



# 南極漂浮冰山與洋流之影響評估分析研究

王裕民<sup>1</sup> 陳博彥<sup>2</sup>

1. 國立宜蘭大學化學工程與材料工程學系（所）碩士
2. 國立宜蘭大學化學工程與材料工程學系（所）教授兼系主任

## 摘要

由於全球暖化的緣故，致使南極海面上持續形成大小不一的漂流冰山，海冰的存在對海流確實已產生顯著之影響。本研究首度嘗試運用輸送現象為手段，針對此現象來剖析洋流及冰山間之交互關係，以進行分析大型冰山的存在是否確實已對海洋或是冰河流動產生決定性之相關影響，並試圖量化其間之影響機制。相關南極冰山之深入研究勢必對全球暖化成因關係之理解及解決途徑可產生極積極正面之作用。

**關鍵詞：**南極大陸、全球暖化、漂流冰山、深底層水流

\*通訊作者 E-mail : [bychen@niu.edu.tw](mailto:bychen@niu.edu.tw)



# Deciphering Interactions Between Drifted Iceberg(s) and Ocean Current in Antarctica

Yu-Min Wang<sup>1</sup>, Bor-Yann Chen<sup>2</sup>

1. Master Graduated, Department of Chemical and Materials Engineering, National Ilan University
2. Professor and Chairperson, Department of Chemical and Materials Engineering, National Ilan University

## ABSTRACT

Due to global warming, the formation of various sized icebergs drifted in the Antarctic Ocean apparently expressed significant effects on characteristics of ocean current. This first-attempt study disclosed the interactive mysteries behind ocean current and icebergs from the perspective of transport phenomena, revealing whether the presence of large sized iceberg enticed significant impacts to ocean current and the water flux of glacier. In addition, this model study quantitatively unveiled the plausible mechanism, reasoning and solutions for characteristics of Antarctic icebergs in response to world-wide global warming.

**Keywords:** Antarctic continent, Global warming, Drifted iceberg, Deep and bottom water flow

\*Corresponding author E-mail: [bychen@niu.edu.tw](mailto:bychen@niu.edu.tw)

## 一、前言

由於全球暖化的影響，南極海水的年均溫逐年上升(Stastna, 2010)，已是不爭之事實。致使南極冰原部分融化而生成大塊冰山浮在南冰洋面上，間接致使海平面上升、南極冰原強度變弱外，所產生的冰山亦擾亂大陸間的海洋運輸安全而使航海風險大增；聯合報(2010)報導指出：2010年間，南極冰河外緣有相當盧森堡大小之“默茨”冰舌遭漂流冰山撞斷(圖 1)而成為的冰山將順著南極洋流漂流至溫、熱帶海洋上，在移動的過程中可能影響阻礙洋流流向及流態，報導更指出若影響洋流流向，對海洋的影響如海中密度高的低溫海水生成速度減緩，會致使海水含氧量降低，海域生態改變；洋流的改向對大氣的影響更可能改變全球氣候(如形成“厄爾尼諾現象”(即聖嬰現象; El Nino phenomenon))，其原因在於自寒帶流向溫帶之寒洋流有助於穩定全球大氣的溫度，若寒流消失，極可能破壞大氣圈內溫度平衡機制，致使大氣平均溫度上升(即暖化現象)，進而造成部分區域之氣候永久改變或天氣變化趨向劇烈(如土地沙漠化或強烈海洋風暴等)，勢必嚴重威脅人類生存及自然生態。

事實上，洋流為海洋中大規模定向的水體運動。一般所指之洋流，多是大海表層海水的流動(表層流)，而深層海水流動則較慢。表層洋流形成的其中一個原因是由於日夜溫差在水面上形成空氣流動(即風)與海面間形成摩擦力，因此表層海水隨風被拖動而形成水流；地球上大部分洋流形成的主要原因，除了行星風系(季風、西風)外，還有海水受到地球自轉產生科氏力及南北海水溫差、密度及鹽度的影響而使海水持續不斷的流動。其主要成因可分為由於海水密度不均勻分佈所引起的溫鹽環流(Thermohaline circulation)，以及受風力作用形成的風吹流(Wind-driven circulation)。自太空中觀察地球，南北半球洋流流向分別是逆順時鐘(圖 2)。此外洋流亦可看成地球規模，並歷經數十年甚至數百年的海水循環，在地球海洋內洋流中，有如陸地上的河流一樣幅度窄而流速快的，也有幅度無限寬廣而流速緩慢，洋流的大小、寬度、流速及路徑隨時間地點的不同而不同(陳陽益，2003)。洋流持續而規律的循環運動，正是控制地球熱量分布之重要機制，洋流對於調節全球性氣候以及維持海洋、生態環境扮演重要的角色。

事實上，南極大陸位於地理南極的一塊大陸，四面環海，終年低溫。面積 1,366 萬 1,000 平方公里，約佔世界陸地面積的 10%。在南極，這片白雪大地擁有全球最低的溫度、最極端的氣候以及世界最大淡水資源(佔地球 85%的淡水)(孫與郭，2004)。南極底層水(Antarctic Bottom Water, AABW)環繞南極洲，為南冰洋的一種水塊。南極底層水的水溫為  $-0.5^{\circ}\text{C}$  ( $30^{\circ}\text{F}$ )，鹽度(Salinity)為  $34.65\text{ ‰}$ ，密度約為  $1.0279\text{ g cm}^{-3}$  (Garrison, 2007)。南極底層水在威德爾海及羅斯海內的沼湖(polynyas)內及冰架(ice shelf)下冷凍而成。海冰的形成而令表層水含鹽量豐富。表層水因此密度上升，向南極洲大陸邊緣(continental margin)底層水去，進而向北流。極區附近的浮冰覆蓋面積大小，對氣候變化可產生極大之影響。由於極區附近大氣溫度較低，水氣含量較小，與海洋之間的溫差很大。浮冰覆蓋下的海洋表面溫度約維持在  $4^{\circ}\text{C}$ ，如果浮冰覆蓋面積突然減少，露出海面溫度將遠比冰面為高。在此狀況下，露出的海面如同熱帶高海溫區一樣，能提供大氣大量的潛熱與可感熱，使天氣系統甚至氣候發生變化。如果這種情形發生，低層大氣可能因此而變暖，進一步溶化更多的浮冰，形成一回饋海洋/大氣之交互作用，更決定著南極以至於全球之氣候。另一可能影響是，海面大量蒸發，因為含鹽量變大，海表面海水因而密度上升而下沈，亦影響溫鹽環流(如圖 2)(范，1987)。

