

# 北极海冰与气候, 北极研究一百年的回顾

R.G. 巴里

**一 人们对北极认识的发展历史** 十九世纪, 人们对北极的冰情和气候的科学认识是极其有限的。W. 斯科尔斯拜根据他的捕鲸队于1807—1818年在斯匹兹卑根沿海得到的气象和冰情观测资料, 曾编了一份很有价值的摘要。十九世纪上半叶, 英国海军探险队为了寻求西北通道, 曾在加拿大多岛的北极海域收集过一批气象资料。大约在同一时期, 诺登瑟德开辟了东北通道(1878—79), 这给俄国利用北海航线及收集军事和科学资料奠定了基础。

直到1875年, 奥地利科学家K. 韦普雷切提议, 于1882——1883年组织第一次国际极地年, 提出了研究北极的任务, 开创了国际性共同研究北极的新局面。在北极建立12个观测站, 收集到大量的资料。这些资料对以后几年的研究工作是极其珍贵的。

随后的几十年, 通过南森于1893——96年在法拉姆的探险, 以及以后毛德作过类似的探险, 对北极的气象条件和冰情状况有了更多的了解。但是这一时期大部分工作旨在到达北极。第一次世界大战后, 出于科学目的和飞行利益, U. 诺比尔曾于1926年和1928年, 在北极上空作过两次飞行; H. 威尔金斯, R.E. 伯德, 等人, 也对北极作过侦察飞行。然而, 这些工作只不过是対北极的天气和冰情作了选择性的一瞥。

到第二次国际极地年(1932——33年), 在北极已有了94个气象站, 其中包括国际极地年观测站19个。当时的无线电通讯技术给了这些测站以很大的方便。天气图分析技术也得到了很大的开展。

为了取得两极较完整的年周期资料, 国际地球物理年(1957年7月1日至58年12月31日)应运而生。其实, 这一任务最初是为第二次国际极地年而提出的。注意力大部分集中在南极, 但漂流考察站却设在北极浮冰上。1937年, 在巴巴宁的领导下, 苏联在北极建立了北极漂流考察一号站。此后, 苏联和美国就在冰岛和浮冰考察站上收集大气、海洋、以及冰情资料。国际极地年中共同努力, 组织幅射站网, 收集并分析幅射资料。

**二 北极气候系统** 先评述北极对流层低层的垂直结构, 及与之相联系的云况。然后, 讨论地面——大气能量交换的性质。

1. 大气结构和云况 北极的冬天, 主要受强大而持久的地面逆温控制。从大块浮冰向上, 气温随高度增高而增加。地表气温在 $-30^{\circ}\text{C}$ 以下, 到0.5公里高度, 气温上升到 $-25^{\circ}\text{C}$ 左右, 到1.5公里高度, 约 $-20^{\circ}\text{C}$ , 在0.5到1.5公里之间, 通常有一深厚的等温层。探测结果表明, 在冬季和过渡季节, 逆温层厚约100——400米。但这种逆温, 在天气尺度时间内变化很大。因为在气旋系统影响期间, 中层有从中纬度流向极地的暖平流, 从而受到中层暖云幅射的影响, 以及受到强风( $>10$ ——12米/秒)的影响。然而锋面系统却常常在地面逆温层以上移动, 因此, 冬天地面温度变化主要依赖于云量的红外幅射

通量,而气团性质的变化则是次要原因了。

夏季,地面及冰块上的积雪开始融化,地面变湿,水分蒸发,扰动混合结果,建立了地面混合层。不过,夏季有40%时间,中层仍然存在着平流逆温,但强度较弱,且北极盆地上空地面逆温的频数是15—20%。据报告,在1975年7月,有一地面逆温层高500米,持续了6天时间。又据研究,5月云量显著增加,6—8月,总云量平均至少在70—80%。夏季的主要云型是层云和层积云,但云底通常低于逆温,且云一般较薄?冰上有云,卫星云图难以测得。

