

东南极 Amery 冰架与陆地冰分界线的重新划定及验证

王清华¹ 宁津生¹ 任贾文² 温家洪³

(1 武汉大学测绘学院地球空间环境与大地测量教育部重点实验室, 武汉市珞喻路 129 号, 430079)

(2 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室, 兰州市东岗西路 260 号, 730000)

(3 中国极地研究所, 上海市金桥路 451 号, 200129)

摘要: 根据无线电回波测厚(RES)数据对东南极 Amery 冰架与陆地冰分界线进行了重新划定, 指出该冰架的接地线位置最南一直向内陆延伸到 73.2°S 处, 距冰架末端最远距离约 500km。并在该流域选取了两条具有代表性的剖面, 分别用水面以下的冰厚度与总的冰厚度的比值、流体静力学平衡理论等进行了验证。同时对该地区所在的整个冰流系统用 5 km ERS-1/DEM 数据和 1 km RAMP/DEM 数据, GPS 实地测量值等对这一结论进行了验证。最后按流体静力学平衡条件对该流域的漂浮冰部分重新进行了标定。

关键词: 接地线; 无线电回波测厚(RES); Amery 冰架; 流体静力学平衡; DEM; RADARSAT 南极测图计划(RAMP)

中图法分类号: P228.42; P931.4

Lambert 冰川-Amery 冰架系统, 是东南极洲最大^[1~3]、也是最特殊的一个区域^[4]。从上游来的冰通过一个狭窄的出口流入海洋^[1], 该出口就是 Amery 冰架, 其主冰流是 Lambert 冰川。冰沿着 Prince Charles 和 Mawson Escarpment 两山间的地堑谷地流动^[5], 谷地宽度约为 50km, 最大深度为 2 500m^[1]。对整个南极洲的物质平衡研究来讲, 弄清 Lambert 冰川-Amery 冰架系统的冰厚度和冰流速, 进而计算通过该系统的物质流量将是非常重要的一项工作^[1]。同时, 南极冰盖物质平衡的变化对全球海平面的上升有十分重要的作用^[6], 所以, 对全球海平面变化具有重要参考价值的接地线的精确确定将是非常重要的^[7]。许多科学家已经在该地区进行了大量的工作, 包括冰川动力学研究、冰雪物质平衡研究、气象研究等^[1~3, 8~16]。

关于 Amery 冰架形态特征及其与陆地冰分界线的基本轮廓已被确定, 但由于该冰流系统规模巨大, 对其各种特征细节的确定仍然很有必要。因此, 本文综合无线电回波测厚(RES)资料对其

接地线位置进行了重新划定和分析验证。

1 接地线的特征及确定

接地线就是内陆冰盖和漂浮冰架的分界线^[4, 12, 17, 18], 是冰流从冰床脱离的地方^[19]。经过这个地方, 从“上游”内陆流来的冰开始漂浮在海面上^[16, 20~23], 和其周围的海水达到流体静力学平衡状态^[20, 24]。流过接地线处的冰通量是陆地冰物质平衡中主要的物质支出项。只要是从接地线处流出的冰, 不管其最后融化与否, 都会对海平面的上升有贡献, 因为冰流经这个地方之后, 变成了自由漂浮状态, 其重力已经排开了当量的海水^[17, 23]。因此, 形成冰架之后的这部分冰不再对全球海平面变化有任何影响, 从这个意义上来讲, 只有陆地冰才对全球海平面变化有贡献^[20]。

对于任一冰流而言, 接地线位置的精确确定将会非常困难, 因为它会因冰流的季节性和年际性的增厚或减薄而产生水平移动, 因此, 接地线是冰流动力学研究的一个很好的指示器^[14]。

Weertman(1974)指出,对于理想的冰床和完全弹性冰盖而言,流过接地线处的冰面坡度肯定突然减小,因为冰体脱离冰床开始漂浮后,底部剪应力突然消失^[27]。Crabtree和Doake(1986)指出,接地线位置由与冰厚度相关的驱动力及摩擦力引起的约束之间的力学平衡关系来确定^[28]。基于Weertman的观点,接地线处可以观察到的明显的表面特征为坡度梯度的突变^[7, 12, 29, 30],因此,最简单和最直接的方法就是用表面坡度的突变来确定接地线的位置^[31]。基于此,可以通过肉眼进行实地勘探或进行卫星影像图的判读^[32, 33],便可大致确定接地线的位置。

在冰架上进行无线电回波测厚时,由于在冰和海水交界处的反射系数非常大,所以现场测量的一个重要特征就是返回信号通常都非常强^[28]。因此,也可以通过RES测量时现场观测的回波信号确定接地线的位置。

