

南极冰盖表面物质平衡实测技术综述

丁明虎^{1,2} 效存德² 明镜^{2,3} 秦大河² 李传金² 金波⁴

¹ 中国科学院地质与地球物理研究所,北京 100029;

² 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室,兰州 730000;

³ 国家气候中心,北京 100081;

⁴ 国家海洋局极地考察办公室,北京 100860)

提要 研究南极冰盖的物质平衡状况是研究冰盖与全球海平面变化关系的基础性工作,也对重建冰芯古气候记录有重要意义。积累率是冰盖物质平衡计算中最重要的收入项。大空间尺度上的表面物质平衡信息只能通过遥感技术来获取。但因存在多源误差,仅靠遥感手段,冰盖物质平衡的信息难以准确获取,这是南极冰川学面临的最大挑战之一。因此实测数据不可或缺。表面物质平衡的实地测量有多种方法,如花杆、超声高度计(雪深仪)、雪层物理/化学层位法(比如雪坑、冰芯/雪芯积累率恢复,探冰雷达连续测量冰内等时层结构等)。本文对南极冰盖表面物质平衡的实地测量技术做一概述,对每种方法的特点进行了比较和讨论。

关键词 物质平衡 南极冰盖 积累率

0 引言

地球表面由冰雪组成的冰冻圈,对地球气候系统产生重要影响:冰雪表面具有很高的太阳反照率,形成全球气候的冷源;巨大的淡水储量对水循环有重要作用,冰架崩塌和融化是热盐环流的重要驱动力。由于冰盖面积广袤,包含冰量巨大,上述作用更为显著。

受全球变暖的影响,海平面上升对人类的威胁越来越严峻。关于南极冰盖物质平衡当前状态尚有许多争论^[1],气候变暖、海洋增温和环流的变异导致冰架崩解或减薄,从而使冰川流速加快,南极冰盖物质损失正逐步增加;同时海洋蒸发量的加强使得内陆冰盖降水增加,表面物质积累率也在逐步增强,因此冰盖物质平衡的研究尤为重要。表面物质的积累与损失,边缘冰架的崩塌与融化量是计算冰盖物质平衡的主要参数。由于监测困难,

[收稿日期] 2009年6月收到来稿,2009年7月收到修改稿。

[基金项目] 国家自然科学基金(40776002、40620120112)、中国科学院“百人计划”和国家海洋局极地考察办公室、中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室开放基金(SKLCS-07-02)、国家海洋局极地考察办公室极地科学战略研究基金(20080201)和IPY专项资助。

[作者简介] 丁明虎,男,1983年生。现为中国科学院地质与地球物理研究所在读博士生,主要从事冰川气候学研究,E-mail:dingminghu@cams.cma.gov.cn。

冰盖边缘冰架的崩塌融化定量研究较少,只对冰盖表面物质平衡做了大量研究。

与格陵兰岛和南极半岛不同^[2],南极冰盖的主体表面物质的损失方式以风蚀和升华为主,只有小部分地区处于负平衡状况(如蓝冰区)^[3]。内陆高原地带的很多地区处于接近零平衡状态,也有部分地区曾有负平衡出现^[4]。

东南极冰盖上的物质以固态水(降雪或晴空降水)沉降下来,降水往往同时发生在几十到数百平方公里的范围内,但由风速和温度主导的各种沉降后过程会改变雪层的结构,使得积累率具有多样性^[5]。积累方式的多样性和各种表面过程会形成小雪丘、纵向雪丘、百米长的大雪丘乃至千米长的雪垄^[6-10]。早先沉降的老雪被新鲜雪覆盖,受到上层重量的影响,逐渐密实,直至成冰。

研究物质平衡的时空特征具有如下重要作用:第一,依据不同尺度上物质平衡的变化特征,估算冰盖目前状态及其对海平面变化的贡献^[1];第二,使用深度-年龄冰流模型解释冰芯记录的基础;第三,遥感测量表面物质平衡进行地面验证;第四,有助于深入理解物质平衡-大气环流之间的关系;第五,改进和检验各种气候模型尤其是古气候重建模型和预测模型^[11]。目前的研究由于分辨率和数据不足不能满足这些需求,如用来辅助冰芯定年的深度-年龄冰流模型,只能假定一个恒定、连续积累的模式,而事实上表面积累状况无论在时间上还是在空间上都不是恒定、连续的。

通常通过记录一段时间内表面沉降的雪层厚度,来计算冰盖表面某一点的物质净平衡。如图1所示,不同的观测方法时空覆盖度相差很大,精度也各不相同。花杆、雪深仪、雪坑和冰/雪芯在冰面特定地点获取表面物质平衡信息,而探冰雷达一般装载在交通工具上对一个剖面进行探测。花杆和雪深仪需要经历相当长的时间才能获取该地点的净积累率,雪坑、冰/雪芯和探冰雷达在一次工作中就可以得到一定时间内的表面物质积累信息,所以可以把这些方法大致分为即时法和追溯法两类。由于观测方法的不同,它们观测的时间尺度和分辨率也有很大不同,下面将详细地阐述。

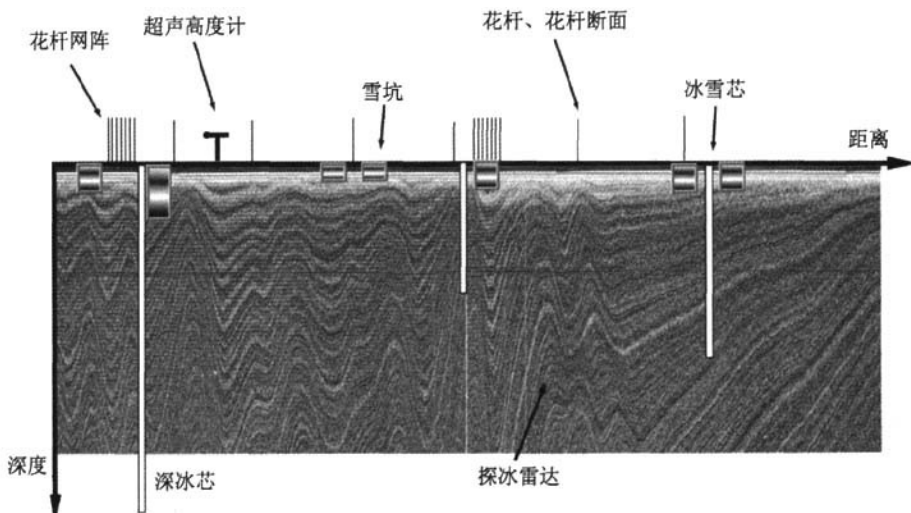


图1 冰盖表面物质平衡实测方法示意图(据文献[11]修改)
Fig. 1. Snow mass balance measurement methods on ice-sheets^[11]

1 物质平衡观测的先决条件——雪密度

目前的观测方法都是通过测量一定时间段内的降雪厚度或者雪层厚度的变化来获取表面物质平衡信息,将高度或深度资料转换成物质平衡绝对值(水当量),必须与不同层位雪密度相乘。由于东南极的特殊环境,很难得到精度较高的雪密度资料。目前很少有测量方法能够直接获取精度较高的雪密度信息,其中之一是当前开始应用的“中子放射探测仪”^[12-14],其主要原理是测定中子射线通过雪冰的衰减率。

重量-体积法是测量密度最常用的方法,但由于南极气候条件恶劣,很难提高测量精度。不同采样器的使用,进一步增加了测重的不确定性。Mayewski 和 Goodwin^[15]在国际南极穿越考察计划(ITASE)中提出一套雪坑密度测量规范:沿竖直方向高分辨率测量密度以减轻强烈密实化作用的影响;自下而上取样,避免上下层雪样混合;同时使用两条直尺测量取样深度,减小误差。据研究,约 1% 的容积误差和约 1 g 的重量误差可以导致约 1.4% 的密度误差^[8]。若采用坚固轻质的雪样器可以把容积误差控制在几个百分点以内。弹簧秤的重量误差一般在 5g 左右,最好使用耐低温的高精度电子天平。