冰舌 (Glacier Tongue)，若冰河的終點是湖或是海，冰河的冰將浮在水面上往前延伸，若浮冰融化消失在水上的速率大於向前推進的速率，冰河的浮冰將橫越湖面或海面形成長冰舌。而“默茨”冰舌 (Mertz Glacier Tongue, MGT)正位於南極洲東部 (East Antarctic) 威爾克斯地 (Wilkes Land) 的喬治五世海岸 (George V Coast)，經緯度為  $67^{\circ}30'\text{S } 144^{\circ}45'\text{E}$  (如圖 3, 4)，“默茨”冰河 (Mertz Glacier) 的冰河口 [8-9]，該冰河移動速率每年約 1 公里左右(Giles et al., 2009)。並指出該冰舌根部 (靠近海岸部份) 有一道日益擴大的裂痕。而該冰河向南極海所突出的冰舌於 2010 年 2 月 12 或 13 日被代號為 B-09B 的冰山撞斷而成為代號 C-28 的新冰山 (圖 5)。而在過去文獻中“默茨”冰舌在未斷裂前，縱身長約 87 km，高 297 m (McMuller et al., 2006)，且冰舌海底地形為一緩坡。該海域底部地形除由冰山沉積物所形成兩道坡度大的痕跡外，其餘均相對平緩，利用文獻(廖，1987) 中對一般對大陸棚的說明其斜度約在  $0^{\circ}07'$  內 ( $\approx 1^{\circ}$ )，可視海底為一

平面。而“默茨”冰舌的存在，更有助於當地海域保住部份海冰，並於另一冰舌“寧尼斯”冰舌 (Ninnis Glacier Tongue) 形成冰間湖 (圖 4)。冰間湖提供了一個重要的野生動物(如企鵝)棲息地。較短的冰舌或冰舌的消失可能不能保住該地區的海冰，海冰的消失將間接使冰間湖內食物的減少，甚至消失，更進而影響其生態系統野生物種的生存 (AAD, 2010)。“默茨”冰舌 (Mertz Glacier Tongue 或冰山 C-28) 的位置正位於地球冷熱海流的交會點上 (圖 2 紅圈)，若冰山成功干擾地球海流系統，則亞太、美洲地區將首當其衝，並接著影響其它大洲，接著影響全世界的氣候，使世界各地的氣候變的更不穩定。

本研究構想及方向即是以圖 1 來推出該漂流冰山的初估大小，並依圖 6 之洋流流向模型與圖 7 之洋流可能流向，並綜合上述三張圖相進行綜合分析，此外亦可簡化冰山與洋流的關係(圖 4)，針對問題“若改變洋流的方向 (即洋流受到冰山部分阻礙)，對整個水體循環及大氣氣候的影響”作簡易推論分析評估。而本研究僅限定於冰山對海流的影響，而洋流的存在與否對星球大氣影響 (如大氣平均溫度上升或氣候變化的機率)則忽略不計。此外，由於冰山的存在亦會影響周圍海水水溫，因此本研究亦試圖估算冰山對海水的熱傳以及冰融化對底層水的稀釋效應來作為整體分析參考之用。

## 二、分析方法

### 2.1 冰山及海流相關資料調查：

海冰溫度設定為  $-1.8^{\circ}\text{C}$ ，並設定南極海水黏度為  $\mu = 1.88 \times 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ ，熱傳係數  $k = 0.563 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ，熱容量  $C_p = 3985 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  (假設海水鹽度在  $35 \text{ g kg}^{-1}$ ， $1 \text{ atm}$ ， $0^{\circ}\text{C}$  下的物性 (Hill, 1970))

### 2.2 數學模型建構及基本假設：

過去文獻中指出位於大洋海底的南極底層水其平均速率約為  $1 \text{ km h}^{-1}$  (William et al., 2010)，但並未指出南極底層水位於大陸坡 (大陸棚後斜度大的斜坡) 上的流速，因此本研究試圖建立簡易物理模型，來估算南極底層水的平均流速及速度分佈，可作為該海域沉積物 (sediment) 運輸 (McMuller et al., 2006)、礦脈自然洗選 (Ehrmann et al., 1992)

的可能參考。

由表 4 內的平均流速可知，位於海底的南極底層水流速約  $0.44 \text{ m s}^{-1}$ 。參考圖 7、8，假設底層水寬度最少大於冰山的寬度 (ca. 33 km)，由文獻(Hill, 1970)推算得在鹽度  $35 \text{ g kg}^{-1}$  中，溫度  $0^\circ\text{C}$  (假設  $-1\sim 0^\circ\text{C}$  間溫差不大) 黏度、密度及水力直徑約為  $1.88 \times 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ ,  $1.03 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $994.3 \text{ m}$ ，雷諾數 (Re, 附錄 C) 約為  $1.91 \times 10^8 (>> 4000)$ ，因此可判定南極底層水屬於紊流(turbulent flow)狀態。

如同其他海岸線，南極大陸棚也有大陸坡連接著南極深層海域；然而，與其他大陸相比，南極的陸棚比其他大部份的近陸海洋( $<100 \text{ m}$ )更深許多( $400\sim 600 \text{ m}$ )，南極陸棚邊緣 (即海檻(sill)) 也將近有  $450 \text{ m}$  深。過了海檻，即為大陸坡，南極大陸坡為直通海底的平緩長坡 (約  $40\sim 50 \text{ km}$ )，南極底層水順此坡流向深層海底。

南極底層水由於密度、溫度的不同，在海中發生自然對流 (Natural Convection) 現象，並受重力的影響下沉至海盆，當底層水量填滿了海盆後，越過海檻順著大陸坡向深海前進，並進入全球洋流循環中。本研究試由自然對流的角度，推測底層水邊坡上可能的平均速率，並由此推算流體對海床的可能剪應力。

對於自然對流本研究採用 Incropera and Dewitt (2002) 之計算公式作簡易估算。對斜坡上的底層水作分析，由於底層水的流動須經過其他不同的洋流層 (如表層流，繞極流等) 並非單一僅受重力影響，因此底層流的流動因素受自然對流 (Free Convection) 及強制對流 (Force Convection) 的影響各佔一半，因此利用  $Gr_L / Re_L^2 \approx 1$  的特性(式(1))計算底層水可能的平均速率。

$$\frac{g'\beta(T_s - T_\infty)L^3}{\nu^2} = \left(\frac{D_H u}{\nu}\right)^2 \quad (1)$$

