

张亚妮,符娇兰,胡宁,等,2022. 华北中部平原地区一次降雪过程雪水比变化特征及成因分析[J]. 气象,48(2):216-228. Zhang Y N, Fu J L, Hu N, et al, 2022. Analysis of snow-to-liquid ratio characteristics and its mechanism of a snowfall event in the plain of Central North China[J]. Meteor Mon, 48(2):216-228(in Chinese).

华北中部平原地区一次降雪过程 雪水比变化特征及成因分析^{*}

张亚妮¹ 符娇兰¹ 胡 宁¹ 张英娟²

¹ 国家气象中心,北京 100081

² 北京市气候中心,北京 100089

提 要: 运用降雪深度加密观测资料,求取 2020 年 2 月 14 日华北中部一次降雪过程的平均雪水比(snow-to-liquid ratio, SLR),并分析了其变化特征和形成原因,发现此次过程 SLR 在东西方向上变化显著,即自北京平原地区至天津西部逐渐增大,再向东至天津东部又有所减小,京津两地 SLR 差别大。3 h 平均的 SLR 显示北京平原地区东部和天津中北部随时间变化不大,天津南部和天津沿海地区有增大趋势。基于 Cobb 算法的云内 SLR 也具有相似的东西向变化特征,表明云内过程是此次华北中部平原地区 SLR 东西向变化的主要原因。北京平原地区近地层的融雪作用以及北京平原地区西南部的地表融雪加强了此变化特征。另外,通过分析误差来源发现文中研究区域的中西部地区云内 SLR 与由积雪深度观测计算的 SLR 差异较大,尤其是西部地区,这主要与该地区较高的地面 2 m 气温导致的近地面层的融雪作用有关,北京平原地区的误差基本上来源于此。对于天津西部,云内冰、液混合相态导致的淞附增长可能是该地区误差的主要来源。

关键词: 雪水比, Cobb 算法, 融雪, 淞附增长

中图分类号: P426, P457

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2021.101801

Analysis of Snow-to-Liquid Ratio Characteristics and Its Mechanism of a Snowfall Event in the Plain of Central North China

ZHANG Yani¹ FU Jiaolan¹ HU Ning¹ ZHANG Yingjuan²

¹ National Meteorological Centre, Beijing 100081

² Beijing Municipal Climate Centre, Beijing 100089

Abstract: Based on densely observed snow depth, snow-to-liquid ratio (SLR) of a snowfall event in the plain of central North China on 14 February 2020 is studied. The variation characteristics of SLR and its reasons are discussed. Results show that the SLR increases from Beijing Plain to western Tianjin and then decreases to eastern Tianjin. The maximum value of SLR is located in the western part of Tianjin and there is a big difference of the SLR between Beijing and Tianjin. The 3 h averaged SLR shows that, in eastern plain area of Beijing and in central and northern part of Tianjin, the change of SLR with time is little. In the southern Tianjin and the coastal areas of Tianjin, by contrast, the SLR tends to increase with time. The similar characteristic of the SLR in cloud based on Cobb snow-fall algorithm is also found in west-east direction. This indicates that the process in cloud is the main factor forming the above variation of the SLR in the plain of central North China. The surface and near-surface snowmelt in Beijing intensifies this

^{*} 国家重点研发计划(2018YFF0300104)、国家自然科学基金重点项目(42030611)和国家自然科学基金重大项目(91937301)共同资助
2021 年 1 月 15 日收稿; 2021 年 10 月 18 日收修定稿

第一作者:张亚妮,主要从事短期天气预报和研究. E-mail: zhangyn@cma.gov.cn

通讯作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断和预报技术研究. E-mail: bluelilyfly@163.com

characteristic due to the higher surface temperature, surface air temperature and the weak warm layer in surface layer. In addition, differences between the SLR based on Cobb and the SLR obtained from snow depth data are analyzed. It is found that the obvious differences occur in central and western part of the research area, especially in the western part. This is related mainly to the snowmelt caused by higher air surface temperature. The difference in the plain area of Beijing basically comes from this. In western Tianjin, the difference comes probably from riming growth induced by co-existing of ice and water in clouds.

Key words: snow-to-liquid ratio (SLR), Cobb snow-fall algorithm, snowmelt, riming growth

引言

积雪是降雪积聚在地表面所形成的一层固体覆盖物,从积雪表面到地面的垂直深度即为积雪深度(《大气科学辞典》编委会,1994)。短期时段内积雪深度的变化主要包括一次降雪天气过程能否产生积雪及积雪深度的大小。由于积雪深度对城市运行和农业生产有显著影响,单纯的降雪量预报已不能满足精细化预报业务发展。近年来,一些气象台站开始发布积雪深度预报(翟亮等,2018)。要做好积雪深度预报,需要对积雪深度的影响因子、积雪深度与降雪量的关系等方面进行研究。雪水比就是表征积雪深度与降水量关系的重要参数,国外一般将雪水比称为 snow-to-liquid ratio (SLR),是指新增积雪深度与融化后等量液体深度(降水量)的比值,等价于液态水密度与平均雪密度之比(Alcott and Steenburgh, 2010; Milbrandt et al, 2012),有时也将其称作降雪比(snow ratio)(Roebber et al, 2003)。

在预报业务实践中一般都参考气候经验值 10 进行积雪深度预报,即 1 mm 的降雪量可形成 1 cm 的积雪。相关研究指出 SLR 的变化范围很大,有时甚至可达 100,区间跨度高达 90 多。Judson and Doesken(2000)对落基山中部 6 个测站新降雪密度进行了研究,发现尽管各观测站多数降雪事件 SLR 值接近 10,约在 10~16.7 变化,但总体变化区间大,为 3.9~100。Alcott and Steenburgh(2010)研究了美国犹他州一个高山站的 SLR,结果显示所有降雪事件 SLR 的平均值为 14.4,取 10 的概率仅为 3%,变化范围为 3.6~35.1,不但不同月份间差异很大,而且还存在显著的日变化。Roebber et al (2003)运用 28 个探空站 22 年 1650 个降雪事件资料的研究指出 SLR 在 1.9~46.8 变动,其平均值为

15.6,中位数为 14.1,众数为 10,这表明尽管经验值 10 不能涵盖所有降雪事件,但是有一定的有效性。Baxter et al(2005)根据美国 30 年降雪资料进行了研究,发现大部分地区 SLR 取 13 更为合适,尽管如此,其空间变化不容忽视,在美国西部山区和北部平原地区 SLR 平均值能达到 15,沿太平洋西海岸地区会突然降至 9~10。Ware et al(2006)的研究也得出北部地区 SLR 均值更高一些的结论。这些研究成果均说明 SLR 的变化范围大,在时间、空间上均有显著差异。国内这方面的研究相对较晚,杨琨和薛建军(2013)利用加密降雪观测资料得到我国冬季 SLR 值大约为 7.5,且有明显的地区差异。崔锦等(2015;2019)统计了沈阳站及辽宁省 SLR 变化特征,结果表明辽宁省小时 SLR 的平均值为 11,且其变化范围跨度大,主要位于 2~20,平均 SLR 在辽宁省存在明显的空间和月变化特征。杨成芳和刘畅(2019)、杨成芳和朱晓清(2020)研究了山东省 SLR 的分布特征,指出一次江淮气旋暴雪过程中全省 SLR 平均值为 5,但各地差异较大,气候统计结果表明山东省大部地区多年平均值为 9,且主要集中在 3~11。陈双和符娇兰(2021)对华北地区两次 SLR 存在显著差异的降雪过程进行了对比分析,指出云内-18~-12℃温度层厚度、其与上升运动的配置关系以及云内粒子相态分布等对 SLR 有重要影响。

冰晶从生成到降落到地面经历了云内、云下及地表压实过程,这些过程的共同影响最终决定了降雪 SLR 的大小。随着预报技术的发展,简单气候经验值逐渐被客观预报产品替代。例如,采用天气学方法预报积雪深度(谢静芳等,2001;马吉晖和李玉香,2012),基于径向基神经网络算法预报东北地区季节性雪深(付强等,2017)等。目前,中央气象台新增积雪深度客观产品,该产品是将 Cobb 算法(Cobb and Waldstreicher, 2005)计算的云内 SLR 近似看

作地面 SLR 进行估算的,那么,由该方法计算的云内 SLR 与由积雪深度观测得到的 SLR(称之为实况 SLR)的差异(以下简称为云内 SLR 误差)如何?主要误差来源是什么?本文针对 2020 年 2 月 14 日华北地区一次降雪过程,研究此降雪事件华北中部平原地区 SLR 的空间变化特征,试图探索其形成原因,并分析基于 Cobb 算法的云内 SLR 误差来源,以便在业务预报中更好地运用该产品。

