

南极 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的物质平衡 及 Amery 冰架底部物质通量的估算

温家洪^{①②*} Kenneth C. Jezek^② Beata M. Csathó^② Ute C. Herzfeld^③
Katy L. Farness^② Philippe Huybrechts^{④⑤}

(① 上海师范大学地理系, 上海 200234; ② Byrd Polar Research Center, The Ohio State University, Columbus, OH 43210, USA; ③ CIRES/NSIDC, University of Colorado Boulder, Boulder, CO 80309-0449, USA; ④ Departement Geografie, Vrije Universiteit Brussel, Pleinlaan 2, B-1050, Brussels, Belgium; ⑤ Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Postfach 120161, D-27515 Bremerhaven, Germany)

摘要 利用现场观测与遥感数据对 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的物质平衡及其在 Amery 冰架的底部融化与冻结状况进行了估算. 结果表明, 澳大利亚组织的 Lambert 冰川盆地(LGB)考察路线的上游地区, Lambert 与 Mellor 冰川分别为 (3.9 ± 2.1) 和 (2.1 ± 2.4) $\text{Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 的正平衡, 而 Fisher 冰川基本处于平衡状态. 上游地区总的正平衡为 (5.9 ± 4.9) $\text{Gt} \cdot \text{a}^{-1}$. 考察路线以下, 3 条冰川均处于负平衡, 总的负平衡为 (-8.5 ± 5.8) $\text{Gt} \cdot \text{a}^{-1}$. 整个 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川均接近于平衡状态. 3 条冰川总净平衡为 (-2.6 ± 6.5) $\text{Gt} \cdot \text{a}^{-1}$. 前人认为 GL 线(1970 年代初澳大利亚在 LGB 建立的冰川运动观测点的连线)以上的内陆盆地处于显著正平衡, 可能是因为过高地估算了总积累量, 并低估了穿过 GL 线的冰通量. 靠近 Amery 冰架南端着地线, 冰架底部的平均融化速率为 (-23.0 ± 3.5) $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 向下游方向快速减小, 并在距冰架最南端约 300 km 处过渡为底部冻结. 沿 3 条冰川在 Amery 冰架的冰流带(flowband), 冻结速率约介于 (0.5 ± 0.1) ~ (1.5 ± 0.2) $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$. 由于冰流带底部的融化, 流入冰架的内陆冰损失了大约 $80\% \pm 5\%$. 3 条冰流带底部总融化和总冻结分别为 (50.3 ± 7.5) 和 (7.0 ± 1.1) $\text{Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 这要比前人通过模拟和海洋观测估算的整个 Amery 冰架底部总融化和总冻结还要大很多.

关键词 物质平衡 底部融化与冻结 Lambert 冰川盆地 Amery 冰架 南极

南极冰盖拥有全球约 90% 的冰量, 因而, 即使降雪与冰的排泄量(注入海洋的融水)之间存在很小的不平衡, 也会显著改变海平面. 前人对整个冰盖 [1-6] 或单个冰流系统 [7,8] 的物质平衡进行了大量估算. 政府间气候变化专门委员会(IPCC)的第四次评估报告认为 20 世纪 60 年代以来南极冰盖的冰量很可能在减少,

从而加速了海平面上升, 然而, 估算的不确定性仍很大¹⁾. 在全球变暖的大背景下, 南极冰盖物质平衡研究愈加凸显出其重要性及必要性 [9].

由于南极大部分海岸线都镶嵌着漂浮的冰架, 使得物质平衡估算更为复杂. 冰架区面积 1.6×10^6 km^2 , 其底部的物质通量不仅是南极物质平衡的重要

收稿日期: 2006-11-24; 接受日期: 2007-06-28

美国 NASA 极地海洋和冰盖项目、国家自然科学基金(40471028, 40231013, 40476005)和上海市曙光计划(05SG46)资助

* E-mail: jhwen@shnu.edu.cn

1) IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis Summary for Policymakers. Paris, February 2007

分量,也是改变海洋环流特征和南极底层水形成的重要因素^[10]。前人研究表明快速的底部融化广泛存在于南极冰盖着地线(grounding line)附近,并且漂浮冰架底部净融化可能占到冰盖消融的三分之一以上^[3,11]。自1991年Jenkins和Doake^[12]通过详细的冰川学观测研究龙尼冰架冰-海相互作用以来,尽管这一领域取得了显著进展,但冰架的底部通量仍可能是南极冰盖物质平衡了解最少的分量。

近年来遥感技术(特别是激光高度计、雷达高度计、合成孔径雷达干涉法(InSAR)和GPS)的进步与应用,大大增进了我们估算极地冰盖物质平衡的能力。InSAR 用于量算冰川流动速度和确定着地线位置^[13~15]。雷达和激光高度计用于制作冰盖数据高程模型,且其空间覆盖范围和精度都是前所未有的^[16~18]。这些技术的进步使笔者可以获得Lambert冰川盆地物质平衡和Amery冰架底部通量更精确的估算结果。Lambert盆地与Amery冰架是南极最大的冰川系统之一。笔者应用标准的冰川学方法^[3,19],基于地理信息系统ArcGIS平台,结合大量的现场观测和遥感数据集,及其他数据,如表面积累率^[20,21]和冰厚度

^[22]等数据,估算澳大利亚组织的Lambert冰川盆地(LGB)考察路线(以下简称澳大利亚LGB考察路线)上下游的Lambert、Mellor和Fisher冰川的物质平衡,以及Amery冰架中源自这3条冰川的冰流带底部的融化与冻结状况。

1 研究区

研究区为东南极Lambert冰川-Amery冰架系统(LAS)的中央部分。笔者沿用Fricker等^[23,24]定义的LAS,但该系统的最北端,即Amery冰架前缘由RADARSAT-1(加拿大雷达卫星)南极制图计划(RAMP)制作的南极影像图确定^[25]。该系统位于68.5~81°S, 40~95°E,是东南极第二大冰川-冰架系统,也是影响南极冰盖总物质平衡极为重要的冰流盆地^[24]。研究区的着地部分包含注入Amery冰架后缘的3条冰川,并与Rignot^[15]定义的Lambert冰川冰流盆地对应。

根据1979年Allison^[26]的界定,由3条支流(即本文研究的Lambert, Mellor和Fisher冰川,图1)补给的Lambert冰川被认为是世界上最大的着地冰流

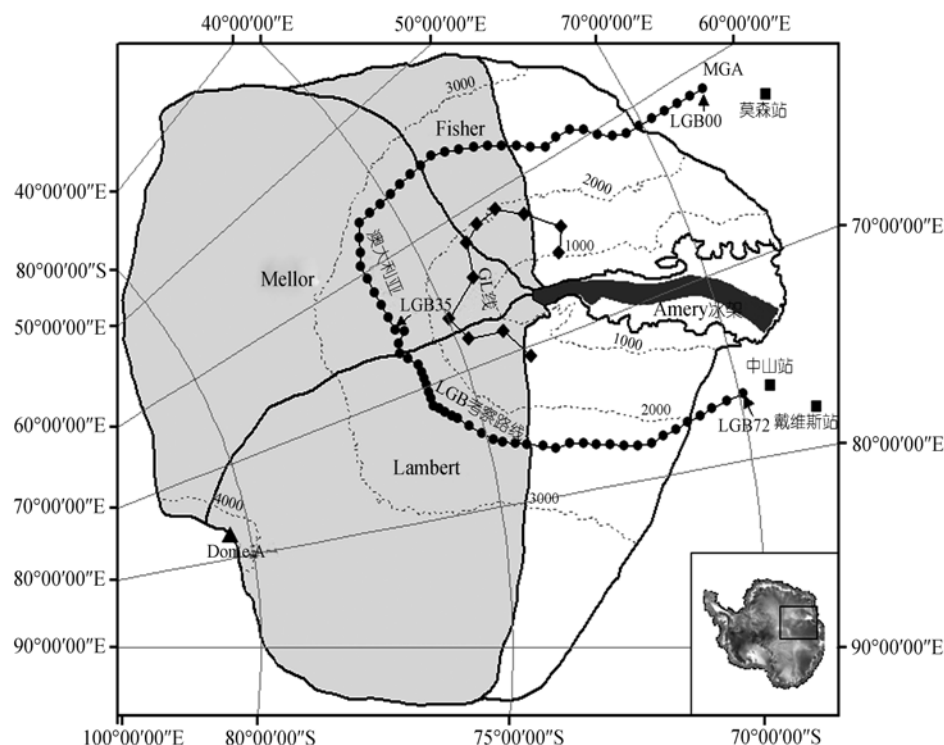


图1 Lambert冰川-Amery冰架系统图

Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川(浅灰色)及其冰流带(深灰色)的位置,沿澳大利亚 LGB 考察路线的 GPS 观测站(圆点)和 GL 线上的冰川运动观测点(菱形)。等高线为虚线,间距为 1000 m

(grounded ice stream). 然而, 根据静水力学平衡和 InSAR 分析数据, Fricker 等^[27]和 Rignot^[15]修改了 Lambert 冰川的总长度, 他们发现该冰川的着地线远在前人确定的位置^[28]的南面(偏南超过 240 km). 新确定的着地线位于 Lambert、Mellor 和 Fisher 冰川的汇合区.

