか, あるいは,この時期に接地線の位置が大陸棚外側付近で 変動していて,部分的に氷床から解放されていたことが 示唆される(Larter et al., 2014).

(b) 1.5万年前:

図 5b に示すように、最終氷期最盛期以降の初期の氷 床後退は、南極半島東部では 1.8 万年前、ブランスフィー ルド海盆では 1.75 万年前までに始まっていたようであ る.しかし、半島の西側に沿った南部付近では、大陸棚 外縁部からの氷床縁の後退は他の場所よりもゆっくり進 行していた (Ó Cofaigh et al., 2014).

ベリングスハウゼン海のベルジカトラフでは,この時 期も大陸側に湾入した形で氷床の後退が継続していた (Larter et al., 2012).

アムンゼン海東部では、大陸棚の外側のトラフに接地 線の湾入が進行した可能性があるが、アムンゼン海西部 では、狭い大陸棚のほとんどの場所で1.5万年前までに 後退していた(Larter et al., 2014).

(c) 1万年前:

図 5c に示すように, 南極半島の西縁と東縁に沿って, 1.5 万年~1 万年前の間に明らかな氷床の後退が生じ, 完新世中期までには現在の氷床縁近くまで氷床が後退し た. 半島の東側では, 1 万年前までに, ほぼ現在と同じ 位置まで氷床縁が後退した (Ó Cofaigh et al., 2014).

アムンゼン海では、1.3万年前の後に急速な氷床の後 退が生じた.そのため、それまでアムンゼン海まで張り 出していた氷床縁は、1万年前までに現在の氷縁に近づ いた (Larter et al., 2014).

3.2.3 ロス海周辺地域

ロス海はウェッデル海と同様に,西南極氷床と東南極 氷床の両方の氷床が流れ込む場所に位置する.現在の東 南極氷床と西南極氷床の流域面積は,それぞれ約165万 平方キロメートル,約75万平方キロメートルと見積も られ,全体の質量収支はプラスとなっている(Rignot et al., 2008). この地域に発達する棚氷(現在はロス棚氷と 呼ばれる)も、南極底層水の形成(本巻の大島を参照) に深く関係する.

(a) 最終氷期最盛期(2万年前):

図 5a に示すように、多くの海底地形地質のデータか ら、最終氷期最盛期のロス海は大陸棚の末端付近まで着 底していた (Anderson et al., 2014). ロス海の海底地形 地質の特徴と海底の氷河堆積物を構成する砕屑物の岩質 の解析から、最終氷期最盛期にロス海に着底した氷床の 半分以上は東南極から流れてきたと考えられている (Licht et al., 2005). Anderson et al. (2014) は、 ロス海東 部において、氷底下にできる特徴的な地形が大陸棚の末 端付近まで広がることから,西南極氷床も,過去に大陸 棚を広く覆う規模まで拡大していたと推定した. 海底堆 積物中の酸不溶性有機物の放射性炭素年代は、氷床が最 終氷期より前に後退していたことを示している(Licht et al., 1996). しかし, その拡大時期が最終氷期最盛期で あるかどうかは、海底堆積物に古い炭素の影響があるた め、まだ確定できていない、この氷床がロス海に拡大し た時代を決定するために、古い炭素の影響を除いた特定 有機化合物を用いた海底堆積物の放射性炭素年代の研究 が進められている (例えば, Ohkouchi and Eglinton, 2008).

陸上の地形地質および表面照射年代データからは,西 南極流域の上流部のヌナタク(氷河地域に見られる地形 の一種で,氷河・氷床上に突き出た岩峰や岩稜のこと) や東南極氷床流域の溢流氷河に沿った内陸部(最上流) の地域では,ほとんど氷厚は増加していなかった (Bockheim et al., 1989; Denton et al., 1989a, b; Ackert et al., 1999; Bromley et al., 2010, 2012; Todd et al., 2010). 一方,図5bに示すように,南極横断山脈の中央部や南 部の溢流氷河の河口部では,最終氷期最盛期から1.5万 年前までの氷厚は,東南極氷床が現在よりも1000m程 度厚く(Bromley et al, 2010, 2012; Todd et al., 2010),西 南極氷床でもロス海東部の山地では,現在よりも800m 以上厚くなっていたことが知られている(Stone et al., 2003).

(b) 1.5万年前:

図 5b に示すように、最終氷期最盛期の氷床縁の位置 に比べて、わずかに後退したと考えられる(Anderson et al., 2014).

(c) 1万年前:

ロス海西部の沿岸においては、東南極氷床の主要な後 退が1.3万年前より後に生じ、さらに完新世の間に急激 に進行した(Cunningham et al., 1999; Anderson et al., 2014). ロス海東部沿岸でも1万年前に西南極氷床の後 退が開始して完新世にかけて進行した(Stone et al., 2003). 陸上の氷床後退が東西でほぼ同時に生じたのに 対して,大陸棚からの氷床の後退はこれより少し早かっ た(Conway et al., 1999; Anderson et al., 2014). ただし, 図 5c に示すように,大陸棚の東部については,氷床縁の 位置ははっきりしていない.

(d) 5千年前:

氷床の後退は進行したが,図 5d に示すように,氷床 縁は現在の位置よりもまだかなり離れた海側に存在して いた (Conway et al., 1999). なお,Yokoyama et al. (2016) は,大気中で生成して海底に沈降した¹⁰Be が濃集した 時代に基づいて,5千年前にロス海の棚氷が崩壊してい た位置(接地線ではない)を報告している.

3.2.4 東南極地域(ロス海とウエッデル海を除く)

東南極氷床は、地球上で最大の氷床であり、その氷厚 は、ほとんどの地域で2kmを越えており、中心部では 最大4.8km以上ある、氷床下の基盤地形の高度は、 ウィルクスランドでは海面下であるが、その他の多くの 地域は海面上に位置する(Fretwell et al., 2013). (a) 最終氷期最盛期(2万年前):

東南極では,最終氷期最盛期の氷床拡大に関する系統 的な研究はまだ十分に行われておらず,直接2万年前の 年代を示す証拠はほとんど得られていない.しかし, Mackintosh et al. (2011)は、図5aに示すように、マック ロバートソンランドの氷床が最終氷期最盛期には大陸棚 の末端付近まで近づいていたことを海底堆積物の解析か ら示している.これとは対照的に、プリッツ湾では、ラ ンバート氷河とそれに続くアメリー棚氷は、大陸棚の内 側を越えて拡大することはなかった.陸上では、プリン スチャールズ山地とフラムネス山地のヌナタクで得られ た表面照射年代のデータから、現在の海岸や接地線付近 で氷床が数百メートルも厚くなっていたことが示されて いる (Mackintosh et al., 2007).

ドロンイングモードランドのセール・ロンダーネ山地 では、ヌナタクから表面照射年代が得られており、最終 氷期最盛期には氷床の厚さはほとんど増加していなかっ たと考えられている (Moriwaki et al., 1992; Suganuma et al., 2014).

リュツォ・ホルム湾やプリッツ湾周辺の沿岸の露岩に は、最終氷期より前の MIS3 やそれより古い時代の堆積 物が保存されている.このことから、これら一部の地域 は最終氷期最盛期にも氷床に覆われていなかったと解釈 されている(図 6; Miura et al., 1998; Hodgson et al., 2009).

(b) 1.5万年前:

東南極で,1.5万年前より前に氷床が大きく後退した 明確な証拠がある場所は、プリンスチャールズ山地の ローウェ山地北側の1箇所しか知られていない(White et al., 2010). その他の場所では、大きな変動が認められ る地域はなく、東南極氷床は大陸棚上に留まっていたと 考えられている(Mackintosh et al., 2014). しかし、陸上 の表面照射年代から、マックロバートソンランドでは、 現在の海岸線に沿って氷床が薄くなっていたことが示さ れており(Mackintosh et al., 2007),大陸棚縁辺部まで東 南極氷床が広がっていたのかはわかっていない (Mackintosh et al., 2014).

(c) 1万年前:

海底堆積物や陸上の化石の放射性炭素年代や氷河地形 の表面照射年代データから、ロウドーム近傍のウインド ミル島、プリッツ湾、マックロバートソンランドの大陸 棚やリュツォ・ホルム湾では、1万年前までに氷床後退 が始まったと考えられる(Domack et al., 1991, 1998; Goodwin, 1993, 1996; Miura et al., 1998). 東南極氷床の 薄化や面的な後退は、その後も継続していたと考えられ ている(Mackintosh et al., 2014).

(d) 5千年前:

マックロバートソンランドのフラムネス山地やリュ ツォ・ホルム湾から見つかった迷子石(氷河・氷床によっ て運搬され,氷河が溶け去った後に取り残された礫のこ と)の表面照射年代は、1万年前から5千年前の間に氷 床がかなり薄くなって、この時期に現在の氷床の形状に 近づいたことを示している(図6; Miura et al., 2002; Mackintosh et al., 2007; Yamane et al., 2011).

まとめと今後の課題:特に野外地形地質調査 と GIA による最終氷期最盛期の南極氷床モ デルとの関係

4.1 最終氷期最盛期における氷床縁の位置について: 海底の大陸棚地形・堆積物探査の必要性

最終氷期最盛期以降の時代に限っても, 南極大陸や周辺の海底から得られた地形地質のデータはまだ極めて乏しい状態であり, 特に, 広大な面積を占めていながら観測基地が少ない東南極地域ではそれが顕著である. これまで最終氷期最盛期における南極氷床縁の大部分は大陸棚外縁付近に位置していたと推定されてきたが, そのほとんどが図 5a 中に破線で示されているように, まだ明確になっているとは言えない. 現在進められている南極氷床の GIA モデルも, 基本的に CLIMAP モデル



図6:日本の主要な観測地域であるドロンイングモードランドのリュツォ・ ホルム湾周辺の露岩の分布,氷床表面と海底の地形および氷床変動に関す る年代の総括図.

宗谷海岸のラングホブデ北部とオングル諸島からは、最終氷期最盛期より 古い時代を示す貝化石が発見されていることから、最終氷期最盛期には、 大陸棚を含めてラングホブデ北部以北の地域(オレンジ色の破線より北) は氷床に覆われていなかったと考えられる. 三浦原図の Mackintosh et al. (2014)の図を加筆修正. 氷床表面の流速は Rignot et al. (2011)から引用.

(Denton and Hughes, 1981) が示した図と同様に, 最終 氷期最盛期の氷床縁辺部が大陸棚末端付近に位置してい た(Anderson et al., 2002) と仮定して計算しなければな らない状況である(例えば, Ivins et al., 2013; Okuno and Miura, 2013; Whitehouse et al., 2012;本巻の奥野を参 照). しかし, 最終氷期最盛期の氷床分布範囲が異なっ ていた場合, GIA による氷床体積の計算結果も大きく 違ったものになる.

最終氷期最盛期の南極氷床縁辺が大陸棚末端付近まで

拡大していたとする推定は,Hollin (1962) によって示さ れた考えである.彼は,ロス海に面したマクマード・ド ライバレーにおける研究結果から,最終氷期の北半球氷 床拡大に伴う海面低下の結果,南極大陸縁辺で陸化した 場所が広がることで,南極氷床縁が大陸棚末端付近まで 前進し,この氷床縁の前進に伴って内陸部の氷厚も増加 したと考えた.CLIMAP モデル (Denton and Hughes, 1981)では,この Hollin (1962) の考えを採用して,最終 氷期最盛期の南極氷床の末端位置が大陸棚外縁まで拡大 したと想定し,実証的なデータが存在しない東南極地域 を含めた氷床分布図を作成した.しかし,南極大陸の大 陸棚は他の大陸に比べて水深が深いため,100mほどの 海面低下によって陸化する面積は他の大陸に比べて大き くない.

ウィルクスランドを除いたほとんどが海水準より高い 位置に存在する東南極氷床は,海面変化の影響を強く受 けて変動してきた西南極氷床とは異なり,独自(北半球 氷床の変動とは異なる形)の変動をしていた可能性があ る.南極大陸周辺の地域ごとに氷床縁の後退のタイミン グやプロセスが違っていることや,東南極の沿岸露岩か ら最終氷期最盛期より古い時代の堆積物が報告されてい ること(Miura et al, 1998; Hodgson et al, 2009)は、その 可能性を示唆するデータである.広大な東南極氷床の過 去の挙動の解明は、地球システムのメカニズムを考える 上でも極めて重要な課題である.このような点から、南 極大陸周辺海底の大陸棚の地形探査と堆積物採取を進め ることで、正確な最終氷期最盛期とそれ以降の南極氷床 縁の位置決定が必要である.

4.2 内陸の氷床高度変化について: 南極内陸山地の隆 起史の解明

南極内陸山地の氷床高度変化は、図3に示したように、 これまで単純に過去の地形と現在の氷床表面の高度差に よって決定されてきたが、基盤となる山地の隆起につい ては深く言及されてこなかった.しかし、非活動的な大 陸縁辺に位置する南極大陸の山地であっても、まったく 隆起していないわけではない.むしろ、山地の侵食や氷 床荷重の変化によって、南極の山地も隆起していると考 えるべきであり (例えば, Iwata, 1990; Fitzgerald and Stump, 1997), 隆起史や隆起量を定量的に考慮しなけれ ば、過去の氷床高度を過剰に見積もってしまう可能性が ある. 南極大陸内陸部の氷床高度をより正確に復元する ためには、フィッショントラック年代を利用した山地の 上昇量や大陸棚の海底堆積物の堆積速度(Jamieson et al., 2005; Emmel et al., 2008), 氷河や風化による岩盤の 侵食速度 (Summerfield et al., 1999; Herman et al., 2015; Koppes et al., 2015), 人工衛星の重力データ (Ivins and James, 2005) などを総合的に組み合わせて, 定量的な南 極の山地隆起史を明らかにする必要がある.

なお,氷河地形が示す高度は,あくまで過去の氷床底 面の高度であって,氷床表面高度を示すものではないこ とに注意しなければならない.したがって,海水準変動 を示す海岸の旧汀線地形とは異なり,氷河地形に基づく 過去の氷床底面高度を用いて内陸山地に GIA を適用す ることには注意が必要であることを強調しておきたい.

4.3 最終氷期の陸上岩盤の侵食除去による GIA モデル への影響:最終氷期以降の岩盤の侵食量の解明

現在の GIA による氷床モデルは、基本的に氷床荷重 の変化を中心に計算しているが、この計算には、陸上の 岩盤の侵食と砕屑物が海底へ運搬された結果生じる質量 分配の変化については考慮されていない、しかし、昭和 基地周辺の露岩を歩いてみると、現実に氷河の融解水に よって形成された最終氷期以降の岩盤の侵食地形が広く 認められる(例えば, Sawagaki and Hirakawa, 1997 な ど).もし、最終氷期以降の沿岸部における氷床の侵食 力が大きく、短時間で大量の岩盤が侵食を受けていた場 合、沿岸部での荷重変化が生じることになり、GIA の計 算にも影響を与える可能性がある(氷床変化量の過剰な 見積もり).陸上で観察される最終氷期の氷河地形と海 底探査による海底堆積物の堆積量を詳細に調査し、

最終 氷期以降の氷床後退期に岩盤がどの程度侵食されたのか を定量的に見積もることで、GIA の氷床モデルへの影響 も検討すべきである.

謝辞

北海道大学の大島慶一郎教授,京都大学の福田洋一教 授には、本稿の執筆の機会を与えていただき、有益な御 意見をいただいた.名古屋大学の須藤斎准教授には編集 作業の労を執り、原稿改善への有益な御意見をいただい た.北海道大学低温科学研究所の北川暁子さんには編集 作業で大変お世話になった.皆さまに深く感謝いたしま す.

参考文献

- Abe-Ouchi, A., F. Saito, K. Kawamura, M. E. Raymo, J. Okuno, K. Takahashi and H. Blatter (2013) Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, **500**, 190–193.
- Ackert, R. P., D. J. Barclay, H. W. Borns, P. E. Calkin, M. D. Kurz, J. L. Fastook and E. J. Steig (1999) Measurements of past ice sheet elevations in interior Weat Antarctica. *Science*, **286**, 276–280.
- Anderson, J. B. (1999) Antarctic Marine Geology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Anderson, J. B., S. S. Shipp, A. L. Lowe, J. S. Wellner and A. B. Mosola (2002) The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 49–70.

- Anderson, J. B., H. Conway, P. J. Bart, A. E. Witus, S. L. Greenwood, R. M. McKay, B. L. Hall, R. P. Ackert, K. Licht, M. Jakobsson and J. O. Stone (2014) Ross Sea paleo-ice sheet drainage and deglacial history during and since the LGM. *Quaternary Science Reviews*, 100, 31–54.
- Batchelor, C. L. and J. A. Dowdeswell (2015) Ice-sheet grounding-zone wedges (GZWs) on high-latitude continental margins. *Marine Geology*, 363, 65–92.
- Ben, D. and D. J. A. Evans (2014) *Glacier and Glaciation, 2nd edition.* Hodder Arnord Publication, London.
- Bennett, M. M. and N. F. Glasser (2009) *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms, 2nd edition.* Wiley, Chichester.
- Bentley, M. J. (1999) Volume of Antarctic Ice at the Last Glacial Maximum and its impact on global sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 18, 1569–1595.
- Bentley, M. J. (2010) The Antarctic palaeo record and its role in improving predictions of future Antarctic Ice Sheet change. *Journal of Quaternary Science*, 25, 5–18.
- Bentley, M. J., C. J. Fogwill, A. M. Le Brocq, A. L. Hubbard, D. E. Sugden, T. J. Dunai and S. P. H. T. Freeman (2010) Deglacial history of the West Antarctic Ice Sheet in the Weddell Sea embayment: constraints on past ice volume change. *Geology*, **38**, 411–414.
- Bockheim, J. G., S. C. Wilson, G. H. Denton, B. Anderson and M. Stuiver (1989) Late Quaternary ice-surface fluctuations of Hatherton Glacier, Transantarctic Mountains. *Quaternary Research*, **31**, 229–254.
- Bromley, G. R. M., B. L. Hall, J. O. Stone, H. Conway and C. E. Todd (2010) Late Cenozoic deposits at Reedy Glacier, Transantarctic Mountains: implications for former thickness of the West Antarctic Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 384–398.
- Bromley, G. R. M., B. L. Hall, J. O. Stone and H. Conway (2012) Late Pleistocene evolution of Scott Glacier, southern Transantarctic Mountains: implications for the Antarctic contribution to deglacial sea level. *Quaternary Science Reviews*, **50**, 1–13.
- Clark, P. U., A. S. Dyke, J. D. Shakun, A. E. Carlson, J. Clark, B. Wohlfarth, J. X. Mitrovica, S. W. Hostetler and A. M. McCabe (2009) The Last Glacial Maximum. *Science*, **325**, 710–714.
- Conway, H., B. L. Hall, G. H. Denton, A. M. Gades and E. D. Waddington (1999) Past and future grounding-line retreat of the West Antarctic ice sheet. *Science*, **286**, 280–283.
- Cunningham, W. L., A. Leventer, J. T. Andrews, A. E. Jennings and K. J. Licht (1999) Late Pleistocene-Holocene marine conditions in the Ross Sea, Antarctica: evidence from the diatom record. *The Holocene*, 9, 129–139.
- Denton, G. H. and T. J. Hughes (1981) *The Last Great Ice Sheets.* Wiley-Interscience, New York.
- Denton, G. H., J. G. Bockheim and S. C. Wilson (1989a) Late Wisconsin and Early Holocene glacial history, inner Ross Embayment, Antarctica. *Quaternary Research*, 31,

151-182.

- Denton, G. H., J. G. Bockheim, S. C. Wilson and J. E. Leide (1989b) Late Quaternary ice-surface fluctuations of Beardmore Glacier, Transantarctic Mountains. *Quaternary Research*, **31**, 183–209.
- Denton, G. H., M. L. Prentice and L. H. Burckle (1991) Cainozoic history of the Antarctic ice sheet. In: Tingey, R. J. (ed.) *Geology of Antarctica*, 365–433. Oxford University Press, Oxford.
- Denton, G. H. and T. J. Hughes (2002) Reconstructing the Antarctic Ice Sheet at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 193–202.
- Domack, E. W., A. J. T. Jull and S. Nakao (1991) Advance of East Antarctic outlet glaciers during the Hypsithermal: implications for the volume state of the Antarctic ice sheet under global warming. *Geology*, **19**, 1059–1062.
- Domack, E., P. O'Brien, P. Harris, F. Taylor, P. G. Quilty, L. D. Santis and B. Raker (1998) Late Quaternary sediment facies in Prydz Bay, East Antarctica and their relationship to glacial advance onto the continental shelf. *Antarctic Science*, 10, 236–246.
- Emmel, B., J. Jacobs, P. Crowhurst, A. Austegard and U. Schwarz-Schampera (2008) Apatite single-grain (U-Th)/He data from Heimefrontfjella, East Antarctica: indications for differential exhumation related to glacial loading? *Tectonics*, 27, doi:10.1029/2007TC002220.
- Fitzgerald, P. and E. Stump (1997) Cretaceous and Cenozoic episodic denudation of the Transantarctic Mountains, Antarctica: new constraints from apatite fission track thermochronology in the Scott Glacier region. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 7747–7765.
- Fogwill, C. J., M. J. Bentley, D. E. Sugden, A. R. Kerr and P. W. Kubik (2004) Cosmogenic nuclides ¹⁰ Be and ²⁶ Al imply limited Antarctic Ice Sheet thickening and low erosion in the Shackleton Range for > 1 m.y. *Geology*, **32**, 265–268.
- Fretwell, P., H. D. et al. (2013) Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The Cryosphere*, 7, 375-393.
- Froelich, P. N. et al. (1991) Biogenic opal and carbonate accumulation rates in the subantarctic South Atlantic: the Late Neogene of Meteor Rise Site 704. In: Ciesielski, P. F. et al. (eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 114, 515–550. Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- 藤井理行,上田豊,成瀬廉二,小野有五,伏見碩二,白岩孝 行(1997)基礎雪氷学講座 IV 氷河.古今書院,東京.
- Golledge, N. R., C. J. Fogwill, A. N. Mackintosh and K. M. Buckley (2012) Dynamics of the last glacial maximum Antarctic ice-sheet and its response to ocean forcing. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the* United States of America, 109, 6052-6056.
- Goodwin, I. D. (1993) Holocene deglaciation, sea-level change, and the emergence of the Windmill Islands, Budd Coast,

Antarctica. Quaternary Research, 40, 70-80.