南极冰盖考察多在南半球夏季开展,因此表面雪密度的测量大都是夏季值,不能代表全年平均密度。降雪后重新分布(如风蚀和堆积)、降水季节和干季造成雪密度的时空分异性也很大。雪密度的季节性变化还受到风速和温度的改变、新雪降落、低层大气-雪面-粒雪之间的水汽交换三个因素控制。通过雪坑研究可以获得不同层位的雪密度值,但是很难确定最接近年平均密度的深度。Vostok 地区的年平均雪积累率是 $7 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$,而单个花杆测得的年积累率却从负值到 $20 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ 不等。曾有研究对该区域 17 个雪坑进行研究,发现上部 20 cm 雪密度基本不变,所以一般使用这个层位的密度来计算 Vostok 地区的表面物质平衡状况;这个层位的密度冬季为 $310 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$,夏季为 $330 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$,季节性密度误差达到 6%^[11]。

对冰/雪芯来说,通常在钻取后,测量其长度和直径,并用电子天平称重,计算得到密度值。但由于上层雪密度较小,雪芯容易变形;并且在钻取的过程中钻筒筒壁与冰/雪芯外部摩擦,会使得外部物质掉落。在钻取点附近挖掘雪坑测量上层雪密度可以得到更准确的值;冰/雪芯钻取直径增大也会有效降低误差。

超短波射线也可测量雪冰密度,超短波射线经过雪冰之后的强度变化与冰雪密度有关。常用有 3 种射线:γ 射线、X 射线和中子射线。

2 降雪高度/深度实测方法

2.1 花杆法

花杆法是最简单易行的测量表面物质平衡的方法,它通过测量一定时间段内的雪面高度变化获取积累数据,能够提供区域性的物质平衡分布信息。目前花杆法在南极被广泛应用。

除了单个花杆之外,花杆断面和花杆网阵也在南极广泛应用。花杆断面常沿南极考

察穿越路线布设。花杆网阵设置在小区域内($10^4 - 10^6 \text{ m}^2$),通过多个花杆的平均得到准确的区域积累值,连续的花杆网阵监测可以得到积累率的年际变化甚至季节变化信息^[16]。

2.1.1 花杆法的实施要点

实施花杆法遵循多个要点。花杆一般设置在雪面较平整地区,或在花杆底部连接一个水平板辅助固定,和周围雪层紧密结合。最好使用轻质花杆,竹竿和铝杆在南极使用最多(直径2—3 cm),但极端环境下易受强风的影响而弯曲、折断甚至丢失,在沿海地带受太阳辐射影响可能下沉、倾斜(图2),最近某些地区开始使用聚碳酸酯塑料杆(直径5 cm),相对来说,它的密度更接近于表面雪层,更结实也更昂贵^[11]。在实际操作中假定花杆和周围雪层一体,花杆最长不超过4 m,约有35%埋入雪面以下,一般5年便需重新设置(取决于积累率)。

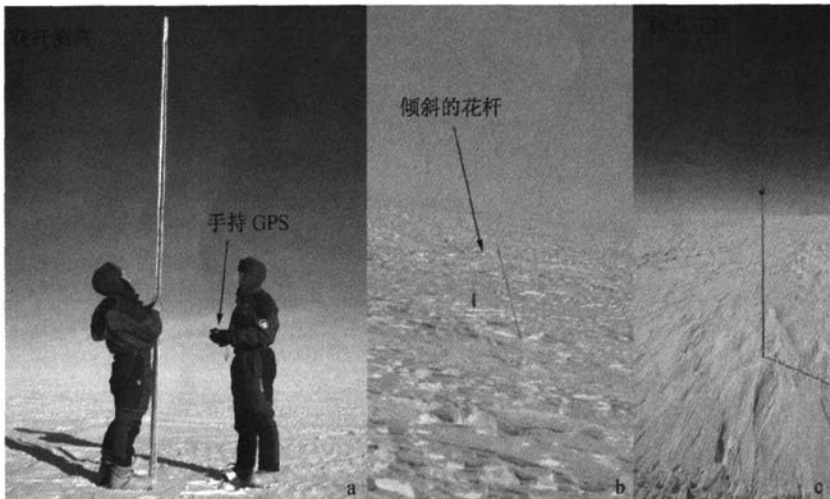


图2 冰盖表面物质平衡花杆法示意图。(a)花杆测量;(b)受风和沉降影响而倾斜的花杆;(c)标准花杆
Fig. 2. Stake measurement method for ice sheet surface accumulation

单个花杆极易受到局地沉降过程(如风吹雪)的影响,短期测值的空间代表性很小,但多年测量可大大平滑这些误差,其平均值可代表较大区域的积累量。手持GPS可以对花杆多次定位,计算花杆位置的变化可以求出冰流速度。大部分南极路线考察都会在沿途设置花杆断面,并在花杆快被淹没时原地更换,获取连续测值。但多次重复测量耗费大量的人力物力。

花杆法需考虑观测区状况、所需分辨率及后勤保障等因素。从科研上来说,时空分辨率越高越好,但同时会增加后勤负担,所以需要协同考虑;观测区状况一般只能在观测多年之后才能得到,仅参考其它资料可能会导致花杆设置不够合理。在Vostok的研究表明,小型花杆网阵(几百平方米)面积的增加比数目的增加能更有效提高观测精度,最佳面积取决于雪面粗糙度,粗糙度越大,网阵面积就应该越大,反之亦然^[17](表1)。

表 1 冰盖表面物质平衡实测方法实施要点及误差来源
Table 1. Error sources and operating rules of snow mass balance estimates for different methods

方法	实施要点/原理	误差分析	
		误差来源	误差类型
花杆	雪面平整地区设置	测高精度	高度
	轻质花杆	底部沉降、花杆弯曲	高度
	高度不超过 4 m	表面地形变化	高度
	长期观测	密度测量	物质量
超声高度计	开阔地带设置	结霜	高度
	保持合适高度	气温	声速
	定期复查	声速	高度
	收集气温	支架沉降	高度
	最好与气象站结合使用	表面地形变化	高度
		积雪迁移	高度
		老化、腐蚀	精度
	密度测量	物质量	
雪坑、冰/雪芯	挖掘雪坑或钻取冰/雪芯 选择合适定年指标	年际变化	定年
		密实化作用	定年
		定年因子选择	定年
		冰/雪芯变形等	物质量
		冰流	雪层厚度
探冰雷达	追踪等时反射层 进行时间-深度转换 确定等时反射层的年龄 计算密度-深度及其在空间上的变化函数 多次计算得出物质平衡值	波速-深度函数	深度
		时间-深度转换	定年
		深度-年龄转换	定年
		密度测量	物质量、波速
		密度剖面插值	物质量
		冰流	雪层厚度
		冰芯解释	物质量

2.1.2 花杆法的误差来源

花杆法的误差主要来源于两方面:(1)高度测量误差,主要指雪降落时受花杆影响产生自然扭曲、测量人员经过花杆网阵时对雪面影响、以及测高精度所产生的误差,故应在下风向测量以减小人为误差。(2)密度测量的误差部分已在前文讲述,另外受到小尺度地形多样性(风化壳和雪丘等微地形)的影响,花杆网阵不同位置的密度也不同,应采用多点平均的方式减小误差。自然原因是产生误差的主导因素,可以通过增加花杆数目和长时间观测来弥补(表 1)。曾有研究表明^[11],Vostok 地区单个花杆的标准差为 $18 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$,约占年平均积累率的 85%,这说明东南极内陆低积累率地区单个花杆的测值无任何代表意义;Dome C 地区也有研究表明,单个花杆或冰/雪芯短期内的结果无法代表该区域的积累信息;甚至某些高积累地区($250 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$),因有超过 20 cm 高的雪丘分布,观测结果可信度受到影响^[18]。

