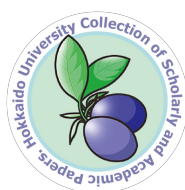




Title	棚氷と海洋の相互作用とそのモデリング
Author(s)	草原, 和弥
Citation	低温科学, 76, 33-42
Issue Date	2018-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.76.33
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70324
Type	departmental bulletin paper
File Information	9_Lowtemsci76_P33-42.pdf



棚氷と海洋の相互作用とそのモデリング

草原 和弥¹⁾

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、三つ目は夏季海水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、海洋との相互作用

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 1.6×10^6 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～200 m 程度で、接地線(内部氷床と棚氷の境界)付近では数百 m～2000 m 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60 m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

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

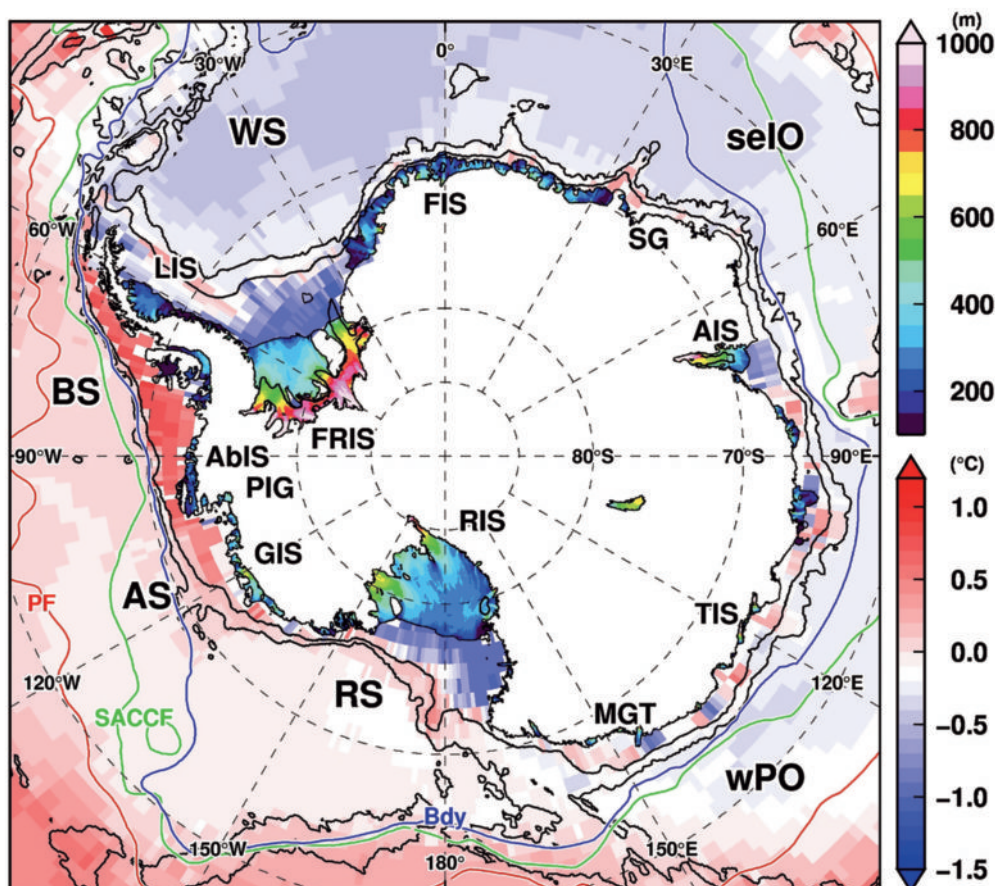


図1：南極棚氷の draft（海水面下の氷厚）の分布と海底でのポテンシャル水温の分布。1000 m と 3000 m の等深線は黒色のコンターで示してある。青、緑、赤線は南極周極流の南限境界 (Bdy)、二つの海洋フロント (SACCF と PF) を示す（詳しくは Orsi et al., (1995) を参照）。海域の名称は以下の通りである。WS (Weddell Sea, ウェッデル海), seIO (southeastern Indian Ocean, 南東インド洋), wPO (western Pacific Ocean, 西大西洋), RS (Ross Sea, ロス海), AS (Amundsen 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水の流出加速を招き、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화를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水の量（淡水量）は一年間で 2100–2300 Gt ($1 \text{ Gt} = 10^{12} \text{ kg}$) 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