1 资料及研究区域

本文所用资料为 2020 年 2 月 13—15 日中国区域国家站逐时地面观测资料、常规高空观测资料以及人工加密观测的积雪深度资料。积雪深度加密观测时次为 05 时、14 时和 20 时,北京和天津地区还进行了 3 h 一次的加密观测。另外运用了 ERA5 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 再分析资料(Fifth generation of ECM-WF atmospheric reanalysis of the global climate),时间分辨率为 1 h。需要说明的是,在对北京东部、天津西部和天津东部进行对比分析时,参考 ERA5 再分析资料的网格分布,选取网格点 A(39.75°N 、 116.5°E)、B(39.25°N 、 117°E)和 C(39°N 、 117.75°E)分别代表该三地(具体位置见图 1a)。文中时间均

采用北京时。

2020 年 2 月 14 日 00 时北京西部开始出现降水(图 1a),之后降水落区向东向南扩展,覆盖了北京东部和河北中部地区,07—08 时东扩至天津。河北东北部降水发生较晚,直到 14 日 09 时之后才陆续出现。从相态分布看,北京平原地区 14 日 05 时为雨(图 2a),08 时北京平原地区北部和东部已转为雪(图 2b),且由此时过去天气现象 1 和过去天气现象 2(指过去 6 h 或 3 h 内观测到 1 种或 2 种天气现象,图 2c)的分布看出,该地区 08 时之前出现了雪(过去天气现象 1)和雨(过去天气现象 2)共两种天气现象,表明雨、雪相态转换出现在 05—08 时。由于受积雪深度观测时次的限制,文中在计算 SLR 时,近似认为北京平原地区北部和东部相态转换出现在 14 日 08 时。北京平原地区西南部 14 日 08 时为雨或雨夹雪(图 2b),未转换为纯雪,11 时观测为纯雪(图 2d),对昌平、海淀、石景山、门头沟、丰台、朝阳等站近似认为相态转换时间为 14 日 11 时。图 1b 是降水的结束时间,北京平原地区降水基本上在 14 时左右停止,因此,对北京平原地区北部和东部 SLR 计算时段为 14 日 08—14 时,对北京平原地区西南部,SLR 的计算时段为 14 日 11—14 时。

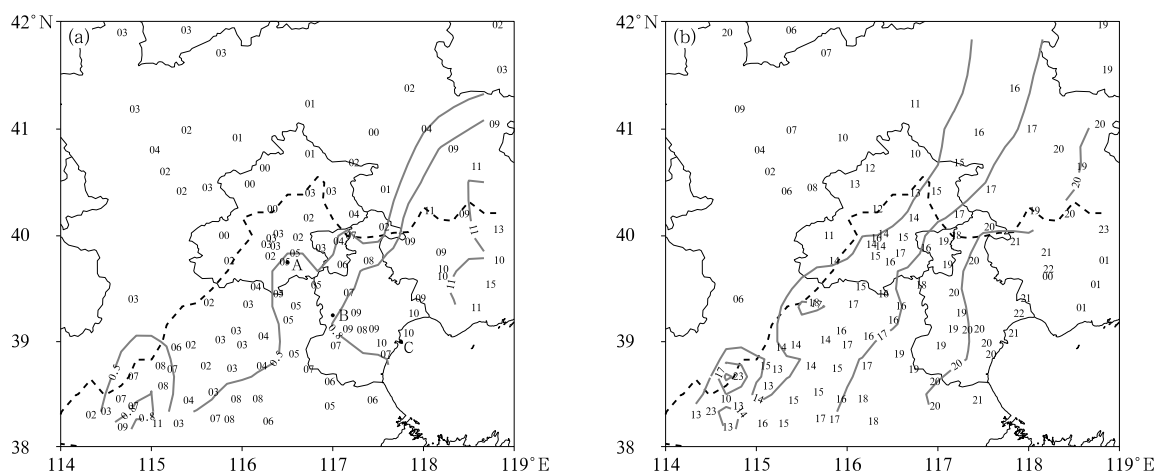


图 1 2020 年 2 月 14 日华北降水的(a)开始时间和(b)结束时间

[数字表示北京时,灰线为时间等值线,虚线是 300 m 海拔高度,用来区分山区与平原地区;

图中 A,B,C 分别为网格点(39.75°N 、 116.5°E),(39.25°N 、 117°E)和(39°N 、 117.75°E)位置]

Fig. 1 The (a) starting time and (b) end time of the precipitation in North China on 14 February 2020

[Numbers and grey contour denote Beijing Time; dashed line is the altitude of 300 m, used to distinguish

mountains from plains; A, B and C are located at (39.75°N , 116.5°E),

(39.25°N , 117°E) and (39°N , 117.75°E) respectively]

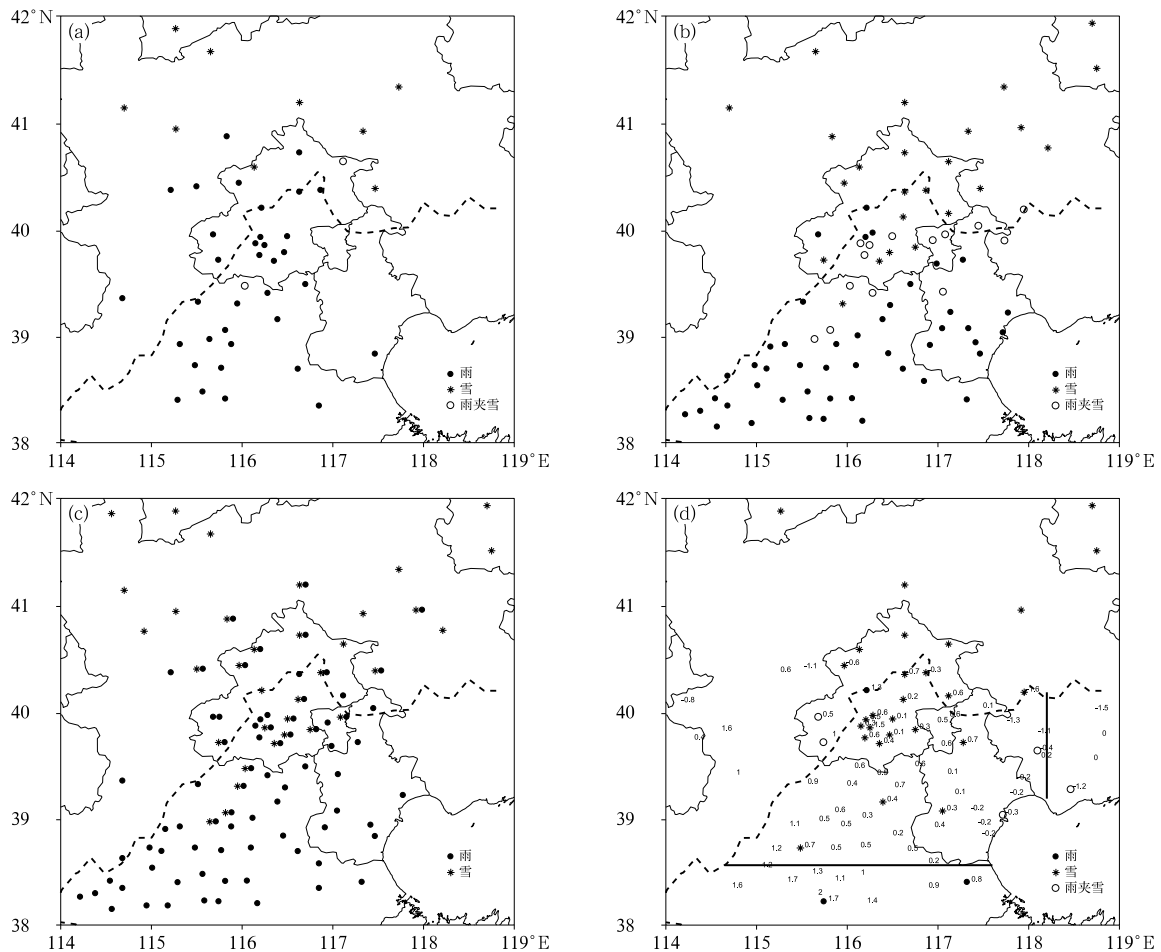


图2 2020年2月14日不同观测时次的降水相态
(a)05时降水相态,(b)08时降水相态,(c)08时观测的过去天气现象1(左侧)和过去天气现象2(右侧),
(d)11时降水相态及2 m气温(单位:℃,实线用来区分计算SLR时划分的不同区域)
(虚线是300 m海拔高度)