2.2 超声高度计(雪深仪)

随着低温材料的进一步发展,超声高度计最近十几年开始在东南极使用。其基本原理是通过记录锥形向下发射和接收(一定面积)雪面反射回的超声波的时间差来计算雪面高度变化(图 3)^[19],严格地说,需要配合实时温度数据来矫正声波传输速度。目前在南极的海岸地区、内陆高原地区、强下降风地区及冰架上被广泛使用^[20,21]。

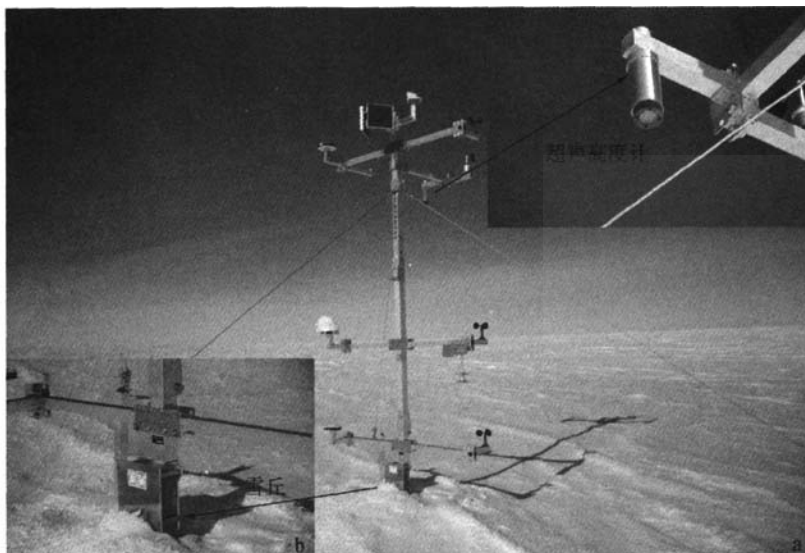


图3 超声高度计示意图。(a)安装在气象站上的超声高度计;(b)气象站支架下方积累的雪丘;(c)超声高度计特写

Fig. 3. Ultrasonic sensor for snow mass balance measurement at the ice-sheet surface

2.2.1 超声高度计的实施要点

超声高度计需要在开阔地带设置,并固定在支架上以保证传感器垂直向下。东南极地区需要保持距雪面至少0.5 m。积累率较高的地区至少需要每年复查1次,内陆地区每2—3年复查1次;电池和存储卡需经常更换,费用较高。来源于海洋的气团携带大量海盐离子,容易腐蚀传感器。

超声高度计应在障碍物的上风向很远的地方设置。在东南极容易判断上风向,地形和(下降)风向也是恒定的。若没有当地气象资料,可通过雪丘来判断。

用来校正声波速率的温度数据必须收集。探测器内部记录的温度值不可信,因为在风速小辐射强的情况下探测温度高于外部实际值。最好在探测器和雪面之间设置一个温度传感器;若能测量两者之间多个高度的温度值,取其平均值则更佳^[22](表1)。

2.2.2 超声高度计的误差来源

最常见的问题是传感器下部结霜,影响声波的发射和接收。在传感器四周固定一个锥形物体可以一定程度防止结霜,但同时也增加了锥形物外围由于积雪过多而结冰的可能性,易损坏支架。研究发现坡度大的地区下降风较大,下层大气干燥,结霜现象少见,所以在内陆冰穹和冰架地区应少用超声高度计来观测表面物质平衡。受到老化、腐蚀和温差过大的影响,传感器记录数据的准确性会逐渐降低。

一年内,东南极冰盖表面辐射多数为负,所以传感器与地面附近空气的温度相差很大,天气晴朗的极夜温差甚至能达到5℃(3—4 m高度差)。用来校正声波速度的温度记录不一定是准确的平均值。

在结霜现象严重的地区(内陆平缓的高原),支架上物质积累过多容易掉落在正下方,积累成中小尺度的雪丘(图3b),被超声高度计当成降雪记录下来。

有时风速过大时会吹起地面的“雪团”,经过探测器下方时会被误认为积雪^[23],结合气象站记录可以检测出飘雪事件,予以剔除即可(表1)。

2.3 雪坑、冰/雪芯法

雪坑、冰/雪芯法是通过挖掘雪坑/钻取冰雪芯(图4),获取不同深度同时也是不同时间沉降的雪冰,对这些样品进行化学分析,测定典型元素信息(如 NO_3^- , β 活化度),可以得到不同深度的年代信息。在挖掘雪坑/钻取雪芯的同时测定不同深度的密度。两者结合便可得到一定时间段内的积累量^[24]。



图4 雪坑、冰/雪芯野外作业示意图

Fig. 4. Snow pits and firm core methods for snow mass balance measurement

2.3.1 雪坑、冰/雪芯定年

确定雪坑、冰/雪芯年龄的方法有3个,一是通过高分辨率的物理、化学、同位素记录的季节性循环确定冰/雪芯年层厚度;二是通过特殊化学记录(如火山事件、核事件)来确定特殊年层;还可以通过核素的自然衰变定年,这种方法使用较少。具体使用方法要根据研究的需要和研究区域的积累率来决定。

(1) 物理、化学、同位素记录定年

稳定同位素比值法($\delta^{18}\text{O}$ 和 δD)是在高积累率地区(超过 $80 - 100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)定年的常用方法^[25,26]。极地雪冰中的氢氧同位素比值主要与降雪时的凝结温度正相关,所以使用这种方法定年,野外及实验室操作简单,但下部雪层易受沉降后过程的影响,一般每个年层最少要9个样品才能较好显示季节信号^[27]。

主要可溶性离子定年是目前使用最广泛的方法,连续流分析、离子色谱、连续溶解分样等各种仪器和技术方法的发展进一步促进了这种方法的使用^[28,29]。甲基磺酸(MSA)、非海盐硫酸盐(nssSO_4^{2-})、及来源于海洋生物的二甲基硫化物(DMS)是典型的定年离子。研究发现海岸地带的MSA和 nssSO_4^{2-} 在夏季含量最高; Na^+ 的浓度与海洋来源有关,海岸地带在冬季会达到最大值,有显著的季节循环。对内陆高原地区来说,由于海盐离子到达困难, Na^+ , nssSO_4^{2-} 及硝酸盐是判断季节信号的主要指标^[8,30,31]。与稳定同位素法一样,获取完整的季节信息需要在同一年层取样9个^[15]。南极冰盖的硝酸盐受其来源的影响,在沉降后容易变化,尤其是在积累率低的地方,由于未被及时覆盖季节信号丢失,最好使

用 Na^+ , SO_4^{2-} 或者多离子结合的方法来计算年层厚度^[27]。

雪冰中的某些气体(如 H_2O_2)也可用来定年,但这种方法受限于高积累率($>200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)地区,应用较少^[32]。可视年层法原理基于冬夏季雪层的结构差异:夏季气泡少而大,冬季气泡多而小;夏季有融化层等^[1]。这种方法主观因素太多,需要长期经验才能有效判定,可信度低^[33]。

(2) 标志性事件定年

南极冰盖物质平衡研究中,多个标志性事件可以用来计算雪层深度和年龄的关系。常见的有两类:火山事件和核事件。

硫化物是火山事件的标志。火山爆发释放大量的 SO_2 , 约1个月后被氧化成硫酸,并在空气中留存很长时间,所以能随着大气环流传输到南极地区,一定时间后(取决于喷发地点,一般不超过3年)沉降到南极雪冰中^[34]。Pinatubo(1991)、Agung(1963)等事件被完好的记录在南极雪冰中。如 Tambora 火山在1815年4月爆发,南极雪冰中的 SO_4^{2-} 在1816年初开始升高,并在1816年末1817年初达到最高浓度^[35]。冰盖内陆低积累地区,约2m的浅雪芯就可达到1991—1992的雪层(Pinatubo)^[36,37]。