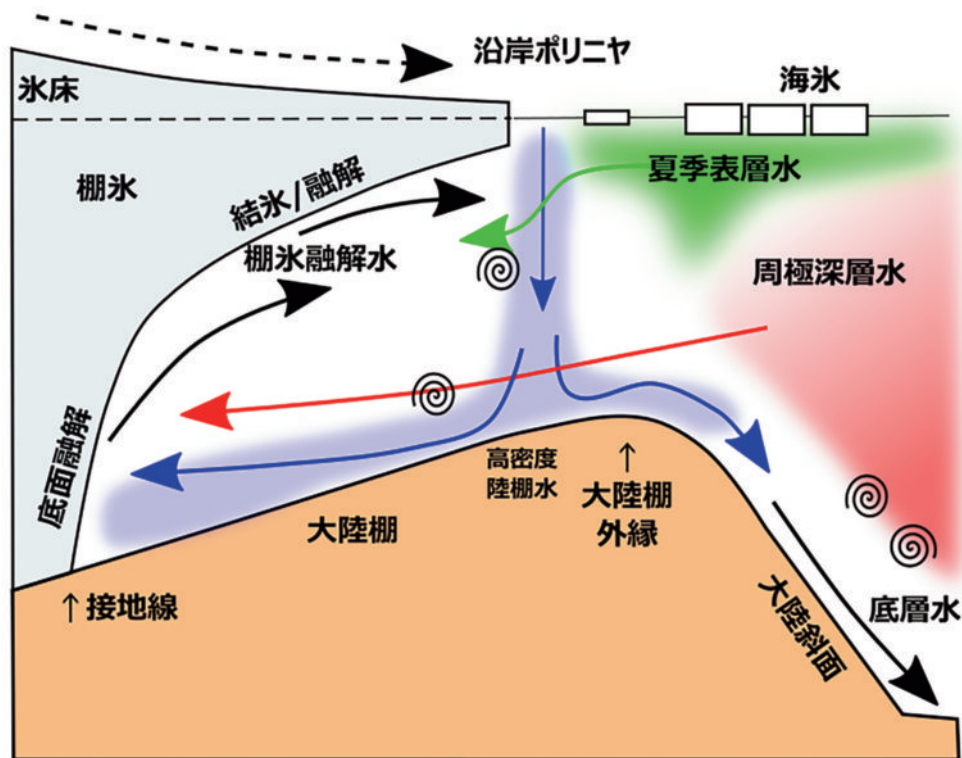


図 2: 棚水-海洋相互作用の模式図. 青は高塩分陸棚水を起源とする高密度陸棚水, 赤は周極深層水, 緑は夏季表層水を示す.

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、まず南極棚水の底面を融解させる海洋熱源について概説する。次に、棚水-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 年代のブルームモデル（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 年代以降三次元モデルと変遷してきた。その後、1990 年代後半以降の 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水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 / 棚水境界に形成される開水面・薄水域である。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、海水が凍って海水を形成する。海水が凍る際、海水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、沿岸ポリニヤは海水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水水温 (-1.8°C)、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、棚水の方へ流れたものは、その底面を融解する熱源の一つとなる。棚水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、棚水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水下に到達すると、非常に効率的に棚水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、海水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。棚水周辺にこの表層水が多く存在すると、潮汐や風によって、棚水下に強制的に押し込まれ、その結果棚水末端部分の底面を融解させる。

接地線 (grounding line) 付近の棚水底面融解はモード 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水下の水塊は低塩分低密度になることから、浮力を得て棚水底面に沿って上昇する (図 2 の棚水下の矢印)。この棚水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、棚水底面を結氷させる。

3. 棚水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水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、棚水-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

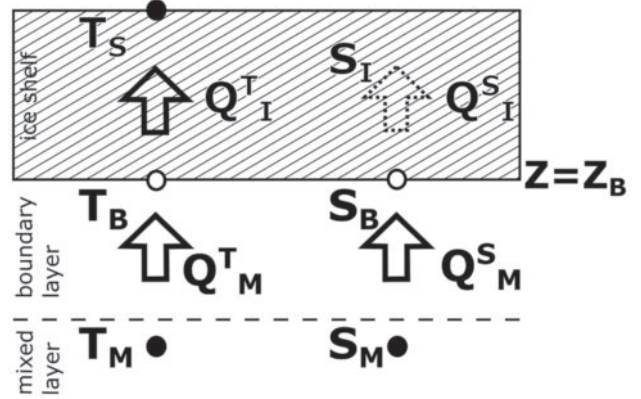


図 3: 棚水底面での熱と塩分のやりとり。左半分は熱フラックス、右半分は塩分フラックスに関する模式図である。矢印は熱・塩分フラックスを示す。丸印は水温と塩分の定義点。黒丸は外部条件として与えられるものを示し、白丸は熱・塩分の保存の式と海水の結氷温度の式を解くことによって診断される値であることを示す。底面融解率 ($W_I = \frac{\rho_M}{\rho_I} W_B$, 正の値は融解) は T_B , S_B を求める際に同時に計算される。

