

北极地区楚克奇海域一次 强逆温过程的分析*

周立波 刘宇 邹捍

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 利用中国首次北极科学考察期间所获得的大气边界层资料, 分析了楚克奇海域夏季一次强逆温过程。考察期间楚克奇海域上空的大气逆温强度 ($6.3\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) 远远超过了北极地区夏季的气候平均值 ($0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), 该大气逆温存在明显的日变化, 逆温强度自当地时间 00 时到 18 时逐步减弱。考察期间同样存在强大的逆湿结构, 逆湿层内最大湿度差为 6.4 g m^{-3} 。稳定边界层内大气向地面输送感热通量和潜热通量, 输送最大值出现在夜间。研究同时段的大气环流资料后表明, 考察区域西南的暖湿气流及其变化是造成此次夏季强逆温及其日变化的主要原因。

关键词: 大气逆温; 日变化; 暖湿气流

1 引言

北极地区作为能量的汇区和环境的本底地区, 在全球气候变化中的作用日益受到人们的关注^[1~3]。北极地区也是重要的物质和能量交换区, 因此研究该区域海、冰、气之间的物质与能量交换, 对正确理解北极地区在全球气候和环境变化中的作用, 以及提高天气、气候和自然灾害等的预报水平都有非常重要的意义^[4]。

研究表明, 大气边界层中逆温层的存在及其分布特征直接影响着海、冰、气之间的物质和能量交换。逆温层顶高度影响大气污染物浓度和气溶胶的最大输送高度^[5]; 逆温层底高度影响人们对地转风拖曳系数的估计^[6,7], 进而为海冰模式提供参数^[8]; 逆温层影响臭氧在边界层的光化学削减^[9~11]; 同时, 逆温强度也会对冰盖冷却的上升高度产生影响^[12~14]。因此, 对北极地区大气边界层中逆温的研究十分必要。

人们对北极地区大气边界层逆温进行了许多研究。利用加拿大 13 个北极站 10~40 年的探空观测资料, Jonathan 等^[15]指出该地区逆温存在明显的季节变化: 冬季逆温发生频率高 (2 月份最高达 98%), 逆温层厚度深 (545~1 177 m), 逆温层内温差大 ($5\sim14\text{ }^{\circ}\text{C}$); 夏季逆温发生频率较低 (8 月份最低为 50%), 逆温层厚度较浅 (212~447 m), 逆温层内温差较小 ($1\sim2\text{ }^{\circ}\text{C}$); 秋季逆温较为复杂^[16]。使用欧亚北极岛屿和沿岸 31 个探空站 12 年的探空资料以及前苏联 3 个北极浮冰站资料, Serreze 等^[17]研究了该区域的逆温结构, 也得出类似的结果: 冬季逆温最强, 发生频率最高 (3 月份: 逆温层

2001-11-08 收到, 2003-03-07 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49775276 和留所博士启动资金项目 8-2311 联合资助

厚为 1 200 m, 温度差为 12.6 °C, 发生频率为 95%), 且多为接地逆温; 夏季逆温最弱, 发生频率最低 (8 月份: 逆温层厚 400 m, 温度差 2.8 °C, 发生频率稍大于 50%), 且多为脱地逆温。

研究还表明, 逆温层的变化比较复杂, 它与大气沉降、湍流混合、云和降水、冰晶的辐射特性以及地表热通量和水汽通量等有关^[15]。本文分析了中国首次北极科学考察期间获得的楚克奇海上空的大气探空资料, 发现该期间存在一次强逆温过程并对其日变化进行了讨论, 给出初步结果, 为进一步了解北极地区大气结构提供了依据。

2 资料和方法

1999 年 7~9 月, 中国进行了首次北极科学考察。科学家们 8 月 5~6 日在北极 (73.37°N, 165.00°W) 处的浮冰表面建立了临时联合冰站, 中国科学院大气物理研究所该冰站施放探空气球进行为期 24 h 大气结构变化的探空观测, 获得了高分辨率的观测资料。观测间隔平均为 6 h 左右, 观测时间为当地时间 23:45、05:04、11:11 和 16:30。为研究该地区的大气边界层结构特征, 本文分析了从海冰表面到 700 m 高度内大气的温湿状况。