由過去文獻(Warren, 1981)可知大陸坡上的南極底層水厚度平均約為  $400 \text{ m}$ ，大陸坡角度 ( $\theta$ ) 及長度估算 (距海岸  $50 \text{ km}$  處深約  $4000 \text{ m}$ ) 約為  $4.57^\circ$  及  $50 \text{ km}$ ，代入表 4 的相關性質如下：式中  $g'$  為重力， $g'=g \cos(\theta)=0.78 \text{ kg m s}^{-2}$ ； $\beta$  為熱膨脹係數 (附錄 D)其值

為  $0.0364 \text{ K}^{-1}$ ； $T$ 、 $T_{\infty}$  為流體溫度及環境溫度，其值為  $-1.4$  及  $-0.6^{\circ}\text{C}$ ； $L$  為特性長度， $L=\text{表面積}(A)/\text{周長}(P)$  其值為  $198.41 \text{ m}$ ； $\nu$  為動黏度，其值為  $1.83 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ； $D_H$  為水力直徑為  $790.42 \text{ m}$ 。綜合以上資料代入式(1)，可推得平均速率為  $0.12 \text{ m s}^{-1}$ 。假設在微觀角度下兩水層間摩擦力可忽視不計，因此可對式(2) 代入所假設的邊界條件  $z=0$ ， $\tau_{zx}=0$ ，進行得到式(3) 流體剪應力之估算。

$$\mu \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \rho g \cos(\theta) \quad (2)$$

$$\tau_{zx} = (\rho g \cos \theta) z / \mu \quad (3)$$

密度  $\rho=1030 \text{ kg m}^{-3}$ ；由於在南極具有最大之重力加速度(USGS 南極 McMurdo 研究站調查資料)  $g=(9.8297 \text{ kg m s}^{-2}) * \cos(4.57^{\circ})=0.7824 \text{ kg m s}^{-2}$ ；因此，底層海水對坡面所作的最大剪應力約為  $3.230 \times 10^5 \text{ N m}^{-2}$ 。

先前以冰山對海流（南極底層水）的影響所建立的模型（如圖 6）為一初步估計，調查當地水域及海底地形後修正為圖 9，圖 9 為簡化之當地海域截面圖，當地海域（即陸棚）有海岸、海盆（即冰間湖）、海檻存在時，鹽類來源主要來自海水，而水的補充除了來自海水外，更因為全球暖化的影響，將有部份來自南極大陸的冰河、冰原、冰蓋。若假設當地水位不變，形成半封閉之反應系統，在長時間運作下，系統可視為趨於穩態。運作原理為冰間湖之海水結冰後所剩餘的濃縮鹹水形成一高鹹度、密度大的海水流，由於比重相對海水為大，由高向低流出冰間湖，形成南極底層水；冰間湖流出的鹹重海水將由南極海水遞補，形成一自然作用之循環系統(Warren, 1981)。

由於全球暖化的影響，使南極冰蓋海冰的強度變差，間接致使漂浮海冰（即冰山）的產量變高，且越來越大。若冰山形成後若不迅速移出冰間湖，而對冰間湖的影響有以下三種可能方式：

1. 冰山的存在如同一可移動的大閘門 (Gate) (圖 10A)，當冰山漂移至海檻時，將會

對鹹度高的海水截流使底層水的流量變小，使冰間湖向外提供的低溫鹹水變少，間接影響全球洋流溫度。

2. 冰山位於冰間湖中，由於體積夠大能影響冰間湖的容量 (圖 10B)，並進而影響底層水低溫鹹水的產量，使冰間湖向外提供的低溫鹹水變少，亦會間接影響全球洋流溫度。

3. 由於南極冰河、冰原、冰蓋、冰山的融化，產生大量淡水(圖 10C)，原本生產低溫鹹水的程序被取代，並逆轉程序生產大量低鹹度海水，並不再生產低溫鹹水，使冰間湖無法向外提供的低溫鹹水，直接影響全球洋流循環作用。

### 三、結果與討論

綜合前述分析，本研究比較陸坡上南極底層水的流速與海底的南極底層水流速互作比較，運用公式求得陸坡上的流速為  $0.12 \text{ m s}^{-1}$ ，而文獻中洋底的流速  $0.44 \text{ m s}^{-1}$ ，陸坡上的流速小於洋底的南極底層水流速，研判可能致使陸坡流速較低的原因如下：(1) 剛自海盆溢出的南極底層水具有相對較高鹽度及密度，因此即使有重力加速仍無法彌補過重帶來的遲緩效應。(2) 本研究估算出大陸坡的大陸坡斜度約為  $4.57^\circ$ ，與一般大陸棚斜度 (ca.  $< 1^\circ$ ) 在巨觀尺度下差異不大，因此重力對底層水的加速效果實為極其有限。(3) 由於位於海底的南極底層水流向是繞著南極流動，地球的科氏力有間接加速的效果，外加過了大陸坡後，海底地形變化大，海流流經較窄的地形會由於白努利定律的發生 (即流體流經較窄的區域後會因為遵守質量守恆而發生壓力下降、流體加速的結果)。

### 四、結論

事實上，2010 年間南極冰山斷冰事件正凸顯長期南極溫度逐漸升高帶來之不良影響，由於陸地平均溫度不斷的升高，造成南極冰架及冰河的結構逐漸弱化，冰棚破碎形成冰山的機率大幅增加，所形成的冰山將會影響全球的海流系統 (如溫鹽環流、南極底層水等)，造成某區域過熱或過冷等氣候異常的情形發生。南極大陸冰河及海洋冰山之



動態行為勢必決定全球氣候變化，後續研究將對實際針對冰河與氣候變化進行模型模擬，以全面決定出防杜之道，以解決南極冰山斷冰之問題。

## 五、附錄

### 5.1 鹽度 (salinity)

鹽度 (salinity)就是溶解於海水的物質總量，即每一千克海水所溶固體的克數，例如：1000 克海水中平均溶鹽 35 克(亦即 35 ‰)。由文獻(范，1986)可知純水在 4°C 時密度最大，然後隨鹽度的增加而漸減；鹽度較低時，水溫往下降，最大密度溫比結冰點先到達，到達最大密度溫以前，溫度降低會使水上下循環，降過這個溫度就不再循環，到了結冰點就從表面開始慢慢往下結冰。如果鹽度超過 24.7 ‰ 結冰情況就不一樣，海水的結冰點比最大密度先到達，水溫降低，海水上下循環，一直到結冰點以前都是如此(范，1986)。

