论 文

北冰洋中心区夏季大气边界层结构特征及其与海冰范围变化的关系

卞林根^{①②*}, 丁明虎^①, 林祥^①, 逯昌贵^①, 高志球^{②†}^① 中国气象科学研究院, 北京 100081;^② 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

* 通讯作者, E-mail: blg@cma.cma.gov.cn

† 通讯作者, E-mail: zgao@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2015-07-29; 接受日期: 2015-10-29; 网络版发表日期: 2016-03-25

国家海洋局北极专项极地资源环境调查与评估计划项目(2016~2020)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB953900)资助

摘要 利用中国第 4~6 次北极考察获得的北冰洋中心区(80°~88°N)GPS 探空资料和 NCEP 再分析资料, 分析了大气垂直结构、边界层参数的变化特征及其与海冰和温度变化的关系. 结果表明, 2010、2012 和 2014 年夏季北冰洋中心区的对流层顶、边界层高度、逆温强度及风速和风向的垂直结构均存在明显差异. 通过分析 1979~2014 年 9 月温度与海冰范围变化的关系, 解释了其差异的原因. 2012 年 9 月北极海冰范围最小, 减少了 44%, 具有明显的增温过程. 2010 年和 2014 年海冰分别减少了 22.6% 和 17%, 出现的是降温过程. 对比 2 种过程反映出海冰变化对大气边界层结构有重要影响. 近 30 年北冰洋中心区(80°~90°N)1000 和 850hPa 的温度变化呈显著的升温趋势, 并与海冰范围呈显著的负相关. 表明北极海冰的持续减少, 会使地表至对流层中层持续增温.

关键词 北冰洋中心区, 大气边界层, 北极海冰范围变化, 大气增温

1 引言

北极海冰面积和厚度持续减少对全球气候变化的影响机制是国内外研究的关键问题. 目前多数气候模式对北极地区海冰变化趋势模拟的误差都较大(IPCC, 2007). 美国 1998 年在北极开展了海/冰/气能量平衡的观测试验 SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) 计划 (Uttal 等, 2002). 欧盟在北极组织实

施了国际极地年合作计划 (Vihma 等, 2008). 由于北冰洋没有固定气象观测站, 大气垂直探测资料是空白区. 有关对流层结构变化及其趋势的研究工作 (Hoinka, 1998; Randel 等, 2007; Zangl 和 Hoinka, 2001; Seidel 和 Randel, 2006) 主要是利用 NCEP (National Centre for Environmental Prediction) 和 ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 再分析资料, 但难以与观测资料对比验证, 尤其是在北冰洋中心区

中文引用格式: 卞林根, 丁明虎, 林祥, 逯昌贵, 高志球. 2016. 北冰洋中心区夏季大气边界层结构特征及其与海冰范围变化的关系. 中国科学: 地球科学, 46: 555~562, doi: 10.1360/N072015-00201
英文引用格式: Bian L G, Ding M H, Lin X, Lu C G, Gao Z Q. 2016. Structure of summer atmospheric boundary layer in the center of Arctic Ocean and its relation with sea ice extent change. Science China Earth Sciences, 59: 1057~1065, doi: 10.1007/s11430-015-5238-8

探空资料极其稀少. 最近的研究指出, 北极海冰减少, 加强了北极大气边界层中海/冰/气相互作用, 特别是秋季-初冬季海/气热通量的增加和边界层稳定度的下降(Vihma, 2008). 1999年以来中国实施了6次北冰洋科学考察. 考察期间, 开展了对大气垂直结构探测和海/冰/气相互作用的观测试验使我们对北极浮冰区不同海冰密集度的大气边界层特征有了初步认识(陈立奇, 2003; 张占海, 2004). 研究指出北极海冰区的大气逆温层能有效地阻碍大气与冰面之间的热量及物质交换(Qu等, 2002; Zou等, 2001)北冰洋大气边界层可分为稳定型、不稳定型和多层结构等类型, 并发现来自高空较强的暖湿气流与冰面近地层冷空气强烈相互作用会形成强风切变和逆温、逆湿过程, 从而导致北冰洋高纬度地区的大块海冰破裂(Bian等, 2007). 随着北极海冰的持续减少, 2008年夏季中国第3次北极考察队到达北冰洋85°N海域(张海生, 2009), 第4次北极科学考察队(余兴光, 2011)到达北极点附近(88.41°N), 2012年第5次和2014年第6次北极科学考察队都到达了80°N以北冰区(马德义, 2013; 潘根弟, 2015), 使我们得以在北冰洋中心区冰站获取了GPS探空资料, 为研究北冰洋高纬度的对流层和边界层结构提供了重要基础. Ma等(2011)和Bian等(2011)分析了对流层和边界层逆温强度的变化特征, 对北冰洋大气层边界层高度的变化特征提出了新认识. 本文利用中国第4~6次北极考察队获得的北极探空资料, 对比分析北极夏季海冰面积变化对大气边界层结构的影响, 为研究北极海冰变化对大气环流的影响机理提供观测事实.