- Goodwin, I. D. (1996) A mid to late Holocene readvance of the Law Dome ice margin, Budd Coast, East Antarctica. *Antarctic Science*, 8, 395–406.
- Hein, A. S., C. J. Fogwill, D. E. Sugden and S. Xu (2011) Glacial/interglacial ice-stream stability in the Weddell Sea embayment, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, **307**, 211–221.
- Herman, F., O. Beyssac, M. Brughelli, S. N. Lane, S. Leprince, T. Adatte, J. Y. Y. Lin, J.-P. Avouac and S. C. Cox (2015) Erosion by an Alpine glacier. *Science*, **350**, 193–195.
- Hillenbrand, C.-D., M. Melles, G. Kuhn and R. D. Larter (2012) Marine geological constraints for the grounding-line position of the Antarctic Ice Sheet on the southern Weddell Sea shelf at the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **32**, 25–47.
- Hillenbrand, C.-D. et al. (2014) Reconstruction of changes in the Weddell Sea sector of the Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 100, 111–136.
- Hollin, J. T. (1962) On the glacial history of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 4, 173–195.
- Hodgson, D. A., E. Verleyen, W. Vyverman, K. Sabbe, M. J. Leng, M. D. Pickering and B. J. Keely (2009) A geological constraint on relative sea level in Marine Isotope Stage 3 in the Larsemann Hills, Lambert Glacier region, East Antarctica (31 366–33 228 cal yr BP). *Quaternary Science Reviews*, 28, 2689–2696.
- Hodgson, D. A., M. J. Bentley, C. Schnabel, A. Cziferszky, P. Fretwell, P. Convey and S. Xu (2012) Glacial geomorphology and cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages in the northern Dufek Massif, Weddell Sea embayment, Antarctica. *Antarctic Science*, 24, 377–394.
- インブリー, J., K. P.インブリー (1982) 氷河時代の謎をとく (小泉格 訳). 岩波書店, 東京.
- IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York.
- Ivins, E. R. and T. S. James (2005) Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment. *Antarctic Science*, 17, 541-553.
- Ivins, E. R., T. S. James, J. Wahr, E. J. O. Schrama, F. W. Landerer and K. M. Simon (2013) Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 3126–3141.
- Iwata, S. (1990) Uplift of the Sør-Rondane Mountains, East Antarctica. Proceedings NIPR Symposium Antarctic Geoscience, 6, 116–125.

岩田修二(2011)氷河地形学.東京大学出版会,東京.

Jamieson, S. S. R., N. R. J. Hulton, D. E. Sugden, A. J. Payne and

J. Taylor (2005) Cenozoic landscape evolution of the Lambert basin, East Antarctica: the relative role of rivers and ice sheets. *Global and Planetary Change*, **4**, 35–49.

- Joughin, I., J. L. Bamber, T. Scambos, S. Tulaczyk, M. Fahnestock and D. R. MacAyeal (2006) Integrating satellite observations with modelling: basal shear stress of the Filcher-Ronne ice streams, Antarctica. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London (Series A)*, 364, 1795–1814.
- 貝塚爽平(1978)変動する第四紀の地球表面.変動する地球
 一現在および第四紀 (笠原慶一,杉村新編), 183-242,岩波書店,東京.
- Kawamura, K., F. Parrenin, L. Lisiecki, R. Uemura, F. Vimeux, J. P. Severinghaus, M. A. Hutterli, T. Nakazawa, S. Aoki, J. Jouzel, M. E. Raymo, K. Matsumoto, H. Nakata, H. Motoyama, S. Fujita, K. Goto-Azuma, Y. Fujii and O. Watanabe (2007) Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years. *Nature*, 448, 912–917.
- 小林国夫, 阪口豊(1982)氷河時代. 岩波書店, 東京.
- Koppes, M., B. Hallet, E. Rignot, J. Mouginot, J. S. Wellner and K. Boldt (2015) Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature*, **526**, 100–103.
- Kristoffersen, Y., B. Winterhalterb and A. Solheimc (2000) Shelf progradation on a glaciated continental margin, Queen Maud Land, Antarctica. *Marine Geology*, 165, 109–122.
- Lambeck, K. and J. Chappell (2001) Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science*, **292**, 679–686.
- Larter, R. D., A. G. C. Graham, C.-D. Hillenbrand, J. A. Smith and J. A. Gales (2012) Late Quaternary grounded ice extent in the Filchner Trough, Weddell Sea, Antarctica: new marine geophysical evidence. *Quaternary Science Reviews*, 53, 111–122.
- Larter, R. D. et al. (2014) Reconstruction of changes in the Amundsen Sea and Bellingshausen Sea sector of the West Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 100, 55–86.
- Le Brocq, A. M., M. J. Bentley, A. Hubbard, C. J. Fogwill, D. E. Sugden and P. L. Whitehouse (2011) Reconstructing the Last Glacial Maximum ice sheet in the Weddell Sea embayment, Antarctica, using numerical modelling constrained by field evidence. *Quaternary Science Reviews*, **30**, 2422-2432.
- Licht, K. J., A. E. Jennings, J. T. Andrews and K. M. Williams (1996) Chronology of late Wisconsin ice retreat from the western Ross Sea, Antarctica. *Geology*, 24, 223–226.
- Licht, K. J., J. R. Lederer and R. J. Swope (2005) Provenance of LGM glacial till (sand fraction) across the Ross embayment, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1499–1520.
- Lisiecki, L. E. and M. E. Raymo (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

- Livingstone, S. J., C. Ó Cofaigh, C. R. Stokes, C.-D. Hillenbrand, A. Vieli and S. S. R. Jamieson (2012) Antarctic palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, **111**, 90–128.
- Loutre, M. F. and A. Berger (2003) Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change*, **36**, 209–217.
- Mackintosh, A. N., D. White, D. Fink, D. B. Gore, J. Pickard and P. C. Fanning (2007) Exposure ages from mountain dipsticks in Mac. Robertson Land, East Antarctica, indicate little change in ice-sheet thickness since the Last Glacial Maximum. *Geology*, **35**, 551–554.
- Mackintosh, A. N., N. Golledge, E. Domack, R. Dunbar, A. Leventer, D. White, D. Pollard, R. DeConto, D. Fink, D. Zwartz, D. Gore and C. Lavoie (2011) Retreat of the East Antarctic ice sheet during the last glacial termination. *Nature Geoscience*, 4, 195–202.
- Mackintosh, A. N. et al. (2014) Retreat history of the East Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **100**, 10–30.
- 三浦英樹(2003)地球システムに果たす南極の役割は何か? 極地研ニュース, 168, 2-3.
- 三浦英樹 (2017a) 第四紀の氷床変動と将来の地球環境変動の
 予測.環境年表第5冊(平成29・30年度)(国立天文台編):
 57-59,丸善,東京.
- 三浦英樹(2017b)グリーンランド氷床と南極氷床の最近の 変化と海面水位への影響.環境年表第5冊(平成29・30年 度)(国立天文台編):55-56,丸善,東京.
- Miura, H., H. Maemoku and K. Moriwaki (2002) Holocene raised beach stratigraphy and sea-level history at Kizahashi Beach, Skarvsnes, Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, **35**, 391–396.
- Miura, H., H. Maemoku, A. Igarashi and K. Moriwaki (1998) Distribution of the raised beach deposits and marine fossils with radiocarbon dates around the Lützow-Holm Bay region, east Antarctica. *Special Map Series of National Institute of Polar Research*, **6** (with explanatory text, 46 p.), National Institute of Polar Research.
- Moriwaki, K., K. Hirakawa, M. Hayashi and S. Iwata (1992) Late Cenozoic glacial history in the Sør-Rondane Mountains, East Antarctica. In: Yoshida, Y., K. Kaminuma and K. Shiraishi (eds.) *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, 661–668. TERRAPUB, Tokyo.
- 成瀨洋(1982)第四紀. 岩波書店, 東京.
- North Greenland Ice Core Project members (2004) Highresolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, **431**, 147–151.
- Ó Cofaigh, C. et al. (2014) Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **100**, 87–110.
- 大河内直彦(2008) チェンジング・ブルー 気候変動の謎に 迫る. 岩波書店, 東京.
- Ohkouchi, N. and T. I. Eglinton (2008) Compound-specific radiocarbon dating of Ross Sea sediments: a prospect for

constructing chronologies in high-latitude oceanic sediments. *Quaternary Geochronology*, **3**, 235-243.

- Okuno, J. and H. Miura (2013) Last deglacial relative sea level variations in Antarctica derived from glacial isostatic adjustment modelling. *Geoscience Frontiers*, **4**, 623–632.
- Pattyn, F. et al. (2012) Results of the Marine Ice Sheet Model Intercomparison Project, MISMIP. *The Cryosphere*, 6, 573–588.
- Pollard, D. and R. M. DeConto (2009) Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years. *Nature*, **458**, 329–32.
- Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1, 106-110.
- Rignot, E., J. Mouginot and B. Scheuchl (2011) Ice flow of the Antarctic ice sheet. *Science*, 333, 1427–1430.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot and B. Scheuchl (2013) Iceshelf melting around Antarctica. *Science*, 341, 266–270.
- Sawagaki, T. and K. Hirakawa (1997) Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Soya Coast, east Antarctica. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 79, 223–238.
- Stolldorf, T., H.-W. Schenke and J. B. Anderson (2012) LGM ice sheet extent in the Weddell Sea: evidence for diachronous behavior of Antarctic Ice Sheets. *Quaternary Science Reviews*, 48, 20–31.
- Stone, J. O., G. A. Balco, D. E. Sugden, M. W. Caffee, L. C. Sass, S. G. Cowdery, C. Siddoway (2003) Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science*, **299**, 99–102.
- Suganuma, Y., H. Miura, A. Zondervan and J. Okuno (2014) East Antarctic deglaciation and the link to global cooling during the Quaternary: evidence from glacial geomorphology and ¹⁰Be surface exposure dating of the Sør Rondane Mountains, Dronning Maud Land. *Quaternary Science Reviews*, **97**, 102–120.
- Summerfield, M. E., D. E. Sugden, G. H. Denton, D. R. Marchant, H. A. P. Cockburn and M. F. Stuart (1999)
 Cosmogenic isotope data support previous evidence of extremely low rates of denudation in the Dry Valleys region, southern Victoria Land, Antarctica. In: Smith, B. J., W. B. Whalley and P.A. Warke (eds.) Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long-term Landscape Evolution. Geological Society, London, Special Publication, 162, 255–267. Geological Society Publishing House, London.

杉村新(1978)大地の動きをさぐる. 岩波書店, 東京.

- Taylor, G. (1922) The Physiography of McMurdo Sound and Granite Harbour Region. British Antarctic (Terra Nova) Expedition, 1910–13. Harrison and Sons, London.
- The RAISED Consortium et al. (2014) A community-based geological reconstruction of Antarctic Ice Sheet deglaciation since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **100**, 1–9.

- Todd, C., J. Stone, H. Conway, B. Hall and G. Bromley (2010) Late Quaternary evolution of Reedy Glacier, Antarctica. *Quaternary Science Reviews*, **29**, 1328-1341.
- 若狭幸,松崎浩之,松倉公憲(2008)原位置宇宙線生成核種 測定法:侵食地形変化速度の解明への適用.地形,25, 247-265.
- White, D. A., D. Fink and D. B. Gore (2010) Cosmogenic nuclide evidence for enhanced sensitivity of an East Antarctic ice stream to change during the last deglaciation. *Geology*, **39**, 23–26.
- Whitehouse, P. L., M. J. Bentley and A. M. Le Brocq (2012) A deglacial model for Antarctica: geological constraints and glaciological modelling as a basis for a new model of Antarctic glacial isostatic adjustment. *Quaternary Science Reviews*, **32**, 1–24.
- Wright, A. P., D. A. White, D. B. Gore and M. J. Siegert (2008) Antarctica at the Last Glacial Maximum, deglaciation and the Holocene. In: Florindo, F. and M. J. Siegert (eds.) Antarctic Climate Evolution. Elsevier Developments in Earth and Environmental Sciences, 39, 531–570. Elsevier, Amsterdam.

Wright, C. S. and R. E. Priestley (1922) British (Terra Nova)

Antarctic Expedition, Glaciology. Harrison and Sons, London.

- Yamane, M., Y. Yokoyama, H. Miura, H. Maemoku, S. Iwasaki and H. Matsuzaki (2011) The last deglacial history of Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *Journal of Quaternary Science*, 26, 3–6.
- 横山祐典,阿瀬貴博,村澤晃,松崎浩之(2005)宇宙線照射 生成核種を用いた地球表層プロセスの研究.地質学雑誌, 111, 693-700.
- Yokoyama, Y., J. B. Anderson, M. Yamane, L. M. Simkins, Y. Miyairi, T. Yamazaki, M. Koizumi, H. Suga, K. Kusahara, L. Prothro, H. Hasumi, J. R. Southon and N. Ohkouchi (2016) Widespread collapse of the Ross Ice Shelf during the late Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences* of the United States of America, 113, 2354–2359.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas and K. Billups (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686–693.
- Zwally, H. J., M. B. Giovinetto, M. A. Beckley and J. L. Saba (2012) Antarctic and Greenland Drainage Systems. GSFC Cryospheric Sciences Laboratory. http://icesat4.gsfc.nasa. gov/cryo_data/ant_grn_drainage_systems.php.

南大洋の形成

佐藤 暢¹⁾,野木 義史²⁾,藤井 昌和²,佐藤 太一³⁾

南大洋の形成過程は、ゴンドワナの分裂過程と言い換えることができる.本稿の目的はゴンドワナ の分裂過程をレビューすることで、南大洋の形成についての理解を深めることである.大陸分裂は、 プルームの上昇によって始まる場合とプレート運動によってリフティングが生じて始まる場合があ る.南大洋の形成と直接の関係がある東ゴンドワナの分裂の際には、大陸分裂初期過程のリフティン グが先行し、プルームによる活動がそれに続いたようである.約3000万年前に南極大陸が孤立する ことによって南大洋は現在と同じセッティングになった.タスマニアゲートウェイが約3400万年前 に形成され、ドレイク海峡は約2700万年前に形成されたと推定されている.

Origin of the Southern Ocean

Hiroshi Sato¹, Yoshihumi Nogi², Masakazu Fujii² and Taishi Sato³

The Southern Ocean had been formed by the continental break-up of the Gondwana. In this paper, we review the break-up history of the Gondwana to understand the Southern Ocean formation in terms of geology, geophysics, and tectonics. Two cases of continental break-up are proposed: continental break-up followed by plume upwelling or ascending of deep hot materials due to thinning continental lithosphere during continental break-up. In the cases for break-up of the East Gondwana, with which the Southern Ocean was directly formed, it is likely that deep hot materials arose after rifting of the continental lithosphere. The distribution of continent and ocean in the Southern Ocean had completed at around 30 Ma when Antarctica had been isolated near the present location. Tasmanian gateway between Australia and Antarctica had formed at approximately 34 million years ago, and the Drake Passage between South America and Antarctica had formed at approximately 27 million years ago.

キーワード: プレートテクトニクス, ゴンドワナ, 大陸分裂, プルーム plate tectonics, Gondwana, continental break-up, plume activity

連絡先 佐藤 暢 専修大学 経営学部 〒214-8580 神奈川県川崎市多摩区東三田 2-1-1 Tel. 044-911-0577 e-mail : satohiro@isc.senshu-u.ac.jp 1) 専修大学 経営学部 School of Business Administration, Senshu University, Kawasaki, Japan 2) 国立極地研究所 地圏研究グループ Geoscience Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan 3) 產業技術総合研究所 地質情報研究部門 The Institute of Geology and Geoinformation, National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Tsukuba, Japan

1. はじめに

南極大陸を取り囲むように広がる海洋が南大洋であ り,これがあるがゆえに南極大陸は他の大陸から孤立し, かつ極域に存在しているため,「巨大リザーバ」として働 くのである.南大洋がどのように形成され,現在のよう な海洋循環がいつ頃から働き出したのか,という問題は, 「いつ南極大陸が孤立したのか」と言い換えることがで きる.南極大陸は,古生代の約5億年前以降存在してい た大陸塊「ゴンドワナ」(図1)の一部であり¹, 4. で述

¹ 超大陸ロディニアの次の超大陸としてゴンドワナが挙げられる こともある.図1は約5億年前のゴンドワナの形成時の様子を 示すが、ローレンシア(北アメリカ)やバルチカ(ヨーロッパ 西部)といった地塊はゴンドワナの一部にはなっていなかった. ゴンドワナを超大陸として扱わない研究者もいるため、本論で も大陸塊と表記した.なお、大陸塊「ゴンドワナ」は、移動は



図1:古生代始め(約5億3300万年前)の大陸塊「ゴンドワナ」の復元図. Dalziel (2014)の復元図をデータ化した PLATES project (http://ig.utexas. edu/marine-and-tectonics/plates-project/)のデータセットによる.この図の範 囲外にバルチカ(ヨーロッパ西部)が位置していた.

べるように,中生代の約1億8000万年前以降のゴンド ワナの分裂の結果,他の大陸が南極大陸から離れていき, 現在の配置となった.

では、一体、大陸分裂はどうして生じるのだろうか? 大陸分裂に至る過程は2つあると考えられている(図 2).(スーパー)プルーム(地球内部の熱い上昇流)の活 動が大陸分裂を生じさせる場合と、必ずしもプルームの 活動を伴わず、プレート運動の変化などによってリフ ティングが生じることで大陸分裂へと移行する場合であ る(Buiter and Torsvik, 2014 など).つまり、鶏が先か、 卵が先か、ということは必ずしも明らかとなっていない.

ゴンドワナの分裂は、大陸分裂の前段階ともいえるリ フティングが生じている現在のアフリカ東部を除けば、 地球史の中で最も新しい大陸分裂であり、その過程を詳 細に調べることが可能である。特に、南大洋にはその初 期過程が残されており(例えば Hanyu et al., 2017),格好 の場となっている。このような大陸分裂の過程は、新学 術領域研究「南極の海と氷床」が対象としている南大洋 の環境変動に比べ、時間スケールが1ないし2桁大きい 現象であり、ゴンドワナの分裂が最近の南大洋の環境変 動と直接関係しているわけではない.しかしながら、南 大洋という場の形成の歴史を知ることで、より現在の南 大洋の理解を深めることができると考え、本稿で扱うこ とにする.

2. 南大洋の構成

図3に南大洋周辺の主な地形の名称を、図4に南大洋 周辺のプレート配置を示した.基本的な特徴として、南 大洋に存在するプレート境界のほとんどは発散境界²で ある中央海嶺³であることが挙げられる.

経度0度付近には、大西洋中央海嶺(図3のMAR)と 大西洋南極海嶺(図3のAAR.南米プレートと南極プ レートの境界),および南西インド洋海嶺(図3のSWIR. アフリカプレートと南極プレートの境界)の三重会合点

するものの、ほぼ図1の形のまま分裂せずに、2~3億年前に形 成された超大陸パンゲアの南部の陸塊を構成する.

² プレート境界は、その境界で2つのプレートが離れていく発散 境界、2つのプレートが近づく収束境界、2つのプレートがすれ 違う平行移動境界の3つに分けられる.

³海洋地殻およびプレートが作り出される海底の高まり.プレー ト境界としては発散境界であり、そこで作られたプレートが中 央海嶺を挟んだ両側に離れていく.「中央」海嶺であるが、必ず しも大洋の中央部にあるわけではない.



図2:大陸分裂に至る2つのケースを模式的, 簡略的に示したもの. Buiter and Torsvik (2014) を参考に作成. 断面で示しているため, プルームは地表から見ればほぼ円形となる. リフティ ングにより大陸分裂が起こる場合(右), 減圧融解による通常のアセノスフェアの融解だけでは なく, 近傍に存在する大陸分裂とは直接関係のなかったプルームの出口となる可能性も指摘さ れている.

であるブーベ三重会合点(図3および4のBTJ)が存在 する. 南西インド洋海嶺の東端は東経70度付近で, 中 央インド洋海嶺(図3のCIR. アフリカプレートとイン ドーオーストラリアプレートの境界)と南東インド洋海 嶺(図3のSEIR. インド-オーストラリアプレートと 南極プレートの境界)に会合し、ロドリゲス三重会合点 (図3および図4のRTJ)を形成する. さらに, 南東イ ンド洋海嶺の東側の延長は、経度180度付近でマッコー リ三重会合点(図3および4のMgTJ)を形成する.マッ コーリ三重会合点では南東インド洋海嶺と太平洋南極海 嶺(図3のPAR.太平洋プレートと南極プレートの境 界). ニュージーランドから南に伸びるトランスフォー ム断層4とが会合している.西経110度付近で太平洋南 極海嶺はファン・フェルナンデス・マイクロ・プレート を伴う三重会合点に達する.ファン・フェルナンデス・ マイクロ・プレートから東にはチリ海嶺(図3のCLR) が延びており、南極プレートとナスカプレートの境界と なっている.

南極半島と南米に挟まれた地域には南極プレート周辺 では数少ない沈み込み帯⁵(サンドイッチ海溝,図3の SST)が存在し、大西洋南極海嶺で形成されたプレート が沈み込んでいる。そこにはスコチアプレートとサンド イッチプレートが存在し、その境界である東スコチア海 嶺は現在活動している背弧海盆拡大軸⁶である.大西洋 南極海嶺はサンドイッチ海溝、サンドイッチプレート、 スコチアプレートの南でトランスフォーム断層に変わ り、スコチアプレートの南端を形成する。ここはかつて 沈み込み境界であったが、ウェッデル海に存在した中央 海嶺拡大軸が衝突することにより、活動が停止したと考 えられている(Eagles and Jokat, 2014).

南大洋での地震活動は、南極プレートを取り囲む中央 海嶺を中心に生じている(図4).また、サウスサンド イッチ海溝やチリ海溝では沈み込みに伴う地震活動が生 じている、南極大陸、オーストラリア大陸、アフリカ大

⁴ プレート境界,例えば中央海嶺と中央海嶺、中央海嶺と海溝, 海溝と海溝をつなぐ断層.この断層を挟む2つのプレートは互いにすれ違うので、ここはプレートの平行移動境界となる.

⁵ プレートがもう一方のプレートに沈み込む現象が起こっている 地域のこと.

