

# 基于高分辨率资料同化数据对青藏高原强对流天气的评估

赵鸿儒, 赵磊\*, 文小航

成都信息工程大学, 四川 成都

收稿日期: 2022年10月21日; 录用日期: 2022年11月22日; 发布日期: 2022年11月30日

## 摘要

利用美国环境预报中心(NCEP)的Final Operational Global Analysis data-ds083.2资料生成WRF模式的初始场信息, 用GrADS格式输出地面气象要素的彩色图像, 分析了青藏高原发生对流时的环境特征和2015~2020年高原强对流的年代变化特征, 得到以下结论: 1) 青藏高原东北部青海湖附近湟水河谷地和祁连地区2016年8月17~18日发生极端天气事件, 从南海输送而来的暖湿气流与南下的冷空气交汇诱发了此次强对流天气。17日下午14时温度开始升高, 湿度增大, 气压异常。夜间19时~22时发生冰雹, 受灾中心区域向下长波辐射通量 $380\sim 400\text{W m}^{-2}$ , 平均风速超过 $5\text{ m/s}$ , 风向为东南风。18日07时~08时部分地区发生短时强降水, 水汽在青海湖东南部积聚, 随后影响其周边地区, 最大站点雨量超过 $50\text{ mm}$ 。2) 2015~2020年青藏高原强对流的年代变化特征为2015、2017、2018和2019年温度和湿度条件更好, 向下长波辐射通量数值也更大, 反应了对流强度和频率较高, 而2016和2020年则强度较低。青藏高原强对流的月变化特征与东亚季风的的活动密切相关。5月份高原的对流活动受西风带影响较大, 水汽开始在高原东南部汇聚; 6月份随着亚洲夏季风的爆发, 西南季风的加强, 对流开始活跃起来, 最强的对流仍集中在高原东南侧; 7、8月份是高原对流活动最旺盛的时期, 孟加拉湾和南海等地气旋活动也达到高潮, 强劲的西南季风引导水汽从高原南麓缺口爬坡, 逐渐影响中部和东北部, 形成多个强对流带和强对流活动中心; 随后对流能量向高原西北部频散, 对流活动逐渐减弱。

## 关键词

青藏高原, 强对流天气, 高分辨率同化

## Evaluation of Severe Convective Weather over the Tibetan Plateau Based on High-Resolution Assimilation Data

Hongru Zhao, Lei Zhao\*, Xiaohang Wen

\*通讯作者。

## Abstract

The initial field information of the WRF model is generated by using the Final Operational Global Analysis data-ds083.2 data of the US Environmental Forecasting Center (NCEP), and the color images of ground meteorological elements were output in GrADS format, and the environmental characteristics of convection occurred on the Qinghai-Tibet Plateau and the chronological characteristics of strong convection on the plateau from 2015 to 2020 were analyzed, and the following conclusions were obtained: 1) Extreme weather events occurred in the Huangshui River Valley and Qilian area near Qinghai Lake in the northeast of the Qinghai Plateau on August 17~18, 2016, and the warm and humid air flow from the South China Sea and the cold air from the south induced this strong convective weather. At 14:00 on the afternoon of the 17th, the temperature began to rise, the humidity increased, and the air pressure was abnormal. Hail occurred at night from 19:00 to 22:00, and the downward long-wave radiation flux in the affected central area was 380~400 W m<sup>-2</sup>, the average wind speed exceeded 5 m/s, and the wind direction was southeasterly. From 07:00 to 08:00 on the 18th, short-term heavy precipitation occurred in some areas, and water vapor accumulated in the southeast of Qinghai Lake, which subsequently affected its surrounding areas, and the maximum station rainfall exceeded 50 mm. 2) The strong convective chronology of the Qinghai-Tibet Plateau from 2015 to 2020 is characterized by better temperature and humidity conditions in 2015, 2017, 2018 and 2019, and the downward long-wave radiation flux values are also larger, reflecting the higher convection intensity and frequency, while the intensity in 2016 and 2020 is lower. The lunar variation characteristics of strong convection on the Tibetan Plateau are closely related to the activity of the East Asian monsoon. In May, the convective activity of the plateau was greatly affected by the westerly wind belt, and water vapor began to converge in the southeast of the plateau; in June, with the outbreak of the Asian summer wind, the southwest monsoon strengthened, convection began to be active, and the strongest convection was still concentrated in the southeast side of the plateau; July and August were the most vigorous periods of convective activity in the plateau, and cyclonic activity in the Bay of Bengal and the South China Sea also reached a climax, and the strong southwest monsoon guided the water vapor to climb from the gap in the southern foothills of the plateau, gradually affecting the central and northeastern regions, forming a number of strong convective zones and strong convective activity centers. Convective energy is then dispersed to the northwest of the plateau, and convective activity gradually weakens.

## Keywords

Qinghai-Tibetan Plateau, Severe Convective Weather, High-Resolution Assimilation

Copyright © 2022 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

强对流天气是一种大气对流强烈发展而产生的灾害性天气，主要包括了短时强降水，雷暴大风和冰雹，它具有强度大，时间短，破坏力强的特点。特别是在作为“世界屋脊”的青藏高原地区，有着特殊

地形带来的动力强迫和热力作用,夏天的强对流活动更加活跃。由于高原地域广阔,地形复杂,气候环境恶劣,气象观测站稀少,而强对流天气系统局地性强,导致对高原地区强对流天气的认识不足。对高原强对流的研究方法十分多样,可以得到很多不同角度的结果,增加人们对青藏高原对流天气的认识。康滢文等[1]研究青藏高原夏季对流的日变化,认为6~9月对流活动明显,最强的对流活动集中在7~8月,时间则集中在9:00~24:00,9:00开始出现,12:00对流活动强度达到最强。李永军等[2]发现MCC活动6月最为活跃,初生和消失都很迅速,且空间尺度较小,一般午后初生,次日凌晨或上午就会消亡;高温高湿高能环境更有利于其发展形成。谷艳茹等[3]研究发现高原深对流主要集中在中部、东部以及南部,其中东部地区对流强度更大。奚凤等[4]发现西藏地区的降水多由中小尺度系统以及地形因素引起,数值预报产品对此类降水预报有较大误差,落区和量级是预报的难点。