2 观测资料与方法

2.1 观测资料

中国于2010、2012和2014年夏季分别开展了第4~6次北极科学考察. 在考察船到达北冰洋最北海区后, 分别在(88.41°N, 177.07°W)、(81.7°N, 112.9°W)和(80.56°N, 157.38°W), 设立长期冰站开展了综合科学考察. 在2010年8月10~24日考察期间进行了35次探GPS探空观测, 2012年8月27日至9月4日考察期间进行了23次GPS探空观测, 2014年8月19~26日考察期间开展了21次探空观测. 探测要素是温度、风向和风速随高度的分布. 温度测量范围为-80~40℃, 分辨率

0.1℃, 响应时间小于2s; 风向和风速测量范围分别为0~100m s⁻¹和0°~360°, 分辨率为0.1m s⁻¹和1°, 响应时间均为1s. 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(中国气象局气象探测中心, 2003). 获得的探测资料为不同天气过程下的大气对流层垂直结构. 探测的最大高度2010年为15km, 2012年16.2km, 2014年为21.35km. 在这3次考察中, 探测时间都是在北极海冰融化的盛期(8月中旬至9月初), 探测区域在北冰洋中心区(80°~88°N).

2.2 对流层顶和边界层高度的确定方法

对流层顶是大气垂直结构的重要参数之一. 采用世界气象组织(World Meteorological Organization, WMO, 1957)热力学对流层顶的定义确定对流层顶. 当温度递减率减小为2K km⁻¹或更小时的最低高度, 且在这一高度以上至少2km内的平均温度递减率不超过2K km⁻¹, 称之为递减率对流层顶(Lapse-Rate Tropopause, LRT)(Seidel等, 2001). 利用最低温度也能够确定对流层顶的高度, 是热力学对流层顶的另一种判别方法, 称之为冷点对流层顶(Cold-Point Tropopause, CPT)(Seidel等, 2001), 因此, 从探空温度曲线容易确定CPT的位置高度.

有两种方法能够确定边界层高度. 一是将逆温层底的高度定为边界层高度(Wyngaard和Lemone, 1980), 用 H_b 表示. 二是用温度梯度的最大高度, 对应于逆温层的中间高度(Sullivan等, 1998)定为边界层高度, 用 h 表示. 由于北冰洋雪冰下垫面的强烈辐射冷却作用, 形成接地逆温, 若直接用第一种方法确定, 边界层高度就会在贴近地层, 因此选取最强逆温层的高度为边界层高度.

3 夏季对流层大气结构特征

探测资料经剔除个别异常值后, 处理成50m等间隔的资料, 然后计算各次考察的平均廓线. 图1给出2010年、2012年和2014年北冰洋中心区的温度、风速和风向的平均垂直廓线. 图1显示, 1~10km温度随高度降低, 2010、2012和2014年温度垂直递减率分别为5.2、5.56和4.75℃ km⁻¹, 其中以2012年夏季的温度垂直递减率为最大. 这3年的递减率比2008年第3次北极考察在79°~85.5°N, 144°~170°W的分析结果(Ma

图1 北冰洋中心区 2010 年 8 月 10 日至 8 月 24 日、2012 年 8 月 27 日至 9 月 4 日和 2014 年 8 月 19 至 26 日平均温度(T)、风速(WS)和风向(WD)垂直廓线