⁶ 背弧とは日本列島や伊豆諸島のような島弧の陸側、すなわち海 溝とは反対側を指す.ここに、中央海嶺のような拡大が生じる ことで形成された縁海盆を背弧海盆と呼ぶ.背弧海盆を作る拡 大を背弧拡大と呼び、中央海嶺と同じような拡大軸で海洋地殻 が形成される.



図3:南大洋周辺の地形図と主な地形の名称(本文で言及するものに限った).線はプレート境界の種類(赤:発散境界,黄:収束境界,緑:平行移動境界)を示す.地形 データは,ETOPOI(Amante and Eakins, 2009)に基づく.図中の略称は以下の通り. BTJ:ブーベ三重会合点,SWIR:南西インド洋海嶺,NV:ナタル海盆,MZR:モザ ンビーク海嶺,CR:コンラッドライズ,RTJ:ロドリゲス三重会合点,KP:ケルゲレ ン海台,SB:Skiff Bank,EB:Elan Bank,SEIR:南東インド洋海嶺,NER:ナィン ティイースト海嶺,BR:ブロークン海嶺,AAD:オーストラリア-南極不連続,TSI: タスマニア島,STR:サウスタスマンライズ,MqTJ:マッコーリ三重会合点,PAR: 太平洋南極海嶺,CLR:チリ海嶺,CT:チリ海溝,DP:ドレイク海峡,SCS:スコチ ア海,ESR:東スコチア海嶺,SST:サウスサンドイッチ海溝,AAR:大西洋南極海 嶺,MBL:マリーバードランド

陸内部で生じる地震は、プレート内地震である.

1998年3月25日にモーメントマグニチュード8.1の 巨大地震が南極プレート内部で発生した.これは海洋プ レート内⁷で生じる横ずれ断層型の地震としてはこれま で記録された中で最大のものの一つであった(Nogi, 2013の引用を参照).Nogi (2013)は、この地震の震央付 近の地球物理学探査を行い、海底構造を明らかにした. それによると、南極大陸での氷床融解が地震発生の駆動 力になったとの考えもあるが、震央近くには大陸地殻の 断片と考えられる海山が存在しており、そこに発達する 断層が巨大地震と関係している可能性を示している.

3. 大陸分裂の復元

南大洋の形成史は大陸分裂とそれに伴う海洋の発達と 言える.大陸分裂が進み,海洋地殻が形成されるように なった後の発達史は,以下のように復元される.地球の 磁場は数万年~数百万年ごとに逆転していることが知ら れているが,その地球の磁場(地磁気)の逆転⁸のため

⁷ 南極プレートが海洋プレートであるという意味ではなく、南極 プレートのうち海洋地殻が占める部分で生じたという意味であ る、南極プレートは海洋地殻の部分と大陸地殻の部分で構成さ れるので、南極プレートそのものを海洋プレートか大陸プレー トかに分けることはできない。

⁸現在の地球の磁場は北極側がS極, 南極側がN極である.地


図4:南大洋周辺で発生した地震とプレートの名称. 地震は1976年1月1日 から2016年3月31日までに発生したMw>5の地震をプロットした. 地震 データはDziewonski et al. (1981)およびEkström et al. (2012)に基づいた Global CMT (http://www.globalcmt.org)による. プロットのカラーは右下の カラースケールに基づき,地震の震源の深さで色分けしたもの. 省略したプ レートの名称はSP:スコチアプレート,SWP:サンドイッチプレート,DP: ドレイクプレート,FJP:ファン・フェルナンデス・マイクロ・プレート

に、中央海嶺で形成される海底の岩石の温度が下がる際 に獲得される熱残留磁化は、形成時の地球磁場の方向と 同じ向きとなる.そのため、長い時間をかけて磁場の逆 転が繰り返されると、中央海嶺を対称の軸とする正逆互 い違いの磁化方向を持つ海底が並ぶことになり、海底の 地磁気を観測すると平均的な地球磁場⁹との差である磁 気異常の正負が縞模様をなす「磁気異常縞模様」が観察 される(図5).地球磁場逆転年表と磁気異常の変動パ ターンを比較することにより、海底の形成年代を決定し、 海底拡大史を復元することができる(詳細は中西・沖野、 2016を参照).なお、地球磁場逆転年表の数値年代は、 年表により異なるので、どの年表を用いるかで数値年代 が異なる場合があることに注意する[例えば Gradstein et al. (eds.), 2012 など].

中生代の中頃,約8000万年前から1億2000万年前の 約4000万年間の海洋底では,磁気異常縞模様が観測さ れず,白亜紀磁気静穏帯(CQZ: Cretaceous Quiet Zone) と呼ばれている.この時期は,白亜紀スーパークロン (Cretaceous Super Chron)と呼ばれ,地球磁場の方向が 現在と同じで,逆転が生じなかったと考えられている (Larson and Pitman, 1972).したがって,この時期に形 成された海底については,詳細な拡大史を編むのが困難 である.また一方で,ジュラ紀磁気静穏帯(JQZ: Jurassic Quiet Zone)も知られている.この期間は,海 上で観測される磁気異常では,1つ1つの地磁気逆転記 録を識別することができないことから静穏帯と考えられ てきたが,静穏とは逆に,頻繁な地磁気逆転のために, 見かけ上,磁気異常縞模様が海上では観測されないと現

磁気の向きが現在と同じ向きであった時代を正磁極期,現在と は逆であった時代を逆磁極期と呼ぶ.

⁹ 国際標準磁場 (IGRF: International Geomagnetic Reference Field) モデルを用いることが多い.



国3:中天海領目近におりる磁気英帯綱模様の模式国 (Gee and Rent, 2007)に 加筆修正).海上での地磁気観測で得られた磁気異常プロファイルを面的に 表すと,磁気異常縞模様が得られる.矢印はプレートの運動方向を示す.中 央海嶺に挟まれた部分にはトランスフォーム断層が形成され,平行移動のプ レート境界となる.

在では考えられている (Tivey et al., 2006).

ゴンドワナ分裂に伴う大陸移動と海洋底拡大が生じた 時期は白亜紀スーパークロンを挟んでおり,磁気異常縞 模様だけではなく,断裂帯などによっても推定される. 断裂帯とは中央海嶺などの拡大軸に発達するトランス フォーム断層(図5)の延長に発達する地形であり,過去 のトランスフォーム断層を表している.トランスフォー ム断層は、プレートがすれ違う境界なので、その向き(地 質学用語では「走向」という)はその地点でのプレート 運動の方向と一致する.したがって、過去のトランス フォーム断層である断裂帯の向き(走向)を調べること で過去のプレート運動の方向を推定できる.人工衛星で 得られる地形や重力データから推定される断裂帯の分布 を図6に示す.

このように様々な方法で得られた情報を集めて,海洋 底形成の等年代線が作成されている(図7).これによる と,南大洋で最も古い海洋地殻はアフリカ沖とウェッデ ル海から東南極にかけての大陸縁に分布していることが わかる.

4. ゴンドワナの分裂

4.1 ゴンドワナ分裂略史

ゴンドワナは、古生代後半から中生代に存在した超大

陸パンゲアの南側を構成していた大陸塊であり,東ゴン ドワナと西ゴンドワナで構成される(図8).東ゴンドワ ナは現在の南極,オーストラリア,インド,マダガスカ ルで,西ゴンドワナは現在の南アメリカとアフリカで構 成されていた (Rogers and Santosh, 2003).

西ゴンドワナ,東ゴンドワナは共にさらなる分裂と集 合を繰り返し,現在の姿に近づく.この分裂・集合史は 図9のようにまとめられるが,これは分裂の開始を基準 にしているため,例えば,南大洋がいつ完成し,南極周 極流が形成されたのか,については読み取ることができ ない.

4.2 東西ゴンドワナの分裂

ゴンドワナは約1億8000万年前に西ゴンドワナと東 ゴンドワナに分裂し始める.この頃,プルーム起源と考 えられている巨大火成岩岩石区(LIPs: Large Igneous Provinces)¹⁰であるアフリカ南部のKaroo,現在の南極 横断山脈からオーストラリアのFerrar,南アメリカ南 部のChon Aikeが形成されたことが知られている(図 10).火成活動の範囲はプルームによる活動に期待され る円形をしておらず,当時の太平洋側からゴンドワナへ

¹⁰ 激しい火成活動の結果,大量の溶岩が比較的短時間に噴出する ことによって形成された地質要素.陸では洪水玄武岩による溶 岩台地を,海域では海台を形成する.



図6:南大洋周辺のプレート境界(赤:発散境界,黄:収束境界,緑:平行移 動境界)と断裂帯(黒細線)の分布.丸はホットスポットを示す(黄色で塗 りつぶされたものは、本文で言及しているもの). 黒で塗りつぶされた領域 が Large Igneous Provinces (LIPs: 巨大火成岩岩石区). PLATES project (http://ig.utexas.edu/marine-and-tectonics/plates-project/) のデータセット によるもので、ホットスポットは Müller et al. (1993), LIPs は Coffin et al. (2006) に基づく. LIPs の名称の後の括弧内は Coffin et al. (2006) などによる 主な形成年代(×100万年前). 断裂帯は Wessel et al. (2015)のデータに基づ く. ホットスポットの名称はゴチック体で示した. 省略した名称は以下の とおり、B:Bouvet, V:Vema, M:Marion, C:Crozet, CR:Conrad, R: Reunion, K: Kerguelen, S-A: St. Paul-Amsterdam, T: Tasmantid, F: Flinders, BL: Balleny, E: Erebus, MG: Marshall-Gilbert, M: Macdonald Seamount, A : Austral-Cook, L : Louisville, P : Pitcairn, LN : Line, E : Easter, SF: San Felix, J: Juan Fernandez, T: Trindade, TDC: Tristan Da Cunha. LIPs の名称は細斜体で示した. 省略した名称は以下の通り. M: Maud Rise, D: Dronning Maud Land, PE: Paraná-Etendake, Ka: Karoo, A: Agulhas, Md: Madagascar, C: コンラッドライズ, Ke: ケルゲレン, B:ブロークン海嶺, BU:Bunbury, F:Ferrar, H:Hikurangi, G:Georgia Rise

の沈み込み帯にほぼ平行となっている.

最近, Hanyu et al. (2017) は、南アフリカ大陸南東沖の ナタル海盆とモザンビーク海嶺周辺での磁気異常と衛星 重力データを解析し、ゴンドワナ分裂は約1億8000万 年前から始まる大陸地殻の引き伸ばしによって開始され たと報告している。南アフリカ大陸南東沖に貫入岩体¹¹ が存在することも指摘しており、Karooの火成活動に関 連すると考えられる。Karoo-Ferrarの火成活動の中心 は現在の Bouvet, Shona, Discovery ホットスポットで あると推定されている¹². その後, 西ゴンドワナは, 約1 億 3000 万年前に Paraná-Etendake 溶岩台地を作った現

¹¹ マグマが地上に噴出せずに,既存の地質体に入り込み,固結したもの.

¹²図6ではBouvetホットスポット(図6のB)しか示されていないが、ShonaおよびDiscoveryホットスポットも南大西洋に存在しているホットスポットである。



図7:海底地形陰影図上に示した海洋底の形成年代(Müller et al., 2008).線 は現在のプレート境界を示す.黒:現在の中央海嶺(発散境界),黄:海溝 (収束境界),黄緑トランスフォーム断層(平行移動境界)

在の Tristan Da Cunha ホットスポットによる火成活動 によって,現在の南アメリカとアフリカにさらに分裂を していく(Torsvik and Cocks, 2013).

一方,東ゴンドワナの分裂へのプルームの関与は明ら かではない. Ferrar の火成活動は現在の南極横断山脈 や南極-オーストラリア境界まで及んでいるが(図10), それらの地域では大陸分裂を起こしていないか,もっと 後の時代の大陸分裂であり,プルームとの関連は弱そう である.

東西ゴンドワナの分裂後,東ゴンドワナでは,約1億 3000万年前からインドと南極-オーストラリア大陸が 分裂を始める.インドは北上し,約7000~6000万年前 にその速度は最高速に達する(鳥海ほか,1997).約 8000万年前になると,南極大陸とオーストラリアが非常 に低速で分裂を開始し,約4000万年前からその動きが 加速し,現在の姿になる.これらの分裂開始とプルーム 活動の関連も明らかではない.例えば,インド洋の LIPsの代表であるケルゲレン海台は,約1億3000万年 前からの火成活動により形成されたと推定されており, インドと南極-オーストラリア大陸の分裂時期とほぼ同 時であることからも、これらの分裂とプルーム活動には 関連がありそうであるが、4.3.1 で述べるような問題が ある.

ホットスポットを不動としてプレート運動を復元する ことで、ホットスポットによって過去に生じた火成活動 の位置の移動履歴を推定できる.そのような推定に基づ けば、現在のインド洋の LIPs の位置と分裂場所はほぼ 一致するように見えるが (Storey, 1995), LIPs の活動時 期やその活動史が未詳の部分もあり、分裂との関連は不 明である.また、南極大陸縁辺やその周辺海域では、大 西洋における Paraná-Etendake 溶岩台地のような、大陸 分裂と大規模な火成活動を直接結びつけるような痕跡は ほとんど確認されていない.

4.3 東ゴンドワナの分裂

4.3.1 ケルゲレン海台の活動と東ゴンドワナの分裂

インド洋の LIPs の代表であるケルゲレン海台,ケル ゲレン海台と対をなすブロークン海嶺,さらにケルゲレ



図8: ゴンドワナ分裂前(約2億年前)の復元図とテクトニックセッティング(Torsvik and Cocks, 2013 に加筆). 白太線の部分で,後に東西ゴンドワナに分裂する. 省略した名称は以下の通り. AP:南極半島, MBL: Marie Byrd Land (マリーバードランド), NZ:ニュージーランド

ンホットスポットのホットスポットトラック13と考えら れているナインティイースト海嶺の掘削が. 深海掘削計 画 (ODP) 第119, 120, 183 節で行われた (掘削地点に 関しては、本巻の須藤他の図1を参照). Coffin et al. (2002) などによると、ケルゲレンホットスポットの活動 として, 古いものはインドのラージマハル玄武岩, オー ストラリアの Bunbury 玄武岩,南部ケルゲレン海台で の活動が知られており、1億3000万年~1億1500万年 前の年代値が得られている. その後, 1億年前頃までに Elan Bank と中部ケルゲレン海台, 9500 万年前頃にブ ロークン海嶺,8000万年前以降にナインティイースト海 嶺や Skiff Bank, 北部ケルゲレン海台と活動が続き, 最 近のケルゲレン諸島, Heard および McDonald 島での火 山活動に続いている. このように活動時期は東ゴンドワ ナの分裂時期と同時か直後であるが、噴出したマグマの 量は活動初期に少なく,前期白亜紀(1億2000万年前後) と後期白亜紀(1億年前後)に多いという特徴があり、こ れは通常のプルームによる大陸分裂モデルとは合致しな

い(Coffin et al., 2002). さらに,ケルゲレン海台と南極 大陸間の大陸分裂に伴う連続した火成活動の痕跡なども 未だ認められていない.

一方, Elan Bank では,火成岩の他に大陸起源と考え られる変成岩や流紋岩,花崗岩質の礫岩層も掘削されて いる.その礫岩層について Ingle et al. (2002) は,ゴンド ワナ分裂以前に東南極のレイナー岩体¹⁴と連続していた インド側に分布する大陸地殻に由来すると結論付けてい る.さらに,Bénard et al. (2010) は,コンパイルされた 屈折法地震探査のデータを含む地球物理学的結果に基づ いて,Elan Bank下に大陸地殻が存在することを示唆し ている.

インド洋では、ケルゲレン海台の Elan Bank 以外にも 大陸地殻の存在が推定されている.ケルゲレン海台北部 の Skiff Bank や別のインド洋 LIPs とされているコン ラッドライズからも大陸地殻に起源を持つ花崗岩類・変 成岩類が報告されている(小林ほか, 2013).これらが本 当に大陸地殻で構成されているとすれば、リフティング および拡大の様式は単純なものではなく、現在の中央海

¹³ ホットスポットの活動が続く間に、プレート(リソスフェア) は移動する.そうすると、ホットスポットによる火山(火山島 や海山)列が形成されることがある.そのようなホットスポッ トによる火山活動の痕跡をホットスポットトラックと呼ぶ.

¹⁴ 東南極エンダビーランド(昭和基地も含む東南極の一地域)に 分布する変成岩体.



図9:パンゲア超大陸の分裂とそれに引き続くゴンドワナの分裂の時間変化 を模式的に示した図.本文で引用した論文などに基づいて,総合的に作成.



図 10:約1億8000万年前の火成活動の分布の推定図(Duncan et al., 1997). アフリカ南部では Karoo,現在の南極横断山脈(図中のTM)からオーストラ リアでは Ferrar として知られる.灰色は火成活動の影響があった範囲を,黒 色は現在の分布が確認できる範囲を示している.南アメリカ南部はこの図で は火成活動の範囲になっていないが,Chon Aike と呼ばれる珪長質の火成活 動が知られている.

嶺以外に過去に活動を停止した幾つかの拡大軸を想定す る必要が生じる.

4.3.2 オーストラリアと南極の分裂

オーストラリアの南方と南極大陸の北側に約8300万 年前に終了する白亜紀磁気静穏帯の磁気異常縞が認めら れることから,東ゴンドワナ分裂後,約8300万年間の南 東インド洋海嶺での拡大を中心とした拡大史が編まれて いる(Cande and Mutter, 1982; Cande and Stock, 2004 な ど).オーストラリア南方と南極大陸北側に認められる 約8300万年前から約4380万年前までの磁気異常縞の間 隔は非常に狭く,年間10mm未満のゆっくりとした拡 大であったことが推定される.約4300万年前頃,南東 インド洋海嶺の拡大速度は次第に増加し,超低速拡大か ら低速拡大に移行する.約4000万年前には中速拡大(年 間20-30mm)に加速し,約3350万前には,タスマニア 島南方のプレート境界が大陸間の横ずれ断層からトラン スフォーム断層に変化した.その結果,南タスマンライ



図 11:スコチア海周辺の海底地形と代表的な名称. 省略した名称は以下のとおり. GL:Graham Land, A:Anvers 島, B:Brabant 島, P:Paulet 島, JR:James Ross 島, D:Deception 島, KG: King George 島, EL:Elephant 島, SO:South Orkney 諸島, SG:South Georgia 島

ズが北方に移動するようになり、タスマニアゲートウェ イが急速に開くようになった(Cande and Stock, 2004). タスマニアライズを掘削した Shipboard Scientific Party (2001) による ODP Leg 189 の結果によれば、上部始新世 前期(約3500万年前)までは浅海性のケイ質砕屑物が堆 積しているが、上部始新世から最下部漸新世(約3200万 年前)にかけての時期に、遠洋性の生物起源炭酸塩が急 激に堆積するようになる. この堆積環境の変化はタスマ ニアゲートウェイが開いた結果,深度が増して深層流が 形成された事に由来すると考えられており、拡大史から 推定される年代とほぼ一致している(Shipboard Scientific Party, 2001). Zachos et al. (2001) による新生 代の環境変動のまとめによれば、漸新世に入る頃(漸新 世の開始は3390万年前)から南極氷床が発達したとさ れており, 拡大史および堆積環境の変化から推定される 時期と一致している.

4.3.3 南極大陸の孤立

東ゴンドワナの一部であった南極大陸と西ゴンドワナ の一部であった南アメリカ大陸は,東西ゴンドワナの分 裂後も現在の南アメリカ大陸南部と南極半島の部分で繋 がっていた.南アメリカ大陸南部と南極半島が離れるこ とによって,現在のドレイク海峡が形成されるが,基本 的にはそれはスコチア海の形成発達史ともいえ,その構 造発達史(テクトニクス)は複雑である.スコチア海は 西から西スコチア海,中央スコチア海,東スコチア海の 3つの背弧海盆から構成されており,北側にノーススコ チア海嶺,南側にサウススコチア海嶺,東側にサウスサ ンドイッチ諸島がある(図11).

Barker (2001), Livermore (2003), Livermore et al. (2004) および Eagles and Jokat (2014) などによるスコチ ア海周辺域のテクトニクス復元に基づくと,約2800万 年前から700万年前に西スコチア海が,約2100万年前 から700万年前に中央スコチア海が,約1500万年前以 降に東スコチア海が背弧拡大し,現在の配置となった. 西スコチア海の背弧拡大は西スコチア海西端のスコチア プレートと南極プレートの境界に存在したシャックルト ン断裂帯から北東に向かって伝播していった.

シャックルトン断裂帯沿いに大陸地殻の断片が存在す ることで深層水の流れを妨げていたのではとの解釈もあ るが、シャックルトン断裂帯は、800万年前頃からの圧 縮力により上昇した高まり(トランスバースリッジ)で あるとされている(Livermore et al., 2004).従って、ド レイク海峡の開放時期は、西スコチア海の拡大開始時期 とほぼ一致し、その頃には太平洋と南大洋の間を流れる 南極底層流が完成されていたと考えることができる (Livermore et al., 2004).

このように、ドレイク海峡の開放時期は、タスマニア

ゲートウェイの開放にやや遅れていたことが分かってい るが、南極周極流がどの程度流れていたかについてはテ クトニクスからの制約は難しい. Zachos et al. (2001) に よる新生代の環境変動史から考えると、南極氷床ができ 始めた時期がタスマニアゲートウェイの開放時期と一致 するため、タスマニアゲートウェイの開放が南極氷床の 形成により寄与していた事が示唆される. また、ドレイ ク海峡が完全に開放されていなくても、南極周極流の流 路がほぼ形成されてたという可能性も示している.

4.4 東南極と西南極

南極大陸は東南極と西南極に分けられる(図3).東南 極はナピア岩体¹⁵,レイナー岩体などが分布するように, 先カンブリア代から続く古い地質帯である[日本の南極 地域観測隊による調査結果は石塚(2003)などを,近年 の地質学的研究は,Satish-Kumar and Hokada (eds.) (2013)などを参照].西南極は,古生代後期から中生代 前期にかけての,現在の太平洋側からゴンドワナへのプ レート沈み込みによって生じた造山運動に伴う地層や火 成岩で構成されている.東南極に比べて,より新しく, より小さな大陸地殻でできている.この沈み込みによっ て形成された造山帯の構造は,現在の南アメリカ南部(パ タゴニア)やニュージーランドにも認められる.