Shabtaie等(1987)和Bindschadler等(1987)提出表面高程和冰厚度的结合是区分陆地冰和漂浮冰的有力手段^[34, 35]。Vaughan(1994)提出差分GPS的办法,用此方法先确定海潮的影响位置,进而求出接地线的位置^[19]。采取这种技术确定接地线的精度大约在200m左右。

随着空间测地技术的发展,人们开始利用卫星测高技术^[12, 29]和卫星雷达干涉技术^[21]来确定接地线的位置,采用后者的分辨率大约为500m。

2 以前对 Amery 冰架与陆地冰分界线的确定

早在1966年,Budd就对Amery冰架表面的坡度进行了计算和分析,指出其表面坡度从末端的 0.3×10^{-4} 逐渐变化到 G_3 点处的 1.2×10^{-4} ,然后迅速变化到 2.0×10^{-4} ,在这里Lambert冰川流入冰架^[6]。此处距离冰架末端还不到300km。此后相当长的时间里,人们一直将这里作为Amery冰架与陆地冰的分界线处^[8]。1982年,Budd等计算出该地区表面高程和冰厚度的比值从冰架末端的0.16下降到 T_3 处的0.113^[7],并进一步指出陆地冰和漂浮冰的分界线具体位置位于 T_4 向南3km处。

1987年,Partington等通过对Seasat测高卫星的波形数据进行分析,指出分界线要比Budd等^[7]所得出的分界线向上游方向移动了约40km^[13],达到距冰架末端约330km处。

Herzfeld等在1994年利用Seasat测高卫星

数据(1978)和Geosat测高卫星ERM数据(1987-1989),将100m等高线(相对WGS84椭球)处的高程突变作为接地线位置,指出在1978年到1989年期间,接地线向前推进了10km,差不多每年1km^[14]。

Hambrey等在1994年,从Landsat卫星影像上发现,在Clemence山地(与冰架末端距离大于300km)的一些冰面特征显示该地区是漂浮的^[29],显然要比Budd等(1982)^[6]确定的接地线还要南。通过这些冰面特征,Hambrey等指出,在Lambert冰川东边的冰架至少向内陆延伸400km^[29]。

3 利用 RES 数据对接地线进行重新划定

对南极冰盖厚度测量曾使用过地震波反射法、重力测量法和无线电回波测厚即雷达测厚法3种方法^[4, 36]。雷达测厚(简称RES)是20世纪60年代发展起来的一种冰川测量技术。前两种方法一般只给出单点数据,而雷达测量则可提供连续剖面。由于这种连续剖面对了解冰下地形和冰内层理构造非常有用^[36~38],而使雷达测厚倍受青睐。这3种方法中雷达方法精度较高,约为2%;地震波法次之,约为5%;重力法精度为8%^[36]。

从20世纪60年代末期开始,澳大利亚和前苏联南极考察队在Amery冰架及其周围地区进行了大量的雷达测厚工作^[1, 7, 13],详见插图C。

综合所有RES数据(每个点的数据包含纬度、经度、冰面高程和冰厚度)^[39],考虑到它们的空间分辨率(2~5km),将这些数据在5km格网上重新标定,采取最相邻格网算法^[40],得出如图1(a)和图1(b)所示的冰面高程图和冰厚度图。从图1可以知道,冰厚度等高线比较杂乱,而冰面等高线比较平滑,表明冰下地形非常复杂。但是从约200m等高线开始,坡度变化非常大,也许这里才是接地线所在处。笔者沿补给Amery冰架的3条主冰流Fisher冰川、Mellor冰川和Lambert冰川^[1]其中的两条截取两条剖面,分别是Mellor-Amery剖面(图1中的虚线)和Lambert-Amery剖面(图1中的点线),对其表面高程和冰厚度进行描述,分别如图1(c)和图1(d)所示。从图上可看出,在前约500km(73.2°S)范围内,两条剖面所描述的表面高程和冰厚度均呈有规律的缓慢增长;从500km以后,虽然表面高程依然在比较有规律

的增长,可是冰厚度却出现杂乱地变化。因此,判断前 500km 的冰可能都是漂浮在海面上,而 500km 之后的冰则是在陆地上。按此判断,可以初步判断 Amery 冰架与陆地冰的分界线在 500km 处。