の比較を行なう。

棚水底面融解 (もしくは結氷) とは、物理的に表現すると、棚水と海洋の熱・塩分のやり取りに付随する相変化である。図 3 は棚水底面での熱・塩分のやり取りの模式図である。棚水底面の深度 (Z_B [m]) において、海洋のポテンシャル水温 (T_M [℃]) 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 T_M , S_M は棚水下の最上層モデルグリッドセルの値を利用する。棚水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、 W_B は棚水の底面融解率 (W_I) に換算できる。解くべき式は、結氷水温の式、棚水-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

$$T_B = a S_B + b + c Z_B \quad (1)$$

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、棚水底面下の境界層内での T_B と S_B が結び付けられている。表 1 に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。

$$Q_I^T - Q_M^T = Q_{latent}^T \quad (2)$$

ここで、 Q_I^T [W m⁻²] は棚水内部に通過する熱量、 Q_M^T [W m⁻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。

表 1：棚氷底面融解に関する熱力学パラメータとその値.

記号	説明	値	単位
a	(1)式の係数	-0.0575	$^{\circ}\text{C psu}^{-1}$
b	(1)式の係数	0.0901	$^{\circ}\text{C}$
c	(1)式の係数	-7.61×10^{-4}	$^{\circ}\text{C m}^{-1}$
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	$\text{J kg}^{-1} ^{\circ}\text{C}$
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}
H	T_S の定義点	Z_B	m
T_S	棚氷の温度	-20	$^{\circ}\text{C}$
C_{PI}	氷の比熱	2000	$\text{J kg}^{-1} ^{\circ}\text{C}^{-1}$
κ_I^T	棚氷の熱伝導率	1.54×10^{-6}	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$

$$Q_{latent}^T = -\rho_M W_B L \quad (3)$$

Q_M^T はバルク式で近似する.

$$Q_M^T = -\rho_M C_M \gamma_T (T_B - T_M) \quad (4)$$

また, Q_I^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,

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

で見積もることにする. ここで, H [m] は棚氷の温度
 T_S [$^{\circ}\text{C}$] 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, $z=0$ m 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.

$$Q_I^S - Q_M^S = Q_{brine}^S \quad (6)$$

Q_I^S [$\text{psu m}^{-1}\text{s}^{-1}$] は棚氷内部への塩分フラックス, Q_M^S [$\text{psu m}^{-1}\text{s}^{-1}$] 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 [$\text{psu m}^{-1}\text{s}^{-1}$] は,
質量変化 ($\rho_M W_B$) と棚氷底面での塩分 (S_B) の積で表わ
される.

$$Q_{brine}^S = -\rho_M W_B S_B \quad (7)$$

Q_M^S もバルク式で近似する.

$$Q_M^S = -\rho_M \gamma_S (S_B - S_M) \quad (8)$$

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, S_B について整理すると,

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

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,

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

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

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

から計算される. 棚氷底面融解率は

$$W_I = \frac{\rho_M}{\rho_I} W_B \quad (12)$$

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
密度陸棚氷 (DSW) のうち特に高密度である高塩分陸棚
氷 (HSSW) をみると, 水深 100 m では非常に小さい融
解率 ($< 1 \text{ m/yr}$) 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氷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, 高密度陸棚氷による融解率より
ずっと大きくなる.

