

2017年夏季北冰洋浮冰区海雾特征分析

陈志昆^{1,2}, 魏立新², 李志强², 刘凯², 丁明虎¹

(1. 中国气象科学研究院, 北京 100081; 2. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘 要: 首先利用中国第八次北极考察队期间获取的走航观测数据分析了环北极考察的海雾特征。接下来利用在北冰洋密集浮冰区海雾加密观测实验期间获取的GPS探空观测数据和NCEP再分析资料,研究了北冰洋浮冰区海雾生成的气象要素特征、边界层特征和大气环流形势特征,发现浮冰区冰雪面之上的冷空气穹丘使得大气易于达到饱和,为北冰洋不同种类海雾的出现造了有利条件。平流雾、辐射雾和蒸汽雾生消的机理和影响期间边界层气象特征各不相同,并且根据特定环流形势对3种海雾进行预报是可行的。

关键词: 北极浮冰区;海雾;GPS探空;边界层

中图分类号: P732.1, P727 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2019)02-0077-11

1 引言

海雾是在海洋与大气相互作用特定条件下出现在低层大气贴近下垫面的一种凝结现象,是海上重要的灾害性天气之一^[1-2]。而北极也是全球海雾多发的区域,由于海雾的生消机制和输送原理非常复杂。导致目前北极地区的海雾预报水平不高。历次北极科学考察过程中,海雾预报一直是航线预报保障工作的难点和重点,当船舶在密集浮冰区航行时,需要依照自身的破冰、抗冰的能力,选择水道前行。而海雾造成的低能见度,使得水道难以辨识,容易导致船舶被海冰围困。同时,随着国家“冰上丝绸之路”战略的不断推进,探索北极、认识北极,促进北极的和平和可持续发展,关乎我国未来的可持续发展,也是建设海洋强国的重要举措,具有重要意义。而海雾作为北极地区影响航空、航海和野外考察的重要灾害性天气现象,加强对其的研究就显得格外重要。

我国海雾的研究主要集中近海海域,分析了海雾的气候特征和年际变化规律,并阐明了相应的大

气环流场特征^[3-5]。同时将卫星遥感数据和模式应用到了海雾分布和形成机理的研究之中^[6-7]。北极地区的观测数据稀缺,海冰下垫面的热力性质复杂,导致有关北极海雾的系统研究较少。解思梅等^[8]利用首次北极科学考察的数据,指出北极存在平流雾、辐射雾和蒸汽雾,并对于3种海雾形成的气象和水文因子配置进行了统计分析。同时指出了北冰洋浮冰区辐射雾和蒸发雾形成与海冰的分布及其独特的物理特性有关。陈志昆等^[9]利用第六次北极考察GPS探空数据发现,对流层和边界层结构特征在海冰覆盖的北极区域和开阔海域存在明显的差异;同时模式对北极海域边界层中的逆温和逆湿特征难以较好的模拟^[10-11]。因此,在中国第八次北极业务化科学考察期间,在即将进入北极海冰覆盖区域之前,进行了海雾加密观测和GPS探空加密观测。通过观测期间获取的宝贵数据,本文分析了北极浮冰区海雾生成和维持的边界层特征和大气环流场,这将对提高北极海雾的预报水平和模式中边界层参数化方案的改进提供帮助。

收稿日期: 2018-09-13; 修回日期: 2018-12-23。

基金项目: 国家重点研发计划课题(2016YFC1400303, 2016YFC1402702, 2016YFC1402703); 气科院基本科研业务费(2017Z002)。

作者简介: 陈志昆(1988-), 男, 工程师, 博士在读, 主要从事短期天气预报和极地气象研究。E-mail: zhkchen@126.com

通讯作者: 丁明虎(1983-), 男, 副研究员, 博士, 主要从事极地气候和冰川研究。E-mail: dingminghu@foxmail.com

2 资料与分析方法

2.1 数据和资料

中国第八次北极考察队是首次环北极航行,利用自动气象站获取了航线上气温、气压、风速、风向、能见度、云高等气象要素的连续观测资料,时间分辨率为1 min。同时分别在00:00(世界时,下同)、06:00、12:00和18:00时4个时次中,每天根据船舶所在时区挑选3个时次进行了人工气象观测。人工气象观测除了获取上述自动气象站气象要素之外,增加了天气现象、云状、云量、浪高和海冰等观测项目。经与人工气象观测数据进行比对,发现自动站所获取数据准确、可信。

在航线上用CTD获取了表层海水温度的1min连续观测数据,但是在浮冰区航行期间,由于CTD传感器被冻结,海温数据出现了间歇性的缺失。

2017年8月1—12日,在北冰洋密集浮冰区每天3次(00:00时、06:00时和12:00时、)进行了大气垂直廓线的探测,共计进行了32次GPS探空观测。探测要素包括气压、温度、相对湿度、风向和风速。GPS探空系统中温度测量范围为 $-80\sim+40\text{ }^{\circ}\text{C}$,分辨率 $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,响应时间小于2 s;风向和风速测量范围分别为 $0\sim100\text{ m/s}$ 和 $0\sim360^{\circ}$,分辨率分别为 0.1 m/s 和 1° ,响应时间均为1 s。GPS探空系统的测量精度满足中国气象局常规高空气象探测规范^[12]。探测最大高度达到22 km,全部32次探空高度均超过3 km,仅有4次在8 km以下。对探空资料的标准化处理采用了50 m的标准间隔进行标准化处理,以每次探空最高高度作为最大判别高度。最终得到不同标准层的气温、风速、风向、气压和相对湿度资料,用于研究分析。

本文利用NCEP的 $2.5^{\circ}\times2.5^{\circ}$ 的再分析资料,时间分辨率为每6 h一次。所用变量包括:位势高度场、温度场、相对湿度场和海平面气压场等。分析了海雾生成和持续期间的大气环流异常情况。

2.2 雾的定义和边界层顶高度的计算

根据气象学定义,利用能见度大小将雾区分为浓雾、大雾、雾和轻雾。水平能见度小于0.2 km,称为浓雾;水平能见度小于0.5 km,称为大雾;水平能

见度小于1 km,称为雾;水平能见度小于10 km,称为轻雾。

北极区域的海雾主要可以分为平流雾、辐射雾和蒸汽雾,平流雾是由于暖湿空气流经冷的洋面形成的海雾。辐射雾是由于冰雪面的辐射冷却作用使空气达到饱和而形成的。蒸汽雾的形成条件是暖湿洋面上的水分蒸发遇到较冷的空气凝结形成的^[8]。