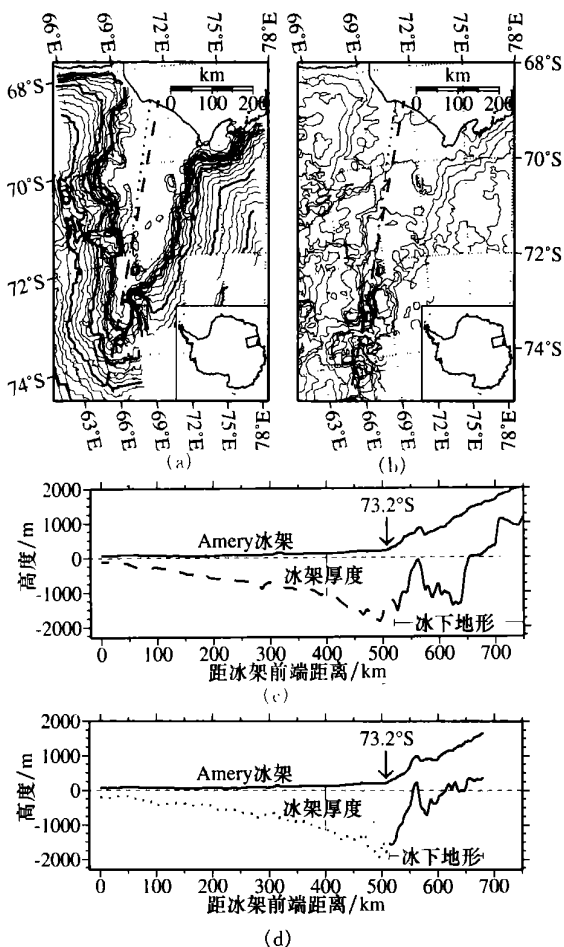


图 1 用 RES 数据对 Amery 冰架与陆地冰的分界线进行重新确定

Fig. 1 Redefinition of the Grounding Line of AIS by Using RES Data

4 分析和验证

4.1 水面以下的冰厚度与总的冰厚度的比值 λ

Budd 等指出,控制陆地冰向外伸展的一个重要因素是作用于陆地冰和漂浮冰交界区的边界条件^[41]。对于漂浮冰架而言,冰厚度的 λ 值,即水面以下的部分与总的冰厚度的比值在 0.84 ~ 0.9 之间^[41]。Doake 等对西南极的 Rutford 冰流,根据流体静力学平衡原理得出,该冰流(漂浮冰)水面以下的部分与总冰厚度的比值在 0.72 ~ 0.9 之间^[42]。分别对上述两条剖面按以上所定义的 λ 值如图 2 (a) 所示。可以看出,除了冰架末端 100km 范围内,由于“上游”不断涌来的冰的积聚

作用而产生异常之外,前 500km 范围内的 λ 值均比较平滑;过了 500km 以后,该值迅速减小;到 550km 处已经降到 0.5 了。显然 500km 以后已经不再是浮冰了。

4.2 流体静力学平衡理论

关于接地线的文献基本上都提到了流体静力学平衡——漂浮在海面上的冰,其自身重力等于它排开海水的重量^[17]。冰和海水的密度都非常复杂,冰密度与温度有关,而海水密度则是温度、盐度和压力的函数^[43]。为了使问题简单化,用平均冰密度和海水密度表示流体静力学平衡条件如下:

$$\rho_i T = \rho_w (T - H) \quad (1)$$

式中, ρ_i 为冰的平均密度; ρ_w 为海水的平均密度; H 为表面高程; T 为冰厚度。在不同的文献中,冰和海水的密度均不完全相同,综合文献 [16, 28, 31, 43] 等的做法,本文取海水平均密度为 $1028 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 而冰的平均密度为 $917 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。但事实上,将所有的值代入上式,公式两边并不完全相等。表面高程和由冰厚度按上式所计算的高程不完全一样,称其为高程不符值,用下式表示:

$$h = H - T(1 - \rho_i / \rho_w) \quad (2)$$

上述两条剖面的高程不符值 h 如图 2 (b) 所示。

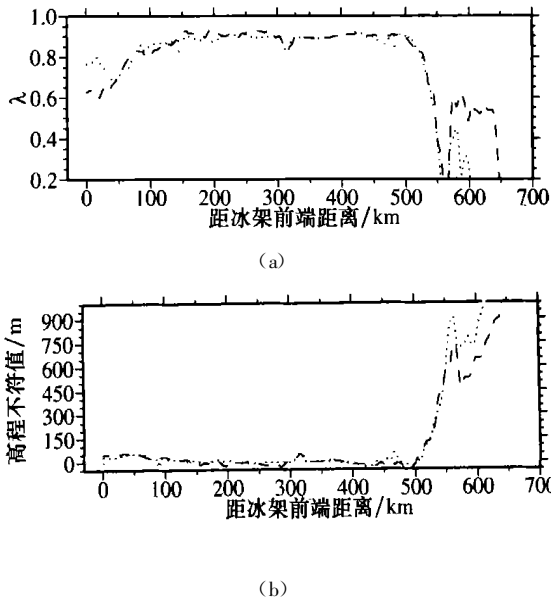


图 2 利用 RES 数据对 Amery 冰架接地线进行验证

Fig. 2 Validating the GL of AIS Using RES Data

从图中可知,剖面前 500km 的不符值均在 $\pm 50\text{m}$ 之间;500km 以后,不符值急剧上升。因此,前 500km 是基本满足流体静力学平衡条件的,为漂浮冰;而 500km 之后,则是陆地冰了。