2. 地面能量交换 支配北极地面能量通量和有效净辐射的关键因子有冰面高反射率、夏季云量、以及日照。北极黑夜,地面能量收支主要取决于长波(红外)辐射收支,后者具有较大的负值。有云时,从暖云向地面的逆辐射可以减少地面红外辐射的亏损。例如,在1月北极中心,地面红外辐射可以从无云时的一60瓦/米<sup>2</sup>减少到有云时的一32瓦/米<sup>2</sup>。冬季,在较暖地面,尽管其上云量较多,但它的红外辐射净亏损还是比不封冻的巴伦支海多一倍多。在夏季,德文岛冰帽和格陵兰上空,云量对辐射影响很大,它可以使有云天的(正)地面净辐射比晴天扩大2—4倍。7月,在浮冰上空,云对短波辐射的影响比对红外辐射通量的影响还大。显然,这是由于融雪表面上空云的反射率的影响之故。

众所周知,尽管浮冰基本上隔开了海洋和大气,但是,冰间仍有隙缝,它的宽度大多数小于100米,其他还有不封冻的水域(冰穴)。通过这些隙缝与冰穴,从海洋到大气仍然有显著的扰动热通量。但是对它们在冬季能量收支中的作用不能估计过高。因为除非有连续不断的冰的离散过程,否则,隙缝会很快地重新冻结。不过薄冰还是有较大的热量输送。据估计,区域性扰动热通量的一半出现在20~80厘米厚的冰层处。冬季,这些冰层面积仅占海洋面积的6%左右。卡雷林使用了美国1970—76年可见光和红外云图资料,在拉普贴夫海在有离岸风的有利条件下,估计冰穴面积3月份每天增加172平方公里,4月份是411平方公里,5月份是900平方公里,6月份是1189平方公里。冰穴的大小不大会减小,不过在短期,据185张卫星云图分析,其中15%有减小现象,这主要与向岸风有关。

冰间隙缝和冰穴不仅对冰的状况,而且对冰面的能量交换起着复杂的作用。在隙缝处,有温盐深对流,据估计10月到4月这段时间,由此而引起的潜热损失为 $285 \times 10^{12}$ 千焦耳。在春夏季节,拉普贴夫海的隙缝是积聚热量的地方。计算表明,到6月底,积聚热量 $30.6 \times 10^{12}$ 千焦耳。这一数量足以使总量11%的冰融化,并且比河流径流热流入量的2.5倍还多。

陆地上大量的积雪和海冰在地表能量收支中也起着重要作用。在相对平坦的地表上,9月份雪深大约5厘米,以后逐渐增加,在北极中心地带,秋季雪深一下子可达20厘米左右,2月初达30厘米,5月初可达40厘米。雪的局部变化很大,这与冰的类型有关,尤其是与冰的起伏程度和令期关系更大。

初夏,新雪的反射率是80—85%,旧雪的反射率约75%。雪面吸收的太阳辐射始终很少。研究表明,当冻原上积雪开始融化,在最初10天到15天内,每天净辐射增加6—10倍。一旦冻原上出现无雪的小块地面,它就给局地热量平流提供了源泉。从冬到夏的能量收

支过渡就加速进行。

苏联的冰情手册,按水坑的范围,融水沟的大小,以及水的饱和程度,把冰的破坏程度分为6级,表1对这些级别定性地进行说明。

表 1 冰的融化造成冰破坏的级别

级 别	冰 的 特 征
0	冰呈白色,外表无破坏迹象。
1	冰开始融化,在冰上形成深色的块块和冰水坑;飘流冰场受到机械离分作用
2	在冰面上几乎到处是糊状冰水坑,出现了池塘。在海岸附近,局部地区产生了长条状水带,形成港湾冰穴。
3	在冰面上到处是水塘,有排水沟,并连成小河,冰面干缩,积雪半冻结构,港湾冰穴很大。
4	冰面上到处是排水沟,排水洞,融冰开始崩塌。
5	冰完全充水,呈深灰色,冰位于水中深处,只有浮冰较高部分露出水面,大块浮冰上有密集的水孔,上面呈花边状,融冰破碎成小块浮冰

0—4级的水坑范围占冰面总面积有一个近似的线性关系。2级为18%,4级是36%。从0到1级,平均持续18天,1级到2级为24天,2—3级是20天,3—4级是21天,总共83天。据研究,3级冰厚减少15%,4级则减少50%,5级冰厚减少达70%。