而对于WRF模式,我国也已经有很多学者将其应用于强对流天气的研究。张琪等[5]利用四维变分,同化至中尺度WRF模式之中,可以获得精准实时的模拟结果,在测定夏季强对流活动中起到了重要的作用。况祥等[6]将WRF模式与Cloudsat卫星资料相结合,得出了黄淮地区一天强对流天气过程中的冰雹粒子特征,冰雹关键发生区和冰雹产生和增长的过程。许鲁君等[7]则认为WRF模式由于在较复杂地形下忽视了次网格地形对环流的影响,导致了对青藏高原那曲地区的经向风速模拟偏大,陆气热量交换偏大,而对近地面气温和地表温度的模拟则存在冷偏差。章焕等[8]采用NCEP-FNL再分析资料和FY-2E的TBB通过WRF模拟研究了土壤湿度通过地面加热对高原涡影响的物理机制,表明高原土壤湿度会影响高原涡的强度和降水而不影响它的位置和移动路径;高原土壤湿度主要影响地表潜热通量和地表感热通量从而对高原涡产生作用。栾澜等[9]同样研究了土壤湿度变化对午后对流的影响,发现高原东南部和西北部土壤湿度对对流天气控制占比相对较高,其中高原东南部为负反馈,高原西北部则是正反馈为主。

由于青藏高原海拔超过了3000 m,地形复杂,山脉遍布,且气候环境恶劣,对气象相关的研究十分不利。近年来随着CloudSat、ISCCP等卫星资料的普及,对青藏高原的研究也更多依赖于对这些卫星资料和常规气象观测站数据的结合使用,但是它们在高原地区和平原地区有许多不同之处,时间和空间分辨率都较低,导致测量精度不够。随后又发展了TRMM、风云卫星和其他一些静止卫星对高原进行研究,但通常局限于对某一项数据的分析,如回波顶高,土壤湿度,对强对流天气的环境背景表示相对单一,对环流形势的综合分析较少。而且有些资料时间比较久远,分析的是十几年前的个例或者90年代的强对流变化特征,在高原环境条件和大气环流不断发展后,如今已不具备指示意义。鉴于WRF模式数值模拟已经广泛应用于我国各地的强对流天气研究,本文对WRF模式进行因地制宜的改进,形成的方案适用于高分辨率的模拟,可以用于研究青藏高原复杂环境下的强对流天气系统。这种模式方法下可以得到青藏高原种类齐全的地面数据,如2米比湿,2米温度,地表气压,10米纬向风分量,10米经向风分量,总的格点降水累积等;研究样本范围更大,数据资料更为临近,为2015~2020年六年;研究的时间分辨率更高,每隔1 h即可输出一次结果;空间分辨率更精细。这种情况下所得到的各种数据可以丰富人们对高原环境的认识,更加全面得分析高原强对流的时间和空间分布特征,对预报高原强对流天气和减少它带来的灾害损失起到积极的作用。

## 2. 资料和方法

本研究主要对青藏高原地区2015~2020年强对流天气系统进行评估,所用的数据为HRADC同化再分析数据产品,模式采用的初始场数据为美国环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)的Final Operational Global Analysis data-ds083.2资料,空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。该资料包含了地表26个标准等压层(10~1000 hPa)、地表边界层(部分为 $\sigma$ 层)和对流层顶的各种要素信息。该资料是由T254

L64 谱模式获取的高分辨率资料,同化了地面观测、无线电探空、探空气球、飞机及卫星观测资料。通过 NCEP-FNL 资料生成 WRF 模式的初始场信息,侧边界条件则驱动最外层的网格,逐步往里层嵌套进入第三级网格。发布的数据产品时间段为 2015 年 1 月 1 日 00:00:00 至 2020 年 12 月 31 日 12:00:00 (世界时),间隔一小时一次结果输出;范围为青藏高原所在地区,经度  $72^{\circ}29' \sim 103^{\circ}22'$ ,纬度  $25^{\circ}93' \sim 40^{\circ}93'$ ;分辨率为空间水平网格分辨率  $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ ;垂直分层为 19 层气压层(GrADS 格式),4 层土壤(10、20、40 和 100 cm)或 35 层 eta 层(NETCDF 格式)。

WRF 模式使用了地形追随质量  $\eta$  坐标,垂直层面采用 27 层,模式顶大气压为 50 hPa,模拟试验参数化方案选择如下:选用 Lin 等的微物理方案,长波辐射方案选用 RRTM 方案,短波辐射方案选用 Dudhia 方案,近地面层方案选用 Eta similarity,陆面过程方案选用 4 层土壤温湿度的 Noah Land Surface Model,行星边界层方案选用 Mellor-Yamada Nakanishi and Niino Level 2.5 PBL,积云参数化方案选用 Kain-Fritsch 方案。

以上方案适用于高分辨率的模拟,近地面层方案中考虑了粘性层采用显式参数化,在陆地上考虑了粘性层的粗糙度对温度和湿度的影响,并且陆面模式 Noah 方案中考虑了植被和土壤水分蒸发作用,能够得到感热潜热通量,这对于干旱区非均匀下垫面的模拟会有更好地改观。本文利用 WRF 再分析数据的逐小时气温、风速、辐射通量等数据,首先对青藏高原 2016 年 8 月 17~18 日一次强对流环境场进行了分析,对其形成、发展、演变中各气象要素的特征进行了研究;然后根据 2015~2020 年长时间序列各气象要素的变化特征,深入剖析高原地区强对流过程形成、发展、演变规律。

