

# 青海高原降水相态转换特征及预报指标分析

李金海<sup>1,2</sup> 马元仓<sup>2</sup> 管琴<sup>1,2</sup> 黄甜甜<sup>2</sup>

(1 青海省防灾减灾重点实验室, 西宁 811000; 2 青海省气象台, 西宁 811000)

**摘要:** 基于青海高原50个地面气象观测站点2006—2020年的观测资料, 结合ERA-Interim再分析资料, 利用线性倾向估计、概率密度分析等方法, 揭示青海高原降水相态转换时空分布特征及相态预报指标, 并对2021年的观测资料开展检验。结果表明: 1) 青海高原降水相态转换主要发生在春末夏初及秋季, 空间上主要集中在祁连山区及青南地区, 这与海拔高度密切相关; 2) 降水相态与低层温度密切相关, 相对于地面的特征温度层(0 °C、-5 °C层等)高度、地面2 m温度和特征气压层(500 hPa、600 hPa、700 hPa)的温度可作为相态预报指标; 3) 雨转雪过程与雪转雨过程预报指标有明显差异, 雪转雨时地面到0 °C层温度垂直递减率大于雨转雪过程; 4) 检验结果表明, 低层及地面2 m温度指标的可用性较好, 中高层指标有一定偏差。

**关键词:** 青海高原, 降水相态转换, 预报指标, 温度层结, 检验评估

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2023.03.004

## Analysis of Precipitation Phase Transition Characteristics and Prediction Indices in Qinghai Plateau

Li Jinhai<sup>1,2</sup>, Ma Yuancang<sup>2</sup>, Guan Qin<sup>1,2</sup>, Huang Tiantian<sup>2</sup>

(1 Key Laboratory of Disaster Prevention and Mitigation of Qinghai, Xining 811000; 2 Qinghai Meteorological Observatory, Xining 811000)

**Abstract:** Using the observation data from 50 ground-based meteorological stations in Qinghai Plateau during 2006—2020 and ERA-Interim reanalysis data, the linear tendency estimation and probability density analysis are used to reveal the spatial-temporal distribution characteristics of precipitation phase transition and prediction indices in Qinghai Plateau. Meanwhile, the observation data in 2021 are also verified. The results show that: (1) The spatial-temporal distribution of precipitation phase transition is closely related to altitude. It mainly occurs in late spring, early summer and autumn, concentrated in the Qilian Mountains and Southern Qinghai; (2) Precipitation phase is closely related to the low-level temperature. The height of the characteristic temperature layer (0 °C layer, -5 °C layer, etc.), which is relative to the ground,  $T_{2m}$  and the temperature of the characteristic pressure layer (500 hPa, 600 hPa, 700 hPa) can be used as the phase prediction indices; (3) The prediction indices of rain-to-snow and snow-to-rain are significantly different, and the temperature lapse rate from ground to 0 °C layer of snow-to-rain process is greater than that of rain-to-snow process; (4) The verification results show that the temperature indicators at the lower level and T2m exhibit satisfactory applicability, while there is a certain deviation at the middle and higher levels.

**Keywords:** Qinghai Plateau, precipitation phase transition, prediction indices, temperature stratification, verification

### 0 引言

青海省位于青藏高原东北部, 全省平均海拔 > 3000 m, 河湟谷地海拔2000 m左右, 青南地区平均海拔 > 4000 m, 海拔高度跨度大。从气候上看, 青海属于高原大陆性气候, 年平均气温 -5.7~8.5 °C, 祁连山区、青南高原年平均气温 < 0 °C<sup>[1]</sup>, 春秋季节冷暖空气活动频繁, 温度变化常常导致降水相态转换。不

同的降水相态导致相同降水量的量级差别很大, 例如 24 h降水量 10 mm, 对应的相态为雨时, 降水量级为中雨, 相态为雪时, 则为暴雪<sup>[2]</sup>。不同相态降水对工农业生产、居民生活影响不同, 政府防御重点不同。强降水需防范局地诱发的洪涝, 强降雪则需要防范道路结冰对交通、生活的影响, 以及持续降雪对设施农业、畜牧业等的不良影响, 例如2019年春季青南地区的雪灾影响范围广、牧民损失惨重。因此青海高原的降水相态预报与居民生产生活及政府防灾减灾紧密联系。

近年来, 我国气象工作者在东部地区开展了较多的降水相态研究。部分学者通过一次或几个个例分

收稿日期: 2022年2月10日; 修回日期: 2022年6月2日  
第一作者: 李金海(1988—), Email: 584581318@qq.com  
通信作者: 管琴(1977—), Email: 446298319@qq.com  
资助信息: 青海省防灾减灾重点实验室开放基金(QFZ-2021-Z04);  
国家自然科学基金地区项目(62162053)

