0254-6124/2009/29(4)-409–08 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

Li Wei, Fan Chao, Yi Fan. Characteristics of tropopause over Wuhan and Haikou. *Chin. J. Space Sci.*, 2009, **29**(4): 409∼416

武汉与海口地区对流层顶的变化特征 *

李 伟[1,2] 樊 超[1] 易 帆[2]

[1](河南工业大学信息科学与工程学院 郑州 450001)

[2](武汉大学电子信息学院)

摘 要 通过对武汉和海口地区 2000—2004 年 Radiosonde 常规观测数据的分析, 讨论了当地对流层顶温度与高度的年变化特征, 并与热带地区站点的结果进行了比较. 各等压面温度的扰动、温度递减率及对流层厚度的年变化特征显示, 对流层顶更多地受到了平流层的影响. 通过对武汉地区 2006 年 1 月 11—15 日 Radiosonde 加密观测数据的分析, 对武汉地区对流层顶周日变化的特征进行了探讨, 结果表明武汉地区对流层顶的温度存在显著的周日变化.

关键词 Radiosonde; 对流层顶; 周日变化

中图法分类号 P 353

Characteristics of Tropopause Over Wuhan and Haikou

LI Wei[1,2] FAN Chao[1] YI Fan[2]

[1](*School of Information Science and Engineering, Henan University of Technology, Zhengzhou* 450001)

[2](*School of Electronic Information, Wuhan University*)

Abstract The temporal variation characteristics of local tropopause are derived from the routine radiosonde data obtained at Wuhan (30.5°N, 114°E) and Haikou (20°N, 114°E) from 2000 to 2004. The annual variations of temperature, altitude and potential temperature of tropopause are compared with those over a tropical site, Truk. A similar annual trend between Haikou and Truk was found that maximum and minimum values were reached in summer and winter, separately, while an inverse annual variation over Wuhan was shown. By discussing the temperature disturbance, lapse rate at certain pressure levels and tropospheric thickness, it's concluded that tropopause was more determined by the stratospheric behavior. And this can be further confirmed by an intensive radiosonde observation over Wuhan from Jan. 11 to 15 in 2006, conducted with a 3 hours interval. By that radiosonde observation, the diurnal variation of tropopause over Wuhan was studied and an obviously regular variation similar to that of Gandanki was found, although little difference exists between them.

Key words Radiosonde, Tropopause, Diurnal variation

---

* 国家自然科学基金项目 (40731055) 和河南工业大学科研基金项目 (150285) 共同资助

2008-09-25 收到原稿, 2009-05-02 收到修定稿

E-mail: armadalee@hotmail.com

1 引言

对流层顶作为对流层与平流层之间的过渡层, 对于气候研究和大气循环具有重要的意义. 这个过渡层对于对流层与平流层之间的水气、臭氧、气溶胶的输运与交换产生了重要的影响. 以往的研究工作表明, 水气向平流层的输运与对流层顶的特性, 尤其是温度特性密切相关[1], 同时揭示了气溶胶穿过对流层顶向平流层输运的过程[2]~[4].

目前对于对流层顶的形成与特性研究并没有最终的定论. 与其他大气过渡层一样, 对流层顶有着复杂的结构, 它的结构和空间位置是由许多尚未完全认识的因素决定的, 因此发生在对流层大气的过程十分复杂, 同时还有赖于在必需的时间和空间尺度上获得足够的观测数据. 以往对对流层顶的研究多集中在赤道地区. Reid 和 Gage[5] 对热带对流层顶的温度和高度的年变化作了研究, 指出整个热带地区对流层顶变化的振幅与相位都是相似的, 同时讨论了海面辐射及对流活动的变化对对流层顶的影响. 1996 年 Reid 和 Gage[6] 再次讨论了西太平洋上波的驱动和对流运动对对流层顶年变化的作用. 此外, 热带对流层顶特性同时受到了低平流层温度年变化的影响, 对流层顶的温度与低平流层温度的年变化具有相同的相位[7],[8], 这种年变化被认为是一种"沉降控制"机制作用[9], 以及热带 Hadley 环流向平流层穿透的结果[10],[11]. 在一系列对北极地区对流层顶的结构和动力学特征进行探讨的基础上, Nagurny[12] 对北极地区对流层顶的气候变化特征进行了分析, 详细描述了该区域内对流层顶上下边界的温度与高度变化, 同时对对流层顶的长期变化趋势给出了描述.

相对而言, 对中纬地区对流层顶的关注较少. 中纬地区具有与热带和高纬地区不同的环流、温度及风场背景, 中纬地区对流层顶的研究对了解全球对流层顶结构, 对流层与平流层的交换具有重要意义. 由于缺乏足够时间分辨率的数据, 目前对对流层顶的研究多着重于日变化、月变化与年变化, 对对流层顶周日变化的研究较少.