### 3. 研究结果

#### 3.1. 2016 年 8 月 17~18 日强对流环境场分析

如表 1 所示,此次强对流天气期间(17 日~18 日),瞬时雷暴大风发生时间段为 17 日 13:50 至 18 日 07:25,自该区域东南部的湟源县至偏北部的祁连县都有发生,范围较广;直径 5~40 mm 大冰雹发生时间段为 17 日 19:20 至 22:40,主要发生在该区域中东部的门源县;直径 5~10 mm 间歇性冰雹发生时间段为 18 日 8:10~8:40,该区域东南部的湟中县则是发生中心;50 mm 短时强降水发生时间段为 18 日 7:00 至 8:00,主要发生地区仍然是东南部的湟源县和大华镇。

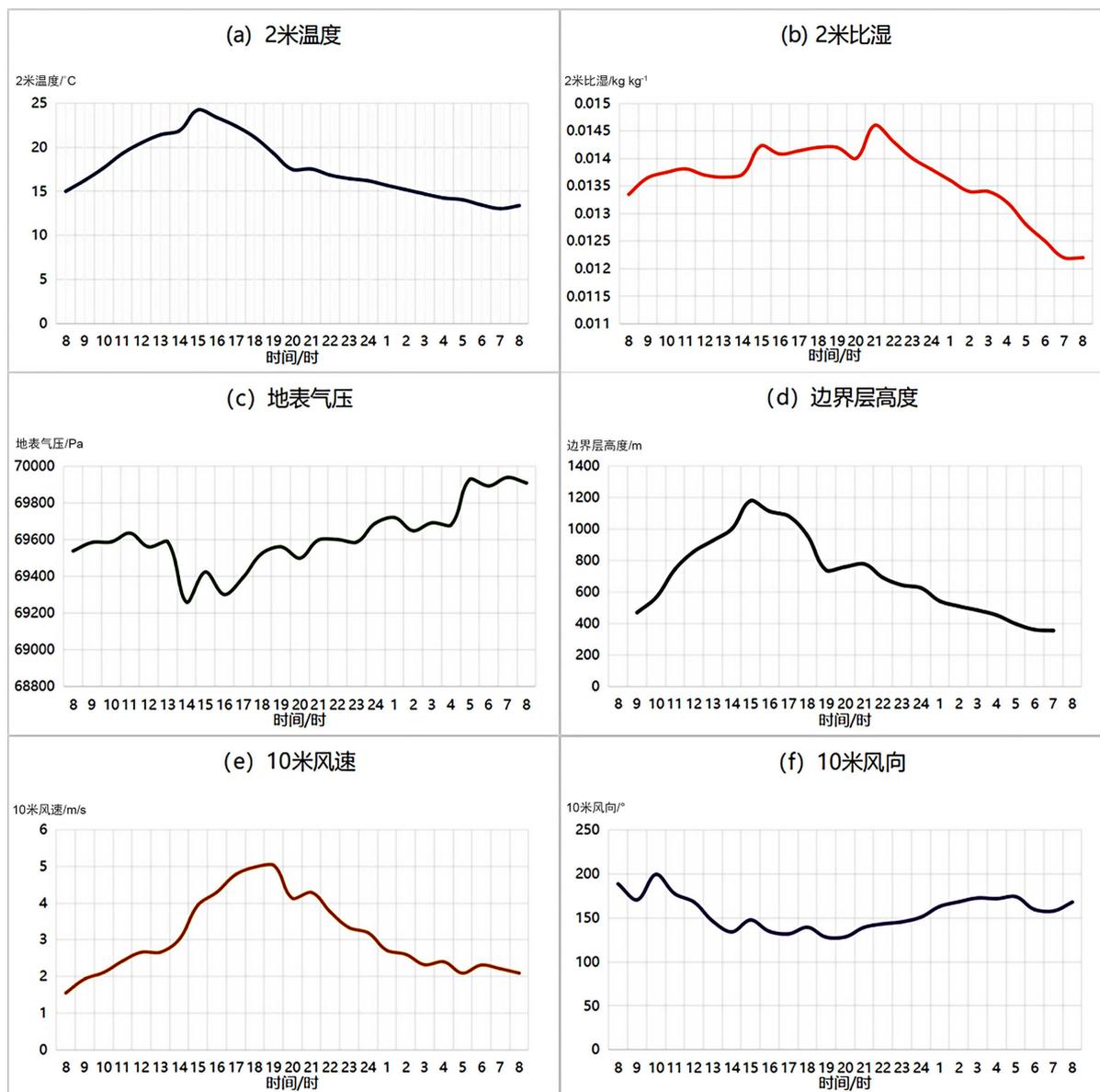
**Table 1.** Overview of severe convection during August 17~18, 2016

**表 1.** 2016 年 8 月 17~18 日强对流概况

强对流天气类型	发生时间	发生地点
瞬时雷暴大风	17 日 13:50~18 日 07:25	祁连县、大通县、湟源县
直径 5~40 mm 大冰雹	17 日 19:20~22:40	门源县
直径 5~10 mm 小冰雹	18 日 8:10~8:40	湟中县
50 mm 强降水	18 日 7:00~8:00	湟源县、大华镇

从 2 米温度变化图 1(a)中可以看出,在强对流天气发生前夕,高原温度较高,从 17 日早上 08 时  $15^{\circ}\text{C}$  左右攀升至 15 时将近  $25^{\circ}\text{C}$ ,在短时间内增加了较大的温度,并达到了一天的峰值。结合 2 米湿度变化图 1(b)来看,2 米比湿在 17 日一直处于较高的状态,在 15 时也达到一段时间内的极大值,此时该区域高温高湿,且高层空气温差较大,有利于强对流天气发生。这是因为孟加拉湾和南海的热带风暴爆发,热带气旋得到发展,西太平洋存在高压中心,随着副热带高压的缓慢北抬,青藏高原东北部的气温和湿度受到影响。但随着冷空气下午 15:00~20:00 从西北部的祁连山脉侵入高原东北部地区,造成气温的迅速下

