

林龙,赵进平. 雪热传导系数与穿过海冰的热通量研究[J]. 海洋学报, 2018, 40(11):23-32, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2018.11.003

Lin Long, Zhao Jinping. Studies of thermal conductivity of snow and conductive heat flux on Arctic perennial sea ice[J]. Haiyang Xuebao, 2018, 40(11):23-32, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2018.11.003

# 雪热传导系数与穿过海冰的热通量研究

林龙<sup>1</sup>,赵进平<sup>1,2</sup>

(1. 中国海洋大学 海洋与大气学院,山东 青岛 266100;2. 教育部物理海洋重点实验室,山东 青岛 266100)

**摘要:**雪热传导系数是海冰质量平衡过程中的重要物理参数,决定了穿透海冰的热传导通量。北冰洋海冰质量平衡浮标观测获得多年冰上冬季温度链剖面可以明显地区分冰雪界面。本文考虑到冰雪界面处温度随时间变化,再根据冰雪界面热传导通量连续假定,提出了新的雪热传导系数计算方法。受不同环境因素影响,多年冰上各个浮标的雪热传导系数在  $0.23\sim 0.41\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$  之间,均值为  $(0.32\pm 0.08)\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ 。北冰洋多年冰上冬季穿过海冰的热传导通量最大发生在 11 月至翌年 3 月,约  $14\sim 16\text{ W}/\text{m}^2$ 。结冰季节,来自海冰自身降温的热量对穿过海冰向大气传输的热量贡献逐月减少,从 9 月 100% 减小到 12 月的 35%,翌年的 1 月至 3 月稳定在 10% 左右。夏季,短波辐射通能量通过热传导自上而下加热海冰,海冰上层温度高于下层,热量传播方向与冬季反向,往海冰内部传递。直到 9 月短波辐射完全消失,气温下降,热量再次转变为自下往上传递。从冰底热传导来看,夏季出现海冰向冰水界面传递热量现象。由于雪较好的绝热性,冰上覆雪极大地削弱了海冰上层热传导通量,从而减缓了秋冬季节的结冰速度。尽管受雪厚影响,多年冰上层热传导通量与气温依旧具有很好的线性关系,气温每降低  $1^\circ\text{C}$ ,热传导通量增加约  $0.59\text{ W}/\text{m}^2$ 。

**关键词:**雪热传导系数;热传导通量;质量平衡浮标;多年冰

中图分类号:P731.15

文献标志码:A

文章编号:0253-4193(2018)11-0023-10

## 1 引言

海冰是寒冷地区海洋重要的自然现象,也是气候系统重要因子<sup>[1]</sup>。近年来,夏季北极海冰的范围、密集度和厚度都显著减小,直接导致北极气温升高和显著的全球效应<sup>[2-4]</sup>。北极海冰的变化与气候变化之间发生正反馈,被认为是北极变化的主要物理机制<sup>[5-8]</sup>。

在北极,冰雪覆盖着北冰洋,对海洋起到了保温作用,限制了海洋热量的散失。海洋热量被冰雪阻

隔,成为决定北极气候变化的重要影响因子。冰雪的保温作用同时决定了冰厚,冰厚是海气间热力平衡的产物<sup>[9]</sup>。冰雪的保温作用的主要影响因素是海冰和积雪的热传导过程,是北极气候系统中最重要物理过程之一。研究冰雪的热传导过程一直是科学界关注的焦点<sup>[10-11]</sup>。

积雪的作用主要体现在两个方面。一方面,积雪表面反照率很高,积雪的反照率接近 85%,绝大部分的太阳短波辐射能被雪面反射回大气<sup>[7]</sup>,大大削弱了进入冰雪的能量;另一方面,由于积雪的绝热性很

收稿日期:2018-04-11;修订日期:2018-06-12。

基金项目:全球变化研究国家重大科学研究计划(2015CB953900);国家自然科学基金重点项目(41330960);国家重点研发计划课题(2016YFC1402705)。

作者简介:林龙(1989—),男,浙江省湖州市人,从事北极海冰热力学研究。E-mail:linlongjoab@126.com

好<sup>[12]</sup>,对海冰起到“保温”作用,导致海冰和冰下海洋向上传热效率降低,削弱大气与海洋之间的热交换,减缓秋冬季节海冰生长<sup>[13]</sup>。这两方面的作用对北冰洋热收支和冰厚变化都至关重要<sup>[14-15]</sup>。然而,这两个方面的作用差别很大。反照率主要影响进入冰雪内部的太阳辐射能,在冬季,反照率的贡献很小。而热传导在各个季节都是重要的,尤其在冬季,热传导制约来自海洋的热量,是气候系统演化和天气过程的关键因素。

积雪的存在时期主要是在冬季,一般每年 10—11 月大规模降雪,一直持续到春季;春季太阳出现之后,积雪将在很短的时间内融化。因此,积雪的热传导特性在冬季显得特别重要。雪的热传导系数控制着穿过海冰的热通量,合理的雪热传导系数取值是正确模拟海冰冰厚先决条件<sup>[16]</sup>。

确定雪的热传导系数主要有 3 种方法:(1)利用热探针直接测量雪热传导系数,再根据实测结果与雪的密度、粒径等性质建立联系,给出经验关系<sup>[10,17]</sup>; (2)先利用现场海冰质量平衡推算穿过海冰的热传导,在假定冰雪界面热传导通量连续和雪内温度梯度线性变化的条件下结合雪厚数据获得雪热传导系数<sup>[10]</sup>; (3)利用海冰温度剖面数据和冰雪界面热传导通量连续假定计算<sup>[18-19]</sup>。海冰质量平衡浮标可以长期连续地获取大气、积雪、海冰和海水温度数据<sup>[20]</sup>,为上述方法的应用提供了宝贵的数据源。