等, 2011)明显偏低. LRT高度相差不大, 分别为9.8、9.0和9.7km, CPT高度和对应温度分别为10.5km和53.95°C, 9.35km和54.2°C, 10.4km和48.35°C. 由此可见, 2012年的LRT和CPT均比2010和2014年降低. 对流层顶以上1~2km为对流层顶逆温层(Tropopause Inversion Layer, TIL), 温度随高度明显增加, 增温率约为 $2.0^{\circ}\text{C km}^{-1}$. 其逆温层的存在, 使得对流层顶附近大气更加稳定, 多为大尺度的平流运动. 逆温层以上温度随高度变化很小, 近似等温层. 在1km以下, 2010年和2014年近地面边界层存在明显的逆温结构, 是由海冰辐射冷却效应所造成, 逆温层内平均温度递减率为 $1.3^{\circ}\text{C } 100\text{m}^{-1}$, 逆温层出现在100~500m, 强逆温会阻碍海-冰-气之间物质与能量的交换(Zou等,

2001). 2012年很少出现近地面逆温层, 可能与测站周围存在无冰海域和近地层气流较强的混合作用有关.

风速廓线(图1)显示, 近地层风速随高度均有迅速增加的过程, 2010年和2014年风速随高度增加基本是连续的, 2012年有所不同, 从0.8~4km之间出现了明显的混合区, 即风速随高度不变. 对流层顶中部出现的最大风速达到 11 m s^{-1} 以上; 称之为高空急流. 2010、2012和2014年急流层分别出现在5.3、9.3、8.1 km; 对应的最大风速分别为 11.7 、 13.74 和 16.7 m s^{-1} . 2012年急流层出现后, 风速随高度持续减小到15km左右, 没有出现混合层, 而2010年和2014年在对流层上层均出现了明显的混合层, 与等温层对应. 风向随高度变化显示(图1), 2010年和2014年在4km以下盛行

偏东南风, 5km以上为偏南风 and 偏东风. 2012年4km以下为南到西南风; 风向变化不稳定, 对流层顶以上高度转为西南到偏西风, 而且风向标准差较大. 北冰洋大气温度和风的垂直结构特征表明, 2012年与2010和2014年的温度递减率、对流层顶高度、风速和风向垂直结构均存在十分明显差异.

4 夏季边界层逆温和边界层高度

由于极区冰雪下垫面反射率高和辐射冷却效应, 容易形成边界层逆温和强稳定的天气. 图2给出了2010、2012和2014年观测期间3km以下温度垂直递减率的时间剖面. 近地层至3km之间存在不同强度、不

同厚度的逆温层, 并有多层结构的变化特征. 多层逆温结构与中低层冷暖空气的相互作用有关. 在中国1~3次北极考察中已发现北冰洋存在多层逆温结构的现象, 主要与测站周围不同海冰覆盖范围所产生的热力和动力作用有关(Zou等, 2001; Bian等, 2007). 图2显示, 2010年和2014年观测期间, 在1.0km高度以下逆温层频繁出现, 以2010年逆温最强, 逆温层高度也较高. 2012年近地层逆温层出现次数较少, 逆温层高度有所升高. 逆温层的存在及其变化特征直接影响海-冰-气之间的物质交换(陈立奇, 2003), 逆温层顶高度会影响大气污染物和气溶胶的输送高度, 也影响能量交换和动量参数的估计(Bridgman等, 1989).