4.3 实地 GPS 测量结果验证

Rignot 指出,内陆冰的流速较慢,且不受海潮

的影响；而在流速较快的冰架上，由于海潮的作用，引起了冰面周期性的垂直运动^[6]。前已述及，Goldstein 等在用雷达干涉技术监测接地线的位置的时候^[21]，就是利用所检测的海潮信息，进而推断出接地线位置的。因此，海潮信息可以用来区分陆地冰和漂浮冰。

1998年，澳大利亚南极考察队在以前被认为是陆地冰区域的(72.609 15°S, 67.568 07°E)和(72.976 24°S, 67.482 41°E)(Matt King, 2001)的两个点 V3 和 V5 上，分别进行了长达 3.4d 和 3.8d 的 GPS 定位测量^[44]。采用高精度 GPS 定位数据处理软件计算得出这两个点的流速分别为 621.3m/a(在 95% 的置信水平下精度为 4.4m/a)和 705.0m/a(在 95% 的置信水平下精度为 4.7m/a)^[44]，且其点位坐标垂直方向的分量受到明显的海潮影响，如图 3 所示。

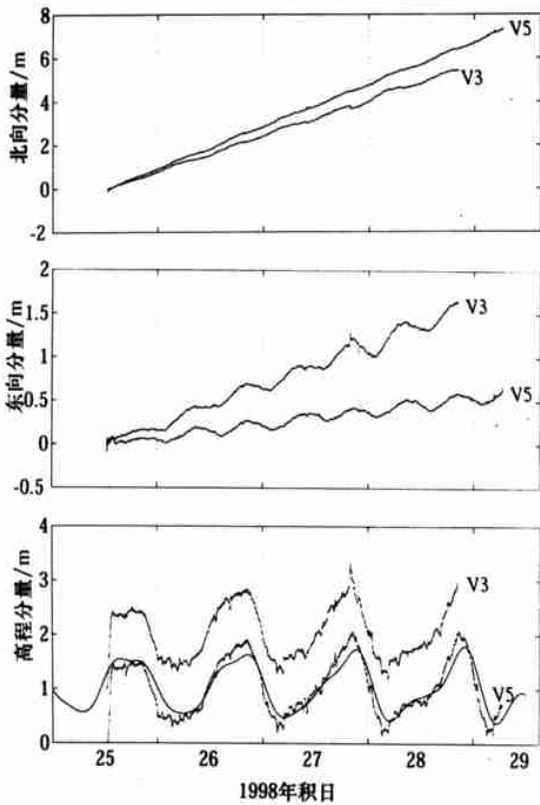


图 3 V3 和 V5 点位坐标三分量图示(据 King 等^[44])
Fig. 3 North East and Up Components for the Coordinates of Sites V3 and V5^[44]

从图上可以知道，这两个点的北方向分量在 3d 多的观测时间里面，呈直线上升趋势；东方向分量呈螺旋式上升趋势；而垂直方向分量则呈现类正弦波曲线。

由于这两个点的高流速及 GPS 信号垂直方向上的强的海潮噪音，笔者断定这两个点一定是漂浮的，因此这两个点所在区域依然是冰架区域，

接地线位置一定比这两个点还要向南。

4.4 用 5 km ERS-1/DEM 数据和 1 km RAMP/DEM 数据验证

Bamber 等(1997)对 ERS-1 卫星 168d 周期的大地测量任务测高数据进行了处理，得到南极 81.5°S 纬圈以外的 5km 格网的 DEM^[45,46]。该模型在坡度小于 0.4° 的情况下冰面高程精度优于 1.5m；而边缘地区坡度大于 0.65° 的地区的高程值则是不可信的(图 4(a))；南极内陆 75°S 坡度为 0.1° 地区的冰面高程精度达 1.4m^[46]。

RAMP 1km DEM 是为处理 RADARSAT 南极测图计划(RAMP)SAR 影像进行地面验证时所制作的数字高程模型^[47,48]。该模型并没有上述的 RAMP 计划的任何数据，它综合了 ERS-1 测高卫星数据、空载雷达数据、SCAR 南极数字数据库(ADD)数据、美国 USGS 及澳大利亚南极局(AAD)的大比例尺地形图数据等^[48]。该模型精度较高，坡度较大的沿岸地区的高程精度为 15m；冰架地区为 1m；南极内陆地区为 7.5m^[47,48]。