湿度参数采用水汽密度 (ρ_v), 它能很好的表示湿度绝对变化量。由于探测到的湿度参量是露点温度, 可以用以下公式来换算水汽密度:

$$\rho_v = \rho q, \quad (1)$$

$$\rho = p/RT, \quad (2)$$

$$q = \frac{622 \times 6.11 \exp \left[\frac{a(T_d - 273.15)}{T_d - b} \right]}{p - 0.378 \exp \left[\frac{a(T_d - 273.15)}{T_d - b} \right]}. \quad (3)$$

式中, ρ_v 、 ρ 分别是水汽密度和大气密度; q 是比湿; p 是气压; R 是干空气气体常数, 取值为 287.04 J kg⁻¹ K⁻¹; T 、 T_d 是温度和露点温度; a 、 b 是常数, 这里取 263 K 作为水相和冰相的分界温度¹⁾, 即当 $T > 263$ K 时, $a = 17.26$, $b = 35.86$, 当 $T < 263$ K 时, $a = 21.87$, $b = 7.66$ 。

3 初步结果

3.1 大气逆温层

一般来讲, 大气逆温层底为温度开始随高度上升的层次, 逆温层顶定义为温度随高度开始递减的层次^[15]。图 1 给出了 1999 年 8 月 5~6 日观测到的大气温度日变化曲线。可以看出, 00 时大气温度从 1.5 m 的 -1.1 °C 增加到 300 m 的 17.7 °C, 逆温层内最大温差为 18.8 °C, 逆温层厚度为 300 m, 逆温强度达到 6.3 °C/100 m, 远超过夏季北极地区的平均逆温强度 (0.5 °C/100 m), 且超过冬季的平均值 (1 °C/100 m)^[16,17];

1) 丁一汇, 天气动力学中的诊断分析方法, 中国科技大学研究生院, 1993, 293 pp.

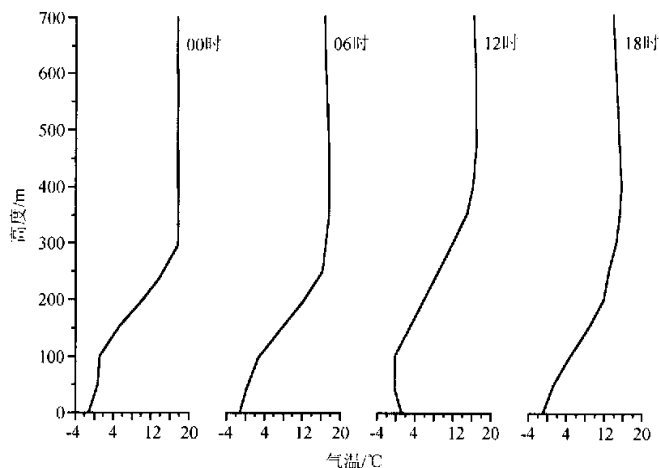


图1 楚克奇海上空 (73.37°N, 165.00°W) 逆温层的日变化

逆温层顶以上, 大气温度变化较小。06 时, 逆温层顶高度升高到了 400 m, 逆温层内温差却几乎没有改变, 即逆温强度有所减小 (平均约为 $4.7\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$)。12 时, 由于下垫面吸收太阳短波辐射而增温, 混合层开始发展, 1.5 m 高度附近的温度大于 100 m 的温度, 接地逆温变为脱地逆温; 逆温层顶继续抬升, 其高度达到 500 m, 逆温层内温差为 $17\text{ }^{\circ}\text{C}$, 逆温强度继续减弱, 平均为 $4.25\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。18 时地面温度又降到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下, 混合层消失, 逆温层顶高度 (400 m) 和逆温强度 ($4.11\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) 均有所降低和减弱。