東南極と西南極の境界に発達するのが,約3500 kmの 延長を持つ南極横断山脈(Transantarctic Mountains) である.南極横断山脈には,最古のもので25億年前の 花崗岩に貫入される始生代の片麻岩や片岩が知られてい る(Elliot, 2013)が,大部分はカンブリア紀からオルド ビス紀初期(約5億年前)の沈み込みによって作られた 造山帯であり,当時の海洋性島弧や花崗岩類,変成岩類 で構成されている(Goodge, 2007).それらは,石炭紀後 期からジュラ紀初期の堆積岩によって覆われている.さ らに最上位には Karoo と同時期に活動した LIPs である Ferrar 玄武岩が覆っている.

中生代初期まで、南太平洋の縁辺でゴンドワナへの海 洋底の沈み込み(サブダクション)が起こっていた (Torsvik and Cocks, 2013;図8). 南極半島とマリー バードランド (Marie Byrd Land) には、先カンブリア代 の年代値を示すジルコン¹⁶ も見出されていることから、 古い時代の大陸地殻由来の岩石が分布していることも推 定されるが、この沈み込みによって形成された花崗岩類 の分布も知られている(Mukasa and Dalziel, 2000). 南 極半島やマリーバードランド以外のブロック、例えば、 南北ニュージーランド島やロードハウライズ、Campbell Plateau などの現在オーストラリアの東側に分布するブ ロックも、この沈み込みによって形成された(図 12). これらのブロックの間に中央海嶺が入り込んだことに よって、マリーバードランドと Campbell Plateau、 Chatham Rise の間が大きく離れて、現在のようにマリー バードランドが南極プレート側の、Campbell Plateau や Chatham Rise、ニュージーランドなどがインドーオース トラリアプレート側の構成要素となっていった.

さらに、タスマニアゲートウェイの開放に関連する南 東インド洋海嶺と太平洋-南極海嶺の拡大系が繋がり始 める約 5000 万年前頃のプレート運動の結果、West Antarctic Rift System (WARS) ができ、その南端で南極 横断山脈が隆起した、南極横断山脈の隆起量は 5000 万 年間で 7000-8000 m と見積もられている (Yamasaki et al., 2008).

5. 現在の火成活動

南極半島, サウスサンドイッチ諸島周辺(代表的な島の位置などは図11)と南大洋インド洋区に分布する島々の, 主として南大洋形成以降の火成活動についてまとめる. 特に, 南極半島やサウスサンドイッチ諸島周辺の島々に分布する火成岩類は,氷山や海氷によって運ばれ,南大洋の ice-rafted debris (IRD)や挟在する火山灰・テフラの供給源となっている可能性が高い. IRD との対比を行うためには,本地域の火成岩類についてのより詳細なレビューが更に必要であるが,ここではLeMasurier et al. (eds.) (1990)にまとめられている内容を中心に概略を紹介する. なお, データベース Georoc¹⁷を用いて, LeMasurier et al. (eds.) (1990)で報告・登録されている火山岩の化学組成を分類とともに図13に示した.

5.1 南極半島周辺の火成活動

南極半島の先端にある Graham Land の周辺とその北 側のサウスシェトランド諸島において火山活動が知られ ている. Graham Land 太平洋側の Anvers 島と Brabant 島,および Graham Land 北側の島々には火山岩や火山

¹⁵ 東南極エンダビーランド(昭和基地も含む東南極の一地域)に 分布する変成岩体で、レイナー岩体よりも古い原岩の形成年代 や変成年代,超高温変成作用で特徴付けられる。

¹⁶ 化学式 ZrSiO₄ で表される鉱物. 微量元素として U を含み, U-Pb 法の年代測定により, 結晶の形成年代を推定することがで きる.

¹⁷ http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/



図 12:約1億年前の復元図(Mukasa and Dalziel, 2000 に加筆). 省略した名称は以下の通り. AP:南極半島, MBL: Marie Byrd Land (マリーバードランド), CP: Campbell Plateau, CR: Chatham Rise, EWM: Ellsworth-Whitmore block, LHR: Lord Howe Rise (ロードハウライズ), NI: ニュージーランド北島, SI: ニュージーランド南島, TI: Thurston Island crustal block, Mad.:マダガスカル

砕屑岩の露頭があり, Brabant 島の火山岩は, かんらん 石斑晶の含有量の多い玄武岩である. 同様に, Graham Land 南側, ウェッデル海側の島々, 例えば Paulet 島 (か んらん石斑晶の多いアルカリ岩質¹⁸の玄武岩やハワイア イト¹⁹) や James Ross 島 (玄武岩, ハワイアイト, 粗面 岩, かんらん石ドレライト²⁰:ただし年代値は 700 万 年~100 万年前) にも火山岩が分布していることが知ら れている.

サウスシェトランド諸島は、北側のサウスシェトラン ド海溝からの沈み込みによって形成された火山弧であ り、その南側の Bransfield 海峡はリフティングから背弧 拡大の様相を示している (Barker and Austin, 1998). サ ウスシェトランド諸島では,Bridgeman 島(玄武岩,玄 武岩質安山岩),Deception 島(玄武岩質安山岩,安山岩, デイサイト,流紋岩質デイサイト),Penguin 島(アルカ リ岩質玄武岩),King George 島(玄武岩,玄武岩質安山 岩,安山岩)に火山岩が分布している.

サウスシェトランド諸島の北端に位置する Elephant 島には,約1億年前の変成年代を持つ変成岩が分布する. さらに,サウスシェトランド諸島とサウスサンドイッチ 諸島の間のサウススコチア海嶺に位置する South Orkney 諸島にはペルム紀から三畳紀の変成岩類が分布 している.

5.2 サウスサンドイッチ諸島の火成活動

サウスサンドイッチ諸島は、延長約 350 km にわたっ てほぼ南北に分布する島々からなり、東スコチア海の拡 大軸である東スコチア海嶺で形成された海洋地殻(サン ドイッチプレート)上にあるスコチア海の東端の火山弧 である. 岩石は玄武岩,玄武岩質安山岩,安山岩が主で あるが,流紋岩質デイサイトやデイサイトも報告されて いる. 活動年代はおおよそ 100 万年前以降であり,有史

¹⁸ 火山岩はアルカリ岩と非アルカリ岩に分けることができる. ここでいうアルカリは、化学における酸・アルカリのアルカリとは異なり、岩石中のKとNaを指す. アルカリ岩はSiに乏しいマグマから形成された岩石と考えられる.

¹⁹ かんらん石斑晶の多いアルカリ岩質の玄武岩.図12の火成岩 の分類で、trachybasaltのうち Na の含有量の多いものを hawaiite と呼ぶ.

²⁰ 玄武岩質の火成岩でやや粗粒の結晶からなるものをドレライト と呼ぶ.



図 13:南大洋周辺の代表的な地域の火山岩類の化学組成 (SiO₂-全アルカリ図). LeMasurier et al. (eds.) (1990) で報告 されたデータのうち, Georoc (http://georoc.mpch-mainz. gwdg.de/georoc/) に登録されているデータを抽出し, 作成し た.火山岩類の分類は, International Union of Geological Sciences (IUGS) Subcommission on the Systematics of Igneous Rocksの分類 (Le Maitre et al. (eds.), 2005) に基づく. アルカリ岩と非アルカリ岩の境界は Kuno (1966) による.

の活動も知られている.

South Orkney 諸島を含むサウスサンドイッチ諸島の 南側までをサウススコチア海嶺と呼ぶ. この海嶺は, South Orkney 諸島などの幾つかの高まり(バンクもし くは堆)から成るが,基本的にスコチア海の背弧海盆の 活動が生じる前に南極・南アメリカと繋がっていた大陸 地殻から構成されている.

一方,サウスサンドイッチ諸島の北側から南アメリカ の大陸棚に東西に続く高まりをノーススコチア海嶺と呼 ぶ.比較的大きな島として South Georgia 島があり,そ の地質は,南米から続く大陸地殻である.

5.3 インド洋区の火成活動

Bouvet (ブーベ) 島には, アルカリ岩質の火山岩類 (ア ルカリ玄武岩, ハワイアイト, 粗面岩, アルカリ流紋岩) が分布する. 年代は 140 万年~100 万年前が報告されて いるが, 現在でも噴気が上がっている.

マリオン島およびプリンスエドワード島には,アルカ リ系列の岩石(アルカリ玄武岩,ハワイアイト,プリン スエドワード島では粗面岩も)が分布する.マリオン島 で45万年~36万年前の,プリンスエドワード島で21万 年~11万年前の K-Ar 年代²¹が報告されている.マリオ ン島は1980年に噴火している.

Crozet (クロゼ) 諸島は Cohons 島, Pingouins 島, Possession 島, Est 島などからなり, 主にアルカリ岩質 の玄武岩が分布している. Possession 島では 810 万年前 の K-Ar 年代を示すかんらん石玄武岩が報告されている が, 100 万年前より最近の放射年代も報告されている. また, Est 島には 875 万年前の年代を示すハンレイ岩質 の深成岩複合岩体が報告されている.

Kerguelen (ケルゲレン) 島には, ソレアイト質の火成 岩の上位にアルカリ岩質の火成岩が覆っている.100万 年前よりも新しい時期に形成された成層火山も分布し, それらの組成はアルカリ岩である.下位のソレアイト質 火成岩は4000万年~2500万年前に,アルカリ岩は2300 万年~1700万年前に火成活動があったことを示してい る.より分化した溶岩の活動は2600万年前頃に始まり, 中部で1200万年前頃まで,南部で800万年前頃まで続 いた.200万年前以降はMont Ross 成層火山の活動など がある.

Heard (ハード) 島および McDonald (マクドナルド) 島の火成岩は,カリウムの含有量が高いという特徴を持 ち,かんらん石や単斜輝石,斜長石を含む玄武岩,basanite, trachybasaltからより分化した phonolite, trachyte などが分布する.年代測定は,約27万年前から 1000年前までと比較的新しい年代値を示す.Heard 島 では最近も火山活動が起きており,1986年には小さな溶 岩湖も出現した.

St. Paul (セントポール) 島および Amsterdam (アム ステルダム) 島に分布する火成岩は, 非アルカリ岩から アルカリ岩の組成を持つ玄武岩が中心である. Amsterdam 島からは, 70万年前から現在, St. Paul 島か らは 50万年~4万年前の K-Ar 年代が報告されている. 両島とも近年にも火山活動があった.

5.4 その他の地域の火成活動

Erebus (エレバス)山はロス海のロス島に位置する標 高 3795 m の活火山である.最近の活動は 1972 年から 始まっており、山頂には溶岩湖も存在している.溶岩湖 の溶岩はアルカリ岩 (phonolite)である.エレバス山以 外にも WARS には幾つかの火山が知られている.エレ

²¹ 放射年代法の1つである K-Ar (カリウム-アルゴン)法によっ て得られた年代. ⁴⁰K が半減期約 12.5 億年で ⁴⁰Ar に放射壊変 することを利用して求められる年代値.

バス山の地下には深さ 400 km 程度まで続く地震波速度 の遅い層が見出されており、マントルプルームに由来す るホットスポットであるとの見方がある(Gupta et al., 2009). その一方で、岩石学・地球化学の結果から、 WARS を形成する際の減圧により、ホットスポットの マグマの起源マントルに似た成分のマントルが融解した と仮定すれば、分析されている火山岩の化学組成を十分 に説明できるので、マントルプルームに由来するホット スポットの存在を考える必要はない、との見方もある (Rocchi et al., 2002).

謝辞

執筆の機会を与えていただいた国立極地研究所の川村 賢二博士に感謝します.また,有益なコメントをいただ くとともに,丁寧な編集をしていただいた北海道大学低 温研究所の大島慶一郎教授と北川暁子さん,名古屋大学 の須藤斎博士に深く御礼申し上げます.なお,図の作成 には GMT (Generic Mapping Tools: Wessel et al., 2013) を用いた.記して感謝する.

参考文献

- Amante, C. and B. W. Eakins (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/ V5C8276M.
- Barker, P. F. (2001) Scotia Sea regional tectonic evolution: Implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews*, 55(1), 1–39.
- Barker, D. H. and J. A. Austin (1998) Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B10), 24017–24043.
- Bénard, F., J. P. Callot, R. Vially, J. Schmitz, W. Roest, M. Patriat and T. E. Team (2010) The Kerguelen Plateau: Records from a long-living/composite microcontinent. *Marine and Petroleum Geology*, **27**(3), 633-649.
- Buiter, S. J. H. and T. H. Torsvik (2014) A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? *Gondwana Research*, 26, 672–653.
- Cande, S. C. and J. C. Mutter (1982) A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 58(2), 151–160.
- Cande, S. C. and J. M. Stock (2004) Cenozoic reconstructions of

the Australia-New Zealand-South Pacific sector of Antarctica. In: Exon, N. F. et al. (eds.) *The Cenozoic Southern Ocean: Tectonics, Sedimentation, and Climate Change Between Australia and Antarctica*, 5–17. American Geophysical Union, Washington, D. C.

- Coffin, M. F., M. S. Pringle, R. A. Duncan, T. P. Gladczenko, M. Storey, R. D. Müller and L. A. Gahagan (2002) Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *Journal of Petrology*, 43(7), 1121–1137.
- Coffin, M. F., R. A. Duncan, O. Eldholm, J. G. Fitton, F. A. Frey, H. C. Larsen, J. J. Mahoney, A. D. Saunders, R. Schlich and P. J. Wallace (2006) Large igneous provinces and scientific ocean drilling: Status quo and a look ahead. *Oceanography*, 19(4), 150–160.
- Dalziel, I. W. D. (2014) Cambrian transgression and radiation linked to an Iapetua-Pacific oceanic connection? *Geology*, 42, 972–982.
- Duncan, R. A., P. R., Hooper, J. Rehacek, J. S. Marsh and A. R. Duncan (1997) The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, **102**(B8), 18127–18138.
- Dziewonski, A. M., T. -A. Chou and J. H. Woodhouse (1981) Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 2825–2852.
- Eagles, G. and W. Jokat (2014) Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics*, 611, 28–50.
- Ekström, G., M. Nettles and A. M. Dziewonski (2012) The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200–201, 1–9.
- Elliot, D. H. (2013) The geological and tectonic evolution of the Transantarctic Mountains: A review. In: Hambrey, M. J. et al. (eds.) Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes. Geological Society Special Publications, 381, 7– 35. The Geological Society, London.
- Gee, J. S. and D. V. Kent (2007) Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale. *Treatise on Geophysics*, 5, 455–507.
- Goodge, J. W. (2007) Metamorphism in the Ross orogen and its bearing on Gondwana margin tectonics. In: Cloos, M. et al. (eds.) Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W. G. Ernst, Special Paper, 419, 185– 203. Geological Society of America, Boulder.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. Schmitz and G. Ogg (eds.) (2012) *The geologic time scale 2012*. Elsevier, Amsterdam.
- Gupta, S., D. Zhao and S. S. Rai (2009) Seismic imaging of the upper mantle under the Erebus hotspot in Antarctica. *Gondwana Research*, 16, 109–118.
- Hanyu, T., Y. Nogi and M. Fujii (2017) Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa. *Polar Science*, **13**, 66–81.

- Ingle, S., D. Weis and F. A. Frey (2002) Indian continental crust recovered from Elan Bank, Kerguelen Plateau (ODP Leg 183, Site 1137). *Journal of Petrology*, 43(7), 1241–1257.
- 石塚英男(2003)東南極ナピア及びレイナー岩体における日 本南極地域観測隊地質グループの活動:成果の総括と今後 の課題.南極資料, 47(3), 349-369.
- 小林和也,石塚英男,野木義史,佐藤暢,中野伸彦,足立達 朗,小山内康人 (2013) 南インド洋コンラッド・ライズか らドレッジされた花崗岩類と堆積岩類の記載岩石学と由 来.第4回極域科学シンポジウム,予稿集 OG-P13.
- Kuno, H. (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bulletin of Volcanology*, 29, 195–222.
- Larson, R. L. and W. C. Pitman (1972) World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3645–3662.
- Le Maitre, R. W., A. Streckeisen, B. Zanettin, M. J. Le Bas, B. Bonin and P. Bateman (eds.) (2005) *Igneous rocks: A* classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, Cambrige.
- LeMasurier, W. E., J. W. Thomson, P. E. Baker, P. R. Kyle, P. D. Rowley, J. L. Smellie and W. J. Verwoerd (eds.) (1990) Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans. Antarctic Research Series, 48, American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Livermore, R. (2003) Back-arc spreading and mantle flow in the East Scotia Sea. In: Larter, R. D. and P. T. Leat (eds.) *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes.* Special Publications, **219**(1), 315–331. Geological Society, London.
- Livermore, R., G. Eagles, P. Morris and A. Maldonado (2004) Shackleton Fracture Zone: No barrier to early circumpolar ocean circulation. *Geology*, **32**(9), 797–800.
- Mukasa, S. B. and I. W. Dalziel (2000) Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotope compositions. *Geological Society of America Bulletin*, **112**, 611–627.
- Müller, R. D., J. Y. Royer and L. A. Lawver (1993) Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21(3), 275–278.
- Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina and W. R. Roest (2008) Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's

ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743.

- 中西正男, 沖野郷子(2016)海洋底地球科学. 東京大学出版 会, 東京.
- Nogi, Y. (2013) Seafloor structure near the epicenter of the great 25 March 1998 Antarctic Plate earthquake. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 118, 13–21.
- Rocchi, S., P. Armienti, M. D'Orazio, S. Tonarini, J. R. Wijbrans and G. Di Vincenzo (2002) Cenozoic magmatism in the western Ross Embayment: Role of mantle plume versus plate dynamics in the development of the West Antarctic Rift System. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 107(B9), 2195, doi:10.1029/2001JB000515.
- Rogers, J. J. W. and M. Santosh (2003) Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, 6, 357–368.
- Satish-Kumar, M. and T. Hokada (eds.) (2013) Crossing of Neoproterozoic orogens. *Precambrian Research*, 234, Elsevier, Amsterdam.
- Shipboard Scientific Party (2001) Leg 189 summary. In: Exon, N. F. et al., Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports, 189, 1–98.
- Storey, B. C. (1995) The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland. *Nature*, **377** (6547), 301–308.
- Tivey, M. A., W. W. Sager, S. -M. Lee and M. Tominaga (2006) Origin of the Pacific Jurassic quiet zone. *Geology*, **34**, 789– 792.
- 鳥海光弘,玉木賢策,谷本俊朗,本田了,高橋栄一,巽好幸, 本蔵義守(1997)地球内部ダイナミクス.岩波講座地球惑 星科学,10,岩波書店,東京.
- Torsvik, T. H. and L. R. M. Cocks (2013) Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**, 999–1030.
- Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis and F. Wobbe (2013) Generic Mapping Tools: Improved version released. EOS Transaction AGU, 94, 409–410.
- Wessel, P., K. J. Matthews, R. D. Müller, A. Mazzoni, J. M. Whittaker, R. Myhill and M. T. Chandler (2015) Semiautomatic fracture zone tracking. *Geochemistry*, *Geophysics*, *Geosystems*, 16, 2462–2472.
- Yamasaki, T, H. Miura and Y. Nogi (2008) Numerical modelling study on the flexural uplift of the Transantarctic Mountains. *Geophysical Journal International*, **174**, 377– 390.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas and K. Billups (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**(5517), 686–693.

自律型無人探査機(AUV)による未探査領域調査

卷 俊宏¹⁾,吉田 弘²⁾

自律型無人探査機(AUV)は母船とケーブルで繋がれておらず,全自動で活動できることから,氷 の下のようなこれまで調査の難しかった場所の観測を実現できると期待されている.本稿ではAUV の概要および一般的な構成について紹介するとともに,氷の下に展開する際の課題,これまでの研究 開発事例,そして我々が今後開発を目指すAUVの設計方針について紹介する.

Under Ice Observation by Autonomous Underwater Vehicles (AUV)

Toshihiro Maki1 and Hiroshi Yoshida2

Autonomous Underwater Vehicles (AUVs) are expected to realize observation of frontiers such as under ice environment, as they can move autonomously, without any connection with mother ship. This paper firstly explains AUVs in general, then discusses challenges of sending AUVs under ice, introducing some of the previous works. Finally, design concepts of our new under-ice AUV is discussed.

キーワード: AUV, 氷下探査 AUV, Under Ice Observation

1. はじめに

南極のほとんどの領域は氷で覆われている.氷の上の 調査は進みつつあるが,これまでの手法では氷の下は点 でしか調査できていない.つまり,氷に穴をあけて観測 機器を下ろして計測するという方法である.しかし,日 本の約37倍も広い南極大陸で,点の調査を行っていて は全貌が明らかになるまでに膨大な時間がかかってしまう.

そこで、少なくとも氷の下が海水の部分は、面で広く 調査しようという試みが諸外国によってなされてきた. それが水中無人探査機による探査である.近年のエレク トロニクス技術、ロボット技術、情報通信技術の進歩に より、探査機すなわちロボットを氷の下の調査に利用で きる時代になったのである.特に自律型無人探査機 (AUV: Autonomous Underwater Vehicle、自律型海中ロ

連絡先 巻 俊宏 東京大学 生産技術研究所 〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1

Tel. 03-5452-6904

e-mail: maki@iis.u-tokyo.ac.jp

ボットとも)は、ヒトが操作しなくても調査が行えるため、氷の下の調査の制約が少なくなる.しかし、自律ということは、ロボットが自ら外界の情報を処理して自身の行動を決めねばならず、それを実現する技術は容易ではない.そのため、氷の下を完全に自由に調査できるロボットはまだ実現できていない.

この章では,氷の下を調査する AUV について,調査 の必要性から始め,なぜ AUV を使うべきなのか,それ はどのようなロボットなのか,そして,南極氷下の調査 を実現するためにはどのようなロボットをどのような技 術で実現すべきなのかを解説する.

2. 南極氷下の調査

南極地域観測は、国として継続的に取り組むべき重要

2) 海洋研究開発機構 海洋工学センター

Marine Technology and Engineering Center (MARITEC), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka, Japan

¹⁾ 東京大学 生産技術研究所

Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, Tokyo, Japan

なプロジェクトである.これまでの成果には、オゾン層 破壊現象の発見や地球温暖化ガスの変動等、長期間の データを分析した結果わかったことがある.このような 南極の極めて汚染の少ない空間や、地球史情報の半永久 的な凍結保存等の優位性を生かして、全地球的視点から の地球環境に関する観測や地球システムの観測を更に強 化する必要があると言えよう.