为定量分析北冰洋中心浮冰区的边界层高度, 利用2010年32次、2012年17次和2014年18次探测资料, 采用两种方法确定了边界层高度. 从图3可以看出, 虽然 h_b 和 h 相关都非常显著, 但差异也较大. 2010年观测期间的 $h_{b\text{mean}}$ 和 h_{mean} 平均分别约为342和453m, 表明采用逆温层底高度定义的 h_b 比最大温度梯度高度定义的 h 低111m左右. 当边界层高度小于350m时, 两种定义结果比较接近. 当边界层高度大于350m时, 二者差别较大. 2012年观测期间的 $h_{b\text{mean}}$ 和 h_{mean} 平均分别为690和765m, 二者相差75m. 当边界层高度大于1.0km时, 2种高度比较接近. 反之, 当边界层高度小于500m时, 二者明显差异. 2014年观测期间的 $h_{b\text{mean}}$ 和 h_{mean} 平均分别约为482和584m, 二者相差102m. 当边界层高度小于400m时, 两种高度比较接近, 当边界层高度大于400m时, 两种高度相差较大. 由此可见, 2010年和2014年观测期间存在明显的接地逆温, 采用第一种定义确定边界层高度较好, 在逆温层较低时, 两种方法均可使用, 而2012年接地逆温以及较低层逆温很少出现, 导致第一种定义确定的 h_b 差异较大. 其结果说明2012年观测期间出现的几次强逆温在1.0km左右, 也显示2012年夏季边界层结构与2010和2014年有明显差异.

分析逆温强度与边界层高度的关系, 能够深入认识北极中心区的边界层过程及其影响. 图4给出边界层高度(h_b)与逆温强度的关系. 2010和2014年两者呈显著的对数关系, 相关系数分别为0.81和0.92, 表明逆温强度越强, 边界层高度越低. 2012年两者对数比较离散, 相关系数为0.56, 其结果进一步显示了

图2 北冰洋中心区 2010 年 8 月 10~24 日(a)、2012 年 8 月 27 日至 9 月 4 日(b)和 2014 年 8 月 19~26 日(c)观测期间 3km 以下温度垂直递减率时间剖面

图3 2010(a)、2012(b)和2014年(c)北冰洋中心区观测期间不同方法确定的边界层高度的相关

2012年与2010和2014年北极中心区边界层结构的差异.

图4 2010(a)、2012(b)和2014年(c)北冰洋中心区观测期间逆温强度与边界层高度(h_b)的关系

5 大气边界层结构对北极海冰变化的相应

北极大气边界层结构除了受大尺度天气过程的影响外, 主要与海冰覆盖范围的变化有直接关系. 上述分析表明, 2012年夏季北冰洋中心区的大气边界层结构与2010和2014年有明显差异. 为了认识海冰范围变化对大气结构的影响过程, 利用1979~2014年9月北冰海冰范围和海冰面积资料(<http://nsidc.org/data/docs/noaa/>)、同期的地面和850hPa气象再分析资料(<http://www.cdc.noaa.gov>), 研究海冰减少及其对北冰洋中心区温度变化的影响. 大量的研究表明, 从20世纪80年代以来北极海冰最大和最小范围均呈显著的减小趋势. 海冰最大范围(2月)以3%/ (10a)的速率减少, 变化趋势相当平稳, 但与最小范围的减少速率有显著不同. 由图5可见, 在1979~2014年期间, 9月的

图5 1979-2014年9月北极海冰范围(蓝线)和海冰面积(红线)距平百分率(%)的时间序列

海冰范围以13.3%/(10a)速率在减少, 2001年以来减少速率明显大于前20年, 且变化速率的年际波动较大. 其中最显著的变化特点是, 在1979~2001年期间, 海

冰的减少趋势不明显, 减少速率为7%/(10a), 而在2002~2014年期间, 减少速率达到18%/(10a). 图5还显示, 9月海冰范围和海冰面积的变化趋势基本相似. 相对于1979~2001年期间9月的海冰平均范围, 2012年9月海冰范围减少最多, 达到43.6%, 2010年和2014海冰范围分别减少了22.6%和17%. 可见, 2012年9月海冰覆盖范围仅是2010年和2014年9月的70%左右.

为了分析2010、2012和2014年9月不同海冰范围所对应的大气场发生的变化, 图6给出北极地区(60°N以北)9月1000hPa地面温度距平和气压距平、850hPa温度距平和位势高度距平(等值线)图. 图中显示, 在海冰最少的2012年9月, 北极地区1000和850hPa温度场正距平范围明显大于2010年和2014年, 特别是北冰洋中心区温度升高的幅度较大, 达到2~4℃. 2014年9月海冰范围比2012年9月有明显的增加, 在北冰洋中心区850hPa上空出现了负距平区; 1000hPa温度

图6 北极地区 NCEP 再分析资料的 1000hPa 温度场距平和气压场距平、850hPa 温度场距平和位势高度场距平(等值线)图
色标表示温度, 单位为 K

正距平区比2012年有所减小, 局部出现负距平. 由此可知, 北极海冰范围的增减, 会使地表到850hPa上空的温度上升或下降.