本文采用武汉和海口 2000—2004 年的 Radiosonde 常规观测数据对中低纬地区对流层顶的时间变化特性进行了研究, 讨论了低纬及中纬地区对流层顶温度与高度变化的不同特征, 并对其成因进行了探讨, 同时与热带地区 Truk (7.5°N, 151.8°E) 的观测结果作了比较. 由于宜昌和北京分别与武汉处在相近的纬度或经度上, 上述两地对流层顶的统计结果也被用于作比较. 武汉地区 2006 年 1 月 11—15 日的 Radiosonde 加密观测数据时间分辨率达到了 3 h, 这使得我们能够对当地温度的周日变化进行讨论, 并得到了对流层顶周日变化特征与规律.

2 数据描述

本文采用的常规观测数据为武汉 (30.5°N, 114°E)、海口 (20°N, 114°E)、北京 (40°N, 116°E) 和宜昌 (30.7°N, 109.3°E) 当地气象部门提供的 Radiosonde 观测数据. 其中武汉与海口提供了 2000—2004 年共计 5 年的数据, 宜昌提供了 2001—2003 年共计 3 年的数据, 北京提供了 2001 年 12 月—2003 年 2 月共计 15 个月的数据. 所有的数据每天在 08:00 LT 和 20:00 LT 有两次记录, 原始电码取样间隔为 7~9 s, 由于气球的上升并非匀速运动, 所以取样点的空间分布不均匀 (30~200 m). 为了处理数据方便, 对所有的原始数据进行了间隔 100 m 的线性插值 (北京的数据进行了间隔 50 m 的线性插值).

2006 年 1 月 11—15 日我们在武汉进行了 Radiosonde 的加密观测, 武汉每日凌晨 05:00 LT 至 23:00 LT 每 3 h 释放一次探空仪, 共得到了 35 个剖面. 对加密观测数据同样进行了 100 m 的线性插值. 常规观测与加密观测数据内容均包括温度、湿度、气压及纬向风速与经向风速.

3 结果分析

3.1 对流层顶温度与高度月平均值的统计

本文取温度的最小值作为对流层顶. 图 1 给出了不同纬度与经度地区对流层顶温度及高度月平均值的时间变化. 武汉地区对流层顶高度分布在 16.5~18.5 km 之间, 且呈现出明显的年变化规律, 其极大值出现在冬季的 1—3 月, 极小值出现在 9—10 月, 2002—2004 年每年的 7 或 8 月都出现了幅度在 1 km 以内的异常升高. 武汉地区对流层顶温度分布在 −75~65°C 之间, 也表现出明显的年变化规律, 其极大值出现在每年的 11 月至次年的 1 月之间, 极小值出现在每年的 9—10 月. 但是 2001 年 2 月和 8 月对流层顶的温度分别出

现了异常的降低与升高. 宜昌的对流层顶温度与高度的变化与武汉类似, 温度与高度的极大和极小值都基本出现在与武汉相同的月份, 其中 2001 年 2 月与 8 月温度也表现出了与武汉相同的异常. 这是由于两地纬度非常接近, 且经度差别不大. 值得注意的是, 从极大值到极小值的变化比极小值到极大值的变化要舒缓一些, 这一点在宜昌尤为明显, 从极小值到极大值通常在 4 个月内完成. 地处热带的海口对流层顶的变化比较清晰而有规律, 其高度分布在 16.2~18 km 之间, 在 12—4 月之间达到极大值, 7—9 月达到极小值; 其温度分布在 −84~ −77°C, 明显低于武汉和宜昌, 于 7—9 月达到极大值, 极小值分布在 11—4 月. 海口对流层顶温度分布夏季高冬季低的特点与地处中纬的武汉和宜昌成相反趋势, 这一点在其他热带站点的观测当中得到了验证 [5],[6],[13]. 但是在 2002 年 12 月至 2003 年 4 月之间, 温度的分布出现了异常的升高, 升高幅度为 2~5°C. 北京地区的数据仅有 15 个月, 其温度分布在 −67~60°C 之间, 温度的极大值出现在 12 月和 1 月, 极小值出现在 7 月; 其高度分布范围相比其他站点要低, 在 13~18 km 之间, 而且与其他站点不同的是, 高度极大值出现在了 7 月和 2 月, 极小值出现在 12 月.

3.2　平流层对对流层顶的影响

对流层顶表征了充分对流混合的对流层的上界, 对流层顶高度的升高代表着这种混合达到了更高的高度, 而这种混合多由对流运动来完成, 于是意味着对流积云达到更高的高度, 相应出现了更低的云顶温度. Zhang[14] 利用卫星对云顶温度的观测结果证实了这一点, 并指出热带地区云顶温度的年变化在北半球冬季达到极大值, 这与对流层顶高度的年变化是一致的. Gage 和 Reid[15] 也对这种依赖于低平流层温度年变化的对流穿透作了讨论.