観測対象は氷床内や海中の基礎的な物理化学データ や、生物、海底地形、地質データ等多岐に渡る.例えば、 大陸・海洋地殻の進化過程解明の基礎データである海底 地形を取得するには、マルチビーム音響測深器による観 測が必要である.しかし南極氷床から押し出された棚氷 や多年氷の下は、砕氷船でも簡単に調査することはでき ない.水温や塩分、化学成分等の面的調査も困難である. このように、これまでの調査手法では氷の下にデータの 空白域があった.海中ロボットによる調査を実現できれ ば、この空白域を埋められるが簡単ではない.本稿では、 海中ロボットについて学び、今できること、将来できそ うなこと、そのために必要な技術について考えていく.

3. 海中ロボット

ロボットというと人が乗って操作するタイプを想像す るかもしれないが、本当にロボットといえるのは、鉄腕 アトムのような自律型ロボットではないだろうか.先に も述べたように海中の自律型ロボットを AUV と言う. 南極の氷の下は、当然ヒトも船も入って行けないので、 AUV であることは必須だ.

図1はロボットの種類について、アニメで有名なロ ボットと実際の海中ロボットを比較したものである。ガ ンダムのように人が乗って操作する有人型,鉄人28号 のようにリモコン操縦する遠隔操作型,そしてアトムの



図1:ロボットの種類.

ような自律型に分かれる.

ただし、AUV=海版の鉄腕アトムと理解してはいけ ない.鉄腕アトムは高性能なコンピュータにより、人間 の大脳レベルの思考・判断・行動決定が可能であるが、 現在のAUVはまだまだ未熟であり、小脳程度がやっと 実装され始めたところだ.よって、自律とはいうものの、 プログラムされた以外の事象が発生したり自らが故障し たりすると、その場から動けなくなったり、どこかへ行っ てしまう.陸上であれば捕まえに行けるが、海の中、ま して氷の下では探すことさえ困難である.それでも挑戦 しなければ技術の進化はない.

AUV の一般的なハードウェア構成は,簡単に描くと 図2のようになる.機体は防食加工したアルミ合金フ レーム等をベースに,流体抵抗を軽減するためのフェア リングカバーで覆われる.この構造は潜水艦と異なり, 機体の内側にも海水が入ってくるので,海水や圧力に晒 すことのできない電子機器等は,耐圧容器と呼ばれる樹 脂や金属製の球または円筒ケースに収容される.これだ けだと重すぎて沈んでしまうため,浮力材というミクロ ンサイズのガラス球をエポキシで固めた物質も装着され る.浮力材の水中での重さはざっくり水の半分くらいで



図2: AUV のハードウェア構成.



図3:海中でのポジショニング.

ある.海中で行動するためには,推進器(プロペラ)と 舵が必要となる.一番シンプルな配置は機体後部に1つ の主推進器と,水平垂直舵をつけた構成である.より複 雑な動きをさせたい場合には,推進器や舵の数と配置を 調整する.また,自分がどこにいるか知るためのセンサ が必要になる.後ほど解説するが,正確に自分の位置を 知るためには複数のセンサを組み合わせる必要がある.

走り回るだけでは意味がないので,観測のためのセンサ (ペイロード)も搭載する.例えば海中の映像を取得す るためのカメラとライト,海底地形や海中の対象物を超 音波により計測するソーナー等である.また,深さ,塩 分,水温等の物理情報の計測のための機器や,自律行動 するためのコンピュータとソフトウェアも必要だ.今ま で述べた機器はすべて電気・電子機器であるため,動か すための電源も必要となる.海中には空気がないのでガ ソリンエンジンの類は利用できないため,現在ではもっ ともエネルギー容量が大きいリチウムイオン電池が主に 使用されているが,より長時間に渡って電力を供給する ために,深海燃料電池の研究もされている.

次に海中ロボットの位置計測(測位)について詳しく 説明していく.海中では電波が大きく減衰してしまうた めGPS等の人工衛星は使えない.電波の代わりに音波 を用いることもできるが,残念ながら海中には常時どこ でも利用できるGPSのようなシステムはない.そこで, 図3のように母船や洋上ロボット(ASV: Autonomous Surface Vehicle)等を測位基準とする.この場合,測位 方法は音波により距離と方位を計測することになるが問 題点が2つある.それは,測位誤差が距離の数%と大き いことと,通常の手法では測位できるのは母船側だけな ので、測位結果を音響通信などの方法で AUV に知らせ る必要があることである.このように音響測位だけでは 不十分であるため、3 方向の加速度と3 軸の角速度を計 測し、相対的な移動距離を計算で求める慣性航法装置 (INS: Inertial Navigation System)や音波のドップラー 効果を利用して3 方向の速度を計測するドップラー式対 地速度計(DVL: Doppler Velocity Log)等のセンサを AUV に搭載する.INS 単独だと時間とともに誤差が蓄 積してしまうが、海底が近くにある場合は DVL により 移動速度を補正できる.

AUV で重要なのはソフトウェアである. これまでの AUV は海底から離れた場所を走り回ってデータを取 る,いわばマグロ型 (クルーズ型) が主流であった. 海 底から 100 m も離れていれば,障害物を気にする必要は ほとんどない. しかし,近年では至近距離での画像観測 やサンプリング等のより複雑な観測に対応するため,周 辺環境の認識,相手の見分け,行動決定といった機能の 開発が進められている. 図4はこれまでのクルーズ型 AUV のソフトウェアの構成に,新しく必要な機能(赤 枠)を追加したものである. これまでは,あらかじめ決 めたシナリオ通りに行動させられれば良かったが,これ からの AUV には,周りの状況と自分のできることを認 識し,自分がどうすべきかを判断する能力が求められて いる.つまり AI (人工知能)を搭載していくことになる であろう.

最後に,古典的だが AUV にとって重要な技術を紹介 する.それは、"浮く"ための技術である.海中でロボッ トが暴走したり、動かなくなってしまったりしたとき、 ヒトが海中に迎えに行くことは困難である.遠隔操縦ロ



図4: AUV のソフトウェア構成.

ボット(ROV: Remotely Operated Vehicle)ならケーブ ルを引っ張って回収することもできるが,AUVにはそ もそもケーブルがない.そこで,緊急時には必ず自動的 に浮上する仕組みが必要となる.浮きさえすれば船舶で 回収できる可能性は高まる.一番シンプルで確実な方法 は,鉄の錘を電磁石で保持するというものである.どん なトラブルが生じても,電池が無くなれば必ず錘が落ち て浮上できる.

4. AUV のメリットと産業利用

ユーザの立場からみれば,AUV は投入してしまえば 全自動で観測をしてくれるので,オペレーションコスト が抑えられる.さらに船舶の代わりに ASV も活用する ことで,高価な専用母船を必要としないオペレーション が可能になる.

AUV は 2000 年代以降,欧米で積極的に導入され,軍 事用途に始まり,科学調査,オイル&ガス探査での利用 等,2013 年時点で約 200 億円の市場を形成している.海 外の市場調査会社のレポートによれば,ASV,ROV 等 を含めた海洋ロボット全体の市場は 2024 年には 7800 億 円になると予測され,AUV だけでも,5年間で倍の市場 になると予想されている.これまでのAUV は,軍事を 除けばその多くがソーナーによる海底地形計測のために 用いられてきた.それが現在では多様なセンサを搭載し て利用されるようになってきている.オイル&ガスの分 野でも,ROV に代わり AUV が用いられるようになっ てきている.海中設備の点検に用いるために複雑な構造 体の間を航行できるようなAUV の開発も始まってい る.

5. 南極での利用の難しさ

特に問題となるのは、位置の計測および緊急時の回収 方法である. AUV が氷の下に深く入り込む場合、測位 基準となる船や ASV が近くまで行くことができず、洋 上からの音響測位が不可能になる. また、ロボットに不 具合が発生した場合には、通常であれば浮上させること で回収できるが、氷で覆われている場合は困難である. つまり、ロボットの不具合はそのままロボットの亡失に つながる恐れがあると言え、このようなことに対処でき るように AUV を設計していくことが必須である.

6. AUV の先端研究紹介

ここからは、AUV 研究の具体例として、東京大学生 産技術研究所巻研究室における開発事例を紹介してい く.

6.1 ホバリング型 AUV: Tri-TON 2

Tri-TON2(トライトン2)は、最大2,000mまで潜航 できるホバリング型AUVであり、2013年に進水した (Maki et al., 2014; Maki et al., 2015).ホバリング型AUV とは、複数の推進器によってその場停止(ホバリング) を含む複雑な動きのできるAUVを指す、本機のミッ ションは、海底熱水地帯のような複雑な海底環境を漏れ なく画像マッピングすることである、このため、カメラ とシートレーザー(線を投影するレーザー)、フラッシュ からなる撮影装置を前方と下方にそれぞれ搭載してい る.また、超音波により海底ステーションを基準とした 自己位置推定を行う機能も持っている.

本機は全長1.4m, 空中重量は約300kgである.図5



🗵 5 : AUV Tri-TON 2

のように3本の圧力容器から構成されており,上の1本 には計算機や各種センサ類,下の2本にはバッテリーが 収納されている.計5台の推進器により,サージ(前後 移動),スウェイ(左右移動),ヒーブ(上下移動),ヨー (旋回)の4自由度を独立して制御できる.ALOC (Acoustic Localization and Communication)という音響 測位通信装置およびParticle Filterという確率的状態推 定アルゴリズムによって,海底ステーションからおよそ 半径300m以内において安定したリアルタイム自己位 置推定が可能であり,これにより画像マッピング等の詳 細な海底観測を行うことができる. 観測装置としては, カメラ,フラッシュ,シートレーザーを下方および前方 に向けてそれぞれ備えており,これらによって海底だけ でなく熱水チムニーのような立体物の側面も 3D 画像 マッピングをすることができる.

2014年に鹿児島湾たぎり噴気帯へ展開した結果を図 6、7に示す.図6の青線はTri-TON2が観測中に推定 した自身の航跡である.海底ステーションを基準とする 相対座標系であることに注意されたい.Tri-TON2は黒 丸地点で海底に到着後,あらかじめ設置されていた海底 ステーション(星印)を直ちに発見し,あらかじめ指定 されたルートを辿りながら,海底から高度1.7mを保ち つつ画像観測を行った.図7はこの潜航によって得られ た海底の3次元画像マップである.この地域固有の生物 であるサツマハオリムシ(Tubeworm)のコロニーの分 布が捉えられている.

本機は高い汎用性および拡張性を備えているため,近 年は画像マッピングだけでなく,海底ステーションへの ドッキングおよび非接触給電手法や,複数 AUV による 協調ナビゲーション手法の開発にも活用されている (Sato et al., 2017; Matsuda et al., 2017).

6.2 小型 AUV: HATTORI

近年, クレーン無しで運用可能な小型軽量 AUV に注



図6:鹿児島湾における Tri-TON 2の航跡(上から見た図). Tri-TON 2は 黒丸の地点で海底に到着し,青線を矢印に沿って白丸の地点まで移動した. Tri-TON 2の計測値より推定した海底地形の等深線を示すとともに,その 凹凸を色の濃淡で示す.



図7: Tri-TON 2の観測により生成された海底の3次元画像.



☑ 8 : AUV HATTORI

目が集まっている(巻, 2017).図8に示す HATTORI は一人で運用できるサイズであることと,従来型の1/10 のコストで海底画像観測が行えることを目標に開発され たAUVで,2016年に進水した(蔵永ほか,2017; Maki et al., 2017).ドローン用の部品の活用や,制御ソフト ウェアとして ROS (Robot Operating System)を採用す ることで,低コストかつ使いやすい AUV を目指して開 発が進められている.Tri-TON 2 のように高精度なリア ルタイム測位はできないが、スキャニングソーナーによ る環境認識および経路追従アルゴリズムにより、サンゴ 礁のような複雑な海底に対して画像観測に適した低高度 (2m程度)を保ちつつ、ホバリング型 AUV よりも高速 に移動することができる. 図9は東京大学三崎臨海実験 所付近の浅海域において HATTORI が取得した海底の 3D 画像である.

7. 海氷下への展開事例

AUV を海氷下に展開する試みは 1990 年代初頭に北 極海において始められた.カナダで開発された大型のク ルーズ型 AUV である Theseus は, 1996 年にエルズミー ア島北方の海氷下を往復し, 175 km 離れた観測地点ま で光ファイバケーブルを敷設することに成功した (Ferguson et al., 1999).初期のプロジェクトとしては, この他にアメリカの Odyssey II をビューフォート海に 展開した事例がある (Bellingham et al., 1994).

南極への AUV 展開は北極と比べると遅れていたが, イギリスの Autosub-2 が 2001 年にウェッデル海の棚氷



図9: HATTORI によって得られた海底3次元画像. 長さは約10m.



図 10: AUV Jaguar.

の奥へ27 km入り込み、ナンキョクオキアミの分布調査 に成功している(Brierley et al., 2002).図10はアメリ カのウッズホール海洋研究所で開発されたホバリング型 AUV Jaguar である、本機(および姉妹機のPuma)は 2007年に北極海の海水下で深度4,000 m以上まで潜航 し、ガッケル海溝の熱水活動域の詳細観測を実施した. 熱水活動の発見には至らなかったものの、漂流する海水 や表層付近での海水密度や音速の乱れといった課題をク リアして深海探査を実現した画期的な調査となった (Kunz et al., 2009).その後、本AUV は 2010年、および 2012年に南極へ展開され、海水下部を約500,000 m²に 渡って 3D マッピングすることに成功している (Williams et al., 2015).

現在, AUV による南極探査の機運はかつて無いほど に高まっている. 2017 年 3 月には Autosub プロジェク トの最新機である Autosub Long Range がサウスオーク ニー諸島周辺での初潜航に成功したほか,最大深度を 1,500 m に抑えて航続距離を拡大した次世代機 Autosub Long Range 1500 も 2018 年の初潜航を目指して開発が 進められている (Roper et al., 2017). オーストラリアで も 2017 年に南極探査用の AUV Nupiri Muka が進水し た. 本機は Theseus を開発したカナダ ISE 社の大型の クルーズ型 AUV Explorer をベースとしており,最大潜 航深度は 5,000 m, 24 時間で 140 km の観測が可能との ことである (The Maritime Executive, 2017).

8. 私たちの開発する南極探査用 AUV

私たちは今,南極探査用 AUV の研究開発を進めてい る.長期間,長距離の展開を目指すならば大型のクルー ズ型が第一の選択肢となるが,数億円規模の開発コスト がネックとなる.また,専用の着揚収装置が必要になっ たり,空輸ができなかったりといったロジスティクス上 の制約も大きい.我が国における南極観測の形態は観測 船しらせを中心としつつ,昭和基地,他国の観測船,あ るいは氷上のテントから等,様々な展開が考えられる. このような機会を最大限に生かすためには,観測ツール として機動的に運用できるような小型のAUVが望まし いと考えている.ただし小さすぎると航続距離や観測項 目,信頼性等で問題が出てくるため,全長2m,空中重 量 300 kg程度のものを想定している.また,AUV本体 のコストを抑えることで,万一のAUV 亡失時のリスク を抑えることもできる.もちろん亡失しないようにシス テムを作り込むことは重要だが,南極はまだまだチャレ ンジングな環境であるため,その可能性をゼロにするこ とはできない.詳細については本原稿の執筆時点でまだ 検討中であるが,およそ以下の方針で設計を進めている.

- ① 氷(海氷,氷山を含む),海底どちらの観測にも適用できること:氷下部の形状,生物量,水質,海底地形,画像といった観測項目に1台のAUVで対応する必要がある.このためには目的に応じてセンサを交換できること、センサを下に向けて海底観測,上に向けて氷観測という具合にセンサの向きを変えられることが重要である.氷下部の形状は複雑であり,海氷の場合はせいぜい厚さ10-20m程度だが,氷山の場合は100m以上も突き出していることもある.海底にも氷河で削られた溝等があるが,そもそも十分な観測がされておらず,よくわかっていない部分も多いのが現状である.AUV HATTORIのナビゲーション手法の応用により,このような複雑かつ不確かな地形をリアルタイムに認識し,低高度で追従できると期待している.
- ② 10 km 以上往復できること:海氷下に 10 km 以上潜 り込んで観測できるようにしたい. 航続時間は1日 の作業スケジュールに組み込めるように 8~12 時間 程度を想定している.
- ③ 限られた開口部から運用できること:調査船で氷海 域から展開する場合,船尾付近の狭い範囲しか開口 部が無いことが想定される.このような数m程度 の小さな開口部から安全に着水,回収できる必要が ある.特に観測船が取りついている氷自体が移動, 回転したり,表層での海水密度や音速が急激に変動 したりする等,氷海域特有の課題に対処する必要が あるため,回収時のAUVの誘導方法は重要となる. これらのトラブル発生時に備え,音響通信による誘 導に加えて,AUV自身による自動誘導等,複数の 方法を準備しておく必要があるだろう.また,海氷

下での航行中に万一トラブルが発生した際のリカバ リー方法についても検討が必要である.

④ 開発,運用がしやすいこと:汎用パーツやソフトウェ ア等の積極的な採用によって低コストで運用できる ように,また,ユーザーインタフェースや運用マニュ アルを整備することで、サイエンティストが主体と なって運用できるようにしたい、それと同時に、新 機能やセンサ等の追加が容易な構成とすることで、 AUV 技術開発のためのテストベッド機としても活 用できるようにもしたいと考えている。

9. 未来の南極調査方法の展望

最後に、未来の南極観測について展望してみる.まず は AUV 単体の性能がますます向上し、より長距離、長 期間の観測ができるようになるであろう.現時点で Autosub Long Range が目指しているのは 6,000 km, 6 か月の連続展開ということだが、ドローンや自動運転、 バッテリー等の関連技術の発展スピードを考えると、こ れを超える AUV が登場する日も遠くはないであろう. また、水中グライダーと呼ばれる無人機の活躍も期待さ れる.これは自動浮沈ブイに翼を付けて水平移動できる ようにしたもので、海氷が無い場所であれば現在でも数 か月の無人展開が可能である.

また,AUV をはじめとする複数の無人プラット フォームの連携も期待される.例えば複数のAUV を同 時に展開することで観測範囲を広げたり,あるいは海底 ステーションとの連携によってAUV の測位精度を向上 させたり,ドッキングして充電できるようになるだろう. 特に船舶によるアクセスが難しい厚い氷下での海底ス テーションの有効性は高い.また,鳥やペンギン等の生 物にセンサを取り付けてデータを取得するバイオロギン グの手法も発展が見込まれる(内藤ほか,2012).その行 動を人間がコントロールできないという点を除けば,生 物も立派な無人プラットフォームといえる.

このように、今後は無人プラットフォームがますます 発展し、時間的にも空間的にも高密度な観測ができるよ うになると期待される.棚氷下部の陸地との接続域等, これまで観測が困難であった場所も観測できるようにな るだろう.ただし注意すべきなのは、だからといって有 人の調査が不要になることは無いということだ.無人で の調査はあくまでも一次調査、スクリーニングなので、 ここで出てきた「気になるポイント」へ有人の観測資源 を集中することで、全体としてより効果的な観測ができ るようになる.

参考文献

- Bellingham, J. G., C. A. Goudey, T. R. Consi, J. W. Bales, D. K. Atwood, J. J. Leonard and C. Chryssostomidis (1994) A second generation survey AUV. Autonomous Underwater Vehicle Technology, 1994, doi:10.1109/AUV.1994.518619.
- Brierley, A. S., P. G. Fernandes, M. A. Brandon, F. Armstrong, N. W. Millard, S. D. McPhail, P. Stevenson, M. Pebody, J. Perrett, M. Squires, D. G. Bone and G. Griffiths (2002) Antarctic krill under sea ice: Elevated abundance in a narrow band just south of ice edge. *Science*, **295** (5561), 1890–1892.
- Ferguson, J., A. Pope, B. Butler and R. I. Verrall (1999) Theseus AUV - Two record breaking missions. *Sea Technology*, 40(2), 65–70.
- Kunz, C., C. Murphy, H. Singh, C. Pontbriand, R. A. Sohn, S. Singh, T. Sato, C. Roman, K. Nakamura, M. Jakuba, R. Eustice, R. Camilli and J. Bailey (2009) Toward Extraplanetary Under-Ice Exploration: Robotic Steps in the Arctic. *Journal of Field Robotics*, **26**(4), 411–429.
- 蔵永圭則,巻俊宏,野口侑要,坂巻隆(2017)スキャニング ソーナーを用いたクルーズ型 AUV による高速かつ低高度 な海底追従手法.ロボティクス・メカトロニクス講演会 2017, doi:10.1299/jsmermd.2017.2A2-G08.
- Maki, T., Y. Sato, T. Matsuda, R.-T. Shiroku and T. Sakamaki (2014) AUV Tri-TON 2: An intelligent platform for detailed survey of hydrothermal vent fields. *Autonomous* Underwater Vehicles 2014 IEEE/OES, doi:10.1109/AUV. 2014.7054422.
- Maki, T. (2015) Development of the AUV Tri-TON 2 for detailed survey of rugged seafloor. In: AUVSI Unmanned Systems 2015, May 4–7, Atlanta.
- 巻俊宏 (2017) 水中ドローン ~ローコスト AUV は使い物 になるか~. オキシーテック ニュースレター「海」, **33**, 14-18.
- Maki, T., et al. (2017) AUV HATTORI: a Lightweight Platform for High-speed Low-altitude Survey of Rough Terrain. OCEANS 17 MTS/IEEE Anchorage. http:// ieeexplore.ieee.org/document/8232086/.
- Matsuda, T., T. Maki, Y. Sato, T. Sakamaki and T. Ura (2017) Alternating landmark navigation of multiple AUVs for wide seafloor survey: Field experiment and performance verification. *Journal of Field Robotics*, doi:10.1002/rob. 21742.
- 内藤靖彦, 佐藤克文, 高橋晃周, 渡辺佑基(2012) バイオロ ギング — 「ペンギン目線」の動物行動学 — (極地研ライ ブラリー). 成山堂書店, 東京.
- Roper, D. T., A. B. Phillips, C. A. Harris, G. Salavasidis, M. Pebody, R. Templeton, S. V. S. Amma, M. Smart and S. McPhail (2017) Autosub long range 1500: An ultraendurance AUV with 6000 Km range. *OCEANS 2017 Aberdeen*, doi: 10.1109/OCEANSE.2017.8084928

Sato, Y., T. Maki, K. Masuda, T. Masuda and T. Sakamaki (2017) Autonomous Docking of Hovering Type AUV to Seafloor Charging Station based on acoustic and visual sensing. *Underwater Technology 2017 IEEE*, doi:10.1109/ UT.2017.7890282.