本文采用两种方法判定边界层顶高度(PBL Height):(1)认为逆温层底高度即为边界层高度,用 H_b ^[13]来表示;(2)温度梯度最大时的高度定为边界层高度,一般出现在逆温层的中间高度,用 h ^[14]表示。

3 结果分析

3.1 环北极考察能见度和海雾统计特征

第8次北极科学考察是我国首次环北极科学考察,在海上航行共计80 d。途经东海-日本海-鄂霍茨克海-白令海-楚科奇海-北极中央航道-北欧海-北极西北航道-楚科奇海-白令海-鄂霍茨克海-日本海-东海。本次考察取得了我国船舶首次穿越北极中央航道、在北冰洋高纬度密集浮冰区航行、在北冰洋公海区进行多要素科学考察和首次试航北极西北航道等重大成果。为“冰上丝绸之路”的建设积累了珍贵的航行经验。

从图1中可以看出,中国第八次北极考察期间,在日本海、鄂霍茨克海、西北太平洋、白令海、楚科奇海、北极中央航道、格陵兰海、戴维斯海峡和波弗特海等大部分航行海域都出现了小于10 km低能见度。北半球的夏季,副热带高压脊线北抬,高压后部的偏南气流为西北太平洋洋面上源源不断的输送着来自低纬地区的暖湿空气。当我国东部沿海生成的温带气旋东移至海面之后,容易爆发式增长,受副热带高压后部偏南气流的引导,温带气旋向东北方向移动。气旋前部的偏南暖湿气流容易在东海、日本海和鄂霍茨克海、白令海等海域凝结形成海雾。而当这股暖湿气流被大气环流裹挟着继续北上,和来自北大西洋的暖湿气流一起流经北极寒冷的洋面上之后,容易在北极地区形成海雾。

在北极地区,海雾和降水均能造成低能见度。北极地区的降水主要是暖锋云系产生的,与人工气

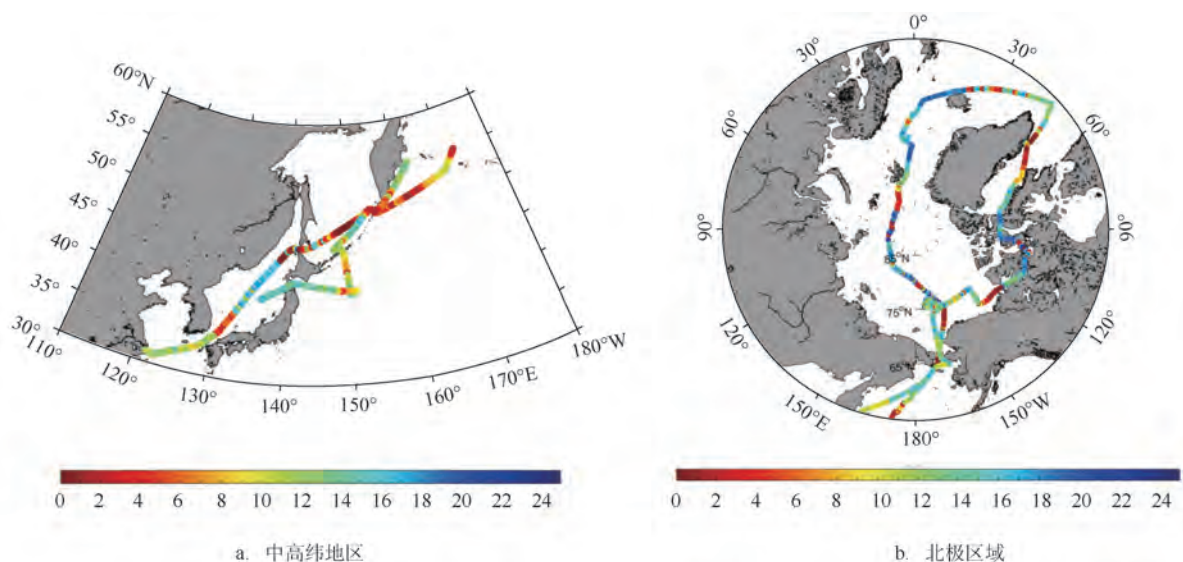


图1 中国第8次北极考察航线能见度示意图(单位:km)

表1 考察期间自动气象站海雾统计表(总计80 d, 1 920 h)

	浓雾	大雾	雾	轻雾	共计
日数/d	3	10	16	37	66
日数占比/%	3.8	12.5	20.0	46.3	82.5
时数/个	4	44	70	493	611
时数占比/%	0.2	2.3	3.6	25.7	31.8

表2 考察期间人工观测海雾统计表(总计80 d, 240时次)

	浓雾	大雾	雾	轻雾	共计
日数/天	1	2	10	31	44
日数占比/%	1.3	2.5	12.5	38.8	55
时数/个	1	2	12	73	88
时数占比/%	0.4	0.8	5.0	30.4	36.3

象观测数据对比发现,暖锋云系产生的降水一般都伴随着海雾。因此,可以利用自动气象站逐时能见度数据对航线上海雾情况进行简化统计(见表1)。当一天中出现1个及以上低能见度记录时,根据雾的区分标准将该日计为一个“浓雾日”、“大雾日”、“雾日”或者“轻雾日”(以12时作为日界)。采用自动气象站能见度数据统计雾日存在多计数的情况。利用人工气象观测的天气现象和能见度数据对海雾进行了统计(见表2)。人工观测能够准确的剔除降水造成低能见度的情况,但是由于观测间隔时间过长,存在少计数的情况。

根据统计发现在第八次北极科学考察期间,自

动气象站和人工观测得到的总雾日分别为66 d和44 d,在考察总日数中占比分别为82.5%和55%。自动气象站1 920个逐时能见度观测记录中,有31.8%的记录能见度低于10 km;在人工气象观测的240个时次中,有36.3%的时次出现了海雾。根据自动气象站数据,浓雾日和大雾日分别为3 d和10 d,当能见度低于0.5 km时,就会对船舶航行造成很大的困难。从以上统计结果可以看出,海雾是整个环北极科学考察中主要的灾害天气现象之一。