按表1冰衰变级别分类,据观测研究得到这些不同级别多云天的平均反射率为:0级,反射率是74%;1级是63%;2级是53%;3级是47%;4级是36%;5级是28%。

根据瓦伦对北极积雪、尤其是测站附近积雪中含尘量的研究,指出这些污染物可能是加速局地冰融化的一个控制因子。苏联对冰的观测还包括污冰的测量,分4级:0级,冰清洁;1级,冰稍有污染;2级,有40—70%区域被污;3级几乎全部被污(区域的70—100%)。各级污冰的反射率逐次减少10%左右。

人们试图对北极海洋表面年能量平衡循环作出种种估计,下面是梅库塔(1982)对波弗特海区域能量收支计算结果(表2)。能量平衡方程如下:

$$R_n + H + LE + G + \Delta S + M = 0,$$

这里 $R_n$ 是全波段净幅射; $H$ 是感热通量; $LE$ 是潜热通量; $G$ 指向地表的热传导; $\Delta S$ 是贮藏在冰间隙缝中、冰中、以及冰下水中所吸收的短波幅射; $M$ 是冰雪融化的潜热。

冬天,在薄冰区,湍流热通量是指向大气的,但是,经过区域平均,通量仍指向冰面。指向冰面的热通量有来自隙缝的湍流热通量,以及增强的地面逆温和通过隙缝下方风形成的云的长波幅射。同时,大尺度的平流过程也起一定作用。11—4月,地表不会融化,表2中给出的能量平衡主要受净幅射,传导热通量,以及感热通量这些因子支配。在夏天和秋天,由于冰雪融化以及太阳幅射穿过冰层被吸收,贮藏 $\Delta S$ ,从而使过程更加复杂。

表 2

波弗特海区域性能量收支估算

千焦耳/米<sup>2</sup>·月\*

冰 厚	R <sub>n</sub>	H	LE	G	ΔS	M
11月—4月						
0—0.8米	-28.8	-90.6	-11.4	138.0		
≥0.8米	-316.8	166.8	-3.3	153.4		
总 数	-345.6	76.2	-14.7	291.4	-7.3	
5月—10月						
	574.0	-116.3	-144.6	103.4	-269.0	147.5
年	228.4	-40.1	-159.3	394.8	-276.3	147.5

\* 正值指向地表

至于冰的质量平衡,涉及到隙缝中新冰的增加,冰底和冰顶的消融,幅散幅合造成的冰厚度变化,以及洋流对冰的大尺度输送。因此关系到大气、冰、海洋之间的热力过程和动力过程的相互作用。目前人们对每年形成的海冰数量估计仍然无多大的把握。

3. 大尺度冰——气候的相互作用 冰的范围是北半球气候的一个指标,但冰——气相互作用,因种种反馈作用而呈现出复杂的关系,这些反馈作用不仅涉及到地表反射率,冰对大气的热力学影响,而且还涉及到水汽通量、云量,以及气旋形成的变化。因此,冰的范围与气候变化的剧烈程度之间,不可能有简单的关系。目前业已证明,冰的季节性异常主要发生在区域范围之内。

观测表明,1900—34年这段时间,巴伦支海——喀拉海与东西伯利亚海——楚科奇海这两地区冰的异常在年时间尺度上成反位相,而且在1946——55,1956——65年在十年时间尺度上也成反位相。与之匹配,波弗特海——楚科奇海与巴芬湾这两地区冰的范围,在年时间尺度上也有类似的负相关。8月,阿拉斯加附近海面的冰与6——7月格陵兰东部附近海面的冰也成负相关。

此外,春季格陵兰西部附近海面与波罗的海地区,冰异常也成反位相。这是这两地区温度此起彼伏的一种表现。而这种温度变化是半球系统海洋——大气遥相关的一部分。戴维斯海峡上空偏北气流异常,引起了格陵兰西部温度偏低,这是与冰岛低压加深(平均)有关。这种气压场,同时也造成了北风吹偏南风。