为定量讨论两者的长期变化关系, 我们计算了1979~2014年9月1000和850hPa北冰洋中心区(80°~90°N)的逐年平均温度和距平. 由图7可见, 近30年来北冰洋中心区9月平均温度呈明显的上升趋势, 1000hPa温度变化速率为 $1.3^{\circ}\text{C}/(10\text{a})$, 850hPa温度变化速率为 $0.81^{\circ}\text{C}/(10\text{a})$. 2012年9月平均温度达到历史最高, 对应了北极海冰范围最小. 图8清楚地显示出与海冰与温度变化的显著负相关关系, 1000和850hPa 9月温度与同期海冰范围的相关系数分布为0.83和0.74, 都达到95%以上的显著性信度检验. 其统计分析结果, 说明北极海冰范围的变化对大气温度结构和边界层参数具有重要影响, 而且其影响具有系统性和长期性.

近30年来, 北冰洋中心区夏季在持续增温, 而全球温度变化趋势2000年以后出现了停滞现象, 停滞的原因主要是东北太平洋吸收了大量热量, 北极的增温却是由于海冰的急剧减少. 因此, 需要讨论北极海冰的持续减少, 海洋表面或深层也能吸收一定热量, 但北极海洋吸收多少热量才能对全球温度变化有贡献需要深入研究.

6 结论

通过分析中国第4~6次北极考察获得的北冰洋中心区(80°~88°N)GPS探空资料, 我们对不同海冰覆盖范围的大气垂直结构、边界层高度参数的年际变化特征有了新的认识. 特别北冰洋中心区的大气探测结果,

图7 1979~2014年9月冰洋中心区(80°~90°N)1000hPa温度距平(红线)和850hPa温度距平(蓝线)的时间序列

图8 1979~2014年9月北极海范围与冰洋中心区(80°~90°N)1000hPa温度(a)和850hPa温度(b)的相关关系

未见文献报导, 因此文中获取的大气边界层参数对改进气候模式具有参考作用. 为了探索2010、2012和2014年夏季大气垂直结构、边界层高度参数差异的原因, 分析了1979~2014年9月1000和850hPa温度与海冰范围的变化关系, 揭示出新的统计事实和他们的紧密关系, 为深入研究北极海冰变化在全球气候变化中的作用提供了重要依据. 主要结果讨论如下:

(1) 2012年与2010和2014年夏季北冰洋中心区的对流层顶、边界层高度、温度递减率及风速和风向的垂直结构均存在明显差异. 在1km以下, 2010年和2014年近地面存在明显的逆温结构, 2012年逆温层却很少出现, 其过程与探测区域周围存在无冰海域和近地气流较强的混合作用有关. 2010和2014年夏季边界层高度(h_b)与逆温强度呈显著的对数关系, 相关系数分别为0.81和0.92, 表明逆温强度越强, 边界层高度越低. 2012年两者对数关系相对离散, 相关系数为0.56, 边界层高度(h_b)为690m, 明显高于2010年和2014年的 h_b , 反映了9月海冰范围的年际变化对大气边界层结构有重要影响.

(2) 北极大气垂直结构除了受大尺度天气过程的影响外, 与海冰覆盖范围的变化有直接关系. 北冰

洋中心区夏季的海冰面积越大, 稳定层结的天气越多; 反之, 对流性的天气增多. 通过分析1979~2014年9月北极海冰范围与1000和850hPa温度变化的关系, 发现近30年北冰洋中心区1000和850hPa的温度变化呈显著的升温趋势, 变化速率分别为 $1.3^{\circ}\text{C}/(10\text{a})$ 和 $0.81^{\circ}\text{C}/(10\text{a})$, 与海冰范围呈负显著相关, 相关系数分别为0.83和0.74. 其结果表明, 北极海冰减少, 能够引起1000~850hPa高度的大气层增温, 是海-冰-气相互作用的动力和热力输送结果.