3.2 北极浮冰区海雾特征分析

3.2.1 气象要素特征

2017年8月1—12日期间,雪龙船从72.0°N的北冰洋海域一直向西北方向进行,在12日23:00时到达了85.4°N。在8月2日00:00时航线上首先出现了浮冰。从3日00:00时开始,船舶便进入了海冰密集度大于7成的密集浮冰区。受大气环流场和海冰、海水复杂下垫面的影响,在此期间海雾频发,如图2所示。

北极区域的海雾主要可以分为平流雾、辐射雾和蒸汽雾。平流冷却雾持续时间长,比较容易判别。但是辐射雾和蒸汽雾存在持续时间短、局地性显著等特点,很难被监测。在此期间,通过加密人工海雾观测实验获取了平流雾、辐射雾和蒸汽雾的资料。

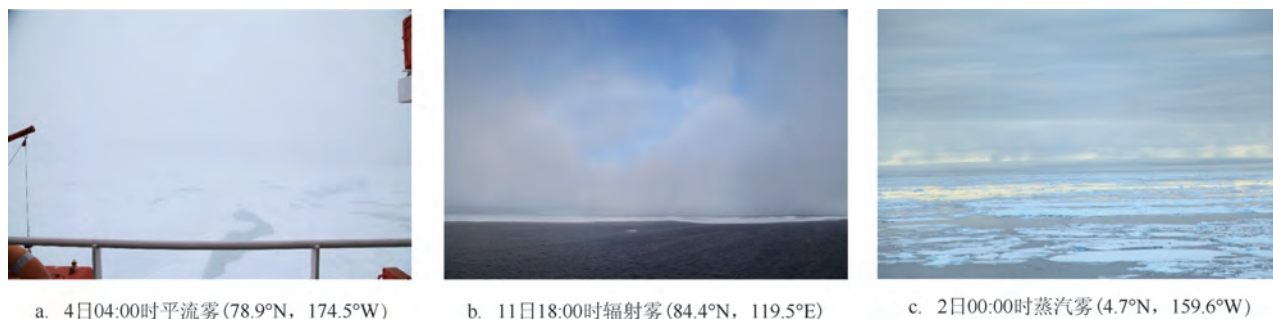


图2 2017年8月海雾现场照片

海雾加密观测期间一共发生了10次海雾过程(见表3),发生的起始时间和地理位置如图3所示。其中平流雾4次、辐射雾5次以及蒸汽雾1次。平流雾导致的低能见度持续时间长,最长可达24 h以上。其中3次持续时间长的平流雾过程均由气旋前部的偏南暖湿气流在流经冷的洋面或海冰表面冷却凝结形成的。辐射雾是密集浮冰区(海冰密集度大于7成)较为常见的海雾类型,主要发生在气旋暖锋云系大范围强降水过后的晴空区或者高压区,此时天空云量较少(见图2),大量的太阳短波辐射可直接到达冰雪面是其发生的主要成因。相比平流雾和辐射雾,蒸汽雾出现的频率较低,在海冰密集度较低(小于4成)的北极海域,较大的气海温差导致水汽由海面进入大气之后冷却凝结形成蒸汽雾。

本文分析了海雾加密观测实验期间的气象要素的时间序列(见图4)。从图4 a可知,风向是平流

雾生消的重要指标。持续的西南、偏南、东南风容易生成平流雾并有利于其维持。一旦风向出现偏北分量,即西北风或者偏北风,平流雾很快就会消散。曲绍厚等^[15]根据现场近地层大气的梯度观测值表明,北冰洋大气向海洋输送的动量通量与平均风速呈明显的正相关,风速增强时海雾易于消散或升高为低云。解思梅等^[8]指出北冰洋平流雾的生成需要风速小于6~8 m/s,这与8月1日00:00时的开阔海域的平流雾过程相吻合:在8月1日22:00时风向为西北风(339°)7.9 m/s,海雾维持,能见度为2.3 km。在1日23:00时风速增大,为西北风(342°)10 m/s,海雾随即消散,能见度上升为12.2 km。但在海冰密集度超过8成的密集浮冰区,4日和7日受气旋前部影响,偏南的暖湿气流带来充足的水汽,在10~13 m/s的西南风影响下海雾还在不断的生成和发展,甚至出现了能见度小于100 m的浓雾。可见在密集浮冰

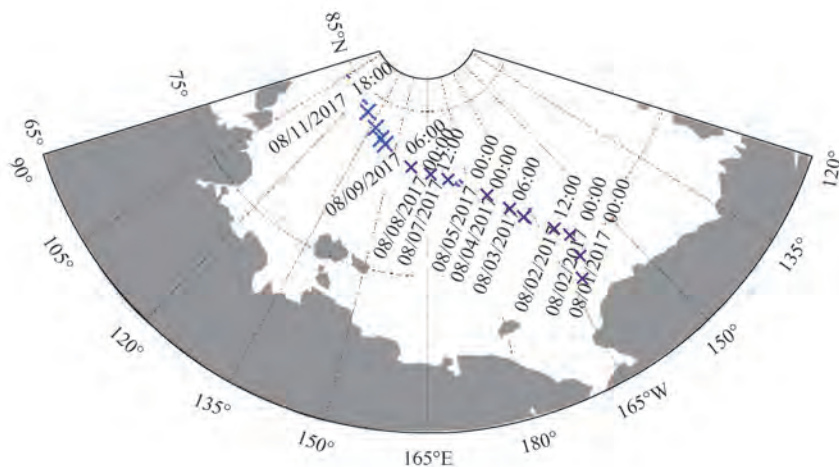


图3 探空观测的站点分布图
(时间表示海雾发生的起始时间)