利用 ArcGIS 的水文学工具和俄亥俄州立大学(OSU)南极数字高程模型(DEM)^[16], 确定了 LAS 的边界. Lambert、Mellor 和 Fisher 冰川的着地线(南端着地线, 图 2)使用由 InSAR 确定的位置^[15]. Lambert 冰川着地线的制图精度为 100 m, Mellor 和 Fisher 冰川为 300 m^[15]. 在海拔较低(低于 2000~2500 m)的部分, 沿 RAMP 影像图观测到的冰流线^[29]或冰川叶理^[30]确定 3 条支流冰川的边界线, 更高地区的界线, 通过 OSU-DEM 5 km 的不规则三角网面(TIN)生成的最陡路径确定. 3 条冰川的上游和下游以澳大利亚 LGB 考察路线为界(图 1).

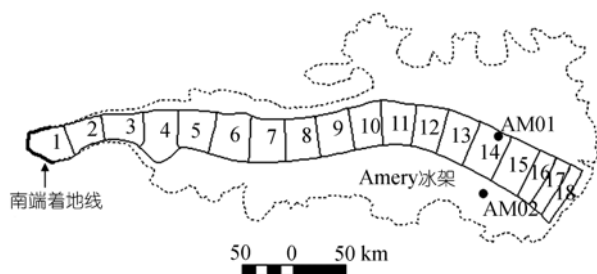


图 2

在 Amery 冰架冰流带上设置的冰流断面及其编号, 南端着地线(粗线), 即 Lambert、Mellor 和 Fisher 冰川在冰架尾部的着地线, 2 个穿透冰架钻孔(AM01 和 AM02)的位置, 以及冰架边界(虚线)

将南极制图后续计划(MAMM)中的 InSAR 项目^[31]生产的流速矢量数据标绘在 Amery 冰架, 间距为 2×2 km. 沿冰流动方向划分了 Lambert、Mellor 和 Fisher 冰流带的边界线. 同时, 垂直冰流方向设置了 18 条断面, 其中, 断面 1 至 15 的间距为 30~40 km, 断面 16~18 的间距约为 15 km(图 2).

研究区最初的投影为极球面投影, 需转换为 Lambert 等积方位投影以计算其面积. Lambert、Mellor 和 Fisher 冰川着地区的总面积为 $970,610 \text{ km}^2$.

2 前人的物质平衡与底部物质通量研究

Fricker 等^[24]简要地总结了前人对 LAS 内陆盆地(即 Lambert 冰川冰流盆地, LGDB)物质平衡的研究,

该区由注入 Amery 冰架后缘的主要冰流构成. 早先的研究倾向 LAS 内陆盆地存在很大的正平衡. 例如, Allison^[26]1979 年估算了 LGDB 的物质平衡, 穿过 GL 线(图 1)的物质输出量约为 $30 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 为总净积累量的 50%, GL 线以上内陆区为显著正平衡; 在着地线与 GL 线之间的正物质平衡达到 $12 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$. 尽管 McIntyre^[32]1985 年通过重新确定 LGDB 界线, 并根据卫星影像重新估算了表面积, 以此计算了该内陆盆地的物质平衡, 认为那里可能只存在一个很小的正物质平衡($+2 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$), 并且其误差极限已降到零以下, Bentley 和 Giovinetto^[1]1991 年还是指出整个 LGDB 的正平衡为 $39 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ (为总积累量的 78%).

利用沿澳大利亚 LGB 考察路线(LGB05~LGB69)获得的野外观测资料, 任贾文等^[33]计算得出该路线上游物质积累总量比流出的冰通量约大 13%. Fricker 等^[24]假定表面冰流速率系数(冰层平均速率/表面速率)为 0.87, 估算出穿过 LGB 考察路线的总物质通量为 $44 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$. 另外, 他们用 6 个不同的积累率数据集还估算了 LGB 与 GL 线之间的物质平衡, 其中, 4 个估算值的正平衡大于 30%, 强烈地显示出该区域存在正物质平衡. Rignot^[15]利用 InSAR 重新确定了 Lambert 冰川冰流盆地的着地线, 使得该区的物质平衡估算值接近零. 说明前人估计 LGDB 存在大的正物质平衡是由于使用的着地线的位置不正确. 新^[15]与老^[28]着地线之间因底部融化造成的冰量损失可以解释这一冰川系统以前的估算为什么存在很大的正平衡. 但 GL 线以上物质平衡异常^[24,26]仍不能用着地线位置的重新确定来解释.

通过野外观测^[28,34]、冰芯钻取^[35]和模拟^[36~38]等方法, Amery 冰架底部融化与冻结研究已有 50 a. 前人报道 Amery 冰架底部冻结速率大于 $0.6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 并得到了冰川物质平衡计算, 以及在 $69^{\circ}27'S$, $71^{\circ}42'E$ 附近的 G1 钻孔点处存在厚层海洋冰(marine ice)的支持^[28,35]. Fricker 等^[39]的工作也证实了这一点, 他们通过分析 Amery 冰架流体静力学异常, 制作了该冰架底部回冻的海洋冰分布图, 得出有些地方的海洋冰厚度大于 190 m. 2001/02 年澳大利亚南极考察队在 AM01 ($69^{\circ}26.5'S$, $71^{\circ}25.0'E$)打了一个穿透冰架的钻孔, 在该钻孔附近中国南极考察队在 2002/03 年南半球夏季钻取了一支 300 m 的冰芯, 两项工作都得出那里的海洋冰层约为 200 m 厚. 根据 InSAR 数据估计冰

架南端着地线附近的融化速率为 $31 \sim (32 \pm 5) \text{ m冰} \cdot \text{a}^{-1}$ [11,15]。利用在 Amery 冰架冰架前缘采集的水文学观测数据, Wong 等 [34] 估计该冰架底部冰量损失为 $10.7 \sim 21.9 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 。Hellmer 和 Jacobs [36] 通过季节强迫 (seasonal forcing), 并作为一种槽流模拟了 Amery 冰架下的热盐环流, 结果显示该冰架底部的平均融化速率可达 $0.65 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 相当于融化 $23 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 的底部冰。Williams 等 [38] 利用一个 3 维海洋数值模型, 并以两组不同的边界条件, 模拟了冰架下的海洋洞穴。两个模拟分别得出净融化速率为 5.8 和 $18.0 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 。Hellmer [37] 利用一个耦合的冰-海模型, 也报道了 Amery 冰架底部的平均融化速率为 $0.35 \text{ m冰} \cdot \text{a}^{-1}$, 总的底部物质损失量为 $17.65 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

3 数据集和方法

用于本项研究的数据集包括 MAMM InSAR 流速数据 [31,40], RAMP 南极影像图 [25], OSU-DEM [16], 冰、云和陆地高程卫星 (ICESat) 的地球科学激光高度计系统 (GLAS) 采集的高程数据 [41], Amery 冰架数字高程模型 (AIS-DEM) [23], 南极地图集数字高程模型 (ANTARCTIC ATLAS-DEM) [18], 南极冰下地形制图计划 (BEDMAP) 提供的冰厚度数据 [22], Vaughan 等 [20] 编撰的表面积率数据集, 以及 Giovinetto 最新修正的 Giovinetto 和 Zwally [21] 2000 年编撰的数据集 (以下分别称之为 Vaughan 和 Giovinetto 积累率数据), 从冰盖模型模拟获得的表面冰流速率系数 [42], 以及澳大利亚南极考察队和中国南极考察队的现场观测数据。

确定南极冰川物质平衡的方法有三种, 各自有自己的优缺点 [3]。本文使用的方法通常称为物质-收支法 [15], 或分量(通量)法 [9], 即分别量算输入和输出

通量, 物质平衡定义为冰流盆地的总输入与穿过考察路线或着地线的冰通量之差。假定 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川冰流带的断面之间是物质守恒, 并处于稳定状态, 可以估算底部的融化与冻结速率, 这与 Rignot 和 Jacobs [11] 采用的方法相同。