致谢 在北冰洋GPS探空观测试验期间得到了国家海洋局极地办和极地中心以及中国第4~6次北极科学考察队的后勤支撑和大力协助, 在此一并表示衷心的感谢.

参考文献

- 陈立奇. 2003. 北极海洋环境与海气相互作用研究. 北京: 海洋出版社. 108–115
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国. 2003. 大气物理学. 北京: 北京大学出版社. 522
- 马德义. 2013. 中国第五次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社. 160
- 潘根弟. 2015. 潘根弟. 2015. 中国第六次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社. 134
- 余兴光. 2011. 中国第四次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社. 156
- 中国气象局气象探测中心. 2003. 中国气象局常规高空气象探测规范. 北京: 气象出版社. 27
- 张占海. 2004. 中国第二次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社. 202–203
- 张海生. 2009. 中国第三次北极科学考察报告. 北京: 海洋出版社. 203
- Bian L G, Lu L H, Zhang Z H. 2007. Analyses of structure of planetary boundary layer in ice camp over Arctic Ocean. *Chin J Polar Sci*, 18: 8–17
- Bian L G, Ma Y F, Lu C G. 2011. Experiment of turbulent flux near surface layer and its parameterizations on an drift ice over the Arctic Ocean. *Acta Oceanol sin*, 33: 34–40
- Hoinka K P. 1998. Statistics of the global tropopause pressure. *Mon Weather Rev*, 126: 3303–3325
- IPCC. Climate Change. 2007. The Physical Scientific Basis. Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 997–1008
- Ma Y F, Bian L G, Zhou X J, Lu C G. 2011. Vertical structure of troposphere in the floating ice zone over the Arctic Ocean. *Acta Oceanol Sin*, 33: 48–58
- Qu S H, Zhou L B, Wang W. 2002. Experiment of planetary boundary layer structure in period of the polar day over Arctic ocean. *Chin J Geophys*, 45: 8–16
- Randel W J, Wu F, Forster P. 2007. The extratropical tropopause inversion layer: Global observations with GPS data, and a radiative forcing mechanism. *J Atmos Sci*, 64: 4489–4496
- Seidel D J, Randel W J. 2006. Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data. *J Geophys Res*, 111: 1–17
- Seidel D J, Ross J, Angell J K. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *J Geophys Res*, 106: 7857–7878
- Sullivan P P, Moeng C H, Stevens B, Lenschow D H, Mayor S D. 1998. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *J Atmos Sci*, 55: 3042–3064
- Uttal T, Curry J A, McPhee M G, Perovich D K, Moritz R E, Maslanik J A, Guest P S, Stern H L, Moore J A, Turenne R, Heiberg A, Serreze M C, Wylie D P, Persson O G, Paulson C A, Halle C, Morison J H, Wheeler P A, Makshtas A, Welch H, Shupe M D, Intrieri J M, Stamnes K, Lindsey R W, Pinkel R, Pegau W S, Stanton T P, Grenfeld T C. 2002. Surface heat budget of the Arctic Ocean. *Bull Amer Meteorol Soc*, 83: 255–276
- Vihma T, Jaagus J, Jakobson E, Timo P. 2008. Meteorological condition in the Arctic Ocean in spring and summer 2007 as recorded on the drifting ice station Tara. *Geophys Res Lett*, 35: 1–5
- WMO. 1957. Definition of the tropopause. *WMO Bull*, 6: 136
- Wyngaard J C, Lemone M A. 1980. Behavior of the refractive index structure parameter in the entraining convective boundary layer. *J Atmos Sci*, 37: 1573–1585
- Zangl G, Hoinka K P. 2001. The tropopause in the polar regions. *J Clim*, 14: 3117–3139
- Zou H, Zhou L B, Jian Y X, Wang W. 2001. Arctic upper air observations on Chinese Arctic Research expedition 1999. *Polar Meteorol Glaciol*, 15: 141–146