表3 8月1—12日海雾出现的情况表

序号	起始时间	持续时间/h	天气过程	SLP/hPa	海雾类型	能见度/km	风向/°	风速/(m/s)	海冰密集度/成
1	20170801-00	22	气旋前部	995~1 004	平流雾	0.5~5	130~339	1~8	0
2	20170802-00	1	高压脊前部	998	蒸汽雾	16局地8	310	7	4
3	20170802-12	3	均压场	1 006~1 007	平流雾	0.5~4	220~260	0~3	4
4	20170803-06	1	弱高压北部	1 011	辐射雾	15局地1	255	3	7
5	20170804-00	24	气旋前部	1 001~1 009	平流雾	0.1~10	160~80	3~10	8
6	20170805-06	1	气旋暖锋云系过后	1 000~1 001	辐射雾	20局地1	28	6	9
7	20170807-12	1	气旋暖锋云系过后	1 000	辐射雾	15局地1	298	8	7
8	20170807-18	10	气旋前部	993~997	平流雾	2~10	240~260	10~13	8
9	20170809-06	1	气旋暖锋云系过后	999	辐射雾	14局地1	318	12	7
10	20170811-18	1	高压中心	1 017	辐射雾	15局地1	285	13	9

区作为热的不良导体,海冰阻隔减小了海-气之间的热量和动量交换,即使在大风的情况下,也不会造成大气底层的湍流输送增强而致使海雾抬升或者消散。因此,在密集浮冰区,风速与平流雾的生消相关性不高,主要还是取决于造成水汽饱和凝结的物理机制。

从图4b可以看出在8月5日13:00时—6日02:00时期间,受强气旋冷锋云系过境影响,出现了持续的西北风11~13 m/s,在5日22:00时—6日04:00时温度露点差为0.9~2.5℃,水汽处于不饱和状态。在其他观测实验期间温度露点差均在0~0.5℃之间(见图4b),水汽处于饱和状态或近饱和状态,为观测实验期间10次海雾过程的发生和维持创造了有利条件。

在8月2日00:00时船舶位于74.7°N,159.5°W(见图3),从图4b可知,8月2日00:00时气温降低到了0℃,随着船舶向西北方向行进,气温一直维持在了0℃以下。表层海温在8月2日13:00时降低到了0℃,由于传感器冻结,航线上表层水温出现了大范围的缺测区域,从获得的有效数据来看,在8月2日13:00时—12日23:00时,水温大多分布在-0.6~-1.2℃之间。8月2日00:00时气海温差创出了一个极大值-1.9℃,此时海冰密集度为4成,生成了蒸汽雾。在2日06:00时,气海温差回升至-1.0℃,随着气海温差的减小,蒸汽雾逐渐消散。在3日00:00时以后,船舶进入密集浮冰区,蒸汽雾未有再次出现。观测期间从8月1日15:00时开始,气海温差大多保持在-3.3~0.2℃之间。

3.2.2 边界层特征

利用加密的探空数据本文分析了各海雾持续时间的PBL高度,从平流雾、辐射雾和蒸汽雾影响期间,平均Hb和h分别为:361 m和850 m、150 m和275 m、150 m和200 m。北极地区常常存在多层逆温结构,尤其当存在接地逆温或者较底层逆温时,Hb确定的边界层高度偏低,一般采用h来确定边界层高度^[9]。可见,在北极浮冰区,平流雾影响期间边界层高度最高,可达850 m。辐射雾和蒸汽雾影响期间边界层高度较低,分别为275 m和200 m。从图5a中还可以发现:出现平流雾时,密集浮冰区(8月4日00:00时—8月8日06:00时)的边界层高度明显高于开阔海域(8月1日00:00时、06:00时、12:00时)。

图6是海雾加密观测实验期间探空的廓线图。从温度廓线图可以看出,浮冰区(见图6b—d)边界层的气温明显低于开阔海域(见图6a),这是由于冰雪面的强辐射冷却作用使得在其之上形成了一个冷空气穹丘^[16]。不同区域海冰密集度的差异导致海-气界面热量交换作用不同,大气水汽等成分含量变化导致大气吸收的太阳辐射和冰雪面反射辐射存在差异,以及平流输送等因素均可以影响局地冷空气穹丘的范围、强度和冷中心高度。变幻不一的冷空气穹丘使得浮冰区边界层内一般存在多层逆温和气温随海拔高度升高而降低的层结不稳定区域。