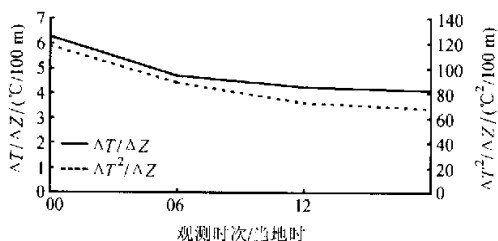


图2 楚克奇海上空 (73.37°N, 165.00°W) 逆温强度的分布

在上面的分析中, 逆温强度表示为逆温层内温差 (ΔT) 与逆温层厚度 (ΔZ) 的比, 另外也有人将逆温层强度定义为 $(\Delta T)^2 / (\Delta Z)$ [18,19]。图2给出了两种方法计算的逆温强度结果, 可以看出, 两者的变化趋势是一致的, 逆温强度从 00 时到 18 时一直在减弱。

3.2 大气湿度

在考察期间, 与大气强逆温层相

对应, 楚克奇海上空的大气边界层也存在逆湿结构, 即边界层内湿度随高度的增加而增加 (图3)。可以看出, 从 00 时到 18 时, 大气边界层内逆湿层顶 (湿度随高度开始递减的层次) 和逆湿层湿度差都经历了一个低—高一低的过程。逆湿层顶从 00 时的 200 m, 增加到 06 时的 250 m, 随后到 12 时为 300 m, 最后又降低到了 18 时的 250 m; 逆湿层内湿度差也由 00 时的 3.6 g m^{-3} 增加到 06 时的 6.4 g m^{-3} , 接着减少到 12 时的 6.2 g m^{-3} 和 18 时的 5.6 g m^{-3} 。

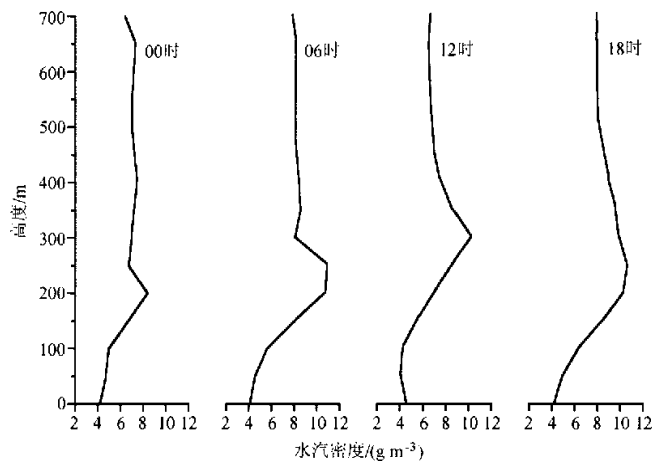


图3 楚克奇海上空 (73.37°N, 165.00°W) 水汽密度日变化

4 逆温层内物质交换及形成机制

前面的研究指出,在此次考察期间出现的大气逆温,无论是温差、逆温层厚度还是逆温强度都明显高于气候的统计平均值,在北极大气边界层逆温过程中具有典型意义。因此有必要研究该逆温过程中的大气物质交换及其形成机制。

4.1 物质交换

图4给出了该逆温过程中用等熵面表达的大气物质面的日变化。可以看出,在当地时间午夜至凌晨,该地区低层大气物质基本没有垂直交换,以293 K等熵面为例,始终维持在320~350 m高度上,只是随着逆温层的减弱略有抬升。当地时间正午,逆温层明显减弱,该地区低层大气物质明显抬升,293 K等熵面抬升至400 m以上。当地时间下午,随着该地区大气逆温层整层减弱并伴随近地层大气逆温的恢复,300 m以上大气物质继续抬升,293 K等熵面上升至750 m,但是300 m以下大气物质下降。因此,北极地区大气逆温结构对于垂直方向的物质交换有明显的阻碍作用。