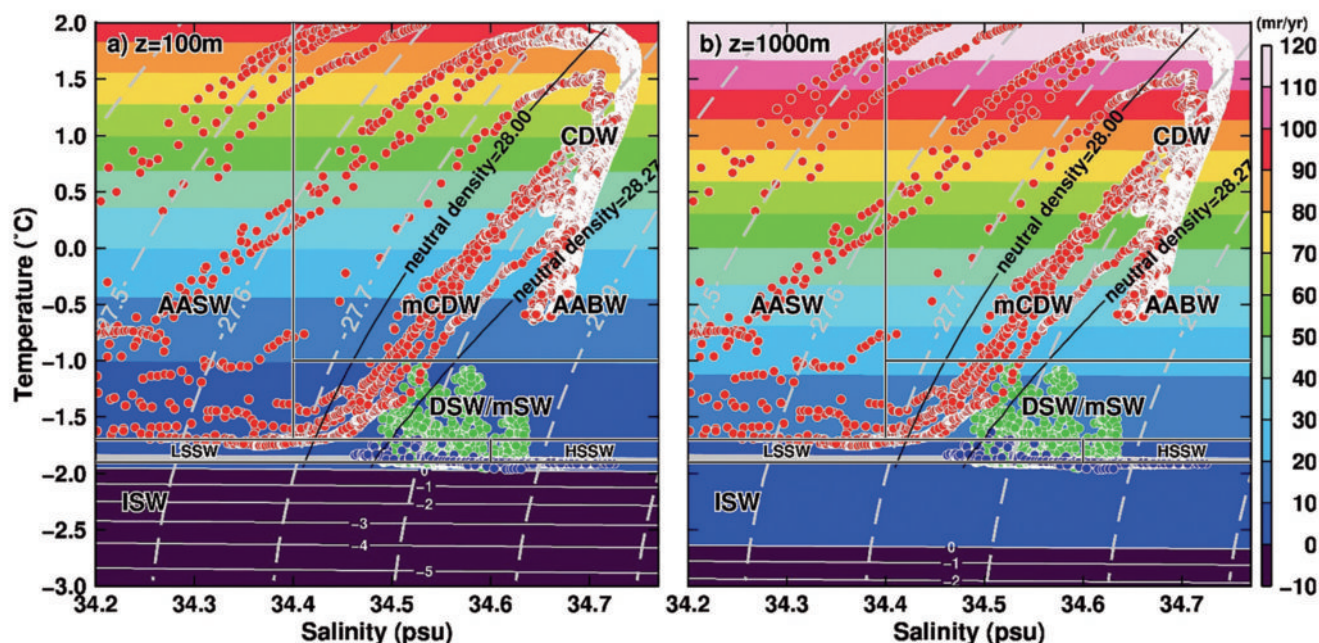


図4：南極沿岸の代表的な水温-塩分幅における棚氷底面融解率（m/yr，正は融解，負は結氷）を示す。左は水深100 m，右は水深1000 mでの分布。赤，緑，青の点は東南極域アデリーランド付近海域（140–145° E）での観測された水温塩分（Williams and Bindoff, 2003; Aoki et al., 2005; Williams et al., 2008）。灰色の直線は表層結氷水温を示す。灰色の破線はポテンシャル密度を示し，二本の黒線は 28.00 kg m^{-3} と 28.27 kg m^{-3} の中立密度を示す。黒色の直線は図6で使用した水塊の境界を示す。

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カ棚氷ではモード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，冷たい高密度陸棚氷が形成域である（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，アメリカ棚氷，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。