核实验物质于1954—1955年和1963—1964年在南极冰盖沉降最大,可作为确定年层的指示。它的主要来源是二战后各国的核试验残留物,其中⁹⁰Sr和¹³⁷Cs(总 β 活化度)、Pu的各种同位素和²⁴¹Am挥发性低,沉降后变化小,是判定核事件信号的主要指示,³H也可作为判定热核事件的指示^[38]。

(3) 放射性年代学定年

南极的²²²Rn(氡气)由于受到海洋包围、远离其它大陆等因素的影响,在雪冰中富集。其衰变而成的²¹⁰Pb能释放出 β 射线,半衰期为22.3年,且二战后的核试验很少产生²¹⁰Pb,可用作放射性年代指标^[39]。可用它来获取过去100年的信息。

放射性年代学方法常用于黄土研究,在南极雪冰研究中应用较少。

2.3.2 雪坑、冰/雪芯法的误差来源

研究表明,风和升华会改变同位素的组成,可能导致季节信号的误判和丢失^[40];海洋生物释放出来的硫化物沉降到雪冰中,会干扰海岸地带火山源硫化物记录^[37]; ²¹⁰Pb容易受到年层丢失、²²⁶Ra含量过高、空气垂直交换(额外²²²Rn进入)、融水等因素的影响误差较大^[39],需同时使用多个指标来减小定年误差。多个指示因子结合定年同时也增长了误差出现的可能,如容易加入错误的季节信号、错误的火山年龄等。一般来说,通过参考相关地区的研究来定年可以把误差控制在1年左右,但若参考地区距离过远会造成误差过大。

冰盖运动的影响也需考虑,冰流的伸张作用会造成年层向四周扩展而变薄。一般来说,在东南极广大寒冷的内陆冰盖地区,由伸张而引起的减薄率在 $0.01\% \cdot \text{a}^{-1}$ 左右,不超过100m的浅冰芯相对误差在5%以下,可以忽略。但在运动较快的冰流或者冰架地区,减薄率约为 $1\% \cdot \text{a}^{-1}$,100年前的雪层相对误差可达13%^[11](表1)。

2.4 探冰雷达

探冰雷达可通过勘测连续年层(等时反射层)在研究剖面上的深度变化,为物质平衡研究提供重要信息。它需要与高分辨率的冰芯结合才能为雪层定年。

高精度 GPS 测量是探冰雷达的重要补充,配合使用可以探测积累率在空间上的变化,大大降低了建立积累模型的难度。高频探冰雷达(100 MHz—1 GHz)能对冰盖上部百米的冰雪层结构进行高分辨率成像,提供过去几百年的物质平衡演化信息。探冰雷达因其经济性和携带方便等特点被广泛应用,如国际横穿南极科学考察计划(ITASE)和欧洲南极深冰芯钻探计划(EPICA)的相关项目^[4,8,10,11,18,38,41]。

2.4.1 探冰雷达测积累率原理

探冰雷达通过接收等时反射层反射回来的电磁信号来探测冰雪层结构。该设备可以固定在雪地车或其它雪面交通工具上,其地理位置变化通过 GPS 同时测量并自动记录(图 5)。有 3 个因素会影响电磁脉冲在雪冰中的传导:(1)与密度相关的介电常数,是制约上部数百米反射信号的主要因素;(2)电磁脉冲的频率(或波长)的改变能控制冰层深部的反射;(3)冰盖深部(超过 1000 m)冰晶结构的发育,会造成电导率各向异性^[42]。

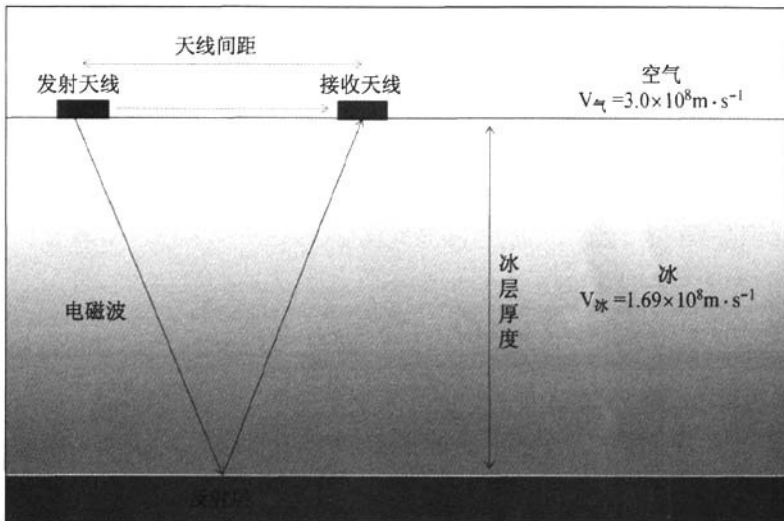


图 5 探冰原理示意图. $V_{\text{空}}$ 是电磁波在空气中的速度, $V_{\text{冰}}$ 是电磁波在冰内的平均速度
Fig. 5. Ground (Ice-surface) based radar for ice structure detection

在南极高原地区,等时反射层可以延伸数百公里,要对积累率进行定量评价需要采取以下几个处理步骤(表 1):

(1)追踪等时反射层。对雷达原始数据进行数字处理(水平叠加、滤波和增益控制),追踪雷达图像中的连续反射层。

(2)进行时间-深度转换。计算出等时反射层的深度变化,最主要是获得电磁波速度随深度变化的特征。目前有多个方法来确定波速-深度函数,其中一个方法是把冰芯测量结果直接与平均等时反射层深度结合,计算得到波速-深度函数^[43]。

(3)确定等时反射层的年龄。目前通过雪坑和冰/雪芯来确定不同深度雪层的年龄,并与雷达剖面上的等时层结合构建年龄和深度的分布函数。

(4)计算密度-深度及其在空间上的变化函数。一般来说,积雪的密度受控于当地的气象参数,并随着深度的增加而增加,同时密度-深度在剖面上的变化会影响波速-深度的

函数。

(5)对等时反射层进行多次计算得到物质积累值。

2.4.2 探冰雷达测净积累量的误差来源

探冰雷达测表面物质平衡方法的误差可分为等时反射层深度确定相关误差,等时反射层定年相关误差及上部物质质量估算误差,内陆地区与沿海地区的密度-深度(波速-深度)均一性也不相同。另外对雷达剖面进行空间内插或者外推以获取密度信息时也会产生误差。在实际操作中,雷达勘测路线不可能直接穿过取样点,或者不能保证在同一年进行,某些取样点与勘测剖面之间的距离甚至远远超过10 m,会造成较大的误差。

雷达系统的工作频率决定了等时反射层的垂直分辨率。理论上讲,等时反射层间隔为波长1/4时能达到最佳分辨率。据Ricker法则,2个反射脉冲的传导时间间隔超过脉冲周期1/2时就能分离出来,但是大部分雷达都采用多个频率同时勘测的方式,分辨率随之下降^[44]。

3 各种测量方法的优劣势

4种测量方法各有优劣,花杆法使用广泛、操作简单,且能覆盖大面积区域,若复测间隔短虽可保证一定的时间分辨率,但同时增加了后勤保障的费用;复测周期是限制花杆法的重要因素,只能在常年考察区域实施。超声高度计由于其实时性,可高时间分辨率地记录积累、消融事件,这对于用冰芯反演古气候记录有重要作用^[21];单件器材成本过高使其不能像花杆法那样多点设置,故空间指示意义低。单个(支)雪坑、冰/雪芯就能获得长时间序列的积累信息,目前在南极穿越考察路线上已做了大量研究;但受局地多样性和风、温等因素的制约,其空间指示意义相对较低。探冰雷达能安装在雪地车等交通工具上快速多次在南极冰盖进行勘测,覆盖面积广;但由于必须与冰芯结合才能解译等时反射层,其深部层位分辨率低,误差较大,并且受到区域地形多样性的制约,其密度-深度的侧向均一性随着勘测空间的增大而急剧减小,特别是在上部3—20 m的雪层中(表2)。