Fig. 2 Types at different observational time on 14 February 2020

(a) 05:00 BT, (b) 08:00 BT, (c) past weather phenomenon 1 (left side) and past weather phenomenon 2 (right side) at 08:00 BT, (d) types and 2 m air temperature at 11:00 BT (unit:℃; Solid line divides the areas when computing SLR) (Dashed line is the altitude of 300 m)

对于天津、河北中部及东北部偏西地区(图2d中实线与虚线围成的除北京地区外的区域),除天津沿海和河北东北部的两个站外,14日11时观测的相态为降雪(图2d)。由于相态观测稀少,其他多数站点无法判断。但从地面2 m气温分布来看,这一区域气温为 $0.6\sim 0.7^{\circ}\text{C}$ 及以下,与有相态观测的站点气温对比,可判断该地区在14日11时基本已转为雪。从降水结束时间看(图1b),该区域降水基本都在14日14时以后至20时左右结束,SLR的计算时段取为14日11—20时。对于河北东北部偏东地区,降水出现晚,多数站点降水开始时间为14日14时左右(图略),且为直接降雪,最晚结束时间为15日05时(图略),因此该区域SLR的计算时段为

14日14时至15日05时。基于上述各地降雪时段及积雪深度资料观测时间,本文研究区域为北京平原地区、天津、河北中部和东北部平原地区。

2 SLR的变化特征

2.1 平均SLR的空间变化特征

文中平均SLR是指某地在降雪时段内新增积雪深度与降雪量的比值,用来表示该地SLR的整体情况。图3给出的是由积雪深度观测资料计算的本次降雪过程京津冀三地各自降雪时段内平均SLR的水平分布,可以看出在北京、天津、河北中部

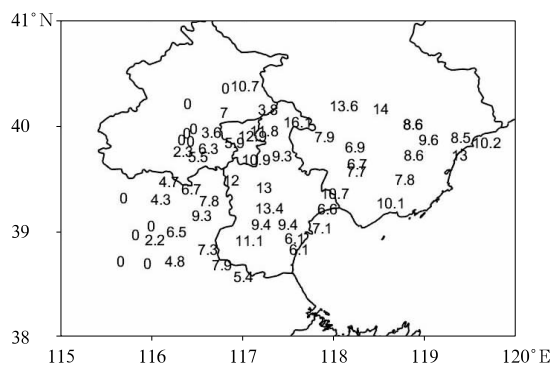


图 3 京津冀三地各自降雪时段内
平均 SLR 的水平分布

Fig. 3 Horizontal distributions of the averaged
SLR based on observed data

SLR 自西向东逐渐增大,在天津西部达最大,再向东至天津沿海地区又有所减小。具体来讲,北京平原地区西部和河北中部偏西地区 SLR 为 0,没有出现积雪;北京平原地区东部、河北中部偏东地区 SLR 为 4~7;廊坊北三县、天津西部则大于 10;天

津东部沿海为 6~7。对于河北东北部,该变化特征不明显,除个别站点较大外,SLR 基本上在 7~10 变化。

2.2 京津地区 SLR 的时间变化

在本此降雪过程中,北京和天津地区对积雪深度进行了 3 h 一次的加密观测,由此可以观察该地区降雪时段内 SLR 随时间的变化情况。图 4 为北京和天津不同观测时次 SLR 的分布,发现北京地区除北部一个站 SLR 变化较大之外,其他站的变化不大(图 4a,4b),平原地区东部 SLR 大约在 4~7。对于天津地区(图 4c~4e),尽管中北部个别站点 SLR 有所起伏,然而基本在 10 以上。天津南部及沿海地区 SLR 变化比较明显,14 日 14 时小于 5(图 4c),17 时略有增强,但总体变化不大,到 20 时明显增强,绝大多数站点 SLR 都大于 10。

综上所述,此次降雪过程 SLR 的变化具有以下特征:自西向东先增大再减小,在天津西部达最大,

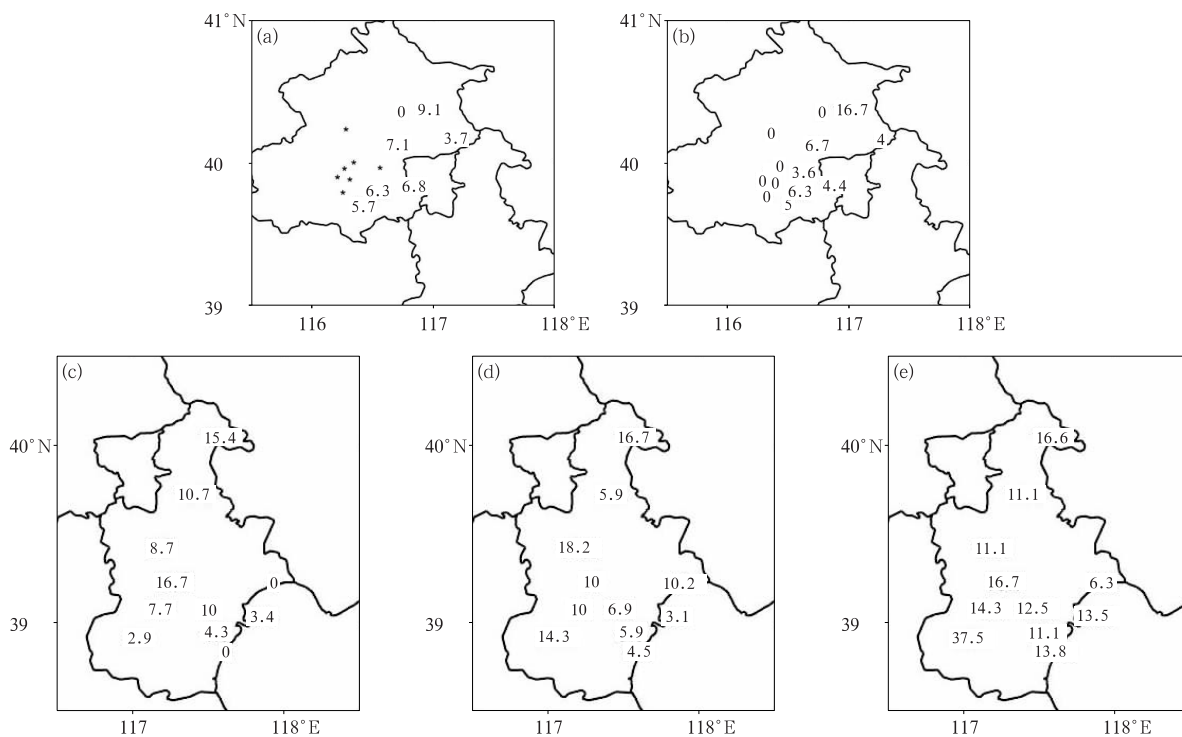


图 4 2020 年 2 月 14 日北京(a)11 时和(b)14 时及天津(c)14 时,(d)17 时和(e)20 时 SLR 的水平分布
(* 表示该站无值)

Fig. 4 Horizontal distributions of the SLR in Beijing at (a) 11:00 BT and (b) 14:00 BT,
and in Tianjin at (c) 14:00 BT, (d) 17:00 BT and (e) 20:00 BT 14 February 2020

(* indicates that the station has no value)

北京和天津差别较大。另外,北京平原地区东部和天津中北部 SLR 随时间基本无变化,天津南部和沿海地区有增大趋势。

3 主要影响系统

2020年2月14日08时,除天津和河北东北部外,北京及周边地区都已经出现降水,主要影响系统

如图5。500 hPa 和 700 hPa 的冷涡位于内蒙古中西部,京津冀地区处于冷涡东南象限,受西南暖湿气流控制(图 5a,5b)。在 850 hPa 和地面上,北京、天津和河北中南部位于低压倒槽中,北京、天津地面吹东风或东北风(图 5c,5d)。地面锋区大约位于山西东部至河北北部,并随高度向西北方向倾斜。随着低涡东移、冷空气南侵,华北平原地区气温下降,先后出现相态转化。