海冰质量平衡浮标温度链自上而下依次获得空气、雪(如果存在)、冰和海洋的温度数据,每个温度计单元空间间隔 10 cm,精度为 0.1℃。布放浮标时,深度基准零点位置固定在冰雪界面处。冬季的温度剖面数据(图 1)可以明显区分温度链中各个温度计单元所处位置的环境。最上部分温度较低的为大气温度(标号 1),是温度链上温度最低的部分;接着是雪层内温度(标号 2),由于雪的导热性较差,雪层内温度梯度较大;再往下是冰层内温度(标号 3),温度梯度相对雪层要小很多;温度链的最底部是冰下海洋海水温度(标号 4),冬季一般维持在冰点。夏季,短波辐射使得积雪和海冰升温,造成表层融化,温度链剖面变得相对复杂,有时无法区分冰雪界面位置。因此,利用冬季海冰质量平衡浮标数据,采用上述第二种和第三种方法即可计算求得雪热传导系数<sup>[18-19]</sup>。

能量平衡算法通过某一时间段的海冰自身能量平衡结合雪内温度梯度和雪厚数据推算出雪热传导系数长时间的平均值,其局限性在于无法反映雪热传

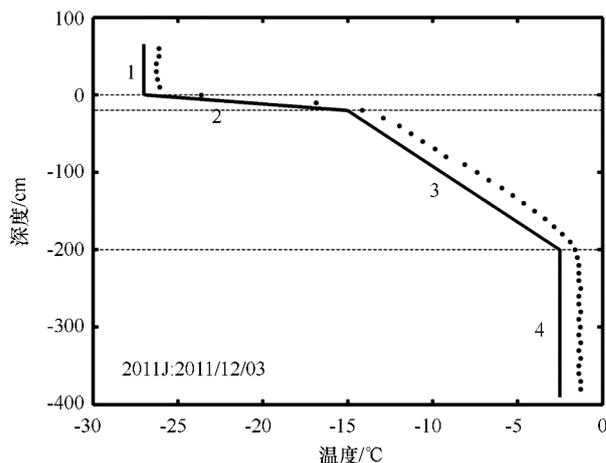


图 1 海冰质量平衡浮标温度剖面

Fig. 1 Temperature profile of ice mass balance buoys

1. 气温; 2. 雪内温度; 3. 冰内温度; 4. 水温

1. Air temperature; 2. snow temperature; 3. ice temperature; 4. water temperature

导系数的天气尺度变化。热平衡算法则利用海冰温度剖面数据计算雪热传导系数,由于该算法忽略了冰雪界面处冰雪自身温度随时间变化,需要选取气温较低且变化稳定时的海冰温度剖面,因此只有少量的数据可用,获得的雪热传导系数会有明显的异常起伏。这两种方法都只能体现热传导系数的低频特征,用实测温度计算时获得的雪热传导系数有较大的起伏。本文利用海冰质量平衡浮标观测的冰雪温度剖面数据,发展了计算雪热传导系数的新方法。该算法考虑了雪温和冰温随时间变化,属于非热平衡算法,反映了温度变化时热传导系数的稳定性。此外,本文还利用海冰质量平衡浮标数据计算了穿过海冰的热通量,并分析其季节变化和热量分配比例,及其与气温、雪厚、冰厚的关系。

## 2 利用海冰质量平衡浮标数据计算雪的热传导系数

积雪和海冰的物理性质不同,其热传导特性也有很大差别。积雪覆盖的海冰总的热传导特性由海冰和积雪的热传导系数共同确定。

### 2.1 冰雪热传导系数的计算方法

海冰的热传导系数通常由下式计算<sup>[21]</sup>:

$$k_i \approx k_0 + \beta S_i / T_i, \quad (1)$$

式中,  $k_0$  为淡水纯冰的热传导系数,  $k_0 = 2.04 \text{ W}/(\text{m} \cdot ^\circ\text{C})$ ;  $S_i$  为海冰的盐度;  $T_i$  为冰温,单位:℃;  $\beta$  是常数,取  $0.118 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{kg})$ 。这个计算方法被认

为是比较可靠的方法,在海冰数值模拟中得到广泛的应用。然而,研究发现<sup>[22]</sup>,纯冰的热传导系数并不是一个常数,而是与冰温有关,需要对  $k_0$  进行温度校正,得到纯淡水冰的热传导系数与冰温的关系为:

$$k_0 = 1.16[1.91 - 8.66 \times 10^{-3}(T_i + 273) + 2.97 \times 10^{-5}(T_i + 273)^2]. \quad (2)$$

海冰以晶体结构为主体,其热传导系数变化范围较小,而积雪则不同。积雪可以非常稀疏,也可以因挤压而致密。不同密度的积雪热传导系数可以有很大的差别,事实上雪的衰减系数不存在一个简单的表达式,无法经验地给出。在已知冰的热传导系数的前提下,雪热传导系数可以由热量连续的衔接条件确定<sup>[18]</sup>。冰内热传导通量  $F_i$  和雪内热传导通量  $F_s$  表达为:

$$F_i = -k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \quad (3)$$

$$F_s = -k_s \frac{\partial T_s}{\partial z}, \quad (4)$$

式中,  $k_i$  和  $k_s$  分别为海冰和雪热传导系数。假定在冰雪界面热传导通量连续<sup>[9]</sup>,冰内和雪内的温度梯度由观测数据给出,雪热传导系数可由下式计算:

$$k_s = k_i \left( \frac{\partial T_i}{\partial z} \right)_0 / \left( \frac{\partial T_s}{\partial z} \right)_0. \quad (5)$$

以往冰温和雪温剖面的观测数据主要是在现场获得的,缺乏长期连续观测数据,只能支持上述热平衡算法求取雪热传导系数。海冰质量平衡浮标设置了冰雪温度剖面观测的传感器,实现了长期连续观测,不仅可以支持式(5)的算法动态获取雪热传导系数,而且可以用来评估这种算法在非热平衡条件下的可能偏差。

## 2.2 利用质量平衡浮标数据计算雪热传导系数

首先确定海冰的热传导系数。多年冰表层几乎没有盐分<sup>[23]</sup>,上层冰内热传导系数可以近似取为纯淡水冰的热传导系数,由公式(2)计算求得。有了海冰的热传导系数和冰雪内的温度剖面,就可以利用公式(5)求得雪热传导系数。