表2 4种测量方法的优劣比较
Table 2. Comparison of different SMB measurement methods

方法	优点	缺点
花杆	简单易实施 覆盖范围广(花杆断面) 局域指示意义强(花杆网阵)	单点误差大 后勤费用高 实施周期长 易受局地地形影响
超声高度计	时间分辨率高 实时记录积累、消融 可与气象站结合实施	空间指示意义低 支架下方易积累雪丘
雪坑、冰/雪芯	快速得到结果 时间序列长 时间分辨率比较高	空间指示意义较低 影响因素较多
探冰雷达	野外操作简洁快速 经济 覆盖范围广	必须和冰芯结合来解释数据 时间分辨率低 精度受器材制约 受区域地形变化制约

4 讨论

本文讨论了各种冰盖表面物质平衡实地测量技术,为南极实施观测提供参考。受南极冰盖极端环境和物质平衡时空多样性的制约,不可能在南极各个地区都进行多方法综合调查,只能在特定路线或地区进行研究。

风对表面物质平衡状况的影响是一个很重要的方面,尤其是对雪坑、冰/雪芯法和花杆法来说。随着风蚀、风吹雪等原因造成的地形越来越复杂,雪积累的空间多样性增大。几米(每千米)的坡度差就会对下降风产生很大的影响,进而影响积累记录。通过单个雪坑、冰/雪芯来研究区域物质平衡信息有很大的缺陷,在附近进行雷达探测,可以提高这些点的区域代表意义。

从冰芯中获得高分辨率的物质平衡指标对确定物质平衡的最重要影响因素非常重要。年际或季节统计意义上的重建可以通过多冰芯数据协同处理来实现。最好在挖掘雪坑、钻取冰/雪芯时就获取一定的信息,如通过中子放射探测仪确定最深雪层早于某个火山事件。

超声高度计应该配合气象站使用。设置在气象站上既能利用电源、存储卡和数据传输系统,又能同步获取气象数据,可以计算出表面物质平衡的各个分量(降雪、凝华、升华、融化和搬运)。受精度制约,超声高度计在冰盖内陆低积累区作用较小,但用来研究其它地区的表面物质平衡变化非常适合。超声高度计在南极的应用越来越多,如何把高度变化精确转换成物质变化,成为亟需解决的问题,雪层密度测量需要在空间上和时间上加大投入。

本文所述及的几个方法对目前研究表面物质平衡状况和未来趋势是重要的,但仅仅通过地面测量,用它们来解释整个冰盖的物质平衡状况并不现实。空间技术的发展使得现在可以利用卫星遥感手段来探测浅雪层。格陵兰冰盖的研究证明机载合成孔径干涉雷达配合地面验证能有效地分辨出上部连续年层^[45]。德国科学家 2008 年 1 月在南极部分地区进行了机载遥感研究,遥感技术配合地面调查,将会成为当前和未来研究南极冰盖表面物质平衡的主要手段。

参考文献

- 1 任贾文,秦大河. 南极冰盖表面积累速率与物质平衡. 冰川冻土, 1996, 18:83—89.
- 2 Vaughan D G. Recent trends in melting condition on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. *Arct Antarct Alp Res*, 2006, 38(1): 147—152.
- 3 Bintanja R. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas. *Rev Geophys*, 1999, 37:337—359.
- 4 Frezzotti M, Gandolfi S and Urbini S. Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis. *J Geophys Res*, 2002, 107(D18): 4344.
- 5 Black H P and Budd W. Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica. *J Glaciol*, 1964, 5(37):3—15.

- 6 Goodwin I D. Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of eastern Wilkes Land, Antarctica. *Antarct Sci*, 1990, 2(3): 232—235.
- 7 Ekaykin A A. Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness. Ph. D. thesis, Grenoble; University of Joseph Fourier, 2003.
- 8 Karlof L, Isaksson E, Winther J G, et al. Accumulation variability over a small area in east Dronning Maud Land, Antarctica, as determined from shallow firn cores and snow pits; Some implications for ice-core records. *J Glaciol*, 2005, 51(174): 343—352.
- 9 Fahnestock M A, Scambos T A, Shuman C A, et al. Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau; Extreme atmosphere-ice interaction. *Geophys Res Lett*, 2000, 27(22): 3719—3722.
- 10 Frezzotti M, Gandolfi S, Marca F L, et al. Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica; New field and remote-sensing data. *Ann Glaciol*, 2002, 34: 81—88.
- 11 Eisen O, Frezzotti M, Genthon C, et al. Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in east Antarctica. *Rev Geophys*, 2008, 46: RG2001.
- 12 Morris E D and Cooper J D. Density measurements in ice boreholes using neutron scattering. *J Glaciol*, 2003, 49(167): 599—604.
- 13 Hawley R L, Morris E M, Cullen R, et al. ASIRAS airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of Greenland. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L04502.
- 14 Hawley R L, Brandt O, Morris E M, et al. Instruments and methods techniques for measuring high-resolution firn density profiles: case study from Kongsvegen, Svalbard. *J Glaciol*, 2008, 54(186): 463—468.
- 15 Mayewski P A, Goodwin I D. International trans-Antarctic scientific expedition (ITASE), PAGES Report, 1997-1.
- 16 Schlosser E, Van Lipzig N and Oerter H. Temporal variability of accumulation at Neumayer station, Antarctica, from stake array measurements and a regional atmospheric model. *J Glaciol*, 2002, 48(160): 87—94.
- 17 Barkov N I, Lipenkov V Y. Snow accumulation in the area of Vostok Station in 1970 - 1973. *Inf Bull Sov Antarct Exped*, 1978, 98: 63—68.
- 18 Frezzotti M, Urbini S, Proposito M, et al. Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica. *J Geophys Res*, 2007, 112: F02032.
- 19 效存德, 秦大河, 卞林根, 等. 东南极 Lambert 冰盆-Amery 冰架区域雪面相对高程变化的精确监测. *中国科学 D 辑*, 2004, 34(7): 675—685.
- 20 Van den Broeke M R, Van de Berg W J and van Meijgaard E. A study of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, using automatic weather stations. *J Glaciol*, 2004, 50(171): 565—582.
- 21 Helsen M M, Van de Wal R S W, Van den Broeke M R, et al. Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature. *Tellus Series B*, 2005, 57: 423—435.
- 22 Andreas E L. Parameterizing scalar transfer over snow and ice: A review. *J Hydrometeorology*, 2002, 3: 417—432.
- 23 Li L and Pomeroy J W. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *J Appl Meteorology*, 1997, 36: 205—213.
- 24 Whitlow S, Mayewski P A and Dibb J E. A comparison of major chemical species input timing and accumulation at South Pole and Summit Greenland. *Atmos Environ, Part A*, 1992, 26(11): 2045—2054.
- 25 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Grønland*, 1973, 197(2): 1—53.
- 26 姚檀栋, 秦大河. 南极冰盖表层雪内稳定同位素分布特征. *科学通报*, 1995, 40(4): 343—346.
- 27 Legrand M, Mayewski P A. Glaciochemistry of polar ice cores: A review. *Rev Geophys*, 1997, 35: 219—243.
- 28 Rasmussen S O, Andersen K K, Johnsen S J, et al. Deconvolution-based resolution enhancement of chemical ice core records obtained by continuous flow analysis. *J Geophys Res*, 2005, 110: D17304.
- 29 Osterberg E C, Handley M J, Sneed S B, et al. Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element and stable isotope analyses. *Environ Sci Technol*, 2006, 40: 3355—3361.