平流雾(见图6a、b)影响期间,边界层上部均存在一个有利于海雾的长时间维持的逆温稳定层结。从相对湿度廓线可以看出,在开阔海域(见图6a),整

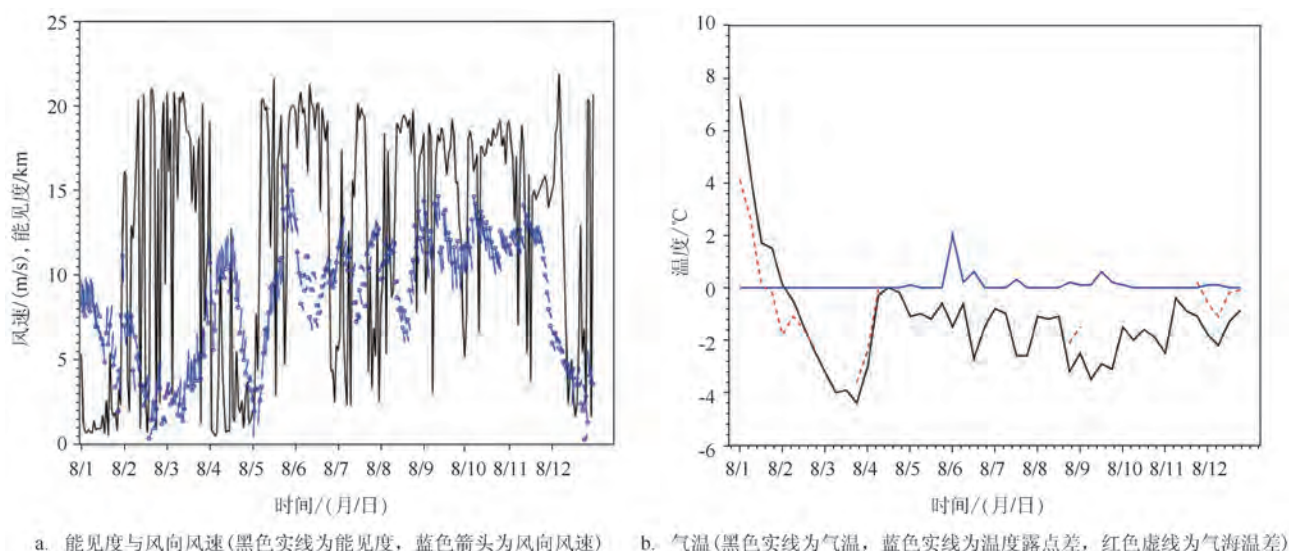


图4 2017年8月1—12日气象要素时序图

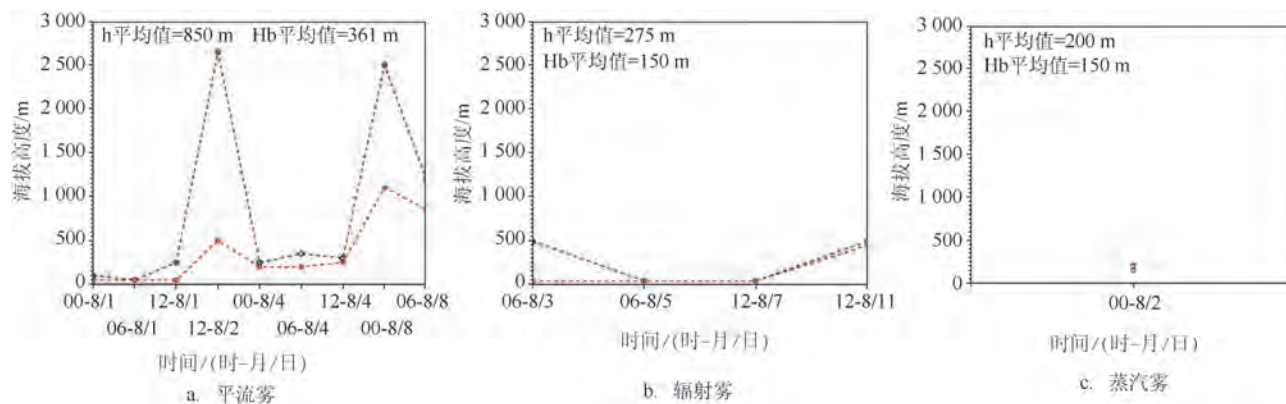


图5 不同类型海雾期间边界层高度

个边界层大气均处于饱和状态,海雾产生的低能见度随高度变化不大;在密集浮冰区(见图6b),边界层底层存在一个很强的逆湿层,说明贴近冰雪面海雾较弱,随着高度升高快速增强。这是由于海冰隔绝海—气界面水汽输送,边界层的水汽主要来自平流输送。边界层下部的不稳定层结和风速切变激发的对流不稳定,使得空气抬升凝结,进一步加强和维持了边界层中上部的海雾。

辐射雾(见图6c)发生在密集浮冰区(海冰密集度在7成以上),大块浮冰强辐射冷却作用产生了一个很强的贴地逆温层(温度递减率达 $77.15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$)。当云量很少,大量的太阳辐射直接到达冰雪面之后

被反射回大气,在较大块浮冰之上,冰雪面的反照率可达到 $60\%\sim 80\%$ 以上^[17]。当大气因水汽平流输送达到近饱和状态时,可以吸收大量的冰雪面反射辐射而升温,从而形成不稳定层结使得暖湿空气抬升凝结形成辐射雾。从相对湿度廓线可以看出,辐射雾的高度和不稳定层结的高度相当。

蒸汽雾(见图6d)期间由于海冰密集度较低,活跃的海气热量交换导致边界层底层暖湿空气相对充沛,激发的对流不稳定生成了蒸汽雾。较低的不稳定层结决定了蒸汽雾的高度较低。同时边界层底层风速均小于 8 m/s ,使得大气向海面的湍流输送较弱,是蒸汽雾产生的必要条件。