3.1 MAMM InSAR 流速数据

2000 年秋天开展的 MAMM 计划, 主要目标就是为了获得冰盖的表面流速 [31]。MAMM 采集了 RADARSAT-1 降轨模式的 3 个重复周期和升轨模式的 3 个重复期, 大约从 80°S 至南极海岸的数据。应用干涉法, 结合上升和下降路径, 可以获得冰流速率的矢量数据 [43]。该项技术本身的精度为每年几米, 在实际应用中精度优于 $10 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ [15]。通过 MAMM 计划获得冰川运动矢量数据空间间距为 400 m 。

由于 RADARSAT 合成孔径雷达影像存在某些空白区, 或者用于 InSAR 流速制图的影像对相干性太弱, 有些地区没有流速数据。克里格法 (Kriging) 被用来插值填补这些空白区 (图 3)。

3.2 数字高程模型

沿 Amery 冰架南端着地线, 几乎没有冰雷达测厚数据。在冰流带的北部, 海洋冰附着在冰架底部, 由于无线电回波探测的信号没有穿过海洋冰, 机载测冰雷达只检测到大气降水冰与海洋冰的界面 [39]。这些地区都需要假定流体静水力学平衡, 利用 DEM 将表面高程转换为冰厚度。

为了提高底部通量估算精度, 本研究使用了由欧洲遥感卫星 (ERS-1) 雷达高度计为主要数据源, 通过不同的数据处理和插值方法生成的 3 个 DEM。由于 InSAR 流速制图和 OSU-DEM 的栅格数据单元

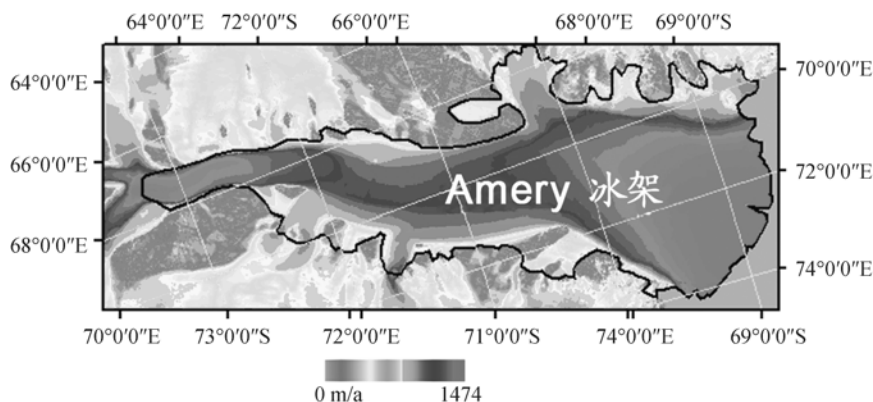


图3 由 MAMM InSAR 流速制图计划生成的 Amery 冰架及其相邻地区的冰流速率

格大小均为 400 m, AIS-DEM 和 ANTARCTIC-ATLAS DEM 为不同的水平分辨率, 需重新插值输出单元格大小相同的数据. 在 Amery 冰架的中央部分, OSU-DEM 的垂直精度优于 2 m^[16]. AIS-DEM (水平分辨率为 1 km) 的均方根误差(RMS)为 1.7 m^[23], 以双线性方式重采样生成单元格为 400 m 的栅格数据. 在 Amery 冰架, ANTARCTIC ATLAS-DEM (水平分辨率为 3 km) 的误差一般小于 3 m^[18], 用 Kriging 将该 DEM 重新插值也生成单元格为 400 m 的栅格数据.

基于 ICESat GLAS 数据, 笔者建立了第 4 个 DEM. 该 DEM 用于计算通过南端着地线和断面 1, 2 (图 2) 的冰通量.

在南端着地线的某些部位, OSU-DEM, AIS-DEM 和 ANTARCTIC ATLAS-DEM 均存在较大的误差, 利用这些 DEM 来推导冰厚度的尝试并不成功. 因此, 在着地线, ICESat GLAS 数据 (version 18, L1 和 L2a)^[41] 用于生成一个改进的 DEM. ICESat GLAS 传感器在地球表面上的光斑 (footprint) 尺寸约为 75 m, 沿卫星轨迹相邻光斑之间的距离约为 175 m^[41], 轨迹间的间距约为数千米. 数据的空间分布与沿轨迹移动的飞行器进行的地球物理和地质调查相同, 即沿地面轨迹很密, 而轨迹之间相距较远, 存在数据空白区. 这对于大多数数据空间插值技术来说都存在难以克服的难题, 使结果出现方向性的异常分布^[22]. 为了克服这一难题, 笔者对数据进行了抽稀处理使数据间距达到 2000 m 以上. 然后, 以 OSU-DEM 为参考层, 尽管该 DEM 在南端着地线存在较大误差, 还是可以假定其高程值总趋势是正确的, 采用协同克里格法 (co-kriging) 生成连续表面 (GLAS-DEM).

最后, 将 AIS-DEM, ANTARCTIC-ATLAS DEM 和 GLAS-DEM 转为相对于大地水准面 OSU91A 模型^[44] 的正高. OSU-DEM 原本就采用该模型^[15].

3.3 冰层厚度

3.3.1 BEDMAP 冰层厚度

从 BEDMAP 网址 (<http://www.antarctica.ac.uk/aedc/bedmap/>)^[22] 下载了 Amery 冰架及其周边地区共 159871 点的厚度数据, 这些数据由澳大利亚和俄罗斯考察队通过空载、地面无线电回波探测, 地震反射和重力测量获得. 经交叉验证, 剔除了由澳大利亚 1968 年空载冰雷达采集的厚度数据和 1970/71 年采集

的地面冰雷达数据, 共 1375 点, 这些数据与相邻数据存在较大偏差 (>200 m). 然后, 采用 Kriging 将上述厚度数据插值生成单元格为 400 m 的栅格数据.

3.3.2 冰层平均密度和通过流体静水力学平衡推算的冰厚度

利用一个简单的冰层密度模型, Fricker 等^[39] 曾推算 Amery 冰架的冰层平均密度, 该模型含两层大气降水冰, 其中表层为粒雪层, 再加上一层位于冰架底部的海洋冰. 在南端着地线附近, 笔者也采用基于冰温推算的冰层密度 ($921 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$)^[27,39].

在 2000/01 年和 2001/02 年, 澳大利亚考察队在两个地方用热水钻打穿了冰架: AM02 ($69^{\circ}42.8'S$, $72^{\circ}38.4'E$), 距冰架前缘约 80 km, 以及 AM01 ($69^{\circ}26.5'S$, $71^{\circ}25.0'E$), 位于 AM02 西面约 50 km, 距冰架前缘约 100 km (图 2). 在 AM01 冰架厚 373 m; 在 AM02, 为 479 m, 其中底部 200 m 为海洋冰^[45]. 设定海水密度为 $1028 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[34], 并利用 3 个 DEM 的平均高程值和附近的 GPS 测量的海拔高度, 可以推算出 AM01 和 AM02 处的冰层平均密度分别为 904.7 和 $899.5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

中国南极考察队在距 AM01 约 300 m 的地方钻取了一支长约 300 m 的冰芯, 假定整个海洋冰层的密度与该冰芯底部 25 m 的海洋冰平均密度相同, 可获得另一个冰层平均密度值为 $885 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. 可能有两方面的原因导致该密度值偏小. (1) 在钻取过程中, 部分冰芯会破碎, 而在现场量算冰芯尺寸时假定它是完整的. (2) 冰芯底部 25 m 海洋冰密度 ($913 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$) 用来代替整个海洋冰层 (200 m) 的平均密度, 可能会低于实际的密度, 因为由于盐度的增加, 海洋冰密度可能会随深度的增加而增大. 因此, 在 AM01 和 AM02 附近, 密度可能介于 $890 \sim 900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

首先, 以南端着地线冰层密度 $921 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, AM01 分别为 $890, 895$ 和 $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 通过线性插值, 生成了单元格为 400 m 的 3 个密度模型. 基于这 3 个模型, 将 AIS-DEM 转换为 3 幅冰厚度图. 然后, 冰厚度图减去俄罗斯考察队获得的冰雷达数据, 便可以得到 Amery 冰架底部的海洋冰分布, 采用的方法与 Fricker 等^[39] 的相同. 无线电回波探测记录显示冰架的东面 ($71.3^{\circ}S$ 以北地区) 和冰架的南部具有很强的回波信号^[39], 表明这些区域为底部融化区. 对比 3 幅海洋冰分布图, 笔者认为 AM01 的冰密度为 $895 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