冰的范围除了有区域性的异常之外,整个北半球还有长期波动,但振幅较小。图1给出了1960——76年这段时期经过12个月滑动平均后得出的冰的范围,其变化幅度是6%。卡西指出,1973——76年秋季,冰范围年际变化很小,这种变化与区域性较大的年际变化大不相同。图1还给出了北纬70度极地冰帽上空区域加权的12个月滑动平均温度偏差。由图可见,这两条曲线大致平行。60年代,气温较低,与之相对应,冰范围也扩大。但在70年代,情况相反。由曲线上的几个峰谷可见,冰的位相落后于温度6—12个月。

图2给出了1924——80年8月北极海冰范围及65°—85°N地区夏季温度偏差(对1946—60年平均)。总的看来,温度偏差范围在1.5度,与之相关的冰的范围变化幅度是

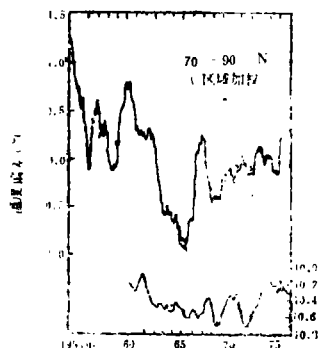


图1 1954—75年, 70°—90° N(区域加权)  
12个月滑动平均气温偏差以及12个月滑动平均北极海冰范围。海冰范围曲线的绘制为了便于与温度趋势进行比较。

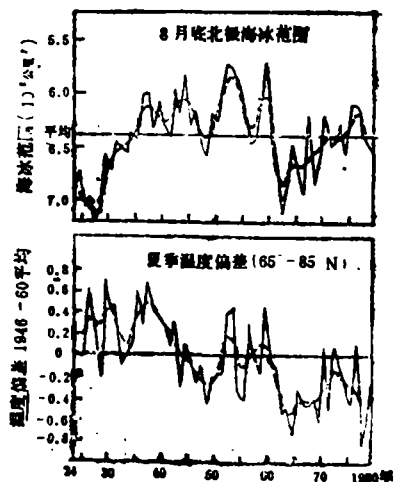


图2 1924—80年8月底北极海冰范围以及1924—80年65°—85° N地区偏离1946—60年平均温度的夏季温度偏差。实线表示每年值, 虚线表示五年二项式加权滑动平均。

15%。但个别年份, 相关很弱 ( $r = -0.18$ )。对最近的资料研究表明, 夏末冰范围与夏季高纬度的温度之间有良好的关系, 但个别年份, 关系并不密切。

如果我们想用海冰历史资料来估计几个世纪以来高纬度气候变化, 那末会碰到几个重要问题。第一, 由于观测是在行驶的船上进行, 或在岸边测站中进行, 所以观测本身不大可靠; 第二, 历史资料有时无法确定异常冬季出现的年份; 第三, 船只的位置不甚可靠; 第四, 旧的地图不大正确, 并且沿岸特殊地形或海区的名称会发生变化。根据历史文献记载, 冰岛的历史资料最长, 资料的年代从九世纪开始。

更为基本的一个问题是冰岛四周冰的范围究竟具有什么气候意义。艾纳逊 (1969) 指出, 冰岛四周多冰年份只表示一种局地异常情况, 而不是东格陵兰洋流中水量的一个指标。此外, 在洋流中冰的输送, 本身还得依赖于德兰斯——极地冰的飘流。根据尼科尔斯卡娅和谢纽科夫 (1976) 的叙述, 4—8月东格陵兰海面附近冰面积的异常是直接与前一年冬季冰岛低压平均强度相关 (1946—73年  $r = +0.61$ ), 但与前冬斯科斯比松 (71°N, 22°W) 和扬马延岛 (71°N, 8°40'W) 4—10月平均气温总和成更大的负相关 ( $r = -0.37$ )。因此, 冰的历史记录所具有的具体气候意义还不能断定。为了能从这些资料中提取气候信息, 还需要做大量的工作。