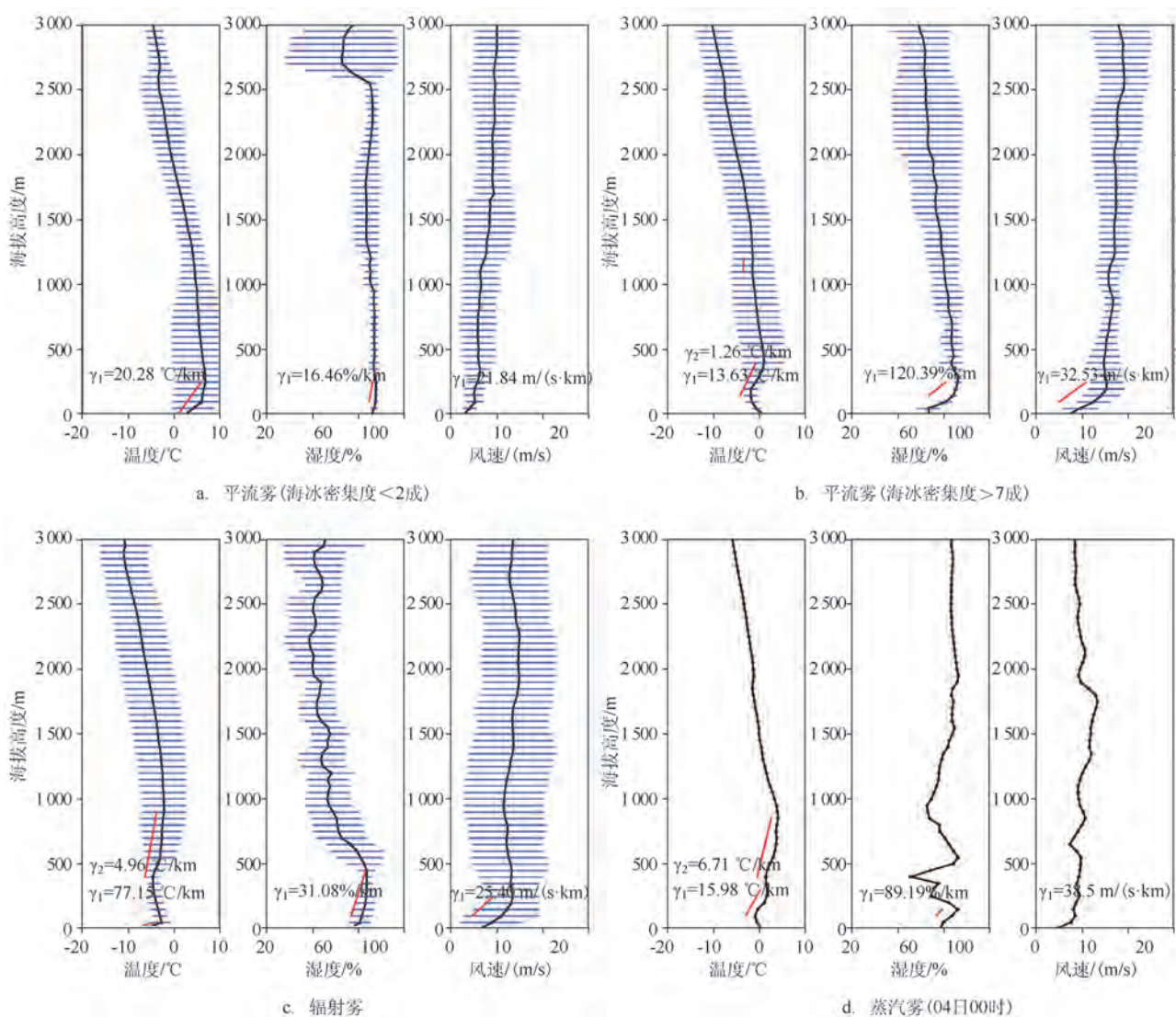


图6 不同类型海雾影响期间的平均探空温度、相对湿度、和风速廓线(红线为线性拟合线,蓝色短横线为标准差)

3.2.3 大气环流场特征

以上通过实测资料发现了每种海雾发生时天气背景条件的共性和特点,接下来利用NCEP再分析资料对海雾的具体环流形势进行了分析。由于海雾加密观测实验期间船舶一直处于航行过程中,每种海雾发生时的平均环流特征时无法有效明确船舶的具体位置,也就无法表征海雾发生时的环流特征。通过前文实测资料讨论和对每次海雾发生的环流特征分析后发现,各类型海雾的环流特征具有相似性。因而从中选取了平流雾(8月4日00:00时)、辐射雾(8月9日06:00时)和蒸汽雾(8月2日00:00时)的典型个例,分析了各类海雾生成时刻的

环流形势特征,采用海雾发生前24 h的500 hPa高空场来分析海雾发生之前的高空环流形势,以期望用于北极浮冰区海雾的业务预报。

平流雾影响时船舶分别处于强气旋前部(见图7a),此次平流雾持续影响船舶航行海域达22 h,能见度最低至100 m。海雾生成前24 h 500 hPa高度场(见图7d)可以看出,在北极点附近存在一个冷涡,冷涡中心距离环北冰洋大陆高压区距离较远,导致冷涡移动速度较慢。冷涡中心区的强冷却下沉运动容易造成冷涡在局地不断发展。船舶所在海域位于该冷涡的槽前,暖平流发展强盛,有利于地面气旋的不断发展加强,气旋前部的偏南暖湿气

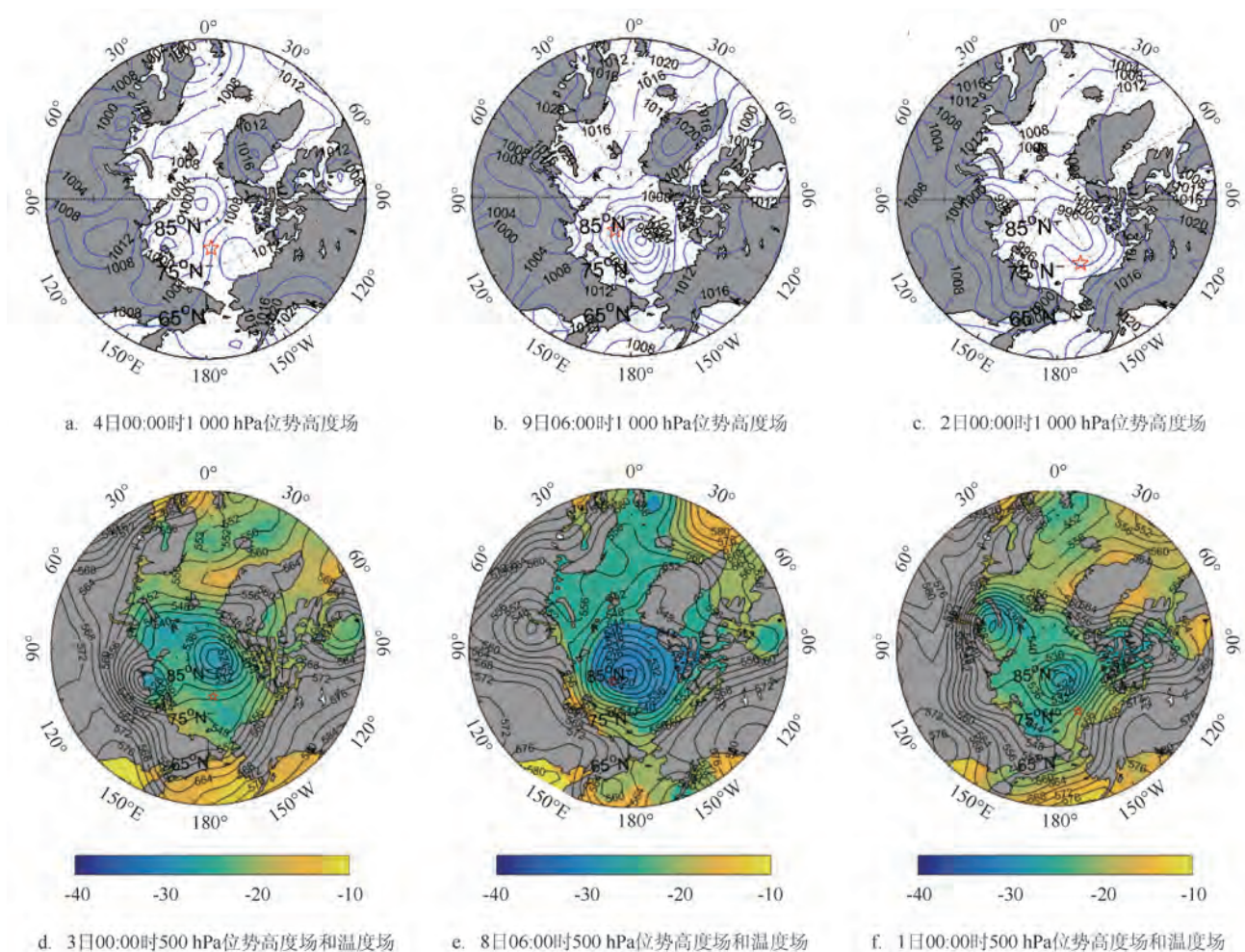


图7 NCEP再分析资料2017年8月位势高度场(单位:hPa)和温度场(单位:℃,红星为船位)