最为合理。最后, 通过将流体静水力学高度异常(即观测到地表面高程与冰厚度转换的表面高度之差)^[39]最小化, 大致沿冰流方向重新修正了冰层平均密度分布。新的冰密度分布包括 3 部分: 0 km(南端着地线)至 215 km 为 $921\sim 914.7\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, 215~315 km 为 $914.7\sim 903.5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, 315 km 到冰架前缘为 $903.5\sim 890.5\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, 该密度模型在 AM01 的冰层密度约为 $895\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 。每部分本身的冰层平均密度假定为线性减小。

然后, 在 ArcGIS 平台, 基于 OSU-DEM, AIS-DEM, ANTARCTIC ATLAS-DEM 和 GLAS-DEM 的表面高程(H), 以及上述冰密度(ρ_i)分布, 冰层厚度(Z)分布图可通过流体静水力学公式: $Z = \rho_w H / (\rho_w - \rho_i)$ 获得, 其中 ρ_w 是海水密度 ($1028\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$)。

3.4 LGB 路线考察获得的冰川表面流速和冰厚度

1989~1995 年, 澳大利亚南极考察队沿 LGB 考察路线建立了 73 个 GPS 冰川运动观测点 (LGB00-LGB72)。如图 1 所示, 考察路线上观测点布设间距一般为 30 km。跨越 Lambert 地堑, 观测点的间距为 15 km, 以便在该地区进行更详细的冰流速测量。在每个测点, 用 GPS 精确测量了表面冰川流动速率大小和方位, GPS 复测间隔至少为一年。GPS 冰流速率的平均 (2σ) 精度为 $0.108\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ 。除两个冰流速, 其他的结果估计精度均优于 $1\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$, 大约 60% 的估计精度好于 $0.3\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ ^[24,46,47]。沿考察路线采用 100 MHz 数字冰雷达系统测量冰川厚度, 测量间隔约为 10 m。单次探测的精度约为 20 m。在少数距离较短的地段, 无线电回波探测的信号很弱或接受不到返回信号, 需要进行补充测量, LaCoste & Romberg G 型重力计被用来测量当地的重力场, 测量间距为 2 km^[48]。

3.5 总积累量

与 Joughin 和 Tulaczyk^[14], 以及 Rignot^[15] 相同, 笔者也采用 Vaughan 和 Giovinetto 积累率数据的平均值来估算年积累总量。两个数据集基本上是根据相同的数源建立的, 只是编撰过程中采用了不同的分析与插值标准^[21]。用 Kriging 将两组数据插值输出单元格为 5 km 的栅格数据, 然后叠加计算生成平均值的栅格数据。

冰流盆地的年积累总量等于其面积乘以该区平

均的年积累率。在 LGB 考察路线为界的上游和下游, 由两组积累率数据估计的积累总量相差约 10%, 反映了不同的插值方法导致数据在空间上的变率^[14]。对于单个冰川盆地, 年积累率的误差设定为 10%, 流域面积误差为 5%, 这样, 冰流盆地的积累总量的估计误差为 11.2%。

3.6 穿过 LGB 考察路线和着地线的冰通量

穿过澳大利亚 LGB 考察路线相邻 GPS 点之间的冰通量, 可由表面冰川运动速度、冰厚度和表面冰流速率系数估算获得^[49,50]。冰流速率需转换为垂直于考察路线的分量^[14], 然后假定两个 GPS 观测点之间的流速和流向呈线性变化, 在相邻的站点之间进行插值^[51]。表面冰流速率系数通过 3 维的热动力冰盖模型模拟南极冰盖获得, 该模型考虑了底部滑动和随深度的冰温变化^[42]。Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川穿过澳大利亚考察路线的冰通量可由相邻 GPS 站点的冰通量累加得出。冰通量的误差涉及冰流速率和方向的测量误差, 冰厚度和流速比率的误差。计算冰流通量的总误差设为 5%, 与 Thomas 等^[49]进行的误差分析一致。

估算穿过着地线的冰通量的方法与上面的相同, 只是表面冰流速率系数设为 1。采用由 MAMM 计划获得的间距为 $400\text{ m}\times 400\text{ m}$ 的冰流速率和方位。沿着地线的冰层厚度为 2000~3000 m, 是利用流体静水力学平衡公式, 假定冰层平均密度和海水密度分别为 921 和 $1028\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ^[27,39], 由 GLAS-DEM 推算获得。由于数据分布与空间插值时产生的 DEM 的误差, 大地水准面模型和冰层平均密度存在的不确定性, 由 GLAS-DEM 推算的冰厚度在某些部位可能存在 100~200 m 的不确定性。冰流速率的误差约为 $5\sim 10\text{ m}\cdot\text{a}^{-1}$ 。综合上述所有误差, 穿过着地线的冰通量总误差设定为 10%。

3.7 穿过断面的冰通量和冰流带的底部通量

利用 InSAR 冰流速率、从 BEDMAP 计划和 4 个 DEM 获得的冰厚度数据, 计算了穿过 18 个断面的冰通量。位于冰流带的 18 个断面的平均流速和冰厚度标绘于图 4。再结合表面积累率, 可以估算两条断面之间的底部通量。冰通量和底部通量的单位分别为 $\text{Gt 冰}\cdot\text{a}^{-1}$ 和 $\text{m 冰}\cdot\text{a}^{-1}$, 冰的密度设定为 $917\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 。

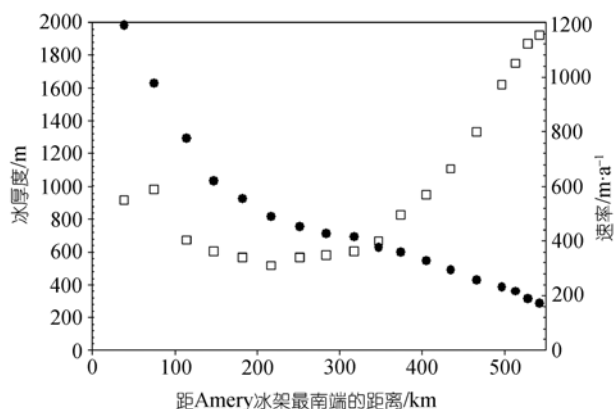


图4 Amery 冰架冰流带上设置的 18 个冰通量断面的平均厚度(●)和冰流速率(□)

第 i 条断面上的冰流速率 V_{ij} , 冰厚度 H_{ij} 和断面宽度 ΔX_{ij} 可由单元格大小为 400 m 的栅格数据获得, 穿过第 i 条断面的冰通量 F_i 可由下式获得

$$F_i = \sum \left(\frac{V_{ij}H_{ij} + V_{ij+1}H_{ij+1}}{2} \right) \Delta X_{ij} \rho_i,$$

j =断面 i 的第 1, ..., $n-1$ 个流速、厚度和宽度提取值 (1)

其中, ρ_i 为第 i 条断面的冰层平均密度.

由两条相邻断面和冰流带边界确定的区域, 其底部的融化与冻结速率可由下游和上游断面的冰通量(分别为 F_{i+1} 和 F_i), 以及表面积累量 δA , 根据物质守恒原理获得 [11,15]

$$\dot{B} = \frac{F_{i+1} - F_i - \delta A}{\delta A}, \quad (2)$$

其中, δA 为相邻断面之间的冰架面积.

穿过断面的冰通量和底部融化与冻结速率的估算误差有几个来源. InSAR 冰流速的不确定性为 $5 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 该值相对于大于 $300 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 断面平均流速来说很小(图 4). 在 Amery 冰架, BEDMAP 的冰厚度观测值和 Kriging 的预测值之间的绝对误差中数为 23.95 m, Kriging 预测值误差的 RMS 为 53.77 m. Fricker 等 [27,39] 估算冰架南部经插值的冰厚度误差上限约为 200 m, 西北部空载冰雷达飞行路线交叉点的冰厚度差值 RMS 为 26 m. 这意味着冰厚度测量值的不确定性小于 8%. 由 DEM 推算的冰层厚度的不确定性包括来自 DEM 的高程、冰层平均密度和大地水准面模型的误差. 覆盖 Amery 冰架的 3 个 DEM, 其表面高程的不确定性在 $\pm 3 \text{ m}$ 以内. 密度模型的不确定

性为 $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 这与 Fricker 等 [27] 的分析一致. 通过比较两个大地水准面模型(OSU91A 和 EGM96)发现在该冰架区的某些地区误差可能会大于 3 m [27]. 这些误差综合起来可能会使冰厚度的不确定性达到 40~50 m. 综合以上分析, 利用(1)和(2)式计算 F_i 和 $\dot{B}$ 时, 最大误差分别设定为 10% 和 15%, 这与图 5 和 6 中 F_i 和 $\dot{B}$ 的摆动幅度相一致.