### 5.2 鹽度分佈

海水有一重要特徵，那就是各海水所含鹽量雖然不同，但重要成份間的比例卻保持不變，這證明在很久以前，海水的混合已相當均勻，換句話說，每一海洋都有相當顯著的海流，海洋之間也互相流通。各地海水所含鹽量不同，不同深度也不一樣(范，1986)。上層海水的鹽度：以上層海水而言，由於決定海水穩定性的因素是密度，除極地外，外海海水密度主要受溫度影響，其次是鹽度。深層海水的鹽度：在 4000 m 或更深的深層海水，鹽度變化很小，全球深海的鹽度都在 24.7~34.6 ‰ 的範圍內；此外，深層海水的溫度也在 -0.9~2 °C 的小範圍內，換言之，深層海水的性質相當均勻(范，1986)。

### 5.3 雷諾數

雷諾數定義為  $Re = \frac{\rho Du}{\mu}$ ，其中  $\rho$ ,  $D$ ,  $u$  及  $\mu$  分別代表流體密度、流體水力直徑、流體平均流速及流體黏度。依定義  $Re < 2100$  為層流，當  $2100 < Re < 4000$  則為過渡流，於  $Re$  在

4000 以上，則是紊流。

#### 5.4 熱膨脹係數 (volumetric thermal expansion coefficient, $\beta$ )

$$\beta = -\frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_p$$

亦可換算為

$$\beta \approx -\frac{1}{\rho} \frac{\Delta \rho}{\Delta T} = -\frac{1}{\rho} \frac{\rho_\infty - \rho}{T_\infty - T}$$

$\rho$ 、 $\rho_\infty$  為流體密度及環境密度， $T$ 、 $T_\infty$  為流體溫度及環境溫度。

#### 5.5 海洋的海水、鹽及熱預算估計(Water, Salt and Heat Budgets of the Oceans)

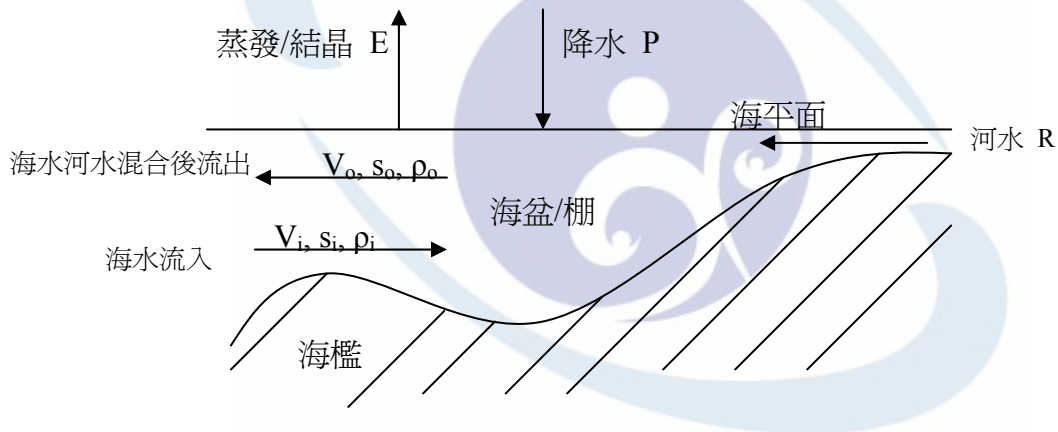


圖 A1. 海盆/棚或冰間湖海水之流入及流出質量平衡示意圖解

容量 (質量) 守恆：容量守恆原理，有時也稱為連續方程式，是由於水的壓縮性很小所得之結果，水以一定流量流入一密閉而裝滿的容器，則此容器必有同一流量流出以達平衡，這“容器”可能是海灣、峽灣等，若忽略潮汐的影響而取海面之平均，則海灣水位不變，並無海水增減，也可視為密閉容器(范，1998)。

如果海水流入、流出海盆/大陸棚如下圖所示，再加上海平面的降水量 (P)、蒸發量 (E) ，則容量守恆原理可以下式表示：

$$V_i + R + P = V_o + E$$

或重新調整成為，

$$V_o - V_i = (R + P) - E = X$$

式中 V 代表流量，即每秒的流量，單位為每秒多少立方米 ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )。經過長時間的平均，系統將達到穩定狀態，系統內或有流動，但水流或海水性質並沒有隨時間改變。

鹽量守恆：

鹽量守恆原理是指溶解於海洋的總鹽量變化極小或不變，適用於較小的海域，尤其是與外海通道有限的海域最有用。鹽量守恆原理可用下列程式表示：

$$V_i \cdot \rho_i \cdot S_i = V_o \cdot \rho_o \cdot S_o$$

式中  $V_i$ 、 $V_o$  分別為流入、流出體積流率； $S_i$ 、 $S_o$  分別為流入、流出鹽度； $\rho_i$ 、 $\rho_o$  分別為流入、流出海水密度。

## 致謝

感謝三年來教育部教學卓越創新教學計畫對此精進教學上之經費補助，以啟發式教學來落實在研究以開創學生職場就業競爭力，方能使研究生王裕民能獨立來剖析完成此支架式教學分析之個案。本教學研究課題深受珍古德博士”Reason for Hope”所啟發而產生。

## 參考文獻

范光龍譯，1998，*物理海洋學導論*，國立編譯館，台北，台灣。

孫秋菊、郭興寬，2004，*環境保護與物流*，清華大學出版社，北京，中國。

陳陽益，民國 92 年，*海洋產業發展*，胡氏圖書，台北，台灣。

莊蕙嘉，2010 年 2 月 17 日，*南極冰舌撞斷*，新冰山盧森堡大，聯合報，台北，台灣。

<http://www.udn.com/2010/2/27/NEWS/WORLD/WOR3/5443083.shtml>

廖榮文，民國 76 年，*海洋學概論*，徐氏基金會，台北，台灣。

Ehrmann, W.U., Melles, M., Kuhn, G., Grobe, H., 1992, "Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean," *Marine Geology*, Vol 107, pp. 249–273.

Garrison, T., *Oceanography: An invitation to marine science*, Cengage Learning, 2007.

Gigantic iceberg altering natural processes, The Australian Antarctic Division leads Australia's Antarctic program, <http://www.aad.gov.au/default.asp?casid=37766>

Giles, A.B., Massom, R.A., Warner, R.C., 2009, "A method for sub-pixel scale feature-tracking using Radarsat images applied to the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica," *Remote Sensing of Environment*, Vol. 113, pp. 1691–1699.