降，这股冷空气与本存在于该地区的暖湿气流对接，诱发了强对流的天气。而受到傍晚至夜间(20:00~22:00)这次较大规模冰雹天气的影响，该区域温度持续走低，逐步降至 13°C 左右，区域平均湿度维持在较高的水平，2 米比湿在  $0.014 \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$  左右，在 21 时则达到本次对流天气的峰值  $0.0146 \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，水汽条件和对流条件都较好，这维持了对流天气的持续形成。



**Figure 1.** Hourly regional mean changes of meteorological elements in the area where severe convection occurred ( $36^{\circ}\text{N}\sim 38^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ ) from 08:00 on August 17 to 08:00 on August 18

**图 1.** 8 月 17 日 08 时~18 日 08 时强对流发生地区( $36^{\circ}\text{N}\sim 38^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ )逐小时气象要素区域平均值变化

从地表气压变化图 1(c)中可以看出，地表气压在 14 时出现了突然下降，时间明显早于气温和湿度增加的时间，这可能是受到地面气流上升的影响，在 18 时气压又回到了正常水准，维持在 69,550 Pa 左右，这和早上 08 时的气压相差不大。可见下午 14 时至 18 时该区域受到了气流的影响。而地面气压最显著的变化出现在 18 日 00 时之后，00 时至 04 时气压在缓慢上升，截至 04 时气压升至 69,680 Pa，而在 05 时则

出现了气压陡升,达到了 69,929 Pa,并且在 04 时至 08 时都维持了较高水准。区域平均气压升高了 400 Pa,而在 18 日 07 时至 08 时发生降水的中心区域湟源县(36.68°N, 101.27°E)和大华镇(36.70°N, 101.21°E)的气压值则提升更多。地面气压的急剧增加,增加了地面与高空的气压差,十分有利于强降水天气的发生。

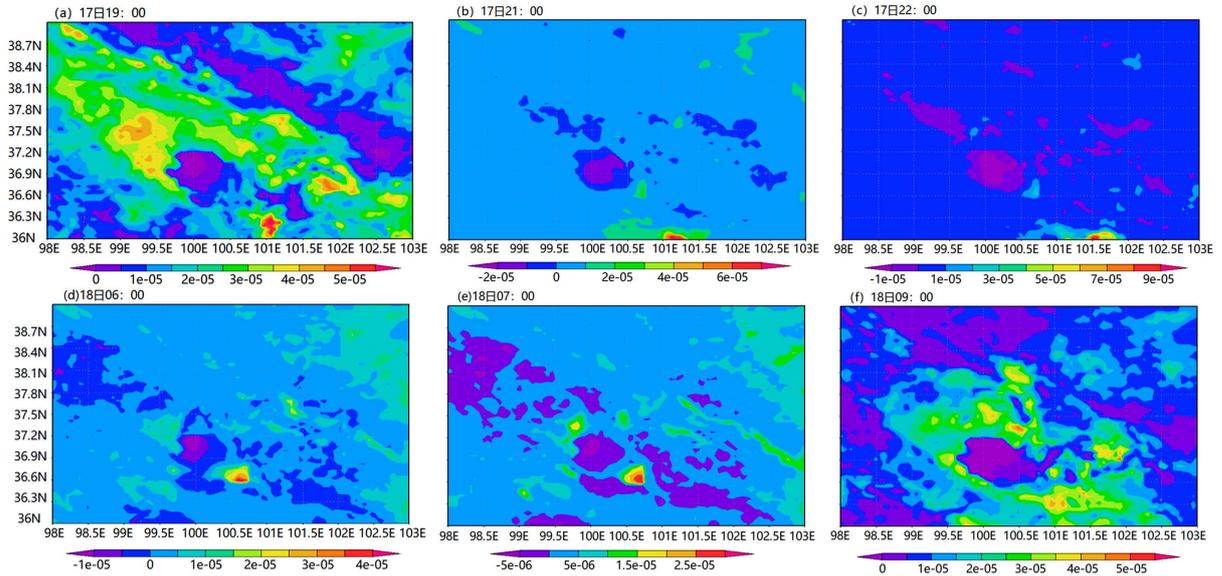
强对流发生时边界层高度也会受到一定影响,从图 1(d)中可以看出,该区域的平均边界层高度同样从 17 日早上 08 时开始逐步增加,在 15 时达到峰值 1178.82 m,随后从下午开始再逐渐降低。从 18 时至 19 时骤降了 220 m,但在 19 时至 22 时出现小波动,边界层高度反而有所增加,这也可以表示此时有天气活动发生。边界层高度的变化说明了强对流天气是从下午 14 时至 15 时开始影响青藏高原东北部,在夜间 19 时至 22 时也有强对流天气的发生,这与冷空气入侵导致诱发强对流的时间和强冰雹天气发生的时间基本吻合,也与温度湿度变化所反应的现象基本一致。