析, 总结得出不同气压层的不同温度条件或厚度条件下的降水相态成因, 获得识别相态的判据<sup>[3-6]</sup>, 并根据不同过程指出非绝热加热<sup>[7]</sup>、低层冷平流<sup>[8-9]</sup>造成的低层降温是降水相态转换的根本原因。也有一些研究者通过统计不同气压层的温度, 采用箱线图分析、阈值分析等方法, 分析实况探空和地面观测资料获得相态转换时温度阈值或关键指标<sup>[10-13]</sup>。西部高原地区雨雪转换频次多, 但相态转换研究较少。张俊兰等<sup>[14]</sup>、祝小梅等<sup>[15]</sup>归纳了北疆地区降水相态转换预报的中低层温度指标。保广裕等<sup>[16]</sup>指出500 hPa、400 hPa、300 hPa大气厚度可以作为青海公路沿线降水相态预报的指标。管琴等<sup>[17]</sup>通过中尺度数值模式模拟了一次降雪过程, 指出青海东部地区降水相态变化的主要原因是由于0 °C层高度的迅速下降。以上研究表明, 温度是造成降水相态转变的最根本原因, 但在统计过程中有一定的缺陷: 1) 选取降水相态发生前与发生后的整点地面2 m温度做阈值统计, 不能够精确地刻画相态转换时的地面2 m温度; 2) 全国探空站点较少, 时空分辨率较差, 不能有效地代表台站上空的大气状况; 3) 对于地形复杂的地区, 海拔差异较大, 同一种指标不能代表所有区域, 根据海拔分区研究是有必要的。本文通过分析青海高原地面观测资料、ERA-Interim资料, 对青海高原降水相态转换时空分布特征、预报指标开展了分区研究与验证, 提出定量的温度预报指标, 为业务预报提供参考依据。

## 1 资料与方法

本文实况资料为2006—2020年青海省50个国家级地面台站质量控制后的观测资料, 包括天气现象、整点气温等, 筛选出雨与雨夹雪转换样本1738站次、雨夹雪与雪转换样本1159站次。不同降水相态对应的天气现象编码如表1所示。

表1 雨、雨夹雪与雪对应的天气现象编码

Table 1 Weather phenomenon code of rain, sleet and snow

降水相态	天气现象编码
雨	50~67, 80~82, 90~92
雨夹雪	68~69, 83~84
雪	70~75, 85~86

再分析资料来源于欧洲中期天气预报中心的ERA-Interim资料, 空间分辨率为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ , 时间分辨率为6 h, 包含37层气压、温度、位势高度等要素。观测资料验证表明, 该资料的温度产品在中国或高原地区的可靠性优于其他再分析资料<sup>[18-19]</sup>。

本文采用线性假设的方法开展资料插值。为保证正确性, 对地面观测资料进行了筛选, 剔除以下样

本: 同1 h内发生两次转换的资料(如雨转雨夹雪后再转雨), 降水时间 $<0.5$  h的阵性降水资料。假定温度要素呈线性变化, 且随高度(时间)单调递增或递减, 在已知坐标 $(x_0, y_0)$ 与 $(x_1, y_1)$ 的情况下, 可应用线性插值, 获得 $[x_0, x_1]$ 区间内某一位置 $x$ 在直线上的值 $y$ , 则有公式:

$$\frac{y-y_0}{y_1-y_0} = \frac{x-x_0}{x_1-x_0} \quad (1)$$

针对ERA-Interim资料, 应用双线性插值方法将ERA-Interim资料由格点数据插值成站点的高度、温度、气压探空资料, 同样应用线性插值方法得到0 °C、-5 °C、-10 °C、-20 °C温度层的高度。本研究中的0 °C、-5 °C、-10 °C、-20 °C温度层的高度特指距离地面的高度, 因此在统计分析时, 减去了站点本身的海拔高度。

## 2 降水相态转换时空分布特征

### 2.1 空间分布特征

2006—2020年青海高原降水相态转换集中发生在青南地区与祁连山区(图1a、图1b), 这两个地区为青海海拔最高、平均温度最低的地区, 多数站点雨与雨夹雪转换超过60次、雨夹雪与雪转换超过40次。中心值位于青海省东南部的高原边坡地区, 雨与雨夹雪转换频次中心在久治县, 共发生123次, 年平均发生8.2次; 雨夹雪与雪转换频次中心在河南蒙古族自治县(简称河南县), 共发生110次, 年平均发生7.3次。柴达木盆地西部年降水量少, 河湟谷地站点海拔低、温度高, 转换频次均在10次以下, 年均小于1次。降水相态转换的空间分布与海拔高度呈明显的正相关(图1c), 线性拟合方程为:  $y=0.0464x-88.35$ , 即海拔每升高100 m, 青海高原降水发生转换的站次增加4.6次。无论是雨与雨夹雪转换, 还是雨夹雪与雪转换均与海拔高度呈正线性相关(图略)。

### 2.2 时间分布特征

青海省降水相态转换的月分布呈双峰结构, 集中出现在春末夏初、秋季, 5月、10月出现两个转换峰值(图2a), 且雨与雨夹雪转换、雨夹雪与雪转换的峰值均出现在5月、10月。月份不同, 相态转换有明显的空间分布差异: 3月、11月主要发生在东部农业区; 4月主要发生在东部农业区、祁连山区; 5月主要发生在祁连山区、青南地区; 6—9月集中发生在青南地区; 10月青海高原的各个区域均可能发生转换。雨夹雪与雪转换的月分布特征为: 3月、11月主要发生在东部农业区; 4月、10月青海高原的各个区域均可能发生转换; 5—9月集中发生在青南地区。这与站点的海拔高度有