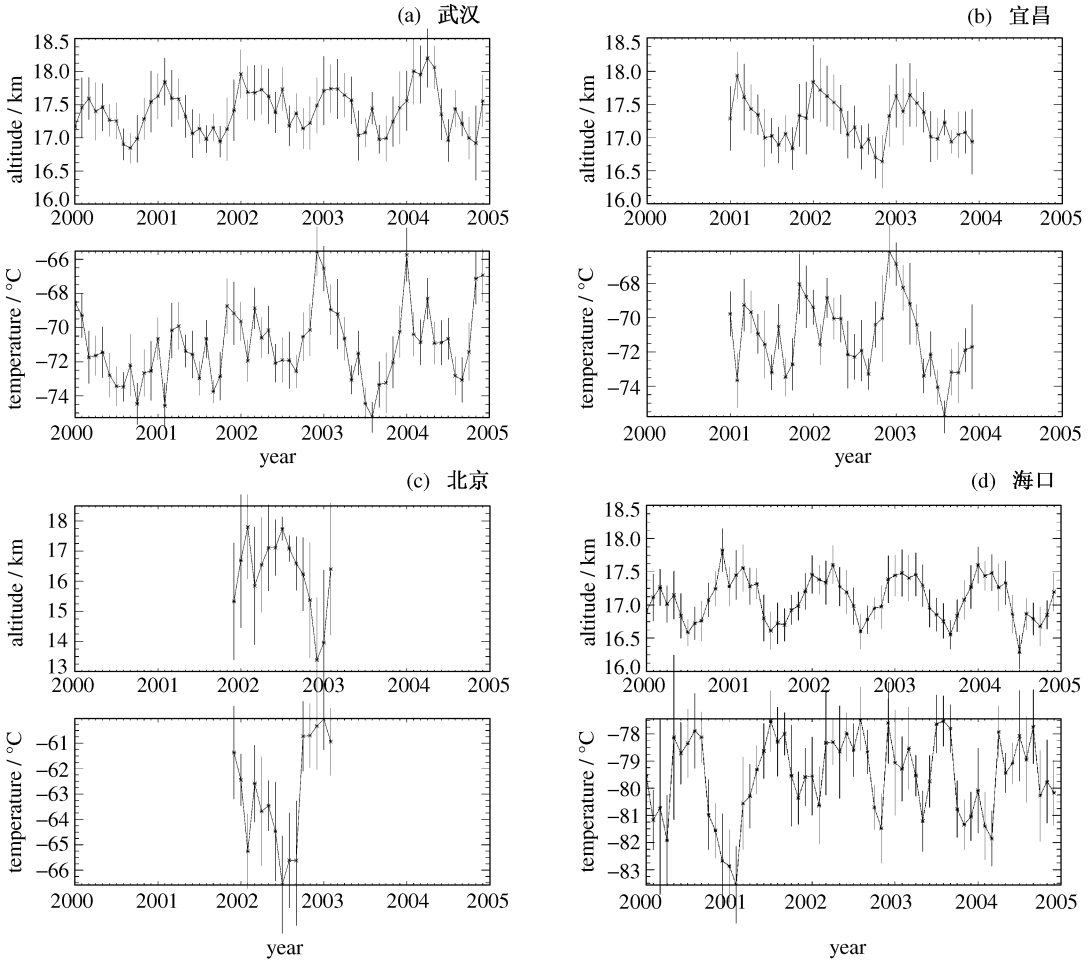


图 1　武汉、宜昌、北京和海口的对流层顶温度与高度的年变化 (竖线为标准偏差)

Fig. 1　Annual variation of tropopause temperature and height over Wuhan, Yichang, Beijing and Haikou, separately

图 2 给出了武汉和海口特定等压面上月平均温度减去年平均温度后扰动值的年变化, 以讨论从对流层顶部到低平流层温度的变化. 武汉地区 300 hPa 等压面以下温度扰动值的年变化比较剧烈, 且具有与对流层顶高度变化相反的相位. 从位于对流层上部的 200 hPa 等压面开始发生变化, 至对流层顶所在 100 hPa 等压面温度扰动值的变化已经具有低平流层的特征, 与上述对流层温度扰动值的变化相位相反. 海口地区对流层温度扰动值的变化比较微弱且具有与武汉相同的相位, 但是从 150 hPa 等压面开始向平流层过渡. 在对流层顶 (100 hPa 等压面) 以上低平流层的温度扰动在下半年出现了显著的增大, 在位于热带的 Truk (7.5°N, 151.8°E) 并未看到这种现象, 而且 Truk 温度扰动的年变化与当地对流层顶高度的变化同相[6], 这或许是由于更加靠近赤道的缘故.