流被输送至北部船舶所在海域,容易冷却凝结生成海雾。从4日00:00时的1 000 hPa和850 hPa的流场图可以看出,流场上游温度梯度不大,但均存在一个相对湿度中心(见图8 a、b),这样的中低层配置为海雾的发生和长时间维持提供充足的水汽来源。

辐射雾影响时船舶处于气旋暖锋云系大范围强降水过后的晴空区(见图7 b)。海雾生成前24 h(见图7 e),在东西伯利亚海以北的北冰洋500 hPa高空有一个很强的极地冷涡,在其南部的西伯利亚大陆上存在一个高压系统,强烈的高空辐合辐散有利于冷涡快速发展移动。观测海域位于该冷涡的槽线上,强的高空冷平流将使得高空冷气团的下沉运动不断发展,导致云量减少,天气转晴,太阳辐射可以直接到达冰雪面。在1 000 hPa的流场上游温度梯度不大,存在一个湿度中心,850 hPa的上游温

度和湿度梯度都不大(见图8 c、d),导致海雾无法大面积发生并长时间持续。

蒸汽雾发生时船舶处于弱高压脊前部(见图7 c)。海雾生成前24 h(见图7 f),观测海域500 hPa高空高度场较为平直,冷暖平流不活跃。导致地面天气系统发展不活跃。在1 000 hPa流场上游温度梯度不大,存在一个湿度中心(见图8 e)。850 hPa流场的上游温度梯度较大,存在一个干的冷中心(见图8 f),所以蒸汽雾只能出现在底层大气中。

4 结论与展望

通过本文分析,对北极浮冰区海雾的生成、维持的大气环流特征和边界层特征有了进一步的认识,将有助于提高北极海雾的预报水平和模式中边

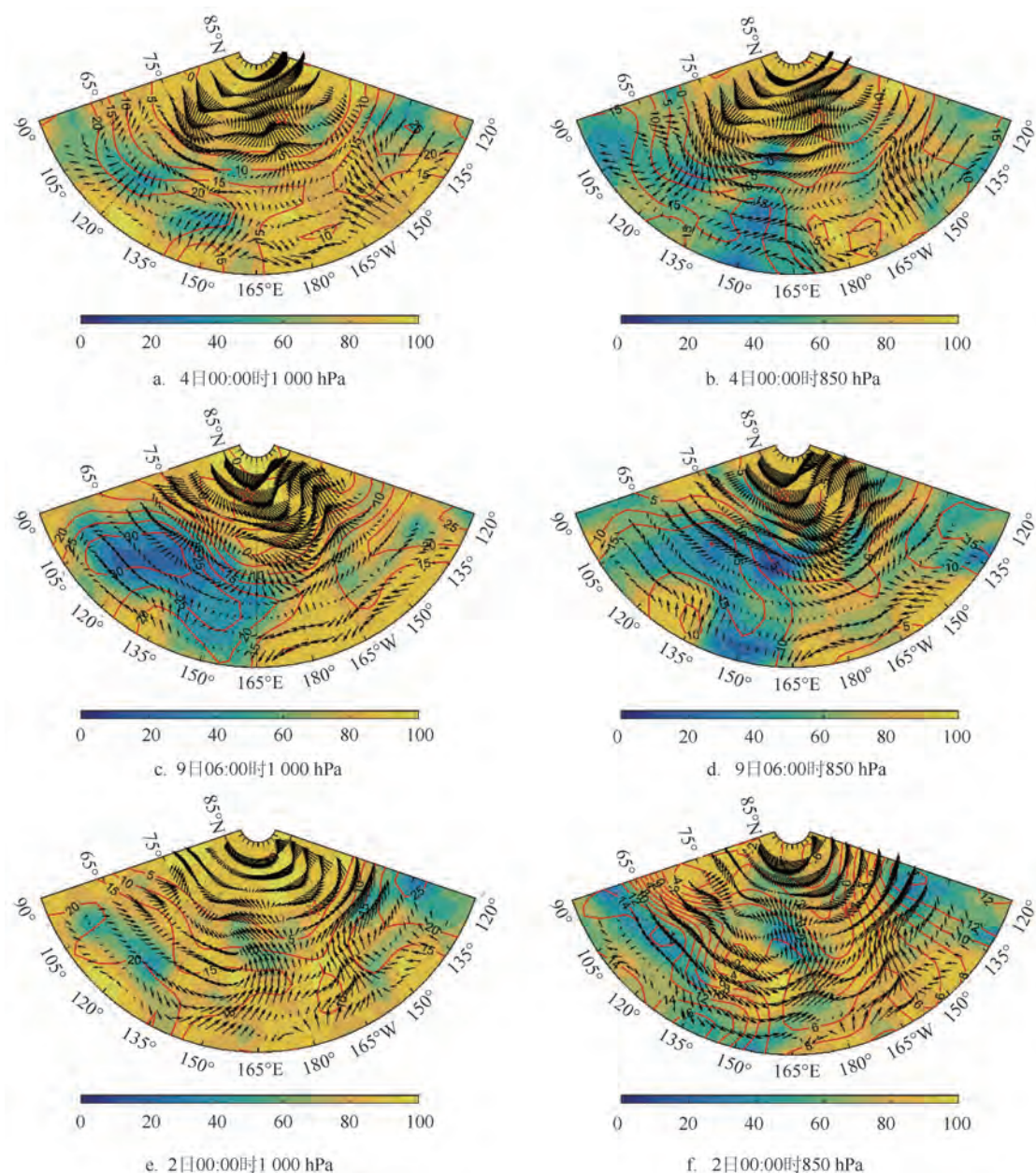


图8 2017年8月不同时刻NCEP再分析资料1 000 hPa和850 hPa的流场、温度场(单位:℃)和相对湿度场(单位:%,红星为船位,红线为温度,填色图为湿度场)