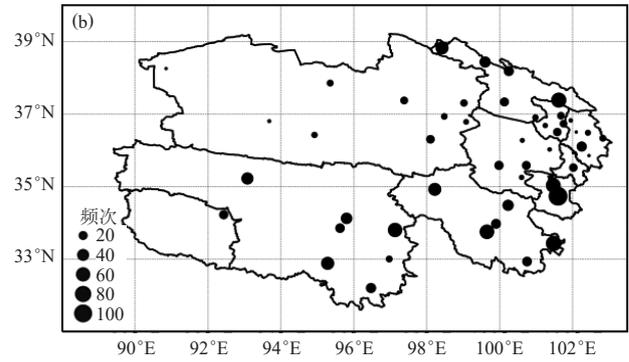
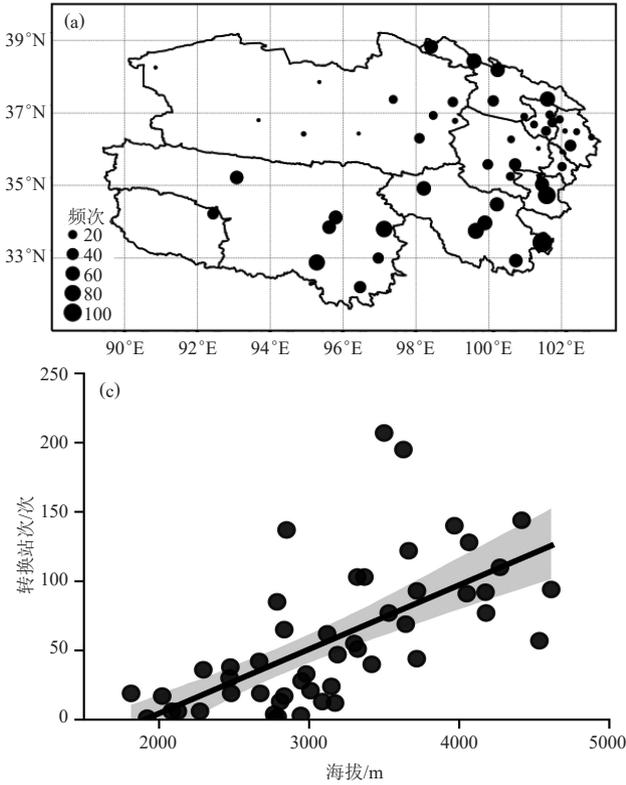


图1 2006—2020年青海高原雨与雨夹雪 (a)、雨夹雪与雪 (b) 转换空间分布及海拔分布特征 (c)  
Fig. 1 Spatial distribution of precipitation phase transition between rain and sleet (a), sleet and snow (b), and altitude distribution (c) in Qinghai Plateau during 2006—2020

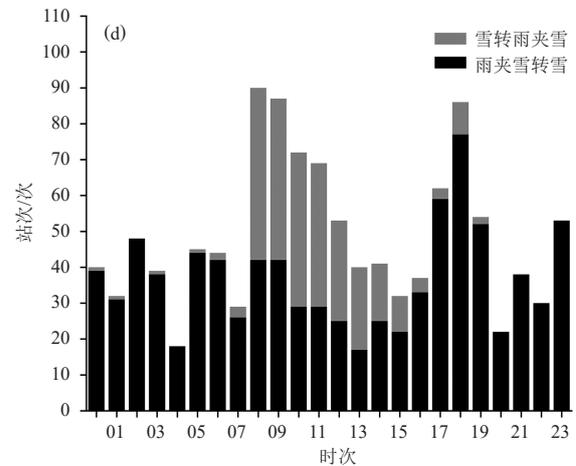
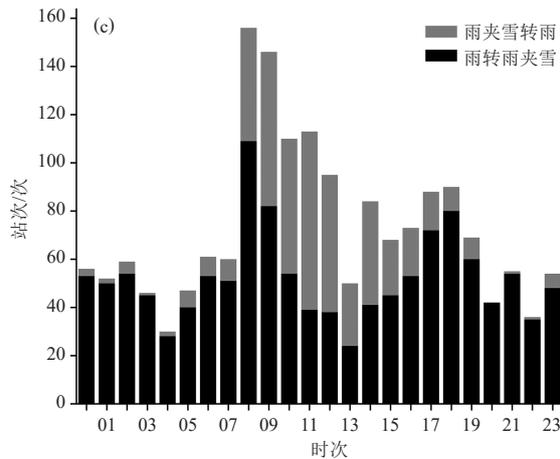
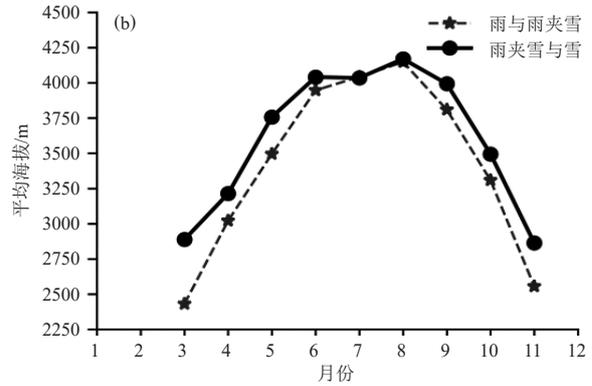
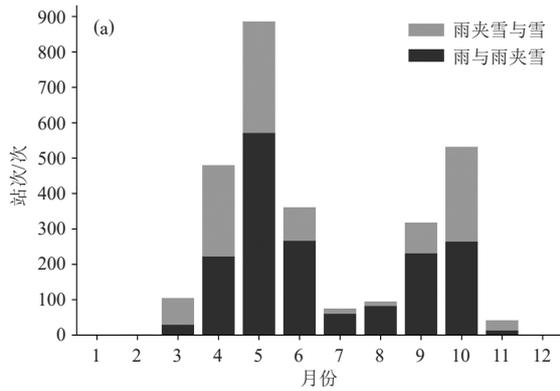


图2 2006—2020年青海高原降水相态转换站次月分布 (a)、平均海拔月分布 (b) 和小时分布 (c, d)  
Fig. 2 Precipitation phase transition characteristics of monthly distribution (a), average altitude monthly distribution (b) and hourly distribution (c, d) in Qinghai Plateau during 2006—2020

