

影响气温直减率变化的物理过程讨论

朱禾 王秀明

(中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081)

摘要: 对流层中大气温度垂直递减率是决定大气静力稳定度的主要因素。基于气温直减率(γ)倾向公式, 讨论了影响 γ 变化的主要物理过程, 包括温度平流的垂直差异和垂直运动。“上冷下暖”的温度平流垂直差异导致气温直减率增大, 大气层结趋于不稳定, 对与之密切相关的气温直减率平流, 特别是混合层平流, 进行了讨论。垂直运动对气温直减率的影响往往被忽视, 且常被视为抬升条件, 重点讨论了天气尺度系统强迫的缓慢垂直运动对气温直减率的影响。

关键词: 气温直减率, 差动温度平流, 垂直运动, 大气静力稳定度

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2016.05.008

A Discussion About the Physical Process of Environmental Temperature Lapse Rate Tendency

Zhu He, Wang Xiuming

(China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081)

Abstract: The environmental temperature lapse rate is the critical ingredient of static stability for tropospheric atmosphere. Base on the lapse rate tendency equation, the relevant physical processes that affect the local rate of change of lapse rate are discussed, including differential temperature advection and the vertical motion. Warm temperature advection decreasing with height lead to γ increase and stratification tends to instable. This paper discusses the lapse rate advection which is differential temperature advection in essence, especially the mixed layer advection downstream. The influence of vertical movement on the lapse rate is often ignored, and is often regarded as the lifting mechanism. This paper pay more attention to the effect of slow vertical movement, which forced by synoptic scale systems, on the lapse rate.

Keywords: lapse rate, differential temperature advection, vertical motion, static stability

0 引言

对流层中大气温度随高度增加逐减降低, 一般用高度每增加100m或1km温度降低的度数来描述, 称为气温直减率, 用 γ 表示, $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial Z}$ 。在对流层内, 大气平均气温直减率为 $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$ 。比较环境气温直减率与气块干湿绝热递减率的大小是诊断大气静力稳定度的方法之一。假设低层水汽状况相同的情况下, 基于气块理论, 气温直减率越接近干绝热递减率(γ_d), 大气层结越不稳定, 因而气温直减率演变分析在雷暴潜势预报中是不可或缺的环节。Doswell等^[1]提出的“配料法”, 即给出了基于雷暴发生三要素(层结不稳定、水汽和抬升)诊断雷暴发生潜势的思路。为了使雷暴构成三要素相互独立, 从而能分别考虑其演变对

雷暴发生条件的影响, Doswell等^[1]提出的静力不稳定(instability)仅指温度层结处于条件不稳定状态。尽管严格意义上三要素并不完全独立^[2], 为了简化问题本文仅考虑影响气温直减率变化的物理过程。

预报员常基于流型识别法做雷暴潜势预报, 对高空槽后冷平流及低层偏南暖湿气流尤为关注, 认为这种“上冷下暖”的差动温度平流是不稳定层结建立的基本方式。本文从气温直减率局地变化公式入手, 对影响 γ 的物理过程进行了较为全面的讨论, 对差动温度平流的不同表现形式做了进一步的讨论, 并试图对不同物理过程对气温直减率的影响大小进行讨论。

1 水平运动对气温直减率的影响

气温直减率局地变化公式^[3-4]为:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} = -V \cdot \nabla \gamma + \frac{\partial V_h}{\partial z} \cdot \nabla_h T + \frac{\partial w}{\partial z} (\gamma_d - \gamma) - w \frac{\partial \gamma}{\partial z} - \frac{1}{c_p} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{dQ}{dt} \right) \quad (1)$$

式中, $\gamma = -\frac{\partial T}{\partial Z}$ 为气温直减率, γ_d 为干绝热递减率, w

收稿日期: 2015年2月5日; 修回日期: 2015年9月15日
第一作者: 朱禾(1962—), Email: zhuh@cma.gov.cn
资助信息: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406002),
国家自然科学基金项目(41175043, 41475042)