Hall, M.M., McCartney, M., Whitehead, J.A., 1997, "Antarctic Bottom Water Flux in the Equatorial Western Atlantic," *American Meteorological Society*, Vol 27, pp. 1903–1926.

Incropera, F.P., DeWitt, D.P. *Fundamentals of Heat and Mass transfer*, 5<sup>th</sup> ed., JohnWiley & Sons, New York, 2002.

Johnson, G.C., Purkey, S.G., Toole, J.M., 2008, *Reduced Antarctic meridional overturning circulation reaches the North Atlantic Ocean*, *Geophysical Research Letters*, 35, L22601, doi:10.1029/2008GL035619

Large Iceberg Breaks Off Antarctica's Mertz Glacier, ScienceDaily, 2/26/2010

<http://www.sciencedaily.com/releases/2010/02/100226112732.htm>

Massom, R.A., *Recent iceberg calving events in the Ninnis Glacier region, East Antarctica*, Antarctic Science, 2003, pp. 303–313.

McMullen, K., Domack, E., Leventer, A., Olson, C., Dunbar, R., Brachfeld, S., *Glacial morphology and sediment formation in the Mertz Trough, East Antarctica*, Palaeo, 2006.

NASA, MODIS Rapid Response System, <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>

Rahmstorf, S., Thermohaline Ocean Circulation, in: S.A. Elias, (Ed), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, Elsevier Science, 2006.

Smith, R., Desflots, M., White, S., Mariano, A.J., Ryan, E.H., *The Antarctic CP Current*, *Ocean Surface Currents*, 2008.

<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/southern/antarctic-cp.html>.

Stastna, V., *Spatio-temporal changes in surface air temperature in the region of the northern Antarctic Peninsula and south Shetland islands during 1950–2003*, Polar Science, 2010, pp.18–33.

Warren, B.A. (eds.), *Deep Circulation of the World Ocean, in Evolution of Physical Oceanography*, Warren, B. A., Wunsch, C., MIT, Cambridge, 1981, pp. 6–40.

Wendler, G.K. Ahlnas, C. Lingle, “On Mertz and Ninnis Glaciers, East Antarctica,” *J. Glaciology*, 1996.

Williams, G.D., Aoki, S., Jacobs, S.S., Rintoul, S.R., Tamura, T., Bindoff, N.L., 2010, “Antarctic Bottom Water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140–149°E),” *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, C04027, doi:10.1029/2009JC005812

表 1. C-28 冰山 (原“默茨”冰舌) (Wendler et al, 1996)

性質	資料
長 (km)	87
寬(km)	33
高 (水面/海底/全部) (m)	47/ 250(冰舌尖)/297 (1994)/400 m (Masson, 2003)
當地水深 (m)	350-400(1994) or 610-640(2006)
冰山平均密度 (kg/m <sup>3</sup> )	868.2
海水密度 (kg/m <sup>3</sup> )	1028
重量 (×10 <sup>9</sup> ton)	10

C-28 冰山橫切面積約 2550 km<sup>2</sup>

表 2. B-09B 冰山 (SD, 2010; Masson, 2003)

性質	資料
長 (km)	96.5 km
寬 (km)	39 km
高 (水面/海底/全部) (m)	350-400 (< 2006) or 610-640 (2006)
當地水深 (m)	350*
冰山平均密度 (kg/m <sup>3</sup> )	868.2 *
海水密度 (kg/m <sup>3</sup> )	1028

\* 由於 B-09B 冰山部份資料不足，因此假設與 C-28 冰山有相同的性質

B-09B 冰山橫切面積約 2700 km<sup>2</sup>

表 3. 表層海流/南極繞極流 (Antarctic Circumpolar Current, ACC) (Masson, 2003)

性質	資料
深度 (m)	0-200 (Hill, 1970)
平均流量 (Sv)	100-150
海水密度 (g cm-3)	1028 kg/m <sup>3</sup> (SD, 2010)
海水鹽度 (‰)	34.8-35.1
平均溫度 (°C)	-1.7 ~ -1.0 (Smith et al., 2008)

Sv=Sverdrups (1 Sv=10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>)

表 4. 底層海流/南極底層水 (Antarctic Bottom Water, AABW) (Masson, 2003)

性質	資料
深度 (m)	1000-2000 (Hill, 1970)
平均流速/量	1.6 km/h (1 mile/h) (William et al., 2010) or 2 Sv
海水密度 (g cm <sup>-3</sup> )	1.03 (Hill, 1970)
海水鹽度 (‰)	27.85 (Williams et al., 2011), 34.65(Hill, 1970)
平均溫度 (°C)	-1.7 (Rahmstorf, 2006)
層厚 (m)	500 (Johnson et al., 2008), 400 (Incropera and DeWitt, 2002)



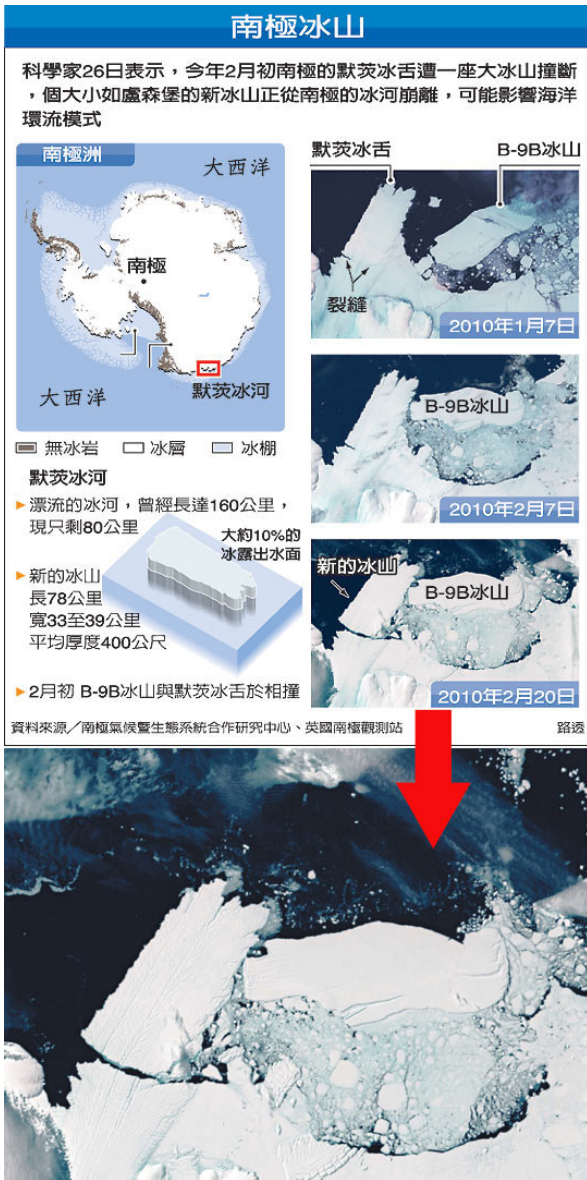


圖 1. 在 2010 年 2 月 27 日由聯合報發佈之新聞指出南極冰河邊緣之冰舌遭另一冰山撞斷以致形成另一如盧森堡大小的冰山，該新聞之引述亦指出大型冰山可能影響洋流流量 (圖片來自聯合報 2010/2/27)