- 30 Kaspari S, Mayewski P A, Dixon D A, et al. Climate variability in West Antarctica derived from annual accumulation rate records from ITASE firn/ice cores. *Ann Glaciol*, 2005, 39: 585—594.
- 31 秦大河. 南极冰盖表层雪内的物理过程和现代气候及环境记录. 北京: 科学出版社, 1995: 1—202.
- 32 Neftel A. Use of snow and firn analysis to reconstruct past atmospheric composition// *Seasonal Snowpacks*. NATO ASI, Series G, 1991, 28: 385—415.
- 33 Taylor K C, Alley R B, Meese D A, et al. Dating the Siple Dome (Antarctica) ice core by manual and computer interpretation of annual layering. *J Glaciol*, 2004, 50(170): 453—461.
- 34 Cole-Dai J and Mosley-Thompson E. The Pinatubo eruption in South Pole snow and its potential value to ice-core paleovolcanic records. *Ann Glaciol*, 1999, 29: 99—105.
- 35 Palmer A S, Van Ommen T D, Curran M A J, et al. High-precision dating of volcanic events (A. D. 1301 - 1995) using ice cores from Law Dome, Antarctica. *J Geophys Res*, 2001, 106(D22): 28089—28095.
- 36 Karlöf L, Winebrenner D P, Percival D B. How representative is a time series derived from a firn core? A study at a low-accumulation site on the Antarctic plateau. *J Geophys Res*, 2006, 111: F04001.
- 37 周丽娅, 李院生, 等. 东南极 780 年来 DT263 冰芯中的火山喷发记录研究. *科学通报*, 2006, 51(18): 2189—2197.
- 38 Frezzotti M, Pourchet M, Flora O, et al. Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data. *J Glaciol*, 2005, 51(172): 113—124.
- 39 Pourchet M, Magand O, Frezzotti M, et al. Radionuclides deposition over Antarctica. *J Environ Radioact*, 2003, 68: 137—158.
- 40 Masson-Delmotte V, Hou S, Ekaykin A, et al. A review of Antarctic surface snow isotopic composition; Observations, atmospheric circulation and isotopic modeling. *J Climate*, 2008, 21(13): 3359—3387.
- 41 Anshütz H, Steinhage D, Eisen O, et al. Small-scale spatio-temporal characteristics of accumulation rates in western Dronning Maud Land, Antarctica. *J Glaciol*, 2008, 54(185): 315—323.
- 42 Eisen O, Hamann I, Kipfstuhl S, et al. Direct evidence for radar reflector originating from changes in crystal-orientation fabric. *The Cryosphere Discuss*, 2007, 1(1): 1—16.
- 43 Wilhelms F. Explaining the dielectric properties of firn as a density-and-conductivity mixed permittivity (DECOMP). *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L16501.
- 44 Pälli A, Kohler J C, Isaksson E, et al. Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground-penetrating radar and ice cores on a Svalbard glacier. *J Glaciol*, 2002, 48(162): 417—424.
- 45 Stenseng L, Forsberg R, Keller K, et al. Comparison of airborne laser scanning and D2P radar altimetry. *Geophys Res Abstr*, 2005, 7: 06393.

THE IN-SITU MEASUREMENT TECHNIQUES OF SURFACE MASS BALANCE IN ANTARCTIC ICE SHEET

Ding Minghu^{1,2}, Xiao Cunde², Ming Jing^{2,3}, Qin Dahe²,
Li Chuanjin² and Jin Bo⁴

(¹Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

²State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;

³National Climate Center, Beijing 100081, China;

⁴Chinese Arctic and Antarctic Administration, Beijing 100860, China)

Abstract

Surface mass balance (SMB) is one of the biggest challenges of Antarctic science. It's necessary for determining the present state of the Antarctic ice sheet and its contribution to sea-level rise, also for reconstructing the paleoclimatic history. However, as the most important positive factor of SMB, surface-snow accumulation rate is influenced by air temperature, wind, elevation and precipitation. Nowadays, many techniques or methods have invented to measure SMB values, such as stakes, ultrasonic sounders, snow physical/chemical layer method (snow accumulation rate reconstruction by snow pits and firn/ice cores and continuous ice structure detection through ground based radar). The acquisition of SMB information in large regions is only performed by remote sensing and climate modeling, because of the extreme environment. This paper reviews these techniques and recommend how to perform them appropriately in situ measurements.

Key words surface mass balance(SMB), Antarctica ice sheet, snow accumulation.

作者: [丁明虎](#), [效存德](#), [明镜](#), [秦大河](#), [李传金](#), [金波](#), [Ding Minghu](#), [Xiao Cunde](#),
[Ming Jing](#), [Qin Dahe](#), [Li Chuanjin](#), [Jin Bo](#)

作者单位: [丁明虎, Ding Minghu](#)(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京, 100029; 中国科学院寒区旱区环境
与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州, 730000), [效存德, 秦大河, 李传金](#)
[, Xiao Cunde, Qin Dahe, Li Chuanjin](#)(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国
家重点实验室, 兰州, 730000), [明镜, Ming Jing](#)(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰
冻圈科学国家重点实验室, 兰州, 730000; 国家气候中心, 北京, 100081), [金波, Jin Bo](#)(国家
海洋局极地考察办公室, 北京, 100860)

刊名: [极地研究](#) **ISTIC PKU**

英文刊名: [CHINESE JOURNAL OF POLAR RESEARCH](#)

年, 卷(期): 2009, 21(4)

被引用次数: 0次

参考文献(45条)

1. [任贾文, 秦大河](#) [南极冰盖表面积累速率与物质平衡](#) 1996
2. [Vaughan D G](#) [Recent trends in melting condition on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level](#) 2006(1)
3. [Bintanja R](#) [On the glaciological, meteorological, and climatological significance of Antarctic blue ice areas](#) 1999
4. [Frezzotti M, Gandolfi S, Urbini S](#) [Snow megadunes in Antarctica: Sedimentary structure and genesis](#) 2002(D18)
5. [Black H P, Budd W](#) [Accumulation in the region of Wilkes, Wilkes Land, Antarctica](#) 1964(37)
6. [Goodwin I D](#) [Snow accumulation and surface topography in the katabatic zone of eastern Wilkes Land, Antarctica](#) 1990(3)
7. [Ekaykin A A](#) [Meteorological regime of central Antarctica and its role in the formation of isotope composition of snow thickness](#) 2003
8. [Karlof L, Isaksson E, Winther J G](#) [Accumulation variability over a small area in east Dronning Maud Land, Antarctica, as determined from shallow firn cores and snow pits: Some implications for ice-core records](#) 2005(174)
9. [Fahnestock M A, Scambos T A, Shuman C A](#) [Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: Extreme atmosphere-ice interaction](#) 2000(22)
10. [Frezzotti M, Gandolfi S, Marc S F L](#) [Snow dunes and glazed surfaces in Antarctica: New field and remote-sensing data](#) 2002
11. [Eisen O, Frezzotti M, Genthon C](#) [Ground-based measurements of spatial and temporal variability of snow accumulation in east Antarctica](#) 2008
12. [Morris E D, Cooper J D](#) [Density measurements in ice boreholes using neutron scattering](#) 2003(167)
13. [Hawley R L, Morris E M, Cullen R, et al](#) [ASIRAS airborne radar resolves internal annual layers in the dry-snow zone of Greenland](#) 2006
14. [Hawley R L, Brandt O, Morris E M](#) [Instruments and methods techniques for measuring high-resolution firn density profiles: case study from Kongsvegen, Svalbard](#) 2008(186)
15. [Mayewski P A, Goodwin I D](#) [International trans-Antarctic scientific expedition \(ITASE\), PAGES Report](#)