表示垂直速度， Q 为非绝热加热， c_p 为定压比热。式(1)右边第一项为气温直减率平流，第二项为随高度变化的风的温度平流，第三项为拉伸项，第四项为气温直减率垂直输送，第五项为非绝热加热。由于引入了关系式 $\frac{dP}{dt} \approx \rho g w$ ，其中隐含了静力平衡关系，式(1)

适用于大尺度运动和非深对流的中尺度运动。式(1)右边前两项与温度平流有关，第三、四项与垂直运动有关。

$$\text{式(1)右边第一、二项可合并为} -\frac{\partial}{\partial z}(-\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h T),$$

即温度平流随高度的变化(差动温度平流)^[4]，说明上层冷平流、下层暖平流使大气层结趋于不稳定，也是预报员常说的“上冷下暖”，大气层结不稳定。尽管如此，差动温度平流对层结的影响是一个缓慢积累的过程，层结不稳定区并不一定同时可诊断出差动温度平流，很可能差动平流过程在诊断时刻之前发生。若将大尺度运动界定为准地转运动，则式(1)中第二项为热成风温度平流，而热成风温度平流为0，因而该项对气温直减率变化几乎无贡献。这说明温度平流的影响主要表现为气温直减率的平流[即式(1)右边第一项]。对大气尺度运动，量级分析也表明，气温直减率平流项比其他项大一个量级^[4]，在灾害性强对流天气过程中，该项对气温直减率的改变可以达到3h增加 $1^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。

近乎干绝热递减率的温度层结可以由高原边界层混合作用形成，也可以由于下沉运动形成，天气尺度系统强迫的下沉运动通常都是干下沉。有利于雷暴发生一种流型为：高原地区深厚的混合层由强偏西风平流到下游的平原地区，形成平原高架混合层(elevated mixed layer, EML)^[5]。高架混合层实际上是上游高原地区的边界层混合层，只是高原地区水汽含量少，混合层相对深厚。该混合层(表现为气温直递减率几乎干绝热递减率，位温相同)会在气流作用下平流到平原地区，叠加在平原湿舌之上而形成强不稳定。对高原而言，是抬升混合层，对平原地区而言是“高架”(elevated)的。因而雷暴天气常发生在靠近高原的平原地区，如：美国的落基山脉东部平原，我国的华北平原和黄淮地区。美国一般用700~500hPa(简称“T75”)气温直减率和显著流线配合分析高架混合层平流^[6]。根据对北京周边探空的分析，影响北京及其下游平原地区的高架混合层的底部通常在700hPa以下，而不在700hPa之上^[7]，这与上游的地形高度有关。因而在华北平原地区高架混合层分析的层次不能拘泥于“T75”。槽后干冷下沉运动亦能形成气温直

减率近乎干绝热的层结，同时形成强逆温，抑制对流发生。干绝热气层平流到下游平原地区叠置在暖湿气团之上有利不稳定层结形成。另一方面，干绝热气层平流下游平原地区同时也形成较强的逆温(常被称为干暖盖，即Lid或Cap)，随着逆温层以下低层气团水汽和热量的累积，气团增温增湿，对流有效位能增大，如果存在中尺度系统强迫抬升或上游有对流系统移来，较强的抬升揭开“盖子(Lid)”，将出现灾害性强对流天气^[8]。气温直减率大值区东移叠加到低层湿区之上，形成不稳定的物理过程，这在我国东北龙卷等强对流天气个例中较为多见^[9]。