4. 北极海冰和气候对于人为干扰的敏感性 最近几年来, 对于大尺度气候变化引起北极浮冰数量的可能扰动这一问题, 已引起了人们极大的关注。各种模式计算表明, 大气中二氧化碳增加一倍, 将会使全球地面平均气温增加约  $3.0 \pm 1.5^\circ\text{K}$ ; 在北极, 特别是在冬天, 大气相当稳定, 加上海冰与反射率之间的反馈作用, 结果造成地面气温增幅预计至少增大2—3倍。能源使用的景况表明, 大气中二氧化碳增加一倍, 这种情况要等到下个世纪下半叶才会发生。

当前的各种大气环流模式能够直接预报海冰范围, 可是对当前冰量的模拟, 能成功

的却很少。因模式还有种种缺陷。计算大气强迫作用的冰动力过程和热力过程至今还没有得到令人满意的模拟。鉴于上述原因和其他一些问题,需要一个完全耦合的大气——海冰——海洋模式,并用于二氧化碳问题的研究。

与气候变暖有关的是北极海冰范围的变化。这种变化的大概量级,可以从温度异常引起夏季海冰退缩的经验估计中得到一点线索。9月份阿拉斯加巴罗角附近海面不冻水域范围,在15年中与累积解冻度·日数密切相关( $r=0.81$ )。尽管期望反馈作用会大大改变这种关系,并给出较大的增温值。如果夏季增温 $5^{\circ}\text{K}$ ,那末这种关系进行线性外推,将意味着不冻水域从现在离开海岸150公里会增至600公里。

这种海冰范围的减少会对中纬度气候产生巨大影响。据大气环流模式试验表明,冰量减少会引起气旋路径向北移动,欧洲降水减少,副极地低压减弱,以及中纬度向极地的大气输送的能量减少。大气中二氧化碳增多显然会引起地面气温和其他一些因素的变化,从而会影响北极的冰雪。对这种种影响,人们还需要作可靠的测定。

环境领域中关注的第二个问题是苏联计划把伯绍拉河、鄂毕河,以及叶尼塞河北流之水南调,流向里海,咸海四周的干旱地区。这些河水以几种不同途径改变巴伦支海和喀拉海大陆架中水的热量收支和水量收支。首先,春季这些河水的热量输送加速了冰的崩塌。夏季,增加了海水的温度,这些贡献相对来说是比较小的。其次,由于径流量盐浓度低,从而加速了秋季的结冰过程,使密度廓线维持较大坡度。由于海洋资料的限制,以及与海洋稳定层结构有关的每年周期性冰形成和破坏的反馈过程的复杂性,对于流量最后减少10%可能会造成那些影响,还不能完全确定。

对北冰洋上层海水盐浓度和海冰厚度的数值试验表明,即使河水流入量减少50%,对目前北冰洋冰范围和厚度的影响很小。但是流入量减少50%,同时假定通过白令海峡,从北太平洋向北输送的水量不足30%,那末会使北极浮冰消失。另一方面,如果通过白令海峡从太平洋向北输送的水不足33%,而北极输出的冰增加50%,在这种情况下,淡水流入量减少35%,也会造成北极浮冰的消失。

### 三、结语

过去一百年来,人们对北极气候过程的认识已经有了很大的提高。而极地年和国际地球物理年在其中起了很大的作用。它们的主要贡献在于发展了观测仪器、探测方法,促进了更大范围国际性的合作。韦普雷切在对第一次国际极地年的论述中,说明了北极冷源对全球大气能量交换和大气环流的意义。虽然在气候动力学领域中,目前已取得了很大的进展,但很多课题仍不甚了解。就海气交界面处小尺度能量相互作用过程,北极边界层层云的形成和维持过程,以及海冰范围与大气环流之间的大尺度关系问题,在观测和理论上仍然受到很多限制。不论上述哪个问题,不仅对气候学,而且也对各种实际问题,如评价二氧化碳持续增加对气候可能造成的影响,评价苏联河流调水问题,都是十分重要的。可以期望,在八十年代及其以后的年代里,就这些问题以及其他一些环境问题而言,人们会把北极海冰和气候的研究放在优先地位来考虑。

章永伟摘译自《Ann. Assoc. Amer. Geogr.》, V. 73, NO 4, 1983