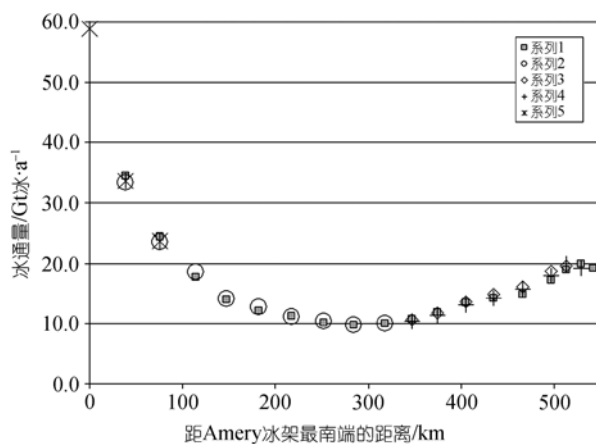


图5 穿过南端着地线和 Amery 冰架冰流带 18 条断面的冰通量

系列 1: 由 AIS-DEM 估算获得, 2: BEDMAP, 3: ANTARCTIC ALTAL-DEM, 4: OSU-DEM5, 5: GLAS-DEM

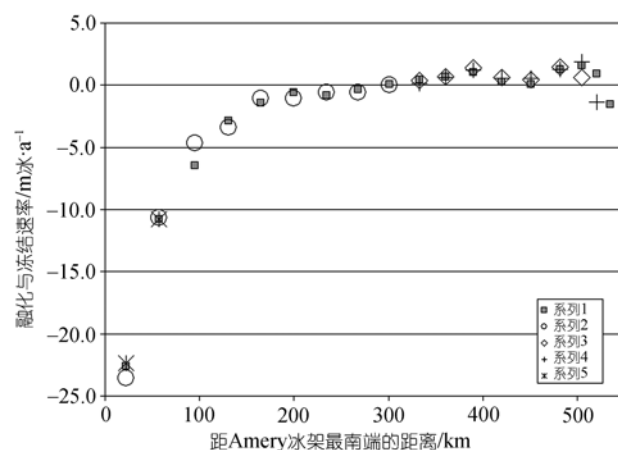


图6 Amery 冰架冰流带底部的融化与冻结速率
说明同图 5

4 结果

4.1 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的物质平衡

Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川上游、下游和整个盆地的物质平衡可由积累量(输入量)和排泄量(输出量)之间的差值得出. 物质平衡的结果及其不确定性分别列于表 1~3.

表 1 澳大利亚 LGB 考察路线上游 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的积累量、冰通量和净平衡

冰流盆地	面积/km ²	平均积累率/kg·m ⁻² ·a ⁻¹	积累量/Gt·a ⁻¹	穿过考察路线的冰通量/Gt·a ⁻¹	净平衡/Gt·a ⁻¹
Lambert	373920	52.3	19.5±2.2	17.4±0.9	2.1±2.4
Mellor	373370	47.5	17.8±2.0	13.9±0.7	3.9±2.1
Fisher	53560	70.0	3.8±0.4	3.9±0.2	-0.1±0.5
合计	800850	51.2	41.0±4.6	35.2±1.8	5.9±4.9

表 2 澳大利亚 LGB 考察路线下游 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的积累量、冰通量和净平衡

冰流盆地	面积/km ²	平均积累率/kg·m ⁻² ·a ⁻¹	积累量/Gt·a ⁻¹	穿过考察路线的冰通量/Gt·a ⁻¹	总输入量 ^{a)} /Gt·a ⁻¹	穿过着地线的冰通量/Gt·a ⁻¹	净平衡/Gt·a ⁻¹
Lambert	51000	59.8	3.1±0.3	17.4±0.9	20.5±0.9	25.4±2.5	-5.0±2.7
Mellor	75220	63.0	4.7±0.5	13.9±0.7	18.6±0.9	20.9±2.1	-2.3±2.3
Fisher	43530	59.5	2.6±0.3	3.9±0.2	6.5±0.4	7.7±0.8	-1.2±0.8
合计	169750	61.1	10.4±1.2	35.2±1.8	45.5±2.1	54.0±5.4	-8.5±5.8

a) 等于积累量加上穿过 LGB 考察路线的冰通量

表 3 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的积累量、冰通量和净平衡

冰流盆地	面积/km ²	平均积累率/kg·m ⁻² ·a ⁻¹	积累量/Gt·a ⁻¹	穿过考察路线的冰通量/Gt·a ⁻¹	净平衡/Gt·a ⁻¹
Lambert	424930	53.2	22.6±2.3	25.4±2.5	-2.8±3.4
Mellor	448590	50.1	22.5±2.3	20.9±2.1	1.6±3.0
Fisher	97090	65.3	6.3±0.6	7.7±0.8	-1.3±1.0
合计	970610	53.0	51.4±3.6 ^{a)}	54.0±5.4	-2.6±6.5

a) 假定平均积累率的误差为 5%和面积的误差为 5%，以此估算总误差

从表 1~3, 可以得到研究区物质平衡的几个特征. (1) 澳大利亚 LGB 考察路线之上, Lambert 和 Mellor 冰川可能为正平衡, 其值分别为(3.9±2.1)和(2.1±2.4) Gt·a⁻¹, 而 Fisher 冰川约处于平衡状态. 3 条冰川穿过考察路线的总冰通量与上游地区总积累量的差为(5.9±4.9) Gt·a⁻¹, 说明上游区总体为正平衡. (2) 考察路线以下, 3 条冰川均为负平衡. 特别是 Lambert 冰川的下游区具有明显的负平衡(-5.0±2.7 Gt·a⁻¹). 3 条冰川穿过南端着地线的总冰通量与下游地区总输入量(积累量加上穿过澳大利亚考察路线的冰通量)之差为(-8.5±5.8) Gt·a⁻¹, 表明下游区总体处于负平衡状态. (3) Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的物质平衡总体接近于平衡状态, 整个冰流盆地的物质收支为(-2.6±6.5) Gt·a⁻¹. (4) Lambert, Mellor 冰川上游地区占冰流盆地面积的 77%, 说明冰流盆地的大部分可能正在缓慢增厚, 相反, 下游部分可能在减薄.

4.2 冰流带的底部融化与冻结速率

穿过南端着地线和每条断面的冰通量标绘于图 5. 穿过着地线的冰通量为(58.9±5.9) Gt 冰·a⁻¹. 在第 8 条断面, 距 Amery 冰架最南端约 285 km, 冰通量减小为(9.7±1.0) Gt 冰·a⁻¹, 然后由于海洋冰在冰架底部附着生长, 冰通量开始增加. 由于潮汐的“水泵

作用(pumping)”, 以及受沿岸流季节性较暖海水的影响 [2], 导致冰架前缘附近出现较高的底部融化速率, 冰通量略有减小.

3 条冰流带底部的融化和冻结速率标绘于图 6. 靠近南端着地线的平均融化速率为(-23.0±3.5) m 冰·a⁻¹, 但沿下游方向快速减小, 并在冰架最南端着地线以北约 300 km 过渡为冻结. 冰流带的平均冻结速率约为(0.5±0.1)~(1.5±0.2) m 冰·a⁻¹. 冰流带的底部的总融化为(-50.3±7.5) Gt 冰·a⁻¹(包括部分被融化的海洋冰). 在冰架底部回冻的海洋冰总量为(7.0±1.1) Gt 冰·a⁻¹.

5 讨论

除澳大利亚 LGB 考察路线外, 1970 年代初, 在 LGB 路线下游方向曾建立 11 个冰川运动观测点 [26], Fricker 等 [24] 将其称为 GL 线(图 1). 现场观测的冰流速和冰川厚度用于物质平衡估算. 假定表面冰流速率系数为 0.8, 冰层平均密度为 870 kg·m⁻³, 由冰川流速的垂向分量和厚度分布可得穿过 GL 线的总冰通量为 29.7 Gt·a⁻¹ [26]. Fricker 等 [24] 采用冰流速率的比率为 0.87, 冰层密度为 910 kg·m⁻³, 出得冰通量为 33.8 Gt·a⁻¹. 本项研究中, 笔者使用流速比率为 0.95, 该值是通过模型模拟南极冰盖获得的 [42]. Allison [26] 得

出GL线以上的内陆地区总正平衡约为 30 Gt·a⁻¹(相当于总净积累量的 50%) (表 4). Fricker等 [24] 认为 LGB考察路线和GL线间的物质平衡为显著的正平衡.