16. [Schlosser E, Van Lipzig N, Oerter H Temporal variability of accumulation at Neumayer station, Antarctica, from stake array measurements and a regional atmospheric model 2002\(160\)](#)
17. [Barkov N I, Lipenkov V Y Snow accumulation in the area of Voetok Station in 1970 -1973 1978](#)
18. [Frezzotti M, Urbini S, Prokesito M Spatial and temporal variability of surface mass balance near Talos Dome, East Antarctica 2007](#)
19. 效存德, 秦大河, 卞林根, 周秀骥, I. Allison, 阎明 [东南极Lambert冰盆-Amery冰架区域雪面相对高程变化的精确监测\[期刊论文\]-中国科学D辑 2004\(7\)](#)
20. [Van den Broeke M R, Van de Berg W J, van Meijgaard E A study of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, using automatic weather stations 2004\(171\)](#)
21. [Helsen M M, Van de Wal B S W, Van den Broeke M R Oxygen isotope variability in snow from western Dronning Maud Land, Antarctica and its relation to temperature 2005](#)
22. [Andreas E L Parameterizing scalar transfer over snow and ice:A review 2002](#)
23. [Li L, Pomerey J W Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data 1997](#)
24. [Whitlow S, Mayewski P A, Dibb J E A comparison of major chemical species input timing and accumulation at South Pole and Summit Greenland 1992\(11\)](#)
25. [Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B Stable isotope glaciology 1973\(2\)](#)
26. 姚檀栋, 秦大河 [南极冰盖表层雪内稳定同位素分布特征\[期刊论文\]-科学通报 1995\(4\)](#)
27. [Legrand M, Mayewski P A Glaciochemistry of polar ice cores:A review 1997](#)
28. [Rasmussen S O, Andersen K K, Johnsen S J Deconvolution-based resolution enhancement of chemical ice core records obtained by continuous flow analysis 2005](#)
29. [Osterberg E C, Handley M J, Sneed S B Continuous ice core melter system with discrete sampling for major ion, trace element and stable isotope analyses 2006](#)
30. [Kasparl S, Mayewski P A, Dixon D A, et al Climate variability in West Antarctica derived from annual accumulation rate records from ITASE firn/ice cores 2005](#)
31. 秦大河 [南极冰盖表层雪内的物理过程和现代气候及环境记录 1995](#)
32. [Neftel A Use of snow and firn analysis to reconstruct past atmospheric composition//Seasonal Snowpacks 1991](#)
33. [Taylor K C, Alley R B, Meese D A Dating the Siple Dome \(Antarctica\) ice core by manual and computer interpretation of annual layering 2004\(170\)](#)
34. [Cole-Dai J, Mosley-Thompson E The Pinatubo eruption in South Pole snow and its potential value to ice-core paleovolcanic records 1999](#)
35. [Palmer A S, Van Ommen T D, Curran M A J High-precision dating of volcanic events \(A.D. 1301 -1995\) using ice cores from Law Dome, Antarctica 2001 \(D22\)](#)
36. [Karl\(o\)f L, Winabrenner D P, Percival D B How representative is a time series derived from a firn core? A study at a lowaccumulation site on the Antarctic plateau 2006](#)
37. 周丽娅, 李院生, Cole-Dai Jihong, 谭德军, 孙波, 任贾文, 韦丽佳, 王鹤年 [东南极780年来DT263冰芯中的火山喷发](#)

38. [Frezzotti M, Pouchet M, Flora O](#) [Spatial and temporal variability of snow accumulation in East Antarctica from traverse data](#) 2005(172)
39. [Pouchet M, Magand O, Frezzotti M](#) [Redionuclides deposition over Antarctica](#) 2003
40. [Masson-Delmotte V, Hou S, Ekaykin A](#) [A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation and isotopic modeling](#) 2008(13)
41. [Anschütz H, Steinhage D, Eisen O](#) [Small-scale spatio-temporal characteristics of accumulation rates in western Dronning Maud Land, Antarctica](#) 2008(185)
42. [Eisen O, Hamann I, Kipfstuhl S](#) [Direct evidence for radar reflector originating from changes in crystal-orientation fabric](#) 2007(1)
43. [Wilhelms F](#) [Explaining the dielectric properties of firn as a density-and-conductivity mixed permittivity \(DECOMP\)](#) 2005
44. [P\(a\)lli A, Kohler J C, Isaksson E](#) [Spatial and temporal variability of snow accumulation using ground-penetrating radar and ice cores on a Svalberd glacier](#) 2002(162)
45. [Stenseng L, Forsberg R, Keller K](#) [Comparison of airborne laser scanning and D2P radar altimetry](#) 2005

相似文献(10条)

1. 期刊论文 [温家洪, 孙波, 李院生, 潘增弟](#) [南极冰盖的物质平衡研究: 进展与展望 - 极地研究](#) 2004, 16(2)

南极冰盖物质平衡最新的研究进展表明, 西南极洲表现出两种变化模式, 西部在增厚, 而北面在更快地减薄. 西南极冰盖总体可能正在减薄, 其物质损失的速率可能足以使海平面每年上升近0.2 mm. 东南极冰盖物质不平衡可能很小, 甚至其符号还不能被确定. 南极半岛正在经历着快速变化. 目前还不能可靠地估算南极冰盖的物质平衡状态. 同时, 大型冰川的停滞, 一些冰川流速加快, 冰盖大范围加速减薄, 冰架大面积的快速崩解和支流冰川的加速, 以及着地线强烈的底部融化等显示出南极冰盖存在快速变化. 南极冰盖物质平衡未来的重点研究领域是: 开展冰盖表面高程变化的监测与模拟, 确定表面物质平衡及其在各冰流盆地的分布, 着地线的冰流量, 冰架底部的融化, 了解冰后期冰盖退缩的动力过程, 以及开发、对比和改进与冰盖物质平衡模拟和预测相关的各种模型.

2. 期刊论文 [唐学远, 孙波, 李院生, 崔祥斌, 李鑫, TANG Xueyuan, SUN Bo, LI Yuansheng, CUI Xiangbin, LI Xin](#) [南极冰盖研究最新进展 - 地球科学进展](#) 2009, 24(11)

南极冰盖是地球系统的重要组成部分, 在全球气候系统中扮演着重要角色. 通过对南极冰盖的研究将有助于了解其在全球气候系统中的作用, 并为探讨全球气候过去、现在以及未来的演化提供支撑. 总结分析了近年来南极冰盖研究的一些重要进展, 并在此基础上对南极冰盖研究领域的一些主要结果、观测事实以及未来变化展开讨论, 重点介绍南极物质平衡、冰芯研究、冰下水系统、冰盖数值模拟方面最近的进展, 评述未来可能的研究方向和应该关注的问题.

3. 学位论文 [王亚凤](#) [东南极Lambert冰川盆地物质平衡与Amery冰架底部通量研究](#) 2007

本文对东南极Lambert冰川盆地物质平衡与Amery冰架底部通量进行了研究. 文章首先利用克里格插值法, 建立基于ICESat激光高度计数据的Amery冰架高精度DEM. 其次, 通过定量分析Lambert冰川盆地的表面物质积累量和着地线上的冰通量来估算该盆地的物质平衡状态, 以减小南极冰盖物质平衡估算中的不确定性; 再次, 根据上述DEM, 结合MAMM InSAR流速数据等, 计算了Amery冰架底部海洋冰的厚度, 底部消融与冻结速率及其空间分布.

4. 期刊论文 [任贾文, 效存德, 秦大河](#) [Lambert冰川流域物质平衡和南极冰盖变化 - 自然科学进展](#) 2002, 12(10)

对Lambert冰川流域的现场考察资料和浅冰芯研究结果显示, 该流域东侧和西侧积累速率分布和过去几十年的变化具有明显差异: 东侧平均积累速率较西侧高; 近50年东侧处于增加状态, 西侧则为明显减小. 冰量平衡计算表明, 该冰川流域目前处于物质正平衡状态, 因而冰盖将趋于增厚. 据现有资料估计分析, 整个南极冰盖处于微弱负平衡, 如果南极地区气候变暖, 物质平衡将向正平衡方向发展, 因而不会引起海平面上升. 但是西南极冰盖的不稳定性可能随气候持续变暖而增强, 成为引起海平面上升的最重要潜在因素.