明显的关系,取每个月发生相态转换站点的海拔高度,按照出现频次加权平均,计算相态转换发生的平均海拔高度:3月、11月发生相态转换的站点平均海拔<3000 m;4—6月、9—10月平均海拔3000~4000 m;7—8月平均海拔>4000 m;3—6月发生相态转换的站点平均海拔越来越高,而9—11月发生相态转换的站点平均海拔越来越低(图2b);雨夹雪与雪转换的平均海拔高度高于雨与雨夹雪发生转换的平均海拔100~400 m。

小时分布显示,降水相态转换集中发生在08—12时与17—19时,雪转雨(雨夹雪转雨、雪转雨夹雪)过程比较集中,一日之内主要发生在08—15时,集中在08—12时。雨转雪过程发生的时间分布比较平均,相对而言,08时、18时为雨转雨夹雪转换的两个峰值时间(图2c),雨夹雪转雪在17—19时转换的频次较高(图2d),这与气温的日变化特征有关,李存莲等<sup>[20]</sup>分析了柴达木盆地有降水时日气温变化规律,指出小时气温最小值出现在07—08时,最大值出现在16—17时,因此08时以后随着气温升高,雪转雨频次发生较多,而17—19时发生雨夹雪转雪频次较多。

### 3 相态转换温度特征

已有研究表明,温度是造成降水相态转变的重要因素。陈双等<sup>[21]</sup>从微物理过程的角度重点分析了0℃、-10℃、-18~-12℃及地面2 m温度等温度层,解释了热动力垂直结构在降水相态形成中的重要作用。青海高原海拔高度从2000 m到4000 m以上,有必要分区开展地面2 m温度、特征温度层的高度及特征气压层的温度分析,得出降水相态转换的预报指标。按照青海高原降水相态转换的空间分布特征及青海海拔与气候分布特征<sup>[1]</sup>,将青海高原分为东部农业区、青南地区、祁连山区、柴达木盆地4个区域开展指标

研究。

#### 3.1 地面2 m温度

从全省地面2 m温度箱线图分析(图3a),降水相态转换时的地面2 m温度(表中记为 $T_{2m}$ )分布比较集中。雨与雨夹雪转换时地面2 m温度的中位数为2.5℃,平均值为2.6℃,集中区间为1.8~3.4℃。雨夹雪与雪转换的地面2 m温度中位数为0.9℃,平均值为0.94℃,中位数与算术平均值基本一致,转换区间集中,为1.7~0.1℃,由此可以得出,相态当 $T_{2m} \geq 2.5$ ℃时为雨,2.5℃ $> T_{2m} \geq 0.9$ ℃时为雨夹雪, $T_{2m} < 0.9$ ℃时为雪。降水相态发生转换时的平均地面2 m温度与海拔高度呈正相关(图略),由于海拔越高,0℃到地面的融化层厚度越小,则需要更高的低层温度使得冰相融化,因此地面2 m温度越高;而海拔较低时,融化层厚度较大,融化距离较长,有足够的时间在空中融化,因此平均地面2 m温度较低,这与刘玉莲等<sup>[22]</sup>应用日平均气温计算的关于相态分离临界温度模型时的结论是相似的(青海、四川临界温度高于东部平原区域)。雨与雨夹雪转换的中位数分别为东部农业区2.2℃、祁连山区2.2℃、青南地区2.5℃、柴达木盆地3.4℃(图3b);雨夹雪与雪转换的地面2 m温度中位数分别为祁连山区0℃、柴达木盆地1.4℃、东部农业区0.7℃、青南地区1.1℃(图3c);柴达木盆地的降水天气个例最少,两种转换个例样本数仅为85次和41次,因此造成两种箱线图上、下限温度差异较大。青南地区相态转换样本数最多,地面2 m温度的25~75分位数区间最为集中,且高于东部农业区和祁连山区,这与青南地区站点的平均海拔最高有关。

#### 3.2 特征温度层的高度

0℃层的高度代表着融化层的厚度,0℃以上的特征温度层的高度影响着高空冰相、雪相粒子形成的物

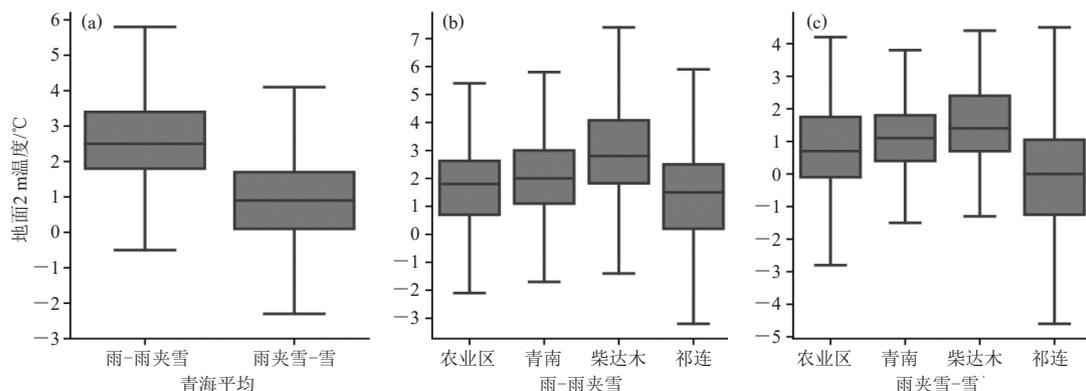


图3 青海高原平均(a),以及各区域雨与雨夹雪转换(b)、雨夹雪与雪转换(c)地面2 m温度分布

Fig. 3 Boxplots of  $T_{2m}$  for average (a), transition between rain and sleet in each region (b), and transition between sleet and snow in each region (c) of Qinghai Plateau

