



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Engineering

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/eng](http://www.elsevier.com/locate/eng)



Views & Comments

## 冰川与全球气候变化

John C. Moore<sup>a,b</sup>

<sup>a</sup> College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China

<sup>b</sup> Arctic Center, University of Lapland, Rovaniemi 96100, Finland

如果在20世纪80年代之前提出对冰进行研究——也就是现在所说的冰川学——将是启动全球气候变化国际行动的关键，大多数气候科学家可能会发笑。但这的确发生了。20世纪70年代苏联在南极洲东部的难以到达极（Pole of Inaccessibility）进行的项目中取出东方站冰芯，拉开了这项研究的序幕。到20世纪80年代中期，法国与苏联的研究人员密切合作，于1987年共同发表了关于冰芯气泡中稳定的水同位素和温室气体浓度（CH<sub>4</sub>和CO<sub>2</sub>）的结果。这些影响立即被揭示出来：温室气体浓度与冰盖上空气温度之间存在明显的相关性（由冰中的同位素比率显示），如图1所示[1,2]。在这件从南极冰盖以下2 km深取出的冰芯样本中可以观察到持续了约110 000年的冰川间冰期循环。尽管温度的变化是对地球轨道几何形状变化的反应，正如以前在深海沉积物记录中所显示的那样，但温室气体浓度对温度的变化起着放大作用。第二年，即1988年，联合国组建了政府间气候变化专门委员会（IPCC），该委员会发布定期报告总结当时关于气候系统的知识。

从南极洲和格陵兰岛钻取的冰芯中获得了古气候记录，它代表了千余年或更大时间尺度上的全球气候变化。其波动受到南极洲和格陵兰岛当地特点的影响，导致冰芯样本记录的数据存在有趣的差异[3]。这些差异基本上是由两个因素造成的。首先，格陵兰岛位于北冰洋以南，其他许多陆地几乎都位于格陵兰岛北部，如加拿大东部和斯堪的纳维亚半岛在过去几十万年的冰川时期由大片冰盖所占据，而格陵兰岛则是在相对较短

（10 000年）的间冰期内存在的唯一北半球冰盖。3 km高的劳伦蒂德冰盖和斯堪的纳维亚冰盖使当时的大气环流模式与今天存在差异。与北极相反，南极洲被南大洋包围，连同附近的其他大陆太靠近赤道，即使在寒冷的冰川时期也无法维持大型的冰盖。因此，南极附近主要的循环模式在冰川循环中基本保持不变。格陵兰岛与南极洲的反应不尽相同的第二个原因是由于北大西洋通过洋流循环将温暖的赤道海水向北方的极地输送。现在，这些海流为北欧提供了大约30%的热量，使该地区比亚洲相应纬度地区温暖许多。此环流（被称为大西洋经圈翻转环流，AMOC）似乎对海洋密度和温度结构的变化非常敏感。在大部分冰川时期，这种环流比今天更向南转移，但是该系统也会偶尔转移到与目前相似的地点，并大大改变当地的温度、海冰范围和格陵兰冰盖的水汽供应等。这种环流系统的变化使得格陵兰古气候记录比南极的同期记录更加多变。气候模型表明，在温室气体浓度持续增加的情况下，大西洋经圈翻转环流将在下一个或两个世纪中保持平稳下降[4]。

如果冰芯科学表明过去的气候变化既明显又出人意料，那么自小冰期结束（大约19世纪中叶）以来的冰川变化的视觉资料（见于绘画和后来的摄影作品）成为了展示正在进行的气候变化的明显证据。分布于全球山区的冰川在19世纪或20世纪初达到最大面积，因此为世纪级的时间尺度上发生的气候变化提供了明确的证据，即使对一些不流动的冰河也是如此。然而，若全球约200 000座高山冰川全部融化，也只会使全球平均海平

2095-8099/© 2018 THE AUTHORS. Published by Elsevier LTD on behalf of the Chinese Academy of Engineering and Higher Education Press Limited Company. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>).

英文原文: *Engineering* 2018, 4(1): 6–8

引用本文: John C. Moore. Glaciology and Global Climate Change. *Engineering*, <https://doi.org/10.1016/j.eng.2018.01.001>

面上升40 cm[5]。虽然这将是一个重大的变化，但它不会使海平面发生考验沿海城市和基础设施抗灾能力的灾难性的上升。但是，如果格陵兰和南极冰盖也在一个世纪的时间尺度上对气候变暖作出反应，那么它们将释放出巨大的提升全球海平面的能力：在格陵兰，所有冰川融化将使海平面上升7 m，而南极洲储存的冰川将能使海平面上升65 m。