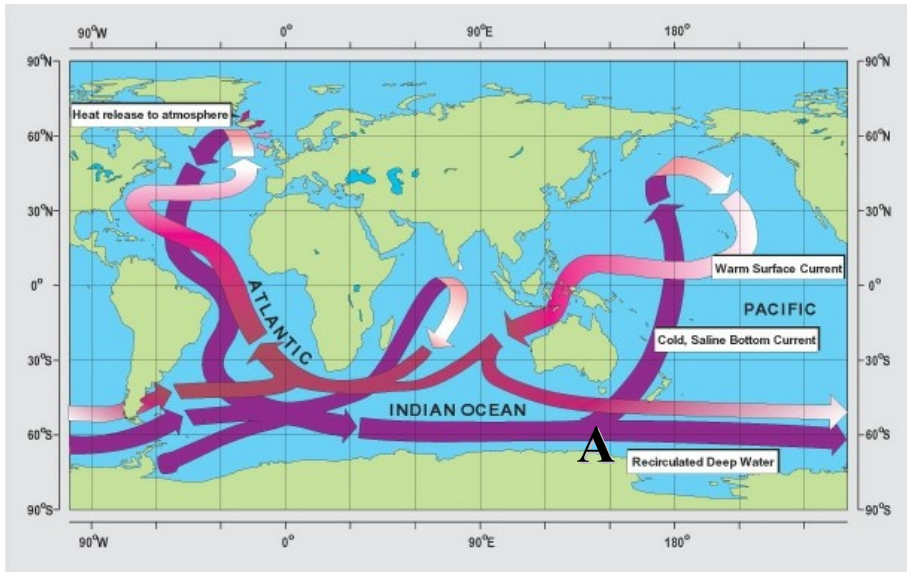


圖 2. 溫鹽環流示意圖 (圖片來源：Quelle: CLIVAR (nach W. Bröcker, modifiziert von E. Maier-Reimer, <http://www.enso.info/enso-lexikon/lexikon.html> )

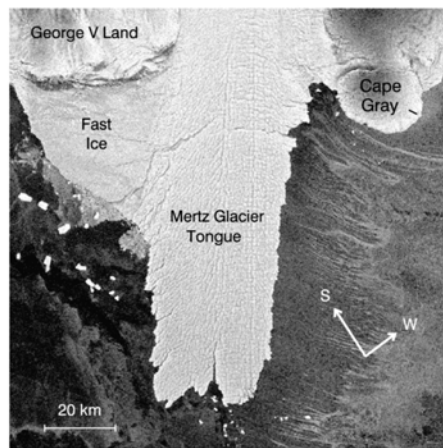


圖 3. 位於南極東南方的“默茨”冰舌 (Mertz Glacier Tongue, MGT), 2006 年 9 月 23 日攝 (圖片引自 Gile et al., 2009)

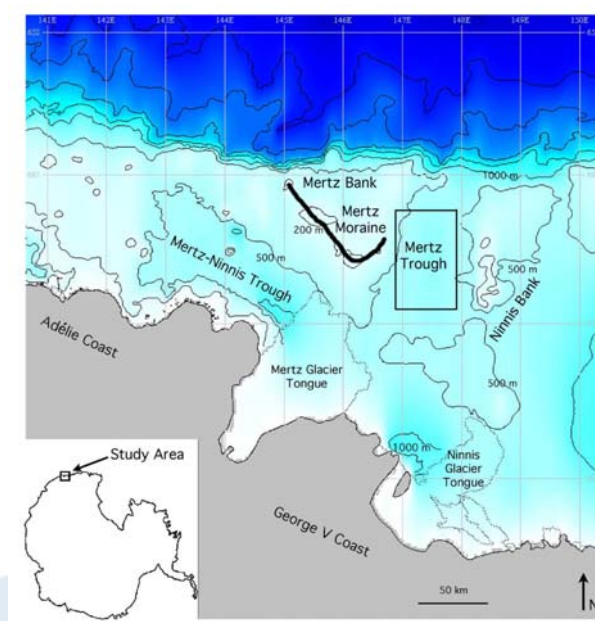


圖 4. “默茨” 冰舌於南極洲的相對位置(圖片引自 McMullen et al., 2006)

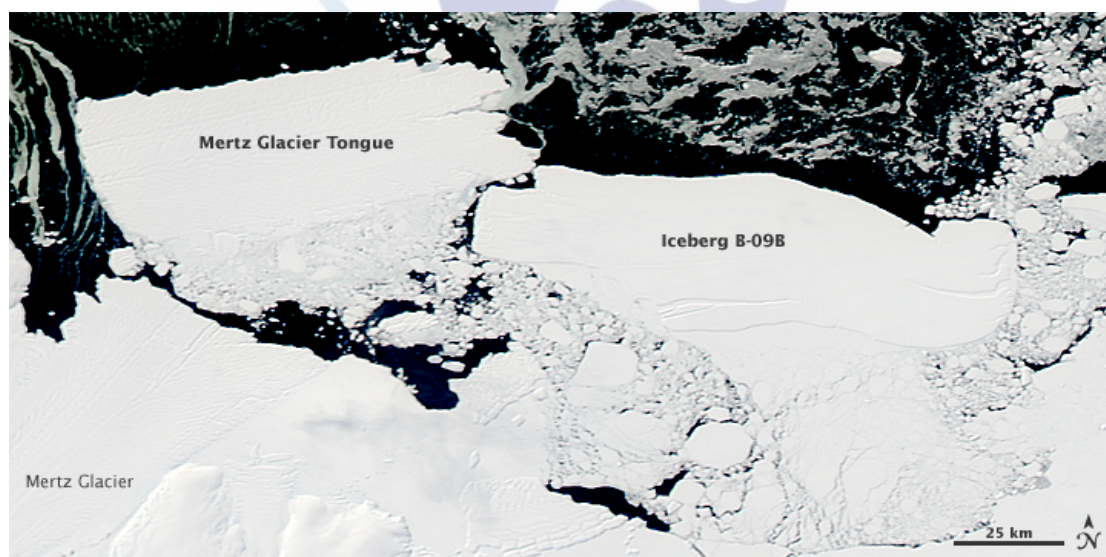


圖 5. “默茨”冰舌被代號為 B-09B 的冰山撞斷而成為代號 C-28 的新冰山，2010 年 2 月 26 日攝 (圖片引自 NASA)