为排除短波辐射的干扰,计算雪热传导系数的时间范围在 11 月至翌年 4 月之间,这段时间是积雪的存留时间,也是雪热传导系数的主要应用时间段。考虑到温度链的垂向空间分辨率为 10 cm,计算时剔除了雪厚小于 10 cm 的温度剖面数据。另外,当来自低纬度的暖气旋过境时,气温升高,雪内温度梯度减小,雪面温度甚至高于雪底温度。这种雪内温度梯度反

向意味着冰雪界面上下都往界面处传热,此时界面传热几乎为 0。为了避免这种由异常剧烈变化事件带来的雪热传导系数异常值,文中还剔除了雪内温度梯度反向的数据。为了尽量减小气温的影响,通常是剔除气温变化剧烈的数据,选择气温变化平缓期的数据来计算雪热传导系数<sup>[18-19]</sup>。本文对布放于北冰洋多年冰上的 11 个海冰质量平衡浮标的 1 315 个冬季温度剖面有效数据采用公式(5)进行雪热传导系数计算,结果如图 2 左列和表 1。各个浮标的雪热传导系数不尽相同,范围在 0.26~0.50 W/(m·K)之间,均值为  $(0.37 \pm 0.10) \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ 。

结果表明,采用公式(5)计算获得的雪热传导系数随时间波动较大,其量值变化让人难以接受。从物理上而言,如果没有降雪过程,雪的密度、结构在较短的时间范围内几乎没有变化,人们期待雪的热传导系数相对稳定。然而,由于积雪远比海冰疏松,雪中的空间充满了空气,对气温变化非常敏感。雪中空气的传热特性不可避免地体现为雪热传导系数的变化。因此,雪热传导系数有一定的起伏是正常的。需要注意的是,图 2 左列雪热传导系数的起伏是在热平衡的假定下得出的,包含了非热平衡过程所引起的误差。如:当气温降低时,雪内温度梯度增大,此时计算获得的雪热传导系数相对真实值偏小;当气温升高时,雪内温度梯度减小,此时计算获得的雪热传导系数偏大。为此,我们需要建立非热平衡算法,消除温度变化引起的雪热传导系数的误差,得到更可靠的结果。

由于雪温和海冰上层温度会对气温变化做出响应,非热平衡算法应该考虑冰温和雪温随时间的变化。但是,二者的响应时间并不一致,雪温变化几乎与气温变化同步,而上层冰温变化则相对滞后,导致雪热传导系数变化的复杂性。冰内和雪内热平衡方程为:

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (6)$$

式中,  $\rho$  为冰或雪的密度;  $c_p$  为纯冰的比容;  $k$  为冰或雪的热传导系数。分别对式(6)进行雪内和冰内垂向积分得:

$$\rho_s c_p \frac{\partial T_s}{\partial t} h = k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=h} - k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0}, \quad (7)$$

$$\rho_i c_p \frac{\partial T_i}{\partial t} H = k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \Big|_{z=0} - k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \Big|_{z=-H}, \quad (8)$$

式中, 0 代表冰雪界面;  $h$ 、 $H$  为雪参考层和冰参考层

厚度,分别取 0.1 m 和 0.4 m;  $\rho_s$ 、 $\rho_i$  分别为雪和冰的密度,分别取 330 kg/m<sup>3</sup> 和 900 kg/m<sup>3</sup>;  $c_p$  为纯冰和雪的比热容,取 2 100 J/(kg·K)。假定热传导通量在冰雪界面连续,即  $k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \Big|_{z=0}$ , 式(7)和式(8)联立得:

$$\begin{aligned} & \rho_s c_p \frac{\partial T_s}{\partial t} h + \rho_i c_p \frac{\partial T_i}{\partial t} H \\ &= k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=h} - k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \Big|_{z=-H}. \end{aligned} \quad (9)$$

新的雪热传导系数可由下式计算:

$$\begin{aligned} k_s = & \left( \rho_i c_p \frac{\partial T_i}{\partial t} H + \rho_s c_p \frac{\partial T_s}{\partial t} h + \right. \\ & \left. k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} \Big|_{z=-H} \right) / \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=h}. \end{aligned} \quad (10)$$

相对于式(5),式(10)中增加了冰内和雪内的感热通量项  $\rho_i c_p \frac{\partial T_i}{\partial t} H$  和  $\rho_s c_p \frac{\partial T_s}{\partial t} h$ , 即冰内温度随时间变化项和雪内温度随时间变化项。经过感热通量修正的雪热传导系数计算结果如图 2 右列和表 1。各浮标雪热传导系数范围在 0.23~0.41 W/(m·K) 之间,均值为(0.32±0.08) W/(m·K)。考虑到质量平衡浮标温度链上温度计单元的测量精度为 0.1℃,由

此产生的雪热传导系数计算误差约为 ±0.016 W/(m·K),相对误差为 5%。

相对于未经过感热通量校正,经过校正的雪热传导系数偏小,随时间变化也相对更稳定。最为明显的是很多由气温突然增高引起雪内温度梯度减小而导致计算获得的雪热传导系数过大的情况得到了很好地校正。从统计分布上看,热平衡算法得到的雪热传导系数有很多异常大的值(图 3a),显然是不真实的,而经过感热通量校正的雪的传导系数分布相对集中,很多过大的雪热传导系数得到了校正(图 3b)。

Sturm 等<sup>[10]</sup>在波弗特海区通过探针直接测量测得的雪热传导系数在 0.078~0.29 W/(m·K) 之间,均值为 0.14 W/(m·K)。Perovich 等<sup>[18]</sup>和 Lei 等<sup>[19]</sup>通过温度剖面推算的雪热传导系数分别为(0.3±0.01) W/(m·K) 和(0.2±0.04) W/(m·K)。Strum 等<sup>[10]</sup>利用 SHEBA 现场观测数据进行质量平衡推算的雪热传导系数范围在 0.168~0.699 W/(m·K) 之间,均值为 0.34 W/(m·K)。本文用非热平衡方法计算的多年冰上雪热传导系数均值和变化范围与 SHEBA 计划的观测结果非常接近。