图 3 给出了低平流层温度扰动值变化的典型值 (80 hPa 处的温度扰动) 和其他各等压面温度扰动变化的相关系数. 对流层内负的相关系数是热带大气的一个显著特征[7],[15], 但是可以看到在处于中低纬的武汉有着与 Truk 极其类似的相关系数分布: 300 hPa 以下相关系数为负值, 200 hPa 处开始了对流层向低平流层过渡, 150 hPa 以上开始表现出低平流层的特征; Truk 150 hPa 以下相关系数为负值, 125 hPa 处开始向低平流层过渡, 从 100 hPa 处开始具有低平流层的特征[6]. 80 hPa 以上相关系数随高度的增加而降低主要归结于这些高度上逐渐增强的准两年周期震荡的影响[7]. 相对而言, 更靠近赤道的海口地区的相关系数却没有表现出同样的分布, 100 hPa (对应当地对流层顶高度) 以下相关系数基本为零, 90 hPa 以上表现出低平流层特征. 图 2(b) 表明, 从 90 hPa 开始, 下半年的温度扰动出现了较大的增长, 由此导致与对流层的相关性. 可以利用 70 hPa 的温度扰动来计算与各特定等压面温度扰动的相关系数, 发现具有与武汉和 Truk 相似的分布. 对海口 5 年的数据分别计算相关系数的分布, 发现与年平均值的计算结果相似, 因此 90~80 hPa 温度扰动的异常变化在海口是一种普遍现象, 其原因尚待进一步研究.

从图 3(a) 中可以更清晰地看到对流层向低平流层的过渡. Yulaeva 等[8] 指出波的驱动是低平流层温度变化趋势的成因, 在这种前提下对流层向平流层的过渡表明热带低平流层的上升运动扩展到了对流层顶, 但不会低于 125 hPa 太多, 通常在对流层顶下方 2 km 处. 对于处于中纬的武汉而言, 这种上升运动扩展到了 200 hPa, 对于海口则在 150 hPa 左右. 这种向对流层的扩展导致了热带对流层顶部温度递减率呈现出显著的年变化. 从图 4(b) 中可以看到, 接近对流层顶的 125 hPa 与 100 hPa 之间的递减率年变化最明显, 最大值与最小值分别出现在冬季与夏季, 这与 Truk 的观测结

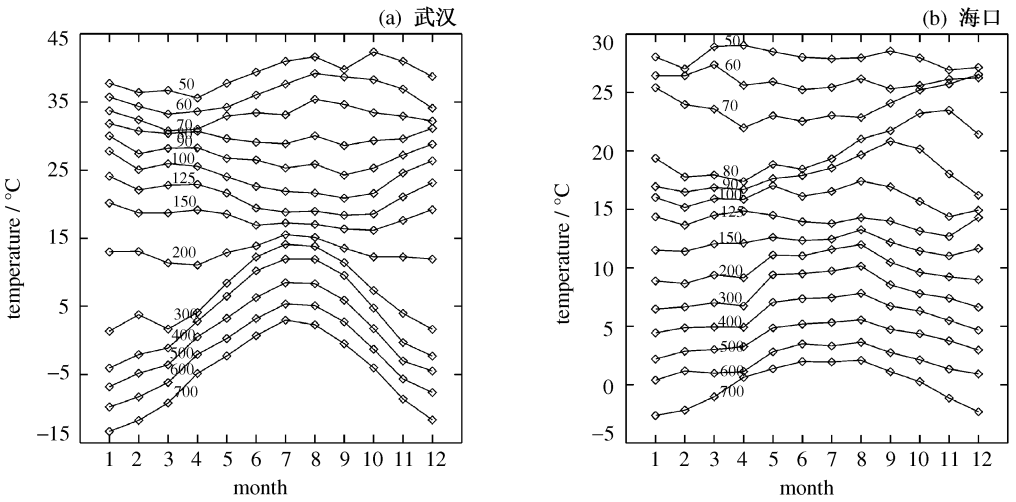


图 2 特定等压面上月平均温度 (减去年平均温度后) 的年变化 (各个廓线之间偏移量为 3°C, 数字代表各等压面气压值, 单位为 hPa)

Fig. 2 Annual variation of monthly averaged temperature (yearly averaged temperature subtracted) at special pressure levels (the successive profiles are shifted every 3°C, and the number denote corresponding pressure, unit hPa)