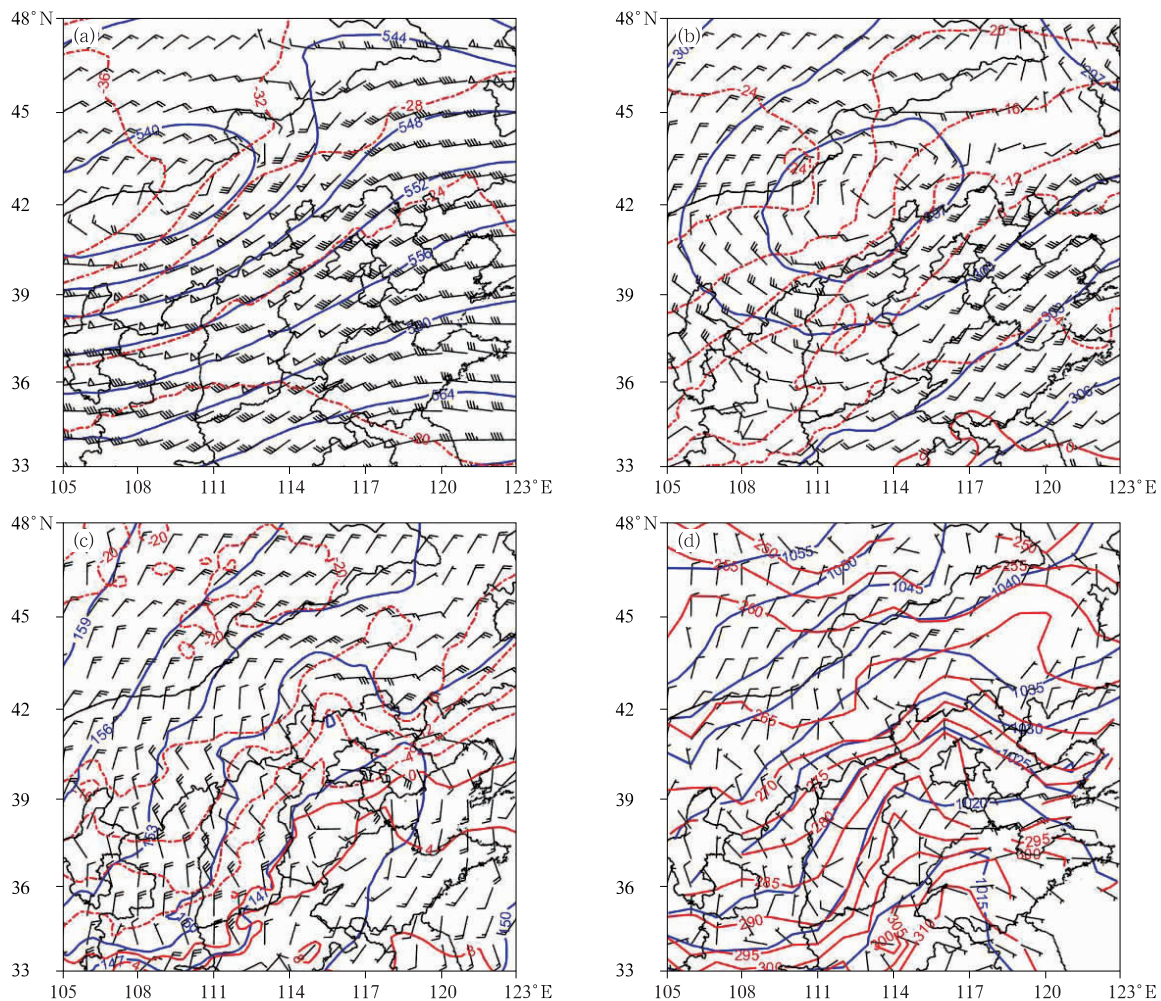


图5 2020年2月14日08时(a)500 hPa, (b)700 hPa, (c)850 hPa等压面上气温(红线,单位:℃)、风场(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和位势高度(蓝线,单位:dagpm)的分布及
(d)地面假相当位温(红线,单位:K)、10 m风(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
和海平面气压(蓝线,单位:hPa)的分布

Fig. 5 Distributions of air temperature (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$), wind (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), and geopotential height (blue line, unit: dagpm) at (a) 500 hPa, (b) 700 hPa and (c) 850 hPa, as well as (d) the distribution of pseudo-equivalent potential temperature (red line, unit: K), 10 m wind (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and sea surface pressure (blue line, unit: hPa) at surface at 08:00 BT 14 February 2020

4 SLR 东西向变化的成因分析

降雪的 SLR 与冰晶结构有关,冰晶间隙内空气的体积占比决定了新雪的蓬松程度。冰晶从生成到降落到地面形成积雪,其最终结构主要受决定冰晶形状和大小增长的云内过程、云下的融化和升华过程,以及由占优势的天气条件和积雪层变形引起的地表压实过程等的影响(Roebber et al, 2003)。云微物理研究表明,冰晶特性(形状和大小)是影响 SLR 的首要因素,高 SLR 值(19~25)一般对应枝状晶,低 SLR 值(10~11)对应柱状晶(Power et al, 1964)。环境温度则是决定冰晶形状和大小的最重要条件(Nakaya, 1954; Magono and Lee, 1966),不仅决定冰晶的初始形状,而且还能影响最终大小。研究认为 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 对树枝状雪花的形成至关重要,并以 -15°C 为峰值(Libbrecht, 2006);当冰晶下落通过过冷水滴云区时,过冷水滴会在冰晶表面凝结,发生淞附,增加冰晶密度,降低 SLR;离开云区后,气温大于 0°C 时冰晶会发生融化;最后降落到地面,当地表温度高于 0°C 时,雪花将继续融化。这些过程中温度的变化会影响冰晶的形状和大小,进而影响 SLR 的大小。

除温度外,相对湿度和垂直速度是另外两个影响 SLR 大小的重要因素。相对湿度通过冰、水过饱和程度影响冰晶形状和大小。一方面云内冰、水过

饱和度能够划定不同温度区间内冰晶的特定类型(Magono and Lee, 1966),云外冰晶周围大气是否饱和决定升华的发生;另一方面,冰晶周围空气过饱和度的高低能通过影响冰晶增长率而影响冰晶大小和形状(Fukuta and Takahashi, 1999)。垂直运动也能通过影响冰晶增长率进而影响冰晶的形成,冰晶最大增长率一般发生在最大上升运动层附近,因为这里水汽交换最多,有利于过饱和和环境的维持(Auer and White, 1982)。对于本次过程而言,温度、湿度及上升运动等的垂直分布是否有明显差异,从而导致京津地区 SLR 显著不同?

4.1 云内温、湿及垂直运动分布的影响

图 6 是运用 ERA5 高时空分辨率再分析资料得到的 A、B、C 三处时间-高度剖面,三地相对湿度大于 90% 的湿区均伸展至 300 hPa,云层厚度相当,且 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 层大约位于 600~550 hPa,但上升运动的垂直分布有明显差异。天津西部(图 6b)在降雪时段(14 日 11—20 时) $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 层内的上升运动为整层最大或接近最大,而北京东部上升运动最大层在 14 日 08—14 时主要位于 800~700 hPa(图 6a),天津东部上升运动主要位于 600 hPa 以下,最大值约在 700~600 hPa(图 6c),均在 $-18\sim-12^{\circ}\text{C}$ 层以下。图 7 更加清晰地给出了三地主要降雪时间垂直运动的分布情况,天津西部(图 7c, 7d)明显不同于北京东部(图 7a)和天津东部(图 7b),该

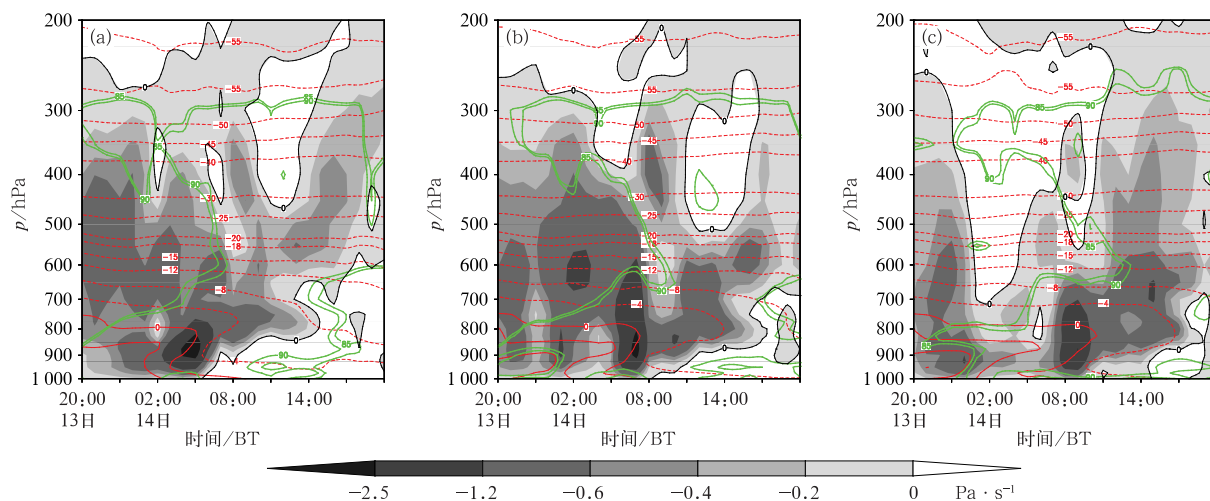


图 6 2020 年 2 月 13—14 日网格点(a)A、(b)B 和(c)C 处温度(红线,单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度(绿线,单位: $\%$)及垂直速度(阴影)的时间-高度剖面