今天许多冰川问题建模者面对的一个重要挑战是，我们预计下一个或两个世纪中冰川的融化会引起海平面上升多少？这个问题最近由于南极边缘周围许多大型冰架的坍塌而成为焦点，并且有研究者提出，过去这些年海平面上升显得较为灵敏，冰川这个庞大的惯性系统对气候变暖的响应速度比此前的预期快得多[7]。冰架，也就是浮动的冰川，而不是冰冻的海冰，是由于大陆冰盖的冰川移动入海而形成的，它们也充当阻挡内陆冰川自由流动的冰坝。这些冰架通过在大陆架海域的浅滩上与海底接触而产生支撑力（图2）。

冰架有可能迅速瓦解，在短短的几年或几十年内，数千平方千米的形成于数千年前的冰块可能会分崩离析。这种冰架坍塌主要有两种机制[6]。在第一种机制中，由较高气温产生的冰架表面融水填补了冰架上的裂隙或底部凹陷。由于反照率低，蓄积的融水吸收更多太阳辐射并持续升温，最终导致冰架一直破裂至底部，甚至可以达到表面以下数百米，这一过程称为“水力压裂”。第二种机制是通过基部融化和温暖海水对冰架的

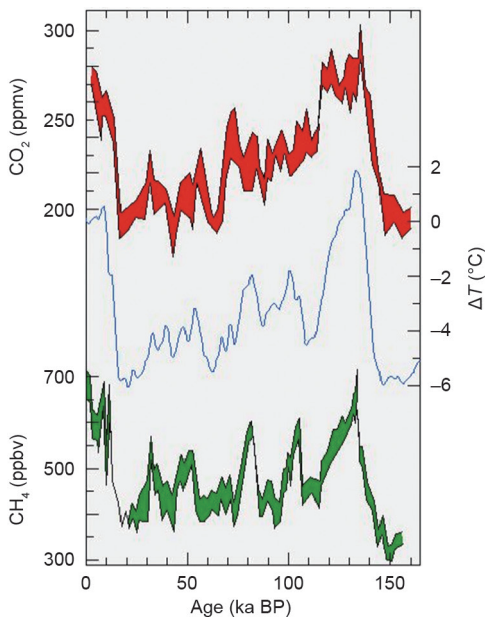


图1. 东方站冰芯所记录的160 000年以来的气温(蓝线)和温室气体(红线表示CO<sub>2</sub>, 绿线表示CH<sub>4</sub>)数据[1,2]。ppmv: 按体积计百万分之几; ppbv: 按体积计十亿分之几; ka BP: 距今1000年前。

削弱，相对于大气层，这通常可以向冰架提供更高数量级的热量。随着冰架变薄，它变得无法支撑自身的重量而分裂[8]（图3），并表现为一个自组织的临界系统。

温度的上升促进了冰架加速坍塌的两个机制。但为使内陆冰快速流动，则冰需要位于反向倾斜的基岩上，也就是说，基岩必须深入内陆。许多位于西南极洲阿蒙森海和别林斯高晋海的大型冰川填充槽就属于这种情况。

仅用十年的数据，GRACE（重力恢复和气候试验）重力异常卫星就已经表明，这一地区（包含松岛和斯韦茨冰川）表现出非常明显的负质量平衡[9]。也就是说，

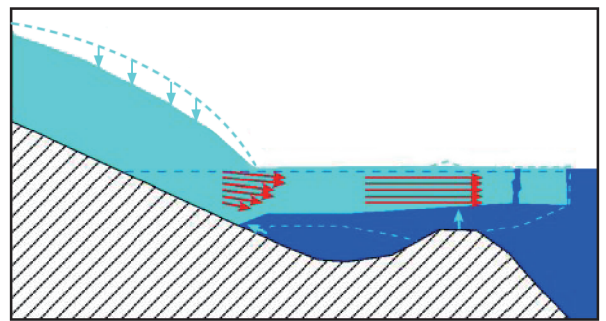


图2. 由于支撑效应的消除，冰架损失对陆基冰川的动态影响的示意图。绿色虚线轮廓表示冰川和冰架的剖面，并演示了它们在冰架借由浮动冰架下面的基岩来提供显著背应力的情况下会发生怎样的变化。如果由绿色色块代表的冰架变薄，典型情况是通过底部融化（绿色向上箭头），则冰架与基岩顶部失去接触，从而降低支撑力。这使得冰能够更快地离开陆地（红色箭头），使内陆冰川高度降低（绿色向下箭头），导致海平面上升。冰架一旦失去与陆地的接触，通常会迅速破碎并退回内陆（如冰架终点附近的裂缝所示）。蓝色虚线代表海平面。