4.2 形成机制

图5给出了考察期间(5日00时至18时)925 hPa等压面上的高度分布。可以看出,考察区域位于阿留申低压南部,自00时到18时

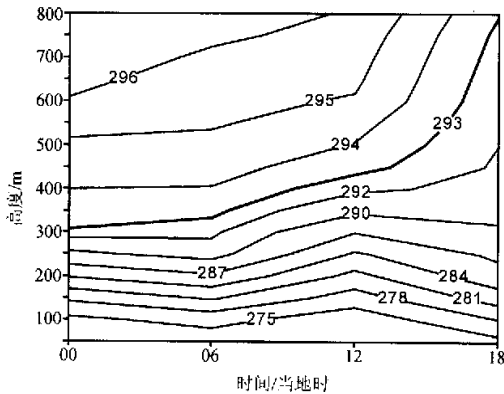


图4 楚克奇海上空 (73.37°N, 165.00°W) 大气物质面的日变化

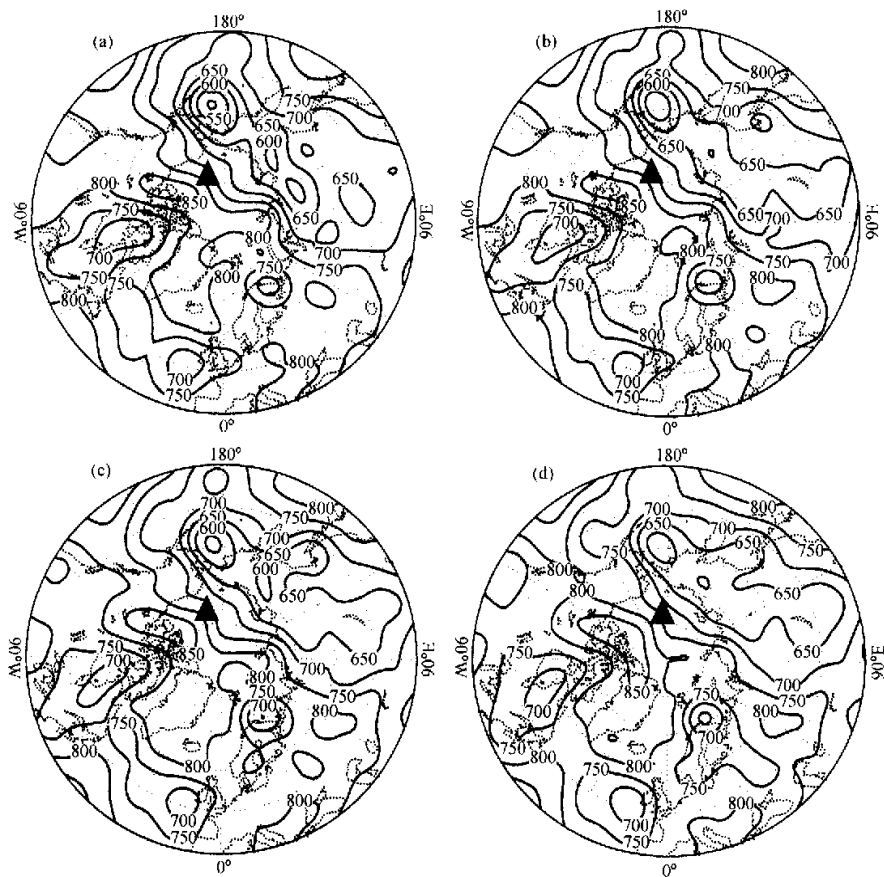


图5 考察期间 925 hPa 等压面上的高度场分布

00 时; (b) 06 时; (c) 12 时; (d) 18 时

▲代表观测点

一直为低压西南的气流所控制。图 6 为 925 hPa 等压面上的温度场变化, 可以看出考察区域同样为西部的暖气流所控制, 285 K 等温线向北伸展直到考察区域的南部。因此, 结合温度场和高度场的分布表明, 考察期间考察区域一直受到来自西南白令海暖湿气流的影响, 该暖湿气流造成了 00 时强大的逆温和逆湿结构。随着时间推移, 由于考察区域西南的低压强度减弱和温度降低, 造成了逆温和逆湿强度的减弱。

5 结论和展望

本文利用“中国首次北极科学考察 1999”获得的大气探空资料, 结合 NCEP 大气环流资料, 分析了其中一次强逆温过程, 指出:

(1) 考察期间楚克奇海域上空存在一个强逆温层, 其逆温强度超过了气候意义上

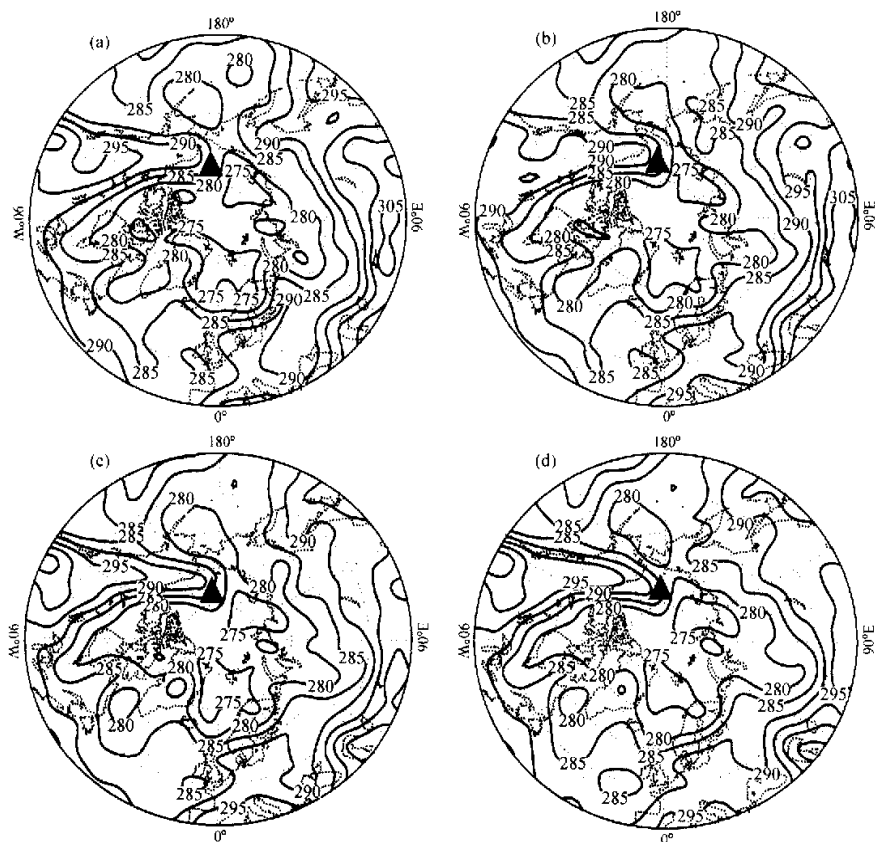


图6 考察期间925 hPa等压面上的温度场分布
00时；(b) 06时；(c) 12时；(d) 18时

▲代表观测点

的夏季平均值，甚至还超过了冬季的平均逆温强度；该逆温层有明显的日变化，逆温层强度随时间减弱，逆温层顶高度自夜间到日间抬升，到夜间降低。

(2) 考察区域的大气边界层内存在逆湿层，其逆湿层顶和逆湿层底湿度差经历了一个低—高一低的日变化过程。

(3) 考察海域的强逆温可以有效的阻止低层大气垂直物质交换。

(4) 考察区域存在明显的西南暖湿气流，其强度随时间而减弱。

因此，我们认为考察期间出现异常强大逆温和逆湿结构主要是由于考察区域西南的暖湿气流所致，同时，该气压和温度场的日变化导致了考察区域逆温和逆湿结构的日变化。

致谢 衷心感谢中国科学院大气物理研究所高级工程师王维同志参加了“中国首次北极科学考察1999”的数据采集工作。

参考文献

- 1 IPCC, Scientific Assessment, *Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, 1990, 364 pp.
- 2 邹捍、周立波、季崇萍等, 斯堪的纳维亚臭氧亏损和物质输送, 气候与环境研究, 2001, **6** (4), 409~415.
- 3 周立波、邹捍、刘宇, 北极楚克奇海上空臭氧垂直变化的探测与分析, 2002, **7** (4), 409~414.
- 4 Jennifer, M. A., N. A. Bond, and J. E. Overland, Regional variability of the Arctic heat budget in fall and winter, *J. Climate*, 2000, **13**, 3500~3510.
- 5 Bridgman, H. A., R. C. Schnell, J. D. Kahl, G. A. Herbert, and E. Joranger, A major event near Point Barrow, Alaska: Analysis of probable source regions and transport pathways, *Atmos. Environ.*, 1989, **23**, 2537~2549.
- 6 Overland, J. E., Atmosphere boundary layer structure and drag coefficients over sea ice, *J. Geophys. Res.*, 1985, **96**, 4651~4662.
- 7 Overland, J. E., and K. L. Davidson, Geostrophic drag coefficients over sea ice, *Tellus*, 1992, **44A**, 54~66.
- 8 Hibler, W. D., and K. Bryan, A diagnostic ice-ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**, 9878~1015.
- 9 Barrie, L. A., J. W. Bottenheim, R. C. Schnell, R. C. Crutzen, and R. A. Rasmussen, Ozone destruction and photochemical reactions at polar sunrise in the lower Arctic atmosphere, *Nature*, 1988, **334**, 138~141.
- 10 Oltmans, S. J., R. C. Schnell, P. J. Sheridan, R. E. Peterson, S. M. Li, J. W. Winchester, P. P. Tans, W. T. Sturges, J. D. Khal, and L. A. Barrie, Seasonal surface ozone and filterable bromine relationship in the high Arctic, *Atmos. Environ.*, 1989, **23**, 2431~2441.
- 11 Mickle, R. E., J. W. Bottenheim, W. R. Leitch, and W. Evans, Boundary layer ozone depletion during AGASP-II, *Atmos. Environ.*, 1989, **23**, 2443~2450.
- 12 Andreas, E. L., and B. Murphy, Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and polynyas, *J. Phys. Oceanogr.*, 1986, **16**, 1875~1883.
- 13 Schnell, R. C., R. G. Barry, M. W. Miles, E. L. Andreas, L. F. Radke, C. A. Brock, P. J. McCormick, and J. L. Moore, Lidar studies of leads in Arctic sea ice, *Nature*, 1989, **339**, 530~532.