Fig. 6 Time-height cross-sections of air temperature (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$), relative humidity (green line, unit: $\%$) and vertical velocity (shaded) at grid points (a) A, (b) B and (c) C during 13–14 February 2020

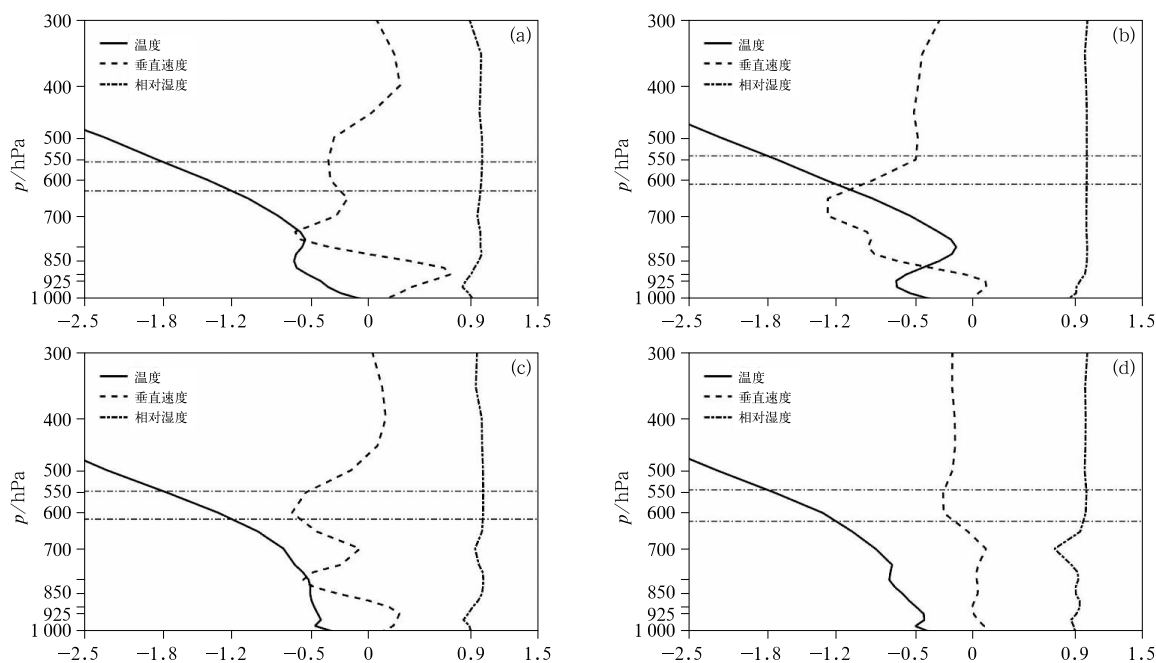


图7 2020年2月14日网格点(a)A处11时,(b)C处15时以及B处(c)15时和(d)18时温度(单位: 10°C)、垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和相对湿度(单位:100%)垂直廓线(点线为 -12°C 和 -18°C 所在高度)

Fig. 7 Vertical profiles of air temperature (unit: 10°C), vertical velocity (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and relative humidity (unit: 100%) at grid points (a) A at 11:00 BT, (b) C at 15:00 BT and at grid point B at (c) 15:00 BT and (d) 18:00 BT 14 February 2020 (dotted lines: heights of -12°C and -18°C)

分布有利于将降雪粒子维持在枝状雪花的形成区域(Libbrecht, 2006),进而容易产生具有较大SLR的降雪粒子(Dubè, 2003)。

为了定量判断云内过程对SLR的影响,采用Cobb算法(Cobb and Waldstreicher, 2005)计算云内SLR。该算法将大气自顶部向下分成多层,每层对SLR的贡献是垂直速度、温度和相对湿度的函数,并且由与上升运动有关的权重系数确定,所有层加权求和即为所需SLR,其中每层 SLR_w 如式(1)所示:

$$SLR_w = SLR(T) \times \frac{F_w}{\sum F_w} \quad (1)$$

式中: $SLR(T)$ 只与温度变化有关,是根据该层的平均温度由SLR与温度的函数关系得到。 F_w 是该层的权重系数。由于垂直上升速度最大层对SLR的贡献最大,因此在权重系数中考虑了上升速度最大层对SLR的影响,如式(2)所示。

$$F_w = \omega \left[\frac{\omega}{\omega_{\max}} \right]^2 (\Phi_2 - \Phi_1) \quad (2)$$

式中: ω 为该层平均上升垂直速度, $\omega_{\max}$ 为各层中平

均上升速度的最大值, Φ 为位势高度。

文中在计算SLR时,根据ERA5再分析资料的固定等压面进行分层,且只考虑云内(相对湿度大于等于90%)各层,即300 hPa及其以下。下沉运动区及相对湿度小于90%的层次不参与计算。层内温度和垂直速度取两个等压面上的平均值。另外,由于ERA5再分析资料的时间分辨率为1 h,因此计算了小时SLR,它是由上一时刻的温度、垂直上升速度等要素求取,如09时的云内SLR是运用08时的温度、垂直上升速度及位势高度等进行计算。积雪深度观测时刻的云内SLR则由观测间隔内小时SLR的平均值给出。

图8a给出了采用Cobb算法计算的云内SLR,除天津沿海地区北部和河北东北部与实况SLR基本一致,其他地区明显偏大,这是因为Cobb算法只考虑了云内过程对冰晶形状和大小的影响,并没有涉及云下升华、地表和近地层融化等可能减小SLR的物理过程。尽管如此,云内SLR的东西方向上的变化特征仍与实况一致,即自西向东逐渐增大,在天津西部、廊坊达到最大,再向东又开始减小。因此,

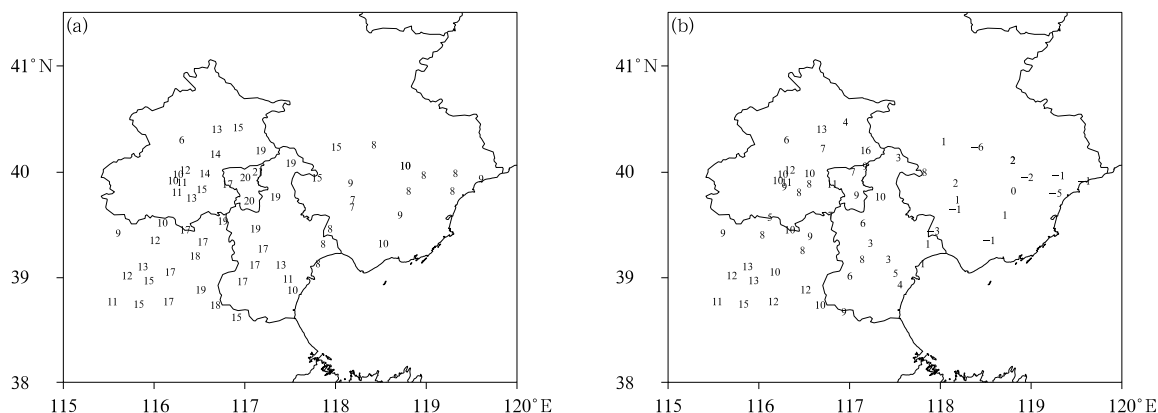


图 8 基于 Cobb 算法的降雪时段内平均的(a)云内 SLR 及(b)其与实况 SLR 之差

Fig. 8 The averaged (a) SLR based on Cobb snow-fall algorithm during snowfall, and (b) its difference from the observed SLR