沿 RADARSAT 影像图获得的冰流线和 OSU-DEM 得出的最陡路径确定了 GL 线以上内陆盆地的边界线, 面积为 940820 km², 比Allison[26]给出的面积小 13.7%, 但比McIntyre [32]报道的面积(902000 km²)大. GL 线上游区的总净积累量为 51.8 Gt·a⁻¹, 比 Allison [26]报道的约小 8 Gt·a⁻¹.

从 GL 线的两个端点沿最陡路径确定了 LGB 考察路线和GL线间的区域范围. 穿过 LGB 路线流入该区域的冰通量为 37.1 Gt·a⁻¹, 该地区的总积累量为 10.3 Gt·a⁻¹, 因此, 该区处于正平衡, 其值相当于总输入量(穿过 LGB 路线的冰通量加该区的总积累量)的 28.8%. GL 线下游地区的总积累量为 1.0 Gt·a⁻¹. 比较 GL 线以下地区物质的输入量(穿过 GL 线的冰通量加下游地区的总积累量)和输出量(采用 3 条冰川穿过着地线的冰通量), 得出 GL 线下游地区为高于 -16.1 Gt·a⁻¹ 的显著负平衡, 或者说, 超过总输入量的-42.5%(表 4), 因为 GL 线下游区的着地线要超出 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的着地线范围, 即其穿过着地线的冰通量要比 3 条冰川的大.

Allison [26]和Fricker等 [24]报道的GL线以上内陆盆地显著的正平衡可能是由于过高地估算了总积累量和/或低估了穿过 GL 线的冰通量. 沿 GL 线分布的 11 个冰川运动观测点间隔为 50~100 km, 尽管 Allison [26]参考冰厚度分布对表面速率进行了插值, 仍可能导致冰通量计算存在较大的误差. 冰通量被低估的可能性更大, 并使本项研究中得出的 GL 线以下地区出现显著的负平衡和该线以上较大的正平衡 (表 4).

笔者对Lambert, Mellor和Fisher冰川的物质平衡

估算表明 3 条冰川整体接近平衡状态, 其中, LGB考察路线以上冰流盆地区(占 3 条冰川总面积的 82.5%) 为正平衡, 而下游区为负平衡, 但与前人的结果相比, 其幅度相对较小. Davis 等 [52]利用Seasat 和 Geosat 卫星的雷达高度计数据估算了 1978~1988 年东南极冰盖的表面高程变化(dH/dt), 得出在Lambert冰川盆地 72.1°S (Seasat/Geosat的轨道南界)以北的dH/dt为 (-2.3±2.2) cm·a⁻¹, 利用 Wingham 等 [53]公布的 ERS-1/2 dH/dt数据计算了 73.5°S 以北 1992~1996 年的dH/dt为(-1.8±1.7) cm·a⁻¹. 上述结果表明 3 条冰川的低海拔区可能正在缓慢减薄, 并且与我们得出的 LGB线以下地区为负物质平衡的结果基本一致. 然而, 最近利用ERS雷达高度计数据对 1992~2003 年的高程变化的估算结果显示Amery冰架南面和东面正在以中等速度增厚 [4]. 可能的解释包括: (1)表面积累率随时间在变化. 高度计的测量结果对积累率和积雪密度的时间变率很敏感 [4,54,55], 而物质平衡的估算采用的积累率数据跨越了 1950 年代到 1990 年代 [56], 反映了冰盖较长期的状况 [55]. (2) 穿过着地线的冰通量并不会对近期的积累率变化直接作出响应.

在Amery冰架, 沿冰流速度的矢量方向获得的 3 条冰流带的边界线与通过MAMM影像图中的线性特征(即主要叶理和冰川中碛 [30])得出的边界线 [57]存在一定的差异. 例如, Fricker等 [57]认为冰架前缘的B裂缝(Rift B) 为Fisher和Mellor冰流带分界线, 但在本研究, 两条冰流带的界线位于B裂缝和A裂缝(Rift A)中间, 两者相差约 15 km. 通过冰川流动的矢量方向获得的冰流线(冰流带的边界)显示的是冰架目前的流动状况, 而基于叶理和中碛得到的冰川运动趋势经历了长时间的演化过程. 这两种流线位置的变化应该反映了过去 1000 a(从南端着地线到冰架前缘所需的时间)冰架冰流的变化, 这与Jezek [58]在罗斯冰架观测到的现象相似. 另外, 本文中的底部通量估算是假

表 4 不同研究获得的LGDB(地理范围由Allison[26], Fricker等 [24]定义)的物质平衡(Gt·a⁻¹)^{a)}

研究者	GL 线上游	LGB 路线和 GL 线之间	GL 线与着地线之间	整个冰流盆地
Allison [26]	+30 (+50%)	—	+12 (+40%)	+42 (+70%)
McIntyre [32]	+2 (+6%)	—	—	+14(+44%)
Bentley和Giovinetto [11]	—	—	—	+39 (+78%)
Fricker等 [24]	—	6 个物质平衡结果中的 4 个>+30%	—	—
本项研究 ^{b)}	+14.9 (+28.8%)	+10.6 (28.8%)	-16.1 (-42.5%)	+9.1 (+14.4%)

a) 括号内的值为净平衡与总输入量的百分比. b) 输出量, 我们采用的是穿过 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川着地线的冰通量, 要比穿过 LGDB 着地线的实际冰通量小一些. 因此, GL 线的下游地区负平衡要大于-16.1 Gt·a⁻¹, 而整个盆地的净平衡要小于+9.1 Gt·a⁻¹. 本项研究我们采用新的着地线位置(对本表更详细的讨论见正文)

定冰架处于平衡状态进行的, 该假设得到了表面高程和流速数据的支持, 数据显示 1968 年至今 Amery 冰架的高程与流速变化极小 [38, 59]。

穿过着地线的冰的总融化量(F_M)可由下式估算:

$$F_M = F_{GL} - F_{IR} + \Phi A, \quad (3)$$

其中, F_{GL} 为穿过南端着地线的冰通量, F_{IR} 为断面 18 由俄罗斯的冰雷达厚度数据得出的冰通量, 这里假定冰雷达不能穿透海洋冰, 其信号被大气降水冰与海洋冰的界面反射; ΦA 为 3 条冰流带上的总积累量。由式(3)计算得出 F_M 为 $43.3 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 相当于穿过南端着地线冰量的 79.6%。如果与通过断面 8 的最小冰通量($9.7 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$)比较, 源于 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的内陆冰在冰架底部的总融化量为 $49.2 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 相当于内陆来冰的 83.6%。从断面 8 开始冰流带的底部融化过渡为冻结, 因而, 从该断面起内陆来冰损失很小。这意味着由冰流带底部融化造成约 80% 的内陆冰损失, 不确定性为 5%。

估算 3 条冰流带底部的总融化、总冻结和净物质损失分别为 (50.3 ± 7.5) , (7.0 ± 1.1) 和 $(43.3 \pm 6.5) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 。总融化和净融化要比模型模拟 [36-38], 以及根据普里兹湾的海洋学观测资料 [34] 获得的整个 Amery 冰架的结果还要大得多。3 条冰流带底部的海洋冰只占海洋冰总面积(集中分布在冰架的西北部 [39]) 的三分之一。因此, 可以说 Amery 冰架底部的总冻结要远大于 $7.0 \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ (3 条冰流带底部的总冻结), 也远大于由模拟估算的几个 $\text{Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 的底部冻结量 [38], 形成了附着于冰架底部厚度超过 190 m, 占冰架体积 9% 的冰层 [39]。

根据海洋学获得的冰架底部通量较小, 可能是由于 1992 年沿冰架前缘布设的 CTD 观测点数据较少 [60], 在 2001, 2002 和 2003 年澳大利亚南极考察队和中国南极考察队开展了规模大得多的水文学调查, 结合从穿透冰架的钻孔获得的观测数据, 能够对冰架底部相互作用进行更详细的研究。冰架的几何形态和冰下洞穴的三维形状在模拟冰架下的过程, 如底部融化、冻结、冰架下的海洋环流和潮汐中起重要作用。只是冰架的着地线最近才由流体静力学平衡和 InSAR 确定 [15, 27], 这使得 Amery 冰架与以前报道的位置相比向上游方向延伸了约 240 km。例如, Hellmer 和 Jacobs [36] 未能模拟在 1968 年靠近 G1 的钻孔点观测到的海洋冰量。采用向南延伸如此大的冰架边界