表 1 不同浮标雪热传导系数计算结果

Tab. 1 Thermal conductivity of snow on different ice mass balance buoys

浮标名	有效剖面数	雪热传导系数	
		未经比容热通量校正的雪热传导系数 /W·m <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>	经过比容热通量校正的雪热传导系数 /W·m <sup>-1</sup> ·K <sup>-1</sup>
2004A	92	0.41±0.04	0.33±0.06
2004B	61	0.26±0.04	0.26±0.03
2004C	23	0.43±0.04	0.41±0.06
2004D	73	0.50±0.12	0.40±0.06
2004E	179	0.31±0.05	0.27±0.04
2007E	138	0.43±0.13	0.31±0.06
2007H	93	0.35±0.07	0.32±0.07
2010E	114	0.43±0.08	0.41±0.06
2010F	143	0.38±0.11	0.32±0.07
2011J	161	0.28±0.08	0.23±0.04
2012J	238	0.36±0.07	0.33±0.08
总计	1 315	0.37±0.10	0.32±0.08

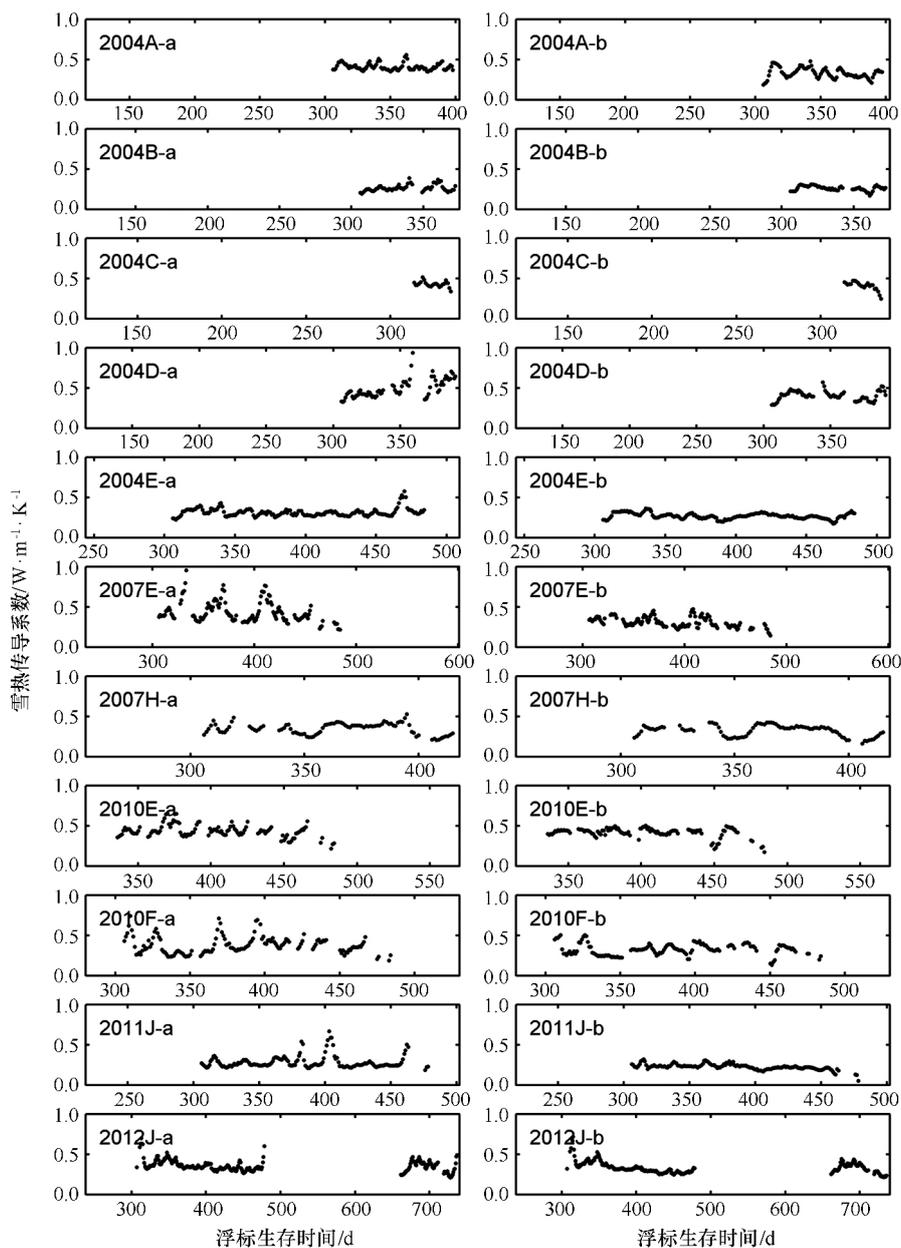


图2 每个海冰质量平衡浮标的雪热传导系数

Fig. 2 Thermal conductivity of snow ( $k_s$ ) on each ice mass balance buoy

左列黑点为热平衡条件下计算的雪热传导系数结果,右列为非热平衡条件下计算的雪热传导系数结果

Left panel is  $k_s$  under thermal equilibrium condition, right panel is  $k_s$  under non-thermal equilibrium condition

### 3 利用海冰质量平衡浮标数据计算穿过海冰的热通量

由于海冰自身温度的变化,穿过冰雪界面的热传导通量和穿过海冰下界面的热传导通量并不完全相等。因此,本文分别计算了海冰上层热传导通量和冰底热传导通量。考虑到海冰上层温度受气温变化影