实况 SLR 自西向东的变化特征与云内过程密切相关。

4.2 地表和近地面因素的影响

前文研究表明,SLR 东西方向上的变化特征主要由云内过程决定,但云内 SLR 与实况 SLR 之差在西部和南部最大,表明各地温湿分布差异使云下或地面过程对 SLR 的影响不同。对于有相态转化的降雪过程,近地面融雪作用不可忽视,地面 2 m 气温对其有重要影响,而气温变化又受限于天气形势及冷空气的移动路径。图 9 是本次降雪过程地面观测的海平面气压、3 h 变压及 10 m 风场的演变情况。2 月 14 日 04 时北京大部出现偏东风(图 9a),06 时北京南部的东风南撤,东路冷空气沿赤峰、承德附近扩散南下至北京,北京东部的部分地区出现东北风,且 3 h 正变压有所增强(图 9b)。08 时东路冷空气加强南下,北京大部地区受东北风控制(图 9c),之后冷空气的南下路径由西向东推进;14 日 10 时(图 9d)3 h 正变压区较 08 时(图 9c)明显东移,即由北京东部天津西部东移至天津东部;同时东北风向东南方向扩展,14 日 08 时天津大部以东风为主(图 9c),至 10 时基本上转为东北风(图 9d)。

由此可见,冷空气首先沿东路南下侵入北京东部,随后冷空气南下路径向东移动,导致自西向东依次出现较大降温(图 10b~10d)。在冷空气南下路径东移后至降雪结束,北京东部无持续冷空气影响,气温一直较为平稳,降温幅度不大。而对于天津和河北东北部,当冷空气南下路径东移至该地区后,受内蒙古东南部持续南下冷空气的影响,气温下降明

显,并于 14 日 11 时(图 10c)降至 0°C 以下后继续下降,使得气温较北京东部明显偏低。

气温分布的东西差异将使近地面融雪程度各异,进而影响 SLR。具体来讲,14 日 05 时京津地区处于暖舌中,气温大于 1°C (图 10a)。北京东部地面 2 m 气温在 14 日 08 时降雪开始之际下降到 $0\sim 1^{\circ}\text{C}$ (图 10b),至 12 时一直维持在 0°C 以上,之后虽略有下降,但降雪结束之时气温仍高于 -1°C (图 11a)。对比而言,天津地面 2 m 气温于 14 日 11 时下降到 0°C 左右(图 10c),14 时天津大部降至 -1°C 以下(图 10d)。可见北京地区在主要降雪时段地面 2 m 气温大于 0°C ,而天津地区地面 2 m 气温基本都在 0°C 以下(图 11a)。此外,从 14 日 08 时北京探空站的温度廓线发现,在 $1000\sim 950\text{ hPa}$ 的近地层附近存在一个浅薄的弱暖层(图 11c),可以部分融化云中下落的雪花。

为了分析地表融雪作用,图 11b 给出 2 月 14 日北京东部、天津西部和东部三地代表网格点上地表温度随时间的变化,降雪开始后三地地表温度均在 0°C 左右,天津东部略高一些,约为 0.1°C ,仅从地表温度考虑三地地面融雪作用有限。对于北京平原地区西南部,如海淀、门头沟、石景山和丰台等站,情况有所不同。14 日 08 时地表温度为 $1.4\sim 2.5^{\circ}\text{C}$,09 时有所下降,丰台站下降为 -0.1°C ,但其他站仍大于 0.5°C (图略),较高的地表温度表明地面有融雪发生。14 日 11 时地表温度降至 $0\sim 0.1^{\circ}\text{C}$,但 2 m 气温仍较高,约为 $0.5\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。一方面,较高的气温表明近地面层内有部分融雪现象发生,降落到地面即为湿雪。另一方面,因前期降水明显,地面较湿,

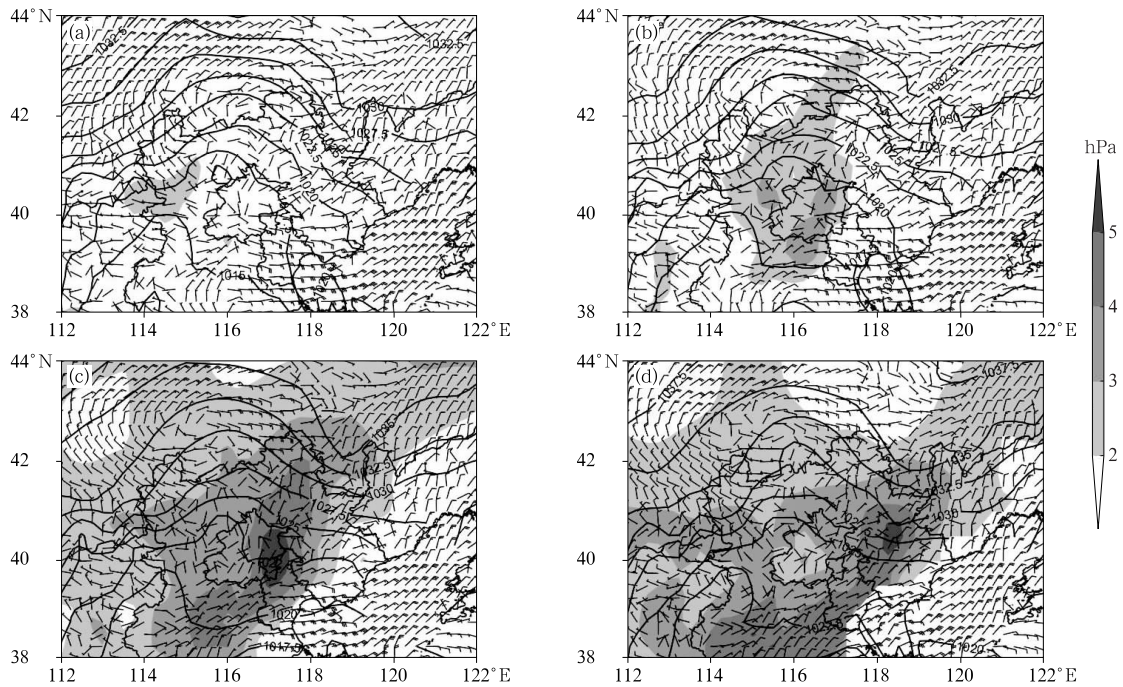


图9 2020年2月14日(a)04时,(b)06时,(c)08时,(d)10时地面观测的海平面气压(等值线,单位:hPa)、3 h变压(阴影)及10 m风(风羽,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)的水平分布

Fig. 9 Horizontal distributions of observed sea surface pressure (contour, unit: hPa), 3 h pressure change (shaded) and 10 m wind (barb, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a) 04:00 BT, (b) 06:00 BT, (c) 08:00 BT and (d) 10:00 BT 14 February 2020

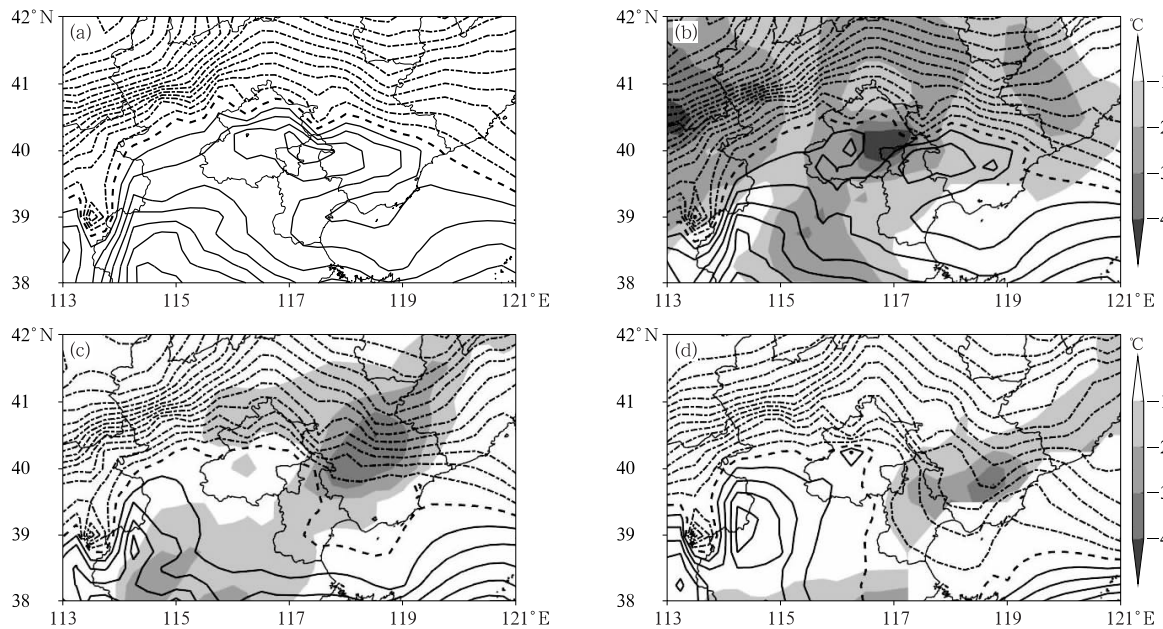


图10 2020年2月14日地面观测的(a)05时2 m气温,(b)08时,(c)11时及(d)14时2 m气温(等值线,间隔1°C)和3 h变温(阴影)的水平分布(单位:°C)
(虚线、实线、点划线分别表示等于、大于、小于0°C)