10 米风速和风向(图 1(e), 图 1(f))也可以很好的反应强对流天气的情况,尤其是对雷暴大风的监测。青藏高原东北部的 10 米风速从 17 日 13 时开始显著增加,并从此时的 2.66 m/s 逐渐增大至 19 时的 5.03 m/s,达到当日最大值,即为大风天气发展最为严重的时间段;随后开始缓慢下降,在 20 时至 21 时出现一些波动,风速反弹增大,然后再持续降低,直至第二天早上 07 时重新降至低值 2.21 m/s。可以判定雷暴大风发生时间从 17 日 13 时开始发生,至第二天早上 07 时结束。从风向的角度来看,此次大风天气的风向在 17 日早上在 170°至 200°之间徘徊,即风向大多为偏南风或西南风,此时风速不大;午后开始风向角度变小,直至夜间 22 时风向角基本为 140°至 130°附近振荡,即风向转为东南风,此时风力较强。可以看出地面的水汽从东南方向输送而来,这是由南海风暴气旋产生,借东南气流经过沿四川盆地和川西地区到达青藏高原东北部,它与附近风场形成低层切变线。这个时段南海气旋的西伸程度较大,甚至可以触到川西高原,更加有利于南海的暖湿水汽通过高原东南部的缺口,输送至高原东北部。这股气流与自北部翻越山脉而下的冷空气汇合,导致了强对流天气。

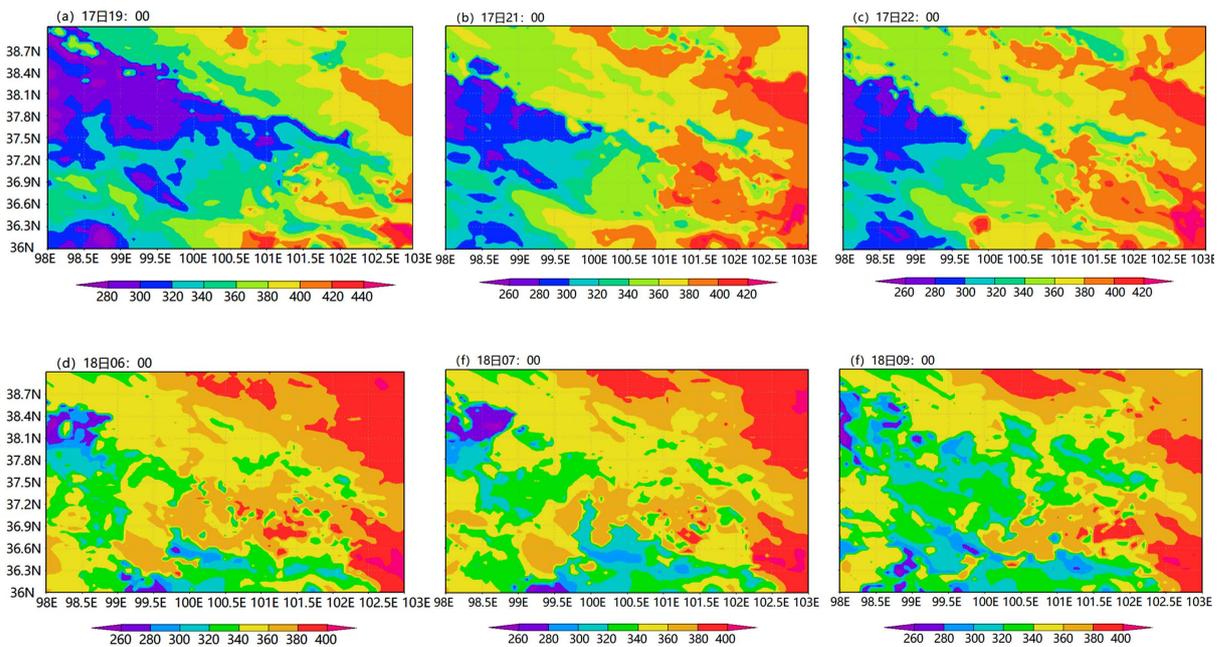
图 2 是青藏高原东北部(36°N~39°N, 98°E~103°E)地表向上的水汽通量区域平面图。从图中可以看出,17 日 19 时为强冰雹天气发生前期,整个东北部的地表水汽通量含量都较高,青海湖的东南方存在一个较小的区域(36.3°N, 101°E)地表水汽通量值非常大,而在 36.6°N, 102°E 同样也存在一个地表水汽通量较大的地区,这两个地区可以认为是 17 日下午发生对流天气较为集中的区域。青海湖西北部,以 37.5°N, 99.2°E 为中心,地表水汽通量含量也较大,可见下午地面水汽的输送已到达青海湖的西北部地区,整个青藏高原东北部的地表水汽通量都较好,湿度较大,湿层较厚,有利于接下来强对流天气的发生。到了夜里 21 时和 22 时,高原东北部全域的地表水汽通量都在较低值,仅在南部边缘有一个小区域(36°N, 101.5°E)有极大值存在,这说明此时天气形势较为稳定,水汽输送有暂停和南退趋势,较好的强对流水汽条件积累还是在下午和 21 时之前。18 日早上 06 时和 07 时强降水发生前夕,在青海湖东南部(36.6°N, 100.6°E)地表水汽通量非常大,为随后发生的强降水积蓄。而从 09 时降水后的区域平面图中可以看出此次强降水天气的主要落区还是紧围青海湖,颜色最深的区域也是离青海湖东南部最近的三个区域,分别在在其东南、东北、西北三面对其形成了环抱之势。印证了此前水汽在青海湖东南部积聚,然后偏南气流向西北输送。湟源县(36.68°N, 101.27°E)和大华镇(36.70°N, 101.21°E)是图中地表水汽通量相对较大的地区,这两个地区在 18 日 07 时至 08 时相对湿度突升,气温突降,气压与湿度同位相变化,可以被认为是此次强降水过程的中心区域。

图 3 是青藏高原东北部地表向下长波辐射通量区域平面图。长波辐射的变化可以反应强对流天气真正触发的时间。可以看出,强对流发生时期青藏高原东北部的向下长波辐射通量一直处于异常偏大的情况。可以清楚的看出,17 日 19 时至 22 时高原东北部长波辐射通量超过  $360 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  的地区自东南向西北逐渐扩大,19 时  $360 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  的边界还在 37.2°N 100.5°E 以东南的区域,在东南部区域暖湿气流和冷空气相遇,而青海湖及其西北长波辐射仍然较低。至 21 时辐射大值区已经从北部、南部和东部三个方向包围青海湖,超过  $380 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  的范围达到最大。22 时大值范围继续向西北略微扩展,对流能量向周围扩散,