和冰下洞穴, 模拟结果也许可以和本文的结果相当。本文的结果显示底部总融化、冻结和净融化比前人报道的结果大得多, 而且, 底部净融化占了 3 条冰川来冰损失的绝大部分。

断面 1 的位置大致与 Rignot 和 Jacobs [11], Rignot [15] 设置的断面相同, 该断面位于着地线下游, 距离相当于冰流的宽度。笔者获得的着地线与断面 1 之间的底部融化速率为 $(23.0 \pm 3.5) \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$, 尽管在 Rignot 和 Jacobs [11] 报道的 $(31 \pm 5) \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 的误差范围之内, 但只相当于该值的四分之三。这可能是估算穿过着地线和断面 1 的冰通量时采用了不同的 DEM。本项研究估算穿过着地线和断面 1 的冰通量分别为 (58.9 ± 5.9) 和 $(33.7 \pm 3.4) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 其间的面积为 1083 km^2 , 相应地, Rignot [15] 得出的结果分别为 (57.5 ± 5) 和 $(28.4 \pm 2) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 其间的面积为 913 km^2 。可见, 穿过断面 1 的冰通量要大于 Rignot [15] 的估算结果。

3 条冰流带底部的融化和再冻结的空间分布与标准概念和数值模型的结果相似, 即大部分融化发生在着地线附近 [11], 但与 Joughin 和 Padman [19] 报道的结果差异甚大。他们发现菲尔希纳-龙尼冰架底部净融化大约三分之二发生在靠近龙尼冰架前缘水深较浅处(平均为 375 m)。在西普里兹湾曾观测到含小冰板(platelet crystals), 相对较淡、过冷却的水羽 [61]。在 AM01 和 AM02 紧靠 Amery 冰架底部, 由 CTD 测量的海水温度分别为 -2.25°C 和 -2.14°C [62]。这一低于冰点的冰架水(ice shelf water)可能仍是控制冰架前缘附近底部融化和再冻结过程的主要因素, 并可减缓由潮汐引起的底部融化。

6 结论

综合大量数据, 并以 GIS 为平台, 本文评估了注入 Amery 冰架的 3 条主要冰川(Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川)的物质平衡, 及其在 Amery 冰架的冰流带底部融化与冻结状况。

Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川的净平衡分别为 (-2.8 ± 3.4) , (1.6 ± 3.0) 和 $(-1.3 \pm 1.0) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$, 表明 3 条冰川均接近平衡状态。3 条冰川构成的整个冰流盆地也基本处于平衡状态, 其净平衡量为 $(-2.6 \pm 6.5) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1}$ 。然而, 澳大利亚 LGB 考察路线以上区域, 3 条冰川总体为正平衡 $((5.9 \pm 4.9) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1})$, 而该线下游区为负平衡 $((8.5 \pm 5.8) \text{ Gt} \cdot \text{a}^{-1})$ 。

Allison^[26], Bentley 和 Giovinetto^[1]认为整个 LGDB 地区存在较大的正物质平衡(表 4),主要是由于当时着地线的位置不正确所致,而 McIntyre^[32]认为该区最多为一个小的正平衡,主要是因为总积累量估算得太低. Allison^[26]和 Fricker 等^[24]报道 GL 线以上的内陆盆地存在较大的正物质平衡,可能是因为过高估算了总积累量并低估了穿过 GL 线的冰通量. 本项研究对 Lambert, Mellor 和 Fisher 冰川物质平衡的分析,以及由卫星雷达高度计的估算结果^[4,52]均表明 GL 线以上内陆冰流盆地区可能接近平衡状态或略为正平衡.

Amery 冰架南端着地线附近冰架底部的平均融化速率为 $(-23.0 \pm 3.5) \text{ m 冰} \cdot \text{a}^{-1}$,向下游方向快速降低,并在距冰架最南端约 300 km 处过渡为底部冻结. 沿 3 条冰川的冰流带,冻结速率约介于 $(0.5 \pm 0.1) \sim (1.5 \pm 0.2) \text{ m 冰} \cdot \text{a}^{-1}$. Lambert、Mellor 和 Fisher 冰流带底部的总融化、总冻结和总物质损失(净融化)分别 (50.3 ± 7.5) , (7.0 ± 1.1) 和 $(43.3 \pm 6.5) \text{ Gt 冰} \cdot \text{a}^{-1}$. 底部总融化和净融化量要比模型模拟^[36-38]和由普里兹湾获得的海洋学数据^[34]推算的整个 Amery 冰架的结果还要大得多. 由于冰流带底部的融化,输入冰架的内陆冰损失了大约 $80 \pm 5\%$. 上述结果表明底部融化和冻结是 Amery 冰架物质平衡的重要分量,冰架底部的冰-海界面上存在强烈的相互作用.

3 条冰流带底部的融化和再冻结的空间分布与常规分布模式和数值模型的结果相似,即大部分融化发生在着地线附近^[11],而与 Joughin 和 Padman^[19]报道的菲尔希纳-龙尼冰架的结果不同.

致谢 M. B. Giovinetto 和 D. G. Vaughan 博士提供了南极冰盖表面积累率数据,谭德军博士提供了冰芯密度数据. 美国俄亥俄州立大学 Science Computing Facility 提供了 ICESat GLAS 数据;澳大利亚南极数据中心(IDN Node AMD/AU)提供了部分数据,元数据记录为"Radio-echo sounding (RES) ice thickness data: LGB traverses 1990-95" Allison, I. (1999) 和 "Ice sheet surface velocity data: LGB traverses 1989-95" Allison, I. (1999). 特别是 M. B. Giovinetto 博士还提供了最新修正,还未发表的南极冰盖积累率数据,在此一并致谢.

参 考 文 献

- Bentley C R, Giovinetto M R. Mass balance of Antarctica and sea level change. In: Weller G, Wilson C L, Severin B A B, eds. International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change: Proceedings of a conference held June 11~15, 1990 at the University of Alaska Fairbanks. Vol II. Fairbanks, AK, University of Alaska. Geophysical Institute/Center for Global Change and Arctic System Research, 1991, 481—488
- Jacobs S S, Helmer H H, Doake C S M, et al. Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica. *J Glaciol*, 1992, 38(130): 375—387
- Rignot E, Thomas R H. Mass balance of polar ice sheets. *Science*, 2002, 297: 1502—1506[DOI]
- Davis C H, Li Y, McConnell J R, et al. Snowfall-driven growth in East Antarctic Ice Sheet mitigates recent sea-level rise. *Science*, 2005, 308: 1898—1901[DOI]
- Zwally H J, Giovinetto M B, Li J, et al. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992~2002. *J Glaciol*, 2005, 51(175), 509—527
- Velicogna I, Wahr J. Measurements of time-variable gravity show mass loss in Antarctica. *Science*, 2006, 311: 1754—1756[DOI]
- Whillans I M, Bindshadler R A. Mass balance of Ice Stream B, West Antarctica. *Ann Glaciol*, 1998, 11: 187—193
- Berthier E, Raup B, Scambos E. New velocity map and mass-balance estimate of Mertz Glacier, East Antarctica, derived from Landsat sequential imagery. *J Glaciol*, 2003, 49(167): 503—511
- The ISMASS Committee. Recommendations for the collection and synthesis of Antarctic Ice Sheet mass balance data. *Global Planet Change*, 2004, 42: 1—15[DOI]
- Jacobs S S, Hellmer H H, Jenkins A. Antarctic ice sheet melting in the Southeast Pacific. *Geophys Res Lett*, 1996, 23(9): 957—960[DOI]
- Rignot E, Jacobs S S. Rapid bottom melting widespread near Antarctic Ice Sheet grounding lines. *Science*, 2002, 296: 2020—2023[DOI]
- Jenkins A, Doake C S M. Ice-ocean interaction on Ronne Ice Shelf, Antarctica. *J Geophys Res*, 1991, 96(C1): 791—813
- Gray L, Short N, Bindshadler R, et al. RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping. *Ann Glaciol*, 2002, 34: 269—276
- Joughin I, Tulaczyk S. Positive mass balance of the Ross ice streams, West Antarctica. *Science*, 2002, 295: 476—480[DOI]
- Rignot E. East Antarctic glaciers and ice shelves mass balance from satellite data. *Ann Glaciol*, 2002, 34: 228—234
- Liu H, Jezek K C, Li B. Development of an Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. *J Geophys Res*, 1999, 104(B10): 23199—23214[DOI]
- Zwally H J, Schutz B, Abdalati W, et al. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *J Geodyn*, 2002, 34 (3-4): 405—445[DOI]
- Herzfeld U C, ed. Atlas of Antarctica: Topographic maps from geostatistical analysis of satellite radar altimeter data. New York,