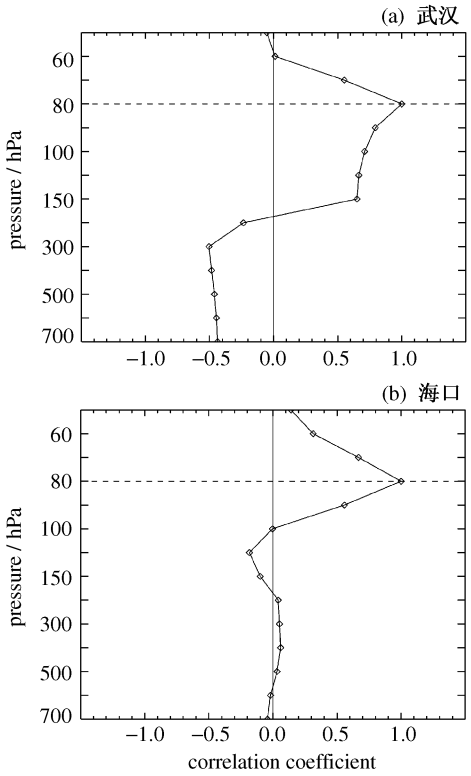


图 3　80 hPa 等压面温度变化扰动值与其他特定等压面温度变化扰动值的相关系数

Fig. 3　Correlation between temperature disturbance at 80 hPa and at other sepecial pressure levels

果是一致的; 而武汉对流层顶温度的变化与热带地区相反, 图 4(a) 显示递减率的变化从对流层向对流层顶逐渐减弱, 200 hPa 到 150 hPa 之间的递减率的年变化最为明显, 递减率的最大值与最小值分别出现在夏季与冬季. 由浮力导致的对流运动的回复力在背景温度递减率较小的情况下要大于背景温度递减率较大的情况, 因此海口的冬季回复力比较小, 这使得对流云更容易穿透到平流层中, 平流层中的空气因此产生水平输运, 从而使对流层顶达到一个新的高度, 使得海口冬季对流层顶高度比较大. 武汉地处中纬大气环流的下沉区域, 因此在夏季回复力比较小的情况下, 对流层顶高度比较低.

图 5 给出了月平均的 700 hPa 与 125 hPa 等压面之间的对流层厚度与对流层顶高度的年变化. 从图 5 中可以清晰地看到武汉对流层顶高度的变化范围在 1 km 左右, 而对流层厚度的变化范围约为 0.5 km, Truk 当地对流层顶高度变化范围在 1 km左右, 但是对流层厚度的变化范围仅有不足 0.1 km. 值得注意的是, 武汉对流层顶高度的变化

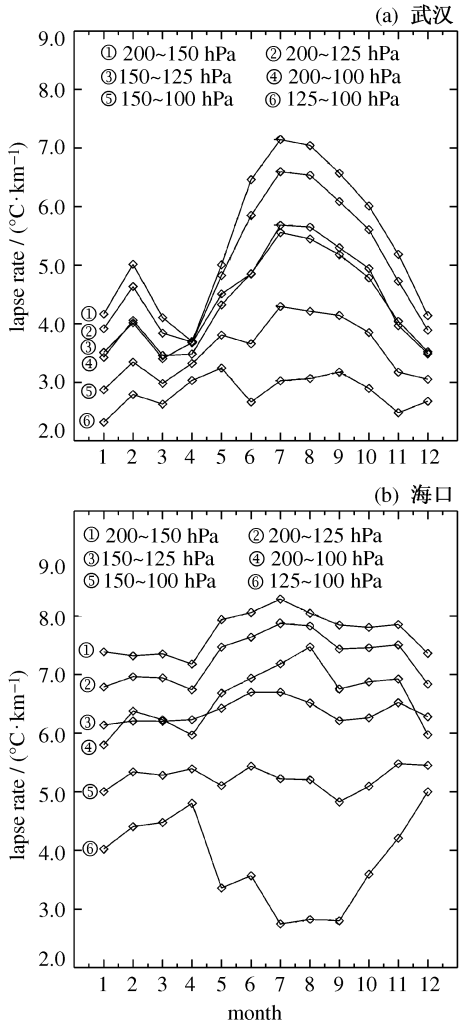


图 4　不同等压面间平均温度递减率的年变化

Fig. 4　Annual variation of averaged lapse rate of temperature between different pressure levels

与对流层厚度的变化相位完全相反, 在厚度大的时候高度反而较低, 这与 Truk 的观测结果有很大差异, 即 Truk 地区对流层顶高度与对流层厚度的变化趋势几乎完全相同. Reid 和 Gage[6] 由此认为当地对流层顶高度并非完全由对流层的扩张与收缩来决定, 而武汉和海口的观测结果更加清晰地表明了这一点, 这说明对流层顶的变化同时也要受到来自平流层的影响.

3.3　对流层顶温度及高度的周日变化与逐日变化

由于 Radiosonde 常规观测的时间间隔较大 (12 h), 因此很难对对流层顶的周日变化做出描述. Revathy 等[16] 利用 Gandanki (13.5°N, 79.2°E) 的 MST 雷达观测得到的垂直风速推算出了当地温度

变化的垂直廓线, 由此发现当地对流层顶的高度和温度存在显著的周日变化. 我们于 2006 年 1 月 11 日到 15 日在武汉进行了 Radiosonde 加密观测 (时间间隔 3 h), 并对对流层顶的周日变化与逐日变化进行了分析.