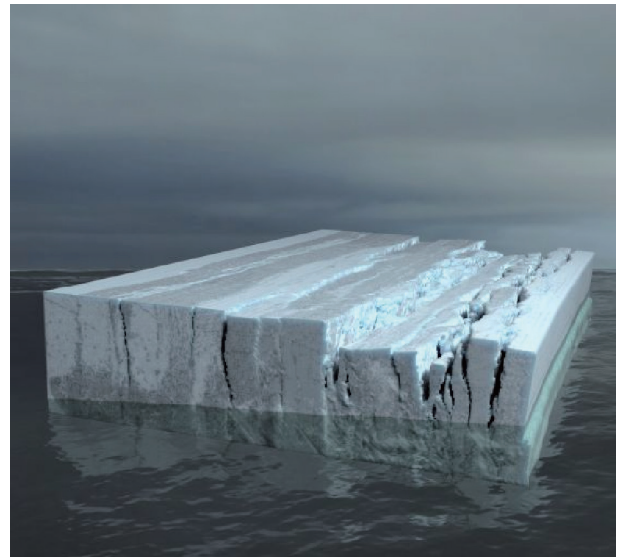


图3. 高80 m、长500 m的部分浸没冰块离散颗粒模拟模型。冰块运动终止于40 m深的水中，并因其自重而断裂。单个模拟冰川颗粒为1 m<sup>3</sup>，旨在模拟冰的黏弹性行为。注意碎片尺寸的现实分布和裂缝的大小，这与单纯的岩石或砂堆雪崩的碎片和裂缝的大小完全不同（图片由Jyrki Hokkanen提供，CSC-IT科学中心）。

在该区域已经发生了从冰盖到海洋的质量损失。未来的质量损失率取决于基岩几何形状的关键细节和与南大洋相连的海洋空腔的水深测量。冰架的快速融化必然会使温水进入冰架空腔,这种温水通常很深(500 m或更深),这是因为它的密度远远高于较轻、较冷的地表水。然而,一个典型的冰架开始在1 km左右的水深处浮动。这条接地线是融化发生得最快的地方,也是冰架从受基岩摩擦而减速转变到自由浮动的临界过渡的地方。

全球在海平面上升领域获得了丰硕的研究成果,其中包括为高黏度流体[8]设计的冰动力学模型中的断裂过程,以及冰架-海洋的相互作用[10]。虽然这些课题还不成熟,但其结果是规划者、工程师和政界人士所需要的,他们需要知道未来一个世纪当地海平面可能会上升多少,特别是由于海平面变动会产生怎样的极端洪水事件[11]。

## 致谢

国家重点基础研究发展计划资助项目(2015CB953602)。

## References

- [1] Barnola JM, Raynaud D, Korotkevich YS, Lorius C. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* 1987;329(6138): 408–14.
- [2] Lorius C, Jouzel J, Raynaud D. The ice core record: Past archive of the climate and signpost to the future. *Phil Trans R Soc Lond B* 1992;338(1285):227–34.
- [3] Barker S, Knorr G. Antarctic climate signature in the Greenland ice core record. *Proc Natl Acad Sci USA* 2007;104(44):17278–82.
- [4] Cheng W, Chiang JCH, Zhang D. Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) in CMIP5 models: RCP and historical simulations. *J Clim* 2013;26(18):7187–97.
- [5] Moore JC, Grinsted A, Zwinger T, Jevrejeva S. Semiempirical and process-based global sea level projections. *Rev Geophys* 2013;51(3):484–522.
- [6] Liu Y, Moore JC, Cheng X, Gladstone RM, Bassis JN, Liu H, et al. Ocean-driven thinning enhances iceberg calving and retreat of Antarctic ice shelves. *Proc Natl Acad Sci USA* 2015;112(11):3263–8.
- [7] Grinsted A, Moore JC, Jevrejeva S. Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Clim Dyn* 2010;34(4):461–72.
- [8] Åström JA, Vallot D, Schäfer M, Welty EZ, O'Neel S, Bartholomäus TC, et al. Termini of calving glaciers as self-organized critical systems. *Nat Geosci* 2014;7(12):874–8.
- [9] King MA, Bingham RJ, Moore P, Whitehouse PL, Bentley MJ, Milne GA. Lower satellite-gravimetry estimates of Antarctic sea-level contribution. *Nature* 2012;491(7425):586–9.
- [10] Asay-Davis XS, Cornford SL, Durand G, Galton-Fenzi BK, Gladstone RM, Gudmundsson GH, et al. Experimental design for three interrelated marine ice sheet and ocean model intercomparison projects: MISMIP v.3 (MISMIP+), ISOMIP v.2 (ISOMIP+) and MISOMIP v.1 (MISOMIP1). *Geosci Model Dev* 2016;9(7):2471–97.
- [11] Jevrejeva S, Grinsted A, Moore JC. Upper limit for sea level projections by 2100. *Environ Res Lett* 2014;9(10):104008.