5. 期刊论文 [任贾文, 效存德, 秦大河, 孙俊英](#) [Lambert冰川流域物质平衡和南极冰盖变化 - 世界科技研究与发展](#) 2002, 24(4)

对Lambert冰川流域的现场考察资料和浅冰芯研究结果显示, 该流域东侧和西侧积累速率分布和过去几十年的变化具有明显差异: 东侧平均积累速率较西侧高; 近50年东侧处于增加状态, 西侧则为明显减小. 冰量平衡计算表明, 该冰川流域目前处于物质正平衡状态, 因而冰盖将趋于增厚. 据现有资料估计分析, 整个南极冰盖处于微弱负平衡, 如果南极地区气候变暖, 物质平衡将向正平衡方向发展, 因而不会引起海平面上升. 但是西南极冰盖的不稳定性可能随气候持续变暖而增强, 成为引起海平面上升的最重要潜在因素.

6. 学位论文 [王清华](#) [东南极Lambert冰川—Amery冰架系统冰川运动学研究](#) 2002

面积达14 000 000平方公里的南极洲, 被平均厚度达2 200m的冰雪所覆盖, 占有世界3/4的淡水储量. 一旦其全部融化, 将导致全球海平面上升约60m. 南极冰盖的存在和它对南半球以及全球环境、气候和海平面变化的影响和反馈, 以及对人类可持续发展的影响等, 一直是科学家们极感兴趣的课题. 位于东南极的Lambert冰川—Amery冰架系统(LAS), 是南极洲最大的冰流系统, 其面积为1 300 000平方公里, 约占南极冰盖面积的1/10. 该系统中绝大部分冰都经过Amery冰架前端不足200km的狭窄的出口排出, 该出口宽度仅为南极洲海岸线长的1/60. 因此, 在假定南极冰盖的流动不存在地区差异的前提下, 该地区的冰川流动将是南极冰盖最活跃的, 其对全球气候和海平面的变化也将最为敏感. 同时, 该冰流系统起源于南极内陆冰盖的最高点—Dome-A. 中国所承担的中山站至Dome-A内陆冰盖考察路线是国际横穿南极考察(ITASE)计划的重要路线之一. 国内外(国际上主要是澳大利亚、前苏联)已经在该地区开展了大量的现场观测, 包括冰芯钻取、雪坑采样、表面物质积累率观测、冰流速测量、冰厚度测量等工作, 同时也进行了大量的实验室研究, 对该地区的有关冰川学、地

球物理学、气象学、地质学等的各种特征进行了大量的论述和探讨。

7. 期刊论文 [任贾文, Ian Allison, 效存德, 秦大河](#) [东南极冰盖Lambert冰川流域的物质平衡研究](#) - [中国科学D辑](#)

2002, 32(2)

Lambert冰川流域是南极冰盖最大的冰流系统, 因而在整个南极冰盖的物质平衡中占有非常重要的地位. 近年来穿越该冰川流域的路线考察所获得的现场观测资料和浅冰芯研究结果显示, 该冰川东、西两侧的积累速率分布和近期变化有明显差异: 东侧积累速率较高且近几十年来呈增加趋势, 西侧积累速率较低且过去几十年为明显减小. 冰体运动速度测量和冰流通量计算表明, 该冰川东侧运动速度较快, 冰流量也较大, 说明该冰川冰量补给主要来源于东侧区域. 计算出的考察断面上游物质积累总量大于流出的冰通量约13%, 意味着该流域目前处于物质正平衡状态, 如果保持目前气候状态, 冰盖将会增厚.

8. 学位论文 [刘吉英](#) [东南极Lambert冰川盆地上游物质平衡的时空变化研究](#) 2007

本文对东南极Lambert冰川盆地上游物质平衡的时空变化进行了研究。主要内容及结论包括:

(1) 通过将ICESat激光高度计数据与南极4个DEM比较, 选取 Bamber-DEM划分小流域。将研究区域共划分为17个小流域, 计算得出整个研究区域面积约941989.0km²;

(2) 分量法量算小流域物质平衡量, 再转为冰面高程变化值(dH/dt)。整个上游区域的物质平衡量为 $5.4 \pm 6.4 \text{ Gt a}^{-1}$; dH/dt为 $16.2 \pm 19.6 \text{ mm a}^{-1}$ 。

(3) 整体法量算小流域dH/dt, 再转为物质平衡量。1992-2003年, 整个上游区域dH/dt为 $25.6 \pm 3.7. \text{ mm a}^{-1}$; 物质平衡量为 $8.2 \pm 1.2 \text{ Gt a}^{-1}$ 。

(4) 分量法与整体法的量算结果存在较小差异。物质平衡量相差 $2.8 \pm 6.5 \text{ Gt a}^{-1}$, dH/dt相差 $9.4 \pm 19.9 \text{ mm a}^{-1}$ 。

(5) 整个研究区域为物质正平衡状态, 但存在空间差异。分量法结果显示小流域1、2、9、10、14、15、16为物质负平衡, 可分为三个区域, 总物质平衡量为 $-4.51 \pm 0.99 \text{ Gt a}^{-1}$; 而其他小流域为物质正平衡, 也可分为三个区域, 物质平衡量为 $100.2 \pm 1.3 \text{ Gt a}^{-1}$ 。

(6) 近些年整个研究区域的冰面高程在上升。分量法结果显示整个上游 dH/dt为 $16.2 \pm 19.6 \text{ mm a}^{-1}$ 。整体法结果为从1992-2003年, 整个上游 dH/dt为 $25.6 \pm 3.0. \text{ mm a}^{-1}$ 。

9. 期刊论文 [张明军, 李忠勤, 秦大河, 效存德, 康建成, Zhang Ming-jun, Li Zhong-qin, Qin Da-he, Xiao Cun-de,](#)

[Kang Jian-cheng](#) [南极冰盖冰川化学和冰芯记录的气候环境及物质平衡研究进展](#) - [自然杂志](#)2001, 23(1)

根据对国内外有关文献资料的总结归纳, 对南极冰盖中各主要化学离子的来源、平衡、时空分布特征做了概括性总结, 同时, 对南极冰盖几支主要冰芯的研究成果做了比较, 重点介绍了Vostok冰芯的最新研究进展, 南极冰盖物质平衡的最新研究进展也在本文中做了介绍, 并对南极冰盖冰川化学和冰芯记录的气候环境及物质平衡的发展趋势进行了探讨。

10. 期刊论文 [崔祥斌, 孙波, 田钢, 蒋芸芸, 张向培, 郭井学, 唐学远, CUI Xiangbin, SUN Bo, TIAN Gang, JIANG Yunyun,](#)

[ZHANG Xiangpei, GUO Jingxue, TANG Xueyuan](#) [冰雷达探测研究南极冰盖的进展与展望](#) - [地球科学进展](#)2009, 24(4)

南极冰盖是地球上最大的陆缘冰体, 其物质收支和稳定性对全球气候变化和海平面升高有重要的影响. 冰雷达, 或称无线电回波探测, 是冰川学家调查南极冰盖冰下特征的主要方法. 在过去的50年里, 冰雷达被广泛用于测量冰盖厚度、内部构造和冰下地貌, 这些参数是计算冰盖体积和物质平衡、重建过去冰雪积累和消融率以及冰盖动力和沉积过程的基础. 现在, 冰雷达测量覆盖了南极绝大部分区域, 极大地提升了人们对南极冰盖和全球系统间相互作用的理解. 首先, 简要介绍了冰雷达及其技术发展, 然后着重评述了冰雷达在探测研究南极冰盖厚度和冰下地形、内部反射层、冰下湖和冰下水系、冰床粗糙度以及冰晶组构上的进展. 最后, 对未来冰雷达探测研究南极冰盖的前景进行了展望, 并给出我国的现状.

本文链接: http://d.wanfangdata.com.cn/Periodical_jdyj200904007.aspx

授权使用: qkbc(d)(qkbc(d)), 授权号: 55852492-0e88-4dcf-b30b-9e2f00a6c027

下载时间: 2010年11月15日