理过程，因此有必要分析0℃、-5℃、-10℃、-20℃相对台站高度分布（分别记为 $H_0$ 、 $H_{-5}$ 、 $H_{-10}$ 、 $H_{-20}$ ），反映降水粒子形态及下降融化的过程。青海高原各温度层的中位数统计表明，-20℃层高度为3857 m、-10℃层高度为2218 m、-5℃层高度为1272 m、0℃层高度为414 m（图4a）时，台站将出现雨与雨夹雪的转换；雨夹雪与雪转换的各特征温度层的高度中位数（图4b）为0℃层高度124 m、-5℃层高度为926 m、-10℃层高度为1816 m、-20℃层高度为3507 m，雨夹雪与雪转换的各特征温度层高度均

比雨与雨夹雪转换偏低300 m左右。不同温度层相对地面高度近似呈现正态分布，从-20℃到0℃层，越接近地面，特征温度层的高度箱体长度越短，密度分布越集中，越向上，高度分布越离散，说明低层温度（0℃、-5℃）层相对于地面的高度对于降水相态转换更敏感，重要性大于高层温度层，换言之，低层温度层相对地面的高度是造成降水相态转换的根本原因。这与叶晨等针对北京市2009年11月1日初雪暴雪微波辐射计及雷达的观测事实<sup>[23]</sup>、马良辰等<sup>[24]</sup>研究冬奥会张家口赛区降水相态转换时的0℃层高度是一致的。

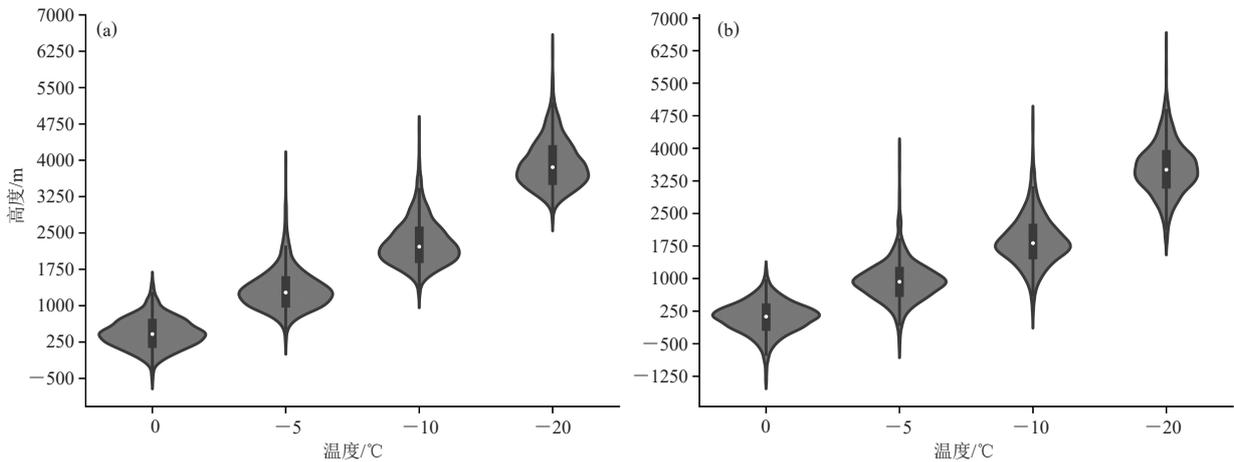


图4 雨与雨夹雪转换(a)、雨夹雪与雪转换(b)时0℃、-5℃、-10℃、-20℃层高度分布

Fig. 4 Violin plots of 0℃, -5℃, -10℃, -20℃ layer height distribution for transition between rain and sleet (a), sleet and snow (b)

### 3.3 特征气压层的温度

数值模式预报资料为等压面的温度场数据，因此分析降水相态转换时的等压面温度指标对降水相态预报具有重要意义。与东部地区的选取850 hPa、925 hPa、1000 hPa等气压层不同，青海高原海拔较高，除东部农业区一些区域低于3000 m，其余大部区域高于3000 m，需选取700 hPa(东部农业区)、600 hPa、500 hPa三个特征气压层，并统计三个特征气压层的温度（分别记为 $T_{700}$ 、 $T_{600}$ 、 $T_{500}$ ）中位数分布。统计结果如表2，全省雨与雨夹雪转换时温度中位数分布为500 hPa为-5.2℃、600 hPa为2.2℃、700 hPa为2.6℃，雨夹雪与雪转换温度中位数分布为500 hPa为-7.2℃、600 hPa为0.5℃、700 hPa为0.6℃。雨夹雪与雪转换特征气压层的温度较雨与雨夹雪转换时每层平均偏低2℃左右。600 hPa为一个降水相态转换的重要气压层， $T_{600} \leq 0.5$ ℃时天气现象为雪， $0.5$ ℃ $< T_{600} \leq 2.2$ ℃时为雨夹雪， $T_{600} > 2.2$ ℃时为雨。但不同地区差异很大，海拔越高，各特征气压层的转换温度越高；青南地区平均海拔 $> 4000$  m，接近600 hPa，高空0℃高度较低海拔地区低，因此青南地区在雨雪转换中温度明