2 垂直运动对气温直减率的影响估计

Doswell^[10-11]认为大尺度系统强迫的垂直运动对大气层结有重要影响，指出天气尺度上升运动对雷暴的作用一般不是克服对流抑制的“抬升”作用，而是使大气层结向不稳定演化。式(1)中第三、四项分别为垂直速度分布不均匀造成的拉伸项和气温直减率垂直输送项。下面先讨论垂直拉伸项。如图1，初始气层厚度为1km，其底部为 10°C ，假设环境气温直减率为大气平均态，即 $6.5^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ，则顶部为 3.5°C 。假设顶部垂直速度大于底部，天气尺度系统强迫的上升速度一般在500hPa无辐散层最大，量级为 $10^0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，在不失一般性的情况下，假设顶部垂直速度为 $2\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ，底为 $1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 。以干绝热过程抬升一段时间后，顶抬升了1km，则温度下降约 10°C ，即顶抬升后为 -6.5°C ；底抬升0.5km，温度下降 5°C ，抬升后为 5°C 。由于拉伸气柱厚度由1km变为1.5km。假设从底至顶气层垂直速度均匀递增，则气层平均气温直减率由 $6.5^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 增至 $7.7^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ，增加了 $1.2^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。所需时间约为14h($1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的垂直速度上升0.5km所需要的时间)，大致相当于12h增加 $1^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。这样的气温直减率增幅导致

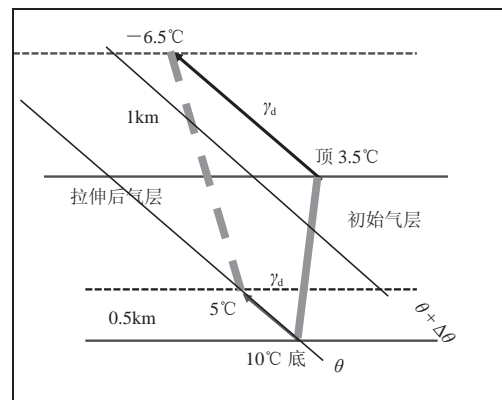


图1 拉伸项对大气气温直减率影响估计示意图
Fig. 1 The diagram to evaluate the influence of the stretching term on the lapse rate

的正浮力增量可使风暴垂直速度增加 $7\sim 12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ [10]。

当气温直减率垂直分布不均匀且有垂直运动时,会产生垂直输送。当气温直减率随高度减小时,上升运动使上层气温直减率增加。2011年8月8日20时,北京周边700~500hPa受上升气流控制(图2a)。在上升运动的作用下,气温直减率近乎干绝热递减率的气层由8日20时的850~650hPa抬升至769~550hPa

(图2b中灰色粗虚线处),同时700~500hPa温度差由 17°C 增至 21°C ,对应气温直减率增幅为 $1.1^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。从图2b可知,8日20时—9日08时700hPa增温 1°C ,500hPa降温 3°C 。由探空资料诊断不出明显的温度平流。由NCEP $1^\circ\times 1^\circ$ 分析资料诊断出500hPa以下气温递减率从8日20时—09日08时亦增大,且北京站点处850~500hPa为 $10^0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 量级上升运动。