整体辐射强度平均值有所下降。对于 18 日早上的强降水，向下长波辐射通量的变化反应也较为敏感，06 时~07 时高原东北部大部分地区它的数值超过了  $360 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，个别地区甚至超过了  $400 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，从 09 时开始自西北向东南长波辐射通量至逐渐降低，回到  $300 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  以下。



**Figure 2.** Water vapor flux (unit:  $\text{kg m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) over the northeastern Qinghai-Tibet Plateau from August 17 to 18, 2016  
**图 2.** 2016 年 8 月 17 日~18 日青藏高原东北部地表向上水汽通量(单位:  $\text{kg m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ )

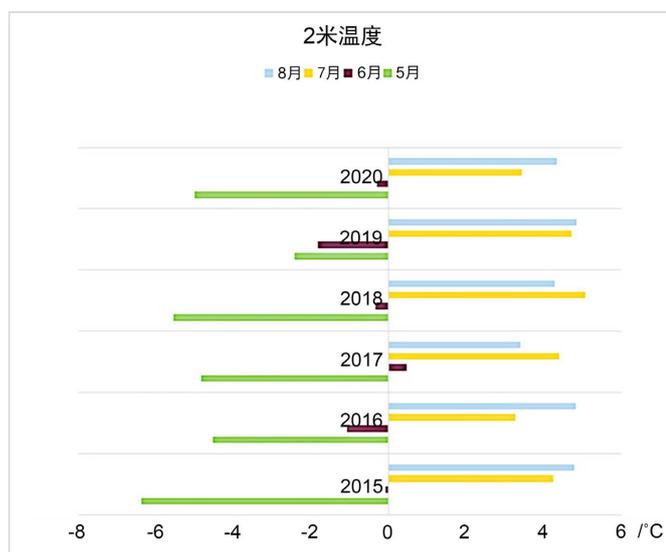


**Figure 3.** The downward long-wave radiation flux (unit:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) over the northeastern Qinghai-Tibet Plateau from August 17 to 18, 2016  
**图 3.** 2016 年 8 月 17 日~18 日青藏高原东北部地表向下长波辐射通量(单位:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ )

### 3.2. 2015~2020 年强对流天气的变化特征

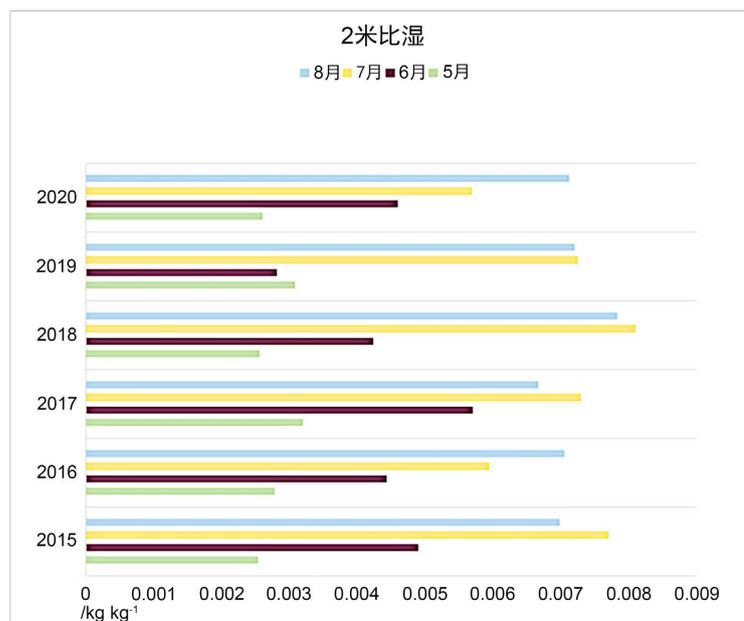
对温度和湿度条件的研究分析主要针对青藏高原主要地区( $28.8^{\circ}\text{N}\sim 37.4^{\circ}\text{N}$ ,  $78.5^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ )进行。图 4

表示 2015 至 2020 年 5 至 8 月 2 米温度的变化, 图 5 则表示 2015 至 2020 年 5 至 8 月 2 米湿度的变化。结合两张图来看, 温度和湿度的年际变化有一定的相关性, 2015、2017、2018 和 2019 年的夏季平均温度和湿度都比较高, 7、8 月份的最高气温和最高湿度也要更高一些, 这两个月平均温度在  $4.5^{\circ}\text{C}$  左右, 平均比湿则在  $0.0075 \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$  左右; 而 2016 和 2020 年的这两项数据分别为  $3.5^{\circ}\text{C}$  和  $0.0065 \text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 温度和湿度条件稍差一下, 强对流天气的强度和频率都会偏弱; 除 2018 年例外, 可以看出高原平均温湿数值有一年高, 则下一年较低, 再下一年又回复升高的波动变化规律。



**Figure 4.** 2 m temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) in major areas of the Qinghai-Tibet Plateau ( $28.8^{\circ}\text{N}\sim 37.4^{\circ}\text{N}$ ,  $78.5^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ ) from May to August 2015 to 2020

**图 4.** 2015~2020 年 5~8 月青藏高原主要地区( $28.8^{\circ}\text{N}\sim 37.4^{\circ}\text{N}$ ,  $78.5^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ ) 2 米温度( $^{\circ}\text{C}$ )