表2 青海高原降水相态转换不同区域特征气压层的温度指标  
Table 2 Temperature indices of characteristic barometric layers in different regions in Qinghai Plateau

区域	雨与雨夹雪转换			雨夹雪与雪转换		
	$T_{500}/^{\circ}\text{C}$	$T_{600}/^{\circ}\text{C}$	$T_{700}/^{\circ}\text{C}$	$T_{500}/^{\circ}\text{C}$	$T_{600}/^{\circ}\text{C}$	$T_{700}/^{\circ}\text{C}$
东部农业区	-10.4	-4.2	2.6	-12	-6.8	0.6
青南地区	-4.0	3.5	/	-5.8	1.8	/
祁连山区	-8.3	-1.1	/	-12.6	-3.8	/
柴达木盆地	-9.3	0.2	/	-11.8	-3.1	/
全省平均	-5.2	2.2	2.6	-7.2	0.5	0.6

显高于其他三个地区，600 hPa需要降到1.8℃以下才会发生雨夹雪与雪转换的过程，其他区域600 hPa降到-3℃以下，才会出现雨夹雪与雪的转换。

### 3.4 相态转换过程的指标差别

以河南县国家站为例，河南县海拔为3500 m，是出现降水相态转换较多的站点，表3对比了不同降水相态转换过程的指标，各特征层高度与前面统计基本一致，但雨转雪过程（雨转雨夹雪、雨夹雪转雪）与雪转雨过程（雨夹雪转雨、雪转雨夹雪）特征温度层高度及特征气压层的温度分布是不同的。雨转雪过程地面2 m温度到-10℃层的平均温度变化是接

近 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 的温度递减率；雪转雨过程，地面到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层温度递减率增大，超过 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。雪转雨夹雪时甚至达到 $0.89\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ，同时 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 到 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层温度递减率仍是接近 $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。统计表明，雨转雪过程平均地面 $2\text{ m}$ 温度低于雪转雨过程，但同时 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层的平均高度基本上高于雪转雨过程，这可能与雨转雪过程为大气整体状态是从偏暖向偏冷转换（降温状态），而雪转雨过程通常是大气整体状态自偏冷向偏暖转换（升温状态）有关。

表3 河南省降水相态转换过程预报指标对比  
Table 3 Comparison of prediction indices for different precipitation phase transition processes in Henan

相态转换过程	$T_{600}/^{\circ}\text{C}$	$T_{500}/^{\circ}\text{C}$	$T_{2m}/^{\circ}\text{C}$	$H_0/\text{m}$	$H_{-5}/\text{m}$	$H_{-10}/\text{m}$	$H_{-20}/\text{m}$
雨转雨夹雪	2.2	-4.8	2.4	457.3	1508.7	2548.0	4201.4
雨夹雪转雨	2.5	-4.9	2.7	438.2	1496.8	2593.9	4213.4
雨夹雪转雪	0.4	-6.9	0.8	181.8	1059.2	2161.0	3830.2
雪转雨夹雪	-0.2	-7.5	1.0	111.9	942.6	2011.3	3780.4

#### 4 指标检验

筛选2021年3—6月雨夹雪与雪转换样本27个，雨夹雪与雨转换样本7个，应用实况资料与再分析资料进行检验。结果表明，雨夹雪与雪转换时 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 相对台站高度分别为231 m、1314 m、1953 m、3968 m；雨夹雪与雪转换时 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 相对台站高度分别为325 m、1478 m、2028 m、4504 m；与大量样本统计的指标相比， $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度相近， $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 较指标高度偏高400 m左右，大约相差10%，偏差与样本数较少有关，整体可用性较好。筛选2021年3—6月、9—11月共计8个月的逐小时降水天气现象的样本15011站次，按照 $T_{2m} \geq 2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $2.5\text{ }^{\circ}\text{C} > T_{2m} \geq 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{2m} < 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 三个温度区间进行地面 $2\text{ m}$ 温度识别率评定。表4的检验结果表明， $T_{2m} \geq 2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时，97.55%站次的降水相态为雨； $T_{2m} < 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时，95.44%站次的降水相态为雪； $2.5\text{ }^{\circ}\text{C} > T_{2m} \geq 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时，仅有29.07%的自动观测相态为雨夹雪；这与雨夹雪样本数较少及自动天气现象观测的误差有关。首先，雨夹雪天气属于过渡天气现象，观测样本只有749站次，出现在 $2.5\text{ }^{\circ}\text{C} > T_{2m} \geq 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围内的占58.21%，说明超过一半的雨夹雪出现在该指标范围内。其次，多个学者均在降水现象仪与人工观测对比中指出，仪器识别雨夹雪的错报率及漏报率最高，人工观测为雨夹雪时，仪器观测到雨和雪的比例很高<sup>[25-28]</sup>，因此自动观测的相态存在一定的误差，将雨夹雪识别成雨或雪的情况较多，造成雨夹雪样本少并降低了识别率。

表4 2021年青海高原地面 $2\text{ m}$ 温度指标检验结果  
Table 4 Test of  $T_{2m}$  indices in Qinghai Plateau in 2021

$T_{2m}/^{\circ}\text{C}$	总样本/站次	雨/站次	雨夹雪/站次	雪/站次	识别率
$T_{2m} < 0.9$	4043	20	79	3944	97.55%
$T_{2m} \geq 2.5$	9468	9036	234	198	95.44%
$2.5 > T_{2m} \geq 0.9$	1500	256	436	808	29.07%
合计	15011	9312	749	4950	/