响,海冰上层热传导通量选取冰雪界面下 20~40 cm 作为参考层。由于冰底骨架层的存在,冰底的热传导通量选取冰底位置以上 20~50 cm 作为参考层,假定海冰底部盐度为 6<sup>[24]</sup>。约定上传热时,热传导通量为正,向下传热时热传导通量为负。计算结果如图 4,上层和冰底热传导通量两者都具有明显的季节变化:冬季气温较低,热传导通量较大;夏季,进入海冰的太阳短波辐射使海冰内部逐渐升温,冰内温度梯度

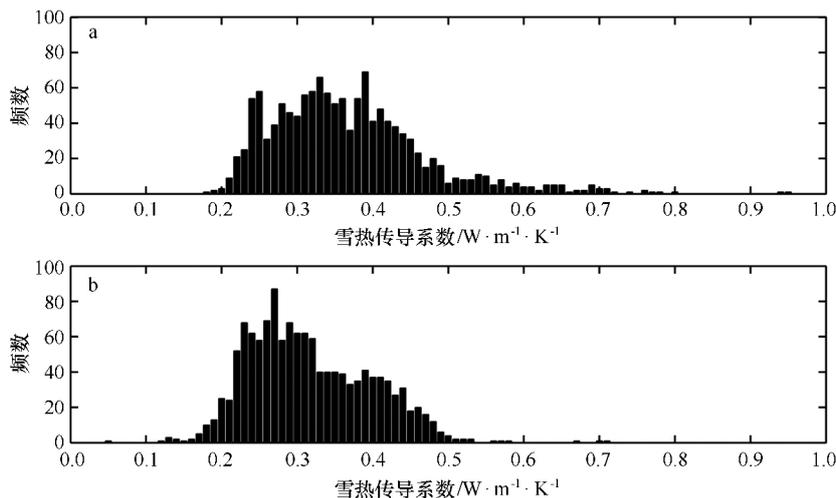


图3 冬季(11月至翌年4月)雪热传导系数统计分布

Fig. 3 Statistical distribution of thermal conductivity of snow ( $k_s$ ) in winter (November to April)

a. 热平衡状态下计算的雪热传导系数; b. 非热平衡状态下计算的雪热传导系数

a.  $k_s$  under thermal equilibrium condition; b.  $k_s$  under non-thermal equilibrium condition

逐渐减小,热传导通量逐渐减小。当冰内上层温度高于冰底温度时,热通量为负。11月至翌年2月上层海冰的热传导通量较大,平均值为 $14\sim 16\text{ W/m}^2$ ;6月和7月较小,平均值为 $-4.2\sim -2.6\text{ W/m}^2$ 。而下层热传导通量在1—3月最大,约 $12\sim 13\text{ W/m}^2$ ,7月、8月和9月较小,均值在 $-1\sim -0.7\text{ W/m}^2$ 之间。夏季,冰底热传导通量向下,这意味着海冰向冰水界面传递热量,而海洋热通量向上,两者结合导致冰温升高和冰底融化。Huwald等<sup>[25]</sup>在SHEBA现场实测中也得到类似的结果。

在秋冬季节的大部分时间里海洋往大气传输热量,这种热量传输是单向的。受海冰阻隔,海洋向大气传输的热量一般小于 $15\text{ W/m}^2$ 。当秋季气温降低后,存在一个特殊的时期。在9月,经过夏季加热的海冰温度既高于其上的气温,也高于其下的水温,海冰上层向上传输热量,下层向下传输热量,冰内出现双向热量传输的状态。此时通过海冰向大气传输的热量100%来自于海冰内部自身降温,与海洋热量无关。当冰温降低到冰点以下后,冰内再次恢复到单向向上传热的状态。此时,海冰向大气传输的热量可分为两部分,一部分来自于海冰的自身降温,另一部分来自冰下海洋热量(包括海冰结冰产生的潜热)。12月,穿过海冰向大气传输的热量中,来自海冰自身降温的热量占比下降到35%,其余65%来自冰下海洋。到翌年1—3月,海冰自身降温产生的热量仅占向大气传输热量的10%。而在4—7月,短波辐射出现并

逐渐加强,海冰温度升高,冰内上层热量传递方向开始由自下而上传递转变为自上而下传递。因此,海冰升温主要发生在4—7月,其中5—6月升温最显著,而降温最显著为11月。夏季冰内升温的热量一部分是热传导通量,从冰表面自上而下传递,另一部分来自冰内短波辐射的吸收,两者比例不确定。

穿过海冰的热传导通量计算误差来源主要来源于海冰温度测量误差和海冰盐度假定<sup>[26]</sup>。对于30 cm海冰参考层厚度,由海冰温度测量精度( $\pm 0.1^\circ\text{C}$ )引起的热传导通量误差约为 $\pm 0.6\text{ W/m}^2$ 。对于冰底位置的热传导通量,计算时假定的海冰盐度为6。对于新生长的海冰,冰底位置盐度基本在4~12之间<sup>[27]</sup>,因此由海冰盐度产生的热传导通量误差约为 $\pm 1.3\text{ W/m}^2$ 。

#### 4 穿过海冰的热通量与冰厚、雪厚和气温的关系分析

穿过海冰的热通量主要由冰厚、雪厚和上表面温度决定。图5给出了在同等上表面温度条件下,不同雪厚和冰厚对应的热传导通量与无雪条件下热通量的比值。热传导通量随着雪厚增加几乎呈指数形式减小。1 m冰厚条件下,10 cm、30 cm和50 cm雪厚对应的热传导通量分别为无雪条件下的0.62、0.35和0.24。3 m冰厚条件下,10 cm、30 cm和50 cm雪厚对应的热传导通量分别为无雪条件下的0.83、0.62和0.49。在同样雪厚条件下,雪厚对薄冰热传导通量

的影响比厚冰大。图 6 给出了海冰上下界面固定温差( $T_b - T_a$  为定值)下穿过海冰的热通量与冰厚雪厚的关系。同样在 1 m 冰厚条件下,上下界面温差为  $10^{\circ}\text{C}$  时,无雪、10 cm、30 cm 和 50 cm 雪厚对应的热传导通量分别为  $20 \text{ W/m}^2$ 、 $13 \text{ W/m}^2$ 、 $7 \text{ W/m}^2$  和