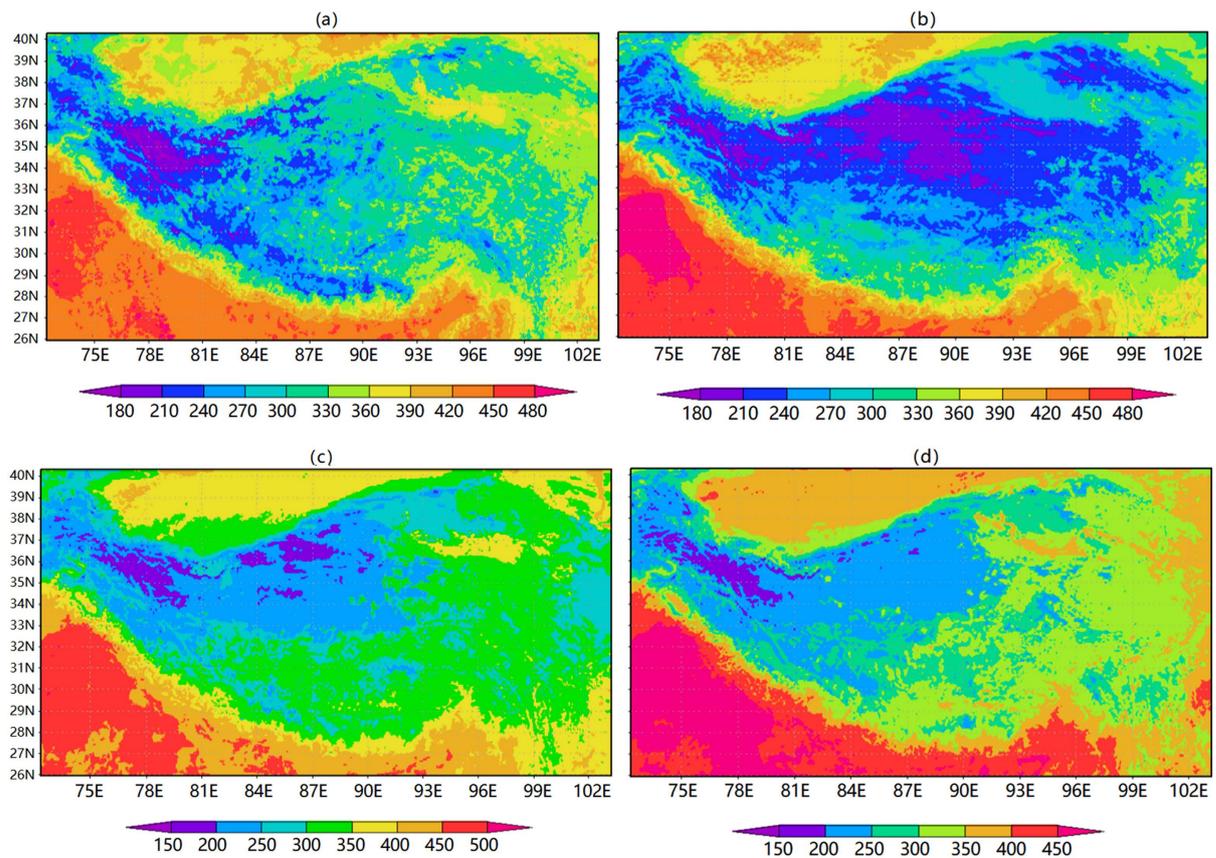


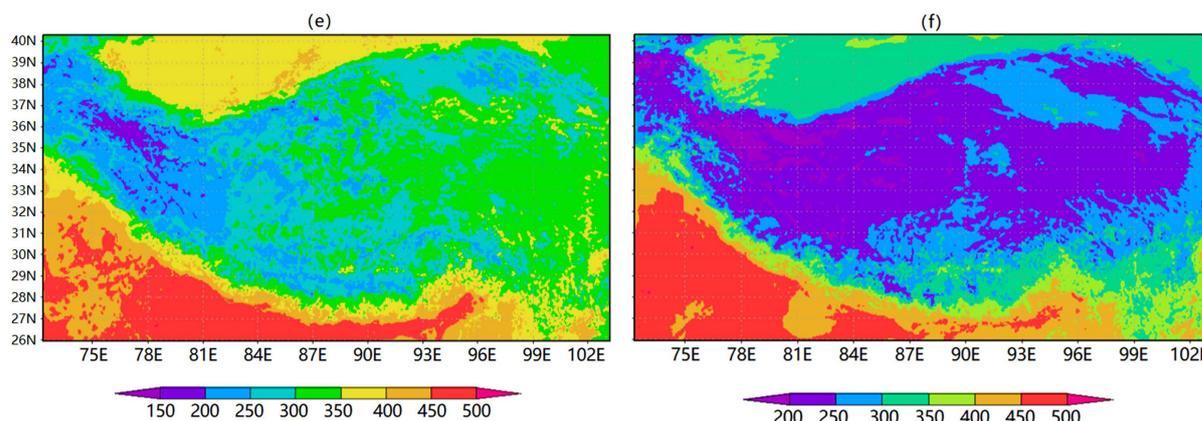
**Figure 5.** 2 m specific humidity (unit:  $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) in major areas of the Qinghai-Tibet Plateau from May to August 2015 to 2020 ( $28.8^{\circ}\text{N}\sim 37.4^{\circ}\text{N}$ ,  $78.5^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ )

**图 5.** 2015~2020 年 5~8 月青藏高原主要地区( $28.8^{\circ}\text{N}\sim 37.4^{\circ}\text{N}$ ,  $78.5^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$ ) 2 米比湿(单位:  $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