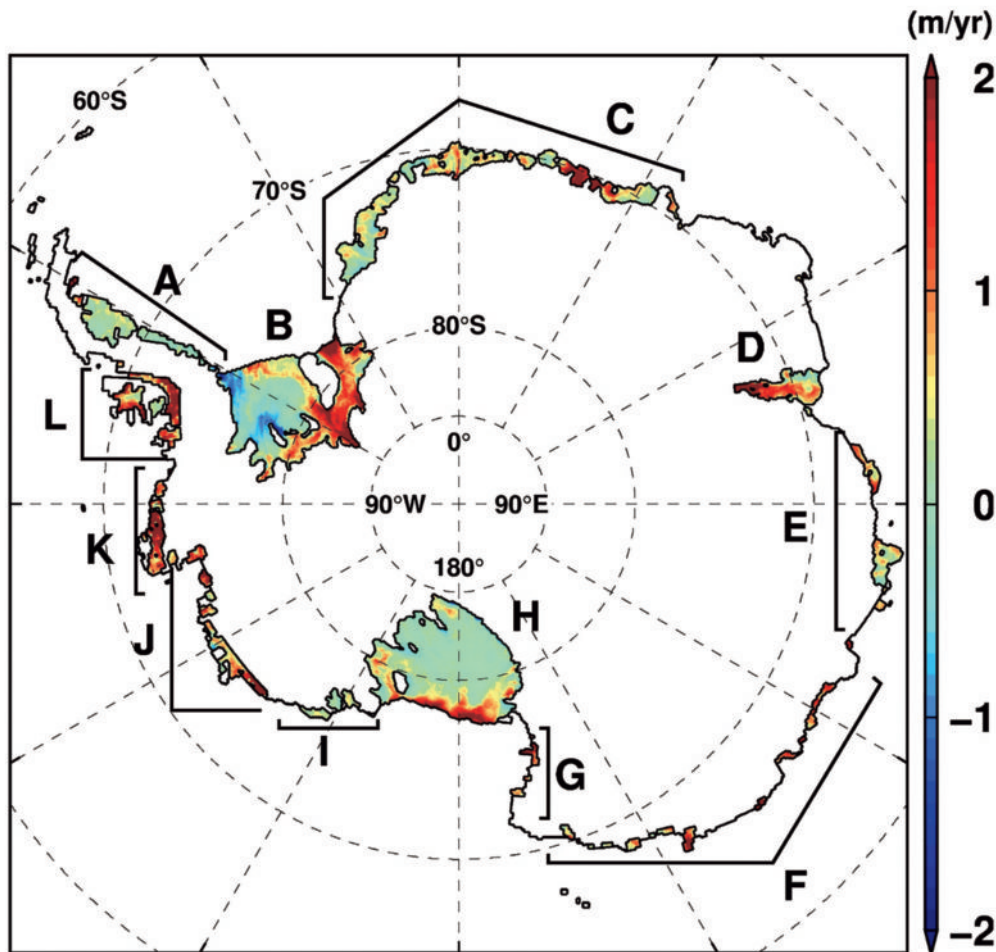


図5：棚氷-海水-海洋結合モデルによって表現された南極棚氷年間底面融解率（氷換算，m/yr）の水平分布。正值が融解。A-Lのラベルは図6で使用した棚氷の区分を示す。

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-海水-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.,

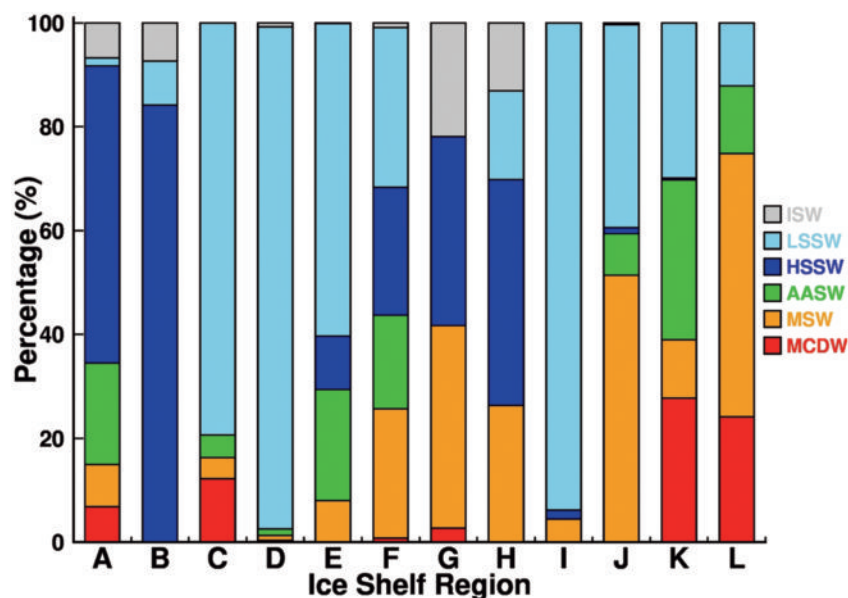


図 6: 棚水下の海洋に流入する水塊の割合. 各水塊の定義は以下に示す (図 4 参照). ISW (Ice Shelf Water): T (水温) $< -1.9^{\circ}\text{C}$, LSSW (Low Salinity Shelf Water): $-1.9^{\circ}\text{C} \leq T < -1.7^{\circ}\text{C}$ かつ S (塩分) < 34.6 psu, HSSW (High Salinity Shelf Water): $-1.9^{\circ}\text{C} \leq T < -1.7^{\circ}\text{C}$ かつ S (塩分) ≥ 34.6 psu, AASW (Antarctic Surface Water): $T \geq -1.7^{\circ}\text{C}$ かつ $S < 34.4$ psu, MSW (Modified Shelf Water): $-1.7^{\circ}\text{C} \leq T < -1.0^{\circ}\text{C}$ かつ $S \geq 34.4$ psu, MCDW (Modified Circumpolar Deep Water): $T \geq -1.0^{\circ}\text{C}$ 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 (γ_t, γ_s) を変化させること, 棚氷外からの水を棚氷に引き込むこと, 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-海水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 $1/4^{\circ}$ より細くなれば, 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~中低緯度の気候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/S0954102089000490.
- 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.oce-mod.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 CO₂ 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 fronts of the Antarctic 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 ocean-ice 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) Ice-shelf 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.