$5 \text{ W/m}^2$ 。3 m 冰厚条件下,对应的热传导通量分别为  $7 \text{ W/m}^2$ 、 $6 \text{ W/m}^2$ 、 $4 \text{ W/m}^2$  和  $3 \text{ W/m}^2$ 。所以当秋季下雪后,薄冰上的覆雪使得海冰冻结速度大大减缓,而开阔水域开始结冰后由于没有表面覆雪,反而海冰厚度增加相对更容易<sup>[3]</sup>。

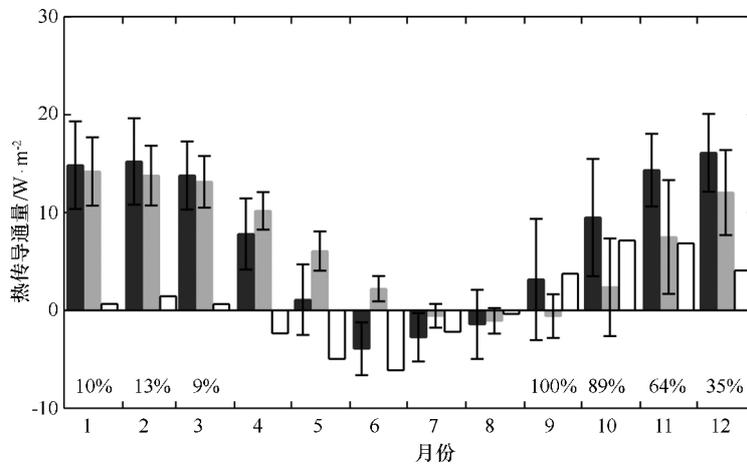


图 4 逐月海冰热传导通量

Fig. 4 Monthly thermal conductive heat flux ( $F_c$ ) through sea ice

黑色为海冰上层热传导通量,灰色为近冰底热传导通量,白色为海冰感热通量,数字为结冰季节海冰感热通量占上层热传导通量的比例

Black bar is the  $F_c$  in upper layer of sea ice, gray bar is the  $F_c$  near the base of sea ice, white bar is the specific heat flux cause by sea ice temperature change, number is the ratio of specific heat flux to upper layer  $F_c$  in freezing season

穿过海冰上层的热通量与冬季(11月至翌年4月)气温表现出很好地线性关系(图7)。

$$F'_c = \gamma \cdot (T_b - T_a), \quad (11)$$

$$\gamma = \frac{k_i \cdot k_s}{k_s H_i + k_i H_s}, \quad (12)$$

式中,冰底温度  $T_b$  固定在冰点( $-1.8^{\circ}\text{C}$ );上表面温度  $T_a$  为气温。冬季冰内温度大体呈线性变化,对冬季穿过海冰上层的热通量结果与气温进行线性拟合,拟合的结果线性比例  $\gamma' = 0.59$ 。而实测的冬季平均冰厚 2.6 m,平均雪厚 16 cm,再根据上文求得的雪热传导系数  $k_s = 0.32 \text{ W/(m} \cdot \text{K)}$ ,计算理论值  $\gamma = 0.58$ 。拟合结果与理论计算吻合非常好。因此,尽管受雪厚、冰厚等因素影响,穿过海冰上层的热传导通量与气温依旧具有很好的线性关系,即:气温每降低  $1^{\circ}\text{C}$ ,热传导通量增加约  $0.59 \text{ W/m}^2$ 。

## 5 结果和讨论

雪热传导系数是非常重要的物理参数,决定了穿透雪层的热通量,也是冰雪气候效应的重要参数,在

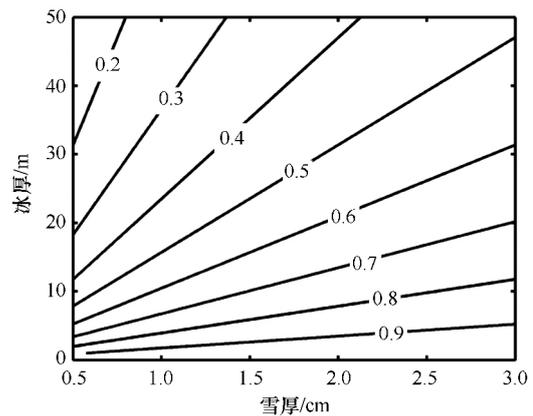


图 5 不同雪厚下海冰热传导通量与无雪情形下的比值

Fig. 5 Ratios of thermal conductive heat flux with different snow depth to without snow

气候模式中起到重要作用。由于积雪的密度在很大范围内变化,雪热传导系数的变化范围也很大。导致雪热传导系数变化的原因不仅与雪的结构有关,而且雪分子间隙中的空气也参与了导热特性的变化。在充分考虑了这些因素之后,传统的算法是根据界面热