分别利用以上数据，以 5km 格网做出所研究区域的表面高程图，如图 4 所示。从图上可以看出，基本上在 200m 等高线之后，地形急剧变化，可以明显地看出哪里是冰架、哪里是冰盖。利用流体静力学平衡条件，在图 4(b)上标定出漂浮冰的范围(图 4(b)中阴影部分)。

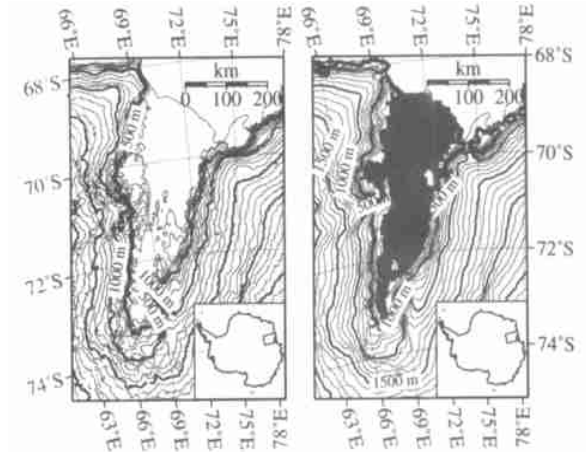


图 4 分别利用 5km ERS-1/DEM 数据和 1km RAMP/DEM 数据所做的表面高程图(等高线 100m)及冰架区域的标定

Fig. 4 Ice Surface Heights (Contour Interval is 100 m) Derived from ERS-1 5km and RAMP 1km DEMs Respectively, and Illustration of Floating Ice Shelf

5 讨论与分析

前面得出，Amery 冰架的接地线最南达到

73.2°S 的位置,可以说是前所未有的。至于说该地方大约为距离冰架末端 500km,则是一个相对值,因为冰架末端是不稳定的,在不断变化。Law (1966)指出,尽管 Amery 冰架末端由于受到海潮的影响,及“上游”不断涌来的冰的积聚,产生冰山崩解,漂入 Prydz 湾,但冰架末端的基本形状仍然年复一年基本保持不变^[49]。可是 Budd 在同年指出,Amery 冰架末端在 40~50 年的时间里(1965 年之前)向外扩展了^[6],至于具体多少,文中未提及。必须承认,冰架末端确实有冰山崩解发生^[50,51]。因此前述的 500km 值,是为了表述的方便,以及为了和前人的工作^[6~8,12,14,29] 做比较所给出的一个参考值。

本文的结论是: Amery 冰架与陆地冰分界线最南到达 73.2°S 处,究竟是由于其不稳定而发生变化,还是实际上并没有多大变化,只是以前人们认知上的不足呢?笔者认为后者的可能性要大一些。因为上述关于接地线位置不稳定的报道,都是针对西南极 Filchner-Ronne 冰架和 Ross 冰架地区的冰流而言的。而相对东南极而言,西南极冰架对气候变化要敏感一些,因而也相对脆弱一些,所以其接地线位置有变化要相对好理解一些。再者,早先人们对 Amery 冰架地区的范围认识有限,只到了约 300km 处^[6~8]。从上述图中可以看到,确实在 300km 附近有变化,但那只是小的变化,后面更大的变化没有注意到。后来 Partington 等(1987)和 Herzfeld 等(1994)根据 Seasat 和 Geosat 测高卫星数据分析,将接地线又向南推进了一些^[12,14]。但上述两颗测高卫星最远只能覆盖到 72.1°S,尚未到本文所确定的 73.2°S 处。Hambrey 等(1994)根据 Landsat 卫星影像的冰面特征指出,接地线位置至少向内陆延伸到 400km^[29],但具体位置其并未说明。因此,笔者认为,最南到达 73.2°S 处是人们对于 Amery 冰架与陆地冰分界线的最新认识。

致谢:感谢英国南极测量局(BAS)的 David G. Vaughan 博士提供 RES 数据,美国国家雪冰数据中心(NSIDC)提供 1km RAMP/DEM 数据,J.L. Bamber 博士提供 5 km ERS-1/DEM 数据。在此一并致谢!