Fig. 10 Horizontal distributions of (a) observed 2 m air temperature at 05:00 BT and 2 m air temperature (contour with interval 1°C) and 3 h air temperature change (shaded) at (b) 08:00 BT, (c) 11:00 BT and (d) 14:00 BT 14 February 2020 (unit: °C)
(dashed line: 0°C, solid line: >0°C, dash-dotted line: <0°C)

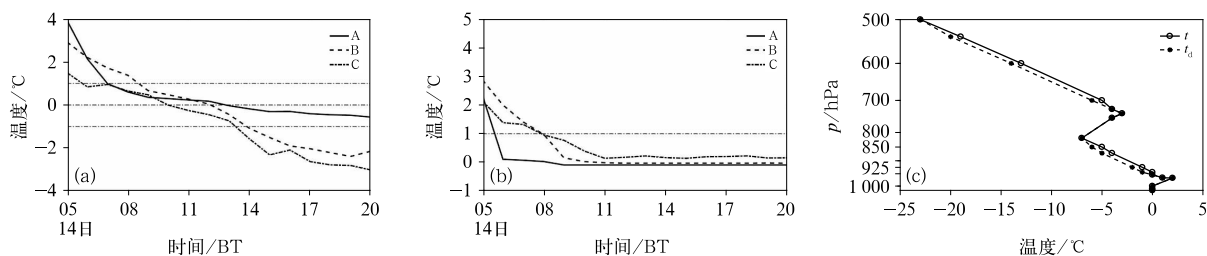


图 11 2020 年 2 月 14 日网格点 A,B 和 C 处(a)2 m 气温和(b)地表温度随时间的变化及(c)08 时北京站温度廓线

Fig. 11 Variations of (a) 2 m air temperature and (b) surface temperature with time at grid points A, B and C, and (c) profile of air temperature and dew point in Beijing at 08:00 BT 14 February 2020

14 日 11 时后降雪量不大且持续时间较短,即使地表温度为 0°C ,降落到地面的湿雪也会融化,从而导致北京平原地区西南部无积雪。

地面和探空观测均表明,近地层及地表的融化作用对减小北京平原地区云内 SLR 有重要影响,这也是云内 SLR 误差在研究区域西部明显偏大的主要原因。因此,实况 SLR 在东西方向上的变化主要由云内 SLR 决定,北京平原地区近地层的融雪作用以及北京平原地区西南部的地表融雪加强了此变化特征。

5 天津西部云内 SLR 误差分析

基于 Cobb 算法的云内 SLR 与实况 SLR 的差异表明,研究区域的中西部差异大,尤其是西部地区(图 8b),这是由于随着气温下降,地面 2 m 气温零度线由东向西推进(图 10c, 10d),西部地区气温较高,有利于近地层融雪。另外,西部局地地表温度较高,地表融雪也有一定影响。上述对北京平原地区

的分析也证实了这一点。对于天津西部和河北廊坊,降雪开始时间约为 14 日 11 时(图 2d),地面 2 m 气温仅在 14 日 11—12 时稍大于 0°C (图 11a),近地面的融雪作用几乎可以忽略。从地面 2 m 温度露点差的变化看,降雪开始后温度露点差小于 1°C ,空气接近饱和,可以不考虑地面附近的升华作用(图略)。另外,Gray and Male(1981)指出风速超过 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大风能够移动地表上的冰晶,导致地表降雪压实,增加实际降雪雪密度,造成 SLR 降低。本次过程地面风总体上较小,研究区域内风速基本上为 $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最大为 $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图略),可排除对 SLR 的影响。那么,天津西部云内 SLR 较实况 SLR 偏大的原因是什么?

图 12 是 2 月 14 日北京东部、天津西部和东部三地代表网格点比云冰含量和比云水含量随时间的垂直廓线,三地冰相粒子最大值均位于 $600\sim 500\text{ hPa}$,而液相粒子分布差异明显。北京东部(图 12a)液相粒子最大值位置较低,位于 -10°C 层以下;天津东部和天津西部液相粒子分布结构相似,最大值均

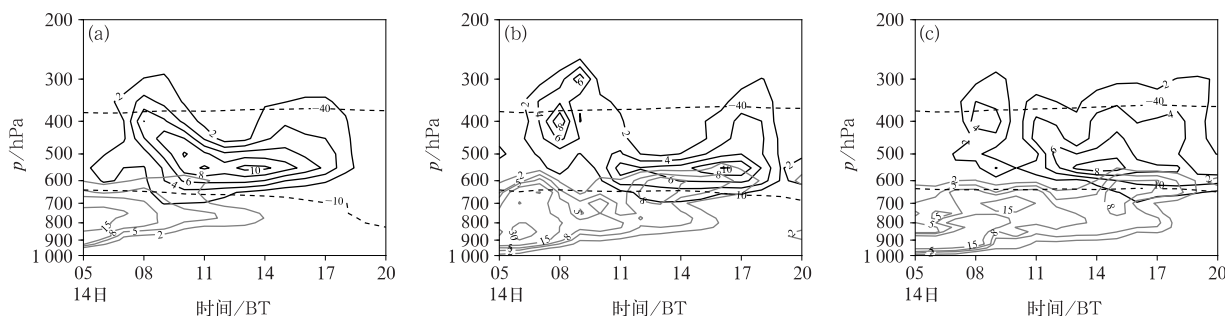


图 12 2020 年 2 月 14 日网格点(a)A,(b)B,(c)C 比云冰含量(黑线)和比云水含量(灰线)垂直廓线(单位: $10^{-5}\text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$)

Fig. 12 Vertical sections of specific cloud ice water content (black line) and specific cloud liquid water content (grey line) at grid points (a) A, (b) B, (c) C on 14 February 2020 (unit: $10^{-5}\text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$)

位于 -10°C 层附近,不同的是天津西部冰相粒子与液相粒子共存状态持续时间更长,且在主要冰晶层内(大于 $2\times 10^{-5}\text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$)占比更大。这种冰相粒子与过冷水滴共存的状态,有利于发生淞附增长,即冰相粒子与过冷水滴的碰撞并冻结的微物理过程,特别是在 -10°C 附近,由于较高的下落速度使得等轴冰晶更易发生淞附(Fukuta and Takahashi, 1999),可有效降低 SLR,而基于 Cobb 算法的云内 SLR 并未过多考虑淞附作用,导致天津西部云内 SLR 偏大。因此,天津西部云内 SLR 较实况 SLR 偏大的原因可能是冰相粒子层下部的淞附作用。在业务应用中,若模式预报的冰相粒子与过冷水滴共存的垂直厚度占冰相粒子层的比例较大,且持续时间较长,有可能强于平均状态的情况下,则要考虑云内 SLR 偏大。

6 结论与讨论

本文运用加密积雪深度资料,求取了华北中部平原地区 2020 年 2 月 14 日降雪过程的平均 SLR,分析了 SLR 的变化特征及形成原因,并讨论了基于 Cobb 算法的云内 SLR 的误差来源,主要结论如下。

(1)本次降雪过程的 SLR 在东西方向上变化显著,即自北京平原地区至天津西部 SLR 逐渐增大、再向东至天津东部又有所减弱,京、津两地 SLR 差别大。另外,3 h 平均的 SLR 变化表明,北京平原地区东部和天津中北部 SLR 随时间基本无变化,天津南部和天津沿海地区有增大趋势。