从月度变化的方面分析,其特征与东亚季风活动密切相关。高原5月对流活动主要受西风带影响,平均温度还处于较低的水平,6年平均温度 $-4.78^{\circ}\text{C}$ 。2019年较特殊,高原夏季来临早,5月平均气温 $-2.42^{\circ}\text{C}$ ,但其6月气温 $-1.83^{\circ}\text{C}$ 却为6年最低,6月比湿 $0.00281\text{ kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 也为6年最低,可能与亚洲夏季风的提前爆发有关。6月随着亚洲夏季风的爆发,西南风加强,水汽逐渐开始从南海和孟加拉湾向高原东南部输送,最强的对流也发生在高原的东南侧,平均气温来到 $0^{\circ}\text{C}$ 左右,除2019年外,剩余年份水汽含量也有显著提高,高原平均比湿翻了一倍。7、8月份则为高原对流强盛时期,青藏高原中部、东部、南部整体表现高温高湿,此时西南气流会在高原东南部开始爬坡,对流能量向中部和西北部输送,高原东南部还会形成一条强对流活跃带,并存在东西两个强对流活动中心。

图6是2015~2020六年间青藏高原地区7月份14时向下长波辐射通量的月平均图。地表向下长波辐射通量所反映的强对流年际变化状况与2米温度和2米比湿数据表现的情况大致相同。从空间角度来看,长波辐射通量值为西部低,东部高,北部低,南部高,东部范围内南北差异不大。2015,2017,2018年东北部 $37^{\circ}\text{N}$ , $90^{\circ}\text{E}$ ~ $95^{\circ}\text{E}$ 的区域内存在高值区,辐射通量数值异常的大,基本都到达了 $350\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上。所以该地区容易成为东北部极端天气发生的中心区域,也易造成强雷暴和大冰雹期间随之而来的强降水。而从年份变化来看,2015年、2017年、2018年、2019年的长波辐射通量要明显高于2016年和2020年,高值区西伸的范围也要更大。2015年和2019年整个高原强对流的概率都较大,2015年长波辐射通量中东部大部分地区在 $330\sim 340\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,2019年也超过了 $300\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。2017年大值区则主要集中在青藏高原东部和青南地区,东北部的峰值地区对流表现最为明显,范围也是这几年中的最大的。其他大部分区域与2016年和2020年相比,对流活动不明显。2016年和2020年这两年长波辐射通量值最低,东北部高值区仅 $250\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,但是南部沿喜马拉雅山脉地区长波辐射通量值偏高,在 $270\sim 300\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ,对流强度相对较高。





**Figure 6.** Downward long-wave radiation flux over the Qinghai-Tibet Plateau at 14:00 in July, 2015~2020 (a)~(f) (unit:  $W \cdot m^{-2}$ )

**图 6.** 2015~2020 年(a)~(f) 7 月青藏高原地区 14 时向下长波辐射通量(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

#### 4. 结论

利用美国环境预报中心(NCEP)的 Final Operational Global Analysis data-ds083.2 资料生成 WRF 模式的初始场信息, 用 GrADS 格式输出地面气象要素的彩色图像, 分析了青藏高原发生对流时的环境特征和 2015~2020 年高原强对流的年代变化特征, 得到以下结论:

1) 青藏高原东北部青海湖附近湟水河谷地和祁连地区 2016 年 8 月 17~18 日发生极端天气事件, 从南海输送而来的暖湿气流与南下的冷空气交汇诱发了此次强对流天气。17 日下午 14 时开始温度开始升高, 湿度增大, 气压异常。夜间 19 时~22 时发生冰雹。18 日 07 时~08 时部分地区发生短时强降水, 水汽在青海湖东南部积聚, 随后影响其周边地区, 最大站点雨量超过 50 mm。

2) 2015~2020 年青藏高原强对流年代变化特征为 2015、2017、2018 和 2019 年温度和湿度条件更好, 向下长波辐射通量数值也更大, 反应了对流强度和频率较高, 而 2016 和 2020 年则强度较低。青藏高原强对流的月变化特征与东亚季风的的活动密切相关。6 月份随着亚洲夏季风的爆发, 西南季风的加强, 对流开始活跃起来, 最强的对流仍集中在高原东南侧; 7、8 月份是高原对流活动最旺盛的时期, 孟加拉湾和南海等地气旋活动也达到高潮, 强劲的西南季风引导水汽从高原南麓缺口爬坡, 逐渐影响中部和东北部, 形成多个强对流带和强对流活动中心。

#### 基金项目

四川省科技计划项目(2022YFS0536)资助。

#### 参考文献

- [1] 康滢文, 巩远发. 基于高分辨率 OLR 资料的青藏高原和南亚地区夏季对流日变化特征[J]. 高原气象, 2021, 40(3): 472-485.
- [2] 李永军, 余谕迪, 肖昉何, 等. 影响攀西地区南部的 MCC 活动特征及发生环境条件[J]. 高原山地气象研究, 2021, 41(2): 32-41.
- [3] 谷艳茹, 范广洲. 青藏高原地区深对流系统特征分析[J]. 气象科技, 2021, 49(3): 372-379.
- [4] 奚凤, 代华光, 余燕群, 等. 西藏拉萨市一次强对流天气过程中尺度及预报失误分析[J]. 农业灾害研究, 2020, 10(6): 93-96+102.
- [5] 张琪, 马旭林. 基于 WRF 数值模拟的夏季强对流测定方法研究[J]. 地球物理学进展, 2020, 35(2): 512-518.
- [6] 况祥, 银燕, 陈景华, 等. 基于 WRF 模式和 CloudSat 卫星资料对黄淮下游一次强对流天气过程的诊断分析和数

值模拟[J]. 气象科学, 2018, 38(3): 331-341.

- [7] 许鲁君, 刘辉志, 徐祥德, 等. WRF 模式对青藏高原那曲地区大气边界层模拟适用性研究[J]. 气象学报, 2018, 76(6): 955-967.
- [8] 章焕, 范广洲, 张永莉, 等. 青藏高原土壤湿度对一例高原涡影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2018, 37(4): 886-898.
- [9] 栾澜, 孟宪红, 吕世华, 等. 青藏高原土壤湿度触发午后对流降水模拟试验研究[J]. 高原气象, 2018, 37(4): 873-885.