参 考 文 献

- Morgan V, Budd W F. Radio-echo Sounding of the Lambert Glacier Basin. *Journal of Glaciology*, 1975, 15(73): 103~111
- Zwartz D, Tregoning P, Lambek K, et al. Estimates of Present-day Glacial Rebound in the Lambert Glacier region, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(10): 1461~1464
- 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. *Journal of Glaciology*, 2000, 46(155): 561~570
- 秦大河, 任贾文. 南极冰川学. 北京: 科学出版社, 2001. 10~20
- McIntyre N F. A Re-assessment of the Mass Balance of the Lambert Glacier Drainage Basin, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1985, 31(107): 34~38
- Connolley W M, King J C. A Modeling and Observational Study of East Antarctic Surface Mass Balance. *Journal of Geophysical Research*, 1996, 101(D1): 1335~1343
- Rignot E. Tidal Motion, Ice Velocity and Melt Rate of Petermann Gletscher, Greenland, Measured from Radar Interferometry. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(142): 476~485
- Budd W F. The Dynamics of the Amery Ice Shelf. *Journal of Glaciology*, 1966, 6(45): 335~358
- Budd W F, Corry M J, Jacka T H. Results from the Amery Ice Shelf Project. *Annals of Glaciology*, 1982, 3: 36~41
- Allison I. The Mass Budget of the Lambert Glacier Drainage Basin, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1979, 22(87): 223~235
- Allison I, Young N W, Medhurst T. On Re-assessment of the Mass Balance of the Lambert Glacier Drainage Basin, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1985, 31(109): 378~381
- Allison I. Surface Climate of the Interior of the Lambert Glacier Basin, Antarctica, from Automatic Weather Station Data. *Annals of Glaciology*, 1998, 27: 515~520
- Hamley T C, Smith I N, Young N W. Mass balance and Ice Flow-law Parameters for East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1985, 31(109): 334~339
- Partington K C, Cudlip W, McIntyre N F, et al. Mapping of the Amery Ice Shelf, Antarctica, Surface Features by Satellite Altimetry. *Annals of Glaciology*, 1987, 9: 183~188
- Goodwin I, Higham M, Allison I, et al. Accumulation Variation in Eastern Kemp Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 202~206
- Herzfeld U C, Lingle C S, Lee L. Recent Advance of the Grounding Line of Lambert Glacier, Antarctica, Deduced from Satellite-radar Altimetry. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 43~47
- Bentley C R. Ice on the Fast Track. *Nature*, 1998, 394:

- 21~22
- 18 Bindschadler R A, Vornberger P. Changes in the West Antarctic Ice Sheet Since 1963 from Declassified Satellite Photography. *Science*, 1998, 279: 689~692
- 19 Vaughan D G. Investigating Tidal Flexure on an Ice Shelf Using Kinematic GPS. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 372~376
- 20 Jacobs S S, Hellmer H H, Doake C S M, et al. Melting of Ice Shelves and the Mass Balance of Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1992, 38(130): 375~387
- 21 Goldstein R M, Engelhardt H, Kamb B, et al. Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to an Antarctic Ice Stream. *Science*, 1993, 262: 1525~1529
- 22 Allen C, Gogineni S, Wohletz B, et al. Airborne Radio Echo Sounding of Outlet Glaciers in Greenland. *International Journal of Remote Sensing*, 1997, 18(14): 3103~3107
- 23 Nicholls K W. Predicted Reduction in Basal Melt Rates of an Antarctic Ice Shelf in a Warmer Climate. *Nature*, 1997, 388: 460~462
- 24 Bamber J L, Vaughan D G, Joughin I. Widespread Complex Flow in the Interior of the Antarctic Ice Sheet. *Science*, 2000, 287: 1248~1250
- 25 VanDecar J. On the shelf. *Nature*, 1998, 391: 747
- 26 Oppenheimer M. Global Warming and the Stability of the West Antarctic Ice Sheet. *Nature*, 1998, 393: 325~332
- 27 Weertman J. Stability of the Junction of an Ice Sheet and an Ice Shelf. *Journal of Glaciology*, 1974, 13(67): 3~11
- 28 Crabtree R D, Doake C S M. Radio echo Investigations of Ronne Ice Shelf. *Annals of Glaciology*, 1986, 8: 37~41
- 29 Hambrey M J, Dowdeswell J A. Flow Regime of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf System, Antarctica: Structural Evidence from Landsat imagery. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 401~406
- 30 Shepherd A, Wingham D J, Mansley J A D, et al. Inland Thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science*, 2001, 291: 862~864
- 31 Bamber J L, Bentley C R. A Comparison of Satellite altimetry and Ice thickness Measurements of the Ross Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 1994, 20: 357~364
- 32 Bentley C R. Antarctic Ice Streams: A Review. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B9): 8843~8858
- 33 Anandkrishnan S, Blankenship D D, Alley R B, et al. Influence of Subglacial Geology on the Position of a West Antarctic Ice Stream from Seismic Observations. *Nature*, 1998, 394: 62~65
- 34 Shabtaie S, Bentley C R. West Antarctic Ice Streams Draining into Ross Ice Shelf: Configuration and Mass Balance. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92: 1311~1336
- 35 Bindschadler R A, Stephenson S N, MacAyeal D R, et al. Ice Dynamics at the Mouth of Ice Stream B, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B9): 8885~8894
- 36 Robin G de Q. *The Climatic Record in Polar Ice Sheets*. Cambridge University Press, 1983: 77~79
- 37 Vaughan D G, Corr H F J, Doake C S M, et al. Distortion of Isochronous Layers in Ice Revealed by Ground-penetrating Radar. *Nature*, 1999, 398: 323~326
- 38 Siegert M T, Kwok R, Mayer C, et al. Water Exchange Between the Subglacial Lake Vostok and the Overlying Ice Sheet. *Nature*, 2000, 403: 643~646
- 39 Lythe M, Vaughan D G, BEDMAP Consortium. BEDMAP: A New Ice Thickness and Subglacial Topographic Model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(B6): 11335~11351
- 40 Wessel P, Smith W H F. *The Generic Mapping Tools (Version 3.4) - A Map-making Tutorial*. Laboratory for Satellite Altimetry, NOAA/NESDIS/NO DC, April 2001
- 41 Budd W F, Smith I N. Large-scale Numerical Modeling the Antarctic Ice Sheet. *Annals of Glaciology*, 1982, 3: 42~49
- 42 Doake C S M, Frolich R M, Mantripp D R, et al. Glaciological Studies on Rutford Ice Stream, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92(B9): 8951~8960
- 43 Jenkins A, Doake C S M. Ice-Ocean Interactions on Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(C1): 791~813
- 44 King M, Nguyen L N, Coleman R, et al. Strategies for High Precision Processing of GPS Measurements with Application to the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *GPS Solutions*, 2000, 4(1): 2~12
- 45 Bamber J L, Bindschadler R A. An Improved Elevation Dataset for Climate and Ice sheet Modeling: Validation with Satellite Imagery. *Annals of Glaciology*, 1997, 25: 439~444
- 46 Bamber J L. *Antarctic 5-km Digital Elevation Model from ERS-1 Altimetry*. Boulder, Colorado: National Snow and Ice Data Center, 2000
- 47 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. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(B10): 23199~23215
- 48 Liu H, Jezek K C, Li B. *Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model*. Boulder, Colorado: National Snow and Ice Data Center, 2000
- 49 Law P. Movement of the Amery Ice Shelf. *Polar Record*