#### 5 讨论与展望

本文利用青海高原50个地面气象观测站2006—2020年的逐日观测数据和ERA-Interim再分析资料，采用线性插值的方法，较前人研究刻画了更为精确的地面 $2\text{ m}$ 温度及探空层结数据，统计分析得出了青海高原降水相态发生转换的一些地面及高空观测事实，给出了青海高原降水相态预报的指标，并应用2021年的逐小时天气现象仪观测的降水相态及对应的地面 $2\text{ m}$ 温度进行了检验。主要结论如下：

1) 2006—2020年青海高原降水相态转换发生频次与站点海拔高度正相关，主要出现在青南地区及祁连山区；月分布与小时分布均呈现双峰结构，5月、10月是出现相态转换最多的月份，08—12时、18—19时为相态转换频次的两个峰值，上午有明显的雪转雨过程。

2) 低层特征温度层的高度及地面 $2\text{ m}$ 温度是影响降水相态转换的关键因素，特别是 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 厚度及地面 $2\text{ m}$ 温度。雨夹雪与雨转换时 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度414 m，雨夹雪与雨转换时 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 高度124 m；雨夹雪与雪转换较雨与雨夹雪转换各温度层低300 m左右。相态预报的地面 $2\text{ m}$ 温度指标为： $T_{2m} \geq 2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时为雨， $2.5\text{ }^{\circ}\text{C} > T_{2m} \geq 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时为雨夹雪， $T_{2m} < 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时为雪；降水相态发生转换时海拔越高则地面 $2\text{ m}$ 转换温度越高。

3) 青海高原特征气压层的温度指标有：雨与雨夹雪转换时 $T_{500} \leq -5.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $T_{600} \leq 2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{700} \leq 2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ （东部农业区），雨夹雪与雪转换时 $T_{500} \leq -7.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ， $T_{600} \leq 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{700} \leq 0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ （东部农业区）。海拔越高，各特征层的转换温度越高；两种相态转换过程特征气压层的温度相差 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。

4) 青南地区雨转雪过程与雪转雨过程固定气压层的温度及特征温度层的高度有差异，雪转雨时地面到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层温度垂直递减率大于雨转雪过程。

5) 检验表明，受样本量的影响，低层及地面 $2\text{ m}$ 温度指标的可用性较好，特别是地面 $2\text{ m}$ 温度指标对雨、雪天气现象的识别率超过95%，中高层的指标有一定偏差。由于雨夹雪样本较少及仪器自动识别的雨夹雪误差较大，雨夹雪的识别率较低，但仍有58%以上的雨夹雪在指标范围内。

本文研究结论可为预报业务人员在预报降水相态时提供指导,但需要指出的是,降水相态涉及复杂的云微物理过程,云中冰雪粒子环境、云底高度、粒子下落速度、地形条件等均会影响到实际下降到地面的降水相态,因此仍需要开展不同天气系统对云微物理过程影响及对近地面层降温机制的深入研究。