1 Bentley C R, Giovinetto M R. Mass balance of Antarctica and sea level change. In: Weller G, Wilson C L, Severin B A B, eds. Inter-

- Tokyo: Springer Verlag Heidelberg, 2004. 1—65
- 19 Joughin I, Padman L. Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(9): 1477
- 20 Vaughan D G, Bamber J L, Giovinetto M B, et al. Cooper. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *J Climate*, 1999, 12(4): 933—946[DOI]
- 21 Giovinetto M B, Zwally H J. Spatial distribution of net surface accumulation on the Antarctic ice sheet. *Ann Glaciol*, 2000, 31: 171—178
- 22 Lythe M B, Vaughan D G and the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *J Geophys Res*, 2001, 106(B6): 11335—11351[DOI]
- 23 Fricker H A, Hyland G, Coleman R, et al. Digital elevation models for the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica, from ERS-1 satellite radar altimetry. *J Glaciol*, 2000, 46(155): 553—560
- 24 Fricker H A, Warner R C, Allison I. Mass balance of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica: a comparison of computed balance fluxes and measured fluxes. *J Glaciol*, 2000, 46(155): 561—570
- 25 Jezek K C. Glaciological properties of the Antarctic ice sheet from RADARSAT-1 synthetic aperture radar imagery. *Ann Glaciol*, 1999, 29: 286—290
- 26 Allison I. The mass budget of the Lambert Glacier drainage basin, Antarctica. *J Glaciol*, 1979, 22(87): 223—235
- 27 Fricker H A, Allison I, Craven M, et al. Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone. *J Geophys Res*, 2002, 107(B5): 2092
- 28 Budd W F, Corry M J, Jacka T H. Results from the Amery Ice Shelf project. *Ann Glaciol*, 1982, 3: 36—41
- 29 Wu X, Jezek K C. Antarctic ice-sheet balance velocities from merged point and vector data, *J Glaciol*, 2004, 50(169): 219—230
- 30 Hambrey M J, Dowdeswell J A. Flow regime of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, Antarctica: structural evidence from Landsat imagery. *Ann Glaciol*, 1994, 20: 401—406
- 31 Jezek K C. Observing the Antarctic Ice Sheet using the RADARSAT-1 synthetic aperture radar. *Polar Geography*, 2003, 27(3): 197—209
- 32 McIntyre N F. A re-assessment of the mass balance of the Lambert Glacier drainage basin, Antarctica. *J Glaciol*, 1985, 31(107): 34-38
- 33 任贾文, Ian Allison, 效存德, 等. 东南冰盖 Lambert 冰川流域的物质平衡研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(2): 134—140
- 34 Wong A P S, Bindoff N L, Forbes A. Ocean-ice shelf interaction and possible bottom water formation in Prydz Bay, Antarctica. In: Jacobs S S, Weiss R F, eds. *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarct Res Ser, vol. 75. Washington D C: AGU, 1998. 173—187
- 35 Morgan V I. Oxygen isotope evidence for bottom freezing on the Amery Ice Shelf. *Nature*, 1972, 238: 393—394
- 36 Hellmer H H, Jacobs S S. Ocean interactions with the base of Amery Ice Shelf, Antarctica. *J Geophys Res*, 1992, 97(C12): 20305—20317
- 37 Hellmer H H. Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L10307
- 38 Williams M J M, Grosfeld K, Warner R C, et al. Ocean circulation and ice-ocean interaction beneath the Amery Ice Shelf, Antarctica. *J Geophys Res*, 2001, 106(C10): 22383—22399[DOI]
- 39 Fricker H A, Popov S, Allison I, et al. Distribution of marine ice beneath the Amery Ice Shelf. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(11): 2241—2244[DOI]
- 40 Jezek K C. RADARSAT-1 Antarctic mapping project: change-detection and surface velocity campaign. *Ann Glaciol*, 2002, 34: 263—268
- 41 Zwally H J, Schutz R, Bentley C, et al. Updated current year. GLAS/ICESat L2 Antarctic and Greenland Ice Sheet altimetry data V018, 15 October to 18 November 2003. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital Media, 2003
- 42 Huybrechts P. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quat Sci Rev*, 2002, 21 (1-3): 203—231[DOI]
- 43 Joughin I R, Kwok R, Fahnestock M A. Interferometric estimation of three-dimensional ice-flow using ascending and descending passes. *IEEE Trans Geosci Remote Sensing*, 1998, GE-36 (1): 25—37[DOI]
- 44 Rapp R H, Wang Y M, Pavlis N K. The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models, Rep. 410, Dept of Geodet Sci and Surv, Ohio State Univ, Columbus, 1991
- 45 Hemer M, Harris P. Sediments collected from beneath the Amery Ice Shelf, East Antarctica, document sub-ice-shelf circulation of water and sediments throughout the Holocene. FRISP Report, 2004, No. 15
- 46 Kiernan R. Ice sheet surface velocities along the Lambert Glacier Basin traverse route. Antarctic CRC Research Report No.23, 1—76. Cooperative Research Centre for Antarctica and the Southern Ocean, University of Tasmania. Hobart, 2001
- 47 Manson R, Coleman R, Morgan P, et al. Ice velocities of the Lambert Glacier from static GPS observations. *Earth Planets Space*, 2000, 52: 1031—1036
- 48 Craven M, Higham M, Brocklesby A. Ice thickness and surface & bedrock elevations from the Lambert Glacier Basin traverses 1990—1995. Antarctic CRC Research Report No.23, 1—76. Cooperative Research Centre for Antarctica and the Southern Ocean, University of Tasmania. Hobart, 2001
- 49 Thomas R H, Csathó B M, Gogineni S, et al. Thickening of the western part of the Greenland ice sheet. *J Glaciol*, 1998, 46(155): 653—658
- 50 Thomas R, Akins T, Csathó B, et al. Mass balance of the

- Greenland ice sheet at high elevations. *Science*, 2000, 289: 426—428[DOI]
- 51 Wen J, Jezek K C, Monaghan A J, et al. Accumulation variability and mass budgets of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system at high elevations. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 351—360
- 52 Davis C H, Belu R G, Feng G. Elevation change measurement of the East Antarctic Ice Sheet, 1978~1988, from satellite radar altimetry. *IEEE Trans Geosci Remote Sensing*, 2001, 39(3): 635—644[DOI]
- 53 Wingham D J, Ridout D J, Scharroo R, et al. Antarctic elevation change from 1992—1996. *Science*, 1998, 282: 456—458[DOI]
- 54 McConnell J R, Arthern R J, Mosley-Thompson E, et al. Changes in Greenland ice sheet elevation attributed primarily to snow accumulation variability. *Nature*, 2000, 406: 877—879 [DOI]
- 55 Thomas R, Csathó B M, Davis C, et al. Mass balance of higher-elevation parts of the Greenland ice sheet. *J Geophys Res*, 2001, 106(D24): 33707—33716[DOI]
- 56 Higham M, Craven M, Ruddell A, et al. Snow-accumulation distribution in the interior of the Lambert Glacier basin, Antarctica. *Ann Glaciol*, 1997, 25: 412—417
- 57 Fricker H A, Young N W, Allison I, et al. Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Ann Glaciol*, 2002, 34: 241—246
- 58 Jezek K C. Recent changes in the dynamic condition of the Ross Ice Shelf, Antarctica. *J Geophys Res*, 1984, 89 (B1): 409—416
- 59 Phillips H A. Applications of ERS satellite radar altimetry in the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica. Dissertation for the Doctoral Degree. Hobart: Univ of Tasmania, Australia, 1999. 1—308
- 60 Allison I. The AMISOR project: ice shelf dynamics and ice-ocean interaction of the Amery Ice Shelf, FRISP Report, 2003, No. 14
- 61 Penrose J, Conde M, Pauly T. Acoustic detection of ice crystals in Antarctic waters. *J Geophys Res*, 1994, 99 (C6): 12573—12580 [DOI]
- 62 Leffanue H, Craven M. Circulation and water masses from current meter and T/S measurements at the Amery Ice Shelf. FRISP Report, 2004, No. 15