界面参数化方案的改进。主要结果如下:

(1)海雾是中国第八次北极科学考察中主要的灾害天气现象之一,自动气象站和人工观测的总雾日分别为66 d和44 d,分别占考察总日数的82.5%和55%。在北冰洋浮冰区,冰雪面的强辐射冷却作用使得在其之上存在一个冷空气穹丘,使得大气易于达到饱和,为北冰洋海雾多发创造了有利条件,

辐射雾多发于密集浮冰区,而蒸汽雾多发于海冰密集度较低的浮冰区;

(2)边界层底层的风向是平流雾生消的重要指标,风速对于开阔海域的平流雾影响较为显著,但对于密集浮冰区的平流雾则影响较小。辐射雾与边界层底层的风相关性较低。较小的风速是蒸汽雾发生的必要条件;

(3)观测实验期间,密集浮冰区平流雾、辐射雾和蒸汽雾的平均Hb和h分别为:361 m和850 m、150 m和275 m、150 m和200 m。同时,可以发现密集浮冰区平流雾影响时的边界层高度明显高于开阔海域平流雾的边界层高度;

(4)开阔海域的平流雾产生的低能见度垂直变化不大,而密集浮冰区之上的平流雾在贴近冰雪面的大气底层较弱,随着高度升高快速增强。边界层内逆温层结的存在有利于平流雾的长时间维持。在密集浮冰区,大量的冰雪面反射辐射加热了贴地逆温层之上的大气,从而产生的不稳定层结是辐射雾生成的主要成因。浮冰区较强的气海温差激发的不稳定层结是蒸汽雾形成主要原因,而不稳定层结区域较小的风速则是其维持的必要条件;

(5)通过有代表性的个例研究发现,平流雾、辐射雾和蒸汽雾发生前24 h的500 hPa环流场特征存在明显差异,这也为3种海雾的准确预报提供了理论依据。在极地冷涡槽前暖平流发展强盛,有利于平流雾的生成。在极地冷涡的槽后,较强的高空冷平流产生了强烈的高空冷气团下沉运动,产生晴空区,此时太阳辐射可以直接到达冰雪面,容易发生辐射雾。当500 hPa高度场较为平直、冷暖平流不活跃,地面天气系统发展较弱时容易发生蒸汽雾。

致谢:中国第8次北极考察队全体队员的帮助和支持,一并表示衷心感谢。

参考文献:

- [1] 周发琇. 第一讲 海雾及其分类[J]. 海洋预报, 1988, 5(1): 78-84.
- [2] 赵永平, 陈永利, 王丕诒. 黄、东海海雾过程及其大气和海洋环境背景场的分析[J]. 海洋科学集刊, 1997(1): 69-78.
- [3] 傅刚, 李鹏远, 张苏平, 等. 中国海雾研究简要回顾[J]. 气象科技进展, 2016, 6(2): 20-28.
- [4] 张苏平, 龙景超, 尹跃进, 等. 我国东部沿海一次局地海雾抬升成云过程分析[J]. 中国海洋大学学报, 2014, 44(2): 1-10.
- [5] 卢峰本, 黄滢, 覃庆第. 北部湾海雾气候特征分析及预报[J]. 海洋预报, 2006, 23(S1): 68-72.
- [6] 高山红, 王永明, 傅刚. 一次黄海海雾的集合预报试验[J]. 中国海洋大学学报, 2014, 44(12): 1-11.
- [7] 吴晓京, 李三妹, 廖蜜, 等. 基于20年卫星遥感资料的黄海、渤海海雾分布季节特征分析[J]. 海洋学报, 2015, 37(1): 63-72.
- [8] 解思梅, 薛振和, 曲绍厚, 等. 北冰洋夏季的海雾[J]. 海洋学报, 2011, 23(6): 40-50.
- [9] 陈志昆, 李志强, 丁明虎. 北极夏季大气垂直结构与空间分布特征[J]. 海洋学报, 2015, 37(11): 68-78.
- [10] Sterk H A M, Steeneveld G J, Vihma T, et al. Clear-sky stable boundary layers with low winds over snow-covered surfaces. Part 1: WRF model evaluation[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2015, 141(691): 2165-2184.
- [11] Sterk H A M, Steeneveld G J, Bosveld F C, et al. Clear-sky stable boundary layers with low winds over snow-covered surfaces. Part 2: Process sensitivity[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2016, 142(695): 821-835.
- [12] WMO. Definition of the tropopause[J]. WMO Bull, 1957, 6: 136.
- [13] Wyngaard J C, LeMone M A. Behavior of the refractive index structure parameter in the entraining convective boundary layer [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1980, 37(7): 1573-1585.
- [14] Sullivan P P, Moeng C H, Stevens B, et al. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1998, 55(19): 3042-3064.
- [15] 曲绍厚, 胡非. 北冰洋海域极昼期间海-冰-气间湍流通量交换特征[J]. 自然科学进展, 2000, 10(9): 836-841.
- [16] Komatsu K K, Alexeev V A, Repina I A, et al. Poleward upgliding Siberian atmospheric rivers over sea ice heat up Arctic upper air [J]. Scientific Reports, 2018, 8(1): 2872.
- [17] 解思梅, 姜德中, 邹斌, 等. 海冰在海气交换中的作用及其与海雾的关系[J]. 极地研究, 2002, 14(1): 44-56.

Sea fog characteristics over the Arctic pack ice in summer 2017

CHEN Zhi-kun^{1,2}, WEI Li-xin², LI Zhi-qiang², LIU Kai², DING Ming-hu¹

(1. Chinese academy of meteorological sciences, Beijing 100081 China; 2. National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081 China)

Abstract: GPS radiosonde data and NCEP reanalysis data observed over the Arctic pack ice during the 8th Arctic Expedition in summer 2017 are used to characterize the sea fog and its source mechanisms. It is found that the atmosphere tends to saturate due to the cold air dome over the pack ice, which is favorable for the formation of sea fog. The formation and dissipation mechanism among advection fog, radiation fog and steam fog are different, so does the meteorological condition of the boundary layer when they occur. Three types of sea fog corresponded to different synoptic conditions at 500 hPa, which could be used to enhance the ability of sea fog forecasting.

Key words: Arctic pack ice; sea fog; GPS radiosonde; boundary layer