图 6 给出了加密观测期间温度的变化. 从图 6 中可以看到, 17 km 高度附近存在一个稳定的对流层顶, 11 日在 2 km 的高度上存在一个逆温层, 12 日该逆温层上升到了 3 km 左右, 同时这两日在 9 km 高度上也存在一个稳定的逆温层, 按照 WMO (World Meteorological Organization) 的定义, 这是一个极地对流层顶, 11 日与 12 日存在两个对流层顶, 17 km 处的为热带对流层顶. 武汉地处中纬对流层顶断裂区, 这种多对流层顶同时存在的现象在是很常见的. 13 日起 3 km 处的逆温层逐渐消失, 直到 15 日下半日又有微弱的逆温现象出现; 极地对流层顶在 13 日后也明显弱化, 除个别时间 (13 日 20:00 LT, 14 日 08:00 LT 和 11:00 LT) 外不再满足对流层顶的定义.

对流层顶高度和温度的日变化特点是由该月热力状态决定的. 1 月份对流层顶温度变化主要受日照日变程的影响, 所以最低温度出现在夜间, 最高温度出现在白天[17]. Gandanki 的观测结果与上述结论是一致的, 其温度的最大值与最小值分别出现在 14:00 LT 和 16:00 LT. 图 7 给出了武汉加密观测期间热带对流层顶温度与高度的周日变化. 从图 7 中可以看到, 对流层顶温度最大值出现在 11:00 LT 或 14:00 LT, 随后温度开始下降, 但是

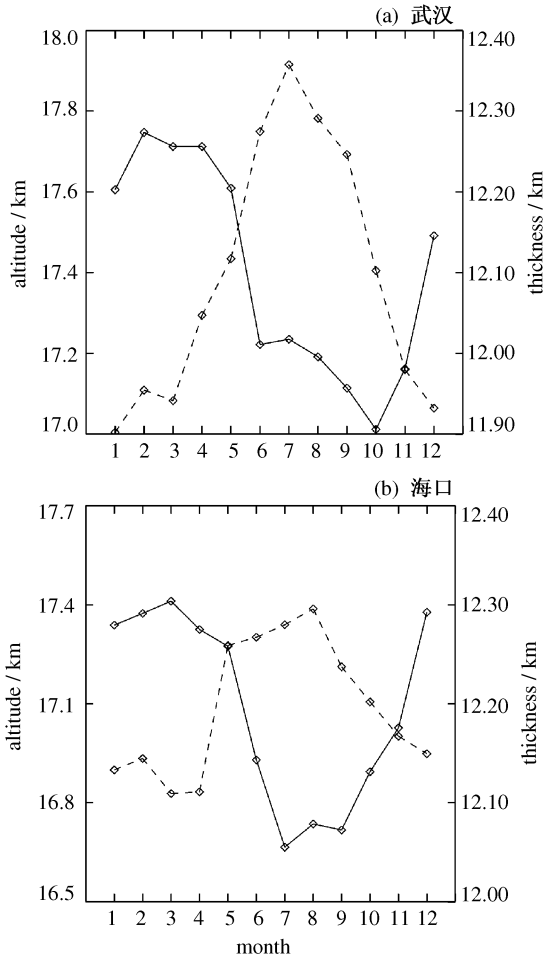


图 5 对流层顶高度 (实线) 与对流层厚度 (虚线) 的年变化

Fig. 5 Annual variation of tropopause height (solid line) and troposphere thickness (dashed line)

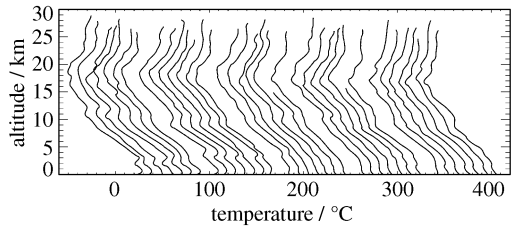


图 6 武汉加密观测期间温度的高度廓线 (从左至右依次为 11—15 日的结果, 每条廓线依次右移 10°C)

Fig. 6 Temperature-height profile during intensive radiosonde observation over Wuhan (the profiles are in sequence of Jan. 11 to Jan. 15, from left to right, with a successive step of 10°C)

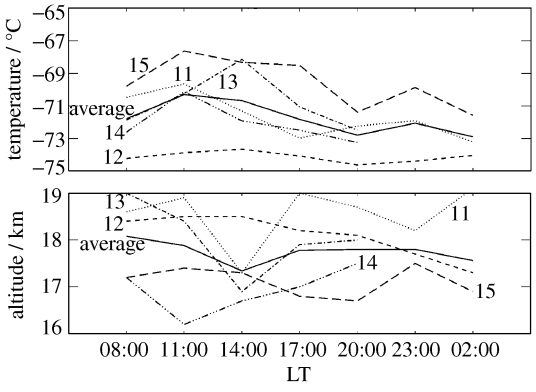


图 7 武汉对流层顶周日变化 (实线为 5 日平均的周日变化, 其他的是各日的周日变化)