The Maritime Executive (2017) Australia Gets New Under-

Ice AUV. https://www.maritime-executive.com/article/ australia-gets-new-under-ice-auv#gs.Gmx8_7c.

Williams, G., T. Maksym, J. Wilkinson, C. Kunz, C. Murphy, P. Kimball and H. Singh (2015) Thick and deformed Antarctic sea ice mapped with autonomous underwater vehicles. *Nature Geoscience*, 8(1), 61–67.

音波探査で海底を見る: 海底地形に記録された地球環境変動

藤井 昌和^{1,2)},野木 義史^{1,2)}

海洋底は地球表面の7割を占めるが,観測の難しさゆえにまだ探査されていない領域が大半である. 海底には分裂する超大陸や拡大する海洋底のダイナミクスの真相が隠れていることに加え,氷河に削 られた記録や海底のマグマ活動の痕跡といった地球環境変動に関わる記録も残されている.本稿で は,海底探査技術の中でも特に欠かせない音響測深技術について概観し,海底地形観測の発展の歴史 をレビューする.また,今後の展開が期待される無人水中探査技術については,海氷・棚氷下におい て高分解能海底地形を観測した例を紹介する.さらに,南極大陸をとり囲む中央海嶺のマグマ活動や 海底熱水循環の重要性に触れ,地球環境との関連について今後の探査展望を述べる.

Acoustic mapping of the seafloor features: Implication for global environmental change

Masakazu Fujii^{1,2} and Yoshifumi Nogi^{1,2}

The seafloor covers more than 70 percent of the solid-earth surface, however most parts have not been explored because of observation difficulty. Significant records of paleo glacial erosion and submarine volcanism as well as continental breakup and seafloor spreading are preserved in the seafloor. Here, we review the progressive development of the acoustic ranging for understanding the Earth seafloor bathymetry and its application examples in the polar oceans. In addition, we mention the importance of high-resolution acoustic mapping under sea ice and ice shelf, by introducing the Antarctic studies, which utilized unmanned underwater vehicles. Finally, we take notice of the circum-Antarctic mid-ocean ridges, where submarine volcanism releases much heat and materials through magma eruption and hydrothermal circulation, and discuss future exploration plans for revealing their linkage to global environmental change.

キーワード:海底地形,音響測深,氷河地形,海底マグマ活動,地球環境変動 Seafloor bathymetry, Acoustic ranging, Submarine glacial landform, Submarine volcanism, Global environmental change

1. はじめに

地球は,表面の7割が海水で覆われる惑星である.も しも地球に宇宙人がやってきたら,まず地球を覆う大量 の水の存在に驚くであろうが,その下に何が広がってい るかについて彼らはすぐに分からない.その理由は,可 視光が海中のごく浅い場所にしか届かないため,空中写

連絡先 藤井 昌和 国立極地研究所 地圏研究グループ 〒190-8518 東京都立川市緑町 10-3 Tel. 042-512-0925 e-mail: fujii.masakazu@nipr.ac.jp 真や衛星画像を用いた観察手段が海洋底に適用できない からである.一般に,惑星探査では複数の波長の電磁波 が利用されているが,これらの大半は周波数が高く,海 水中ではすぐに減衰してしまう.実際に,全地球規模の 海洋底の地形については未探査の場所が大半で,金星や 火星,月の表面地形よりも理解されていない.海洋底の 大規模構造を知るには,人工衛星の高度計で計測された

 国立極地研究所 地圏研究グループ
 Geoscience Group, National Institute of Polar Research, Tachikawa, Japan
 2)総合研究大学院大学 複合科学研究科
 School of Multidisciplinary Sciences, The Graduate University for Advanced Studies, Tachikawa, Japan



図1:地球の水深分布.地形データは、ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009) に基づく.

重力データを元に推定した地形を観察する方法があり (例えば Smith and Sandwell, 1997; Sandwell et al., 2014)、このような手法で海底地形を補完したグローバ ル地形起伏モデル ETOPO1 が公開されている(図 1) (Amante and Eakins, 2009). しかしながら、この ETOPO1 で観察できる海底地形は実際に水深を測定し て得られたものではない上に、空間分解能も今のところ 約2.0 km 四方であるため、大局的な地形しか知ること ができない.海洋地質学者や地球物理学者は地球の全海 水を抜き去って海底の形や構造を精細に観察してみたい と切望するわけであるが、詳細な観察を可能にする唯一 の方法が船舶と音波を用いた探査技術である.本稿で は、海洋底の最も基礎的な情報である海底地形に的を 絞って音波探査技術の概要を紹介する.2章では音波探 査について開発の経費や測深機の種類を概観し.3章で は観測プラットフォームについて解説する.4章では地 球環境変動における海底地形観測の重要性を紹介する.

地形とは、地表の高低や起伏の形を指す形態的な情報 であるとともに、その場所において発生した全ての内外 的プロセスの積分情報である.したがって、地形に矛盾 するシナリオを想定することは不可能であり、裏を返せ ばプロセスを考えるための強い境界条件を地形から得る ことができる.20世紀の海洋底科学では、分裂する大陸 や拡大する海洋底の現象を理解するために、中央海嶺や 海溝、海山、大陸棚といった長期間のプロセスを反映す る大規模構造を捉える海底地形観測が広く行われてきた [海洋底の大構造については中西・沖野(2016)を参照]. 21 世紀の海洋底科学では、水中探査機を用いた高分解能 の探査が必要な現象が扱われ、さらに詳細な時間軸が組 み込まれたプロセス解明への議論が行われることが期待 されている. その対象の一つが, 新学術領域研究「南極 の海と氷床」が取り組む研究課題である南大洋の環境変 動である、そのためには、海底に保存される氷河の削剥 の記録や高密度水に起因する底層流が作る海底地形など の詳細な海底地形観測、さらに地形観測から推定される 海底マグマ活動の盛衰の解明などが重要となる.本稿を 通して探査技術や海底地形について理解を深めて頂き. 海底探査の切り拓くサイエンスに興味を持ってもらえる と本望である。 音波探査の基礎的な内容については、海 洋音響学会 (2004), 日本地質学会 「海洋底科学の基礎」 編 集委員会 (2016), Jones (1999), Wille (2005), Lurton (2010) などの教科書を必要に応じて参照されたい. 海洋底地球 科学の基礎として、それぞれの用語や背景知識について もっと知りたい読者には、地学辞典(地学団体研究会、 1996) や日本語/英語の百科事典 (ネット上の wikipedia などを含む)を参考までに利用されることをお薦めする.

2. 音波探査

2.1 音響測深(Echo sounding)

かつては,海面から海底までの深さ(水深)を知るに は,錘を付けたロープを海底まで垂らしてその長さを測 定する方法が使われていた.しかし,この方法では航行 中に錘が水流で斜めになるため正確な水深値が得られな いうえに,空間的な水深分布,すなわち海底地形を把握 することもできなかった.現代では,海中を伝播する音 波を用いて海中・海底の物体に関する情報を得る装置「ソ ナー」を用いて海底地形を測定するのが主流である.水 中音響を利用する現代的な探査手法は,「音の伝わり方 は,空気や水といった媒質が異なるとどのように変わる のか」を調べた大昔の研究が基礎となっている.こうし た初期研究には実用的な目的はなく,むしろ自身を取り 囲む自然現象の根幹を理解したいという好奇心が原動力 になっていた.

音が空気中より水中の方が速く伝わることは、古くか ら人類に知られていた。1490年、レオナルド・ダ・ヴィ ンチ(Leonardo da Vinci)は、小船から長い管の先端を 水中に入れると遠くのガレオン船の水中音を聞くことで きたと書き残している. 1687年, アイザック・ニュート ン (Sir Isaac Newton) は 著 書 の 「プリンキピア (Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica)」の中で、 音の伝播に関する初の数学的理論を公表した. 17~18 世紀になると、フランスのレマン湖やスイスのジュネー ブ湖で水中音速の実地試験が行われ、音響理論との照合 が進んだ、水中を伝わる音の速さが精度よく測定された のは1826年になってからである.スイス人のコラドン (Daniel Colladon) とフランス人のスチュルム (Charles Sturm)は、水温が1.8℃の場合に秒速1,435mである ことを明らかにし、液体の水が音の優れた媒体であり、 空気より約5倍も速く音を伝えることを突き止めた. 19 世紀には電気から音響へのエネルギー変換を扱う電気音 響工学が発展し、強磁性体の磁歪効果(1840年代、ジェー ムズ・プレスコット・ジュール: James Prescott Joule) や水晶の圧電効果(1880年, ピエール・キュリー: Pierre Curie とジャック・キュリー: Paul-Jacques Curie) が発見され、水中における音波の送受波に用いる圧電材 料のルーツが生まれた. 1877年と1878年には、イギリ スのレイリー卿 (John William Strutt, third Baron Ravleigh) が「音の理論 (The Theory of Sound)」を出版 し, 音波の数学的方程式による記述がなされた.

20世紀の初頭, 1912年に起きたタイタニック号沈没 の悲劇を受けて,強力な可聴音を海中に放射して氷山の 海中部分からの反射波によってその存在を知るための装 置の開発が進んだ.音響パルスを発信し,それが物体に 反射してはね帰ってくる"こだま(Echo:エコー,音の反 響)"を聞き取ることによって,遠く離れた物体を検知す る技術である.この時に実施された海域試験において, 氷山からのエコーと思われる信号の他に,ある一定距離 の場所からのエコーが必ずあることが確認された.この エコーは目的である氷山の分布特定を難しくする要因で あった.しかし,まもなくこのエコーが海底における音 波の反射を示していることが判り,図らずも音響測深機 が発明された瞬間となった.

1914年に始まった第一次世界大戦においては、ドイツ が展開した潜水艦を探知するために、アメリカやフラン ス、イギリスが協力して潜水艦の音響探知装置を開発し た.1916年、フランスのポール・ランジュバン(Paul Langevin)が、水晶の圧電効果を利用して音波の受波に 初めて成功した.これは上述のキュリー兄弟による圧電 効果発見から36年経過してのことであった.ランジュ バン型の振動子は共鳴周波数100 kHz 程度、直径20 cm 程の送受波器として実用化され、約1,500 m 離れた潜水 艦のエコーを探知することができた.

第一次世界大戦後も,各国の海軍,大学,研究所では, 基礎的な海中音響技術の研究に加えて、海洋の諸現象と 音波伝搬の関連についての研究も強化された. なかで も,「昼過ぎの効果」として知られた現象の原因究明は, 海洋科学においても有益な発見をもたらした. この現象 は、午後の早い時間になるとソナーの性能が決まって悪 化し、潜水艦のスクリュー音や潜水艦ではね返ってくる 音の検出の信頼性が低くなるというものであった. この 謎解きには、1937年にウッズホール海洋研究所とマサ チューセッツ工科大学に所属していたスピルハウス (Athelstan Spilhaus) によって発明された深海自記温度 計 (Bathythermograph; BT) が用いられた. この装置は, 細長い小型の筒のような形で温度と水圧変化を計測する センサーを搭載しており,船から海に投下され海中を沈 んでいきながら温度と圧力の変化を記録する.この装置 を用いた現場観測の結果、海の表層が太陽光によって暖 められることで、午後の早い時間には深い部分よりも1-2℃高くなっていることが明らかとなった.水中の音速 は温度が高いほど速いため(ただし74℃で極大になる). 船体のソナー信号が表層の暖水層を素早く伝わり、その 下の冷たい水にぶつかると急激に遅くなる、異なる音響 特性を持つ層を通過する際に音波が屈折するため、屈折 により音響的に見えにくくなる場所が作られ、暖水と冷 水を分ける境界のすぐ下に位置する潜水艦のソナーでは 検知できなくなっていたのである. この BT が潜水艦や 駆潜艇に標準装備されたことで鉛直方向の海洋温度分布 データが蓄積され、戦後に発展する音響海洋学の土台が 作られた.

1939年に勃発した第二次世界大戦でも,潜水艦探知と 海底の特徴を捉えるためにソナー技術の研究開発が進ん だ.ソナーと呼ばれるようになったのもこの時期であ



図2: 1959 年に Heezen らによって公開された大西洋の海底地形図(図は Heezen et al., 1959 より引用).

り、アメリカで SONAR (SOund Navigation And Ranging)という名詞が考案された. これは電磁波領域 のレーダー (RADAR; RAdio Detecting And Ranging) に対応する言葉として広く知れわたった. 第二次世界大 戦後は、科学者や軍人向けに水深を知るための標準装備 として精密音響測深機 PDR (Precision Depth Recorder) が開発された.これは海底に向かって音波を発信し、海 底で反射・散乱した音波を受信する機器である. この装 置では音波の送受信にかかる往復時間を計測し、その時 間の半分(片道分)に海水中での音波伝搬速度(約1,500 m/s)を乗じることにより距離、すなわち海底の水深を 求める. このシングルビーム音響測深機は連続的に海底 地形を知るための画期的な発明となり、1959年には Heezen et al. (1959) らによる大西洋の海底地形図が公表 され (図 2), プレートテクトニクス理論確立の根幹をな す証拠をもたらした。1977年には大西洋に引き続き、 Bruce Charles Heezen が一緒に仕事をしていた Marie Tharp 達と共に全球の海底地形図を完成させた。一方 で、船体に搭載されたトランスデューサーから発信され る音響ビームの幅はまだ広く、当時のシステムの持つ水 平分解能は水深約3,000mの海底に対して数100mで あったため、測深値は対象範囲の平均的な海底水深を反 映するものであった. さらに,船の直下の水深を計測し ていると仮定しているものの、実際には音波がどこで跳

ね返ってきたのかは分からないことも問題点であった. このような不都合を解消するために開発されたのが次に 説明するマルチビーム音響測深機である.

2.2 マルチビーム音響測深機

マルチビーム音響測深機 (Multibeam echo sounder; MBES)は、指向性を絞った音響ビームを複数合成する ことにより、広範囲に渡る多数の水深データを一度に得 ることが出来る海底地形調査の主流測器である.利用さ れている分野も科学研究にとどまらず,海図作成,海底 資源調査,水産資源調査,物理探査,港湾調査,海底ケー ブル敷設調査、海底パイプライン搭載、ダムの貯水維持 管理、河川調査など多岐に渡る.必要なコンピュータ計 算や音響の技術は第二次世界大戦後にアメリカ海軍と米 国 General Instruments 社 (後の SeaBeam Instruments 社であり, 現在の Wärtsilä ELAC Nautik 社)の協力に より開発され、当時このマルチビーム音響測深機は SASS (Sonar Array Bathymetry Survey System) と呼ば れた. この SASS で得られた海底地形データは 1970 年 代の海洋底科学研究に大きく貢献し、大西洋で行われた 研究航海である FAMOUS (French-American mid-Ocean Undersea Study; Ballard and Van Andel, 1977) や 有人潜水調査船 Alvin の最初の潜航調査,海底熱水噴出 孔が初めて発見されたガラパゴスリフトでの航海 (Corliss et al., 1979) などに利用された. 1980 年代にな ると科学者にも普通に知られるようになり、東太平洋海 膨の海底地形調査に初めて適用された (Macdonald et al., 1992).

日本では、1983年、初めて商業用に転用された SeaBeam と呼ばれるマルチビーム測深機が海上保安庁 の測量船「拓洋」に搭載された、1985年には海洋科学技 術センターの海洋調査船「かいよう」, 1988年には東京 大学海洋研究所の学術研究船「白鳳丸」にもこの機器が 搭載された.現在の日本では多くの研究調査船にマルチ ビーム測深機が標準搭載され,日本近海の海底火山探査 (例えば Sato et al., 2014)や海溝斜面などの地形変動調 査(例えば Fujiwara et al., 2011)などに加えて,インド 洋の中央海嶺のダイナミクス(例えば Okino et al., 2015) を理解する研究などにも役立てられている.

開発当初には12本しかなかった音響ビームは,現在 では200本以上も扱えるようになり,用いる周波数も調 査海域の水深に応じて多様化した.周波数が高いほど分 解能は高いが,海水中での減衰は大きくなるため,測深 可能な水深は浅くに限られる.一方で,周波数が低いと 分解能は低くなるが,測深可能な水深は増大する.おお むね,400 kHz のマルチビーム音響測深機は水深100 m までを計測し,200 kHz は水深300 m まで,50 kHz は水 深3,000 m まで,12 kHz は水深11,000 m までを測深可 能である.

マルチビーム音響測深機は、送波器を複数並べること によって指向性を絞った音響ビームを発信する. 音源が 1つである場合は点源から等方的に波が広がってしまう が, 音源が2つになるとそれぞれの音源から出た波が干 渉し、それぞれの音源からの距離と使用する波の波長に 応じて振幅を強め合う場所と弱め合う場所ができる. こ の振幅分布は音源となる送波器列からの方位に依存する ため、音源の数や間隔を調整することで複数の合成ビー ムを作成することができる. 実際には, 船底に数多くの 送波器(例えば SeaBeam2112 測深機では 10~14 個)を 船首-船尾方向に一直線に並べ、この送波アレイに直交 する幅を狭く絞った扇型の合成ビームを作成する.この アレイが大きくなるほど指向性に優れた幅の狭いビーム を作成することができ、海底のより限定的な地点の水深 が計測可能となる. 海底からの反射波を捉える受波器も 同様に複数器を並べ、受波ビームを合成する処理を行っ ている、この時、特定の時間差を考慮することで任意の 角度から入射する波だけを強め合わせて検知する工夫を 施している. 受波アレイは送波アレイに直交するよう に、すなわち右舷-左舷方向に並べる. これらの装置に より,送波ビームと受波ビームが重なった狭い範囲(フッ トプリント)の海底と測深機との距離を測ることが可能 となり、反射点の位置とその場所の水深を得ることがで きる.フットプリントは1本のビームの照射範囲にあた る. 船の進行に伴って帯状に測深データが取得できるこ とから、このような測深は一般にスワス測深 (swath:草 刈り、帯状のもの)と呼び、実際に水深データの得られ る範囲のことをスワス幅と呼ぶ.現在用いられている深 海用のマルチビーム音響測深機は、120-150°のスワス幅、 1°×1°~2°×2°のフットプリントのものが主流である. スワス幅を広げることでより広域を調査でき、ビーム幅 を狭めてビーム数を増やすことでより高分解能な調査が 可能となる.ただし、ビーム幅を狭くするほど船が動揺 した時の影響が大きくなるため、船の動揺の情報を正確 に測定して信号処理に組み込むことも良好なデータ取得 に必要である.現在は、GPS (global positioning system) を用いた船の動揺計測などが実際に活用されている.南 極観測船「しらせ」には Wärtsilä ELAC Nautik 社の深 海用マルチビーム音響測深機 SeaBeam3020 型が搭載さ れており、20 kHz の音響信号により合成される 2°× 2° ビーム 205 本を用いて南大洋の海底地形マッピングが行 われている.

マルチビーム音響測深機を用いて正確な水深を得るた めには、測位や船体動揺を正確に計測することの他に、 正確な音速度を知ることも重要である. 音速度は、水深 (圧力)と温度、塩分(一般に電気伝導度より換算)の関 数で表現できることが経験的に知られている. その中で も,温度の影響が最も大きいため,上述の BT などによ り鉛直方向の海洋温度分布データを取得することが重要 となる. 現在では投棄型の BT センサー (XBT: eXpendable BathyThermograph) などが流通している 他,水深と温度の他に電気伝導度も計測する XCTD (eXpendable Conductivity Temperature Depth meter) も実用されている.ただし、これらの投棄型センサーは 測定可能な水深が最大約2,000mに限られているため、 さらに深層を知る場合はアーマードケーブルで制御され た CTD による観測や過去の統計データ(例えばアルゴ 計画でフロート観測によって取得されたデータ)などを 利用する必要がある.

2.3 サイドスキャンソナー

マルチビーム音響測深機が鉛直水深値の定量的な測定 を可能にするのに対して、サイドスキャンソナーは海底 表面の"質感"をモザイク画像のように捉えることができ る.この可視化法は後方散乱(backscatter)イメージン グと呼ばれており、地形斜面や海底面の種類に依存する 音波の散乱度を反映する.音波の散乱は、底質(砂泥か 溶岩かなど)や微地形(ゴツゴツしているのかスムース なのか)に敏感であるため、サイドスキャンソナーを用 いると、海底の地形的特徴を単純な地形測深よりも詳細 に抽出することが可能となる.そのため、海底地質調査 だけでなく、飛行機が墜落して水中に沈んだ時の機体位



図 3: 南極調査船「しらせ」に搭載されたマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020(周波数 20 kHz)とサブボトム プロファイラ Bathy2010(2.8 kHz から 6.8 kHz のチャープ波).

(a) 南極調査船「しらせ」の外観写真.

(b)「しらせ」船底に取り付けられたマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020 の送波器と受波器,サブボトムプロファイラ Bathy2010 の送受波器.

(c)「しらせ」 第3 観測室に設置された Seabeam3020 と Bathy2010 の制御システム.

置を特定する場合などにもサイドスキャンソナーが利用 される。最初に実験が行われたのは古い難破船の発見の ためであり、米国 EG & G 社が 1963 年に当時のサブボ トムプロファイラの音響ビームを横方向に向けられるよ うに改良して実用化に成功した. サイドスキャンソナー は、船舶や水中探査機の船底に取り付ける他、母船から 曳航する場合もある. 探知できる距離はマルチビーム測 深機と同様に使用する周波数に依存し、一般に1.000 kHz で片側 50 m の探査範囲で数 mm 以上の分解能, 100 kHz で片側 500 m の探査範囲で数 cm 以上の分解 能, 10 kHz で片側 10 km の探査範囲で 10 数 cm 以上の 分解能である. 最近のマルチビーム音響測深機でも, 水 深値の他に海底からの後方散乱強度も記録している。こ の後方散乱強度データには2種類あり、受波ビームごと の信号強度を収録している場合と、受波ビーム合成プロ セスとは別に、より高解像度のサンプリングを実施した 音響画像を収録する場合がある。後方散乱イメージング に特化しているサイドスキャンソナーと比べてデータの 質は劣るものの、1度の調査で海底地形図と後方散乱図 の両方が得られる点で、マルチビーム測深機の利用価値 は高い.