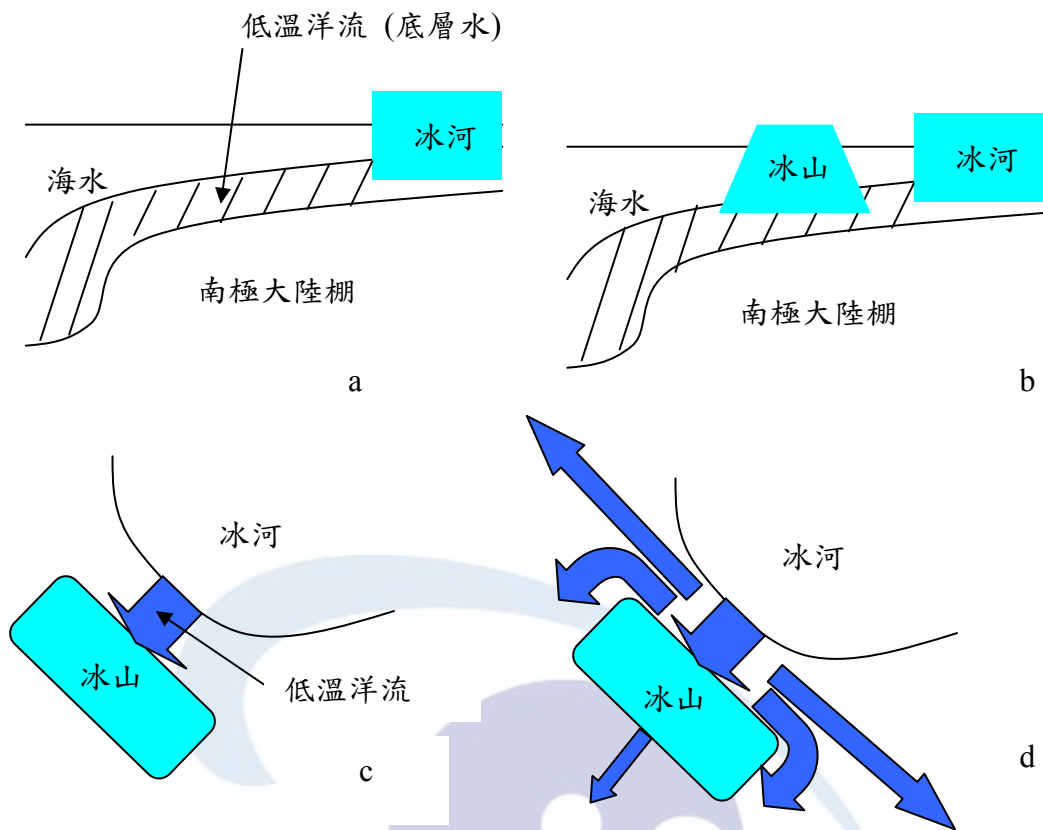


圖 6. 冰山的存在可能影響海流的流向。a. 低溫洋流 (底層水) 於海底流動截面圖 b. 低溫洋流受冰山阻礙之示意圖 c. 低溫洋流受冰山阻礙之俯視示意圖 d. 低溫洋流受冰山阻礙可能流向示意圖