1966, 13(85): 439~441

50 Doake C S M, Corr H F J, Rott H, et al. Breakup and Conditions for Stability of the Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Nature*, 1998, 391: 778~780

51 Doake C S M, Vaughan D G. Rapid Disintegration of the

Wordie Ice Shelf in Response to Atmospheric Warming.

Nature, 1991, 350: 328~330

作者简介: 王清华, 博士生。现主要从事南极冰川动力学研究。

E-mail: qhwang@wtusm.edu.cn

Re definition and Validation of the Grounding Line of Amery Ice Shelf, East Antarctica

WANG Qinghua¹ NING Jinsheng¹ REN Jiawen² WEN Jiahong³

(1 Key Laboratory of Geospace Environment and Geodesy, Ministry of Education, School of Geodesy and Geomatics, Wuhan University, 129 Luoyu Road, Wuhan, China 430079)

(2 Key Laboratory of Ice Core and Cold Regions Environment, CAREERI, Chinese Academy of Science, 260 West Donggang Road Lanzhou, China 730000)

(3 Polar Research Institute of China, 451 Jinqiao Road, Shanghai, China 200129)

Abstract: This paper re defines the grounding line (GL) of Amery Ice Shelf (AIS), East Antarctica, utilizing radio echo sounding (RES) data. It was indicated that the GL southmostly extended to 73.2°S, about 500 km away from the ice front. Two representative profiles are selected to validate the above preliminary conclusion, by ratio of bed depth to ice thickness, and height divergence between the measured height and the calculated value according to ice thickness by hydrostatic equilibrium theory. Moreover, the conclusion is further validated by ERS-1 digital elevation model (DEM) gridded 5 km and RADARSAT Antarctic mapping project (RAMP) 1km gridded DEM, and tidal noise detected by in situ GPS measurements. Finally, the floating ice region of the whole ice stream is illustrated according to the hydrostatic equilibrium theory.