2.4 地層探査

音波を利用した海洋調査で最も基本的なものは上述の ソナーによる音響測深である.地層探査では,海底面だ けでなく海底下の地層境界から反射してくる音響信号も 捉えることで,連続的な地層境界の変化を調べようとす るものである.調査したい分解能や目的深度に応じて, 海底面より捉える音波より低周波の3Hzから10kHz の周波数や動作原理の異なる音源を使い分けている.こ のような地層探査は,堆積物の掘削時の基礎情報として も活用される.発展の経緯のため弾性波による地層探査 技術は地震探査法とも呼ばれているが,海洋で用いられ る地震波(P波)は低い周波数の粗密波であるため低周 波の音波と同じである.一般に低周波(100 Hz 程度以 下)を用いる場合は反射法地震探査,高周波を用いる場 合は音波探査と呼ばれる.本稿では,研究船舶で広く装 備され,海中無人探査機にも搭載可能な海底下浅部の探 査手法を紹介する.

表層音波探査装置(サブボトムプロファイラ: subbottom profiler)は、海底下数 10 m の地層を捉えること ができる.科学研究目的以外にも、海底鉱物資源調査、 海底土木工事のための基礎調査,海底ケーブル敷設調査, 海底パイプラインの施設ルート調査などにも利用されて いる. 音源には、マルチビーム音響測深機と同じ圧電振 動子や磁歪振動子を利用し、使用する周波数は1kHzか ら10kHz程度である。一般には船内固定型であるが、 送受波器も含めて可搬型のものもある. 音響信号には, チャープ方式またはパラメリック方式が一般に採用され ている.チャープ方式では、周波数を時間とともに連続 的に変化させた波(チャープ波)を音響信号として送信 し、その送信波形と受信波形との相互相関処理によりノ イズの影響を減らすことで、反射波形に記録される信号 を精度よく取得している、パラメトリック方式では、1 つの送波器から周波数の異なる2つの音波を放射し、そ れらの音波の非線形相互作用によって生じた差周波数成 分(差音)を利用する.2つの周波数を接近させれば差 音の周波数が低くなるため、音波の減衰が小さく遠方ま で伝播することが可能となる. 南極観測船「しらせ」に は米国 Syqwest 社製 Bathy2010 型が搭載されており, 周波数2.8 kHz から6.8 kHz のチャープ波を用いて最 浅だと2.5m、最深だと6,000mの地層探査が可能であ る (図3).

3. 観測プラットフォーム

マルチビーム音響測深機などの海底地形探査のための 測器は、船底に取り付けられるのが最も一般的である. 1960年代初頭にアメリカ海軍の船にマルチビーム音響 測深機が搭載されて以来,一般企業によるマルチビーム 音響測深機も開発され、オーストラリア、フランス、ア メリカの政府の船舶にも搭載された. その後, SeaBeam 社のマルチビーム音響測深機が、アメリカのスクリプス 海洋研究所の研究船に科学調査目的で初めて搭載され た. 今では, Kongsberg 社, Atlas 社, Reson 社など複数 のメーカーがマルチビーム音響測深機を製造しており. 小型ボートも含めて100を超える船舶に搭載され、世界 中で利用されている. 砕氷能力を備え極域においても運 用できる船舶はまだ限られるが、スウェーデンの 「Oden」、ドイツの「Polarstern」、アメリカの「Healy」、 イギリスの [James Clark Ross], 韓国の [Araon], 最近 のロシアの観測船など、そして日本の「しらせ」が運用 されており、これらの砕氷船にもマルチビーム音響測深 機が搭載されている.しかし、海面が氷に覆われた場所 では、単にアクセスが難しいだけでなく、砕氷の際に発 生する音響ノイズが音響測深データの品質を下げるた め、効率的な探査を実施するのは容易ではない、近年で は、2 集体制での地形調査が実施される例もあり、1 集は 砕氷. もう1隻はマルチビーム音響測深に注力するとい う工夫がなされている.また、1隻だけで海面の氷環境 を克服する方法として、リモートセンシングの活用もな されており、アムンゼン海 (Amundsen Sea) ではポリニ ヤ内における海底地形観測が氷の状況を見計らって短期 間で実施された(Larter et al., 2009, 2012). 今後このよ うなオペレーションを効率的に実施するためにも、母国 にオペレーション施設を設置し、衛星通信を介して陸上 から乗船研究者に指示を送れるような技術の発達が望ま れる.

船舶によるマルチビーム音響測深機を用いた海上観測 では、海底地形の水平分解能は水深にもよるが数10m である.最近では、有人あるいは無人の水中探査機を用 いることにより、1m以下の地形変化を検出可能な高分 解能海底地形観測が可能となった.ケーブルで繋がれ遠 隔操作できる無人水中探査機は Remotely Operated Vehicle (ROV) と呼ばれ、電源供給やデータ伝送はケー ブルを介して行われ、リアルタイムでの通信や観測が可 能となる.一方で、事前にプログラムされ自律航行が可 能 な水中無人探査機は Autonomous Underwater Vehicle (AUV) と呼ばれ、船体と海中間における投入・ 揚収さえうまくいけば、バッテリーの許す限り観測を続 けることが出来る(AUV については本巻の巻・吉田を 参照のこと).これらを用いた観測は海底近傍における 音波探査を実現し、より高周波数の音波を用いたより高 分解能の海底地形や地層の探査を可能にする.海氷や棚 氷に海面が覆われた場所では、ROV や AUV を用いた 無人探査が特に有効である.このような環境において は、マルチビーム音響測深機は下方向に向けて海底地形 を探るだけではなく、上方向に向けて氷の下面を捉え海 氷や棚氷の形を把握する観測にも用いることができる (Dutrieux et al., 2016; Wilkinson and Wadhams, 2016).

海底近傍における海底探査で問題となるのは、ソナー の位置を精度よく決定することである. 船舶による調査 では DGPS (differential global positioning system) を利 用して正確に位置を決定できるが、深海では GPS を利 用することができないため、音響測位あるいは慣性航法 を利用する.音響測位でよく使用するのは SSBL (super short baseline) 測位と呼ばれる方法で,水中探査機がそ の母船からどの方角にどの位の距離の位置にいるか音響 的に求めるものである. この方法による位置の精度は一 般に距離の0.5%と言われており、例えば3,000mの水 深では15mの確度であり、詳細な地形測量には不十分 と言わざるをえない. 慣性航法 (inertial navigation) は, 探査開始時の初期位置を GPS などで決定し、移動する 際の船体の速度情報を時々刻々と積み重ねることで位置 を追跡する方法である.間欠的に位置を測る音響測位に 対して, 位置の変化を詳細に追うことができる点が慣性 航法の強みであるが、時間が経つと誤差が累積し、系統 的に位置が真の値からずれることがある.現状では、音 響測位と慣性航法で得られる位置データの特性を見極 め、両者のデータを統合あるいは取捨選択するなどして 位置の推定を行っている. また, 隣り合う測線間で特徴 的な地形が捉えられた場合には、共通の地形パターンに 合うように測線の位置を修正するなどして精度の向上を 図っている.近年では、海底に設置した音響灯台を基準 点として、慣性航法で蓄積した誤差を修正しながら水中 探査機の位置を決定する手法も実用化され、複数の観測 で用いられている.

4. 地球環境変動を探るための海底地形研究

南極大陸は周囲を海に囲まれており,最も近い南米大陸との間でも約1,000 km,オーストラリア大陸やアフリカ大陸とは3,000 km以上も離れている.このような現在の南極大陸と海洋の配置は約2億年前に始まったゴ

ンドワナ大陸の分裂に由来しており,現在も拡大を続け る中央海嶺で形成された海洋性地殻が水深3,000 m 級 の深海底を占めている(南大洋の形成については本巻の 佐藤他を参照).南極大陸そのものは表面の約97%が氷 に覆われており,氷の厚さは平均で約2,500 m,最も厚 いところでは4,000 m を超える.現在,氷床と呼ばれる ものは南極とグリーンランドに存在しているが,南極氷 床は地球全体における氷の約90%を蓄えており,この氷 が全て融けた場合,現在の海面を大きく上昇させる.す なわち,南極氷床は地球規模の熱・水・物質の循環に大 きな影響を与える主な要因であり,地球の過去・現在・ 未来の気候変動を解明するには南極における氷床変動の 理解を欠かすことはできない.

氷河は、流動することによって氷下や側面の岩盤を侵 食する他、削剥によって岩屑を作り堆積物の形成を促す ため、特徴のある地形を生み出す.氷河の融解によって 生じる水の流れも河川として地形に残される.そのた め、氷床の消失後でも過去の氷河の存在範囲や進退につ いての履歴を地形は記録しており、氷期の時代決定など にも利用される.

音響測深技術の発展により,海底地形マッピングの精 度や分解能は向上してきたものの,詳細に探査される範 囲が研究船を有している国の周辺に限られていることに 加えて,氷に覆われた高緯度域は通常の観測船による データがまだ少なく,衛星高度計すら利用できないのが 現状である.北極海においてマルチビーム音響測深機で 実測された海底地形は,最新のIBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean)がまとめられた 2012 年の時点でも,北極海海底面積のせいぜい 11%に 限られている (Jakobsson et al., 2012).南緯 60°以南の 南大洋では, IBCSO (International Bathymetric Chart of the Southern Ocean)がまとめられた 2013 年の時点で, 15%の海底地形が調査されている (Arndt et al., 2013).

2015 年にまとめられ, 全海洋底の約 18%の海洋底が既 に測深されたと報告している最新の大洋水深総図 GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans, Weatherall et al., 2015)からも, 砕氷船や水中探査機を 用いた極域観測の歴史がまだまだ浅いことが見て取れ る.

海底の氷河地形を知るための観測は、ラモント・ドハ ティ地質研究所(Lamont-Doherty Earth Observatory) によって開発されたシングルビーム音響測深機(周波数 1.8 kHz)を用いて1959年に初めて北極海で実施された (Hunkins et al., 1962). 北極海の Chukchi Cap における 観測を報告しており、5-30 m の地形変化を氷山による 引っかき痕であると解釈している(図 4a と図 4b). た だし,このような観測で得られるのは1次元的な地形変 化に限られるため,擦痕の長さや走向などの面的な情報 を知ることはできなかった.1960-1970 年代には,サブ ボトムプロファイラや反射法地震探査によって地層の堆 積物の層準が捉えられ,氷河による削剥や海水準変動に 伴う堆積層の変化が議論された(例えば,Sellevoll and Sundvor,1974). その後,サイドスキャンソナーの発達 によって海底表面の面的な特徴が捉えられるようになっ た.1976-77 年に南極大陸のウェッデル海(Weddell Sea)において実施されたノルウェー夏隊の観測では, 詳細なサイドスキャンソナーマッピングによって"washboard pattern"と名付けられた氷山の擦痕と考えられる 構造が捉えられた(図 4c と図 4d, Lien et al, 1981).

氷河プロセスと関連する海底の特徴を捉える上で、地 形の起伏を定量的かつ面的に捉えるにはマルチビーム音 響測深による調査が必須となるが、このような観測は Loncarevic (1994) によりカナダのハリファックスの東側 で世界に先駆けて実施された. 彼らは初期の Simrad EM100を使用して1,000 km²の領域の海底地形図を作 成し、モレーンやドラムリンなどのいくつかの氷河地形 を特定した。南極大陸縁辺で広範囲に渡って大規模な海 底地形調査が実施されたのは 1996 年から 1997 年にかけ ての夏が最初であり、Simrad EM12S を用いて南極半島 の北部で実施された (Canals et al., 2000). 両極での観測 は後に実施され、西南極の Pine Island Bay (Jakobsson et al., 2011) と北極海の Svalbard の北部 (Dowdeswell and Hogan, 2016) において特徴的な氷河地形が捉えられ た. マルチビーム音響測深機によって捉えられる"corrugation ridges"と呼ばれる畝状構造が(図5), 氷山が潮 汐によって変動することにより作られていると指摘され た (Jakobsson et al., 2011). この corrugation ridges の 振幅は、Pine Island Glacier 縁辺における、せいぜい数 mしかない地形変化であったため(図5),過去に実施し た海底地形観測では捉えられることができず、最新のマ ルチビーム音響測深機が Kongsberg EM122 (周波数 12 kHz)を搭載したスウェーデンの砕氷船「Oden」によっ てようやく捉えられた経緯がある (Jakobsson et al., 2011). Pine Island Bay では、棚氷下の詳細な海底地形 を捉えるための AUV 観測が, 2009 年にアメリカの砕氷 船「Nathaniel B Palmer」の航海(NBP09-01 航海)で実 施された (図 6a: Davies et al., 2017). 観測には Kongsberg EM2000(周波数 200 kHz)を搭載した AUV 「Autosub3」(Dowdeswell et al., 2008) が利用され,水平 分解能2mの海底地形図が描かれた(Graham et al.,



図 4: 氷河地形を記録した海洋底の観測例 (図は Jakobsson et al., 2016 より 一部修正).

(a) 北極海 Chukchi Cap の場所を示す北極海の海底地形図. データは IBCAO v. 3.0 に基づく.

(b) Chukchi Cap において取得されたシングルビーム音響測深機(周波数1.8 kHz)のデータプロファイル、データは Hunkins et al. (1962)に基づく.
(c) サイドスキャンソナーを(周波数100 kHz)用いてウィルクスランド沖のウェッデル海で得られた後方散乱(backscatter)イメージ、データはLien (1981)に基づく.

 (d) 南極大陸のウェッデル海(Weddell Sea)の場所を示す南極大陸周辺の 海底地形図. データは IBCSO v. 1.0 に基づく.

2013). 詳細な地形解析により、底層流のチャネルや数 m振幅の氷擦痕,高さ5m×幅10m程度の巨礫マウン ドといった構造が鮮明になったことに加えて、船上マル チビーム音響測深で捉えられる大規模な氷擦痕(波長 200-400 m, 振幅 6-8 m, mega-scale glacial lineations: MSGL とも呼ばれる)の中には、さらに小規模の線形構 造(波長数10m,振幅1-2m)が存在していることも明 らかとなった(図 6b と図 6c) (Davies et al., 2017). 続 く 2014 年には、堆積層の層序を捉えるために、サブボト ムプロファイラ Edgetech 2200 (周波数 2-16 kHz の チャープ波)を用いた観測が実施された(図 6a: Davies et al., 2017). 同様の高分解能地形・地層観測は南極半島 のマルグリット湾でも実施されており、イギリスの極地 調査船「James Clark Ross」の JR-157 航海において, ROV「Isis」に搭載された Kongsberg MS-2000(周波数 200 kHz)を用いて水平分解能 0.5 m 以下の海底地形図

が作成された(García et al., 2016). 今後も, 欧米チーム による AUV や ROV を用いた海底の高分解能マッピン グが,特に西南極において継続して実施されるはずであ る.

南極大陸における日本による海底の測深調査は,航路 開拓を目的として南極観測事業の第1次隊(1956-57年) から実施された.第2次隊(1957-58年)では,南極大陸 縁の大陸棚が他の大陸の陸棚より深いことが見出されて おり,その要因として氷河重量による地殻の沈降(詳細 は本巻の奥野を参照),あるいは氷河による侵食が指摘 された(庄司・佐藤,1959).第9次(1967-68年),14次 (1972-73年),15次(1973-74年),18次(1976-77年), 22次(1980-81年)では,越冬時に氷にドリルで穴を開 けて音響測深機を海中へ吊す方法などによる氷上からの 音響測深が実施され,昭和基地を中心としたリュツォホ ルム湾沿岸部の海底地形が調査された(例えば



図 5: 西南極の Pine Island Glacier 縁辺部で取得された氷河プロセスを記録した海底地形(図 は Jakobsson et al., 2016 より一部修正).

(a) Pine Island Bay における調査範囲を示す海底地形図. データは IBCAO v. 3.0 に基づく.
 (b) スウェーデンの砕氷船「Oden」によるマルチビーム音響測深機 Kongsberg EM122(周波数12 kHz)の観測測線(青色)とCTD, XCTD, XBT, XSV による海水の鉛直観測点(黒丸).カラー図で水深値を示す.

- (c) "corrugation ridges"のパターンを示す詳細な海底地形図. データは Jakobsson et al. (2011) に基づく.
- (d) 図(c) における X-X'線上の海底地形断面図.
- (e) "corrugation ridges"のパターンを示す海底地形の鳥瞰図.



図 6: 南極大陸縁辺 Pine Island Bay における高分解能海底地形図(図は Davies et al., 2017 より一部修正).

(a) Pine Island Bay における AUV 「*Autosub3*」の調査範囲を示す海底地形図. 黒線でマルチビーム音響測深機 Kongsberg EM2000(周波数 200 kHz)の観測,赤線でサブボトムプロファイラ Edgetech 2200(周波数 2-16 kHz のチャープ波)の観 測の測線を示す. 海底地形は,重力異常から推定されたデータに基づく(手法は Dutrieux et al., 2014 を参照).

(b) 海上マルチビーム音響測深で取得された海底地形図(分解能 35 m)の上に, AUV [*Autosub3*]の Kongsberg EM2000 で取得された海底地形図(分解能 2 m). Nitsche et al. (2013) に基づく.

(c) 海底地形図の拡大図. MSGL (mega-scale glacial lineations) と呼ばれる大規模な氷擦痕(波長 200-400 m, 振幅 6-8 m) と, AUV による海底地形図でしか捉えられない小規模の線形構造(波長数 10 m, 振幅 1-2 m) を示す.



図7:南極観測船「しらせ」によって得られた海底地形図.カラーバーに示す濃い色付きの部 分がマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020(周波数20kHz)で取得された水深値を示し,背 景の半透明の地形図はETOPO1(Amante and Eakins, 2009)による水深値を示す.赤線で中 央海嶺軸,緑線でトランスフォーム断層,灰色線で海底断裂帯(データはWessel et al., 2015に 基づく),黄四角で海底熱水噴出孔(データはInterRidge Vents Database Ver. 3.4 に基づく) を示す. AAD: Australian-Antarctic Discordance(オーストラリア-南極不連続).

Moriwaki and Yoshida, 1983). 1987年に出発した第29 次隊からは,昭和基地周辺の海域基本図の整備を目的と した海上保安庁水路部(現在の海洋情報部)による本格 的な水深測量が行われた. 第33次(1991-92年),34次 (1992-93年),37次(1995-96年),39次(1997-98年), 41次(1999-2000年),42次(2000-01年),44-48次(2002-07年)においては,シングルビーム音響測深機(海洋電 子工業製「深海用精密音響測深儀 改1」)を用いた探査 が行われた(泉,2010). この期間,日本の石油公団によ る南極大陸縁辺の調査も1980年から2000年までの20 年間に渡って実施されており,主に石油・天然ガス賦存 の可能性を調査する目的で南極大陸を一周するように海 底地形が取得された(村上ほか,2001).マルチビーム音 響測深機は、第51次(2009-10年)の南極観測航海から 新しくなった「新しらせ」に導入された.第51次から第 55次(2009-14年)の南極観測航海の期間, SeaBeam3020(周波数20kHz)用いた海底地形の観測が 実施された(図7).2014年2月16日に発生した座礁の 際に船底に取り付けた送受波器のアレイが破損したた め、2018年1月現在、復旧準備中である.東南極の大陸 棚縁辺では、リュツォホルム湾やケープダンレー沖、ウィ ルクスランド沖で海底地形が取得された.今後も、高密 度水によってもたらされる底層流と地形との関連や大陸 棚斜面の特徴を探る上で、継続的な海上からの地形調査 が不可欠である.さらに、AUV などの水中探査船を用 いた棚氷や海氷の下における高分解能探査を通して、



図8:南東インド洋海嶺 (Southeast Indian Ridge: SEIR) における海底拡大軸周辺の海底地形図. データ は、2009-2014 年に実施された第51-55 次南極地域観測隊 (Japanese Antarctic Research Expedition: JARE) において、南極観測船「しらせ」に搭載されたマルチビーム音響測深機 SeaBeam3020(周波数20 kHz) で取得された水深値に基づく.

氷-海洋-堆積物/地殻の境界領域を面的に理解すること が必要とされる。

日本の観測船によって捉えられる南極大陸周辺の海底 地形には、氷河プロセスが関与する大陸縁辺のもの以外 にも、海底マグマ活動や構造運動などによって作られる 中央海嶺の地形も存在する。中央海嶺における火成活動 は、地球上におけるマグマ生産量の3分の2以上を占め、 固体地球から熱とCO2などの物質を海洋へ供給する重 要なプロセスであり、潜在的に全球の気候変動にも影響 を与えている。南極観測船「しらせ」が南極大陸の昭和 基地に向かう途中の海底には、インド・オーストラリア プレートと南極プレートの発散境界にあたる南東インド 洋海嶺(Southeast Indian Ridge: SEIR)の海底拡大軸が 存在する(図7)、この海嶺軸の片側拡大速度は、35-50 km/百万年である.この拡大軸近傍では、海底の"ひだ ひだ"が観測されており、波長数 km,振幅 100-400 mの 短波長地形変動が確認された(図8).このような中央海 嶺の海底地形は、構造運動とマグマ供給量のバランスで 決定されると考えられるが、この海底地形の短波長変動 にミランコビッチ・サイクル(地球の公転軌道の離心率 の周期的変化、自転軸の傾きの周期的変化、自転軸の歳 差運動という3つの要因により日射量が変動する周期) があることが近年指摘されている(Crowley et al., 2015; Tolstoy, 2015).この結果は、ミランコビッチ・サイクル と密接な関係がある海水準変動に伴う海底下での荷重変 動により、マグマ溜まりから海底面へのマグマ輸送が制 御されている可能性を示唆している.もし海水準変動に 伴う間欠的な海底マグマ噴出現象が正しければ、中央海 嶺からの一時的な CO₂ 放出量はアイスコアや海底堆積 物から復元される数 100 ppm の大気中 CO₂ 濃度の変動 と比較しても無視できないほど大きくなる可能性があ る.しかしながら,これまでの古気候復元や将来予測で は中央海嶺火成活動の寄与は全く考慮されてこなかっ た.現場観測に基づいた中央海嶺からの定量的な CO₂ 放出量の証拠の提示が今後の課題と言える.特に,中央 海嶺軸の総延長のうち 60-70%は南極大陸を囲むように 分布しているため,南大洋・インド洋・南太平洋での理 解が重要である.