- 14 Serreze, M. C., J. A. Maslanik, M. C. Rehder, R. C. Schnell, J. D. Kahl, and E. L. Andreas, Theoretical height of buoyant convection above open leads in the winter Arctic pack ice cover, *J. Phys. Res.*, 1992, **97**, 9411~9422.
- 15 Jonathan, D. K., M. C. Serreze, and R. C. Schnell, Tropospheric low-level temperature inversions in the Canadian Arctic, *Atmos. Ocean*, 1992, **30** (4), 511~529.
- 16 Paluch, R., Arctic boundary layer in the fall season over open and frozen sea, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 25955~25971.
- 17 Serreze, M. C., D. K. Jonathan, and R. C. Schnell, Low-level temperature inversions of the Eurasian Arctic and comparisons with Soviet drifting station data, *J. Climate*, 1992, **5**, 615~629.
- 18 Belmont, A. D., Lower tropospheric inversions at ice island T-3, *J. Atmos. Terr. Phys.* (Spec. Suppl., Part 1), 1957, 215~281.
- 19 Stone, R. S., and J. D. Kahl, Variations in boundary-layer properties associated with clouds and transient weather disturbances at the south Pole during winter, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**, 5137~5144.

An Analysis of a Strong Temperature Inversion Process over the Chukchi Sea Region in Arctic

Zhou Libo, Liu Yu, and Zou Han

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A strong temperature inversion process over the Chukchi sea region was analyzed based on the atmospheric boundary layer data from the Chinese first scientific expedition to Arctic in the summer of 1999. The maximum of the temperature inversion reached $6.3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ over the Chukchi sea region during August 5~6, 1999, which was much larger than that of the climate mean in summer ($0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). The diurnal variation of the temperature inversion was obvious, weakened from local time of 00 : 00 to 18 : 00. There was a strong moisture inversion structure during the expedition period, with the maximum moisture difference of 6.4 g m^{-3} . The strong temperature inversion effectively prevented the transportation from the atmosphere to surface. Results show that the warm-wet air flow and its variation from the southwest of Chukchi sea might mainly cause the strong temperature inversion and its diurnal variation.

Key words: temperature inversion; diurnal variation; warm-wet air flow