Key words: grounding line; radio echo sounding; Amery Ice Shelf; hydrostatic equilibrium; digital elevation model (DEM); RADARSAT Antarctic mapping project (RAMP)

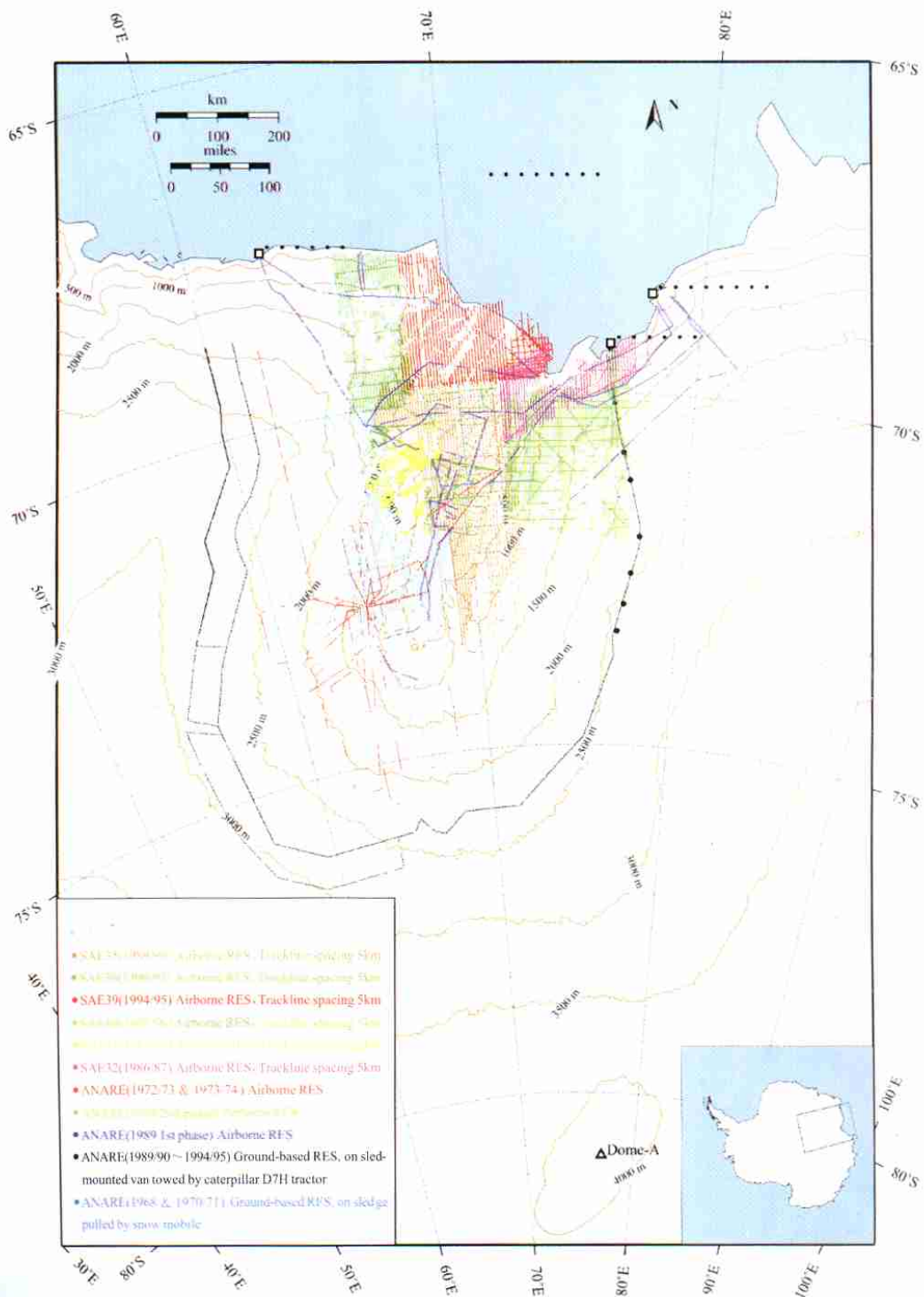
About the author: WANG Qinghua, Ph. D candidate. He is majoring in ice dynamics.

E-mail: qhwang@wtusm.edu.cn

欢迎订阅 2003 年《测绘信息与工程》

《测绘信息与工程》为测绘专业应用技术期刊,其宗旨是:贯彻从生产中来、到生产中去的办刊原则,面向测绘行业发展的实际需要,发表对测绘行业具有直接指导作用的技术、管理和教育文章,架设沟通测绘研究与应用联系的桥梁,普及测绘科学新技术,提高测绘行业的技术含量及从业人员的技术水平。本刊开辟的栏目均面向读者需要,并已形成特色和优势,具有较好的社会适应性。本刊为湖北省优秀期刊。

本刊国内外公开发行,读者对象为测绘及相关专业的技术人员、管理人员、教育人员以及大学生、研究生。本刊为双月刊, A4 开本, 56 面, 逢双月 5 日出版。邮发代号: 38-316。定价为 4 元/册, 欢迎订阅。



插图C 阿梅里冰架及其周围地区已经进行过的无线电回波测深图
Illustration C Radio Echo Sounding(RES) in Amery Ice Shelf,East Antarctica