(2)基于 ERA5 再分析资料和 Cobb 算法计算了云内 SLR,结果表明云内 SLR 也具有相似的东西方向上的变化特征,表明云内过程是实况 SLR 东西向变化的主要原因。北京平原地区近地层的融雪作用以及北京平原地区西南部的地表融雪加强了此变化特征。

(3)通过将云内 SLR 与实况进行对比,发现本文研究区域的中西部地区云内 SLR 误差较大,尤其是西部地区,这主要与该地区较高的地面 2 m 气温导致的近地面层的融雪作用有关,北京平原地区的误差基本上来源于此。对天津西部地区而言,近地面层融化、升华及地面风等的影响均可忽略,淞附增长可能是该地区基于 Cobb 算法的云内 SLR 偏大的主要原因。

通过上述分析发现本次降雪过程 SLR 空间变

化较大,影响因素比较复杂。文中从宏观气象条件方面进行了成因分析,所得结论可为积雪业务预报提供参考。由于缺乏更精细的积雪观测以及云微物理观测,目前对 SLR 变化机制的探索比较初步。除了云内、外过程,近地面及地表融雪过程是影响 SLR 非常重要的一个因素,目前数值模式以及客观预报方法均不能很好地刻画该过程,因此加强对近地面及地表融雪过程的研究及预报技术的研发是提高积雪精细化预报能力非常重要的课题。需要说明的是根据 Cobb 算法的 SLR 预报是在假设模式预报数据(如温度、垂直速度、降水量等)相对准确的条件下使用的,本文并没有考虑这方面的影响。该方法是基于物理基础的 SLR 预报方法,与利用逐步多元线性回归、逻辑回归、人工神经网络等统计学方法相比,能克服统计方法本身的缺陷,在降雪深度预报中具有更大的潜力和更广泛的应用,但它依赖于业务数值模式的预报能力。随着计算能力的增强和模式参数化方案的逐步完善,基于数值模式的 SLR 预报的准确度会越来越高(崔锦等, 2017)。

参考文献

- 陈双,符娇兰,2021. 华北地区雪密度不同的两次降雪过程对比分析[J]. 气象, 47(1): 36-48. Chen S, Fu J L, 2021. Comparative analysis of two snow events with different snow density in North China[J]. Meteor Mon, 47(1): 36-48(in Chinese).
- 崔锦,张爱忠,阎琦,等,2019. 2009—2017 年辽宁省降雪含水比变化特征研究[J]. 冰川冻土, 41(4): 828-835. Cui J, Zhang A Z, Yan Q, et al, 2019. Variations of snow-to-liquid ratio in Liaoning Province from 2009 to 2017[J]. J Glaciol Geocryol, 41(4): 828-835(in Chinese).
- 崔锦,周晓珊,阎琦,等,2015. 沈阳降雪含水比变化特征及其大气影响因子[J]. 冰川冻土, 37(6): 1508-1514. Cui J, Zhou X S, Yan Q, et al, 2015. Snow-to-liquid ratio variation and its atmospheric influence factors in Shenyang[J]. J Glaciol Geocryol, 37(6): 1508-1514(in Chinese).
- 崔锦,周晓珊,阎琦,等,2017. 降雪含水比研究进展[J]. 气象, 43(6): 735-744. Cui J, Zhou X S, Yan Q, et al, 2017. Advances in snow-to-liquid ratio[J]. Meteor Mon, 43(6): 735-744(in Chinese).
- 《大气科学辞典》编委会,1994. 大气科学辞典[M]. 北京:气象出版社. Editorial Committee of Atmospheric Science Dictionary, 1994. Atmospheric Science Dictionary[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 付强,彭莉,汪恩良,等,2017. 积雪特性参数分析及雪深模型建立[J]. 东北农业大学学报, 48(12): 36-45. Fu Q, Peng L, Wang N L, et al, 2017. Analysis on snow characteristic parameters and construction of snow depth modeling[J]. J Northeast Agri

- Univ, 48(12):36-45(in Chinese).
- 马吉晖,李玉香,2012. 通化地区积雪深度预报方法研究及服务对策[J]. 吉林气象, (4):29-33. Ma J H, Li Y X, 2012. Service solutions and forecast technology of snow depth in Tonghua[J]. Jilin Meteor, (4):29-33(in Chinese).
- 谢静芳,章娜,冯瑶,2001. 吉林省积雪深度的影响条件分析及预报[C]//城市气象服务科学讨论会文集. 北京:中国气象学会. Xie J F, Zhang N, Feng Y, 2001. Analysis and Forecasting of Snow Depth in Jilin[C]// Proceedings of the Symposium on Urban Meteorological Service Science. Beijing: Chinese Meteorological Society(in Chinese).
- 杨成芳,刘畅,2019. 一次江淮气旋暴雪的积雪特征及气象影响因子分析[J]. 气象, 45(2):191-202. Yang C F, Liu C, 2019. Study on snow cover and its meteorological influence factors of Jianghuai cyclone snowstorm[J]. Meteor Mon, 45(2):191-202(in Chinese).
- 杨成芳,朱晓清,2020. 山东降雪含水比统计特征分析[J]. 海洋气象学报, 40(1):47-56. Yang C F, Zhu X Q, 2020. Analysis on statistical characteristics of snow-to-liquid ratio in Shandong[J]. J Mar Meteor, 40(1):47-56(in Chinese).
- 杨琨,薛建军,2013. 使用加密降雪资料分析降雪量和积雪深度关系[J]. 应用气象学报, 24(3):349-355. Yang K, Xue J J, 2013. The relationship between snowfall and snow depth using intensive snowfall observations[J]. J Appl Meteor Sci, 24(3):349-355(in Chinese).
- 翟亮,郭淳薇,马新成,等,2018. 北京2016年“11·20”初雪预报偏差分析[J]. 气象, 44(1):151-158. Zhai L, Guo C W, Ma X C, et al, 2018. Forecast deviation analysis of the first snow in Beijing on 20 November 2016[J]. Meteor Mon, 44(1):151-158(in Chinese).
- Alcott T I, Steenburgh W J, 2010. Snow-to-liquid ratio variability and prediction at a high-elevation site in Utah's Wasatch mountains[J]. Wea Forecasting, 25(1):323-337.
- Auer Jr A H, White J M, 1982. The combined role of kinematics, thermodynamics and cloud physics associated with heavy snowfall episodes[J]. J Meteor Soc Japan, 60(1):500-507.
- Baxter M A, Graves C E, Moore J T, 2005. A climatology of snow-to-liquid ratio for the contiguous United States[J]. Wea Forecasting, 20(5):729-744.
- Cobb Jr D K, Waldstreicher J, 2005. A simple physically based snowfall algorithm[C]// Proceedings of the 21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction. Washington, D. C.: Amer Meteor Soc.
- Dubè I, 2003. From mm to cm: study of snow/liquid water ratios in Quebec[EB/OL]. EWSO Rimouski Tech. Note. https://www.meted.ucar.edu/norlat/snowdensity/from_mm_to_cm.pdf.
- Fukuta N, Takahashi T, 1999. The growth of atmospheric ice crystals: A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies[J]. J Atmos Sci, 56(12):1963-1979.
- Gray D M, Male D H, 1981. Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use[M]. Toronto: Pergamon Press.
- Judson A, Doesken N, 2000. Density of freshly fallen snow in the central Rocky Mountains[J]. Bull Amer Meteor Soc, 81(7):1577-1588.
- Libbrecht K G, 2006. Ken Libbrecht's Field Guide to Snowflakes[M]. Minnesota: Voyageur Press.
- Magono C, Lee C W, 1966. Meteorological classification of natural snow crystals[J]. J Faculty Sci Hokkaido Univ, 2(4):321-335.
- Milbrandt J A, Glazer A, Jacob D, 2012. Predicting the snow-to-liquid ratio of surface precipitation using a bulk microphysics scheme[J]. Mon Wea Rev, 140(8):2461-2476.
- Nakaya U, 1954. Snow Crystals, Natural and Artificial[M]. Harvard: Harvard University Press.
- Power B A, Summers P W, D'Avignon J, 1964. Snow crystal forms and riming effects as related to snowfall density and general storm conditions[J]. J Atmos Sci, 21(3):300-305.
- Roebber P J, Bruening S L, Schultz D M, et al, 2003. Improving snowfall forecasting by diagnosing snow density[J]. Wea Forecasting, 18(2):264-287.
- Ware E C, Schultz D M, Brooks H E, et al, 2006. Improving snowfall forecasting by accounting for the climatological variability of snow density[J]. Wea Forecasting, 21(1):94-103.

(本文责编:戴洋)