通量连续的条件计算雪热传导系数。由于这种算法做出了热平衡的假定,实际非热平衡的温度变化引起

的效应被归算到雪热传导系数之中,导致雪热传导系数有较大的起伏,甚至频繁出现异常值。

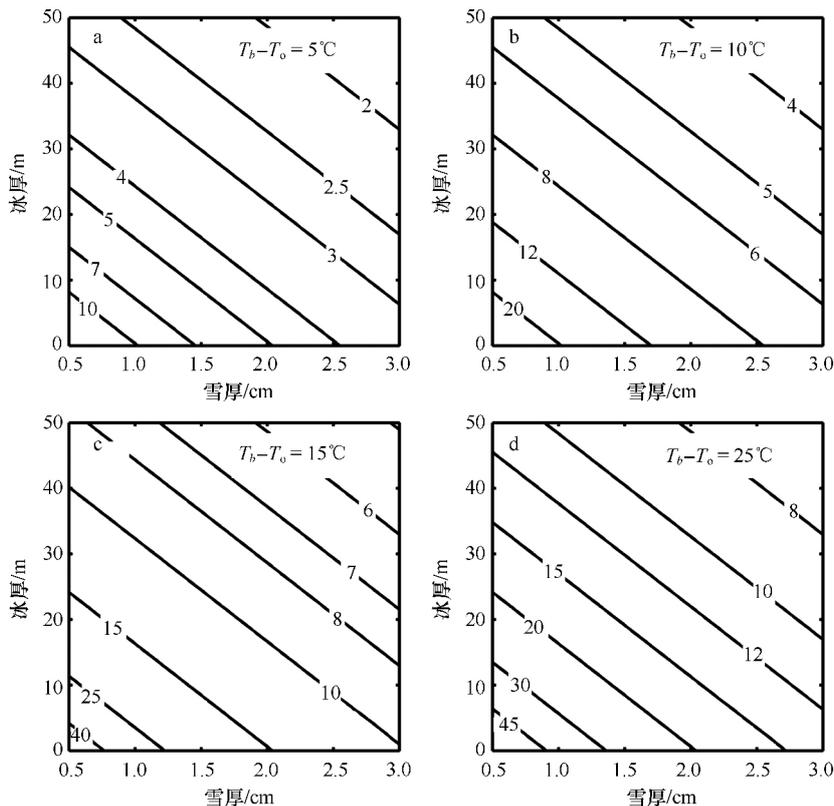


图 6 固定上、下表面温差下的海冰热传导通量(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ )

Fig. 6 Thermal conductive heat flux (Unit:  $\text{W}/\text{m}^2$ ) under fixed temperature difference between sea ice surface and bottom

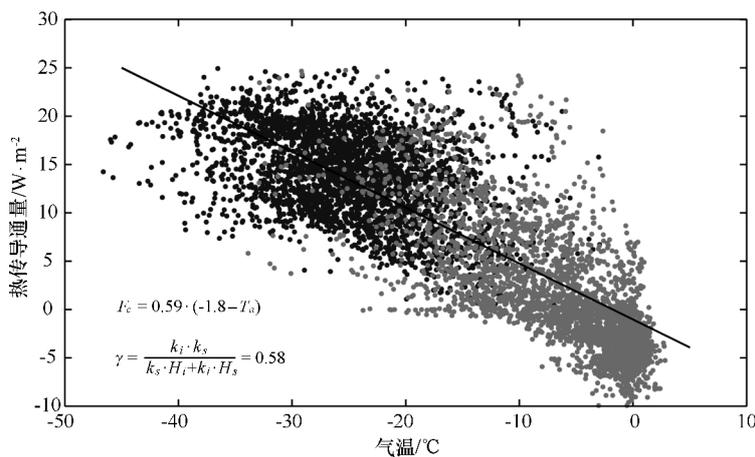


图 7 海冰上层热传导通量与气温的关系

Fig. 7 The relationship between thermal conductive heat flux ( $F_c$ ) in upper layer of sea ice and air temperature  
灰色点为 5—10 月,黑色点为 11 月至翌 4 月,直线为黑色点线性拟合结果

Gray dots are from May to October, black dots are from November to April, black straight line is the fitting results of black dots

在本文中,我们提出了雪热传导系数的非热平衡算法。该算法考虑了冰温和雪温变化对热传导过程

的影响,考虑了雪和冰对气温变化响应特性的差异,是对热平衡算法的修正。

采用海冰质量平衡浮标测得的冬季冰雪温度剖面数据,用两种算法计算了雪热传导系数。结果表明,热平衡算法利用冰雪界面上下温度梯度直接计算的雪热传导系数受气温变化影响,波动较大。而非热平衡算法考虑了冰雪界面附近冰内和雪内温度随时间变化,计算的雪热传导系数结果相对稳定,同一浮标雪热传导系数随时间波动得到很好的改善。不同环境下,各个浮标计算获得的雪热传导系数不尽相同,范围在 $0.23\sim 0.41\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ 之间,均值为 $(0.32\pm 0.08)\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ 。与SHEBA计划期间冬季的观测均值 $0.34\text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ 非常接近。与热平衡算法相比,非热平衡算法大大消除了奇异值,雪热传导系数的起伏减小,各浮标数据计算的结果离散度大大降低,是一种得到较大改善的算法。

在获得了雪热传导系数之后,就可以计算穿透海冰的热通量。由于冰水界面存在,海冰底部温度相对稳定,基本维持在冰点左右,海冰温度主要由上界面气温、冰厚和雪厚决定。冬季海冰自上而下整体失热,无论海冰上层和海冰底部热传导通量都呈现出明显的季节变化。本文的结果表明,冬季穿过多年冰上层的热通量最大发生在12月至翌年2月,约为 $14\sim$

$16\text{ W}/\text{m}^2$ 。9月,上层热传导通量几乎全部来自海冰自身温度降低,之后逐月递减,到了翌年的1—3月,海冰降温提供的热量只占上层热传导通量的10%左右,剩余部分热量则来自结冰释放和冰下海洋。夏季,短波辐射通过热传导由上往下加热海冰,穿过海冰的热通量与冬季反向,当海冰高于冰底温度时,出现海冰向冰水界面方向传递热量。

海冰热传导通量主要由上表面温度、雪厚和冰厚决定,本文采用获得的雪热传导系数,模拟了不同雪厚、不同冰厚条件下穿过冰雪的热通量。结果表明,雪厚对薄冰的影响比冰厚更大,同样的30 cm雪厚条件下,1 m厚的冰热传导通量比3 m厚的冰大一倍。因此,当秋季9—10月北冰洋下雪时,薄冰的结冰速度被减缓,开阔水反而更容易结冰,最后冰厚甚至比夏季存活下来的多年冰更厚<sup>[3]</sup>。虽然受雪厚、冰厚等因素影响,实测的穿过海冰上层的热传导通量与气温依旧表现出很好的线性关系,即:气温每降低 $1^\circ\text{C}$ ,热传导通量增加 $0.59\text{ W}/\text{m}^2$ ,与理论值吻合较好。由于本文所使用的海冰质量平衡浮标数据局限于冰厚较厚的多年冰,对于盐分较高的一年冰上雪的热传导系数和穿过海冰的热通量仍旧缺乏足够的认识。