中央海嶺から海洋への熱・物質の輸送経路については, 海底マグマ噴出に伴う海洋への直接的な放出の他に、海 底熱水循環に伴う輸送も考える必要がある(例えば Elderfield and Schultz, 1996). 中央海嶺拡大軸上で生成 された海洋地殻の熱流量は,熱伝導とマグマ固化の際の 潜熱による冷却だけでは説明できず、海嶺軸から離れた 翼部に位置する海洋性地殻も流体を駆動する熱源にな り, それらの熱量は11 TW (テラワット) に及ぶと現在 認識されており、地球の熱散逸の約20%を占める(例え ば Stein and Stein, 1992). したがって, 全球的な熱収支, 特に地殻-海洋の熱収支を考える上では、海嶺軸部から 翼部までの広範囲に渡る熱水循環フラックスと、その時 間変化を考慮して議論する必要がある.また、海水や地 殻内の流体が地球内部の熱源で駆動される際には網目状 に水-岩石反応が起こると期待されるが、熱水システム において例えばどの程度の CO2 が鉱物として貯蔵され、 どのくらい海洋へ直接輸送されるのかについての全体像 はまだ不鮮明である. 1977 年のガラパゴスリフトにお ける熱水噴出孔発見 (Corliss et al., 1979) から 40 年が経 とうとする現在, InterRidge Vents Database Ver. 3.4 に よると、600を超える海底熱水活動の存在が発見または 示唆されており、中央海嶺だけでなく背弧海盆や島弧を 含む沈み込み帯、ホットスポットなどでの多様な熱水循 環システムが知られるようになった.しかしながら,北 極海や南大洋における探査は決定的に不十分であり、系 統的なプルーム探査や基礎的な海底地形調査などが今後 必要とされる.図7に示す南東インド洋海嶺の領域にお いては、米国、中国、韓国、フランスのプルーム探査に よって 50 サイトの存在が示唆されている (Scheirer et al., 1998; Wang et al., 2011; Park, 2012; Baker et al., 2014; Boulart et al., 2017). 海底熱水循環の出口となる噴出孔 の空間スケールは数10mから200-300mと小さいため (例えば Fujii et al., 2015),約3,000 m 海底から離れた海 面からの観測だけではなく、海底近傍での探査も必要と なる.また、熱水噴出孔近傍では、磁性鉱物の破壊・形 成に伴う磁化コントラストや,密度コントラストが水-岩石反応を伴う熱水変質によってできるため(例えば Fujii et al., 2016),海底地形だけでなく磁気・重力を組み 合わせた探査も効率的なマッピングのための鍵となる. 今後は,観測を拡大軸の未探査領域へ拡大するとともに, 水中探査機を用いてのマッピング,噴出孔の視認および サンプル採取を実施し,海底下熱水循環の時空間スケー ルの解明や地球部内部の熱源以外の駆動力(例えば海水 準変動)に関する理解が進むことが期待される.

これまで中央海嶺の多様性は、その拡大速度によって 特徴づけられてきたが、複雑な様相を示す場所が南東イ ンド洋海嶺の東側に存在する. Australian-Antarctic Discordance (AAD)と呼ばれる場所(図7)には、ムリ オン構造(亀の甲のようなドーム状に盛り上がった丘) と呼ばれる"カオス"地形が確認されている(Okino et al, 2004). この奇妙な地形と非マグマ的な海底拡大との関 係を調べるための研究観測が学術調査船「白鳳丸」によっ て行われ、ムリオンのあるところで地殻が薄く、特徴的 な磁化パターンを示すことが明らかにされた(Okino et al, 2004).

この他に、プレート内の固体地球ダイナミクスにおけ る研究でも海底地形観測は実施されている。1998年3 月25日に発生した南極プレート内の巨大地震(図7)に ついて,震源の周辺海域における地球物理観測が学術調 査船「白鳳丸」を用いて実施され、地形・磁気・重力観 測で捉えられる海山や断層などの地殻構造と、プレート 内地震の原因に関する考察がなされた(Nogi, 2013). さ らに、南大洋・インド洋の海域では、ケルゲレン海台や コンラッドライズといった巨大火成岩岩石区の存在が知 られるが、周辺海域でのデータはまだ少ない(図7).こ れらの火成岩分布範囲は大陸と比較しうるほどの広大な 面積であり、その生成に伴うマグマの噴出物は膨大な 熱・物質フラックスを生むため、地球の気候変動に影響 を与えたと考えられている. 海底地形などの地球物理観 測を継続して実施することを通して、これらの成因や周 辺環境への影響に関する理解が進むことが望まれる.

5. おわりに

本稿では音波探査技術の発展の歴史とそれらを駆使し て捉えられる海底地形の研究,さらに地球環境変動の解 明における海底地形の役割について概観した.1910年 代に始まった音波を用いた海底測深の歴史は今日で約 100年が経た.20世紀後半には海底地形を面的に捉える 技術が進展し,現在では多くの研究調査船にマルチビー ム音響測深機が標準搭載されるようになった.しかしな がら,地球の海洋底は未だ探査されてない場所が大半で あり,現在計画されている研究観測航海や,船舶や水中 探査機といったプラットフォームの発達を考えても, バッテリーの劇的な性能向上などがない限り,21世紀に 進めうる基礎的な海底探査として限界に至るのは明白で ある.一方で,現代の気候変動や古気候を扱う地球環境 変動の学問分野から見れば,海底に残された古環境の断 片はかけがえのない記録であるし,地殻と氷あるいは地 殻と海水の境界条件として海底地形が制約できる情報は 重要である.このようなことからも,南極大陸縁辺や北 極海,中央海嶺系における海底地形の実態把握への要望 は大きい.これまで考えられていたような地形学や海洋 地質学といった側面を超えた学際的な研究の一分野とし ての進展が期待される.

海底近傍における高分解能探査の可能性や重要性につ いては既に述べたとおりであるが、こうして得られる詳 細な地形データを最大限に活かし、地球科学的に意味の ある情報を引き出すためには、他の観測結果との結合が 何よりも重要である. 例えば、海底地形から得られる起 伏の情報と海洋の塩分・水温データを組み合わせること によって底層流に関する面的な情報を得ることができ, さらにそれは陸の氷床変動データとも有意な相関を示す はずである.海水と氷床の融解水が入り交じる場所で は、低塩・低温の水塊あるいは水流が存在し、通常の海 水とは異なる音波伝搬が発生することも考えられるた め、海底地形の音響測深を行うにあたって、実測に基づ く音波速度の導出がいっそう期待される. 氷床の進退と 海底に残される記録のリンクについては様々なシナリオ が考えられるであろうが、多種の観測データを説明する 気候-海洋-氷床モデルや水・物質循環のモデルとの比較 を進めることが今後の重要な研究課題であろう.数値モ デリングの解像度や精度を向上させる上でも、高分解能 地形データの取得が重要である. 日本は多数の研究調査 船を保有しており、実際に南極観測船「しらせ」、学術調 査船「白鳳丸」、研究調査船「海鷹丸」が南大洋における 研究観測を展開させており、現場観測を通したデータ取 得が現時点で我が国が国際的に貢献しうる重要な役割の 一つであると言える.

我々は現在,東南極で AUV を駆使して海氷と棚氷の 下にマルチビーム音響測深機や水温塩分計などの測器を 投入することを計画しており,氷-海-堆積物-地殻の相 互作用が今まさに起こっている現場を捉えようとしてい る(詳細は本巻の巻・吉田を参照).中央海嶺においても 世界に先駆けた地形・深海磁場観測を提案しており,海 底マグマ活動と地球内部からの熱・物質供給量を定量的 に把握する計画である.現代の科学者と技術者であれ ば,これらの課題には十分立ち向うことができ,学問の 枠を超えたやりがいに溢れる面白い研究ができると確信 している.

参考文献

- Amante, C. and B. W. Eakins (2009) ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Tech. Memo. NESDIS NGDC-24, National Geophysical Data Center, NOAA, doi:10.7289/V5C8276M.
- Arndt, J. E., H. W. Schenke, M. Jakobsson, F. O. Nitsche, G. Buys, B. Goleby, M. Rebesco, F. Bohoyo, J. Hong, J. Black, R. Greku, G. Udintsev, F. Barrios, W. Reynoso-Peralta, M. Taisei and R. Wigley (2013) The International Bathymetric Chart of the Southern Ocean (IBCSO) Version 1.0—A new bathymetric compilation covering circum-Antarctic waters. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 3111–3117.
- Baker, E. T., C. Hémond, A. Briais, M. Maia, D. S. Scheirer, S. L. Walker, T. Wang and Y. J. Chen (2014) Correlated patterns in hydrothermal plume distribution and apparent magmatic budget along 2500 km of the Southeast Indian Ridge. *Geochem. Geophy. Geosy.*, 15, 3198–3211.
- Ballard, R. D. and T. H. Van Andel (1977) Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat 36° 50′ N on the Mid-Atlantic Ridge. GSA Bull., 88, 507–530.
- Boulart, C., A. Briai, V. Chavagnac, S. Révillon, G. Ceuleneer, J. -P. Donval, V. Guyader, F. Barrere, N. Ferreira, B. Hanan, C. Hémond, S. Macleod, M. Maia, A. Maillard, S. Merkuryev, S.-H. Park, E. Ruellan, A. Schohn, S. Watson and Y.-S. Yang (2017) Contrasted hydrothermal activity along the South-East Indian Ridge (130° E-140° E): From crustal to ultramafic circulation. *Geochem. Geophy. Geosy.*, 8, 2446–2458.
- Canals, M., R. Urgeles and A. M. Calafat (2000) Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula. *Geology*, 28, 31–34.
- 地学団体研究会(1996)新版 地学辞典. 平凡社, 東京.
- Corliss, J. B., J. Dymond, L. I. Gordon, J. M. Edmond, R. P. von Herzen, R. D. Ballard, K. Green, D. Williams, A. Bainbridge, K. Crane and T. H. van Andel (1979) Submarine Thermal Springs on the Galápagos Rift. *Science*, **203**, 1073–1083.
- Crowley, J. W., R. F. Katz, P. Huybers, C. H. Langmuir and S.-H. Park (2015) Glacial cycles drive variations in the production of oceanic crust. *Science*, **347**, 1237–1240.
- Davies, D., R. G. Bingham, A. G. C. Graham, M. Spagnolo, P. Dutrieux, D. G. Vaughan, A. Jenkins and F. O. Nitsche (2017) High-resolution sub-ice-shelf seafloor records of twentieth century ungrounding and retreat of Pine Island Glacier, West Antarctica. J. Geophys. Res. Earth Surf., 122, 1698–1714.
- Dowdeswell, J. A., J. Evans, R. Mugford, G. Griffiths, S. McPhail, N. Millard, P. Stevenson, M. A. Brandon, C. Banks, K. J. Heywood, M. R. Price, P. A. Dodd, A. Jenkins, K. W. Nicholls, D. Hayes, E. P. Abrahamsen, P. Tyler, B. Bett, D. Jones, P. Wadhams, J. P. Wilkinson, K. Stansfield and S. Ackley (2008) Autonomous underwater vehicles (AUVs) and investigations of the ice-ocean interface in Antarctic and Arctic waters. J. Glaciol., 54, 661–672.
- Dowdeswell, J. A. and K. A. Hogan (2016) Huge iceberg ploughmarksand associated corrugation ridges on the northern Svalbard shelf. In: Dowdeswell, J. A. et al. (eds.) Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient, Memoirs, 46, 269–270. Geological Society, London.
- Dutrieux, P., J. De Rydt, A. Jenkins, P. R. Holland, H. K. Ha, S. H. Lee, E. J. Steig, Q. Ding, E. P. Abrahamsen and M. Schröder (2014) Strong Sensitivity of Pine Island Ice-Shelf Melting to Climatic Variability. *Science*, **343**, 174–178.
- Dutrieux, P., A. Jenkins and K. W. Nicholls (2016) Ice-shelf basal morphology from an upward-looking multibeam system deployed from an autonomous underwater vehicle.
 In: Dowdeswell, J. A. et al. (eds.) *Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient*, Memoirs, 46, 219–220. Geological Society, London.
- Elderfield, H. and A. Schultz (1996) Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24, 191–224.
- Fujii, M., K. Okino, C. Honsho, J. Dyment, F. Szitkar, N. Mochizuki and M. Asada (2015) High-resolution magnetic signature of active hydrothermal systems in the back-arc spreading region of the southern Mariana Trough. J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 2821–2837.
- Fujii, M., K. Okino, T. Sato, H. Sato and K. Nakamura (2016) Origin of magnetic highs at ultramafic hosted hydrothermal systems: Insights from the Yokoniwa site of Central Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 441, 26–37.
- Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda (2011) The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis. *Science*, 334, 1240.
- García, M., J. A. Dowdeswell, R. Noormets, K. A. Hogan, J. Evans, C. Ó Cofaigh and R. D. Larter (2016) Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behaviour since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.*, **153**, 122-138.
- Graham, A. G. C., P. Dutrieux, D. G. Vaughan, F. O. Nitsche, R. Gyllencreutz, S. L. Greenwood, R. D. Larter and A. Jenkins (2013) Seabed corrugations beneath an Antarctic ice shelf revealed by autonomous underwater vehicle survey: Origin and implications for the history of Pine Island Glacier. J. Geophys. Res. Earth Surf., 118, 1356–1366.

- Heezen, B. C., M. Tharp and M. Ewing (1959) The Floors of the Oceans: I. The North Atlantic, 65. Geological Society of America, New York.
- Hunkins, K., T. Herron, H. Kutschale and G. Peter (1962) Geophys- ical studies of the Chukchi Cap, Arctic Ocean. J. Geophys. Res., 67, 235–247.
- 泉紀明(2010)南極観測におけるマルチビーム測深の開始. 海洋情報部研究報告第46号,62-68.
- Jones, E. J. W. (1999) *Marine Geophysics*. Wiley, Chichester, UK.
- Jakobsson, M., J. B. Anderson, F. O. Nitsche, J. A. Dowdeswell, R. Gyllencreutz, N. Kirchner, R. Mohammad, M. O'Regan, R. B. Alley, S. Anandakrishna, B. Eriksson, A. Kirshner, R. Fernandez, T. Stolldorf, R. Minzoni and W. Majewski (2011) Geological record of ice shelf break-up and grounding line retreat, Pine Island Bay, West Antarctica. *Geology*, **39**, 691–694.
- Jakobsson, M., L. Mayer, B. Coakley, J. A. Dowdeswell, S. Forbes, B. Fridman, H. Hodnesdal, R. Noormets, R. Pedersen, M. Rebesco, H. W. Schenke, Y. Zarayskaya, D. Accettella, A. Armstron, R. M. Anderson, P. Bienhoff, A. Camerlenghi, I. Church, M. Edwards, J. V. Gardner, J. K. Hall, B. Hell, O. Hestvik, Y. Kristoffersen, C. Marcussen, R. Mohammad, D. Mosher, S. V. Nghiem, M. T. Pedrosa, P. G. Travaglini and P. Weatherall (2012) The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, doi:10.1029/2012GL052219.
- Jakobsson, M., R. Gyllencreutz, L. A. Mayer, J. A. Dowdeswell, M. Canals, B. J. Todd, E. K. Dowdeswell, K. A. Hogan and R. D. Larter (2016) Mapping submarine glacial landforms using acoustic methods. *Geol. Soc. London, Mem.*, 46, 17– 40.
- 海洋音響学会(2004)海洋音響の基礎と応用.成山堂書店, 東京.
- Larter, R. D., A. G. C. Graham, K. Gohl, G. Kuhn, C.-D. Hillenbrand, J. A. Smith, T. J. Deen, R. A. Livermore and H.-W. Schenke (2009) Subglacial bedforms reveal complex basal regime in a zone of paleo-ice stream convergence, Amundsen Sea embayment, West Antarctica. *Geology*, 37, 411-414.
- Larter, R. D., A. G. C. Graham, C.-D. Hillenbrand, J. A. Smith and J. A. Gales (2012) Late Quaternary grounded ice extent in the Filchner Trough, Weddell Sea, Antarctica: new marine geophysical evidence. *Quat. Sci. Rev.*, 53, 111–122.
- Lien, R. L. (1981) Seabed features in the Blaaenga area, Weddell Sea, Antarctica, POAC 81. Proceedings of the Sixth International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 27–31 July, Quebec, Canada, 706– 716.
- Loncarevic, B. D., R. C. Courtney, G. B. J. Fader, P. S. Giles, D. J. W. Piper, G. Costello, J. E. H. Clarke and R. R. Stea (1994) Sonography of a glaciated continental shelf. *Geology*, 22, 747–750.

- Lurton, X. (2010) An Introduction to Underwater Acoustics: Principles and Applications, 2nd edn. Springer Science & Business Media, Heidelberg
- Macdonald, K. C., P. J. Fox, S. Miller, S. Carbotte, M. H. Edwards, M. Eisen, D. J. Fornari, L. Perram, R. Pockalny, D. Scheirer, S. Tighe, C. Weiland and D. Wilson (1992) The East Pacific Rise and its flanks 8-18° N: History of segmentation, propagation and spreading direction based on SeaMARC II and Sea Beam studies. *Mar. Geophys. Res.*, 14, 299–344.
- Moriwaki, K. and Y. Yoshida (1983) Submarine topography of Lutzow-Holm Bay, Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. issue*, **28**, 247–258.
- 村上文敏,西村昭,上嶋正人(2001)南極周辺海域の地質調 査 — 白嶺丸による 20 年間の成果 — . 月刊地球号外, **35**, 172-179.
- 中西正男, 沖野郷子(2016)海洋底地球科学. 東京大学出版 会, 東京.
- 日本地質学会「海洋底科学の基礎」編集委員会(2016)海洋 底科学の基礎. 共立出版, 東京.
- Nitsche, F. O., K. Gohl, R. D. Larter, C.-D. Hillenbrand, G. Kuhn, J. A. Smith, S. Jacobs, J. B. Anderson and M. Jakobsson (2013) Paleo ice flow and subglacial meltwater dynamics in Pine Island Bay, West Antarctica. *Cryosph.*, 7, 249–262.
- Nogi, Y. (2013) Seafloor structure near the epicenter of the great 25 March 1998 Antarctic Plate earthquake. J. Geophys. Res. Solid Earth, 118, 13–21.
- Okino, K., K. Matsuda, D. M. Christie, Y. Nogi and K. Koizumi (2004) Development of oceanic detachment and asymmetric spreading at the Australian-Antarctic Discordance. *Geochem. Geophy. Geosy.*, 5, Q12012.
- Okino, K., K. Nakamura and H. Sato (2015) Tectonic Background of Four Hydrothermal Fields Along the Central Indian Ridge. In: Ishibashi, J., K. Okino and M. Sunamura (eds.) Subseafloor Biosphere Linked to Hydrothermal Systems, 133-146. Springer, Tokyo.
- Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia and R. Francis (2014) New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346, 65-67.
- Sato, T., H. Oda, O. Ishizuka and K. Arai (2014) Detailed bathymetry and magnetic anomaly in the Central Ryukyu

Arc, Japan: implications for a westward shift of the volcanic front after approximately 2.1 Ma. *Earth, Planets Space*, **66**: 68, doi:10.1186/1880-5981-66-68.

- Scheirer, D. S., E. T. Baker and K. T. M. Johnson (1998) Detection of hydrothermal plumes along the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 97–100.
- Sellevoll, M. A. and E. Sundvor (1974) The Origin of the Norwegian Channel — A Discussion based on Seismic Measurements. Can. J. Earth Sci., 11, 224–231, doi: 10.1139/e74–020.
- 庄司大太郎,佐藤任弘 (1959) 南極の底質 その粒度分析 . 南極資料, 7, 39-49.
- Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell (1997) Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 277, 1956–1962.
- Stein, C. A. and S. Stein (1992) A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359, 123–129.
- Park, S.-H. (2012) InterRidge News. 21, pp 41, InterRidge, Southampton, UK. https: //www. interridge. org/files/interridge/InterRidge%20News%202012-sm.pdf.
- Tolstoy, M. (2015) Mid-ocean ridge eruptions as a climate valve. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1346–1351.
- Wang, T., Y. J. Chen and C. Tao (2011) Revisit the K-segment of the Southeast Indian Ridge for new evidence of hydrothermal plumes. *Chinese Sci. Bull.*, 56, 3605–3609.
- Weatherall, P., K. M. Marks, M. Jakobsson, T. Schmitt, S. Tani, J. E. Arndt, M. Rovere, D. Chayes, V. Ferrini and R. Wigley (2015) A new digital bathymetric model of the world's oceans. *Earth Sp. Sci.*, 2, 331–345.
- Wessel, P., K. J. Matthews, R. D. Müller, A. Mazzoni, J. M. Whittaker, R. Myhill and M. T. Chandler (2015) Semiautomatic fracture zone tracking. *Geochem. Geophy. Geosy.*, 16, 2462–2472.
- Wilkinson, J. P. and P. Wadhams (2016) The threedimensional shape of sea ice revealed by multibeam sonar. In: Dowdeswell, J.A. et al. (eds.) Atlas of Submarine Glacial Landforms: Modern, Quaternary and Ancient, Memoirs, 46, 303–304. Geological Society, London.
- Wille, P. (2005) Sound Images of the Ocean in Research and Monitoring. Springer, Heidelberg.

■紀要「低温科学」の変遷 --

- ·低温科學, 第1輯 (1944年)-第10輯 (1953年)
- ·低温科學. 生物篇, 第11輯 (1954年) 第35輯 (1978年)
- ·低温科学.物理篇,第11輯(1953年)-第53輯(1995年)
- ·低温科学.物理篇.資料集,第27輯(1970年)-第63輯(2005年)
- (このうち, 第1輯(1944年12月)~第3輯(1950年12月)は岩波書店発行, 第4輯(1948年10

月)は北方出版社発行,第5輯(1950年12月)以降は低温科学研究所発行)

・低温科学. 第64巻(2005年)~

※第 68 巻(2009 年)Supplement Issue(英文增刊号発行)

■著作権-

- ・本紀要に掲載された論文の著作権は、北海道大学低温科学研究所に属する.
- ・ただし、原著者が出典を明示して再利用することは妨げない.
- ・また,掲載論文の一部または全部を電子的に蓄積し,北海道大学低温科学研究所が行う情報提供 サービスにより公開することがある。

	2018年3月7日
発 行 者	北海道大学 低温科学研究所 〒060-0819 札幌市北区北 19 条西 8 丁目 URL:http://www.lowtem.hokudai.ac.jp
編集者	大島慶一郎
印刷・製本	(株)アイワード

© 2018 Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University