Fig. 7 Diurnal variation of tropopause over Wuhan (solid line for 5-day averaged result, and other lines for result of each day)

23:00 LT 又有所回升. 由于 13 和 14 两日 23:00 LT 探空气球仅达到了 15 km 左右的高度, 因此图 7 中这两日的廓线不完整. 由于太阳的辐射及地表长波辐射应该在 12:00 LT 左右达到极大值, 对流层顶通过辐射或对流运动受到上述辐射的影响应该延迟几个小时, 但是图 7 中显示在大部分观测日 11:00 LT 对流层顶温度就达到了极大值, 考虑到探空仪到达对流层顶高度大概需要 40 min, 因此相较 Gandanki 的结果而言, 极大值仍然提前了 2 h 左右, 因此可以认为武汉对流层顶温度的变化可能受到了来自平流层的影响.

图 8 给出了武汉地区 2006 年 1 月 11 日和 12 日极地对流层顶温度与高度的周日变化. 从图 8 中可以看到, 极地对流层顶的高度变化比较平缓, 在 14:00 LT 以前有小幅度的变化, 其后基本上变化很微弱. 11 日温度的变化呈显著的上升趋势, 但是在极地对流层顶之上并未看到这种明显的增温, 这可能是由当地的温室效应气体排放造成的暂时增温. 12 日的温度变化也比较平缓, 在 14:00 LT 达到了温度极大值, 23:00 LT 也有一个温度增大的现象, 由此可以认为极地对流层顶的温度变化受地表长波辐射与对流运动的影响, 热带对流层顶与极地对流层顶在 23:00 LT 都存在温度升高, 这种温度升高现象是由对流层引起的.

图 9 给出了日平均温度随高度的变化廓线, 从图 9 中可以看到, 极地对流层顶和逆温层在逐渐减弱. 为了更好地描述对流层顶的逐日变化, 图 10 给出了各个时间点的对流层顶温度与高度

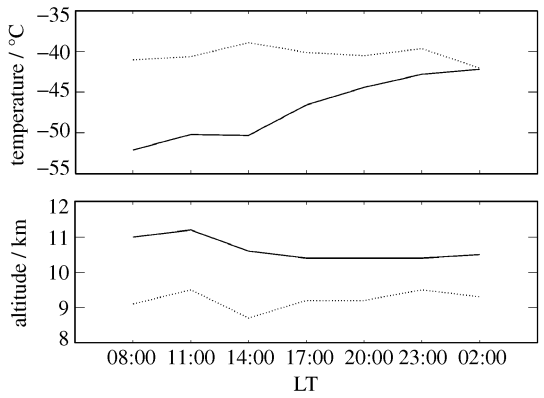


图 8　武汉极地对流层顶的周日变化 (实线为 11 日, 点线为 12 日)

Fig. 8　Diurnal variation of polar tropopause over Wuhan (solid line for Jan. 11, and dotted line for Jan. 12)

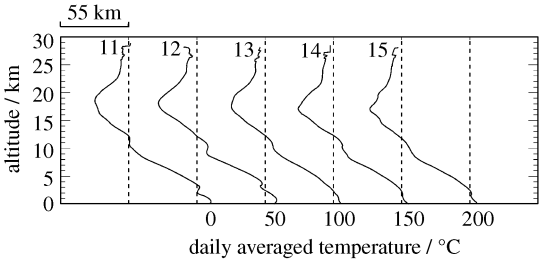


图 9　武汉加密观测期间日平均温度的高度廓线 (各虚线对应当日温度廓线的 0°C)

Fig. 9　Diurnal mean temperature during intensive radiosonde observation over Wuhan (the dashed line denote 0°C of each day's profile)

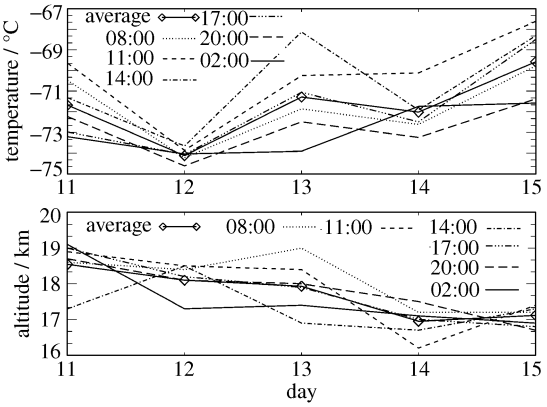


图 10　武汉加密观测期间对流层顶逐日变化 (菱形实线代表平均的逐日变化, 其他各线代表各个时间点的逐日变化, 时间均为 LT)

Fig. 10　Daily variation of tropopause during intensive radiosonde observation over Wuhan (diamond denote averaged daily variation of temperature, and other lines denote daily variation of temperature at each observing time-point, the Local Time)

的逐日变化及日平均的对流层顶温度与高度的逐日变化. 由于 2006 年 1 月 13 日和 14 日 23:00 LT 的数据仅达到了 15 km 高度, 因此 23:00 LT 的逐日变化没有给出. 从图 10 中可以看到, 高度的逐日变化呈稳定的下降趋势, 而温度则呈现出一种波状变化, 反复出现了降低与升高的变化, 但是从 12 日开始整体呈上升趋势.