#### 参考文献:

- [1] Vihma T. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review[J]. *Surveys in Geophysics*, 2014, 35(5): 1175—1214.
- [2] Stroeve J C, Kattsov V, Barrett A, et al. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(16): L16502.
- [3] Kwok R, Untersteiner N. The thinning of Arctic sea ice[J]. *Physics Today*, 2011, 64(4): 36—41.
- [4] Cavalieri D J, Parkinson C L. Arctic sea ice variability and trends, 1979—2010[J]. *The Cryosphere*, 2012, 6(4): 881—889.
- [5] Overland J E, Wang Muyin. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice[J]. *Tellus A*, 2010, 62(1): 1—9.
- [6] Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification[J]. *Nature*, 2010, 464(7293): 1334—1337.
- [7] Perovich D K, Polashenski C. Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(8): L08501.
- [8] Stroeve J C, Markus T, Boisvert L, et al. Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(4): 1216—1225.
- [9] Maykut G A. Energy exchange over young sea ice in the central Arctic[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1978, 83(C7): 3646—3658.
- [10] Sturm M, Perovich D K, Holmgren J. Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C10): SHE 19-1—SHE 19-17.
- [11] Pringle D J, Eicken H, Trodahl H J, et al. Thermal conductivity of landfast Antarctic and Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C4): C04017.
- [12] Mellor M. Properties of snow[M]. United States Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1964.
- [13] Kurtz N T, Markus T, Farrell S L, et al. Observations of recent Arctic sea ice volume loss and its impact on ocean-atmosphere energy exchange and ice production[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C4): C04015.
- [14] Maykut G A, Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1971, 76(6): 1550—1575.
- [15] Blazey B A, Holland M M, Hunke E C. Arctic Ocean sea ice snow depth evaluation and bias sensitivity in CCSM[J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(6): 1887—1900.
- [16] Lecomte O, Fichet F, Vancoppenolle M, et al. On the formulation of snow thermal conductivity in large-scale sea ice models[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2013, 5(3): 542—557.

- [17] Sturm M, Holmgren J, König M, et al. The thermal conductivity of seasonal snow[J]. *Journal of Glaciology*, 1997, 43(143): 26–41.
- [18] Perovich D K, Elder B C, Richter-Menge J A. Observations of the annual cycle of sea ice temperature and mass balance[J]. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(5): 555–558.
- [19] Lei Ruibo, Li Zhijun, Cheng Bin, et al. Annual cycle of landfast sea ice in Prydz Bay, east Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C2): C02006.
- [20] Richter-Menge J A, Perovich D K, Elder B C, et al. Ice mass-balance buoys: a tool for measuring and attributing changes in the thickness of the Arctic sea-ice cover[J]. *Annals of Glaciology*, 2006, 44: 205–210.
- [21] Untersteiner N. On the mass and heat budget of Arctic sea ice[J]. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie A*, 1961, 12(2): 151–182.
- [22] Yen Y C, Cheng K, Fukusako S. A review of intrinsic thermophysical properties of snow, ice, sea ice, and frost[J]. *The Northern Engineer*, 1991, 24: 53–74.
- [23] Schwarzacher W. Pack-ice studies in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1959, 64(12): 2357–2367.
- [24] McPhee M G, Untersteiner N. Using sea ice to measure vertical heat flux in the ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1982, 87(C3): 2071–2074.
- [25] Huwald H, Tremblay L B, Blatter H. Reconciling different observational data sets from Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) for model validation purposes[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2005, 110(C5): C05009.
- [26] Lei Ruibo, Li Na, Heil P, et al. Multiyear sea ice thermal regimes and oceanic heat flux derived from an ice mass balance buoy in the Arctic Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(1): 537–547.
- [27] Provost C, Sennéchal N, Miguet J, et al. Observations of flooding and snow-ice formation in a thinner Arctic sea-ice regime during the N-ICE2015 campaign: influence of basal ice melt and storms[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(9): 7115–7134.

## Studies of thermal conductivity of snow and conductive heat flux on Arctic perennial sea ice

Lin Long<sup>1</sup>, Zhao Jinping<sup>1,2</sup>

(1. *College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 2. *Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Qingdao 266100, China*)

**Abstract:** Thermal conductivity of snow ( $k_s$ ) is an important physical parameter for sea ice thermodynamics, which controls the conductive heat flux through the ice. The winter temperature profiles from ice mass balance buoys (IMB) on Arctic perennial sea ice can clearly distinguish the snow-ice interface. Considering the temporal variation of the temperature near the snow-ice interface, a new method for determining the  $k_s$  was proposed by exploiting the continuity of the heat flux at the snow-ice interface. Influenced by different circumstance, the  $k_s$  on different IMB ranged from 0.23 W/(m·K) to 0.41 W/(m·K), with a mean value of  $(0.32 \pm 0.08)$  W/(m·K). Maximum conductive heat flux through perennial sea ice occurred from November to March, about 14 W/m<sup>2</sup> to 16 W/m<sup>2</sup>. In freezing season, the contribution of the specific heat flux from ice cooling in the upward heat lose through ice to atmosphere decreased gradually, from 100% in September to 35% in December, and maintained around 10% from January to March. In summer time, as the heating from ice surface to bottom, temperature of the sea ice upper layer was higher than the lower layer, and the conductive heat transferred downward. Until the solar radiation disappeared in September, air temperature decreased, the conductive heat transferred upward again. As the ice bottom conductive heat flux revealed, a portion of heat transferred from ice to ice-ocean interface in summer time. The low thermal conductivity of snow made it an effective insulator thereby impacting the growth and decay of the underlying sea ice, as well as reducing the transfer of heat between the ocean and atmosphere. The snow covered sea ice upper layer conductive heat flux still showed good relationship with air temperature. For every 1°C decrease in air temperature, the conductive heat flux increased 0.59 W/m<sup>2</sup>.

**Key words:** thermal conductivity of snow; conductive heat flux; ice mass balance buoy; perennial ice