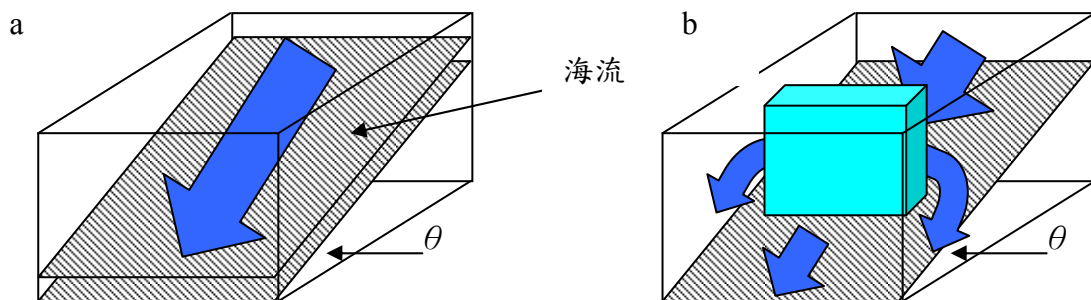


圖 7. 冰山與洋流關係簡化示意圖。a.. 冷水洋流可視為在斜面上移動的緩慢底流 b. 為洋流受阻礙時之簡化模型

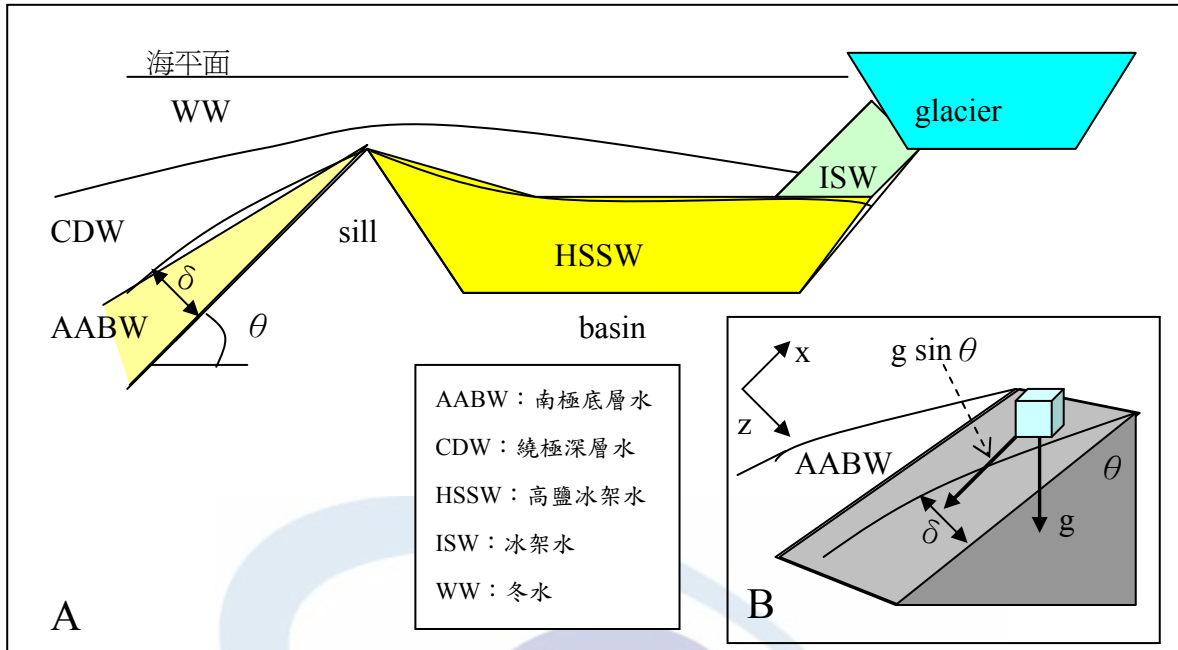


圖8.“默茨”冰河附近陸架/冰間湖斷面圖（無冰山存在下）

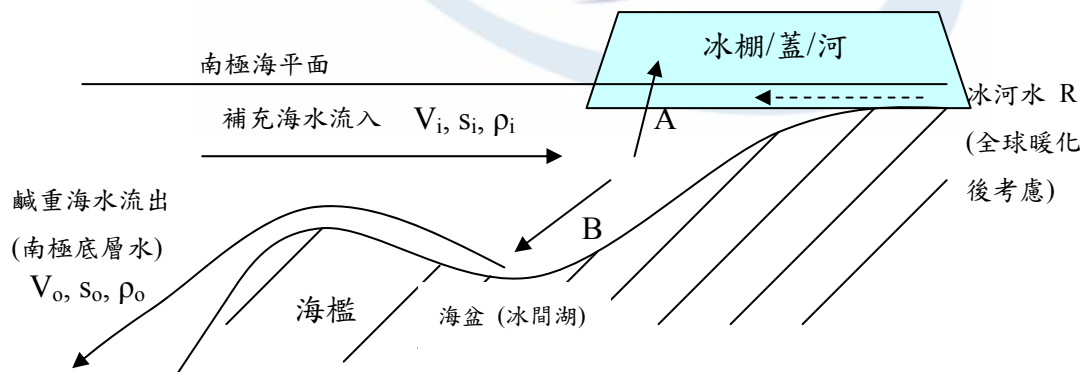


圖 9. 當地海域截面圖，南極底層水沿海底流出，海水自上層遞補，A、B 標示分別為結冰/接近臨界點的海水及經濃縮的鹹重海水；海冰/比重及鹽度相對低的海水將浮起並形成冰棚，比重大且鹽度高的海水將下沉湖底形成底層水。

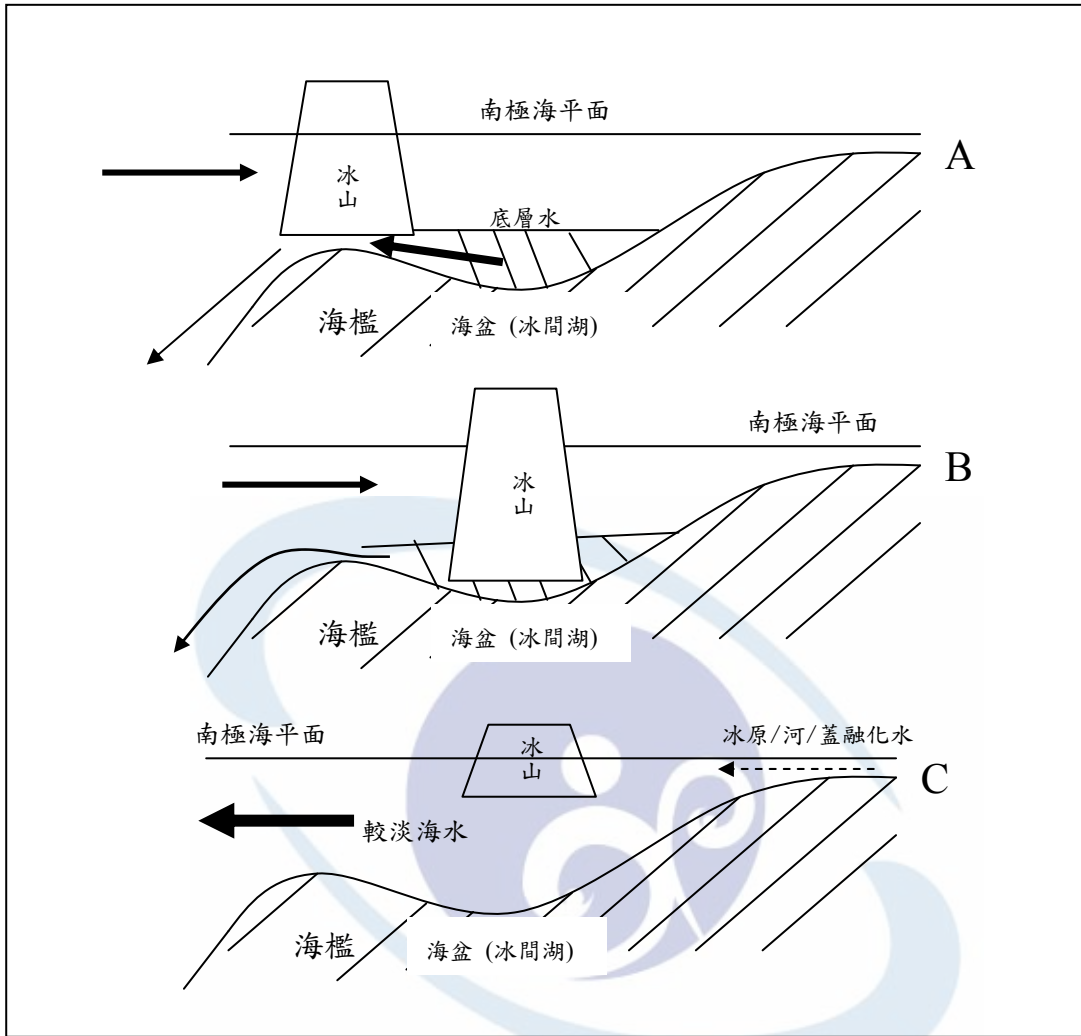


圖10. 全球暖化對冰間湖生產低溫鹹水 (南極底層水) 的三種可能的影響