4　结论

本文对武汉和海口地区 2000—2004 年 Radiosonde 常规观测数据及武汉地区 2006 年 1 月

11—15 日 Radiosonde 加密观测数据进行了分析, 讨论了中低纬地区对流层顶温度、高度的年变化特征, 并对武汉地区对流层顶周日变化的特征进行了探讨.

武汉与海口地区对流层顶的高度都在夏季达到极小值, 冬季达到极大值, 但是对流层顶的温度却呈现出相反的变化: 武汉在夏季达到极小值, 冬季达到极大值; 海口在夏季达到极大值, 冬季达到极小值. 海口对流层顶的温度与高度的变化显示出了与热带站点 Truk 相似的变化特征. 统计结果表明对流层顶高度的年变化更多受到了平流层的影响. 低平流层的温度变化特征延伸到了对流层顶部, 尽管幅度下降很快, 仍然引起了对流层顶部温度扰动值与温度递减率相应的年变化. 对流层厚度的变化同样显示了对流层对对流层顶作用的局限性, 对流层顶部与低平流层温度扰动较强的相关性则进一步表明了低平流层对对流层顶部的影响.

武汉地区的加密观测数据使人们了解对流层顶的周日变化特征成为可能. 结果显示对流层顶的温度存在显著的周日变化, 与 Gandanki 的结果比较显示, 温度周日变化的最大值较 Gandanki 的结果要早两个小时, 我们认为这可能是平流层作用的结果.

参考文献

[1] Highwood E J, Hoskins B J. The tropical tropopause. *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, 1998, **124**:1579∼1604

[2] Alekseev G V, Nagurny A P, Timerev A A. Interannual variability of thropopause characteristics in the Arctic. *Rep. Acad. Sci. Russia*, 1994, **339**:243∼245

[3] Teimerev A A, Nagurny A P, Egorov S A, Medvedchenco E Y. Climate characteristics of the height and temperature of the tropspause over the Arctic Basin. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 1994, **6**:39∼47

[4] Holton J R *et al.* Stratosphere-Troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, 1995, **33**:403∼439

[5] Reid G C, Gage K S. On the annual variation in height of the tropical tropopause. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**: 1928∼1938

[6] Reid G C, Gage K S. The tropical tropopause over the western Pacific Wave driving, convection, and the annual cycle. *J. Geophys. Res.*, 1996, **21**:233∼241

[7] Reid G C. Seasonal and interannual temperature variations in the tropical stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**:18 923 ∼18 932

[8] Yulaeva E, Holton J R, Wallace J M. On the cause of the annual cycle in tropical lower-stratosphere temperature. *J. Atoms. Sci.*, 1994, **51**:169∼174

[9] Haynes P H, Marks C J, McIntyre M E, Shepherd T G, Shine K P. On the "Downward Control" of extratropical diabetic circulations by Eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**:651∼678

[10] Reid R J, Vlcek C L. The annual temperature variation in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, 1969, **26**:163∼167

[11] Newell R E, Kidson J W, Vincent D G. Annual and biennial modulations in the tropical Hadley cell circulation. *Nature*, 1969, **222**:76∼78

[12] Nagurny A P. Climatic characteristics of the tropopause over the Arctic Basin. *Ann. Geophys.*, 1998, **16**:110∼115

[13] Thulasiraman S, Nee J B, Chen W N, Chen J H. Temporal characteristics of tropopause and lower stratosphere over Taiwan during 1990—1995. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 1999, **61**:1299∼1306

[14] Zhang C. On the annual cycle in highest, coldest clouds in the tropics. *J. Clim.*, 1993, **6**: 1987∼1990

[15] Gage K S, Reid G C. Coherent annual and inter annual variations in temperature and height fields in the tropical troposphere and lower stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, 1982, **9**:1199∼1201

[16] Revathy K, Prabhakaran Nayar S R, Krishna Murthy B V. Diurnal variation of tropospheric temperature at a tropical station. *Ann. Geophys.*, 2001, **19**:1001∼1005

[17] Маховер З М. Climagy of Tropopause. Beijing: China Meteorological Press, 1988. 118∼122. in Chinese (Маховер З М. 对流层顶气候学. 北京: 气象出版社, 1988. 118∼122)