### 参考文献

- [1] 王江山,李锡福. 青海天气气候. 北京:气象出版社,2004.
- [2] 中国气象局. GB/T 28592-2012. 降水量等级. 北京:中国标准出版社,2012.
- [3] 张琳娜,郭锐,曾剑,等. 北京地区冬季降水相态的识别判据. 高原气象, 2013, 32(6): 1780-1786.
- [4] 孙燕,严文莲,尹东屏,等. 江苏冬季降水相态气候分布特征及预报方法探讨. 气象科学, 2013, 33(3): 325-332.
- [5] 廖晓农,张琳娜,何娜,等. 2012年3月17日北京降水相态转变的机制讨论. 气象, 2013, 39(1): 28-38.
- [6] 徐辉,宗志平. 一次降水相态转换过程中温度垂直结构特征分析. 高原气象, 2014, 33(5): 1272-1280.
- [7] 彭霞云,刘汉华,李文娟,等. 一次局地暴雪过程低层降温机制分析. 气象, 2020, 46(8): 1015-1025.
- [8] 杨舒楠,徐璐,何立富,等. 低层温度平流对华北雨雪天气过程的降水相态影响分析. 气象, 2017, 43(6):665-674.
- [9] 杜佳,杨成芳,戴翼,等. 北京地区4月一次罕见暴雪的形成机制分析. 气象, 2019, 45(10): 1363-1374.
- [10] 高松影,李慧琳,宋丽丽,等. 丹东冬季降水相态判据研究. 气象与环境学报, 2014, 30(2): 38-44.
- [11] 苗爱梅,董文晓,贾利东,等. 近30a山西不同相态降水的统计特征及概念模型. 干旱气象, 2014, 32(1):23-31.
- [12] 漆梁波,张瑛. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究. 气象, 2012, 38(1): 96-102.
- [13] 杨成芳,姜鹏,张少林,等. 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析. 气象, 2013, 39(3): 355-361.
- [14] 张俊兰,彭军. 北疆春季降水相态转换判识和成因分析. 高原气象, 2017, 36(4): 939-949.
- [15] 祝小梅,白婷,齐元元. 新疆北部降水相态的识别判据研究. 沙漠与绿洲气象, 2019, 13(1): 7-12.
- [16] 保广裕,代青措,郑玲,等. 青海省公路沿线降水相态预报指标分析研究. 青海环境, 2019, 29(3): 124-128.
- [17] 管琴,徐亮,李青平,等. 青海初秋一次雨雪天气过程数值模拟分析. 陕西气象, 2015, (5): 9-14.
- [18] 赵天保,符淙斌. 应用探空观测资料评估几类再分析资料在中国区域的适用性. 大气科学, 2009, 33(3):634-648.
- [19] 何冬燕,田红,邓伟涛. 三种再分析地表温度资料在青藏高原区域的适用性分析. 大气科学学报, 2013, 36(4): 458-465.
- [20] 李存莲,许学莲,雷玉红,等. 柴达木盆地不同天气条件下气温日变化特征分析. 青海农林科技, 2020(4): 54-57.
- [21] 陈双,符娇兰. 华北地区雪密度不同的两次降雪过程对比分析. 气象, 2021, 47(1): 36-48.
- [22] 刘玉莲,任国玉,孙秀宝. 降水相态分离单临界气温模型建立和检验. 应用气象学报, 2018, 29(4): 449-459.
- [23] 叶晨,王建捷,张文龙. 北京2009年“1101”暴雪的形成机制. 应用气象学报, 2011, 22(4): 398-410.
- [24] 马梁臣,马洪波,张曦丹,等. 冬奥会张家口赛区一次降水相态特征分析. 气象与环境学报, 2022, 38(1): 1-7.
- [25] 杜波,马舒庆,梁明珠,等. 雨滴谱降水现象仪对比观测试验技术应用分析. 气象科技, 2017, 45(6): 995-1001.
- [26] 邱海芝,王娜,马黎东. 富裕DSG5型降水现象仪平行观测数据探讨与分析. 黑龙江气象, 2019, 36(4): 42-44.
- [27] 吴宜,刘西川,孙宇,等. 雨滴谱式降水现象仪与人工观测结果的一致性分析. 气象科技, 2021, 49(1):32-39.
- [28] 周坤论,黄剑钊,陶伟,等. 降水类天气现象自动与人工观测质量对比分析. 气象研究与应用, 2022, 43(1): 112-117.
- [54] Dowell D, Hu M, Olson J, et al. Rapid refresh (RAP) and high resolution rapid refresh (HRRR) model development. AMS 100th Annual Meeting, Boston, 12-16 January 2020.
- [55] 陈明轩,高峰,孔荣,等. 自动临近预报系统及其在北京奥运期间的应用. 应用气象学报, 2010, 21(4): 395-404.
- [56] Benjamin S G, James E P, Brown J M, et al. Diagnostic fields developed for hourly updated NOAA weather models. Technical Memorandum OAR GSI-66. Boulder: NOAA, 2021.
- [57] 刘国忠,黄开刚,罗建英,等. 基于概念模型及配料法的持续性暴雨短期预报技术探究. 气象, 2013, 39(1): 20-27.
- [58] Johnson J T, MacKeen P L, Witt A, et al. The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. Weather and forecasting, 1998, 13(2): 263-276.
- [59] Cui W, Dong X, Xi B, et al. Climatology of linear mesoscale convective system morphology in the united states based on the random-forests method. Journal of Climate, 2021, 34(17): 7257-7276.
- [60] Witt A, Eilts M D, Stumpf G J, et al. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. Weather and Forecasting, 1998, 13(2): 286-303.
- [61] 陈葆德,王晓峰,李泓,等. 快速更新同化预报的关键技术综述. 气象科技进展, 2013, 3(2): 29-35.
- [62] Shi X, Chen Z, Wang H, et al. Convolutional LSTM network: A machine learning approach for precipitation nowcasting. 29th Annual Conference on Neural Information Processing Systems (NIPS), Montreal, 2015.
- [63] Shi X, Gao Z, Lausen L, et al. Deep learning for precipitation nowcasting: A benchmark and a new model. Advances in Neural Information Processing Systems, 2017: 5617-5627.
- [64] McGovern A, Bostrom A, Davis P, et al. NSF AI institute for research on trustworthy AI in weather, climate, and coastal oceanography (AI2ES). Bulletin of the American Meteorological Society, 2022, 103(7): E1658-E1668.
- [65] McGovern A, Elmore K L, Gagne D J, et al. Using artificial intelligence to improve real-time decision-making for high-impact weather. Bulletin of the American Meteorological Society, 2017, 98(10): 2073-2090.
- [66] Solazzo E, Barindelli S, Biondi R, et al. Nowcasting locally developed convective cells. 21st European Geosciences Union General Assembly, Vienna, 2019.
- [67] Burke A, Snook N, Gagne II D J, et al. Calibration of machine learning-based probabilistic hail predictions for operational forecasting. Weather and Forecasting, 2020, 35(1): 149-168.
- [68] Sønderby C K, Espoholt L, Heek J, et al. Metnet: A neural weather model for precipitation forecasting. Preprint, arXiv, 2020: 2003. 12140.
- [69] Espoholt L, Agrawal S, Sønderby C, et al. Skillful twelve hour precipitation forecasts using large context neural networks. Preprint, arXiv, 2021: 2111. 07470.
- [70] Ravuri S, Lenc K, Willson M, et al. Skillful precipitation nowcasting using deep generative models of radar. Nature, 2021, 597(7878): 672-677.
- [71] Frnda J, Durica M, Rozhon J, et al. ECMWF short-term prediction accuracy improvement by deep learning. Scientific Reports, 2022, 12(1): 1-11.
- [72] 郑永光,张小玲,周庆亮,等. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战. 气象, 2010, 36(7): 33-42.
- [73] Reichstein M, Camps-Valls G, Stevens B, et al. Deep learning and process understanding for data-driven earth system science. Nature, 2019, 566(7743): 195-204.

(上接21页)

hourly assimilation and model forecast cycle: The rapid refresh. Monthly Weather Review, 2016, 144(4): 1669-1694.