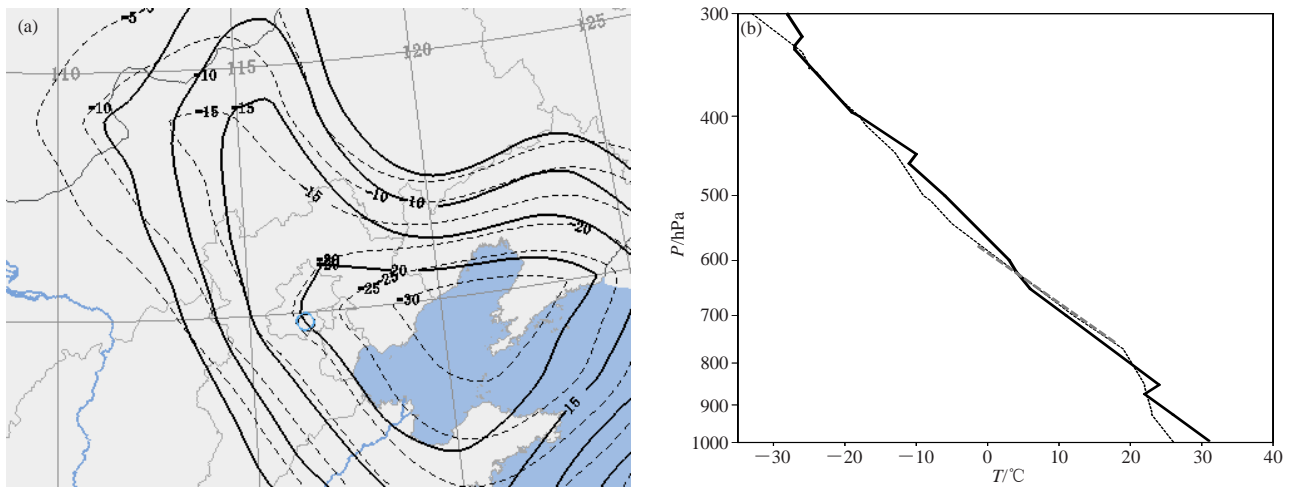


图2 (a) 2011年8月8日20时500hPa(实线)与700hPa(虚线)垂直速度(单位: 10^{-2}Pa/s), 圆圈标记处为北京探空站点; (b) 北京站8日20时(实线)和9日08时(细虚线)温度廓线(单位: $^\circ\text{C}$)

Fig.2 (a) The vertical velocity at 500hPa (solid line) and 700hPa (dotted line) at 12 UTC, 8 August, 2011 (unit: 10^{-2}Pa/s); (b) The temperature profiles at 12 UTC 8 August, 2011 (solid line) and 00 UTC 9 August, 2011 (dotted line) (unit: $^\circ\text{C}$). The blue circle locates the Beijing sounding station

图3给出了9日02时由NCEP资料给出的700~500hPa温度平流。8日20时—9日02时700hPa为弱冷平流,600hPa为弱暖平流,500hPa温度平流不明显,因此温度平流的垂直分布为“下冷上暖”,其作用是使得气温直减率减小。综上,北京站对流层中低层气温递减率增大不是由温度平流造成,而是由 $1\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 量级的垂直运动造成。需要指出,本文所讨论的垂直抬升是大尺度系统或次天气尺度系统所强迫的缓慢垂直运动对整层大气的抬升,而非中尺度系统强迫的较强垂直运动对局地气块的抬升,因而不是讨论的抬升条件而是大尺度环流对气温直减率的影响。

对于边界层而言,由辐射和湍流混合造成的非绝热加热作用明显。白天地表辐射升温,通过感热和湍流混合使得边界层气温直减率增大,因此午后到傍晚低层气温直减率明显增大,而夜间减小(图2b)。

3 结论与讨论

对流层中大气温度垂直递减率是决定大气静力稳定度的主要因素,本文从影响气温直减率局地变化公式入手,讨论了影响大气温度垂直递减率的物理过

程,即差动温度平流和垂直运动。差动温度平流即通常业务预报中提到的“上冷下暖(平流)”——上层冷平流、下层暖平流。实际上,差动温度平流由气温直减率平流项主导,近乎干绝热递减率的混合层的层结不会因垂直运动而改变,因此其平流到下游地势平坦地区对层结不稳定的作用尤为显著。

一般来说,差动温度平流项占主导,但垂直运动对气温直减率的影响亦不可忽视,拉伸项和气温直减率垂直输送项对气温直减率的改变都可以达到每12h增加 $1.0^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。本文给出了一次由垂直运动造成温度递减率增大的过程。高空槽前上升运动导致环境气温直减率增加是雷暴常在高空槽前发展的原因之一。

非绝热项包括辐射增温和凝结潜热释放都是很重要的且不可以忽略的,非绝热加热与绝热加热常常同时出现且部分抵消,限于篇幅和非绝热加热问题的复杂性,本文未做讨论。

参考文献

- [1] Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. Wea Forecasting, 1996, 11:

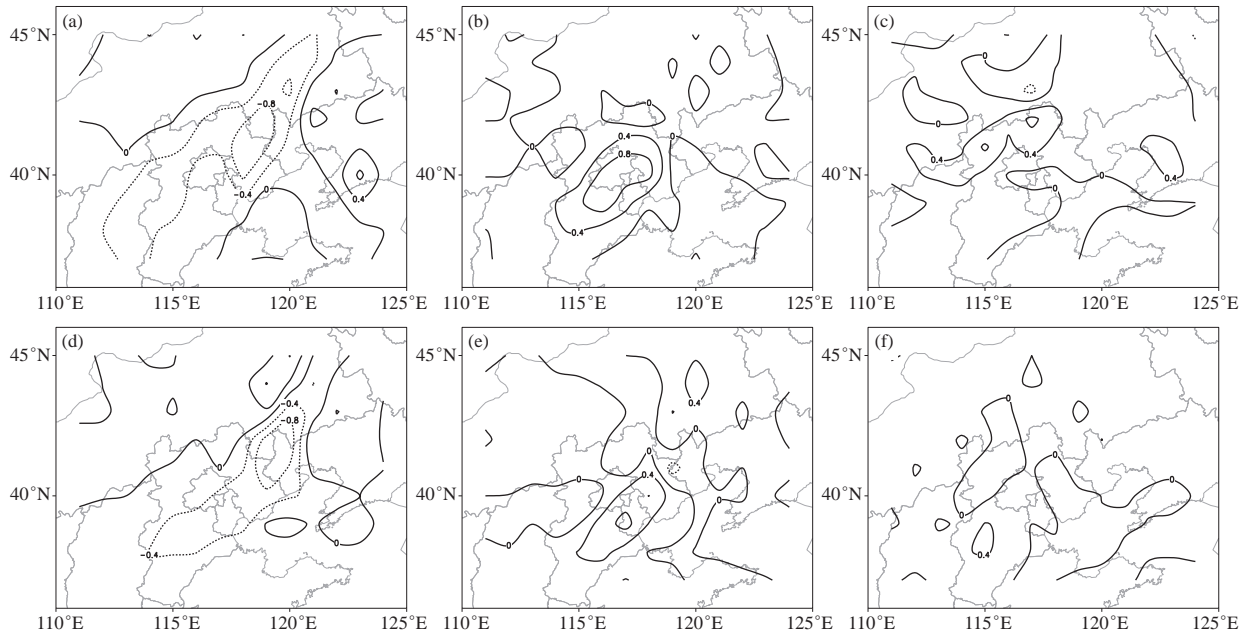


图3 2011年8月8日20时 (a, b, c) 与9日02时 (d, e, f) 700hPa (a, d)、600hPa (b, e) 和500hPa (c, f) 温度平流 (单位: $10^{-4}K \cdot s^{-1}$)

Fig. 3 The temperature advection at 700hPa (a, d), 600hPa (b, e) and 500hPa (c, f) at 12 UTC, 8 August, 2011 (a, b, c) and 18 UTC, 8 August, 2011 (d, e, f) (unit: $10^{-4}K \cdot s^{-1}$)

560-581.

- [2] 王秀明, 俞小鼎, 周小刚. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论. 气象, 2014, 40(4): 389-399.
- [3] 斯公望. 暴雨和强对流环流系统. 北京: 气象出版社, 1988.
- [4] Markowski P, Richardson Y. Mesoscale meteorology in midlatitudes. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell Publication, 2010.
- [5] Carlson T N, Benjamin S G, Forbes G S, et al. Elevated mixed layers in the regional severe storm environment: conceptual model and case studies. Mon Wea Rev, 1983, 111: 1453-1473.
- [6] Crisp C A. Training guide for severe weather forecasters. AFGWC/TN-79/002, Air Weather Service, U S Air Force, 1979.
- [7] 章丽娜, 王秀明, 熊秋芬, 等. “6·23”北京对流暴雨中尺度环境时空演变特征及影响因子分析. 暴雨灾害, 2014, 33(1): 1-9.
- [8] Thomas M G, Carlson T N. A statistical evaluation of lid strength on deep convection. Wea Forecasting, 1987, 2: 127-139.
- [9] 王秀明, 俞小鼎, 周小刚. 中国东北龙卷研究: 环境特征分析. 气象学报, 2015, 73(3): 425-441.
- [10] Doswell C A III. The operational meteorology of convective weather. volume I: operational mesoanalysis. NOAA Technical Memorandum NWS NSSFC-5, 1982.
- [11] Doswell C A III. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. Wea Forecasting, 1987, 2: 3-16.